

VARIABILIDAD DE LA PRECIPITACIÓN EN EL CENTRO OESTE DE ARGENTINA Y UN MODELO DE PREDICCIÓN ESTADÍSTICA

Diana Analía Domínguez¹, Marcela Hebe González^{1,2}

¹Departamento de Ciencias de la Atmósfera (FCEN-UBA), Buenos Aires, Argentina

²Centro de Investigaciones del Mar y la Atmósfera (CIMA/CONICET-UBA), UMI IFAECI/CNRS, Buenos Aires, Argentina.

(Manuscrito recibido el 17 de diciembre de 2012, en su versión final el 23 de abril de 2013)

RESUMEN

El objetivo del presente trabajo es estudiar la variabilidad de la precipitación en escalas temporales mayores al año en una zona en el centro de Argentina. Las tendencias de precipitación resultaron máximas en la estación estival, mostrando una disminución en la cantidad de lluvia sobre todo en el oeste de la región de estudio y en el período más reciente. El estudio de ciclos significativos evidenció la presencia de ciclos de aproximadamente 15, 23 y 30 años. La variabilidad interanual de la precipitación de verano se estudió en 3 sub-regiones diferentes basándose en la comparación del comportamiento de las variables atmosféricas y oceánicas en años con déficit y con exceso de precipitación. La altura geopotencial fue la variable que discriminó mejor dichos casos. La lluvia sobrenormal estuvo asociada al debilitamiento del anticiclón y de las bajas subpolares en el Océano Pacífico, y la intensificación del Anticiclón del Océano Atlántico en la región de entrada al continente. El calentamiento del Océano Pacífico central (fase positiva del ENOS-El Niño Oscilación del Sur) fue otro factor relacionado con la precipitación en toda la región. Un modelo de regresión lineal múltiple fue desarrollado para la región oriental y explicó el 43,3% de la varianza de la precipitación estival.

Palabras clave: Argentina central, tendencias de precipitación, variables atmosféricas, temperatura de la superficie del mar, pronóstico estadístico.

RAINFALL VARIABILITY IN CENTRAL WEST ARGENTINA AND A STATISTICAL FORECAST MODEL

ABSTRACT

The objective of this work is to study rainfall variability in different timescales in central Argentina. Rainfall trends were maximum in summer in the west of the study region, showing rainfall decrease in the west and recent period. 15, 23 and 30 years significant cycles were detected. The interannual summer rainfall variability was study in 3 sub-regions, based on the comparison of the atmospheric and oceanic variables behavior in years with deficit and excess of rainfall. The geopotential height was the best discriminator variable. Rainfall greater than normal was associated with the weakness of the Pacific heights and lows and the intensification of the Atlantic heights in the region next to the continent. The central Pacific Ocean

water warming (positive phase of ENSO-El Niño Southern Oscillation) was another factor related to rainfall all over the area. A multiple linear regression model was developed and explained the 43,3% of the summer rainfall variance.

Keywords: Central Argentina, rainfall trends, atmospheric variables, sea surface temperature, statistical prediction.

1. INTRODUCCIÓN

Desde mediados del siglo XX se ha evidenciado un corrimiento hacia el oeste de las isoyetas de precipitación anual en Argentina subtropical (Liebmann y otros 2004; Barros y otros 2008). Por este motivo zonas semi-áridas en la región occidental comenzaron a ser aptas para los cultivos. Sin embargo, los datos de las últimas décadas muestran un cambio de este comportamiento en algunas regiones específicas (González y otros, 2012a) lo cual trae aparejado pérdidas económicas y un incremento de la problemática social. 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.

Es sabido que 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).

Otra oscilación vinculada a la temperatura de superficie del mar (TSM) es el Dipolo de Océano Índico (IOD) (Saji y otros, 1999), para el cual hay estudios realizados para Sudamérica y el Hemisferio Sur que lo vinculan con la precipitación y los mecanismos de propagación de ondas de Rossby. Chan y otros (2008) encontraron que en Sudamérica la fase positiva del IOD se manifiesta como un dipolo de anomalías de precipitación, con incrementos

en la cuenca del Plata y decrecimiento en la región del centro de Brasil. Liu y otros (2007) encontraron una relación dinámica de la teleconexión entre IOD y las anomalías de geopotencial de 200hpa de altas latitudes del Hemisferio Sur usando la teoría de propagación de la energía de las ondas planetarias de acuerdo a Hoskins y Karoly (1981). Ellos mostraron que la energía se propaga a lo largo del mismo recorrido en que se propaga el tren de ondas de Rossby.

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 (2012b) 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 este trabajo se estudian las tendencias anuales y estacionales de la precipitación, los posibles ciclos significativos y los forzantes,

tanto de gran escala como regionales, que favorecen la precipitación estival en la región central de Argentina. Finalmente se propone un esquema de predicción para la lluvia de verano en el Este de la región de estudio.

2. DATOS Y METODOLOGÍAS

Se utilizaron 21 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).

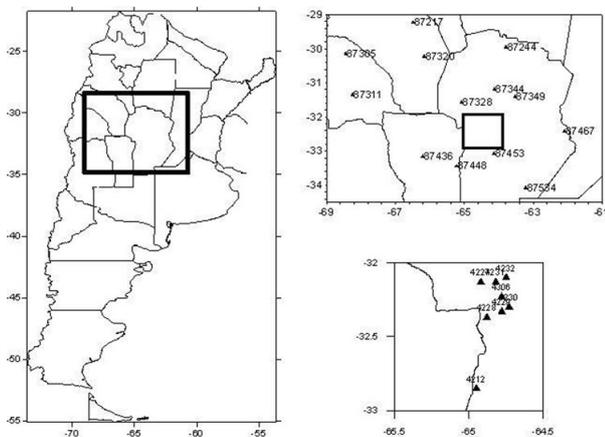


Figura 1: Estaciones utilizadas, en recuadro superior se detallan las estaciones pertenecientes a SMN y en el inferior a SRH.

Las tendencias de precipitación anual acumulada y estacional de verano (diciembre a febrero), otoño (marzo a mayo), invierno (junio a agosto) y primavera (septiembre a noviembre) fueron calculadas utilizando un ajuste lineal para los períodos 1961-2009, 1980-2009 y 1994-2009. Para el primer período se dispuso de información completa para 13 estaciones, para el segundo 16 y para el tercero 21. La significancia fue testeada con un test T-Student con el 95 % de confianza.

Con el fin de analizar la posible existencia de periodicidades superiores al año que expliquen otras variabilidades, se aplicó un

análisis espectral a las series de precipitación anual acumulada utilizando la metodología de Blackman Tukey (Blackman y Tukey, 1958) para 14 estaciones con registros de más de 30 años (Figura 2).

