



Universidad Nacional de La Plata
Facultad de Ciencias Astronómicas y Geofísicas

Tesis de Licenciatura en Meteorología
y Ciencias de la Atmósfera
**“Estudio de las variaciones en
baja frecuencia de la
precipitación en la Provincia
del Chaco”**

Autor: Santiago I. Hurtado

Director: Dr. Eduardo Agosta Scarel

Co-Director: Dr. Alejandro Godoy

La Plata

1 de diciembre de 2017

Agradecimientos

A mis directores, Edu y Ale ...

A los docentes, en especial a Josefina, Marisol, Matilde, Nico, Pablo, Tato ...

A mi familia ...

A mis amigos, Barba, Chaquito, Eze A y M, Harry, Iri, Ivi, Juli, Li, Maca, Nachi, Tallarin, Nachi, Pato, Regi, Vero ...

A la murga y el carnaval ...

Resumen

La provincia del Chaco, Argentina, se encuentra en una región de un gran gradiente zonal de precipitación media anual. En la provincia, la variabilidad de la precipitación afectan fuertemente al área productiva, y en la región del Impenetrable (al oeste) períodos secos dificultan el acceso al agua potable. En el presente trabajo se estudia la variabilidad espacio-temporal de la precipitación mensual, acumulada en fases. Los resultados muestran una fase seca (mayo-septiembre) y una húmeda (octubre-abril). El análisis espacial subregionaliza a la provincia en 4 subregiones acorde a su ciclo anual. Para cada fase y subregión se confeccionaron índices de precipitación representativos, y fueron estudiados. La exploración de forzantes del sistema climático indica que la precipitación acumulada en cada fase puede estar modulada por ondas de Rossby cuasi-estacionarias, así como también por circulaciones regionales que incrementan el transporte de aire cálido y húmedo del norte.

Índice general

1. Introducción	8
1.1. Motivación	8
1.2. Antecedentes	9
1.3. Objetivo general y estructura	12
2. Datos y Metodologías	13
2.1. Datos	13
2.1.1. Precipitación de estación.	13
2.1.2. Índices climáticos.	17
2.1.3. Datos Atmosféricos y Oceánicos.	18
2.2. Validación de la base de datos de la Autoridad Provincial del Agua	18
2.3. Metodología	22
2.3.1. Regionalización	22
2.3.2. Identificación de períodos	23
2.3.3. Índices de precipitación	23
2.3.4. Ajuste Gaussiano	23
2.3.5. Tendencia	23
2.3.6. Saltos	24
2.3.7. Filtro Gaussiano	25
2.3.8. Análisis Espectral	25
2.3.9. Composiciones	26
3. Precipitación del Chaco: subregiones e índices	28
3.1. Subregionalización	28
3.2. Ciclo anual medio y sus fases de cada subregión	31
3.2.1. Subregión I	31

3.2.2.	Subregión II	32
3.2.3.	Subregión III	33
3.2.4.	Subregión IV	34
3.3.	Índices de Precipitación	35
3.3.1.	Subregión I	36
3.3.2.	Subregión II	37
3.3.3.	Subregión III	38
3.3.4.	Subregión IV	39
3.4.	Conclusiones parciales	39
4.	Análisis temporal de las series de los índices de precipitación	41
4.1.	Introducción	41
4.2.	Tendencias y saltos temporales	42
4.2.1.	Tendencias	42
4.2.2.	Análisis de saltos	43
4.2.2.1.	Subregión I	43
4.2.2.2.	Subregión II	44
4.2.2.3.	Subregión III	44
4.2.2.4.	Subregión IV	45
4.3.	Análisis espectral	51
4.3.1.	Criterio de selección de modelo autorregresivo	51
4.3.2.	Resultados y análisis	51
4.3.2.1.	Fase Seca	52
4.3.2.2.	Fase Húmeda	52
4.3.2.3.	Acumulado Anual	53
4.4.	Conclusiones parciales	58
5.	Estudio de forzantes de gran escala asociados a la precipitación en Chaco	59
5.1.	Introducción	59
5.2.	Determinación de cambios en la estacionariedad	60
5.3.	Forzantes de gran escala	63
5.3.1.	Período 1958-1978	64
5.3.1.1.	Subregión I	64
5.3.1.2.	Subregión II	67
5.3.2.	Período 1991-2010	70

5.3.2.1.	Subregión II	70
5.3.2.2.	Subregión II	74
5.3.2.3.	Forzante ENOS	77
5.4.	Conclusiones parciales	78
6.	Conclusiones	80
6.1.	Resultados principales	80
6.2.	Trabajos a Futuro	82
	Apéndice	84

Capítulo 1

Introducción

En el presente capítulo se detalla la motivación de este trabajo, antecedentes, y el objetivo general y estructura del trabajo.

1.1. Motivación

La provincia del Chaco, y en particular la subregión denominada Impenetrable ubicada hacia el oeste de la provincia, presenta como característica hídrica más importante la escasez del recurso, haciendo que los asentamientos poblacionales presenten dificultades de acceso al agua potable. En la región, la principal fuente de abastecimiento de agua son los cuerpos de agua subterránea (someros), que dependen fuertemente de la recarga por infiltración de agua de lluvia. Además, es frecuente la recolección de agua precipitada en tanques y represas para consumo humano. En el 2013 hubo una sequía muy fuerte y prolongada, durante este evento extremo los habitantes de la zona rural caminaban hasta 60 kilómetros para poder acceder a agua para consumo (<http://miraflores-web.blogspot.com.ar/2013/09/buscan-declarar-emergencia-hidrica.html>).

La disponibilidad del agua en la región depende fuertemente de la variabilidad de la precipitación en las distintas escalas temporales. En este contexto, se busca comprender la variabilidad en baja frecuencia (de interanual a interdecadal) de la precipitación en la provincia del Chaco, como primer paso hacia la posibilidad de desarrollar técnicas dinámico-estadísticas de pronóstico estacional de la precipitación como herramienta de predicción.

1.2. Antecedentes

La provincia del Chaco se encuentra en el norte del territorio argentino, posee una extensión de 99633km^2 , 1.143.201 de habitantes, y se extiende meridionalmente desde 28°S a 24.3°S . Según la clasificación climática mundial de Köppen-Geiger actualizada por Köttet (Köttet y otros 2006) el este de la provincia presenta un clima tipo Cfa y el oeste un clima tipo Cwa. La letra “C” hace referencia a climas cálidos ($-3^\circ\text{C} < T_{min} < 18^\circ\text{C}$), la letra “f” hace referencia a que no hay una marcada diferencia en el régimen de precipitación entre el verano e invierno, la letra “w” hace referencia a invierno seco y verano húmedo, y la letra “a” hace referencia a verano cálido ($T_{max} > 22^\circ\text{C}$).

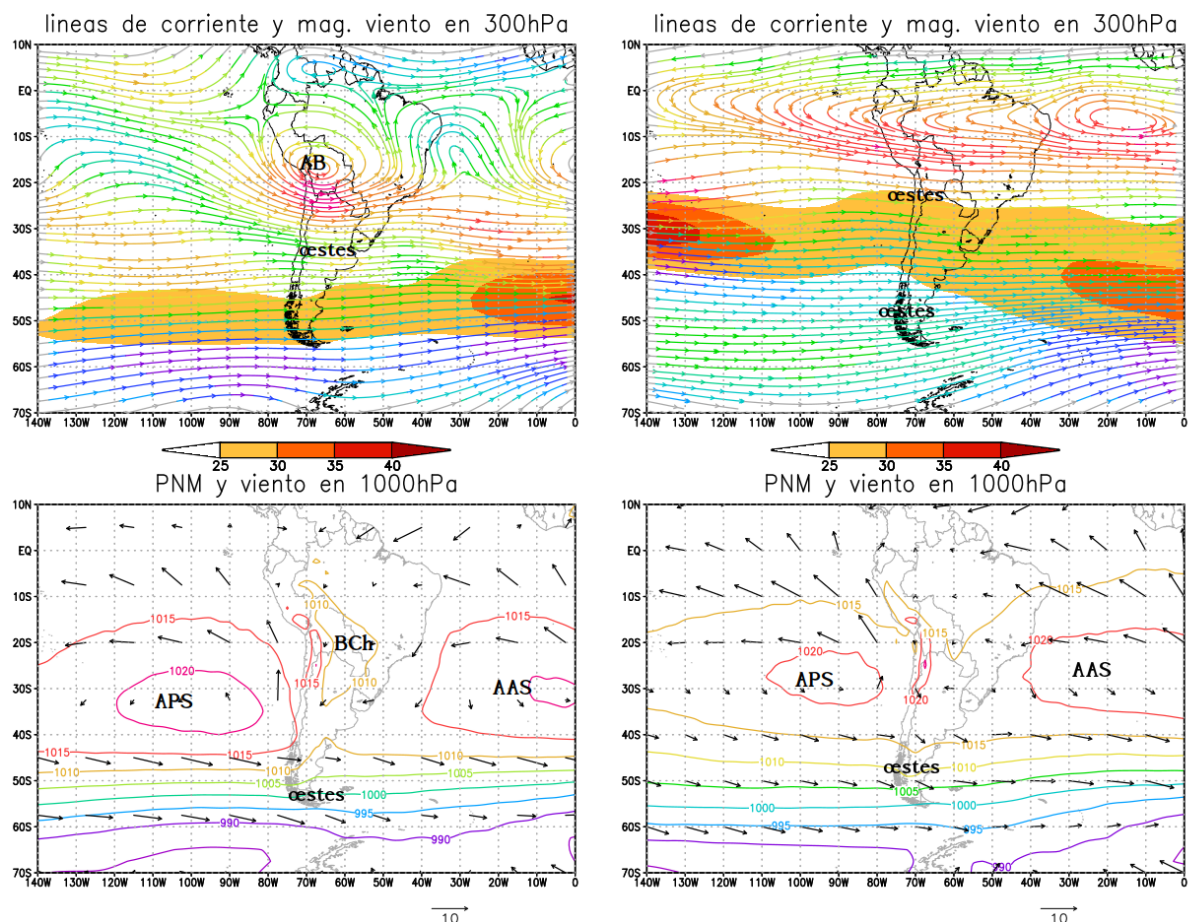


Figura 1.1. Pie de figura en página siguiente.

Figura 1.1. Paneles superiores: campo de líneas de corriente y de magnitud del viento en m/s (sombreado) en 300hPa, panel izquierdo campo medio de verano (DEF) y panel derecho campo medio de invierno (JJA). Paneles inferiores: campo de presión a nivel medio del mar en hPa (contorno) y viento en 1000hPa en m/s (vectores), panel izquierdo campo medio de verano (DEF) y panel derecho campo medio de invierno (JJA). AB indica Alta Boliviana, BCh indica Baja del Chaco, AAS indica Anticiclón semipermanente del Atlántico Sur, APS indica Anticiclón semipermanente del Pacífico Sur, y oestes indica la región de vientos del oeste asociado a los storm tracks. Datos del reanálisis 1 del NCEP-NCAR. Climatología del período 1981-2010.

