

1 **ESTUDIO EXPLORATORIO DE FORZANTES DE LA VARIABILIDAD EN BAJA**
2 **FRECUENCIA DE LA PRECIPITACION EN EL CHACO, ARGENTINA**

3
4 **Santiago I. Hurtado¹⁻², Eduardo A. Agosta¹⁻² y Alejandro Godoy¹⁻³**

5
6 **1 Facultad de Ciencias Astronómicas y Geofísicas de la UNLP, Argentina**

7 **2 CONICET, Argentina**

8 **3 Servicio Meteorológico Nacional, Argentina**

9
10 **Autor correspondiente: santih@carina.fcaglp.unlp.edu.ar**

11
12 **Manuscrito recibido el 12 de junio de 2018; Manuscrito aceptado el 31 de octubre de 2018**

13
14 **RESUMEN**

15 La provincia del Chaco, Argentina, se encuentra en una región de gran gradiente zonal de
16 precipitación media anual, más húmeda al este y menos al oeste. La actividad agrícola-
17 ganadera en el este de la provincia se ve afectada por la variabilidad de la precipitación. En la
18 región del Impenetrable, en el oeste de la provincia, los períodos secos dificultan el acceso al
19 agua potable. En el presente trabajo se estudian las variaciones espacio-temporales de la
20 precipitación en escala interanual en el período 1955-2010. Se encuentra que el ciclo anual
21 medio puede describirse mediante una fase seca, de mayo a septiembre, y una húmeda, de
22 octubre a abril, que explican cerca del 80% del acumulado total anual. La clasificación
23 espacial de estaciones, según el comportamiento mensual del ciclo anual medio a través de
24 análisis de componentes principales, permite definir 4 subregiones distinguibles en la
25 provincia: la subregión I, en el este, la subregión II, en el oeste, la subregión III, en el centro-
26 norte, y la subregión IV, en el centro-sur. Se estudió el acumulado en la fase húmeda para las
27 subregiones I y II mediante series de precipitación convenientemente diseñadas. Se
28 estudiaron las subregiones I y II debido a que son las subregiones que se encuentran en los

Artículo en edición

29 extremos del gradiente de precipitación; la subregión I es la más húmeda y más importante
30 económicamente, y la subregión II es la más seca y más afectada por la escasez del recurso
31 hídrico. La exploración de forzantes del sistema climático indica que la precipitación
32 acumulada en la fase húmeda está modulada por el fenómeno ENOS, así como también por
33 circulaciones regionales anómalas que incrementan el transporte de aire cálido y húmedo
34 desde el norte.

35

36 **Palabras clave: precipitación, Chaco, variabilidad de baja frecuencia, El Niño,**
37 **teleconexiones**

38

39 **Chaco Province Precipitation, a low frequency study.**

40

41

ABSTRACT

42 The Argentinian Chaco Province is located in an area with a strong zonal gradient of annual
43 precipitation, wetter in the east and drier in the west. Precipitation variations affect farming in
44 the east and it may make the access to water sources difficult in the dry western lands known
45 as the “Impenetrable”. Low-frequency precipitation variability is studied in the period 1955-
46 2010. The annual precipitation cycle can be divided into two seasons: a wet season (from
47 October to April) and a dry season (from May to September). A spatial Principal Component
48 Analysis classification yields four subregions: subregion I to the east, subregion II to the
49 west, subregion III to north-center and subregion IV to south-center. Only two of these were
50 studied in the present paper, the one most economically important and the one with more
51 water access problems, these are the two extremes in the precipitation gradient, the subregion
52 I the wettest and the subregion II the drier. For these subregions a representative precipitation
53 series was performed and studied. The exploratory study of potentials forcings reveals that
54 seasonal accumulated precipitation is modulated by ENSO and regional anomalous
55 circulations that increase anomalous northerly warm and wet air mass transport.

56

57 **Keywords: precipitation, Chaco, low frequency variation, El Niño, teleconnection**

58

59 **1 INTRODUCCIÓN**

60 La provincia del Chaco, y en particular la subregión denominada Impenetrable ubicada hacia
61 el oeste de la provincia, presenta como característica hídrica más importante la escasez del
62 recurso haciendo que los asentamientos poblacionales presenten dificultades de acceso al
63 agua potable. En la región, la principal fuente de abastecimiento de agua son los cuerpos de
64 agua subterránea (someros), que dependen fuertemente de la recarga por infiltración de agua
65 de lluvia. Por esto la disponibilidad del agua en la región depende fuertemente de la
66 variabilidad de la precipitación en las distintas escalas temporales.

67 La circulación troposférica media de capas bajas (ver Figura 1) que afecta a la región está
68 caracterizada por la actividad del Anticiclón Semipermanente del Pacífico Sur (APS), del
69 Anticiclón Semipermanente del Atlántico Sur (AAS; Schwerdtfeger 1976, y Hoffmann
70 1992), y de la Baja dinámica-termo-orográfica del Chaco (BCh; Lichstentein 1980, Seluchi y
71 otros 2003). El APS y el AAS se observan todo el año, y tienen un desplazamiento
72 meridional durante el año, que se puede apreciar en la diferencia entre los paneles de la
73 Figura 1, posicionándose más al norte en invierno. La BCh es intermitente en invierno y
74 permanente en verano por lo que en el campo medio de superficie de invierno no se observa.
75 Además la región se encuentra influenciada por la corriente en Chorro de Capas Bajas de
76 Sudamérica (CCBSA; Salio 2002, Vera y otros 2006), fenómeno intermitente durante todo el
77 año con mayor frecuencia de ocurrencia en verano y asociado a la BCh. Asimismo, la
78 dinámica de los anticiclones subtropicales está controlada por las variaciones en la
79 circulación de Hadley (expansión/debilitamiento), en parte controlada por la interacción
80 tropical atmósfera-océano (Bjerkness 1966,1969, Lau y Nath 1996). La circulación media en
81 tropósfera alta que afecta a la región de estudio, está caracterizada por la presencia de una
82 corriente en chorro subtropical (CST) todo el año, asociada a la Alta Boliviana (AB; Vera y
83 otros 2006) en verano y a la región de los vientos del oeste que se desplaza al norte en

Artículo en edición

84 invierno. Los oestes también se presentan todo el año en niveles inferiores de tropósfera.
85 Estas estructuras de circulación troposférica pueden verse afectadas por varios forzantes de la
86 circulación de gran escala del sistema acoplado océano-atmósfera que modulan a través de
87 teleconexiones la variabilidad de la circulación troposférica sobre Sudamérica en distintas
88 escalas espacio-temporales y consecuentemente modulan la variabilidad de la precipitación.
89 La precipitación en la región podría estar afectada por la variabilidad en las temperaturas
90 superficiales del mar de la región centro-occidental del océano Pacífico tropical relacionada
91 al fenómeno ENOS o de la región tropical del Atlántico tropical. Los modos de circulación
92 asociados a la variabilidad del ENOS fueron detectados por Mo y Ghil (1987), y se conocen
93 como los patrones de circulación Pacífico-Sudamérica (PSA1 y PSA2) descritos por primera
94 vez con estos nombres por Lau y otros (1996).
95 Hay numerosos trabajos que estudiaron la variabilidad de la precipitación en Argentina
96 subtropical, en donde normalmente la provincia del Chaco se ve representada por pocas
97 estaciones meteorológicas o ninguna. Grimm y otros (2000) estudiaron la variabilidad
98 intermensual de la precipitación en el sur de Sudamérica desde 1956 a 1992 y encontraron
99 que al sur de 15°S toda la región estaba asociada al ENOS, particularmente en la región que
100 abarca a la provincia del Chaco encontraron que años Niño estaban asociados a mayor
101 precipitación, y años Niña a menor precipitación entre octubre y diciembre. González y
102 Flores (2010) encontraron una relación entre la precipitación en el este de la provincia del
103 Chaco y la fase cálida del ENOS. Agosta y Compagnucci (2012) estudiaron la variabilidad en
104 baja frecuencia de la precipitación del centro oeste de Argentina, encontrando un cambio de
105 teleconexión a principios de la década de 1970. Hasta esa década, la teleconexión dominante
106 estaba asociada a anomalías de la Temperatura Superficial del Mar (TSM) en el Índico
107 tropical. El cambio de la década de 1970 fue asociado al calentamiento medio observado en
108 el Pacífico central ecuatorial a partir del verano de 1976/77. Sin embargo, la variabilidad
109 interanual de la precipitación siempre se mostró independiente de las anomalías oceánicas
110 asociadas a El Niño Oscilación del Sur (ENOS) en esa región.
111 En este contexto, este trabajo busca comprender la variabilidad de la precipitación en baja

112 frecuencia, de escala interanual a interdecadal, en la provincia del Chaco, y sus forzantes
113 globales. Esta exploración constituye el primer paso hacia la posibilidad de desarrollar un
114 modelo estadístico-dinámico para el pronóstico estacional de la precipitación, como apoyo a
115 la predicción numérica.

116

117 **2 DATOS Y METODOLOGÍAS**

118 **2.1 Datos de precipitación:**

119 **2.1 Datos de precipitación:**

120 El Servicio Meteorológico Nacional (SMN) cuenta con solo 2 estaciones meteorológicas de
121 superficie en la provincia del Chaco (ver Figura 2), lo cual imposibilita hacer un análisis en
122 escala regional. A fin de ampliar los datos disponibles de precipitación en la región, Hurtado
123 y Agosta (2015) analizaron la calidad de los datos de precipitación estimada por satélite del
124 Análisis de Precipitación Multi-satelital (TMPA, por sus siglas en inglés) de la Misión de
125 Medición de Lluvia Tropical (TRMM, por sus siglas en inglés) y del reanálisis del Centro
126 Europeo de Pronóstico de Mediano Plazo de alta resolución ERA-Interim comparándolos con
127 datos del SMN de la estación Roque Sáenz Peña Aero, obteniendo como resultado que ambas
128 fuentes de datos de precipitación no son recomendables para estudios de variabilidad
129 climática en la región. Es por esto que se utilizó en el presente trabajo la base de datos de
130 acumulados mensuales de la Autoridad Provincial del Agua (APA) de la provincia del Chaco.
131 El APA cuenta con 64 estaciones pluviométricas distribuidas en la provincia (ver Figura 2) ,
132 algunas desde 1955. Para el uso de la misma se realizó un exhaustivo trabajo de control de
133 calidad de datos, analizando datos físicamente inconsistentes, “outliers”, falsos ceros y
134 coherencia espacio-temporal. Luego se seleccionaron únicamente las estaciones que poseían
135 menos de 5% de datos faltantes, y se rellenaron utilizando “splines” cúbicos (Green y
136 Silverman 1993).

137

138 **2.2 Series de precipitación**

139 Se discriminaron las estaciones del APA en subregiones acorde a su ciclo de precipitación

140 medio anual. Para esto se utilizó el método de análisis de componentes principales (ACP) en
141 modo Q (Richman 1986), que es similar al modo S, pero en lugar de tener por cada estación
142 una serie temporal, en modo Q se tiene una serie de parámetros. Luego, para cada subregión
143 se definió fase seca y húmeda del ciclo medio anual, identificando los mismos gráficamente y
144 testeando que las medias muestrales entre el conjunto de meses que componen cada fase sea
145 distinta con el test t de Student para diferencia de medias muestrales. Luego, para la fase seca
146 y húmeda en cada subregión, se confeccionaron sendas series de precipitación, definidas
147 como el total de precipitación acumulado sobre los meses que componen cada fase,
148 promediando arealmente entre las estaciones pertenecientes a cada subregión. Así se obtuvo
149 una serie temporal de valores interanuales por cada fase y subregión.