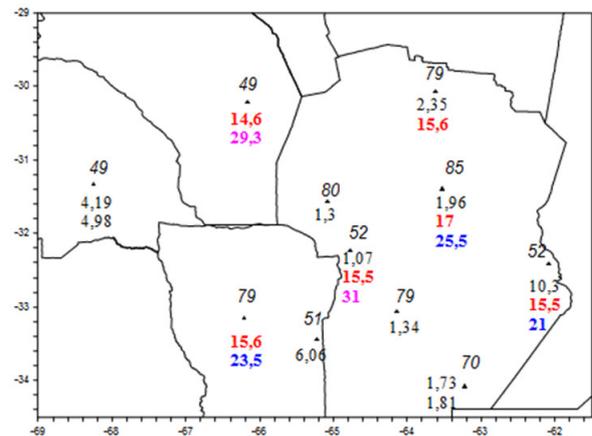


Figura 2: Cantidad de años con que se realizó el análisis espectral de la serie (arriba), período en años de las ondas significativas encontradas en el análisis espectral (abajo). Las ondas con periodo cercano a 15 años están marcadas en rojo, ondas alrededor de 23 años en azul y cercanas a 30 en fucsia.

Se definieron sub-regiones homogéneas, utilizando el método de Lund (1963). Este método se aplicó a las series de precipitación anual acumulada de 14 estaciones elegidas por estar homogéneamente distribuidas durante el período 1980-2009 (Figura 3). La correlación necesaria para el agrupamiento fue mayor a 0.4. 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

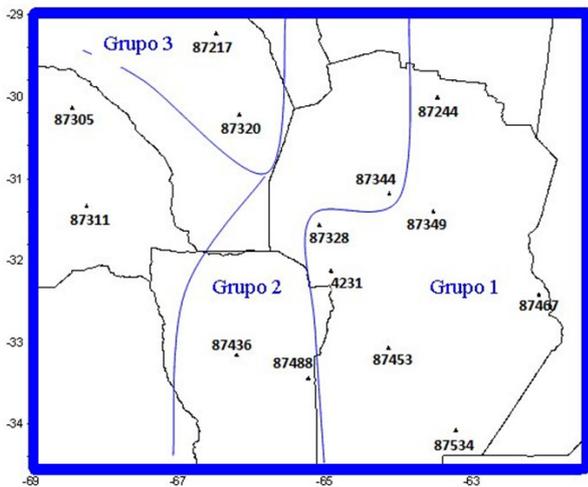


Figura 3: Áreas definidas que aseguran buena correlación entre la precipitación de las estaciones que conforman cada grupo.

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 4) 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.

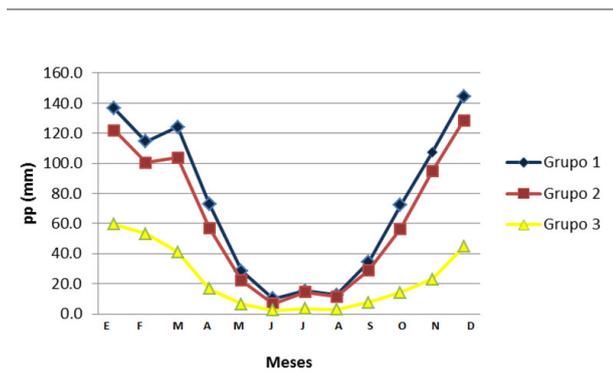


Figura 4: Onda Anual promedio de cada grupo separado según la clasificación de Lund

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 (G1000), 500 (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). Se utilizaron estos datos en el periodo 1980-2007 debido a la disponibilidad de los mismos en el Climate Prediction Center (CPC). 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 para 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 I).

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

Tabla I: Años donde se registró precipitación estival subnormal (Déficit) y sobrenormal (Exceso) en cada uno de los grupos.

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 que comprenden el Grupo 1, para lo cual se definieron posibles predictores en base al estudio realizado anteriormente como el promedio de la variable en el área de correlación significativa (Tabla II).

Predictor	Variable	Área	Figura	R
G1	G 1000	20° S- 30° S ; 160° E - 170° E	14	0,39
G2	G 1000	20° S- 30° S ; 140° E - 170° E	15a	0,40
G3	G 1000	50° S- 60° S ; 90° E - 120° E	15a	0,37
G4	G 500	50° S- 60° S ; 140° E - 170° E	15b	-0,39
G5	G 200	15° S- 25° S ; 160° E - 180° E	15c	0,37
G6	G 200	50° S- 60° S ; 140° E - 160° E	15c	-0,46
U1	U	10° S- 20° S ; 80° O - 100° O	16	0,47
V1	V	5° S- 10° S ; 60° O - 65° O	17	0,39
A1	Agua Prec.	25° S- 35° S ; 65° O - 70° O	18	0,39
A2	Agua Prec.	25° S- 30° S ; 60° O - 65° O	19	0,38
SST1	TSM	25° S- 30° S ; 150° O - 170° O	20	-0,54

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

Además se consideraron predictores independientes entre sí para evitar la multicorrelación. Se utilizó la metodología forward Stepwise (Wilks, 1995) para generar el modelo 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 del modelo, 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.

3. RESULTADOS

3.1. Variabilidad de baja frecuencia

Se calcularon las tendencias lineales de las series de precipitación anual y trimestral durante 1961-2009, 1980-2009 y 1994-2009. Los campos de tendencia anuales presentaron valores negativos en el Noreste y positivos al Sudoeste, siendo la región de Córdoba una de las de mayor tendencia de la parte norte de Argentina (Almeira y otros 2009). Si bien las tendencias negativas sólo son significativas al 95% de confianza en 1994-2009, se evidenció un cambio en el comportamiento de la lluvia (Domínguez y González 2011) (Figura 5a). Comparando los períodos se pudo observar el corrimiento de la línea de tendencia cero hacia el Oeste lo que permite concluir que en el período más reciente se produjo un decrecimiento de la precipitación caída anualmente en la zona y que en la época más reciente las tendencias negativas adquirieron significancia estadística. Este resultado concuerda con las tendencias parciales con un solo punto de quiebre hallados por De la Casa y Nasello