La circulación troposférica media de capas bajas (ver Figura 1.1 panel inferior) que afecta a la región está caracterizada por la actividad del Anticiclón Semipermanente del Pacífico Sur (APS), del Anticiclón Semipermanente del Atlántico Sur (AAS; Schwerdtfeger 1976, y Hoffmann 1992), y de la Baja dinámica-termo-orográfica del Chaco (BCh; Lichstentein 1981, Seluchi y otros 2003). El APS y el AAS se observan todo el año, y tienen un desplazamiento meridional durante el año, posicionándose más al norte en invierno. La BCh es intermitente en invierno y permanente en verano por lo que en el campo medio de superficie de invierno no se observa. Además, la región se encuentra influenciada por la corriente en Chorro de Capas Bajas de Sur América (CCBSA; Salio y otros 2002, Vera y otros 2006), fenómeno intermitente durante todo el año con mayor frecuencia de ocurrencia en verano y asociado a la BCh. Asimismo, la dinámica de los anticiclones subtropicales está controlada por las variaciones en la circulación de Hadley (expansión/debilitamiento), en parte controlada por la interacción tropical atmósfera-océano (Bjerkness 1966,1969, Lau y Nath 1996). La circulación troposférica media de niveles altos (ver Figura 1.1 panel superior) que afecta a la región está caracterizada por la corriente en chorro subtropical (CST). En verano se ve afectado por la Alta Boliviana (AB; Vera y otros 2006) y en invierno por la región de los oestes que se desplazan al norte, estos también se observan en niveles bajos.

Estas estructuras pueden verse afectadas por varios forzantes de la circulación de gran escala del sistema acoplado océano-atmósfera que modulan a través de teleconexiones la variabilidad de la circulación troposférica sobre Sudamérica en distintas escalas espacio-temporales y consecuentemente modulan la variabilidad de la precipitación. Hay diversos trabajos de investigación que estudian varios de estos forzantes para Sudamérica.

El primer análisis de teleconexiones en el hemisferio sur fue el de Mo y White (1985) que notaron la correlación negativa entre las latitudes antárticas y medias, actualmente conocido como el modo anular del sur (MAS), un proceso de baja frecuencia que afecta la variabilidad de la circulación troposférica de altas latitudes (Marshall 2003, White 2004). En escala hemisférica los oestes dominan la tropósfera alta (Doyle 2002) y son el resultado de la actividad media de las perturbaciones baroclínicas transientes de latitudes medias (Mo 2000). Los máximos de viento oeste en altura constituyen guías para las trayectorias de ondas de Rossby, las cuales modulan en posición e intensidad las trayectorias de las tormentas producto de la inestabilidad baroclínica en las zonas frontales (Vera y otros 2006, Salby 2012).

La precipitación en la región está afectada por la variabilidad en las temperaturas superficial del mar de la región centro-occidental del océano Pacífico tropical relacionada al fenómeno El Niño Oscilación del Sur (ENOS) y de la región tropical del Atlántico tropical. Los modos de circulación asociados a la variabilidad del ENOS fueron detectados por Mo y Ghil (1987), y se conocen como los patrones de circulación Pacífico-Sudamérica (PSA1 y PSA2) descritos por primera vez con estos nombres por Lau y otros (1994). Gonzales y Flores (2010) encuentran una relación entre la precipitación en el este de la provincia del Chaco y la fase cálida del ENOS.

Además de estos fenómenos de gran escala, la variabilidad de la precipitación puede depender de la variabilidad de fenómenos de menor escala como el CCBSA que transporta humedad hacia la región y está asociado a la ocurrencia de complejos convectivos de mesoescala (CCM; Nicolini y otros 2002, Salio y otros 2006) responsables de 45 % de la precipitación en verano en el Sudeste de Sudamérica (Salio y otros 2006). Vera y otros (2006) muestran que en latitudes tropicales a subtropicales durante la fase cálida la mayor variabilidad intraestacional de la precipitación está caracterizada por un dipolo, el cual, cuando la Zona de Convergencia de América de Sur (ZCAS) se encuentra menos (más) activa está acompañada de mayor (menor) precipitación en las planicies subtropicales. Este dipolo es modulado por la posición e intensidad de la AB y la intensidad del CCBSA.

1.3. Objetivo general y estructura

Este trabajo de tesis tiene como objetivo general determinar la variabilidad espacial y temporal teniendo en cuenta la fase seca y húmeda del ciclo anual de la precipitación en la provincia del Chaco. Además, se busca determinar los procesos globales/hemisféricos de baja frecuencia del sistema océano-atmósfera que modulan o influyen las variaciones de la precipitación en esa escala. Para esto se plantearon los siguientes objetivos específicos:

- Recopilación de datos pluviométricos históricos provistos por Autoridad Provincial del Agua (APA) y el Servicio Meteorológico Nacional (SMN) en la provincia del Chaco. Consistencia y control de la calidad de datos (Capítulo 2, siguientes secciones).
- Sub-regionalización de la precipitación a partir de las características diferenciales del ciclo anual medio (Capítulo 3).
- Obtención de índices descriptivos de la variabilidad de la precipitación anual y en temporada de fase húmeda y seca en cada subregión. Análisis estadístico de los mismos (Capítulo 3).
- Caracterización de la función de distribución de la precipitación en la región de estudio (Capítulo 3).
- Determinación objetiva de tendencias, saltos y cuasi ciclos dominantes en los índices de precipitación obtenidos (Capítulo 4).
- Identificación de relaciones significativas (asociaciones estadísticas) entre la precipitación y procesos de baja frecuencia del sistema climático acoplado atmósfera-océano (Capítulo 5).
- Exploración e identificación de forzantes remotos del sistema climático (Capítulo 5).

Capítulo 2

Datos y Metodologías

En el presente capítulo se detallan los datos utilizados y las metodologías que se han implementado para el desarrollo de la tesis.

2.1. Datos

2.1.1. Precipitación de estación.

El Servicio Meteorológico Nacional (SMN) cuenta con solo 2 estaciones meteorológicas de superficie en la provincia del Chaco, lo cual imposibilita hacer un análisis en escala regional. A fin de ampliar los datos disponibles de precipitación en la región, Hurtado y Agosta (2015) analizaron la calidad de los datos de precipitación estimada por satélite del Análisis de Precipitación Multi-satelital (TMPA, por sus siglas en ingles) de la Misión de Medición de Lluvia Tropical (TRMM, por sus siglas en ingles) y del reanálisis del Centro Europeo de Pronóstico de Mediano Plazo de alta resolución ERA-Interim. Para esto se compararon los datos del TRMM y ERA-Interim con la precipitación medida por la estación del SMN de Roque Sanz Peña. Como conclusión llegaron a que "...los datos mensuales derivados tampoco pueden utilizarse para evaluar la climatología del ciclo de precipitación, ni para estudios de variabilidad temporal en escala climática, en las inmediaciones de Roque Sáenz Peña...".

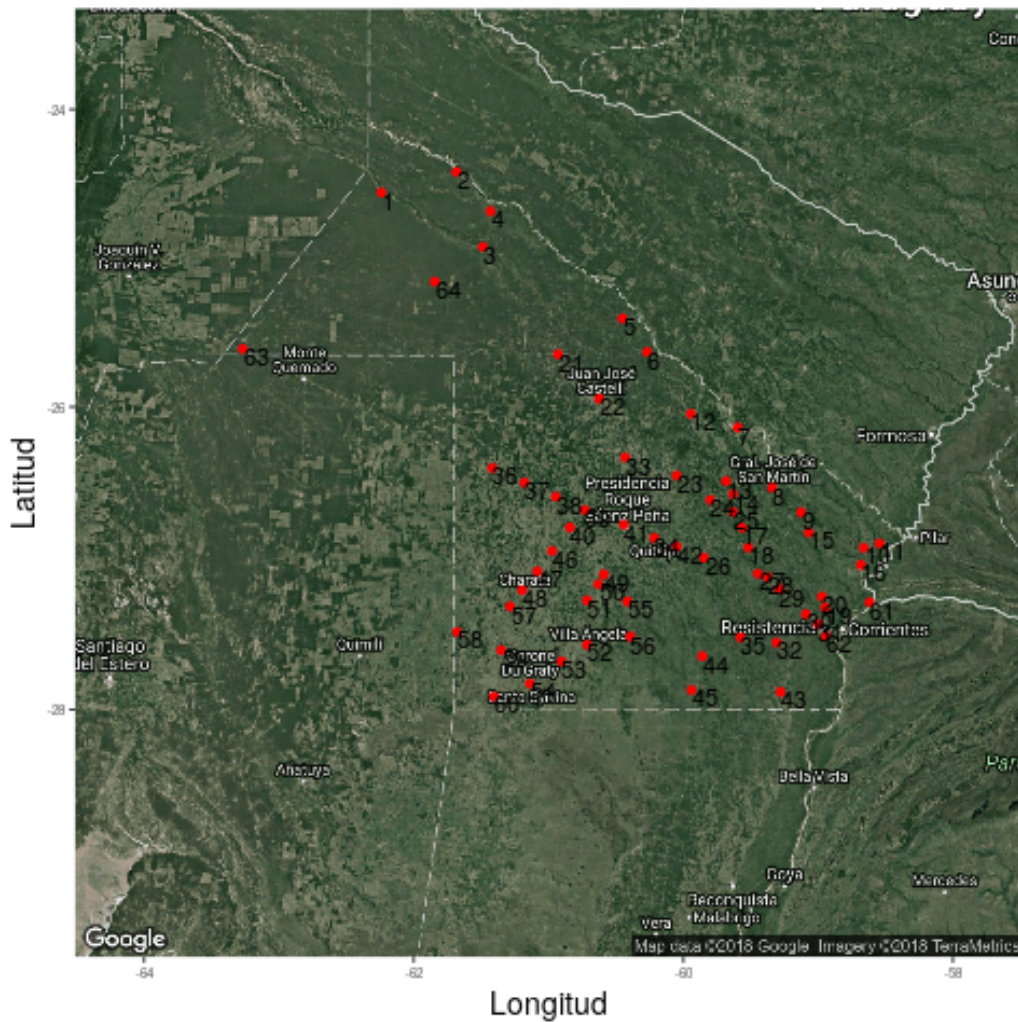


Figura 2.1. En puntos rojos se muestra las estaciones del APA, el número es el que se muestra en la Tabla 2.1.

La provincia del Chaco cuenta con una Autoridad Provincial del Agua (APA; <http://apachaco.gob.ar/site/>) que posee una red pluviométrica que abarca toda la provincia. Debido a la falta de datos del SMN, organismo oficial de toma y control de calidad de datos meteorológicos, y que no es aconsejable el uso de los datos estimados del TRMM y ERA-Interim para estudios de variabilidad climática en la zona; se decidió trabajar con la base de datos de acumulados mensuales de precipitación colectados por el APA. Esta base cuenta con una extensa red pluviométrica de 64 estaciones (ver Figura 2.1), de las cuales 45 tienen pluviómetros electrónicos y 19 pluviómetros tipo “B” provistos por el SMN. En la Tabla 2.1 se detallan sus coordenadas, período de registro y tipo de pluviómetro. Todas las esta-

ciones tienen registro hasta agosto del 2010, y fueron instaladas en diversos años, teniendo la mayoría registro a partir de 1954 - 1957. Como los datos no provienen del SMN, organismo nacional que realiza control de calidad de datos acuerdo a las normas de la Organización Meteorológica Mundial (OMM), se realizó un exhaustivo análisis de consistencia espacio-temporal de los mismos.

Tabla 2.1. Tabla con el número de estación, nombre de la localidad, latitud en grados minutos y segundos sur, longitud en grados minutos y segundos oeste, altura sobre el nivel del mar en metros, tipo de pluviómetro, y año de inicio de registro de datos.