150

151 **2.3 Análisis de series temporales**

152 Previo al análisis temporal, se verificó que los datos tuvieran una distribución gaussiana
153 (Lilliefors 1967). Se estudió la variabilidad temporal de las series de precipitación en cuanto
154 a cambios en la estacionariedad mediante tendencia lineal por cuadrados mínimos, y en las
155 periodicidades dominantes a través del análisis espectral convencional de Fourier. También
156 se estudió la presencia de quiebres o saltos en las series temporales mediante el test de
157 Yamamoto (Yamamoto y otros 1986, 1987). Este test estudia si hay cambios significativos en
158 la media, cuando la diferencia de la media entre dos ventanas antes y después de un año de
159 referencia es estadísticamente distinta de cero, el estadístico J de Yamamoto se hace mayor o
160 igual a 1. También se aplicó un filtro gaussiano de 9 términos para enfatizar periodicidades
161 mayores a 10 años en las series. En todos los tests (ajuste gaussiano, t-student, tendencia
162 lineal, espectral) los estadísticos fueron testeados para un intervalo de confianza del 90% o
163 95% (Wilks 2006).

164

165 **2.4 Forzantes climáticos**

166 Para el estudio de forzantes se calcularon correlaciones móviles con ventanas de 11 años
167 entre las series de precipitación e índices climáticos del sistema acoplado océano-atmósfera.

Artículo en edición

168 Los índices utilizados fueron Índice del Dipolo Oceánico Índico (IOD) obtenido de la página
169 <http://www.incois.gov.in/portal/IOD>, el índice de la anomalía de la TSM del Atlántico Sur
170 Tropical (TSA ; Enfield y otros 1999), los índices nino1.2 y nino3.4 provistos por la
171 "National Oceanic and Atmospheric Administration" (NOAA;
172 <https://www.esrl.noaa.gov/psd/data/climateindices/list/>), y el índice del Modo Anular del Sur
173 (MAS) que ofrece el "British Antarctic Survey"(recuperado de <http://www.antartica.ac.uk>).
174 Para el estudio de patrones de circulación general y forzantes de gran escala se utilizaron
175 datos del reanálisis 1 (R1) del "National Center of Environmental Prediction" (NCEP) -
176 "National Center for Atmospheric Research" (NCAR) obtenidos de la página
177 <https://www.esrl.noaa.gov/psd/data/gridded/data.ncep.reanalysis.html>. Este posee una
178 resolución horizontal de 2,5° y 17 niveles de presión (Kalnay y otros 1996). Las variables
179 utilizadas del R1-NCEP/NCAR son altura geopotencial (AG) en 300 hPa, viento zonal (U) y
180 meridional (V) en 300 hPa, presión a nivel medio del mar (PNM), y función corriente (FC) en
181 el nivel sigma 0,2101. Se utilizaron datos de TSM del ERSST (Temperatura superficial del
182 mar extendida reconstruida) del "International Comprehensive Ocean-Atmosphere Data Set"
183 (ICOADS) versión 4 que poseen una resolución horizontal de 2° (Boyin Huang y otros 2015),
184 obtenidos de la página <https://www.ncdc.noaa.gov/data-access/marineocean-data/>. Y por
185 último se utilizaron datos interpolados de radiación de onda larga saliente (OLS) de la NOAA
186 (Liebmann y Smith 1996) que tienen una resolución horizontal de 2,5°, obtenidos de la
187 página https://www.esrl.noaa.gov/psd/data/gridded/data.interp_OLR.html. Con estos datos se
188 calculó la diferencia de composiciones de valores altos (valores superiores al percentil 75)
189 menos valores bajos (valores inferiores al percentil 25). Este método maximiza la señal de los
190 forzantes lineales de los valores extremos. La composición de valores altos (bajos) es el
191 campo medio de una variable utilizando únicamente los años en los que los valores de una
192 determinada serie de precipitación son mayores (menores) al percentil 75 (25). La diferencia
193 de composiciones de valores altos menos bajos para un período de tiempo específico, es un
194 campo de anomalías con respecto a la media del período de tiempo específico. Se testeó que
195 la media de los bajos sea significativamente distinta de la media de los altos con una

196 significancia del 90%, utilizando el test t de Student para muestras con varianzas diferentes
197 (Graeme 2006). En caso de observarse patrones de circulación troposférica que posean
198 características de una onda de Rossby, se calcularon los flujos de actividad de onda W de
199 Takaya y Nakamura (2001) como herramienta de diagnóstico para determinar la dirección de
200 propagación de la onda.

201

202 **3) RESULTADOS**

203 **3.1) Subregiones de precipitación.**

204 Al realizar el ACP en modo Q sobre el ciclo anual medio de cada estación, filtrado con el
205 ciclo anual medio de todas las estaciones, quedaron definidas cuatro subregiones (ver Figura
206 3) en función de su alta correlación positiva o negativa, con las dos primeras componentes del
207 ACP (ver Figura 3) . El agrupamiento espacial de estaciones se realizó teniendo en cuenta las
208 primeras dos componentes principales que explican el 64% de varianza, ya que a partir de la
209 tercera componente principal la varianza explicada cae a menos del 10%. La primera
210 componente (PC1) está asociada a un máximo en los meses de abril y octubre, y a un mínimo
211 en diciembre, si la relación es directa (correlación positiva). Y está asociada a un mínimo en
212 los meses de abril y octubre, y a un máximo en diciembre, si la relación es inversa
213 (correlación negativa). La segunda componente (PC2) está asociada a un período de
214 diciembre a abril más seco y a un período de mayo a septiembre más húmedo si la relación es
215 directa (correlación positiva). Y está asociada a un período de diciembre a abril más húmedo
216 y a un período de mayo a septiembre más seco si la relación es inversa (correlación negativa).
217 La subregión I y la subregión II quedan definidas como las estaciones con alta correlación
218 positiva y negativa, respectivamente, con la PC1. La subregión III y la subregión IV quedan
219 definidas como las estaciones con alta correlación positiva y negativa, respectivamente, con
220 la PC2. La subregión I se encuentra al este de la provincia, la subregión II al oeste, la
221 subregión III al centro norte y la subregión IV al centro sur (ver Figura 2).

222 En el ciclo anual medio de las cuatro subregiones (ver Figura 4) se aprecian dos fases
223 marcadas, una húmeda (con más precipitación) y otra seca (con menos precipitación). La fase

224 húmeda es de octubre a abril y la fase seca es de mayo a septiembre. Se testeó la diferencia
225 entre las medias muestrales de cada fase para cada subregión, siendo estas significativamente
226 distintas de 0 con una significancia del 95 % en todos los casos. Se definieron las series de
227 precipitación representativas de cada subregión para cada fase como el promedio areal del
228 acumulado de la fase. La serie del acumulado de la fase húmeda de la subregión I se denota
229 en este trabajo como SRH1 y de la subregión II como SRH2.

230 En el presente trabajo se presentan resultados para la subregión I y la subregión II, que
231 representan los extremos del típico gradiente zonal de precipitación media anual. En
232 particular sólo se analiza la fase húmeda del ciclo anual (de octubre a abril), que representa
233 más del 80 por ciento del acumulado anual en estas subregiones. Además, en la subregión I
234 vive la mayor parte de la población de la provincia y es la subregión de mayor desarrollo
235 socio-económico. La subregión II, si bien está menos densamente poblada, es la que presenta
236 mayores problemas de abastecimiento de agua y ha presentado crisis hídricas.

237

238 **3.2) Variabilidad temporal y cambios en la fase húmeda de la precipitación.**

239 Aquí se estudian cambios graduales en la estacionariedad de la fase húmeda de precipitación
240 en las subregiones I y II por medio de la tendencia lineal. La significancia de las tendencias
241 se estimó calculando la correlación convencional del primer momento de Pearson entre la
242 serie de precipitación y la recta de regresión entre ésta y el tiempo. En la Figura 5 se
243 muestran las series SRH1 y SRH2 y la recta de regresión lineal que mejor ajusta. Se observa
244 que ninguna de las dos series de precipitación posee una tendencia significativa al 95 % de
245 significancia.

246 La Figura 6 muestra los espectros de SRH1 (izquierda) y SRH2 (derecha). La estimación del
247 modelo autorregresivo (AR) se hizo a través del criterio del índice bayessiano (Wilks 2006)
248 para establecer el continuo nulo del espectro. Este dio AR 0 para ambos casos, por ende ruido
249 blanco. La SRH1 muestra un pico espectral significativo en torno a 27,5 años. En ambas
250 series, SRH1 y SRH2, se observa energía espectral significativa en torno a las bandas
251 centradas en 6,1 años y 3,7 años, que podrían estar asociados a la variabilidad en baja y alta

Artículo en edición

252 frecuencia del ENOS (Penland y otros 2010) respectivamente. También ambas presentan un
253 pico marcado significativo con un período de 2,4 años que puede estar asociado a la
254 variabilidad cuasi-bienal del IOD (Swadhin y Yamagata 2015) y/o a la variabilidad en alta
255 frecuencia del ENOS (Penland y otros 2010).

256 Los saltos en una serie temporal producen cambios instantáneos en la estacionariedad de las
257 series que para el caso de la precipitación podrían estar asociados a cambios en las
258 teleconexiones, si es que no son consecuencia de inhomogeneidades en los datos. La
259 detección de saltos climáticos se realizó implementando el test de Yamamoto utilizando
260 ventanas de 10 y 20 años para identificar posibles saltos en las series, si bien en el presente
261 trabajo se muestra solamente la ventana de 10 años. En la Figura 7 se muestran los valores
262 del estadístico de Yamamoto, para SRH1 (izquierda) y SRH2 (derecha). Si bien el test no
263 identificó ningún salto significativo, esto es que para ningún año el estadístico fue superior a
264 1, para la subregión I el estadístico se aproxima muy cerca de la unidad (0,96) para el año de
265 referencia 1983, el cual podría ser un año de posible cambio.

266 En la Figura 8 se muestran las series SRH1 y SRH2, estandarizadas y suavizadas con un filtro
267 gaussiano de 9 términos. Se puede observar que la variabilidad interdecadal de las series son
268 similares entre sí en la mayor parte de todo el período (están en fase en baja frecuencia), sin
269 embargo entre 1983 y 1991 se observa que el comportamiento de las series difiere. En
270 particular en el caso de la subregión I se observa un cambio de signo en las anomalías de
271 precipitación, lo cual se relaciona con el potencial salto detectado por el test de Yamamoto.
272 Además, ambas subregiones presentan un período seco hasta principios de 1980 y un período
273 húmedo a partir de 1990, aunque la SRH1 tiene estos períodos más marcados y la SRH2 es
274 más oscilante.

275 En la Figura 9 se muestra la correlación móvil de SRH1 y SRH2 con diversos índices
276 climáticos océano-atmósfera sin filtrar. Se observa que los índices de mayor correlación con
277 la precipitación en la subregión I son el nino1.2, nino3.4 y TSA, siendo el TSA mayor y
278 significativamente distinto de 0 en la década de los 70, y el nino1.2 mayor y
279 significativamente distinto de 0 desde principio de los 90 hasta el 2004. Además se aprecia

Artículo en edición

280 que el MAS tiene una correlación negativa significativa a fines de los 80, pero que durante
281 todo el período oscila de signo.