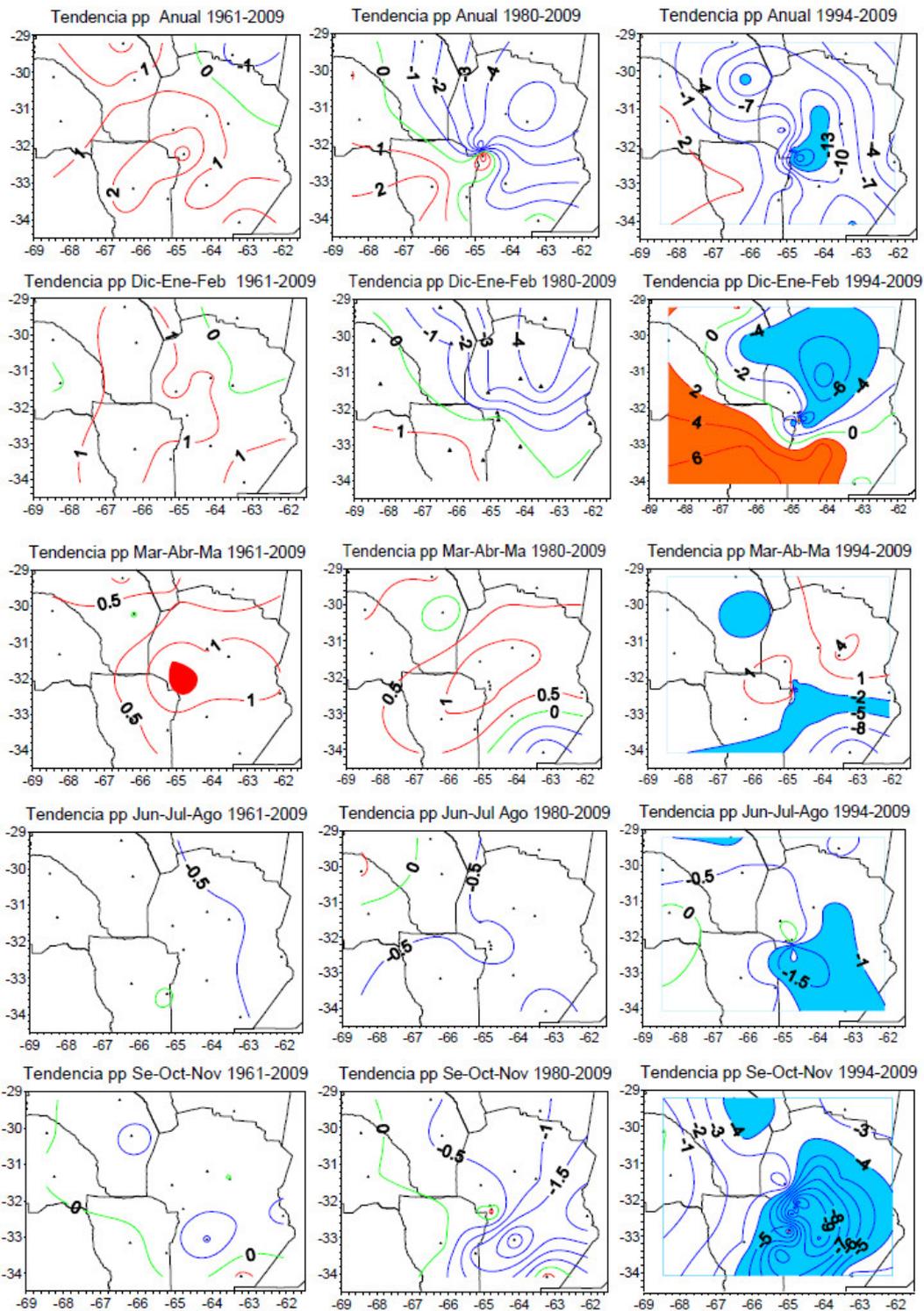


Figura 5: a) Campos de tendencia anual de precipitación de tres períodos (en mm/año). Valores positivos en rojo, negativos en azul. La línea de cero está marcada en verde. Las zonas sombreadas son significativas al 95 % de confianza. 1961-2009, 1980-2009 líneas cada 1 mm/año y 1994-2009 líneas cada 3 mm/año. b) Ídem figura a para verano (en mm/año). Líneas cada 1 mm/año y 1994-2009 líneas cada 2 mm/año. c) Ídem figura a para otoño (en mm/año). 1961-2009, 1980-2009 líneas cada 0.5 mm/año y 1994-2009 líneas cada 3 mm/año. d) Ídem figura a para invierno (en mm/año). Líneas cada 0.5 mm/año. e) Ídem figura a para primavera (en mm/año). 1961-2009, 1980-2009 líneas cada 0.5 mm/año y 1994-2009 líneas cada 1 mm/año

(2012). En las estaciones situadas en el Este de la Provincia de Córdoba el quiebre de la tendencia anual se produjo entre los años 1975 y 1994 concordando con el cambio de tendencia anual aquí representado por los periodos 1961-2009 y 1980-2009 (Figura 5a).

Las tendencias de precipitación estacional correspondientes al verano (Diciembre, Enero y Febrero) son las que más porcentaje aportan al valor anual en todos los períodos. Esto significa que el cambio en las cantidades de precipitación se dio en la temporada cálida principalmente y las mayores disminuciones en la cantidad de precipitación se observaron en el sudoeste del área de estudio. El período más reciente (1994-2009) presentó un comportamiento opuesto entre el Sudoeste y el Noreste del área estudiada. Efectivamente se observaron tendencias negativas significativas al 95% en la región Noreste del área de estudio y positivas en el Sudoeste (Figura 5b). Las tendencias de otoño (Marzo, Abril y Mayo) (Figura 5c) del período 1961-2009 presentan un campo similar al de verano del mismo período. Durante el período 1980-2009 el comportamiento es diferente pero sin significancia. Hacia el período 1994-2009 las tendencias de otoño se asemejan más a las de invierno (Junio, Julio, Agosto) (Figura 5d) y primavera (Septiembre, Octubre, Noviembre) (Figura 5e), mostrando áreas significativas sobre un eje con orientación Noroeste-Sudeste donde las tendencias fueron negativas y significativas. Las tendencias de invierno y primavera (Julio a Noviembre) son mayormente negativas en los periodos 1961-2009 y 1980-2009 pero no significativas. Sin embargo, en el periodo reciente (1994-2009) las tendencias de invierno se profundizaron y son significativas en un área importante del centro y Sudeste de la región de estudio.

