

Modelos de predicción estadística de precipitación estival en el centro oeste de Argentina

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

¹ DCAO-UBA

² Servicio Meteorológico Nacional

³ CIMA-CONICET

E-mail: ddominguez@smn.gov.ar

RESUMEN: Debido a la necesidad de contar con herramientas que permitan estimar la disponibilidad del recurso hídrico con anticipación, este trabajo intenta entender la variabilidad de la precipitación para luego poder predecirla en escala estacional. Se estudió el comportamiento de la precipitación de verano (Diciembre, Enero y Febrero) en una región del centro oeste argentino basándose en la comparación del comportamiento de las variables atmosféricas y oceánicas en años con sequía y con exceso de precipitación. Se investigó la existencia de predictores de las situaciones de lluvia en el mes de noviembre. La región se subdividió en tres sub-regiones debido a la heterogeneidad del régimen de lluvia. La altura geopotencial fue la variable que discriminó mejor los distintos casos. El calentamiento del Océano Pacífico central fue otro factor relacionado con la precipitación en toda la región. En general los casos de mayor precipitación estuvieron asociados al debilitamiento de las altas subtropicales y las bajas subpolares, es decir un debilitamiento del flujo zonal y por lo tanto un mayor intercambio de energía entre bajas y altas latitudes ya anomalías cálidas de temperatura de superficie del mar en noviembre en el Pacífico ecuatorial oriental. Este análisis permitió definir, para cada grupo, predictores que se utilizaron para generar un modelo de regresión lineal múltiple utilizando la metodología forward Stepwise. Los resultados indicaron que la altura geopotencial de 1000 Hpa y la temperatura de superficie del mar del Océano Pacífico central son los mejores predictores explicando, en cada sub-región el 43%, 28% y 16% de varianza de la serie de precipitación de verano respectivamente de Este a Oeste. Esto da cuenta de la pérdida de predictibilidad en las regiones ubicadas más hacia el oeste. El modelo se validó utilizando la técnica de cros-validación.

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 y otros 1999; Grimm y otros 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 y otros (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 y otros (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 2012) se estudió el comportamiento de la precipitación de verano en una región del centro 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.

Basado en estos resultados este trabajo propone esquemas de predicción para la lluvia de verano en cada región del área de estudio y se evalúa su habilidad de predicción.

DATOS Y METODOLOGÍAS

Se utilizaron 14 estaciones meteorológicas distribuidas en el área central de Argentina delimitada por 29° S y 34° S y 62° O y 69° O (Figura 1), provenientes de la red de medición del Servicio Meteorológico Nacional (SMN) y la Subsecretaría de Recursos Hídricos de la Nación (SRH).

Se definieron sub-regiones homogéneas, utilizando el método de Lund (1963). Este método se aplicó a las series medias de precipitación anual acumulada 1980-2009 (Figura 1). Se determinaron 3 grupos o sub-regiones que se utilizaron para el posterior análisis. Las estaciones que quedaron sin clasificar al utilizar la metodología de Lund (87305 y 87311), fueron incluidas en el grupo 3 debido a la correlación de la lluvia con las estaciones de este grupo fue mayor que con las de otros grupos, además de la cercanía geográfica a las estaciones del grupo 3. Con el fin de representar a cada una de las sub-regiones, se construyeron las series de precipitación mensual representativas de cada grupo promediando los valores de precipitación de todas las estaciones que conforman cada grupo. Se decidió estudiar la variabilidad de los meses de verano pues es la estación que registra mayores valores de precipitación acumulada. En efecto, el ciclo anual medio de precipitación (Figura 2) muestra en los 3 grupos una onda muy marcada con máximos en verano y mínimos

en invierno, donde puede observarse que para el grupo 3 la precipitación es menor que en los otros dos grupos, especialmente en verano.