282 Lo anterior nos permite definir dos subperíodos de mayor longitud y otro más corto. Un
283 primer subperíodo desde el comienzo del registro hasta inicios de la década de 1980 (1955-
284 1980), un segundo subperíodo corto desde 1980 a 1990 y un tercer subperíodo desde
285 comienzos de la década de 1990 hasta el final del registro (1991-2010). En la Tabla I se
286 muestran las correlaciones entre las series de precipitación y los índices climáticos para
287 distintos subperíodos. La correlación entre la precipitación en la región y los índices nino3.4
288 y nino1.2 es para todo el período de estudio significativa y positiva. Se destaca que es
289 máxima la correlación con estos índices en el subperíodo III, y que en el subperíodo II la
290 correlación con ambos índices se torna cercana a 0 y no significativa. Estas variaciones en la
291 estacionariedad indican potenciales cambios en la manera en que el Niño modula la
292 precipitación en la región de estudio y en la escala analizada (acumulado de octubre a abril).

293 Asimismo, la correlación de la precipitación con los índices MAS, TSA e IOD no es
294 significativamente distinta de 0 tomando todo el período y es particularmente baja en el caso
295 del MAS e IOD. Esto es consistente con la alta variabilidad en la estacionariedad que
296 presentan estas correlaciones en los subperíodos. La correlación de la precipitación con el
297 índice del IOD es baja y no significativa para el subperíodo I; negativa y significativa con
298 SRH2 y no significativa con SRH1 para el subperíodo II; y positiva y significativa para el
299 subperíodo III. La correlación entre SRH2 y el índice TSA es significativa y positiva para el
300 subperíodo I; alta, negativa y no significativa para el subperíodo II; y baja, positiva y no
301 significativa para el subperíodo III. La correlación entre SRH1 y el índice TSA es positiva y
302 no significativa para el subperíodo I; baja, negativa y no significativa para el subperíodo II; y
303 alta positiva y significativa para el subperíodo III. La correlación entre la precipitación y el
304 índice del MAS es muy baja en todos los subperíodos a excepción del subperíodo II en el
305 cual es negativa y significativa en el caso de SRH1 y no significativa pero alta en el caso de
306 SRH2. Para los otros dos subperíodos es baja y positiva. Estos cambios en los signos de la
307 correlación de la precipitación con los índices MAS, IOD y TSA a lo largo de los

Artículo en edición

308 subperíodos, y el hecho de que sea insignificante y cercana a cero para todo el período podría
309 implicar que no se traten de forzantes lineales de la precipitación en la región.

310 De lo anterior, el fenómeno ENOS aparece como un potencial forzante lineal no estacionario
311 de la precipitación a lo largo de todo el período de estudio, el cual se fortalece en el
312 subperíodo III. En el subperíodo II la variabilidad interanual de la precipitación de la región
313 se torna independiente del ENOS y pareciera que interactúa con otros forzantes asociados
314 particularmente con el modo inverso del MAS.

315 A continuación estudiaremos los forzantes hemisféricos a partir de datos atmosféricos
316 provenientes del R1-NCEP/NCAR. Kistler y otros (2001) recomiendan utilizar estos datos de
317 reanálisis a partir de 1958, especialmente para el hemisferio sur, debido a la falta de datos de
318 radiosondeos antes de 1958. Además, en 1979 los reanálisis presentan inhomogeneidad en los
319 datos debido a la incorporación de información satelital. Por ello, el análisis de forzantes se
320 delimitó desde 1958 hasta 1978 para el primer subperíodo.

321

322 **3.3) Mecanismos hemisféricos forzantes**

323 Para la identificación de los forzantes de gran escala se estudió la diferencia de composición
324 entre valores altos y bajos de precipitación acumulada para diversas variables del sistema
325 océano-atmósfera en cada subperíodo. Se hace notar que la diferencias de anomalías
326 compuestas es independiente del campo medio y pueden interpretarse como referida a cada
327 subperíodo. De esta manera, la interpretación dinámica de las anomalías compuestas
328 corresponde a la climatología del subperíodo de donde se extrae el conjunto de eventos de la
329 composición. No se compararán anomalías de distintas climatologías.

330

331 **3.3.1) Primer subperíodo, 1958-1978**

332 Para el subperíodo I, el campo de anomalía compuesta de TSM (Figura 10 panel superior)
333 para la subregión I muestra valores positivos en una gran región entre Australia y Nueva
334 Zelanda; dos pequeñas regiones, una al norte de Chile y sur de Perú y la otra entre Ecuador y
335 Colombia; en una extensa región en el Índico ecuatorial, otra sobre el Atlántico ecuatorial, y

Artículo en edición

336 en la región del nino3.4 pero no significativos. Valores negativos aparecen en el Atlántico
337 entre 10°S y 20°S, al sur de Australia, y al sur de Sudamérica. Las regiones anómalas
338 significativas de TSM no están bien representadas por los índices convencionales analizados
339 en la sección anterior, aunque la región de anomalía positiva en el Atlántico ecuatorial linda
340 la región del TSA.

341 En la Figura 10 panel inferior se muestra la diferencia de composición de anomalías
342 compuestas de PNM para la subregión I para este subperíodo. Se observa una amplia región
343 de anomalía positiva en el Atlántico Sur. Esto implica un fortalecimiento y desplazamiento al
344 suroeste del AAS. Es probable que estas anomalías de actividad del AAS estén conectadas
345 con las anomalías de TSM del Atlántico (Lübbecke y otros 2014) observadas en la Figura 9
346 panel superior. Además se observa una gran región de anomalía negativa al sur de Australia y
347 una región de anomalía positiva en la región de Nueva Zelanda.

348 En las diferencias de composiciones para el primer subperíodo de la subregión II no se
349 observan estructuras hemisféricas de circulación atmosférica distinguibles que puedan afectar
350 a la precipitación. Esto, sumado a las bajas correlaciones obtenidas para este subperíodo
351 mostradas en la sección anterior, estaría indicando la necesidad de examinar otras escalas
352 dentro de la fase húmeda (de octubre a abril).

353

354 **3.3.2) Segundo subperíodo, 1980-1990**

355 En general para este subperíodo, la diferencia de composición de anomalías de circulación
356 troposférica muestra condiciones asociadas a una estructura hemisférica de MAS inverso, lo
357 cual es consistente con la correlación negativa encontrada en la sección anterior. Así, por
358 ejemplo, vemos en la Figura 11 que la diferencia de anomalías compuestas de PNM
359 presentan valores positivos en latitudes altas, entre 90°S y 70°S para la subregión I, y entre
360 90°S y 60°S para la subregión II, y negativos en latitudes medias y subtropicales. Dado que la
361 estructura de la circulación atmosférica asociada al MAS es zonalmente simétrica, para su
362 modo inverso de variabilidad se propician condiciones medias durante la fase húmeda de
363 precipitación de menor intercambio meridional de masas de aire. En particular, acompañando

364 a este patrón de MAS inverso asociado a la diferencia de valores altos menos bajos de SRH1
365 y SRH2, se observa sobre el sur de Sudamérica un debilitamiento (fortalecimiento) del flanco
366 occidental del AAS y aumento (disminución) anómalo de presiones en más altas latitudes.
367 Esto implica un corrimiento hacia el sur (norte) de los oestes, y por ende menor (mayor)
368 actividad transiente (no mostrado) de alta frecuencia en latitudes medias y hacia latitudes
369 subtropicales de la región de estudio. Asimismo, cabría esperar menor (mayor) aporte de
370 masas de aire húmedas y cálidas desde el norte por el debilitamiento (fortalecimiento) del
371 AAS. Es decir, que en términos medios, las condiciones de circulación troposférica impuestas
372 por el modo inverso del MAS son contrarias a la ocurrencia de precipitación en la región.
373 Esto lleva a deducir que la variabilidad interanual de la precipitación, acumulada durante la
374 fase húmeda (de octubre a abril) podría estar asociada a procesos termodinámicos de una
375 escala temporal menor a la analizada.

376

377 **3.3.3) Tercer subperíodo, 1991-2010**

378 En el tercer subperíodo las anomalías compuestas son muy similares entre ambas
379 subregiones, con la diferencia que para la subregión II la señal es más intensa y significativa.

380 En adelante, solo se muestran las anomalías compuestas para la subregión II.

381 En la diferencia de composición de TSM (Figura 12 panel superior) del tercer subperíodo
382 para la subregión II se observa anomalía positiva significativa en el Pacífico ecuatorial desde
383 la costa de Sudamérica hasta 180°O , siendo ésta mayor en la región del nino3.4. Al sur de
384 esta región se observa una región de anomalía negativa significativa. Este patrón de dipolo
385 podría estar asociado a condiciones tipo ENOS. Al sureste de esta gran región de anomalía
386 negativa se observa una zona de anomalía positiva significativa, y al noreste de ésta se
387 observa una pequeña región de anomalía negativa significativa. Además se observa un dipolo
388 de anomalía positiva-negativa significativa en el Atlántico Sur.

389 En las anomalías compuestas de OLS (Figura 12 panel central) se observan anomalías
390 negativas (positivas) significativas a lo largo del Pacífico ecuatorial hasta el continente
391 marítimo, zonalmente desplazadas respecto de las anomalías positivas (negativas) de TSM en

Artículo en edición

392 la región. Claramente estas anomalías de OLS responden a convección anómala inducida por
393 las asimetrías zonales de anomalía de TSM. Como es de esperar, se aprecia anomalía
394 negativa de OLS en el noreste de Argentina y sudeste de Brasil, asociado a convección
395 anómala en la región. Además se observa anomalía positiva en la región de Brasil y Atlántico
396 ecuatorial, lo que podría deberse a un debilitamiento en la zona de convergencia intertropical
397 (ZCIT) y a un debilitamiento en el sistema monzónico de Sudamérica.

398 En las anomalías compuestas de PNM (Figura 12 panel inferior) se observa un dipolo de
399 anomalías en la región trópico-subtropical de la cuenca Indo-Pacífica. Anomalías positivas
400 sobre la región del Índico y continente marítimo, y anomalías negativas sobre el Pacífico.
401 Este patrón dipolar de presiones es consistente con la distribución de OLS y TSM tropical
402 descrita anteriormente, que describe una circulación anómala de Walker en la dirección
403 zonal. Además, en el Pacífico central sur (en aproximadamente 60°S) se observa una
404 anomalía positiva no significativa.

405 En la Figura 13 se muestra la diferencia de anomalías compuestas de FC (panel superior), U
406 (panel central) y V (panel inferior) para el tercer subperíodo de la subregión II. El campo de
407 diferencia de anomalías compuestas de FC y AG son similares pero con signo opuesto, por
408 lo que se muestra únicamente FC ya que permite evaluar las anomalías en latitudes bajas. Se
409 pueden observar anomalías significativas de FC, simétricas respecto del ecuador, en el
410 Pacífico central ecuatorial, al norte y sur del máximo de las anomalías de TSM (Fig. 12 panel
411 superior). Estas anomalías de FC son típicas del calentamiento anómalo en la región
412 ecuatorial del Pacífico asociadas al ENOS (Seager y otros 2003). En conexión con lo anterior,
413 en el extratropical del Pacífico sur se observa un patrón de anomalías en forma de arco que se
414 extiende desde la región central del Pacífico sur subtropical hacia Sudamérica. Al evaluar la
415 componente horizontal del flujo de actividad de onda W puede apreciarse que esta estructura
416 de anomalías corresponde a la propagación de onda de Rossby cuasi-estacionaria que emana
417 desde el Pacífico Sur subtropical hacia el sur de Sudamérica.