La aplicación del análisis espectral a las series de precipitación mensual de 14 estaciones que contaron con registros largos dio como resultado la Figura 2. El principal resultado fue que en la zona centro y Noreste se encontraron ciclos

de alrededor de 15 años, más precisamente en 6 de las 14 estaciones analizadas, mientras que ciclos del orden de los 23 años se registraron en las estaciones ubicadas hacia el centro-Sur (3 de las 14 estaciones). Además, en el Noroeste y centro se localizaron 2 estaciones con períodos más largos y significativos (29 y 31 años respectivamente). Es posible que estos ciclos largos influyeran las tendencias que se detallaron en el párrafo anterior. En efecto, se consideraron varias estaciones en el oeste de Córdoba donde se observaron tendencias negativas significativas de lluvia y se calcularon, utilizando un análisis armónico, las ondas significativas que resultaron ser de del orden de 17 y 26 años (figuras no mostradas). La composición de dichas ondas comparadas con la serie original de datos indica que las tendencias negativas en el periodo 1994-2009 pueden deberse parcialmente a ciclos largos y por ello deben monitorearse a futuro para establecer fehacientemente si existe además otra componente, como puede ser el cambio de uso de suelo que contribuya a la disminución de lluvia en la región.

3.2. Variabilidad interanual de la precipitación estival

La aplicación del método de Lund permitió subdividir el área de estudio en 3 sub-regiones, cada una de las cuales cuenta con un grupo de estaciones (Figura 3) que sirvieron para construir las series medias de precipitación estival representativas de cada grupo. Además para cada una de ellas se establecieron los años en los cuales el verano resultó con déficit o con excesos de precipitación, según se detalló en la sección metodología (Tabla I). Con ellos se construyeron los campos compuestos de las distintas variables y el campo diferencia entre los años de exceso y déficit.

En la presente sección se analizará los posibles forzantes de la precipitación estival y la posibilidad de predicción para el Grupo 1. Este grupo fue seleccionado para presentar en este trabajo, en virtud de que es en esta región

donde se detectó mayor predictibilidad. Los otros 2 grupos han mostrado una predictibilidad mucho más limitada. Esta afirmación se basa en que la metodología detallada en este trabajo para el grupo 1 se ha implementado en los grupos 2 y 3, sin embargo la varianza explicada por los modelos resultantes (28% y 16% respectivamente) fue menor que la del grupo 1, y es por ello que se ha elegido este último para mostrar en este trabajo. Para evaluar la acción simultánea de los forzantes y la precipitación, se analizarán los campos de correlación simultáneos entre las distintas variables atmosféricas y oceánicas con la precipitación de verano representativa del Grupo 1 y la diferencia de los campos compuestos de años de exceso y déficit. Adicionalmente se analizarán los campos de correlación entre las variables atmosféricas y oceánicas ocurridas el mes previo (noviembre) con la precipitación estival, como así también la diferencia de los campos compuestos de las variables en noviembre para aquellos años en que se observó un déficit o en exceso significativo, con vistas a detectar posibles predictores.

Los campos de correlación simultánea entre la precipitación estival representativa del Grupo 1 y las alturas geopotenciales en diferentes niveles de la atmósfera mostraron que los veranos con excesos están asociados al debilitamiento del Anticiclón y de las bajas subpolares del Pacífico en toda la tropósfera, como puede observarse en los campos de correlación con G1000 (Figura 6 a) y G200 (Figura 6b) en el océano Pacífico oriental.

Este patrón es indicativo de un debilitamiento de los oestes en esa región, lo que permite un mayor intercambio entre latitudes altas y medias colaborando con el incremento de la actividad frontogénica (Reboita y otros, 2009). La diferencia entre los campos compuestos de años con exceso y déficit muestran también muy claramente el comportamiento diferente observado en G1000 para los extremos de lluvia (Figura 7), donde la máxima diferencia se observa en la zona de las bajas subpolares en

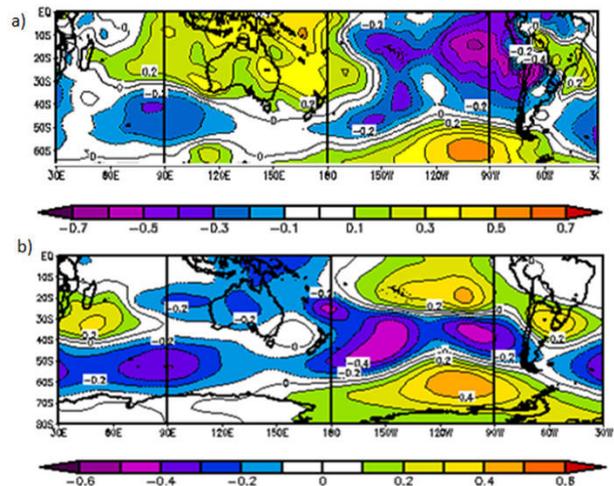


Figura 6: Correlación entre la precipitación media de verano del Grupo 1 con el (a) G1000 y con (b) G200. Valores mayores a 0.4 son significativos al 95% de confianza

el Pacífico oriental, alrededor de los 65°S.

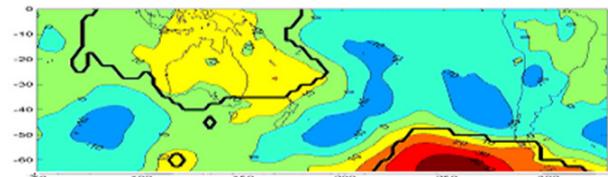


Figura 7: Diferencia de la Composición de anomalías de G1000 de los veranos con excesos y déficit del Grupo 1 (en m). Línea negra área de diferencia significativa al 95%.

En efecto, el campo de correlación con G500 muestra la configuración característica de la fase negativa de la oscilación Antártica (correlación positiva sobre Antártida y negativas sobre latitudes medias) que ha sido relacionada con la precipitación por varios autores (Reboita y otros, 2009; Silvestri y Vera, 2003) (Figura 8, en proyección estereográfica polar que permite identificar mejor dicha oscilación).

Por otro lado en las figuras 6a y 6b, se observa una intensificación del anticiclón del Atlántico sobre la región del Sur de Brasil, correspondiente

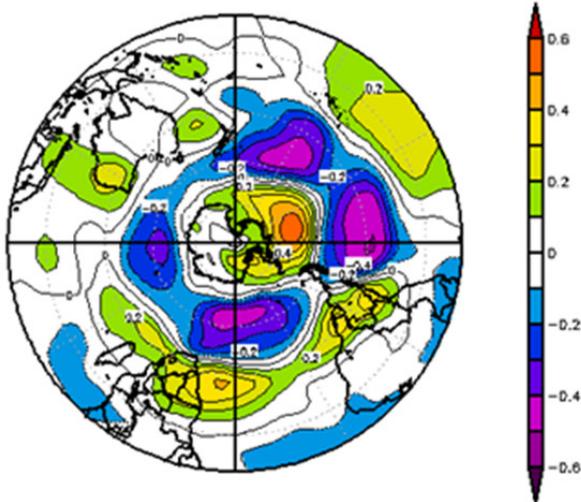


Figura 8: Correlación entre la precipitación media de verano del Grupo 1 y G500. Valores mayores a 0.4 son significativos al 95 % de confianza.