Nº	Localidad	Latitud	Longitud	Altura	Pluviómetro	Año de inicio
1	Comandancia Frias	24° 33' 43"	62° 14' 19"	190	"B"	1984
2	El Sauzalito	24° 25' 25"	61° 40' 55"	170	Electrónico	1984
3	Misión Nueva Pompeya	24° 55' 43"	61° 29' 11"	153	Electrónico	1978
4	Wichi	24° 41' 20"	61° 25' 46"	155	Electrónico	1993
5	El Espinillo	25° 24' 32"	60° 27' 01"	121	Electrónico	1993
6	V.Rio Bermejito	25° 37' 58"	60° 16' 02"	106	Electrónico	1993
7	Pcia Roca	26° 08' 13"	59° 35' 48"	84	"B"	1954
8	Gral San Martin	26° 32' 17"	59° 20' 26"	74	Electrónico	1955
9	Pampa Almiron	26° 42' 02"	59° 07' 30"	62	Electrónico	1993
10	Gral Vedia	26° 56' 08"	58° 39' 38"	54	Electrónico	1956
11	Puerto Bermejo	26° 54' 25"	58° 32' 39"	57	"B"	1956
12	Pampa del Indio	26° 02' 46"	59° 56' 33"	92	"B"	1956
13	Laguna Limpia	26° 29' 39"	59° 40' 53"	82	Electrónico	1955
14	Ciervo Petiso	26° 34' 50"	59° 37' 50"	76	Electrónico	1955
15	La Eduvigis	26° 50' 6"	59° 04' 05"	59	Electrónico	1981
16	Las Palmas	27° 02' 56"	58° 40' 52"	54	Electrónico	1956
17	Capitan Solari	26° 48' 10"	59° 33' 40"	73	Electrónico	1956
18	Colonia Elisa	26° 56' 05"	59° 31' 00"	72	"B"	1954
19	Colonia Benitez	27° 19' 55"	58° 56' 50"	54	Electrónico	1955
20	Margarita Belen	27° 15' 31"	58° 58' 10"	55	"B"	1956
21	Miraflores	25° 38' 57"	60° 55' 39"	125	Electrónico	1993
22	J.J.Castelli	25° 56' 47"	60° 37' 20"	110	Electrónico	1954
23	El Tacuruzal	26° 27' 24"	60° 02' 53"	88	"B"	1978
24	Las Garcitas	26° 37' 08"	59° 47' 58"	80	"B"	1955
25	Colonia Unidas	26° 41' 55"	59° 37' 52"	75	Electrónico	1954

N°	Localidad	Latitud	Longitud	Altura	Pluviómetro	Año de inicio
26	Pcia de la Plaza	27° 00' 03"	59° 50' 45"	73	Electrónico	1954
27	La Escondida	27° 06' 26"	59° 26' 44"	64	"B"	1956
28	La Verde	27° 07' 42"	59° 22' 31"	63	Electrónico	1956
29	Makalle	27° 12' 31"	59° 17' 15"	61	Electrónico	1955
30	Puerto Tirol	27° 22' 25"	59° 05' 23"	55	Elect.	1955
31	Resistencia	27° 26' 23"	59° 00' 00"	51	Electrónico	1954
32	Colonia Baranda	27° 33' 40"	59° 18' 25"	55	"B"	1978
33	Tres Isletas	26° 20' 11"	60° 25' 51"	98	Electrónico	1954
34	Quitilipi	26° 52' 14"	60° 12' 54"	84	Electrónico	1954
35	Cote Lai	27° 31' 41"	59° 34' 28"	61	"B"	1954
36	Los Frentones	26° 24' 26"	61° 24' 56"	134	Electrónico	1956
37	Pampa del Infierno	26° 30' 14"	61° 10' 40"	121	Electrónico	1956
38	Concepción del Bermejo	26° 35' 50"	60° 56' 41"	110	Electrónico	1956
39	Avia Terai	26° 41' 10"	60° 43' 49"	99	Electrónico	1954
40	Campo Largo	26° 48' 03"	60° 50' 25"	102	Electrónico	1956
41	Pcia R. S. Peña	26° 46' 57"	60° 26' 26"	91	Electrónico	1928
42	Machagai	26° 55' 37"	60° 02' 53"	83	Electrónico	1954
43	Basail	27° 53' 05"	59° 16' 41"	51	"B"	1955
44	Charadai	27° 39' 00"	59° 51' 31"	62	"B"	1955
45	La Sabana	27° 52' 21"	59° 56' 16"	60	"B"	1954
46	Corzuela	26° 57' 24"	60° 58' 21"	100	"B"	1954
47	Las Breñas	27° 05' 28"	61° 04' 55"	99	Electrónico	1954
48	Charata	27° 12' 57"	61° 11' 43"	95	Electrónico	1954
49	La Tigra	27° 06' 39"	60° 35' 21"	87	Electrónico	1978
50	La Clotilde	27° 10' 33"	60° 37' 46"	85	"B"	1978
51	San Bernardo	27° 16' 60"	60° 42' 45"	81	Electrónico	1959
52	Villa Angela	27° 34' 31"	60° 42' 41"	74	Electrónico	1954
53	Coronel Du Graty	27° 41' 03"	60° 54' 07"	76	Electrónico	1954
54	Santa Sylvina	27° 49' 48"	61° 08' 14"	72	Electrónico	1954
55	Villa Berthet	27° 17' 24"	60° 24' 52"	78	Electrónico	1952
56	Samuhú	27° 31' 14"	60° 23' 29"	71	Electrónico	1954
57	Gral Pinedo	27° 19' 22"	61° 17' 02"	92	Electrónico	1954
58	Gancedo	27° 29' 27"	61° 40' 36"	102	"B"	1954
59	Hermoso Campo	27° 36' 36"	61° 20' 57"	80	Electrónico	1954
60	Chorotis	27° 54' 54"	61° 24' 12"	71	"B"	1954

Nº	Localidad	Latitud	Longitud	Altura	Pluviómetro	Año de inicio
61	Isla del Cerrito	27° 17' 43"	58° 37' 03"	54	Electrónico	1978
62	Puerto Vilelas	27° 31' 01"	58° 56' 32"	49	Electrónico	1954
63	Taco Pozo	25° 36' 50"	63° 16' 02"	257	Electrónico	1973
64	Fuerte Esperanza	25° 09' 45"	61° 50' 34"	166	"B"	1978

2.1.2. Índices climáticos.

Para el estudio de forzantes de gran escala se utilizaron índices del sistema océano-atmósfera. Los índices utilizados fueron:

- El índice del Modo Anular del Sur (MAS; Gong y Wang 1999) observado, ideado por Marshall (2003) a partir de datos de estaciones, que ofrece el "British Antarctic Survey"(recuperado de <http://www.antartica.ac.uk>). Para más información ver Apéndice.
- Índices de la variabilidad del fenómeno ENOS provistos por la "National Oceanic and Atmospheric Administration" (NOAA; <https://www.esrl.noaa.gov/psd/data/climateindices/list/>). En particular se utilizaron los índices Niño 3.4 y Niño 1.2. Definidos como la anomalía mensual de TSM en el Pacífico central (Niño 3.4) y en el Pacífico Este (Niño 1.2). Para más información ver Apéndice.
- Índice de la anomalía de la TSM del Atlántico Sur Tropical (AST; Enfield y otros 1999), obtenidos de la página <https://www.esrl.noaa.gov/psd/data/climateindices/list/>. Definido como la anomalía mensual de TSM entre el Ecuador y 20° Sur y entre 10° Este y 30° Oeste.
- Índice del Dipolo Oceánico Índico (DOI), obtenido de la página <http://www.incois.gov.in/portal/IOD>. basado en el análisis de TSM del "Indian National Centre for Ocean Information Services-Global Ocean Data Assimilation System" (INCOIS-GODAS) y en la climatología mensual del "Optimum Interpolation Sea Surface Temperature" (OISST; Reynolds 1993). El DOI se define como la diferencia entre

las anomalías de TSM en grados Celsius de las regiones ecuatoriales del Océano Índico occidental (10°S - 10°N y 50°E - 70°E) y oriental (10°S - 0°N y 90°E - 110°E).

2.1.3. Datos Atmosféricos y Oceánicos.

Para el estudio de patrones de circulación general y forzantes de gran escala se utilizaron datos del reanálisis 1 (R1) del "National Center of Environmental Prediction" (NCEP) - "National Center for Atmospheric Research" (NCAR) obtenidos de la página <https://www.esrl.noaa.gov/psd/data/gridded/data.ncep.reanalysis.html>. Este posee una resolución horizontal de 2.5° y 17 niveles de presión (Kalnay y otros, 1996). Las variables utilizadas del R1-NCEP/NCAR son altura geopotencial (AG) en 300 hPa, viento zonal (U) y meridional (V) en 300 hPa, presión a nivel medio del mar (PNM), y función corriente (FC) en el nivel sigma 0.2101. Se utilizaron datos de TSM del ERRST (Temperatura superficial del mar extendida reconstruida) del NOAA versión 4 que posee una resolución horizontal de 2° (Boyin Huang y otros, 2015), obtenidos de la página <https://www.ncdc.noaa.gov/data-access/marineocean-data/>. Y por último se utilizaron datos interpolados de radiación de onda larga saliente (OLS) del NOAA (Liebmann y Smith 1996) que tienen una resolución horizontal de 2.5° , obtenidos de la página, https://www.esrl.noaa.gov/psd/data/gridded/data.interp_OLR.html.

2.2. Validación de la base de datos de la Autoridad Provincial del Agua

Para la validación de los datos, primero se procedió a buscar errores en los datos, tales como valores negativos de precipitación y/o letras. Los únicos valores de esta índole encontrados fueron "s/d", si bien en la base de datos se utiliza "-" para expresar dato faltante, se estimó que es "s/d" significa sin dato.

Luego se procedió a analizar los outliers, valores muy grandes que pueden indicar dato erróneo o eventos extremos. Para esto se consideró como outlier a cualquier valor que supere el tercer cuartil por más de tres veces

el intervalo intercuatílico. Una vez identificados los outliers se estudió gráficamente la coherencia espacial de los datos para ese mes. No se identificó de esta forma ningún dato no coherente.

Luego se procedió a analizar la consistencia espacio temporal calculando la correlación móvil entre estaciones cercanas, incluidas las del SMN, con ventanas móviles de 9, 11 y 13 años. Las correlaciones en todos los casos, salvo uno, dieron valores aceptables rondando el 0.8 y disminuyendo a mínimos de 0.5 en pocas estaciones y pocos años. La excepción fue la estación “La Clotilde” cuya correlación presenta una variabilidad entre los 0.6 y -0.5 con las dos estaciones más cercanas, “La Tigra” a 8 km de distancia al norte y “San Bernardo” a 14 km al sur (ver Figura 2.2). En la Tabla 2.2 se muestran las correlaciones para el mes de enero con ventana móvil de 9 años. Esta estación presentaba valores y una variabilidad no coherente con las estaciones cercanas de la zona por lo que se decidió descartarla para el análisis.

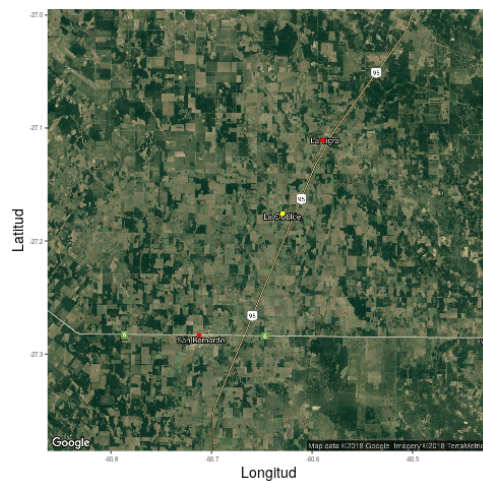


Figura 2.2. Ubicación de la estación La Clotilde con respecto a La Tigra y San Bernardo.