418 En el campo de anomalías compuestas de U (viento zonal) se observa un fortalecimiento de
419 los oestes subtropicales en altura a lo largo del corredor Pacífico-Atlántico, y un

Artículo en edición

420 debilitamiento al sur del mismo. Esto está asociado a la circulación anómala anticiclónica
421 simétrica tropical debido al calentamiento anómalo de TSM del Pacífico central. Esta
422 intensificación de los oestes en altura podría estar generando un desplazamiento anómalo
423 hacia el norte de los stormtracks y la actividad transiente sinóptica asociada.

424 En el campo de anomalías compuestas de V (viento meridional) se observa sobre el territorio
425 argentino anomalía significativa negativa, esto implica componente anómala del viento norte,
426 asociado a la estructura de onda de Rossby cuasi-estacionaria. Esto podría implicar un
427 transporte de masas de aire cálidas y húmedas a la región de estudio.

428 De lo anterior se destaca que las anomalías climáticas impuestas sobre el campo medio de
429 circulación denotan una importante influencia del fenómeno ENOS sobre la variabilidad
430 interanual de la precipitación para ambas subregiones en este tercer subperíodo, 1991-2010.

431 Aunque sólo se mostraron para la subregión II, los campos de anomalías de TSM y de
432 circulación troposférica son similares para la subregión I aunque menos intensas, como se ha
433 dicho. Para profundizar el aspecto diferencial entre la subregión I y la subregión II en
434 relación con la influencia notable del ENOS, a continuación se discriminan los años con
435 valores bajos y altos de precipitación para las subregiones I y II en temporadas bajo
436 condiciones El Niño o La Niña acorde a los índices nino3.4 (Tabla II) y nino1.2 (Tabla III).
437 Para el análisis consideramos los años con temporadas bajo condiciones El Niño (La Niña) si
438 el promedio de anomalía de cada índice, a lo largo de la fase húmeda de la precipitación
439 regional, es igual o superior (inferior) a $0,5^{\circ}\text{C}$ ($-0,5^{\circ}\text{C}$).

440 De las tablas se puede apreciar que valores bajos de precipitación en ambas subregiones
441 estarían mayormente asociados a condiciones La Niña y que los valores altos de precipitación
442 estarían mayormente asociados a condiciones El Niño. Para la temporada de valores altos de
443 precipitación, las condiciones Niño son fuertemente predominantes para subregión II,
444 mientras que para la subregión I hay mayor variabilidad inter-Niño. Se puede apreciar que los
445 años de las temporadas de los valores bajos de ambas subregiones son los mismos a
446 excepción de uno y estarían mayormente asociados al fenómeno La Niña. Nótese que los
447 años 2006 y 2009 son años La Niña si consideramos la definición convencional de promedio

Artículo en edición

448 trimestral. Es decir que en temporadas de menor precipitación en ambas subregiones tenemos
449 condiciones de enfriamiento anómalo en el Pacífico ecuatorial.

450

451 **CONCLUSIONES**

452 Este trabajo se focalizó en el estudio de la variabilidad en baja frecuencia de la precipitación
453 en la provincia del Chaco a partir de series de precipitación del APA y del SMN. Se realizó
454 una regionalización de la precipitación a partir del ciclo medio anual mediante ACP en modo
455 Q, definiendo cuatro subregiones. Se pudieron identificar dos fases en el ciclo medio anual,
456 una fase húmeda (de octubre a abril) y una fase seca (de mayo a septiembre). Se estudió la
457 variabilidad en baja frecuencia de la serie temporal de la precipitación acumulada en la fase
458 húmeda del ciclo anual (de octubre a abril) promediada sobre las estaciones en la subregión I
459 (SRH1) y de la subregión II (SRH2). Esto se debe a que la fase húmeda representa más del 80
460 por ciento del acumulado anual. Además, en la subregión I vive la mayor parte de la
461 población de la provincia y es la subregión de mayor desarrollo socio-económico. La
462 subregión II, si bien está menos densamente poblada, es la que presenta mayores problemas
463 de abastecimiento de agua y ha presentado crisis hídricas.

464 Se comprobó que las series SRH1 y SRH2 siguen una distribución normal, y se estimaron las
465 tendencias lineales por cuadrados mínimos. Estas tendencias son muy bajas y no
466 significativas.

467 El análisis espectral sobre las series SRH1 y SRH2 permitió identificar periodicidades
468 significativas en torno a 6,1 años y 3,7 años. Estos cuasi-ciclos podrían asociarse a la
469 variabilidad en alta y baja frecuencia del fenómeno ENOS.

470 Se examinaron cambios en la estacionariedad de las series de precipitación a través del test de
471 Yamamoto y de correlaciones móviles con diversos índices climáticos. El test de Yamamoto
472 arrojó que las series de precipitación no presentan inhomogeneidades de la media y desvío
473 estándar por lo que resultan climáticamente homogéneas. Además, se exploró la presencia de
474 forzantes lineales a través de correlación simple entre las series de precipitación y diversos
475 índices climáticos, y su evolución a través del tiempo para ver la estacionariedad de estos

Artículo en edición

476 forzantes. Esto permitió identificar 3 subperíodos para los cuales las series de acumulados de
477 precipitación de la fase húmeda en las subregiones I y II presentan cambios en la
478 estacionariedad de los forzantes. El primer subperíodo entre 1958 y 1978 asociado
479 parcialmente al ENOS, un segundo subperíodo entre 1980 y 1990 independiente del ENOS
480 pero vinculado al MAS, y el tercer subperíodo entre 1991 y 2010 vinculado al ENOS. Sobre
481 cada uno de estos subperíodos se analizaron las anomalías compuestas de TSM y de variables
482 atmosféricas asociadas a valores altos y bajos de las series SRH1 y SRH2 a fin de corroborar
483 la presencia física de estos forzantes.

484 Durante el primer subperíodo (1958-1978), las variaciones de la precipitación acumulada en
485 la fase húmeda en la subregión I están asociadas a las variaciones en la posición e intensidad
486 del AAS. Estas variaciones pueden estar asociadas a calentamiento anómalo de la TSM del
487 Atlántico ecuatorial. Por otra parte, las variaciones interanuales de la precipitación acumulada
488 en la fase húmeda en la subregión II no están asociadas a estructuras hemisféricas
489 distinguibles de la circulación troposférica. Es posible que sea necesario reducir la escala
490 temporal de análisis para poder encontrar mecanismos forzantes. Es decir, la imposibilidad de
491 distinguir estructuras hemisféricas de anomalías indicaría dos posibles alternativas: o los
492 forzantes globales están actuando en escala temporal menor al de la longitud de la fase
493 húmeda, o puede que haya forzantes termodinámicos localmente actuantes en una menor
494 escala espacial y temporal.

495 Durante el segundo subperíodo (1980-1990) las series de precipitación pierden relación con
496 el ENOS y la ganan con el MAS. En los campos compuestos de circulación troposférica (por
497 ej. en PNM) asociados a la precipitación regional, se observa un patrón de MAS inverso que
498 propicia un menor intercambio meridional de masas de aire. En particular se observa,
499 acompañado a este patrón de MAS inverso, un debilitamiento (fortalecimiento) del AAS
500 durante un año con mayor (menor) precipitación acumulada en la fase húmeda (de octubre a
501 abril) en la región. Esto implica un corrimiento al sur (norte) de los oestes, y por ende menor
502 (mayor) actividad transiente en la región de estudio, y además menor (mayor) transporte de
503 aire cálido y húmedo desde latitudes menores por el AAS. Esta situación dinámica y de

Artículo en edición

504 transporte es contraria al signo de la precipitación observada en la escala analizada. Esto
505 podría estar indicando que la variabilidad interanual de la precipitación acumulada durante la
506 fase húmeda (de octubre a abril) en la región de estudio podría deberse a procesos
507 termodinámicos de escala menor a la analizada.

508 Durante el tercer subperíodo (1991-2010), para los valores altos de precipitación en la
509 subregión II, predominan condiciones tipo El Niño, es decir, de calentamiento de TSM en el
510 Pacífico ecuatorial, mientras que para la subregión I las TSM del Pacífico central presentan
511 mayor variabilidad. Los valores bajos de precipitación para ambas subregiones presentan
512 condiciones mayormente tipo La Niña, o sea, de enfriamiento en el Pacífico ecuatorial. Las
513 anomalías de TSM en el Pacífico ecuatorial y subtropical, generan convección anómala que
514 se puede apreciar en la OLS. Esta convección anómala perturba la troposfera superior y se
515 observa la emanación de una onda de Rossby cuasi-estacionaria desde el Pacífico central
516 ecuatorial hacia Sudamérica. Este tren de ondas cuasi-estacionario modula la circulación
517 troposférica en niveles bajos y altos en la región, afectando así a la precipitación estacional.
518 En este sentido, por ejemplo, Cazes-Boezio y otros (2003) encuentran para la primavera
519 austral una teleconexión entre el fenómeno El Niño y la precipitación en el sudeste de
520 Sudamérica, a través de la propagación de ondas de Rossby cuasi-estacionarias.

521 Este trabajo ha significado el inicio de la investigación en baja frecuencia de la precipitación
522 de la provincia del Chaco. Los resultados obtenidos son relevantes para conocer la dinámica
523 climática de la región, aunque también ha abierto algunos interrogantes que nos llevan a la
524 necesidad de reducir la escala temporal de análisis. Se han encontrado teleconexiones
525 atmosférico-oceánicas asociadas a condiciones del ENOS en el Pacífico central que varían
526 interdecadalmente. Ello abre a la posibilidad de lograr encontrar una herramienta dinámico-
527 estadística de pronóstico climático cuando estas teleconexiones son contundentes como se
528 observaron en las últimas décadas. Para esto es necesario realizar un estudio de relaciones
529 desfasadas en el tiempo, y estudiar la variabilidad interanual mes a mes, a lo largo de la fase
530 húmeda.

531 **AGRADECIMIENTOS:**

532 A la FCAG por el uso de las instalaciones, al APA por los datos, los fondos del proyecto de
533 ANPCyT PICT-0048, y subsidio de Carmelite ONG.

534

535 **REFERENCIAS**

536

537 Agosta, E. A. y Compagnucci, R. H., 2012. Central-West Argentina summer precipitation
538 variability and atmospheric teleconnections. *Journal of Climate*, vol. 25, no 5, p. 1657-1677.

539

540 Bjerknes, J., 1966. A possible response of the atmospheric Hadley circulation to equatorial
541 anomalies of ocean temperature. *Tellus*, 18, 820-829.

542

543 Bjerknes, J., 1969. Atmospheric teleconnection from the equatorial Pacific. *Mon. Wea. Rev.*,
544 97, 163-172.

545

546 Boyin H., Banzon, V. F., Freeman, E., Lawrimore, J., Liu, W., Peterson, T. C., Smith, T. M.,
547 Thorne, P. W., Woodruff, S. D., y Zhang, H., 2015. Extended Reconstructed Sea Surface
548 Temperature (ERSST), Version 4. [indicate subset used]. NOAA National Centers for
549 Environmental Information. *Journal of climate*, 2015, vol. 28, no 3, p. 911-930.

550

551 Cazes-Boezio, G., Robertson, A. W., y Mechoso, C. R., 2003. Seasonal Dependence of
552 ENSO Teleconnections over South America and Relationships with Precipitation in Uruguay.
553 *Journal of Climate* vol 16. no 8, p. 1159-1176.

554

555 Enfield, D.B., Mestas, A.M., Mayer, D.A., y Cid-Serrano, L., 1999. How ubiquitous is the
556 dipole relationship in tropical Atlantic sea surface temperatures? *JGR-O*, 104, 7841-7848.