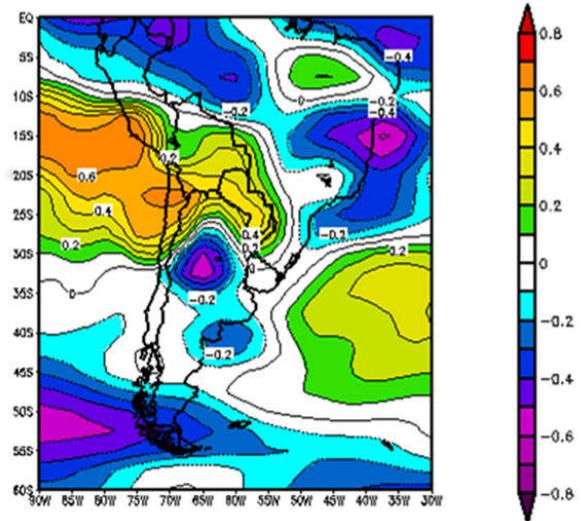


Figura 9: Correlación entre la precipitación media de verano del Grupo 1 y el viento zonal en 850 hpa. Valores mayores a 0.4 son significativos al 95 % de confianza.

a la zona de ingreso de aire húmedo desde el océano, lo que favorece la formación de precipitación. En el campo de correlación con U (Figura 9) se observan anomalías del Este en el Sur de Brasil, lo cual muestra que la lluvia está asociada a un mayor flujo de aire desde el Atlántico en la zona del anticiclón y en las latitudes medias del Pacífico, donde se observa un debilitamiento de los oestes en concordancia con lo observado en el geopotencial.

Se observa además un núcleo de correlación positiva en el Pacífico oriental tropical, probablemente asociado al debilitamiento de los alisios que se observa en años de fase positiva del ENOS cuando también se registra mayor precipitación es el área definida como el grupo 1, como se detallará más adelante cuando se analice el campo de temperatura de superficie del mar. La correlación con V muestra que la lluvia está asociada a anomalías del Norte en el Grupo 1, representado por un núcleo de correlación negativo con dirección Noroeste-Sudeste sobre el Noreste de Argentina, vinculado al transporte de humedad desde la selva amazónica (Figura 10).

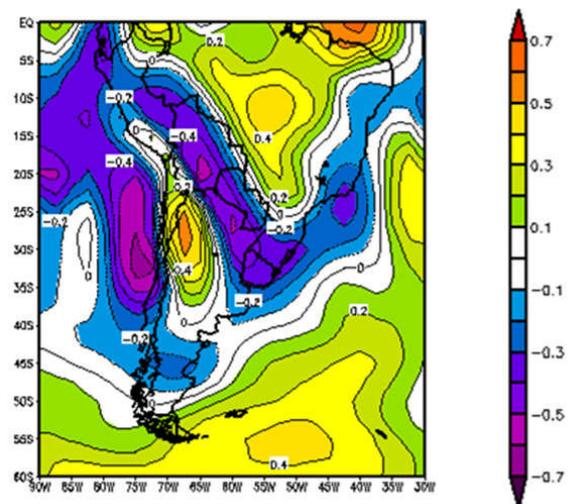


Figura 10: Correlación entre la precipitación media del verano del Grupo 1 y el viento meridional en 850 hpa. Valores mayores a 0.4 son significativos al 95 % de confianza.

La precipitación sobrenormal también se asocia con anomalías positivas de AP, especialmente en Oeste de la región (Figura 11) lo cual es razonable pues provee el vapor necesario para generar lluvia en el caso de que existiera el

mecanismo de ascenso adecuado.

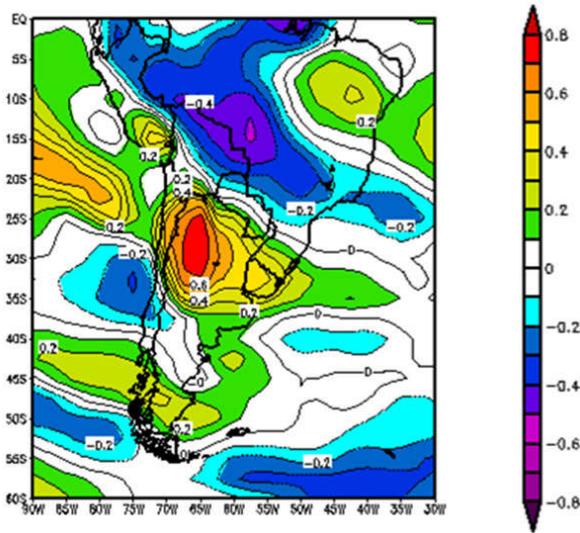


Figura 11: Correlación entre la precipitación media de verano del Grupo 1 y el agua precipitable. Valores mayores a 0.4 son significativos al 95 % de confianza.

Al analizar la correlación entre la lluvia y la TSM se deduce que la lluvia estival sobrenormal está asociada a anomalías cálidas en el Pacífico ecuatorial oriental y central (fase cálida del ENOS) (Figura 12). En el campo diferencia de los compuestos de precipitación en años con excesos y déficit se observa claramente el diferente comportamiento del campo de TSM tanto en la zona tropical como en la zona subtropical, mostrando el patrón característico de la fase cálida del ENOS con anomalías cálidas en el ecuador y frías en regiones subtropicales (Rasmusson y Carpenter, 1982) (Figura 13).

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 Grupo 1 y los campos de geopotencial de noviembre muestran un núcleo de correlación positiva significativa

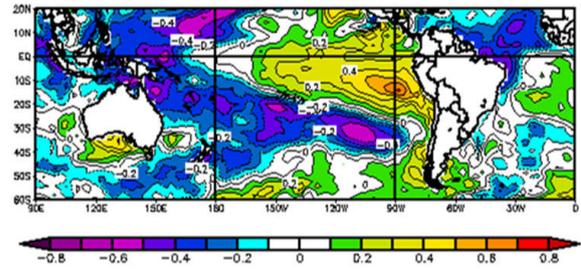


Figura 12: Correlación entre la precipitación media de verano del Grupo 1 y la temperatura de superficie del mar. Valores mayores a 0.4 son significativos al 95 % de confianza.