Luego se procedió a hacer un análisis de falsos ceros. Este análisis es necesario debido a que los datos son recolectados diariamente en planillas por la policía y luego transmitidos por radio a la oficina central del APA. Muchas veces al no tomar la medición se digita “0” en vez de dato faltante. Por esto, en casos en los cuales el acumulado mensual era de 0 mm de precipitación se comparó con las estaciones cercanas y con la serie temporal de la propia estación. En los casos que la precipitación en todas las

Años	Cor. Est. 49	Cor. Est. 51
1983	0.188	0.164
1984	0.164	0.144
1985	0.109	0.087
1986	0.115	0.380
1987	-0.145	0.278
1988	-0.063	0.204
1989	-0.047	0.438
1990	-0.225	0.218
1991	-0.223	0.247
1992	-0.234	0.410
1993	-0.283	0.355
1994	-0.397	0.339
1995	-0.273	0.294
1996	-0.110	0.553
1997	-0.169	0.464
1998	-0.148	0.399
1999	-0.302	0.242
2000	0.109	0.433
2001	0.208	0.419
2002	0.249	0.445
2003	-0.026	0.139
2004	0.095	0.054
2005	0.033	-0.169
2006	0.380	0.347

Tabla 2.2. Tabla de correlaciones móviles con ventana de 9 años entre la estación La Clotilde (estación 50), y la estación La Tigra (estación 49) y la estación San Bernardo (estación 51) para el mes de enero. El año asociado a cada correlación es el año medio de la ventana utilizada.

estaciones cercanas fuera distinta de 0 mm y que las estaciones a menos de 25km tuvieran más de 50mm de precipitación acumulada, se analizaba la propia serie de la estación. Si era para un mes típicamente lluvioso se lo consideraba un falso cero. En el caso que la diferencia con estaciones cercanas superara los 100mm se consideraba falso cero. De esta forma se determinaron 42 casos de falsos ceros.

Al estudiar todas las series de precipitación, se encontró un período continuo de 4 meses para la estación “General San Martín” que difería mucho de las estaciones cercanas. Este período es desde febrero a mayo de 1959. Como es un período continuo en el cual hay diferencias muy grandes con las estaciones cercanas, se consideró todo ese período como dato faltante.

Se decidió no considerar para el trabajo todas las estaciones con más de 5% de datos faltantes por lo que las estaciones “Puerto Vilelas”, “La Escondida” e “Isla del Cerrito” fueron descartadas. Dejando así 60 estaciones (ver Figura 2.3), de las cuales la estación con mayor cantidad de datos faltantes tiene 3.6% de datos faltantes. Para realizar diversos análisis estadísticos es necesario poseer una serie continua, sin datos faltantes, por lo cual estos fueron interpolados con splines cúbicos (Green y Silverman, 1993) de las series mensuales. Esto se hizo para conservar la variabilidad propia de la serie.

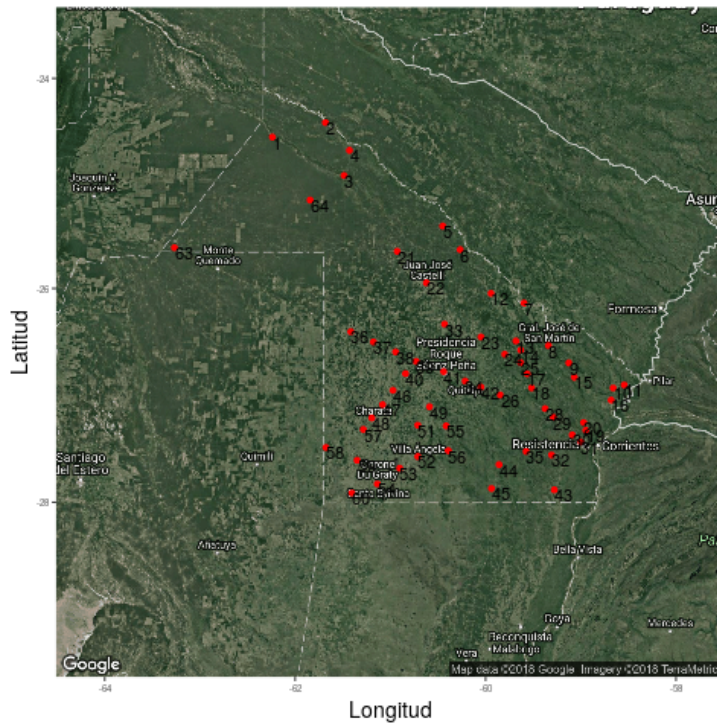


Figura 2.3. Estaciones del APA utilizadas para el trabajo.

2.3. Metodología

Todos los algoritmos implementados, cálculos, y análisis estadísticos fueron computados en R, lenguaje de programación de software libre. Los gráficos fueron realizados en R a excepción de las composiciones y la Figura 1.1 que fueron graficadas en GrADS (Grid Analysis and Display System).

2.3.1. Regionalización

Se realizó una clasificación espacial de estaciones meteorológicas que presentaran características similares en su ciclo anual medio, a fin de sub-regionalizar la región de estudio en grupos espaciales con ciclo medio anual coherente. Para esto se utilizó el método de análisis de componentes principales (ACP) en modo Q (Richman 1986), que es similar al modo S pero en vez de que por cada estación se tenga una serie temporal, en modo Q por cada estación se tiene una serie de parámetros. Este método separa estructuras típicas (componentes) de los parámetros en las estaciones. Ca-

da una de estas componentes explica una porción de la estructura de los parámetros de cada estación. De esta forma, se asocia a cada estación con la componente que mayor correlación posea, y la regionalización queda determinada por los grupos de estaciones asociadas a la misma componente.

2.3.2. Identificación de períodos

Para determinar la fase húmeda y la fase seca del ciclo anual de precipitación de las estaciones que componen cada subregión, se tomó la estación con mayor correlación con la componente del ACP asociada a la subregión. Se graficó el ciclo anual de la misma y visualmente se seleccionaron los meses candidatos para fase húmeda y seca, luego se testeó la diferencia de las medias muestrales entre el conjunto de meses que componen cada fase con el test de Student para diferencia de medias muestrales (Wilks 2006) con un nivel de significancia del 95 %.

2.3.3. Índices de precipitación

Se confeccionó un índice de precipitación representativo de ambas fases, húmeda y seca, para cada subregión. El mismo se definió como el acumulado de la precipitación a lo largo de cada fase promediado arealmente entre las estaciones de cada subregión. Para realizar varios análisis, estos índices fueron estandarizados restando por su media y dividiendo por su desvío estándar.

2.3.4. Ajuste Gaussiano

Para comprobar si los índices de precipitación siguen una distribución normal, se implementó el test de Lilliefors (Lilliefors 1967) que es una modificación del test de bondad de ajuste de Kolmogorov-Smirnov (Wilks 2006). Este test se implementó a través de la librería "nortest" de R.

2.3.5. Tendencia

La tendencia es un cambio gradual de los parámetros centrales de la distribución de probabilidad de un conjunto de datos medidos en el tiempo, haciendo que la muestra pierda estacionariedad, indeseable para una

correcta aplicación de análisis estadísticos y dinámicos. En este trabajo se estimó la tendencia lineal para cada serie temporal de índices mediante ajuste por mínimos cuadrados (Wilks 2006). La significancia estadística de la tendencia se estimó a través del coeficiente de correlación convencional del primer momento de Pearson (Wilks 2006) entre la serie de datos y la recta de regresión lineal con respecto al tiempo, y luego esta correlación fue testeada para un valor de significancia $\alpha = 0.05$. Cabe destacar que este método solo analiza la tendencia lineal por ajuste de cuadrados mínimos (Wilks 2006). Para las series temporales en cuyo caso la tendencia fue significativa, se procedió a filtrar dicha tendencia a los datos de las series, para ulteriores análisis estadísticos y dinámicos.

2.3.6. Saltos

Se realizó un análisis de saltos climáticos mediante el test de Yamamoto (Yamamoto y otros 1986, 1987). Este método identifica los puntos de la serie asociados a cambios significativos de régimen. Se basa en el análisis del cambio en la media sobre el desvío estándar, cuando el estadístico supera la unidad el método detecta un posible salto. Para el cálculo se establece la longitud de la ventana en años a comparar y se calcula de la siguiente forma:

$$Y_i = \frac{\bar{X}_{-i} - \bar{X}_{+i}}{C_{-i} - C_{+i}} \quad (2.1)$$

Siendo Y_i el estadístico de Yamamoto para el tiempo i . El subíndice $-i$ hace referencia a la ventana que termina en el tiempo i , y el subíndice $+i$ a la ventana que empieza en el tiempo i . \bar{X} es la media, y C es:

$$C = \frac{S \times t_\alpha}{\sqrt{n - 1}} \quad (2.2)$$

Donde S es el desvío estándar de la serie para la ventana, t_α es el valor de la distribución de Student para una significancia α y n es el tamaño en años de la ventana.

2.3.7. Filtro Gaussiano

Para poder analizar gráficamente la variabilidad en baja frecuencia de las series temporales se aplicó un filtro Gaussiano de 9 términos, que filtra la variabilidad intradecadal. El filtro se aplica de la siguiente forma:

$$\hat{\phi}_i = \sum_{j=1}^9 \phi_{i-5+j} w_j \quad (2.3)$$

Donde $\hat{\phi}_i$ es el valor para el mes i ya filtrado, ϕ_{i-5+j} es el valor del índice de precipitación confeccionado para el mes $i - 5 + j$, y w_j es el valor del peso del filtro. En la Tabla 2.3 se muestran los valores de los pesos (w_j).

Pesos	w_1	w_2	w_3	w_4	w_5	w_6	w_7	w_8	w_9
Valor	0.02	0.05	0.12	0.2	0.22	0.2	0.12	0.05	0.02

Tabla 2.3. Valores de los pesos del filtro Gaussiano de 9 términos.

2.3.8. Análisis Espectral

Para estudiar ciclos y cuasi-ciclos en las series temporales se realizó una transformada de Fourier (Wilks 2006) para pasar del espacio tiempo al espacio de frecuencias, y se estudió el módulo de las amplitudes asociadas a cada frecuencia. El módulo de la amplitud se calculó de la siguiente forma:

$$C_k = [A_k^2 + B_k^2]^{\frac{1}{2}} \quad (2.4)$$

Siendo:

$$A_k = \frac{2}{n} \sum_{t=1}^n X_t \cos\left(\frac{2\pi kt}{n}\right) \quad (2.5)$$

$$B_k = \frac{2}{n} \sum_{t=1}^n X_t \sin\left(\frac{2\pi kt}{n}\right) \quad (2.6)$$

Donde n es la cantidad de datos de la serie, y X_t el dato para el tiempo t .

Para saber si es estadísticamente significativo el valor de C_k^2 se estimó qué modelo autorregresivo sigue la serie temporal usando el criterio Bayesiano (Wilks 2006). El modelo autorregresivo seleccionado por este criterio será de orden m , tal que sea mínimo el Índice del Criterio Bayesiano (ICB):

$$ICB(m) = n \times \ln \left[\frac{n}{n-m-1} \sigma_\epsilon^2(m) \right] + (m+1) \ln(n) \quad (2.7)$$

Donde n es el largo de la serie, y $\sigma_\epsilon^2(m)$ es la varianza de ruido blanco estimada para un modelo autoregresivo de orden m . Esta última se calcula:

$$\sigma_\epsilon^2(m) = [1 - \phi_m^2] \sigma_\epsilon^2(m - 1) \quad (2.8)$$

Donde ϕ_m es el último parámetro autorregresivo del modelo autorregresivo de orden m .

Una vez determinado el modelo autorregresivo se calculó el espectro característico del mismo. Siendo para modelos autorregresivos de orden 1:

$$S(f) = \frac{4\sigma_\epsilon^2/n}{1 + \phi^2 - 2\phi \cos(2\pi f)} \quad (2.9)$$

Donde ϕ es la autocorrelación con lag 1.