557

558 González, M. H., y Flores, O. K., 2010. Análisis de la precipitación en la llanura chaqueña

Artículo en edición

- 559 argentina y su relación con el comportamiento de la circulación atmosférica y las
560 temperaturas de la superficie del mar. Meteorológica, 35(2), 53-66.
561
- 562 Graeme D.R., 2006. The unequal variance t-test is an underused alternative to Student's t-test
563 ant the Mann-Whitney U test. Behavioral Ecology, Volume 17, Issue 4, pages 688-690.
564
- 565 Green P. J. y Silverman B. W., 1993. Nonparametric Regression and Generalized Linear
566 Models: A roughness penalty approach. Chapman y Hall, 184 pages.
567
- 568 Grimm, A. M., Barros, V. R., y Doyle, M. E., 2000. Climate variability in southern South
569 America associated with El Niño and La Niña events. Journal of climate, vol. 13, no 1, p. 35-
570 58.
571
- 572 Hoffmann, J. A. J, 1992. The continental atmospheric pressure and precipitation regime of
573 South America. Erdkunde, vol. 46, p. 42-51.
574
- 575 Hurtado S. y Agosta E. A., 2015. Comparación de la precipitación derivada de satélite
576 (TRMM) y de ERA-Interim en una zona de la provincia del Chaco. CONGREMET XII.
577
- 578 Kahle D. y Wickham H., 2013. ggmap: Spatial Visualization with ggplot2. The R Journal,
579 5(1), 144-161. URL <http://journal.r-project.org/archive/2013-1/kahle-wickham.pdf>
580
- 581 Kalnay E., Kanamitsu, M., Kistler, R., Collins, W., Deaven, D., Gandin, L., ... y Zhu, Y,
582 1996. The NCEP/NCAR 40-Year Reanalysis Project. Bull. Amer. Meteor. Soc., 77, 437-471.
583
- 584 Kistler, R., Collins, W., Saha, S., White, G., Woollen, J., Kalnay, E., ... y van den Dool, H.
585 (2001). The NCEP-NCAR 50-year reanalysis: Monthly means CD-ROM and
586 documentation. Bulletin of the American Meteorological society, 82(2), 247-267.

587

588 Lau, N., Nath, M. J., 1996. The role of the “atmospheric bridge” in linking tropical Pacific
589 ENSO events to extratropical SST anomalies. *Journal of Climate*, vol. 9, no 9, p. 2036-2057.

590

591 Liebmann B. y Smith C.A., 1996. Description of a Complete (Interpolated) Outgoing
592 Longwave Radiation Dataset. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 77, 1275-
593 1277.

594

595 Lichtenstein, E. R., 1980. La Depresion del Noroeste Argentino (The Northwestern Argentina
596 Low). Ph.D. dissertation, University of Buenos Aires, 223 pp

597

598 Lilliefors, W.H., 1967. On the Kolmogorov-Smirnov Test for Normality with Mean and
599 Variance Unknown. *Journal of the American Statistical Association*, Volume 62, Issue 318,
600 Pages 399-402.

601

602 Lübbecke, J.F., Burls N.J., Reason C.J.C., y McPhaden M.J., 2014. Variability in the South
603 Atlantic Anticyclone and the Atlantic Niño Mode. *Journal of Climate*, vol 27 , 8135-8150.

604

605 Mo K.C. y Ghil M., 1987. Statistics and dynamics of persistent anomalies. *J. Atmos. Sci.* 44,
606 877-901.

607

608 Penland, C., Sun, D.Z., Capotondi, A., y Vimont, D.J, 2010. A brief introduction to The Niño
609 and La Niña 53-64 en *Climate Dynamics: Why does climate vary?*, editors: De-Zheng Sun y
610 Frank Bryan. American Geophysical Union, 2010 216pp.

611

612 R Development Core Team, 2008. R: A language and environment for statistical computing.
613 R Foundation for Statistical Computing, Vienna, Austria. ISBN 3-900051-07-0,
614 URL <http://www.R-project.org>.

Artículo en edición

615

616 Richman, M. B., 1986. Rotation of principal components. *Journal of climatology*, 6(3), 293-
617 335.

618

619 Salio, P. M., 2002. Caracterización de eventos de corriente en chorro en capas bajas de la
620 atmósfera en base a reanálisis y la precipitación asociada en el Sudeste de Sudamérica. Ph.D.
621 dissertation, University of Buenos Aires.

622

623 Seager, R., Harnik, N., Kushnir, Y., Robinson, W., & Miller, J., 2003. Mechanisms of
624 hemispherically symmetric climate variability. *Journal of Climate*, 16(18), 2960-2978.

625

626 Seluchi, M. E., Seluchi, M. E., Saulo, A. C., Nicolini, M., y Satyamurty, P., 2003. The
627 northwestern Argentinean low: A study of two typical events. *Monthly Weather Review*, vol.
628 131, no 10, p. 2361-2378.

629

630 Swadhin, K.B., y Yamagata, T., 2015. Indo-Pacific Climate Variability and Predictability.
631 World Cientific, 324p .

632

633 Schwerdtfeger, W., 1976. World survey of climatology volume 12: climates of Central and
634 South America. Elsevier Scientific Publishing Company Amsterdam.

635

636 Takaya, K., & Nakamura, H., 2001. A formulation of a phase-independent wave-activity flux
637 for stationary and migratory quasigeostrophic eddies on a zonally varying basic flow. *Journal*
638 *of the Atmospheric Sciences*, 58(6), 608-627.

639

640 Vera C., Higgins W., Amador J., Ambrizzi T. Garreaud R., Gochis D., Gutzler D.,
641 Lettenmaier D., Marengo J., Mechoso C. R. Nogues-Paegle J., Dias P. L. S., y Zhang C,
642 2006. Toward a unified view of the American monsoon systems. *Journal of climate*, vol. 19,

Artículo en edición

643 no 20, p. 4977-5000.

644

645 Wilks, D.S., 2006. Statistical Methods in the Atmospheric Sciences, Elsevier, 628pp

646

647 Wickham H., 2009. ggplot2: Elegant Graphics for Data Analysis. Springer-Verlag New York.

648

649 Yamamoto, R., Iwashima, Y., y Sanga, T., 1986. An analysis of climatic jump. J. Meteor.
650 Soc. Japan, Volume 64, pages 273–280.

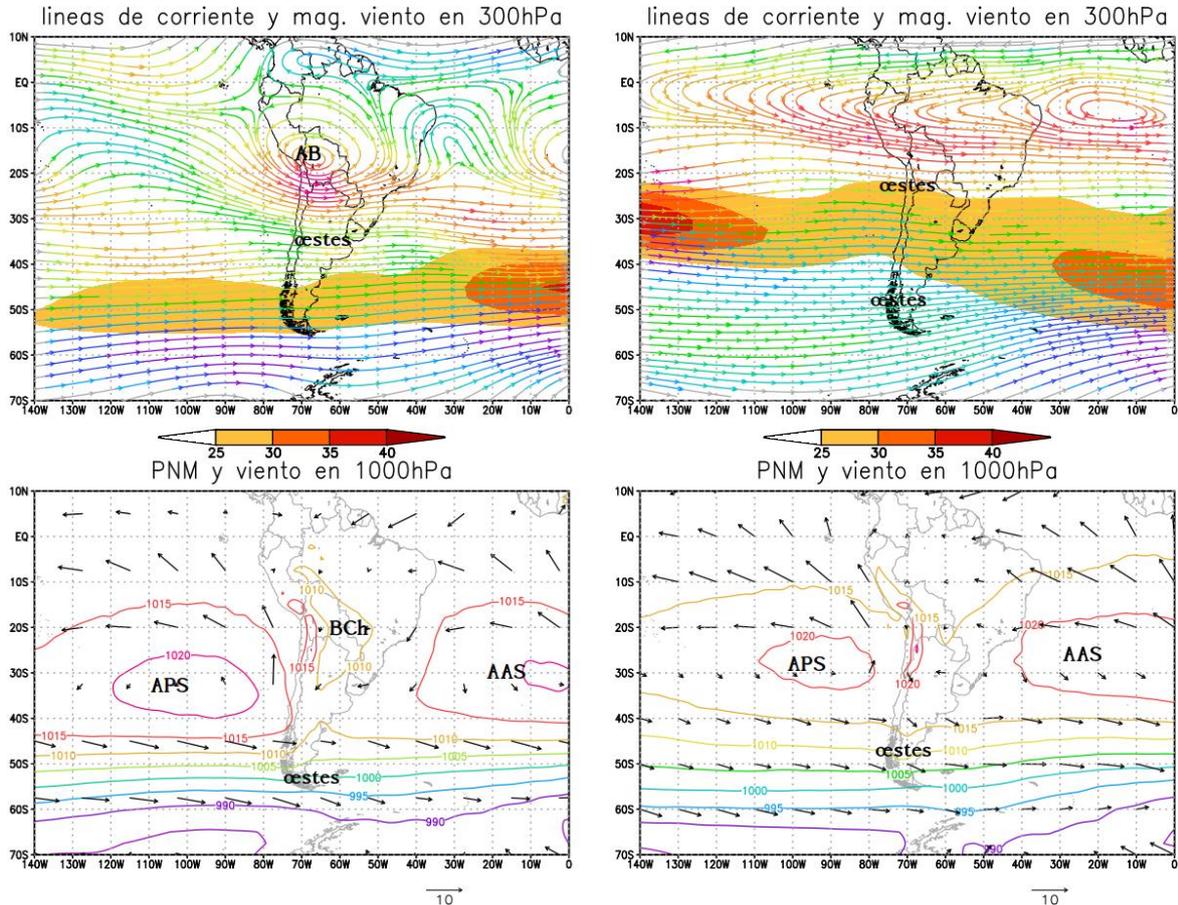
651

652 Yamamoto, R., Iwashima T. y Sanga N.K., 1987: Detection of the Climatic Jumps, Presented
653 at XIX IUGG General Assembly, Vancouver.

654

655

656



657

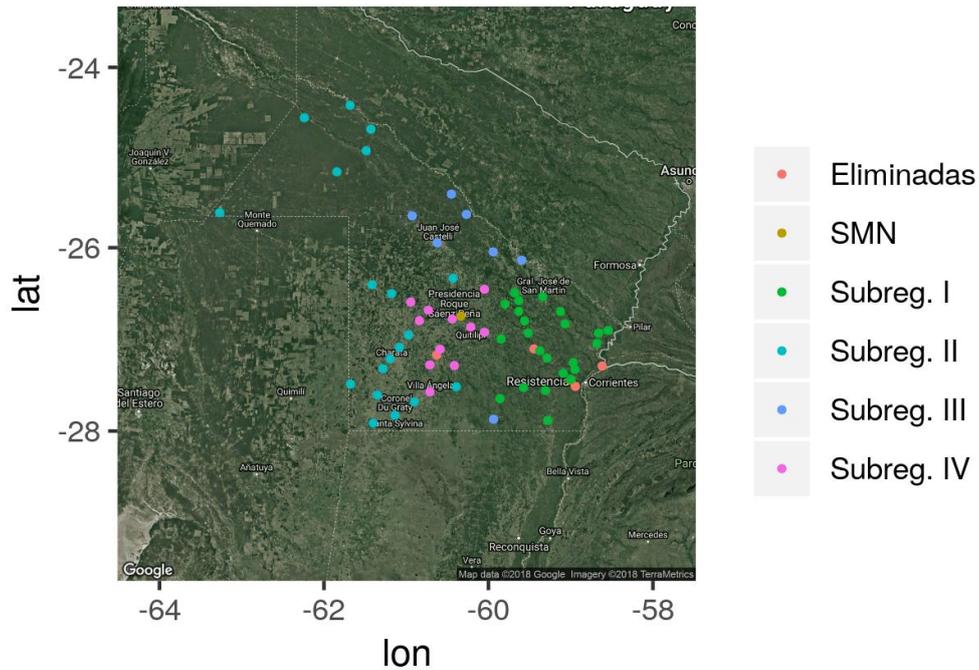
658 Figura 1: Paneles superiores: campo de líneas de corriente y de magnitud del viento en m/s
 659 (sombreado) en 300 hPa, panel izquierdo campo medio de verano (DEF) y panel derecho
 660 campo medio de invierno (JJA). Paneles inferiores: campo de presión a nivel medio del mar
 661 en hPa (contorno) y viento en 1000 hPa en m/s (vectores),panel izquierdo campo medio de
 662 verano (DEF) y panel derecho campo medio de invierno (JJA). AB indica Alta Boliviana,
 663 BCh indica Baja del Chaco, AAS indica Anticiclón semipermanente del Atlántico Sur, APS
 664 indica Anticiclón semipermanente del Pacífico Sur, y oestes indica la región de vientos del
 665 oeste asociado a los storm tracks. Datos del reanálisis 1 del NCEP-NCAR. Climatología del
 666 período 1981-2010.