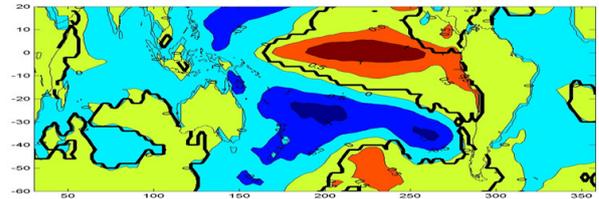


Figura 13: Diferencia de la Composición de las anomalías de TSM de los veranos con exceso y déficit del Grupo 1 (en m). Línea negra área de diferencia significativa al 95 %.

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 como puede observarse en el campo de correlación con G1000 (Figura 14) y con G500 (no mostrado) para el Grupo 1. 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, 500 Hpa y 200 Hpa, Figuras 15a, 15b y 15c respectivamente) 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.

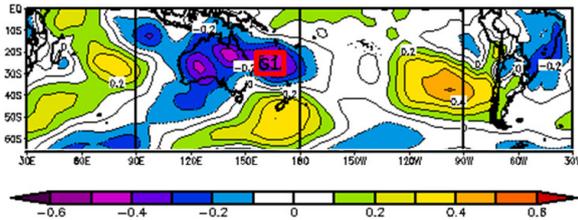


Figura 14: Correlación entre la precipitación estival media del Grupo 1 y G1000 en Noviembre. Valores mayores a 0.4 son significativos al 95 % de confianza. El recuadro rojo muestra la región de alta correlación donde se ha desarrollado el predictor.

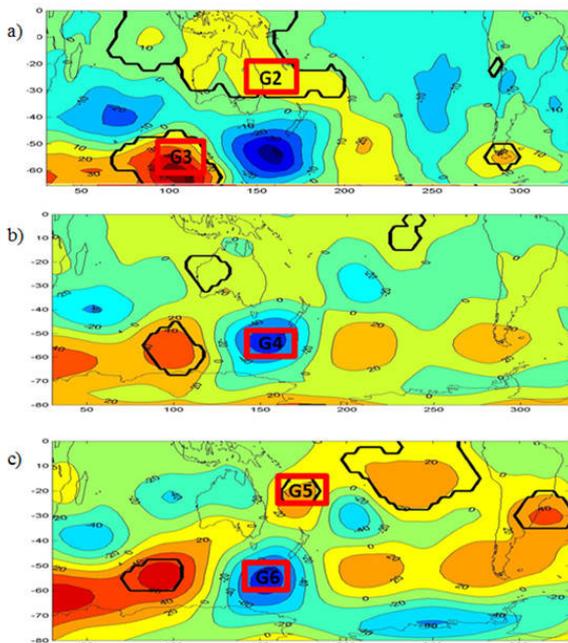


Figura 15: Diferencia de la Composición de las anomalías de G1000 (a), G500 (b), G200 (c) de noviembre de los años exceso y déficit del Grupo 1 (en m). Línea negra área de diferencia significancia al 95 %. Los recuadros rojos muestran las regiones de alta correlación donde se han desarrollado los predictores.

La figura 16 muestra el campo diferencia entre las anomalías de U de los años con exceso y los años con déficit de lluvia. En ella se observó que la máxima diferencia se registra en el Pacífico tropical oriental, en concordancia con

lo observado en la figura 9. En efecto 4 de los 8 veranos con excesos fueron Niños y solo 1 Niña, mientras que 5 de los 8 veranos con déficit fueron Niñas y solo 1 Niño. En cambio se observó una señal mucho más débil del viento meridional (V) de noviembre. (Figura 17).

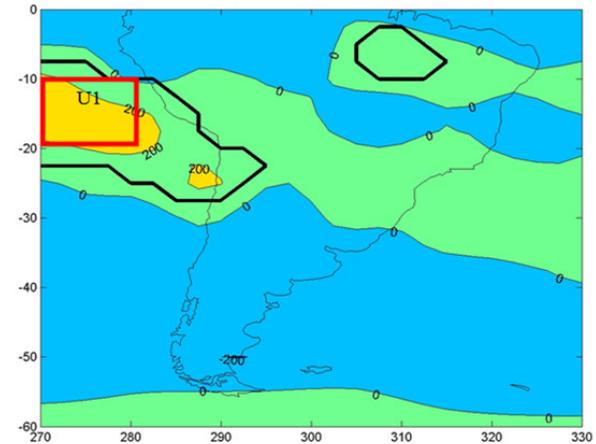


Figura 16: Diferencia de la composición de las anomalías del Viento zonal en 850 hpa (m/s) de noviembre. Valores mayores a 0.4 son significativos al 95 % de confianza. El recuadro rojo muestra la región de alta correlación donde se ha desarrollado el predictor.

Además, las anomalías positivas de agua precipitable (AP) en noviembre están relacionadas con mayor lluvia estival (Figura 18 y 19).

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 20).

3.3. El modelo de predicción estadístico

Con el fin de generar un modelo de predicción para la precipitación estival del Grupo 1,

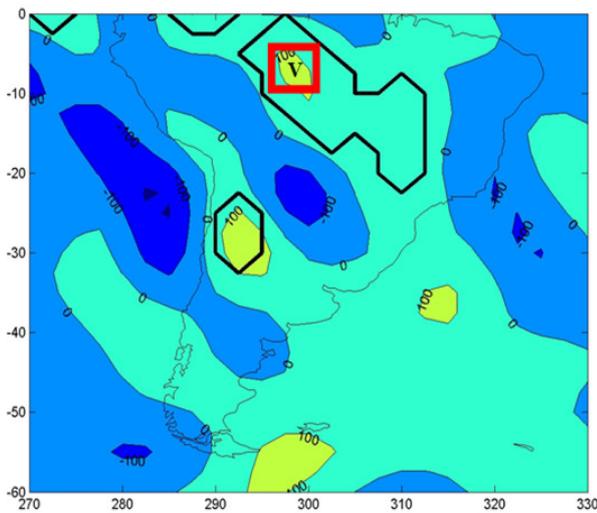


Figura 17: Diferencia de la Composición de las anomalías de Viento Meridional en 850 hpa de los años exceso y déficit del Grupo 1 (en m/s). Línea negra área de diferencia significancia al 95%. El recuadro rojo muestra la región de alta correlación donde se ha desarrollado el predictor.