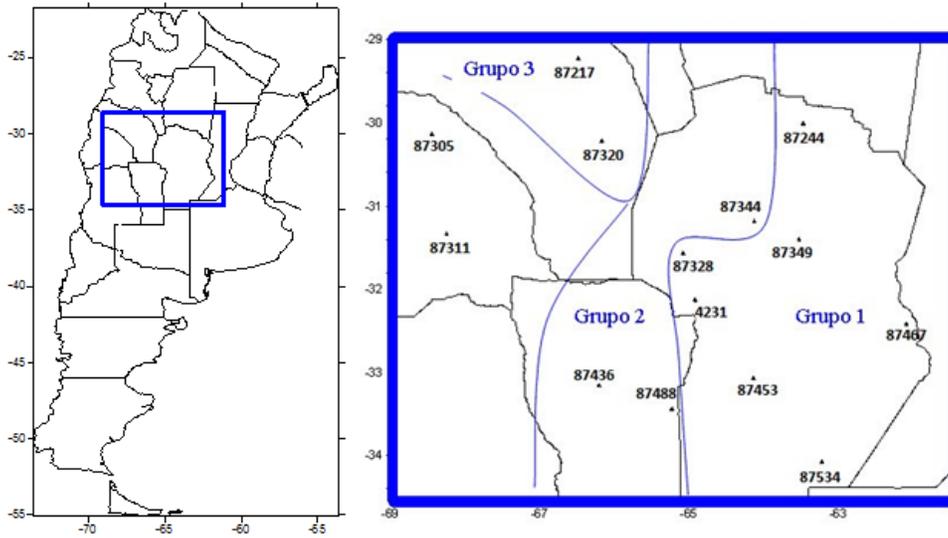


Figura 1. Estaciones utilizadas en el trabajo y áreas definidas que aseguran buena correlación entre la precipitación de las estaciones que conforman cada grupo.

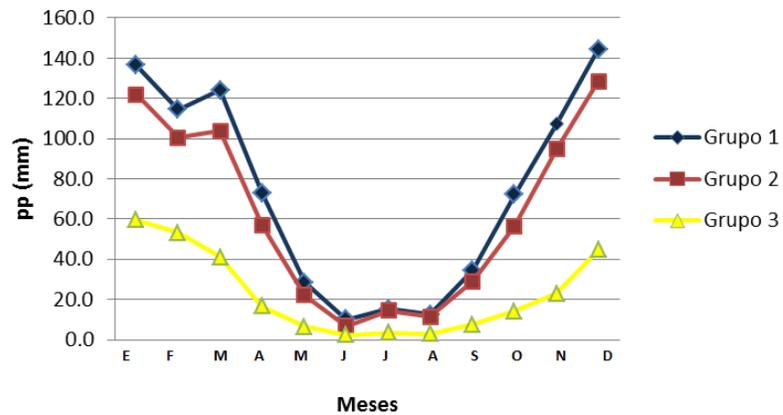


Figura 2. Onda Anual promedio de cada grupo separado según la clasificación de Lund

Para cada grupo se estudiaron los forzantes de la variabilidad interanual de la precipitación de verano mediante el cálculo de las correlaciones entre las anomalías de la precipitación estival representativa y las anomalías temporales de las siguientes variables: 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) en la capa desde superficie hasta 700 Hpa y TSM obtenidas del reanálisis NCEP/NCAR (Kalnay y otros, 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. Las correlaciones desfasadas se calcularon entre las anomalías de precipitación con las variables de gran escala durante el mes anterior al

trimestre de verano (noviembre). Las correlaciones mayores a 0,37 fueron estadísticamente significativas con el 95% de confianza.

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), definida como aquella que no supera el valor del primer cuartil y como extremos húmedos a los años con precipitación sobrenormal (exceso), definida como aquella que supera el tercer cuartil (Tabla 1). Los cuartiles fueron determinados utilizando la serie de precipitación representativa de cada uno de los grupos. Luego de separados los eventos, se calcularon los campos compuestos, es decir el campo promedio, de las anomalías de las variables 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 este campo diferencia fue calculada utilizando el test T-Student al 95%. Estos campos compuestos se han construido tanto para la estación estival y para el noviembre previo.