Una vez estimado el espectro característico del modelo autorregresivo, la amplitud cuadrática para una determinada frecuencia va a ser significativa a un nivel α cuando se cumpla:

$$C_k^2 \geq \frac{S_o(f_k)}{\nu} \chi_\nu^2(1 - \alpha) \quad (2.10)$$

Donde $\chi_\nu^2(1 - \alpha)$ es la función chi-cuadrado para ν grados de libertad y una significancia α .

2.3.9. Composiciones

Para el estudio de forzantes de gran escala se compusieron anomalías de diversas variables del sistema océano-atmósfera acorde a los valores del percentil 25 (P25) y del percentil 75 (P75) de los índices de precipitación confeccionados. Esto es para identificar posibles forzantes lineales del sistema océano-atmósfera sobre los valores extremos de precipitación. Se definió como valores bajos a los valores menores al P25 y altos a los valores mayores al P75. Luego se calculó la diferencia entre la composición de los altos menos la composición de los bajos (diferencia de composiciones). Se testeó que la media de los bajos sea significativamente distinta de la media de los altos con una significancia del 90 %, utilizando el test de Student para muestras con varianzas diferentes (Graeme 2006). El estadístico t se calcula de la siguiente manera:

$$t = \frac{\mu_1 - \mu_2}{\sqrt{\frac{S_1^2}{n_1} + \frac{S_2^2}{n_2}}} \quad (2.11)$$

Donde μ_1 y μ_2 es la media de la muestra 1 y 2 respectivamente, n_1 y n_2 es el tamaño de la muestra 1 y 2 respectivamente, y S_1^2 y S_2^2 es el desvío estándar cuadrático de la muestra 1 y 2 respectivamente.

Si bien el estadístico es similar al caso de varianzas iguales, el cálculo de grados de libertad (ν) es muy diferente. Este se calcula:

$$\nu = \frac{\left(\frac{1}{n_1} + \frac{u}{n_2}\right)^2}{\frac{1}{n_1^2(n_1-1)} + \frac{u^2}{n_2^2(n_2-1)}} \quad (2.12)$$

Donde u es:

$$u = \frac{S_2^2}{S_1^2} \quad (2.13)$$

Los grados de libertad calculados de esta manera suelen ser un número no entero, y debe ser truncado, no redondeado, para que sea entero.

Capítulo 3

Precipitación del Chaco: subregiones e índices

En el presente capítulo se detalla como se regionalizó la precipitación y una breve descripción del ciclo anual medio y sus fases de cada subregión. Además, se aborda como se confeccionaron los índices de precipitación para cada subregión y sus características.

3.1. Subregionalización

Para estudiar la precipitación de la provincia se procedió a discriminar en subregiones a la provincia acorde a su ciclo anual. Para determinar aquellas estaciones meteorológicas que presentan un ciclo anual similar se utilizó el método de ACP en modo Q. La matriz X de entrada para el ACP presenta la anomalía mensual para todos los años, de todas las estaciones analizadas. De no filtrar el ciclo anual, la primera componente sería el ciclo anual medio llevándose más del 90 % de varianza explicada. Se decidió utilizar nada más las 2 primeras componentes (ver Figura 3.1), ya que las demás explicaban muy poca varianza. Las primeras dos componentes explican el 64 % de varianza y la tercera explica un 10 % de varianza.

Las subregiones que quedaron definidas son cuatro (ver Figura 3.2) en función de su alta correlación positiva o negativa, con las dos primeras componentes del ACP. La primera componente (PC1) está asociada a un máximo en el mes de abril y octubre, y a un mínimo en diciembre, si la relación es directa (correlación positiva). Y está asociada a un mínimo en el mes de abril y octubre, y a un máximo en diciembre, si la relación es inversa

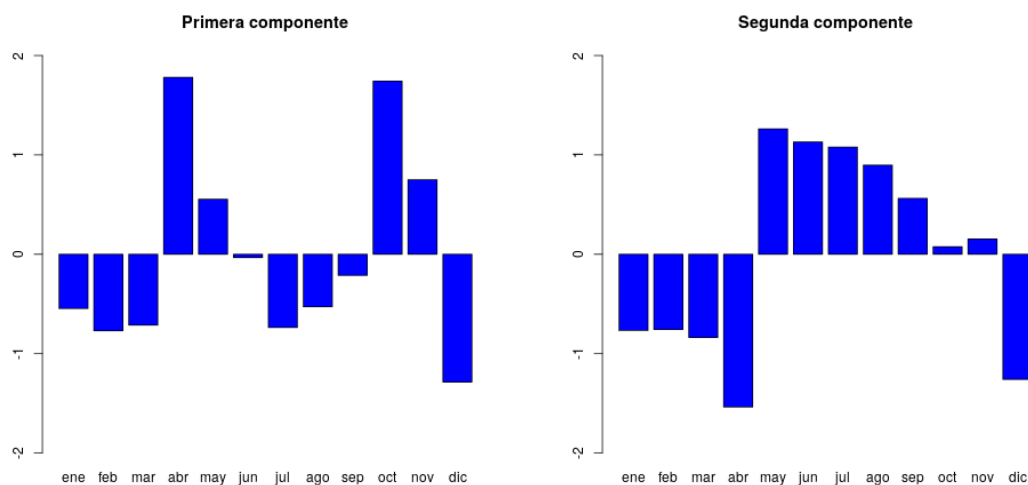


Figura 3.1. Primeras dos componentes del ACP.

(correlación negativa). La segunda componente (PC2) está asociada a un período de diciembre a abril más seco y a un período de mayo a septiembre más húmedo si la relación es directa (correlación positiva). Y está asociada a un período de diciembre a abril más húmedo y a un período de mayo a septiembre más seco si la relación es inversa (correlación negativa).

Aquellas estaciones con correlación alta con la PC1, definen la Subregión I si la relación es directa (correlación positiva), y la Subregión II si la relación es inversa (correlación negativa). Aquellas estaciones con correlación alta con la PC2, definen la Subregión III si la relación es directa (correlación positiva), y la Subregión IV si la relación es inversa (correlación negativa).

Se puede apreciar que la provincia queda separada en cuatro sectores bien definidos donde se agrupan las estaciones de cada subregión. Hay una estación que por su ubicación sería coherente que sea de la Subregión I o IV pero este método la identifica en la Subregión III. La Subregión I queda definida en el este de la provincia, y se caracteriza por presentar los mayores acumulados anuales (mostrado más adelante). La Subregión II se encuentra en el noroeste de la provincia, abarcando el Impenetrable, y presenta los menores acumulados anuales y la estación seca más marcada (mostrado más adelante). La Subregión III se encuentra en el centro-norte de la provincia, y presenta ciclos anuales menos variables (mostrado más adelante). Por último, la Subregión IV se ubica en el centro-sur de la provincia y sus ciclos

anuales son similares a los de la Subregión II pero con más precipitación (mostrado más adelante). Para el estudio de las subregiones se las discretizó en fase seca y húmeda, y se armó para cada caso una serie de índices representativos.

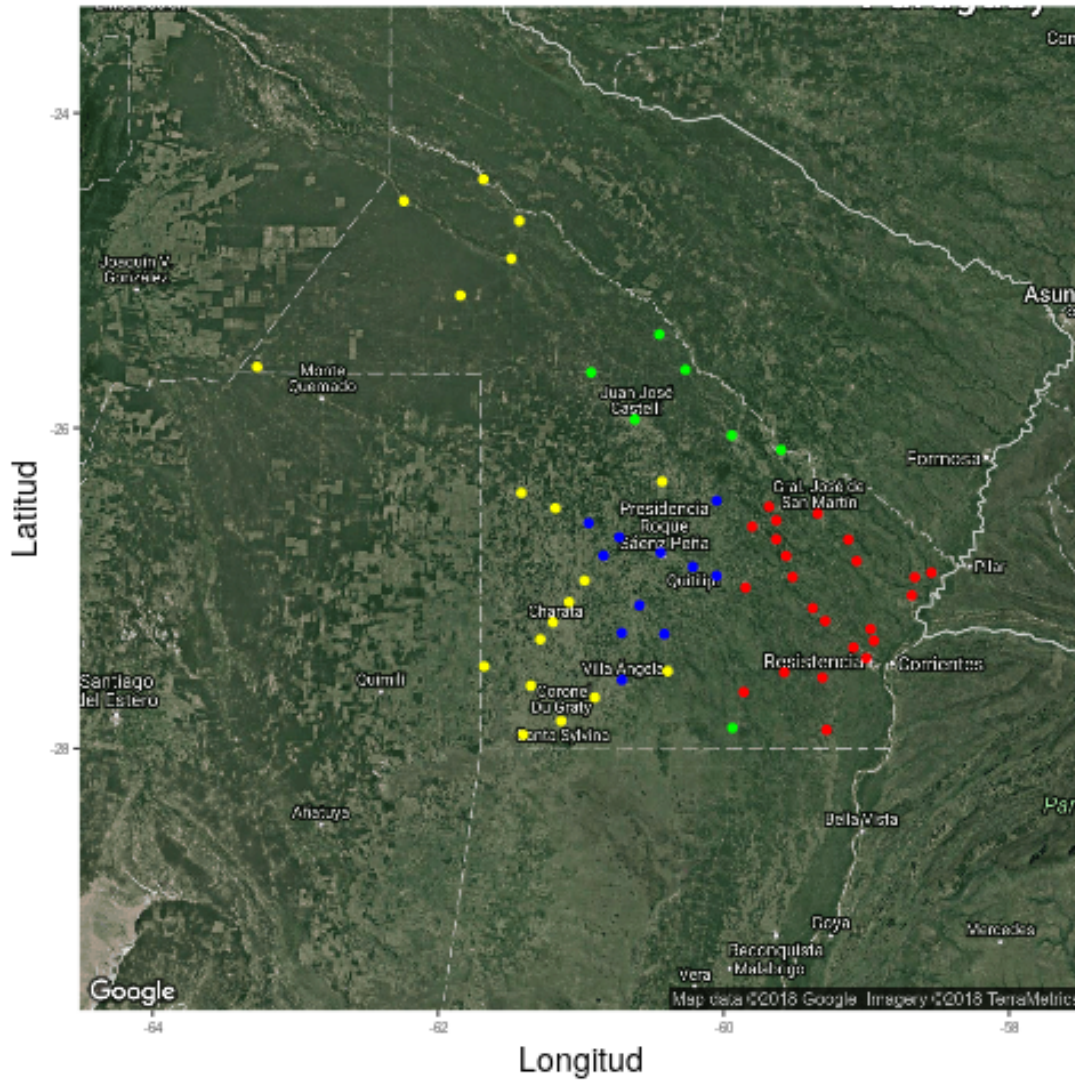


Figura 3.2. Estaciones que pertenecen a cada subregión determinada por el ACP. En rojo estaciones de la Subregión I, en amarillo estaciones de la Subregión II, en verde estaciones de la Subregión III, y en azul estaciones de la Subregión IV.

3.2. Ciclo anual medio y sus fases de cada subregión

Para analizar el ciclo anual medio y sus fases de cada subregión se analizó la estación con mayor correlación con la componente del ACP asociada a cada subregión. Se estudiaron los estadísticos básicos de cada una de estas estaciones.

3.2.1. Subregión I

La estación representativa de la Subregión I elegida fue la estación "Puerto Bermejo". El acumulado anual medio para esta estación es de 1332.5 mm, que es uno de los mayores valores de acumulado anual medio. En la Figura 3.3 se muestra el ciclo anual medio y el desvío estándar para cada mes.