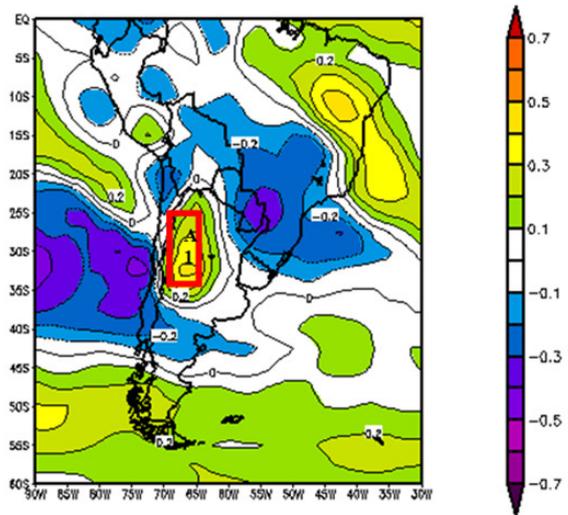


Figura 18: Correlación entre la precipitación estival media del Grupo 1 y Agua prec. de noviembre. Valores mayores a 0.4 son significativos al 95 % de confianza. El recuadro rojo muestra la región de alta correlación donde se ha desarrollado el predictor.

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. Los mismos se detallan en la Tabla II y son G1, G2, G3, G4, G5, A1, A2, U1, V1, y SST1. La correlación entre la precipitación estival y los predictores resultantes también se explicita en la Tabla II. Se generó un modelo de regresión lineal múltiple utilizando la metodología forward Stepwise, resultando:

$$PP_{verano} = 1666,04 + 0,54(G3) - 64,30(SST1)$$

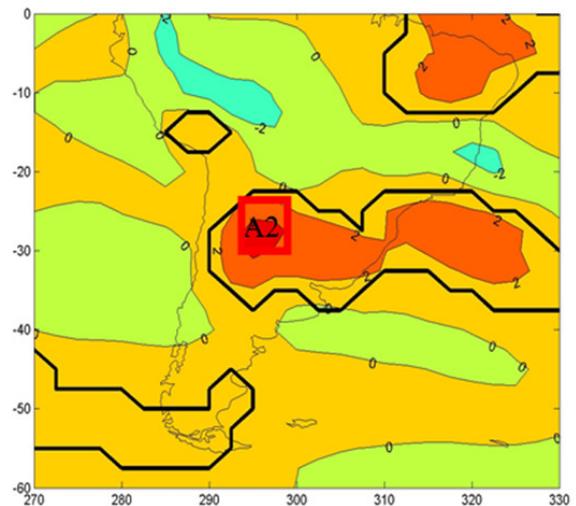


Figura 19: Diferencia de la Composición de las anomalías de Agua precipitable de los años exceso y déficit del Grupo 1 (en kg/m2). Línea negra área de diferencia significancia al 95%. El recuadro rojo muestra la región de alta correlación donde se ha desarrollado el predictor.

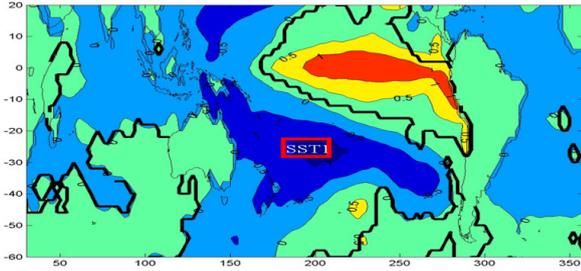


Figura 20: Diferencia de la Composición de las anomalías de TSM de noviembre de los años exceso y déficit del Grupo 1 (°C). Línea negra área de diferencia significativa al 95%. El recuadro rojo muestra la región de alta correlación donde se ha desarrollado el predictor.

Donde PPverano (mm) es la precipitación estimada para el verano y G3 y SST1 son los predictores (en m y °C respectivamente). Por lo tanto el modelo quedó definido por las variables geopotencial en 1000 hpa (G3) y temperatura de superficie del mar (SST1). Esto indica que la precipitación estival está favorecida por el debilitamiento de las bajas subpolares en el Océano Pacífico (G3), 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. Este efecto está claramente presente en la figura 15a, donde las zonas de las bajas subpolares presentan las mayores diferencias de comportamiento entre años con exceso y con déficit de lluvia. Otros autores también han observado este fenómeno al estudiar el efecto de la AAO en el sur de Sudamérica (Silvestri y Vera, 2003; Reboita y otros, 2009) y en escala hemisférica Mo (2000) y Nogues Paegle y Mo (2002) han demostrado la influencia de las anomalías de TSM y del geopotencial sobre la lluvia en Argentina. Además la lluvia de verano 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). El modelo construido con estos dos predictores explica el 43,3% de la variabilidad de la precipitación de verano. Se aplicó el método

de cross-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. La correlación entre los valores observados y los pronosticados fue de 0,45 (Figura 21).

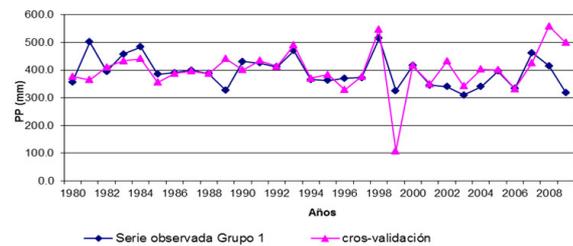


Figura 21: Series de precipitación observada del grupo 1 y estimada con método de Cros validación.

Si se observa la Figura 21 se puede notar que los años 1981, 1989, 1999, 2008 y 2009 presentan las mayores diferencias entre los valores pronosticados y observados. Por ejemplo, para el pronóstico del año 1999 se utilizó SST1 observada en noviembre de 1998, que por haber sido un año Niño importante registró anomalías de TSM muy altas, a lo que puede atribuirse la gran subestimación producida en este caso por el modelo. En el año 2008 el modelo no fue estable dado que seleccionó al predictor U además de G3 y SST1, lo cual puede haber inducido la diferencia con el valor observado. Para los años 1981, 1989 y 2009 no se han encontrado elementos que permitan determinar por qué se ha producido ese error. Una medida para evaluar cuantitativamente el ajuste de la predicción a los valores observados es mediante una tabla de contingencia (Tabla III). En ella puede observarse que en el 60% de los casos el modelo predijo la misma categoría que efectivamente se produjo, mientras que un 10% (3,3%) de valores pronosticados como sobrenormales (subnormales) fueron

subnormales (sobrenormales).

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

Tabla III: Tabla de contingencia entre categorías observada y pronosticada (% total casos).

Además se calcularon las funciones de probabilidad empírica (con datos observados) y la derivada de las predicciones con el modelo (Figura 22), resultando que ambas no difieren con un 95 % de confianza, utilizando un test chi-cuadrado. En la Figura 22 puede observarse que 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.