Finalmente se generó un modelo de predicción de la precipitación de verano para la región de las estaciones de cada grupo. Para ello se definieron posibles predictores, en base al estudio realizado anteriormente, como el promedio de la variable en el área de correlación significativa. Además se consideraron predictores 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 realizó una tabla de contingencia entre la precipitación observada y la pronosticada, donde se separaron los casos equiprobables llamados, subnormales, normales y sobrenormales, refiriéndose cada uno al espectro completo de casos posibles desde los años más secos hasta los años más húmedos, respectivamente. Además se calcularon los siguientes índices: probabilidad de detección (POD), relación de falsa alarma (FAR) y porcentaje de aciertos (HIT) (Wilks, 1995) y se compararon las funciones de probabilidad de la precipitación observada y estimada.

Tabla 1. Años donde se registró déficit y excesos de precipitación estival en cada uno de los grupos

Grupo1		Grupo 2		Grupo3	
Años Déficit	Años Exceso	Años Déficit	Años Exceso	Años Déficit	Años Exceso
1989	1981	1982	1981	1984	1985
1999	1983	1989	1984	1989	1988
2001	1984	1994	1985	1996	1990
2002	1990	1996	1993	1999	1992
2003	1991	1999	1997	2001	1993
2004	1993	2001	1998	2004	2000
2006	1998	2004	2000	2007	2002
2009	2007	2009	2007	2009	2008

RESULTADOS

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

Con el fin de analizar si las señales observadas en forma simultánea están relacionadas con otras presentes el mes anterior (noviembre) y de esa manera puedan usarse con fines predictivos, se construyeron los campos de correlación y los campos diferencia de los compuestos entre años de exceso y déficit de las distintas variables para el mes de noviembre.

Los campos de correlación entre la precipitación estival en el los grupos 1 y 2 y los campos de geopotencial de noviembre muestran un núcleo de correlación positiva significativa en las cercanías de Chile alrededor de 90° O y un debilitamiento de las altas subtropicales y las bajas subpolares en el Pacífico occidental alrededor de 170° E. En efecto, en los campos diferencia del geopotencial en noviembre correspondientes a las composiciones de años con exceso y déficit en la precipitación estival se distingue en todos los niveles de la atmósfera (1000 Hpa, (Figura 3a)) un centro de anomalías anticiclónico centrado en 60° S, 100° E, indicando un debilitamiento de las bajas subpolares en esta región. Este centro podría estar asociado a los observados ubicados más hacia el Este en los campos diferencia calculados en forma simultánea y que representan un tren de onda que se desplaza desde el Oeste sobre el Océano Pacífico.

El campo de correlación entre la precipitación estival y la TSM en noviembre no muestra correlaciones significativas importantes (figura no mostrada). Sin embargo, el campo diferencia de la TSM en noviembre entre los años de exceso y de déficit muestra claramente que la precipitación estival sobrenormal puede estar

asociada a anomalías cálidas de TSM en noviembre en el Pacífico ecuatorial oriental y frías en el Pacífico subtropical (Figura 3b).

Para el grupo 2 el campo de correlación entre la precipitación estival y la TSM en noviembre no muestra correlaciones significativas importantes. Sin embargo, el campo diferencia de la TSM en noviembre entre los años de exceso y de déficit muestra claramente que la precipitación estival sobrenormal puede estar asociada a anomalías cálidas de TSM en noviembre en el Pacífico ecuatorial oriental. (Figura 4).

En el caso del grupo 3 el campo de correlación entre la lluvia de verano y G500 (no mostrado) muestra nuevamente el patrón observado al calcular las correlaciones en forma simultánea: el debilitamiento del anticiclón y de las bajas subpolares en el Pacífico. La diferencia de las composiciones de los geopotenciales en noviembre para años con precipitación sobrenormal y subnormal en verano muestran también este efecto al igual que ocurriera en los casos simultáneos, aunque el núcleo de máxima variabilidad se encuentra desplazado hacia el oeste (Figura 5).

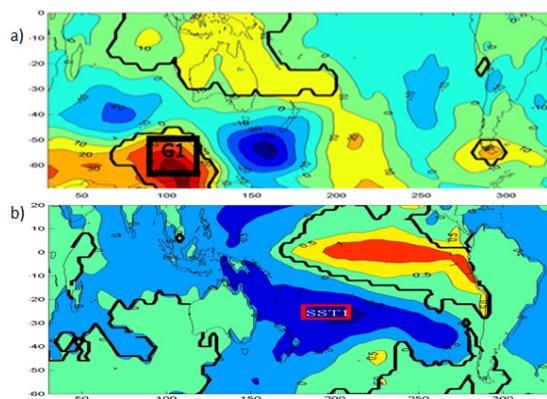


Figura 3. Diferencia de la Composición de las anomalías de G1000 (a), TSM (b) de noviembre de los años exceso y déficit del grupo 1 (en m). Línea negra área de diferencia significancia al 95%. Los recuadros muestran las regiones de alta correlación donde se han desarrollado los predictores G1 y SST1.