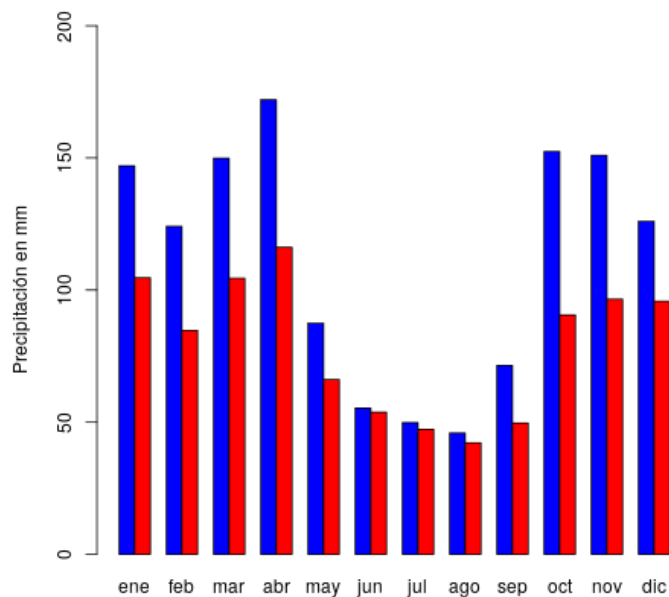


Figura 3.3. Acumulado medio mensual de precipitación en azul, y desvío estándar en rojo de la estación Puerto Bermejo, representativa de la Subregión I.

En el ciclo anual medio se aprecian dos períodos marcados, uno húmedo

(con más precipitación) y otro seco (con menos precipitación). El período húmedo es de octubre a abril, con valores medios mayores a 100 mm de acumulados mensuales. El período seco es de mayo a septiembre, con valores medios menores a 90 mm. Se testeó la diferencia entre las medias muestrales de cada período, siendo estas significativamente distintas de 0 con una significancia del 95 %. El máximo promedio mensual es del mes de abril con un valor de 172 mm, y el mínimo es del mes de agosto con un valor de 45.9 mm. La precipitación media mensual en el período húmedo es de 146 mm y en el período seco de 62 mm.

Es notable que el desvío estándar de los meses del período seco es del mismo orden que la media, esto implica gran variabilidad dentro de estos meses. En los meses del período húmedo el desvío estándar es aproximadamente dos tercios de la media.

3.2.2. Subregión II

La estación representativa de la Subregión II elegida fue la estación "Los Frentones". El acumulado anual medio para esta estación es de 844.8 mm, siendo de los valores más bajos de acumulado medio anual. En la Figura 3.4 se muestra el ciclo anual medio y el desvío estándar para cada mes.

En el ciclo anual medio se aprecian dos marcados períodos, uno húmedo (con más precipitación) y otro seco (con menos precipitación). Es notable que los meses de junio, julio y agosto son los de menor acumulado mensual medio con valores que rondan los 11 mm. El período húmedo es de octubre a abril con un valor medio de precipitación mensual de 106 mm. El período seco es de mayo a septiembre con un valor medio de precipitación mensual de 19 mm. Se testeó la diferencia entre las medias muestrales de cada período, siendo estas significativamente distintas de 0 con una significancia del 95 %. Si bien el ciclo anual de esta subregión tiene un período húmedo y otro seco que comprenden cada uno los mismos meses que en los de la Subregión I, sus acumulados anuales difieren en casi 500 mm y el mes de máximo de precipitación de la Subregión I es un mínimo relativo del período húmedo de la Subregión II.

El desvío estándar de los meses del período seco es mayor que la media, esto se debe a la gran variabilidad de cada serie mensual del período, con varios valores de 0 mm de precipitación.

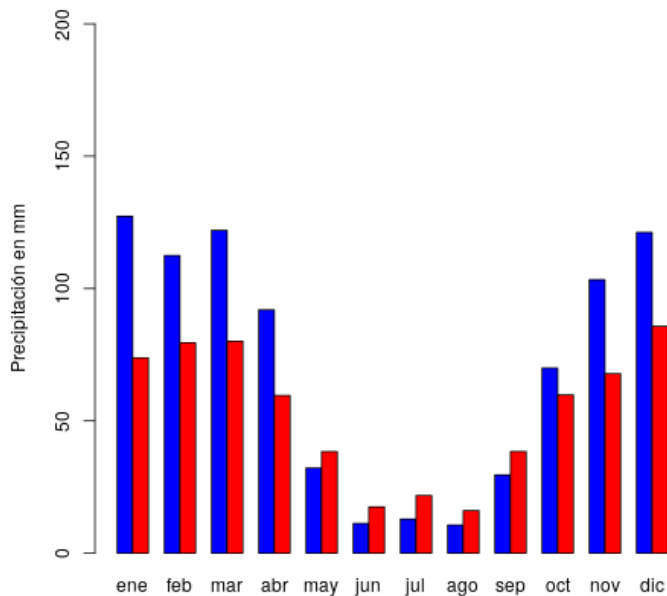


Figura 3.4. Acumulado medio mensual de precipitación en azul, y desvío estándar en rojo de la estación Los Frentones, representativa de la Subregión II.

3.2.3. Subregión III

La estación representativa de la Subregión III elegida fue la estación "Pampa del Indio". El acumulado anual medio para esta estación es de 945 mm. En la Figura 3.5 se muestra el ciclo anual medio y el desvío estándar para cada mes.

En el ciclo anual medio se aprecian dos marcados períodos, uno húmedo (con más precipitación) y otro seco (con menos precipitación). El mes de mayo gráficamente parece una transición entre ambos períodos, se testeó la diferencia de las medias muestrales entre período húmedo y seco tanto con mayo en el período húmedo y en el período seco, para determinar a qué período correspondía el mes de mayo. Luego de esto se determinó que el período seco es de mayo a septiembre, ya que, dio más significativa la diferencia de las medias entre los períodos con esta distribución de meses.

El desvío estándar de los meses del período seco es del mismo orden que la media, esto implica gran variabilidad dentro de estos meses.

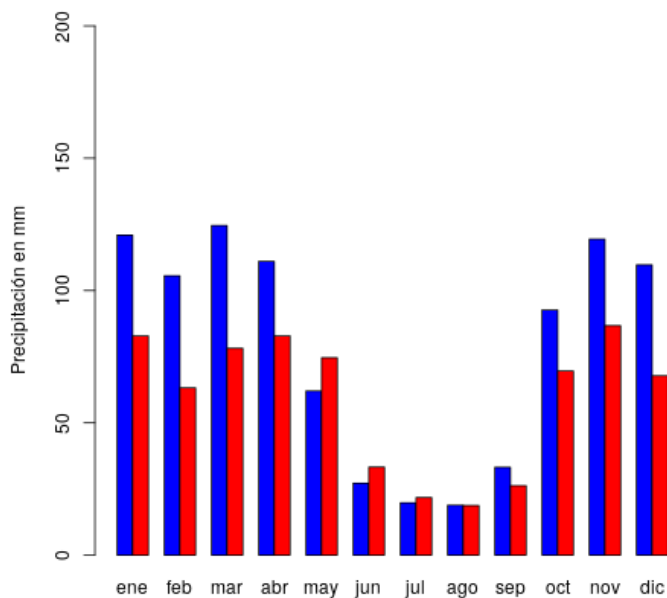


Figura 3.5. Acumulado medio mensual de precipitación en azul, y desvío estándar en rojo de la estación Pampa del Indio, representativa de la Subregión III.

3.2.4. Subregión IV

La estación representativa de la Subregión IV elegida fue la estación "La Tigra". El acumulado anual medio para esta estación es de 945 mm. En la Figura 3.6 se muestra el ciclo anual medio y el desvío estándar para cada mes.

En el ciclo anual medio se aprecian dos marcados períodos, uno húmedo (con más precipitación) y otro seco (con menos precipitación). El período húmedo es de octubre a abril, con un valor medio mensual de 139 mm de acumulados mensuales. El período seco es de mayo a septiembre, con un valor medio mensual de 31 mm. Se testeó la diferencia entre las medias muestrales de cada período, siendo estas significativamente distintas de 0 con una significancia del 95 %. El máximo promedio mensual es del mes de diciembre con un valor de 156.6 mm, y el mínimo es el mes de julio con un valor de 15.5 mm. el desvío estándar de los meses del período seco es del mismo orden que la media, esto implica gran variabilidad dentro de estos

meses.

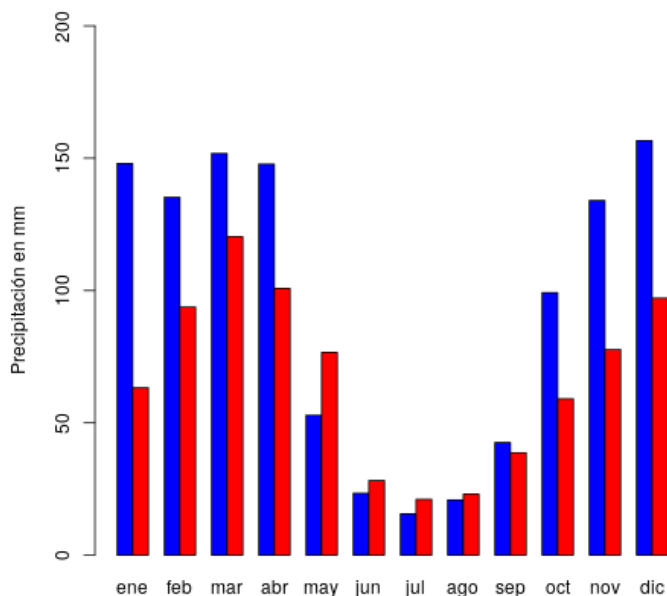


Figura 3.6. Acumulado medio mensual de precipitación en azul, y desvío estándar en rojo de la estación La Tigra, representativa de la Subregión IV.

3.3. Índices de Precipitación

Una vez definidas las fases húmeda y seca del ciclo anual para cada subregión, se procedió a calcular índices de precipitación acumulada en cada fase y el total (acumulado) anual, para cada subregión. Los índices fueron diseñados de tal manera que capturaran la variabilidad interanual de la precipitación del total anual y del acumulado en fase húmeda y en fase seca, para cada subregión. Al calcularlos se tuvo en cuenta la inhomogeneidad temporal de los datos, ya que no todas las estaciones tienen el mismo período de muestreo. Esto fue principalmente importante en la subregión II, donde varias estaciones fueron instaladas en 1990 en una zona con menores valores de precipitación que el resto de la subregión. Para este caso se decidió no considerar estas estaciones para el armado del índice.

Sobre estas nuevas series, se estudió su histograma de frecuencias para ver si seguían una función de distribución gaussiana, ya que para muchos

test estadísticos se requiere que la muestra sea normal. Para el cálculo de la función de distribución gaussiana teórica, se utilizaron los estadísticos de la Tabla 3.1, calculados con las propias series.

Serie	Media	Desvio	P.25	P.5	P.75
R1S	237.4 mm	84.9 mm	172 mm	229 mm	279 mm
R1H	968.1 mm	233.8 mm	783 mm	950 mm	1114 mm
R1A	1207.5 mm	258.5 mm	1021 mm	1162 mm	1375 mm
R2S	120.5 mm	65.1 mm	74 mm	110 mm	148 mm
R2H	781 mm	160.5 mm	678 mm	782 mm	859 mm
R2A	904.5 mm	180.5 mm	766 mm	907 mm	1023 mm
R3S	154.4 mm	75.5 mm	89 mm	142 mm	199 mm
R3H	773.7 mm	141.2 mm	684 mm	768 mm	768 mm
R3A	932.2 mm	178.7 mm	797 mm	916 mm	1029 mm
R4S	151.7 mm	71.8 mm	96 mm	148 mm	183 mm
R4H	890.3 mm	201.4 mm	725 mm	905 mm	1038 mm
R4A	1045.1 mm	232.9 mm	853 mm	1027 mm	1239 mm

Tabla 3.1. Media, desvío estándar, y percentiles 25, 50 y 75 de cada serie de los índices de precipitación. La S, H y A, hacen referencia a fase seca, húmeda y acumulado anual respectivamente. R1, R2, R3 y R4, hacen referencia a la Subregión I, Subregión II, Subregión III y Subregión IV respectivamente.