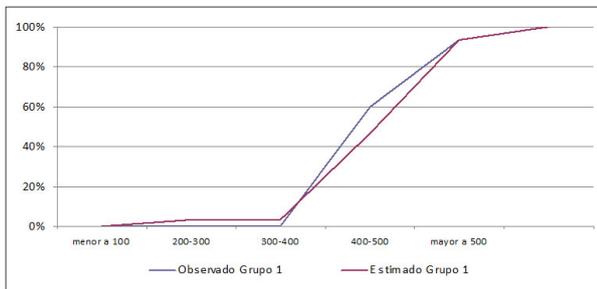


Figura 22: Función de probabilidad empírica observada (línea azul) y estimada (línea roja) para la precipitación de verano en la región del Grupo 1 (en mm).

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 IV. 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.

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

Tabla IV: Medidas de eficiencia para los eventos subnormales, normales y sobrenormales. POD: probabilidad de detección; FAR: relación de falsa alarma; HIT: tasa de acierto.

4. CONCLUSIONES

Se estudió la variabilidad de la precipitación en diferentes escalas. La variabilidad de baja frecuencia mostró que la región Oeste ha sufrido decrecimiento en la precipitación anual especialmente en verano y en el período más reciente (desde 1994). Además se observó la presencia de ciclos de alrededor de 15, 23 y 30 años. Para la sub-región Este (Grupo 1) del área de estudio se analizaron los forzantes de la precipitación de verano. En general las variables G1000, G500 y G200 aportaron las mayores correlaciones y predictibilidad. También resultaron ser bien distintivos los patrones de anomalías para los años de exceso, destacándose el debilitamiento del anticiclón del Pacífico y de las bajas subpolares, estas últimas con significancia estadística. Los excesos hídricos estivales se relacionaron con la fase cálida del ENOS. Las señales encontradas para el geopotencial y la TSM se detectaron en forma simultánea y en el mes de noviembre, aportando, de este modo, predictibilidad sobre la precipitación estival. Estos resultados muestran que la circulación y

la TSM presentan comportamientos distintivos en los años en que la precipitación de verano es sobre o subnormal en la región central de Argentina. En menor medida, las variables durante el mes anterior a la lluvia, son indicativas de la precipitación de verano, lo cual da indicios de predictibilidad en la región. Este resultado permitió ensayar un modelo predictivo que resultó muy eficiente, explicando el 43,3% de la precipitación estival en el Grupo 1 y clasificando bien la lluvia en sobre/sub normal en el 60% de los casos.

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

- Almeira, G.; Ciappesoni, H. y Goniadzki, D., 2009. Algunos aspectos de la precipitación regionalizada en el centro-norte de Argentina. Preprint Congremet X, 5 - 9 de octubre, Buenos Aires, Argentina
- Barros V., Doyle M. y Camilloni, I., 2008. Precipitation trends in southeastern South America: relationship with ENSO phases and the low-level circulation. *Theoretical and Appl. Climatology* 93, 1-2, 19-33.
- Blackman, R.B. y Tukey, J., W., 1958. *The measurement of power spectra from the point of view of communication engineering*. Dover Publications, 190 pp.
- Chan, S. C., Behera, S. K. y Yamagata, T., 2008. Indian Ocean Dipole influence on South American rainfall, *Geophys. Res. Lett.*, 35, L14S12, doi: 10.1029/2008GL034204.
- De la Casa, A. y Nasello, O., 2012. Tendencias parciales de los días de lluvia y la intensidad media anual en la provincia de Córdoba, Argentina. *Meteorológica* 37, 2, 67-77.
- Domínguez D. y González M., 2011. Tendencias de precipitación en el centro de Argentina. Preprint XIV Congreso Latino-Americano e Ibérico de Meteorología, Setúbal, Portugal.
- González, M. H., Domínguez, D. y Núñez, M., 2012a. Long term and interannual rainfall variability in Argentinean Chaco plain region, "Rainfall: Behavior, Forecasting and Distribution", Chapter 4876. Editors Olga E. Martin and Tricia M. Roberts, Nova Science Publishers Inc. ISBN: 978-1-62081-551-9. https://www.novapublishers.com/catalog/product_info.php?products_id=33335
- González, M.H, Cariaga, M. L. y Skansy, M. M., 2012b. 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-Il An and Wansuo Duan, Hindawi Publishing Corporation, ISSN: 1687-9309 (Print), ISSN: 1687-9317(Online), doi: 10.1155/AMET.
- Grimm, A. M., Barros, V. R. y Doyle, M. E., 2000. Climate variability in southern South America associated with El Niño and La Niña events. *Journal of Climate*, 13, 35-58.
- Hoskins, B. J. y Karoly, D. J., 1981. The steady linear response of a spherical atmosphere to thermal and orographic forcing. *J Atmos. Sci.*, 38, pp 1179 -1196.
- 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., Higgins, W., Janowiak, J., Mo, K. C., Ropelewski, C., Wang, J., Leetmaa, A., Reynolds, R., Jenne, R., Joseph, D., 1996. The NCEP/NCAR Reanalysis 40 years- project. *Bull Amer Meteor Soc*, 77, 437-471.
- Mo, K.C., 2000. Relationships between low frequency variability in the Southern Hemisphere and sea surface temperature anomalies, *J. Climate*, 13, 3599-3610

- Nogues Paegle, J. y Mo, K.C, 2002. Linkages between Summer Rainfall Variability over South America and Sea Surface Temperature Anomalies, *J. Climate*, 15, 1389 – 1407
- Liebmann B., Vera, C., Carvalho, L., Camilloni, I., Hoerling, M., Allured, D., Barros, V., Báez, J. y Bidegain, M., 2004. An Observed Trend in Central South American Precipitation. *J. Climate*, 17, 22, 4357-4367.
- Liu N., Chen, H. X. y Lü, L.G., 2007. Teleconnection of IOD Signal in the Upper Troposphere over Southern High Latitudes. *Journal of Oceanography*, 63, 155 -157.
- Lund, I.A., 1963. Map pattern classification by statistical methods, *Journal of Applied Met.* 2, 56-65.
- Rasmusson, E. M. y 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. y 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., Ambrizzi T. y Da Rocha R. P., 2009. Relationship between the Southern Annular Mode and Southern Hemisphere Atmospheric Systems. *Revista Brasileira de Meteorología*, 24, n.1, 48-55.
- Saji, N. H., Goswami, B. N., Vinayachandran, P. N. y Yamagata, T., 1999. A Dipole Mode in the tropical Indian Ocean. *Nature*, 401(23), 360–363.
- Silvestri, G. y 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. y 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., Penalba, O. y Minetti, J., 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.