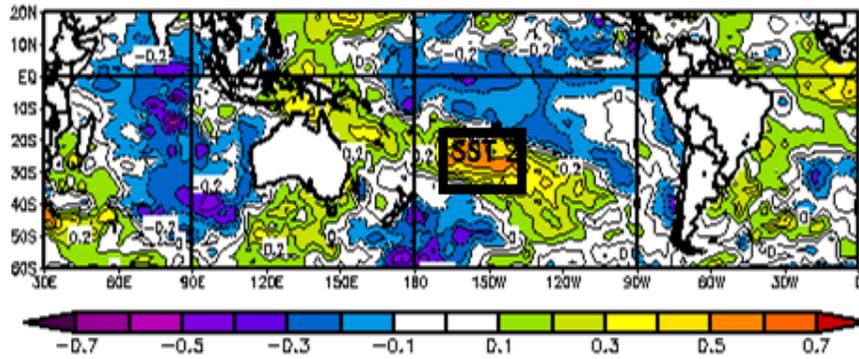


Figura 4. Correlación entre la precipitación estival media del grupo 2 y TSM en Noviembre. Valores mayores a 0.4 son significativos al 95% de confianza. El recuadro muestra la región de alta correlación donde se ha desarrollado el predictor SST2.

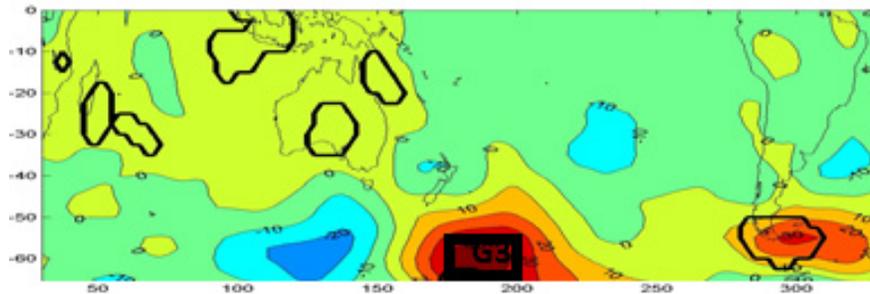


Figura 5. Diferencia de la Composición de las anomalías de G1000 de noviembre de los años exceso y déficit del grupo 3 (en m). Línea negra área de diferencia significancia al 95%. El recuadro muestra la región de alta correlación donde se ha desarrollado el predictor G3.

Modelos de predicción estadístico

Con el fin de generar un modelo de predicción para la precipitación estival de cada grupo, utilizando las variables observadas en el mes de noviembre, se definieron los predictores. Para su definición se utilizaron los campos de correlación desfasados en un mes y los campos diferencia entre situaciones de exceso y de déficit, también en noviembre. Se definieron los posibles predictores del 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 que no estuvieran correlacionados entre sí para evitar el problema de multicorrelación y ellos fueron la entrada al modelo de regresión.

Se generaron los modelos de regresión lineal múltiple utilizando la metodología *forward Stepwise*, resultando para cada grupo correspondientemente, las ecuaciones Ec. 1, Ec. 2 y Ec. 3:

$$PPverano_grupo1 = 1666,04 + 0,54 * G1 - 64,30 * SST1 \quad Ec\ 1$$

$$PPverano_grupo2 = 1905,14 - 67,35 * SST2 \quad Ec\ 2$$

$$PP_{\text{verano_grupo3}} = 190,8 + 0,38 * G3 \quad \text{Ec 3}$$

Las variables seleccionadas por los modelos se detallan en la Tabla 2. La correlación entre la precipitación estival y los predictores resultantes también se explicita en dicha tabla.