3.3.1. Subregión I

En la Figura 3.7 se muestra el histograma de frecuencia de los índices de acumulado anual, de la fase seca y húmeda para la Subregión I. Sobre el histograma en rojo se observa la curva de la distribución gaussiana que mejor ajusta a los datos. Se puede apreciar que la curva gaussiana teórica no difiere mucho de los datos a excepción del caso de acumulado anual que posee una cola derecha muy pesada en relación a la gaussiana.

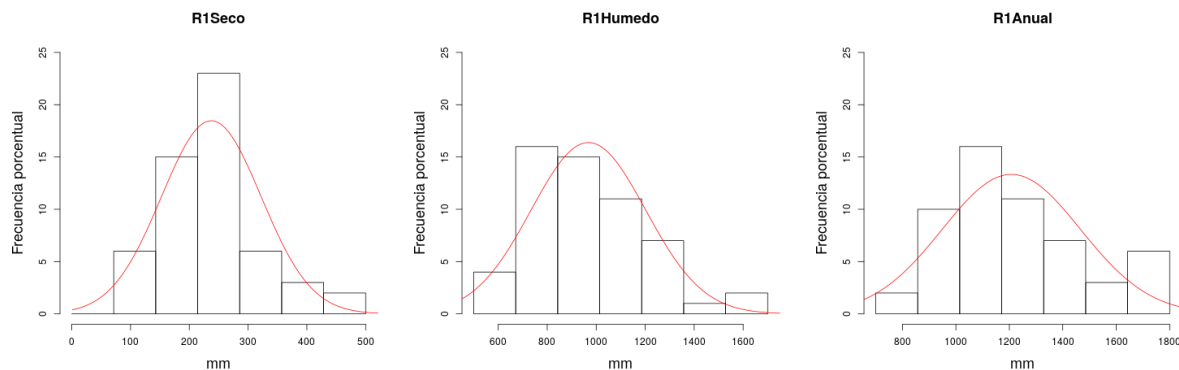


Figura 3.7. Histogramas de frecuencias de los índices de precipitación de la Subregión I de acumulado del período seco, húmedo y anual de izquierda a derecha. En línea continua se muestra la distribución Gaussiana que mejor ajusta los datos.

Al realizar el test de Lilliefors cuya hipótesis nula es que la función de distribución sigue una función de distribución de probabilidad gaussiana, se rechazó únicamente la hipótesis nula para la serie de acumulado anual con una significancia del 95 %.

3.3.2. Subregión II

En la Figura 3.8 se muestra el histograma de frecuencia de los índices de acumulado anual, del período seco y del húmedo para la Subregión II. Sobre el histograma en rojo se observa la curva de la distribución gaussiana que mejor ajusta a los datos. Se puede apreciar que la curva gaussiana teórica no difiere mucho de los datos. En el caso del acumulado del período húmedo se aprecia una cola izquierda con más peso en relación a la gaussiana, y en el caso del acumulado anual un desfasaje de la moda.

Al realizar el test de Lilliefors cuya hipótesis nula es que la función de distribución sigue una función de distribución de probabilidad gaussiana, no se rechazó para ningún caso la hipótesis nula con una significancia del 95 %.

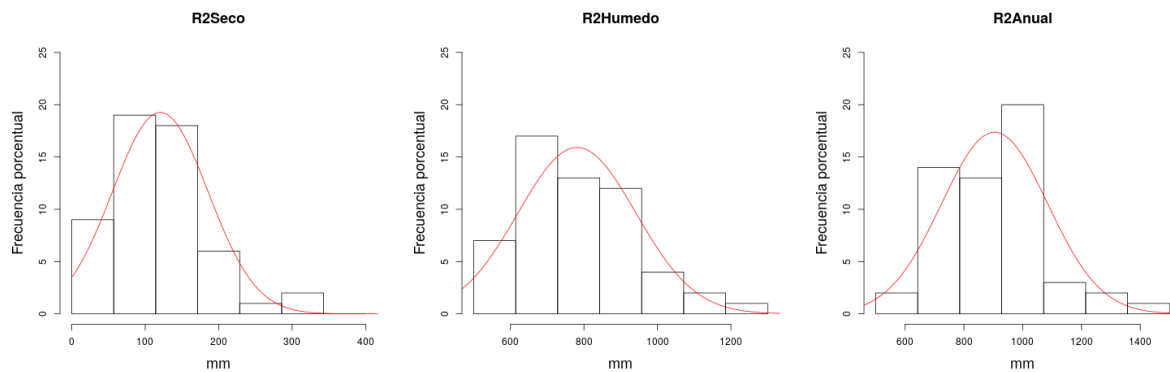


Figura 3.8. Histogramas de frecuencias de los índices de precipitación de la Subregión II de acumulado del período seco, húmedo y anual de izquierda a derecha. En línea continua se muestra la distribución Gaussiana que mejor ajusta los datos.

3.3.3. Subregión III

En la Figura 3.9 se muestra el histograma de frecuencia de los índices de acumulado anual, del período seco y del húmedo para la Subregión III. Sobre el histograma en rojo se observa la curva de la distribución gaussiana que mejor ajusta a los datos. Se puede apreciar que la curva gaussiana teórica ajusta muy bien a los datos salvo en el caso del acumulado del período seco.

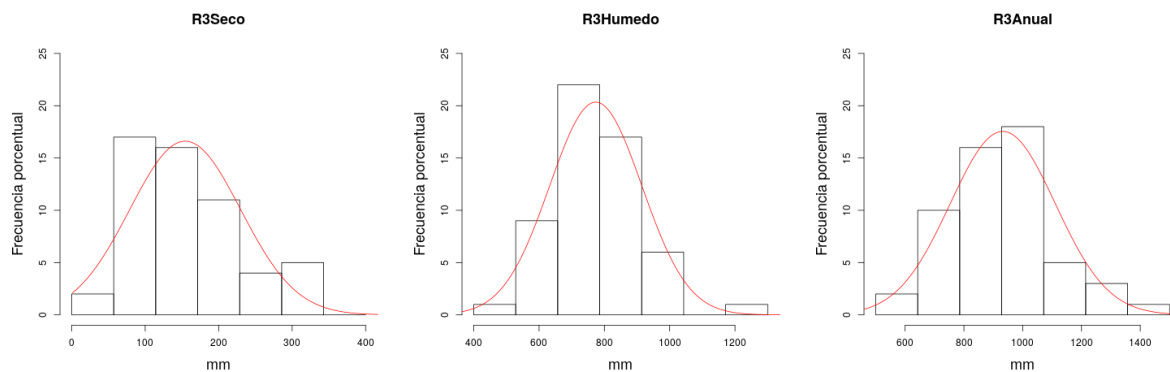


Figura 3.9. Histogramas de frecuencias de los índices de precipitación de la Subregión III de acumulado del período seco, húmedo y anual de izquierda a derecha. En línea continua se muestra la distribución Gaussiana que mejor ajusta los datos.

Al realizar el test de Lilliefors cuya hipótesis nula es que la función de

distribución sigue una función de distribución de probabilidad gaussiana, no se rechazó para ningún caso la hipótesis nula con una significancia del 95 %. Aunque el valor de significancia p dio 0.071 y sería rechazada la hipótesis nula con una significancia del 90 %.

3.3.4. Subregión IV

En la Figura 3.10 se muestra el histograma de frecuencia de los índices de acumulado anual, del período seco y del húmedo para la Subregión IV. Sobre el histograma en línea continua se observa la curva de la distribución Gaussiana que mejor ajusta a los datos. Se puede apreciar que en los casos del acumulado anual y del período húmedo los histogramas son anchos, lo que implica que tienen un desvío estándar grande. Aun así la curva gaussiana teórica ajusta muy bien a los datos.

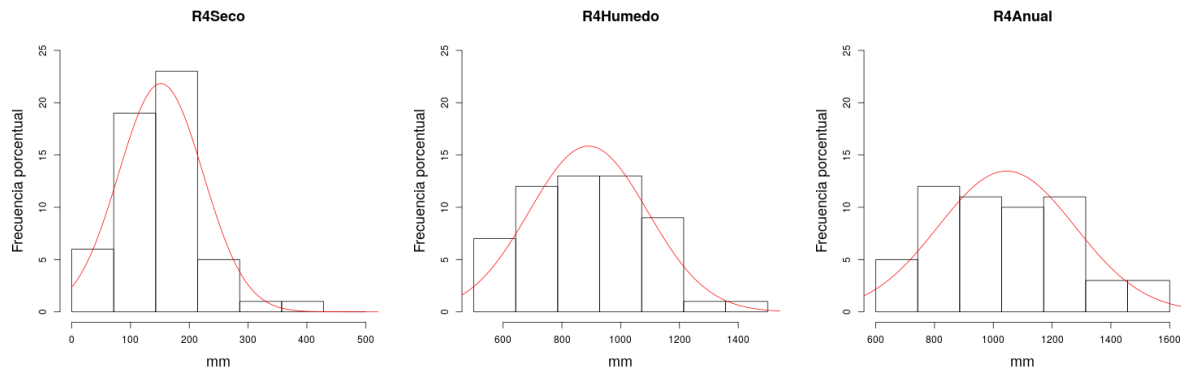


Figura 3.10. Histogramas de frecuencias de los índices de precipitación de la Subregión IV de acumulado del período seco, húmedo y anual de izquierda a derecha. En línea continua se muestra la distribución Gaussiana que mejor ajusta los datos.

Al realizar el test de Lilliefors cuya hipótesis nula es que la función de distribución sigue una función de distribución de probabilidad gaussiana, no se rechazó para ningún caso la hipótesis nula con una significancia del 95 %.

3.4. Conclusiones parciales

En este capítulo se abordó la subregionalización de la precipitación en la provincia del Chaco, se analizó el ciclo anual y sus fases de cada subregión, se definieron la fase húmeda y seca para cada subregión y se armaron índices representativos de precipitación para cada subregión.

	anual	húmedo	seco
Subregión I	0.025	0.516	0.209
Subregión II	0.136	0.204	0.127
Subregión III	0.818	0.557	0.071
Subregión IV	0.343	0.745	0.264

Tabla 3.2. Valor de significancia p del test de Lilliefors para los índices de precipitación de cada subregión y para los períodos de acumulado anual, húmedo y seco.

Quedaron definidas cuatro subregiones, una al este de la provincia, otra al oeste, otra al centro norte y otra al centro sur. La fase seca y la fase húmeda se definieron para todas las subregiones para los mismos meses, siendo la fase seca desde mayo a septiembre y la fase húmeda desde octubre a abril.

Se confeccionó un índice de precipitación para cada subregión para el acumulado anual, y el acumulado de cada fase. Se testeó para las series de estos índices si seguían una función de distribución gaussiana con el test de Lilliefors. En la Tabla 3.1 se muestran los valores de significancia p para cada serie. Se rechazó la hipótesis nula con una significancia del 95 % solamente para el acumulado anual de la Subregión I. Como solamente se rechazó para un caso, se decidió utilizar los test paramétricos convencionales y se tuvo en consideración en la interpretación de dicho caso particular.