667

668

Artículo en edición

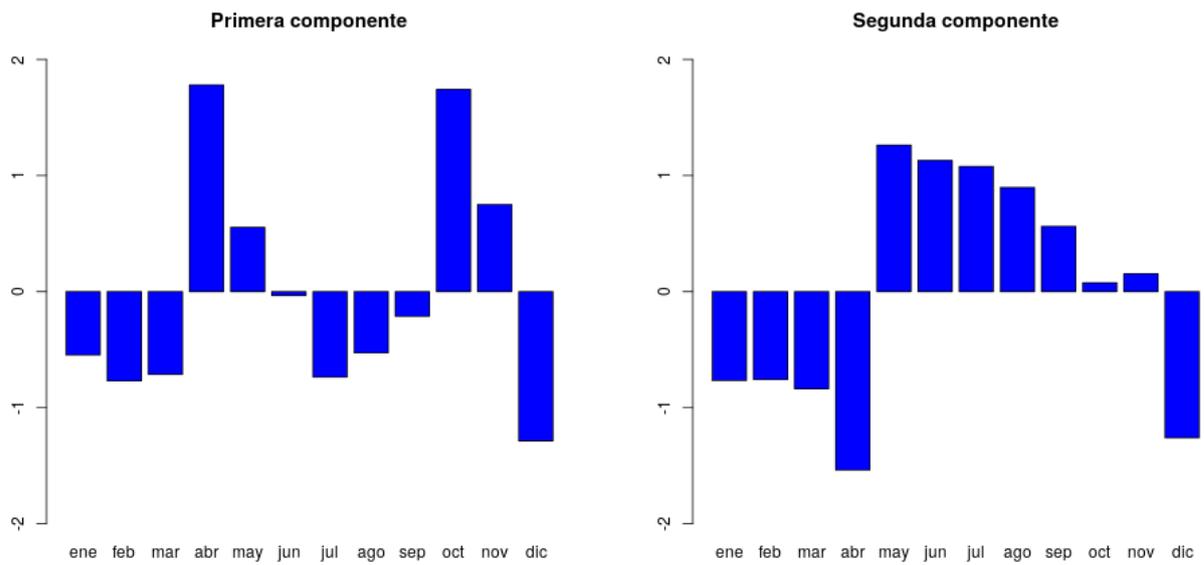
670
671
672
673
674
675
676
677
678
679
680
681
682
683
684
685
686



687 Figura 2: Estaciones meteorológicas en la provincia del Chaco. En color marrón las dos
688 estaciones del SMN, en color rojo las estaciones del APA descartadas para el análisis, en
689 color verdelas estaciones de la Subregión I, en color cyanlas estaciones de la Subregión II, en
690 color violetal las estaciones de la Subregión III, y en color rosa las estaciones de la Subregión
691 IV. Este mapa fue realizado con los paquetes ggmap (Kahle y Wickham 2013) y ggplot2
692 (Wickham 2009) del software R (R Development Core Team 2008).

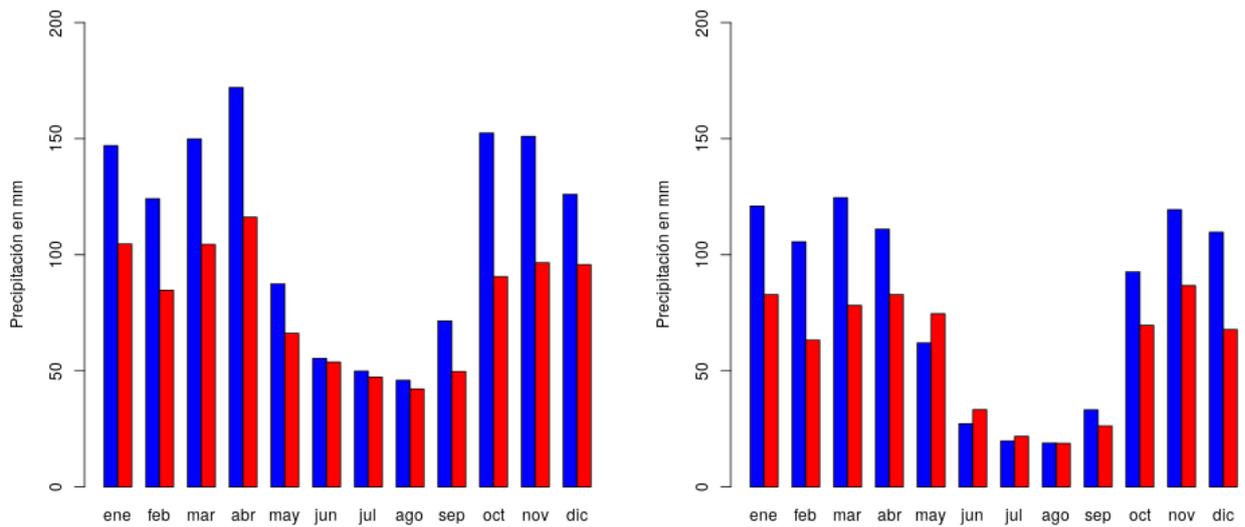
693

694



695 Figura 3: Primeras dos componentes del Análisis de Componentes Principales en modo Q del
696 ciclo anual medio de precipitación mensual de las estaciones en la región de estudio.

697

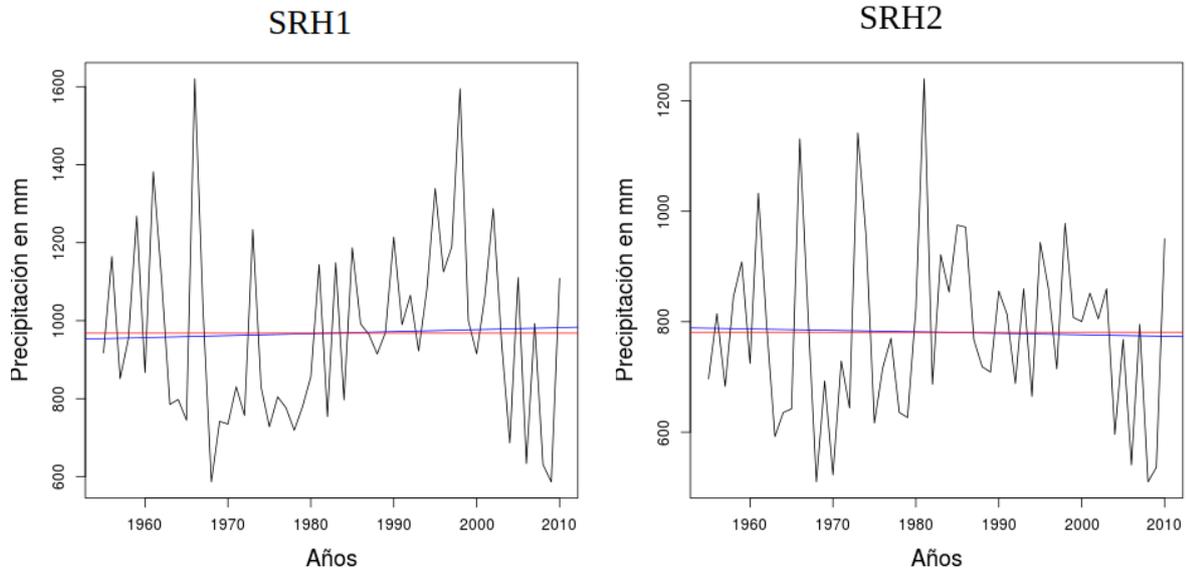


698

699 Figura 4: Acumulado medio mensual de precipitación en color azul, y desvío estándar en
700 color rojo. A la izquierda la estación Puerto Bermejo, representativa de la Subregión I; y a la
701 derecha la estación Los Frentones, representativa de la Subregión II.