Tabla 2. Definición de los predictores para el mes de noviembre y su correlación con la precipitación acumulada de diciembre a febrero

Predictor	Variable	Área	Figura	R
G1	G 1000	50° S- 60° S ; 90° E - 120° E	3a	0,37
SST1	TSM	25° S- 30° S ; 150° O -170° O	3b	-0,54
SST2	TSM	20° S- 30° S ; 140° O -160° O	4	-0,53
G3	G 1000	55° S- 65° S ; 160° O - 180° O	5	0,40

PPverano (mm) es la precipitación estimada para el verano y G y SST son los predictores (en m y °C respectivamente). Por lo tanto para los grupos 1 y 3 los modelos quedaron definidos por la variable geopotencial en 1000 hpa. Esto indica que la precipitación estival está favorecida por el debilitamiento de las bajas subpolares en el Océano Pacífico, la consecuente disminución del flujo del oeste y el mayor intercambio entre latitudes bajas y medias, que permite un mayor pasaje de frentes por la región de estudio. En los grupos 1 y 2 la lluvia de verano está realizada cuando la región del Océano Pacífico subtropical presenta un enfriamiento, asociado al patrón Niño de calentamiento en la zona tropical (Rasmusson y Carpenter, 1982).

La varianza explicada por los modelos de la variabilidad de la precipitación de verano se detalla en la tabla 3. Se aplicó el método de cros-validación para evaluar la eficiencia del modelo, lo cual requirió el cómputo del mismo 30 veces, obteniendo 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 precipitaciones estimadas por la cros-validación pueden verse en la figura 6, donde puede observarse, en cada caso, varios años para los cuales la estimación no resultó eficiente.

La correlación entre los valores observados y los pronosticados (Tabla III) denotan la pérdida de predictibilidad desde el este hacia el oeste. Una medida para evaluar cuantitativamente el ajuste de la predicción a los valores observados es mediante una tabla de contingencia (Tabla IV). En ella puede observarse que el modelo predijo la misma categoría que efectivamente se produjo en el 60% (grupo 1), 43.3% (grupo 2) y 43.3% (grupo 3) de los casos.

Además se calcularon las funciones de probabilidad empírica (con datos observados) y la derivada de las predicciones con el modelo (Figura 7), resultando que ambas no difieren con un 95% de confianza, utilizando un test chi-cuadrado. En esta puede observarse que en el grupo 1 hubo un mayor porcentaje de casos estimados con precipitación inferior a 400 mm de los que se produjeron realmente mientras que hubo un menor porcentaje de casos estimados con precipitación entre 400 y 500 mm de los que efectivamente se produjeron. En cambio para el grupo 2 hubo un menor porcentaje de casos estimados de los que se produjeron realmente se produjeron. En el grupo 3 hubo un mayor porcentaje de casos estimados con precipitación inferior a 300 mm de los que se produjeron realmente mientras que hubo un menor porcentaje de casos estimados con precipitación mayor a 300 mm de los que efectivamente se produjeron.

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). 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. Los resultados se indican en la Tabla V. Para los grupos 1 y 2 la categoría sobrenormal obtuvo los mayores valores 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. En cambio, para el grupo 3, las categorías sub y sobrenormal obtuvieron la misma probabilidad detección y tasa de acierto, mientras que la categoría normal obtuvo una demasiado alta relación de falsa alarma.

Tabla 3. Varianza explicada por los modelos y correlación entre la precipitación observada y estimada

	Grupo1	Grupo 2	Grupo 3
Varianza Explicada	43 %	28 %	16 %
Correlación	0,45	-0,36	0,19