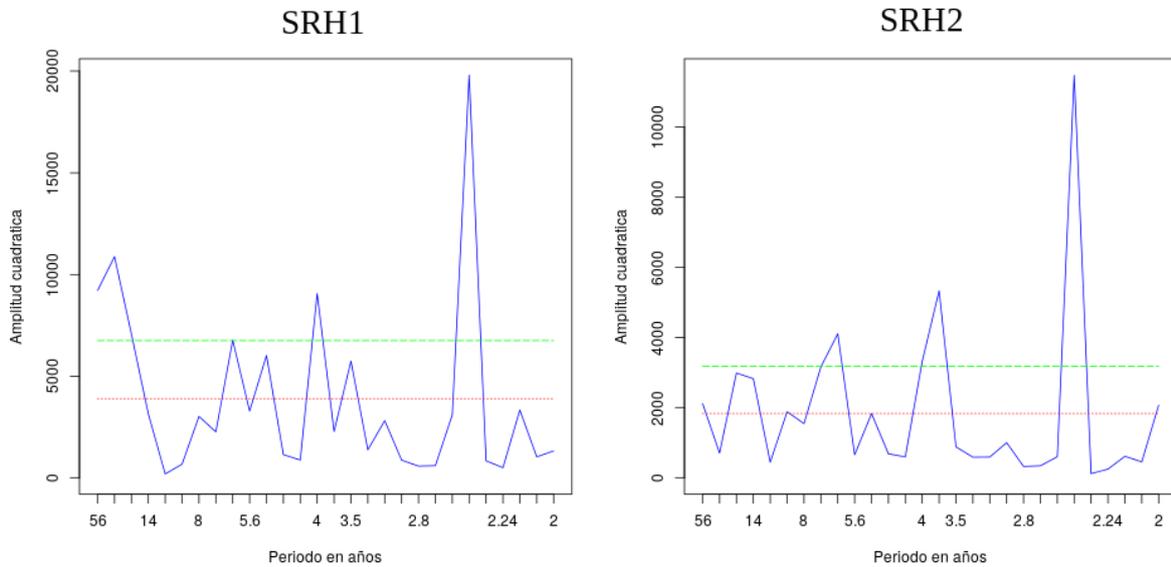
702

703



704

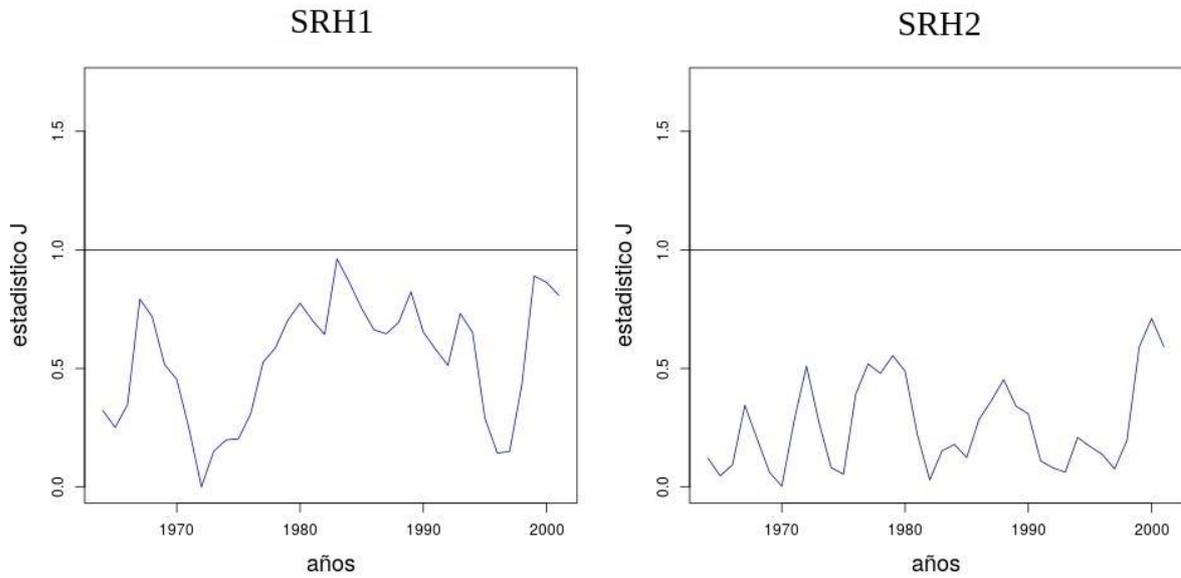
705 Figura 5: Serie del acumulado de precipitación mensual a lo largo de la fase húmeda (de
706 octubre a abril) para la subregión I (SRH1; izquierda) y para la subregión II (SRH2; derecha).
707 En color rojo se marca el valor medio de la serie, y en color azul la recta de regresión lineal
708 que mejor ajusta a los datos.



709

710

711 Figura 6: Espectro de las series de precipitación acumulada durante la fase húmeda (octubre-
712 abril) de las subregiones I y II (SRH1 y SRH2, respectivamente); Subregión I a la izquierda,
713 Subregión II a la derecha. En el eje X se muestra los períodos asociados a cada frecuencia, y
714 el eje Y es el cuadrado del módulo de la amplitud de cada coeficiente de la transformada de
715 Fourier. En color azul se muestra la transformada de la serie, en color rojo el ruido asociado y
716 en color verde la región de rechazo a un nivel de significancia de 95 %.

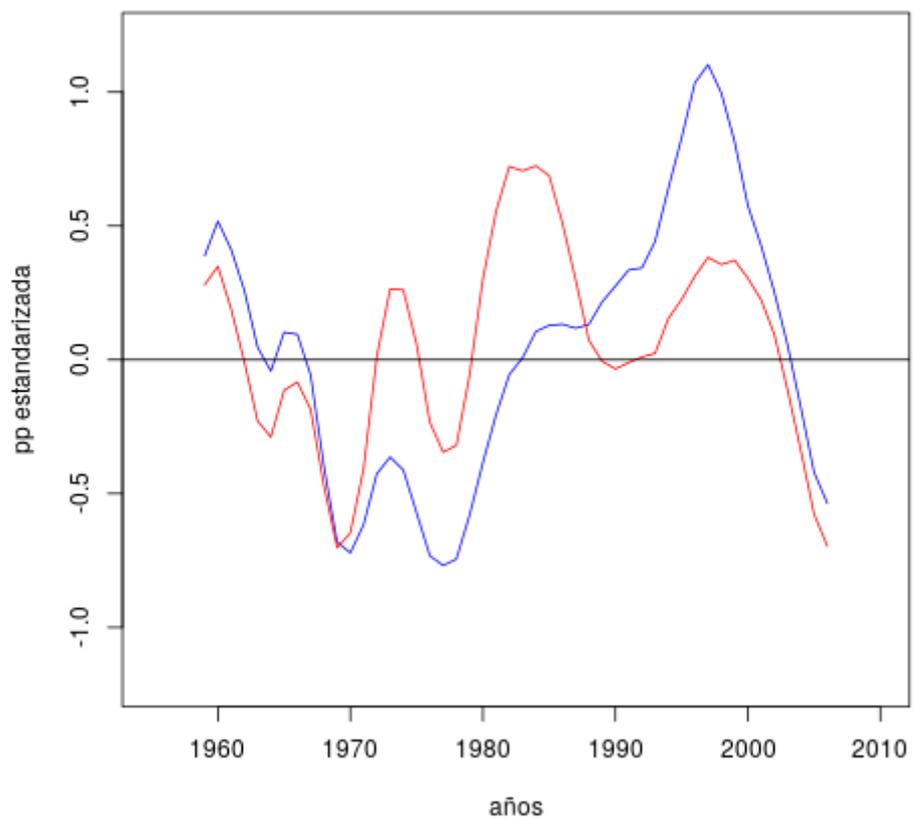


717

718

719 Figura 7: Serie temporal del estadístico J de Yamamoto de las series de precipitación
720 acumulada durante la fase húmeda para la Subregión I (SRH1; izquierda) y para la Subregión
721 II (SRH2; derecha). En color azul se muestra el valor del estadístico J de Yamamoto, y en
722 color negro se marca la recta de valor igual a 1.

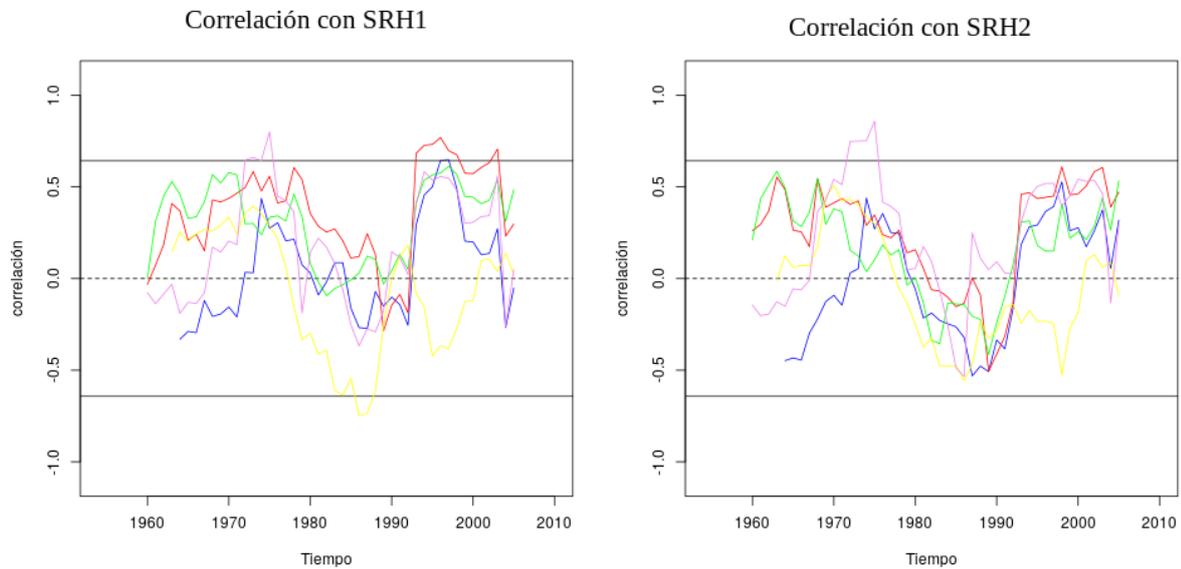
Series filtradas



741

742 Figura 8: Serie estandarizada del acumulado de precipitación durante la la fase húmeda (de
743 octubre a abril) con un suavizado por filtro Gaussiano de 9 términos para la Subregión I en
744 color azul y para la Subregión II en color rojo.

Artículo en edición



745

746

747 Figura 9: Correlación móvil con ventana de 11 años de la serie de precipitación acumulada
748 de la fase húmeda de la Subregión I (SRH1; izquierda) y Subregión II (SRH2; derecha), con
749 los índices nino1.2 (rojo), nino3.4 (verde), MAS (amarillo), TSA (violeta) y IOD (azul). En
750 líneas horizontales llenas se marca el valor mínimo para que la correlación sea distinta de 0
751 con una significancia del 95 %.

752

753

754

755

756

757

758

759

760

761

762

763

764

765

766

767

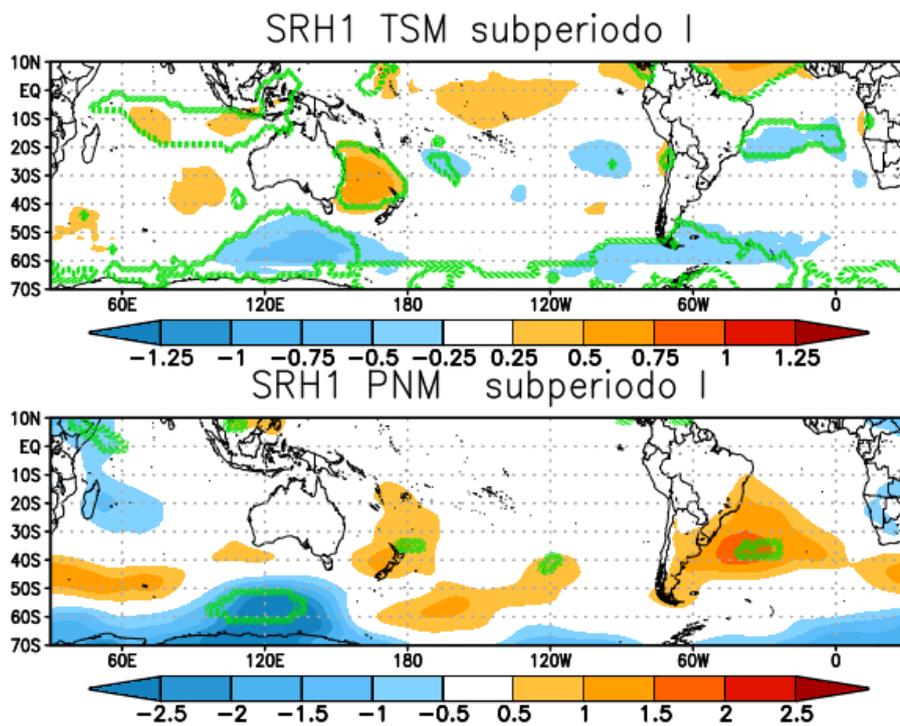
768

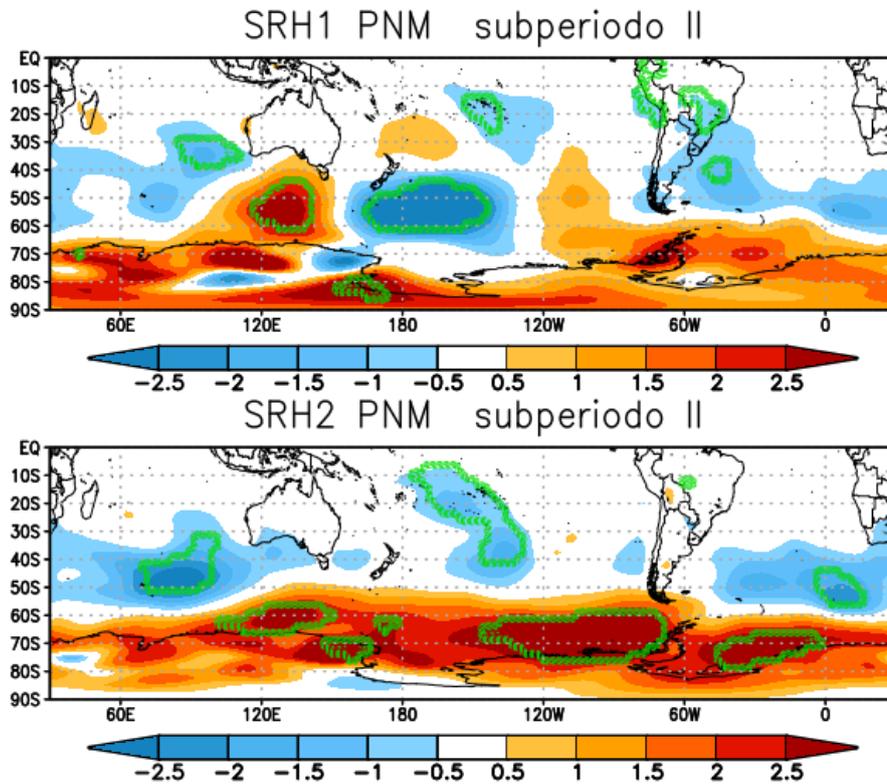
769 Figura 10: Panel superior, diferencia de composiciones de anomalía de TSM en grados