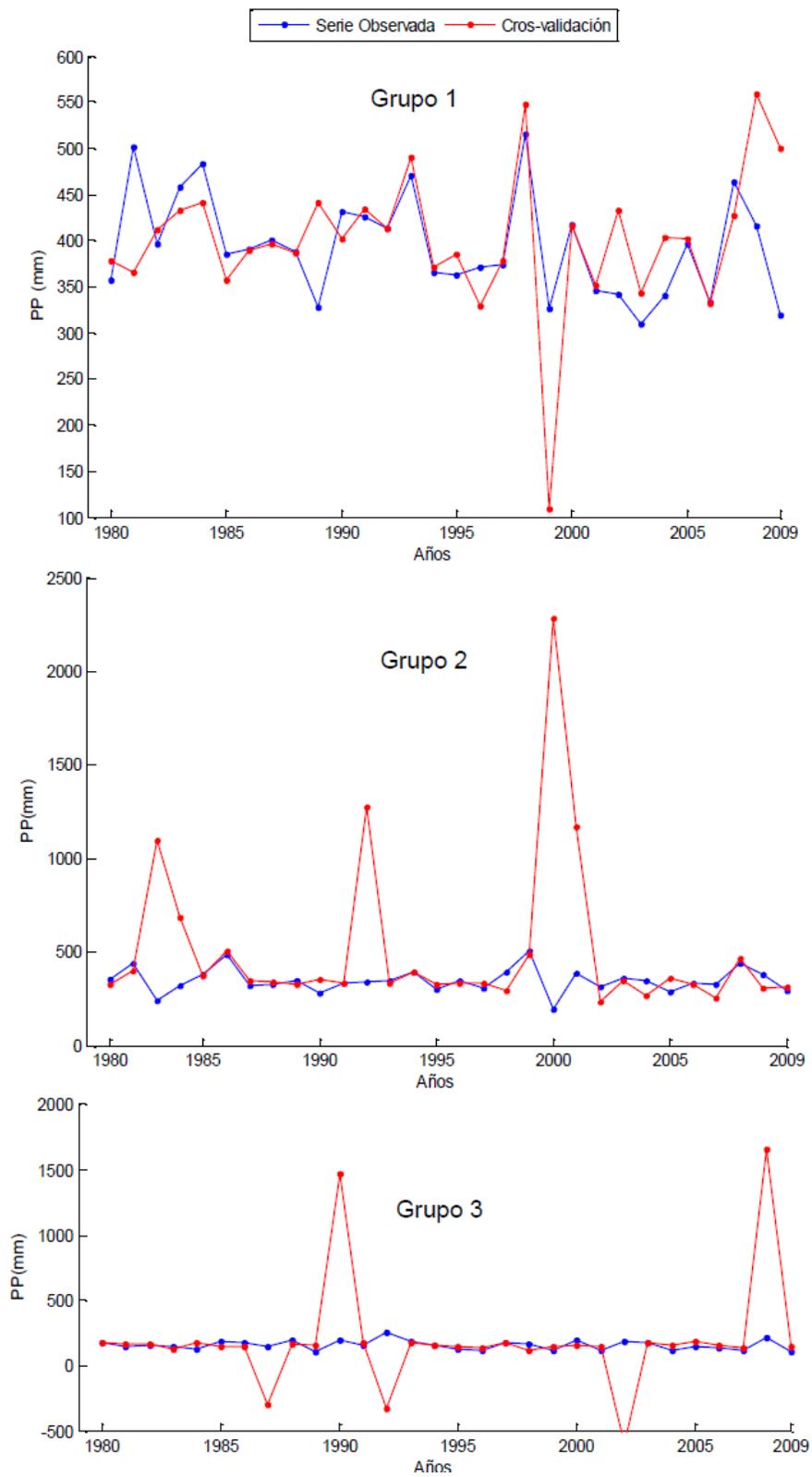


Figura 6. Series de precipitación observadas y estimadas con método de Cros-validación

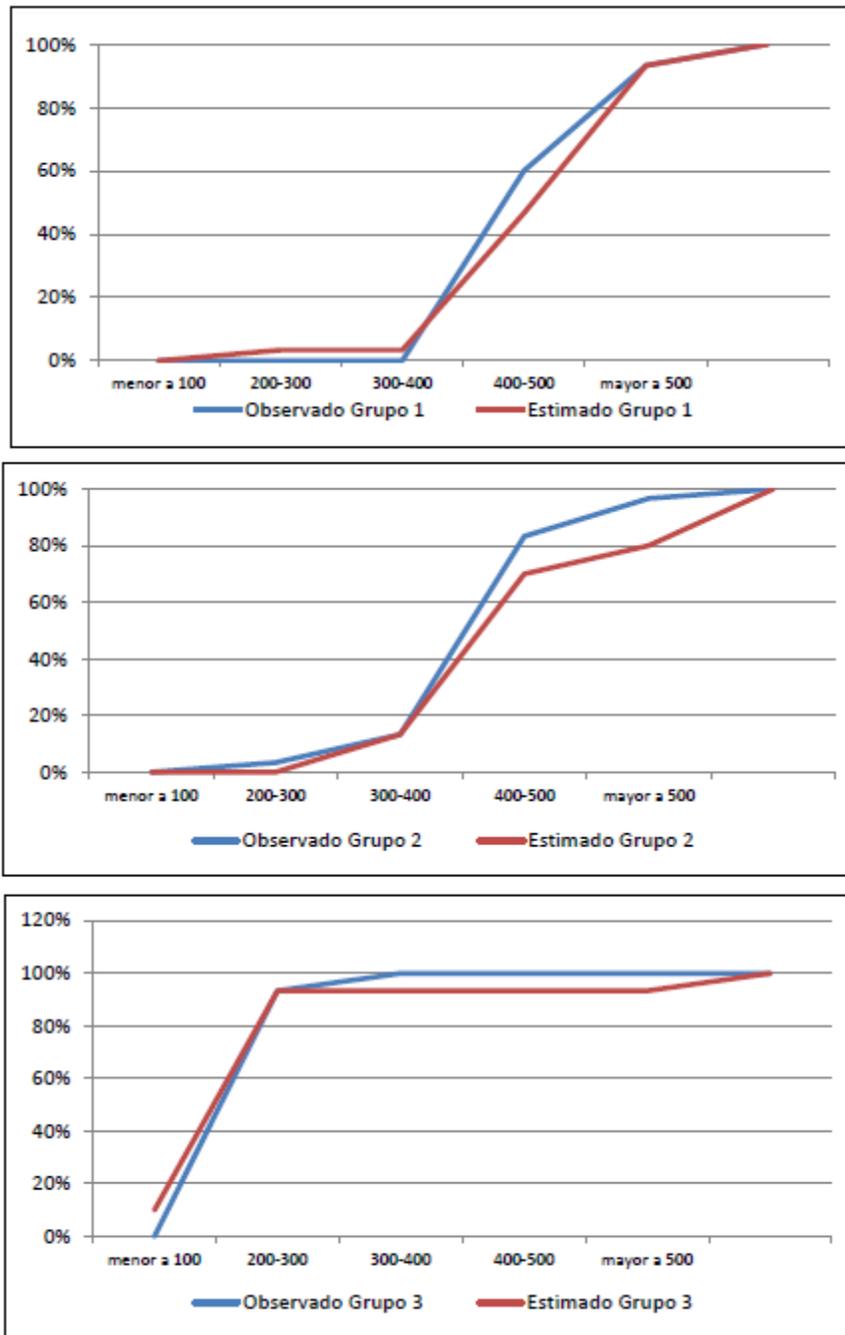


Figura 7. Funciones de probabilidad empírica observada (línea azul) y estimada (línea roja) para la precipitación de verano en los grupos (en mm).

Tabla 4. Tablas de contingencia entre categorías observada y pronosticada (% total casos)

Grupo 1		Categorías pronosticada		
Categorías Observada		Subnormal	Normal	Sobrenormal
	Subnormal	16,67	6,67	10
	Normal	13,33	20	0
	Sobrenormal	3,33	6,67	23,33
Grupo 2		Categorías pronosticada		
Categorías Observada		Subnormal	Normal	Sobrenormal
	Subnormal	10	13,33	10
	Normal	16,67	13,33	3,33
	Sobrenormal	6,67	6,67	20
Grupo 3		Categorías pronosticada		
Categorías Observada		Subnormal	Normal	Sobrenormal
	Subnormal	16,67	13,33	3,33
	Normal	10,00	10,00	13,33
	Sobrenormal	6,67	10,00	16,67

Tabla 5. Medidas de eficiencia para los eventos subnormales, normales y sobrenormales.