770 Celsius del subperíodo I(1958-1978) para la Subregión I. Panel inferior, diferencia de

771 composiciones de anomalía PNM en hPa del subperíodo I para la Subregión I. En contornos

772 verdes anomalías significativas al 90%.

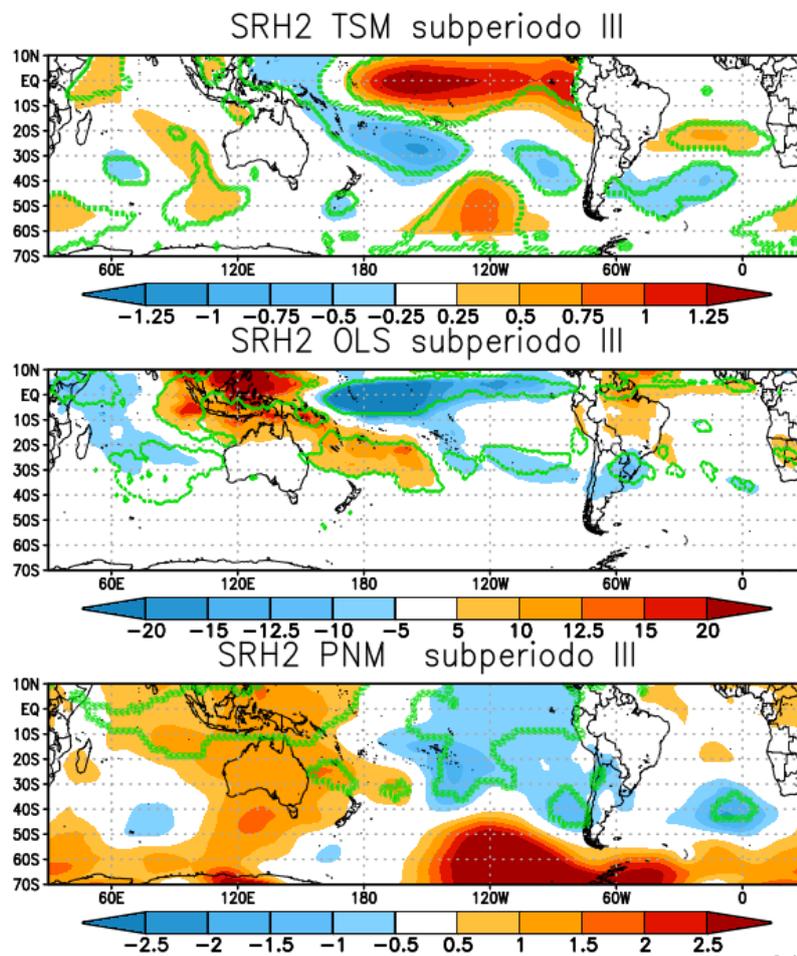




787

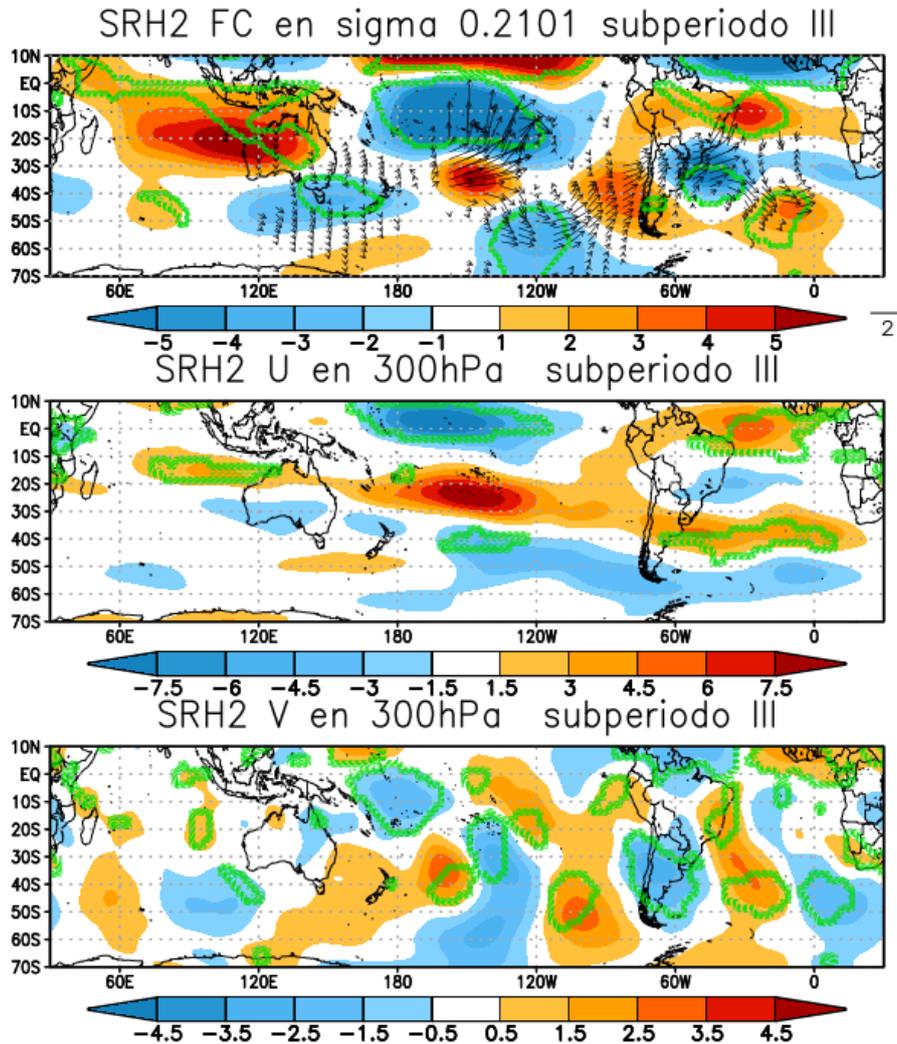
788 Figura 11: Panel superior, diferencia de composiciones de anomalía de PNM en hPa del
789 subperíodo II(1980-1990) para la Subregión I. Panel inferior, diferencia de composiciones de
790 anomalía de PNM en hPa del subperíodo II(1980-1990) para la Subregión II.En contornos
791 verdes anomalías significativas al 90%.

792
793
794
795
796



814

815 Figura 12: Panel superior, diferencia de composiciones de anomalía de TSM en grados
816 Celsius del subperíodo III(1991-2010) para la Subregión II. Panel central, diferencia de
817 composiciones de anomalía OLS en W/m^2 del subperíodo III para la Subregión II. Panel
818 inferior, diferencia de composiciones de anomalía PNM en hPa del subperíodo III para la
819 Subregión II. En contornos verdes anomalías significativas al 90%.



839

840

841

842 Figura 13: Panel superior, diferencia de composiciones de anomalía de FC en $m^2/s \times 10^{-6}$ (sombreado) y flujos de el Takaya-Nakamura en 300hPa (vectores, m^2/s^2) del período
 843 $\text{III}(1991-2010)$ para la Subregión II. Panel central, diferencia de composiciones de anomalía
 844 de U en m/s del período 3 para la Subregión II. Panel inferior, diferencia de composiciones de
 845 anomalía de V en m/s del período 3 para la Subregión II. En contornos verdes anomalías
 846 significativas al 90%.
 847

848

Subperíodo	Nino 3.4		Nino 1.2		TSA		MAS		IOD	
	SRH1	SRH2	SRH1	SRH2	SRH1	SRH2	SRH1	SRH2	SRH1	SRH2
1955-2010	0.38**	0.27**	0.38**	0.27**	0.15	0.16	0.01	-0.04	0.12	0.08
1955-1980	0.28*	0.30*	0.21	0.35**	0.21	0.31**	0.21	0.14	0.03	0.03
1980-1990	0.10	-0.06	0.11	-0.15	-0.25	-0.47	-0.61**	-0.49	-0.32	-0.54*
1991-2010	0.50**	0.46**	0.49**	0.43*	0.46**	0.24	0.01	-0.15	0.39*	0.44**

849

850 Tabla I: Correlación lineal simple de SRH1 y SRH2 con índices climáticos para distintos
851 subperíodos. En negrita correlaciones significativas al 95% (**) y al 90% (*).

852

Bajos		Altos	
Subregión I	Subregión II	Subregión I	Subregión II
2000	1994	1995	1993
2004	2004	1996	1995
2006	2006	1997	1998
2008	2008	1998	2003
2009	2009	2002	2010

853 Tabla II: Años bajos y altos de la serie de precipitación acumulada de la fase húmeda de las
854 subregiones I y II para el subperíodo III. Los colores de las celdas hacen referencia a que se
855 trate de una fase húmeda con condiciones tipo El Niño o La Niña acorde al índice nino3.4. En
856 rojo si el año fue una fase húmeda con condiciones tipo El Niño y en azul si fue con
857 condiciones tipo La Niña. En celeste se marcan los años que son considerados años La Niña
858 acorde a la definición convencional de promedios trimestrales. En color blanco los años
859 neutros.

860

861

862

Bajos		Altos	
Subregión I	Subregión II	Subregión I	Subregión II
2000	1994	1995	1993
2004	2004	1996	1995
2006	2006	1997	1998
2008	2008	1998	2003
2009	2009	2002	2010

863

864

865 Tabla III: Años bajos y altos de la serie de precipitación acumulada de la fase húmeda de las
 866 subregiones I y II para el subperíodo III. Los colores de las celdas hacen referencia a que se
 867 trate de una fase húmeda con condiciones tipo El Niño o La Niña acorde al índice nino1.2. En
 868 rojo si el año fue una fase húmeda con condiciones tipo El Niño y en azul si fue con
 869 condiciones tipo La Niña. En celeste se marcan los años que son considerados años La Niña
 870 acorde a la definición convencional de promedios trimestrales. Y en blanco los años neutros.

871

872

873

874