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

	POD			FAR			HIT		
	Gr 1	Gr 2	Gr 3	Gr 1	Gr 2	Gr 3	Gr 1	Gr 2	Gr 3
Subnormal	0,5	0,3	0,5	0,5	0,7	0,5	0,67	0,53	0,67
Normal	0,6	0,4	0,3	0,4	0,6	0,7	0,73	0,6	0,53
Sobrenormal	0,7	0,6	0,5	0,3	0,4	0,5	0,8	0,73	0,67

CONCLUSIONES

Los modelos de precipitación de verano de los grupos 1 y 3 quedaron definidos por la variable geopotencial en 1000 hpa. Esto indica que la precipitación estival está favorecida por el debilitamiento de las bajas subpolares en el Océano Pacífico. En los grupos 1 y 2 la lluvia de verano está realizada cuando la región del Océano Pacífico subtropical presenta enfriamiento, asociado al patrón Niño de calentamiento en la zona tropical. En cada sub-región la varianza explicada de la serie de precipitación de verano fue de 43%, 28% y 16% respectivamente de este a oeste. Esto da cuenta de 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, en los grupos 1 y 2 la categoría sobrenormal fue la mejor representada por el modelo.

***Agradecimientos.** Al Servicio Meteorológico Nacional y la Subsecretaría de Recursos Hídricos de la Nación 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 2010-2012 CC02, UBACyT 2011-2014 01/y028, CONICET PIP 112-200801-00195, Préstamo BID-PICT 2010-2110 y CLARIS LPB.*

REFERENCIAS

Blackman, R.B.; Tukey, J.W. (1958) "The measurement of power spectra from the point of view of communication engineering". Dover Publications. 190pp

Domínguez, D.; González, M. H. (2012) “*Variabilidad interanual de la precipitación estival en el centro oeste de Argentina*” XI Congreso Argentino de Meteorología (CONGREGMET XI), 28 de mayo a 1 de junio de 2012, Ciudad de Mendoza, Argentina.

González, M.H; et al (2012) “*Some factors that influence precipitation in Argentinean Chaco*”. Advances in Meteorology, vol. 2012, 13 pages, editors: Youmin Tang, Soon-Il An and Wansuo Duan, Hindawi Publishing Corporation

Grimm, A. M.; et al (2000) “*Climate variability in southern South America associated with El Niño and La Niña events*”. Journal of Climate, 13, 35-58.

Kalnay, E.; et al (1996) “*The NCEP/NCAR Reanalysis 40 years- project*”. Bull Amer Meteor Soc, 77, 437-471.

Nogues Paegle, J.; Mo, K.C. (2002). “*Linkages between Summer Rainfall Variability over South America and Sea Surface Temperature Anomalies*”, J. Climate, 15, 1389 – 1407

Lund, I.A. (1963) “*Map pattern classification by statistical methods*”, Journal of Applied Met. 2, 56-65.

Rasmusson, E. M.; Carpenter, T. H. (1982) “*Variations in tropical sea surface temperature and surface wind fields associated with the Southern Oscillation/El Niño*”. Monthly Weather Review, 110, 354-384.

Ropelewski C.F.; Halpert. M.S. (1987). “*Global and regional scale precipitation patterns associated with El Niño/Southern Oscillation*”. Monthly Weather Review, 115, 2161-2165.

Reboita M. S.; et al (2009) “*Relationship between the Southern Annular Mode and Southern Hemisphere Atmospheric Systems*”. Revista Brasileira de Meteorología, 24, n.1, 48-55.

Silvestri, G.; Vera, C.S. (2003). “*Antarctic Oscillation signal on precipitation anomalies over southeastern South America*”. Geophys Res Lett, 30, No. 21, 21-15, ISSN 0094-8276.

Thompson, D.W.; Wallace, J.M. (2000) “*Annular modes in the extratropical circulation. Part I: month-to-month variability*”. J Climate, 13, 1000-1016, ISSN 0894 8755.

Vargas, W.; et al (1999) “*Las precipitaciones mensuales en zonas de la Argentina y el ENOS. Un enfoque hacia problemas de decisión*”. Meteorológica, 24, 3-22.

Wilks, D. S. (1995) “*Statistical methods in the atmospheric sciences (An introduction)*”, International Geophysics Series, vol 59, Academic Press, 464pp, San Diego, California.