Capítulo 4

Análisis temporal de las series de los índices de precipitación

En el presente capítulo se estudia la tendencia lineal y/o saltos significativos de los índices de precipitación regionales. Además, se estudia la presencia de periodicidades en las series a través de análisis espectral.

4.1. Introducción

En el capítulo anterior se subregionalizó la región de estudio en 4 subregiones. Luego, para cada subregión se discriminó una fase húmeda y una seca. Por último, para cada subregión y fase se confeccionó un índice de precipitación representativo.

En el presente capítulo se estudia el comportamiento temporal de estos índices de precipitación. Se analiza la tendencia lineal, saltos en la media y sus periodicidades a través de la técnica de análisis espectral.

4.2. Tendencias y saltos temporales

4.2.1. Tendencias

Se estudió la tendencia lineal de las series calculando la correlación lineal de Pearson entre la serie del índice y la recta de regresión lineal entre el índice y el tiempo. Se testeó esta correlación con una significancia del 95 %.

Solamente tres índices mostraron tener una tendencia lineal significativa, estos son los índices de acumulado del período seco de la Subregión II, III y IV (ver Figura 4.1). Estas tendencias son todas negativas, implicando que el promedio de precipitación del acumulado del período seco ha disminuido significativamente. Esto podría estar asociado al desplazamiento de los storm-tracks a mayores latitudes observado en el hemisferio sur (Bender y otros 2012), debido a que durante el invierno los oeste migran hacia menores latitudes y su flanco más meridional alcanza la región, por lo que la precipitación de invierno podría estar asociada a la actividad baroclínica transiente. Esta relación entre la actividad baroclínica transiente y la precipitación requiere futuros estudios. Por otra parte si bien los otros índices no tienen tendencias lineales significativas, todas las series tanto de acumulado anual como de acumulado del período húmedo muestran tendencias positivas. Esto implica que el cambio de precipitación del período seco no afecta significativamente al acumulado anual.

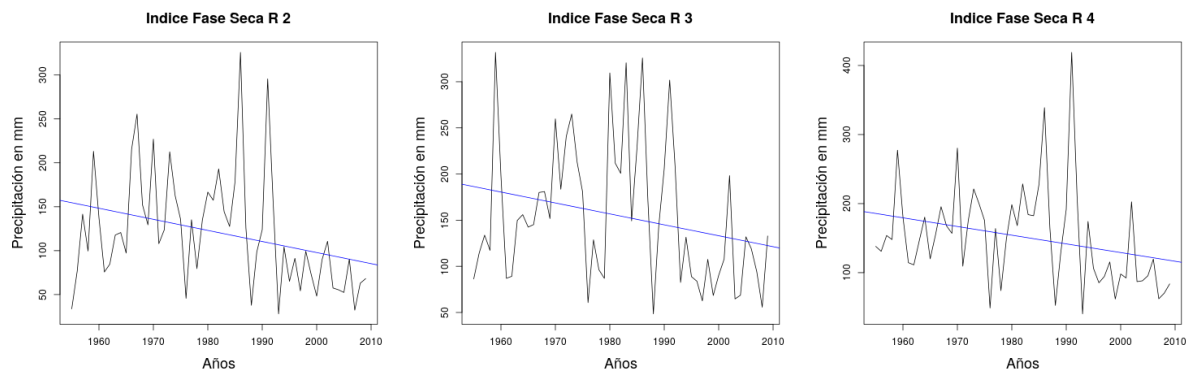


Figura 4.1. Serie temporal del índice de precipitación para el período seco para las subregiones II, III y IV, de izquierda a derecha. En azul se muestra la recta de regresión lineal.

Para los estudios de saltos y análisis espectral se filtró la tendencia lineal

a estas series. Esto se realizó restando la recta de regresión lineal y sumando la media.

4.2.2. Análisis de saltos

Para estudiar los posibles saltos climáticos se calculó el estadístico de Yamamoto con ventanas de 10 años para todos los índices, cuando el estadístico es mayor a 1 se considera que hay un cambio significativo en la serie. Además, se estudió gráficamente el comportamiento de la serie estandarizada y la misma con un filtro Gaussiano de nueve términos. Para la estandarización se utilizaron los estadísticos mostrados en la Tabla 3.1, en el capítulo anterior, a excepción del desvío estándar en las series que se filtró la tendencia en las cuales se volvió a calcular el desvío de la serie filtrada.

4.2.2.1. Subregión I

En la Figura 4.2 se muestra el valor del estadístico de Yamamoto para las series de la Subregión I. Se puede apreciar que el comportamiento del estadístico es similar para el acumulado anual y el acumulado del período húmedo. Se identifican en 2 de los índices un salto significativo, en la serie del acumulado anual en 1983 y en la de acumulado del período seco en 1992.

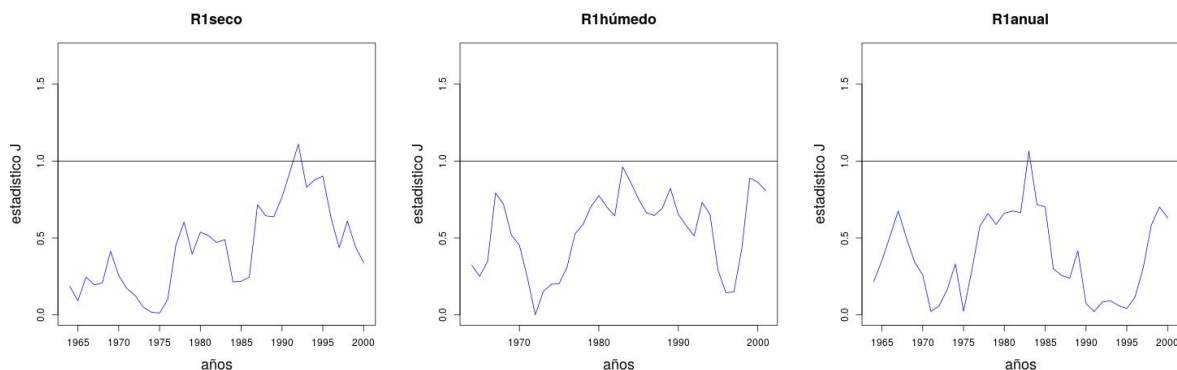


Figura 4.2. Serie temporal del estadístico J de Yamamoto de los índices de precipitación de la Subregión I de acumulado del período seco, húmedo y anual de izquierda a derecha. En azul se muestra el valor del estadístico J de Yamamoto, y en negro se marca la recta de valor igual a 1.

En la Figura 4.6 se muestra la serie de los índices estandarizados, y se marca el quiebre en la serie acorde al test de Yamamoto. Se puede apreciar que para la serie de acumulado anual (período seco) en el período de quiebre el índice pasa de tener anomalías negativas (positivas) a positivas (negativas).

4.2.2.2. Subregión II

En la Figura 4.3 se muestra el valor del estadístico de Yamamoto para las series de la Subregión II. Se puede apreciar que el comportamiento del estadístico es similar para el acumulado anual y el acumulado del período húmedo. Se identifica solamente en el índice de acumulado del período seco un salto significativo en el año 1965.

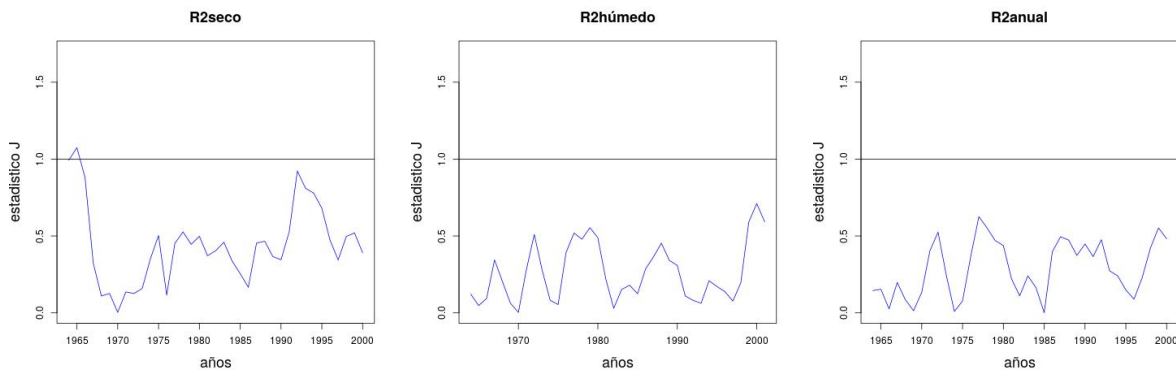


Figura 4.3. Idem. figura 4.2 pero para la Subregión II.

En la Figura 4.7 se muestra la serie de los índices estandarizados, y se marca el quiebre en la serie acorde al test de Yamamoto. Se puede apreciar que en el período de quiebre el índice pasa de tener anomalías negativas a positivas. Se observa además que en 1992 también hay un cambio de anomalías de positivas a negativas, aunque este quiebre no es identificado por el test se puede observar que para este año hay un máximo relativo del estadístico.

4.2.2.3. Subregión III

En la Figura 4.4 se muestra el valor del estadístico de Yamamoto para las series de la Subregión III. Se puede apreciar que el comportamiento del

estadístico es similar para el acumulado anual y el acumulado del período húmedo. Se identifica solamente en el índice de acumulado del período seco un salto significativo en el año 1992.

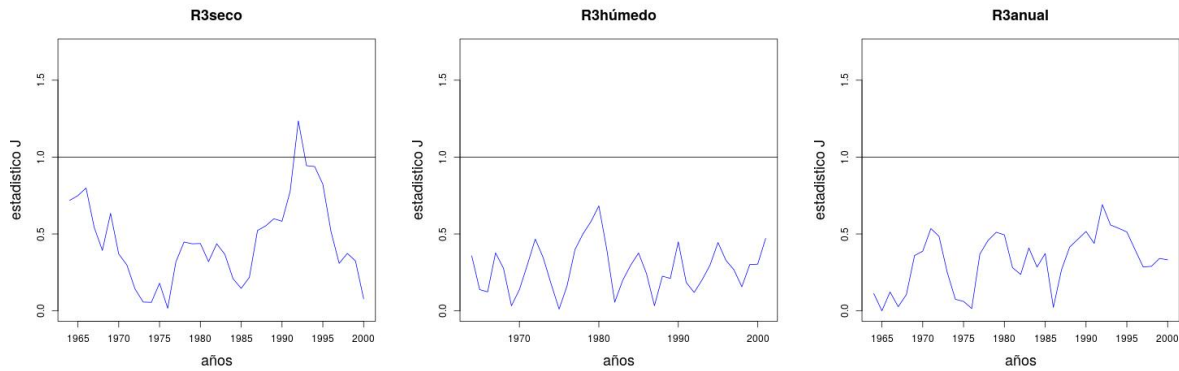


Figura 4.4. Idem. figura 4.2 pero para la Subregión III.

En la Figura 4.8 se muestra la serie de los índices estandarizados, y se marca el quiebre en la serie acorde al test de Yamamoto. Se puede apreciar que en el período de quiebre el índice pasa de tener anomalías positivas a negativas.

4.2.2.4. Subregión IV

En la Figura 4.5 se muestra el valor del estadístico de Yamamoto para las series de la Subregión IV. Se puede apreciar que el comportamiento del estadístico es similar para el acumulado anual y el acumulado del período húmedo. Se identifican en 2 de los índices un salto significativo, en la serie del acumulado anual en 1983 y en la de acumulado del período húmedo en 1980. Se aprecia un valor elevado para 1992 en el índice del acumulado del período seco, pero que no supera la unidad.

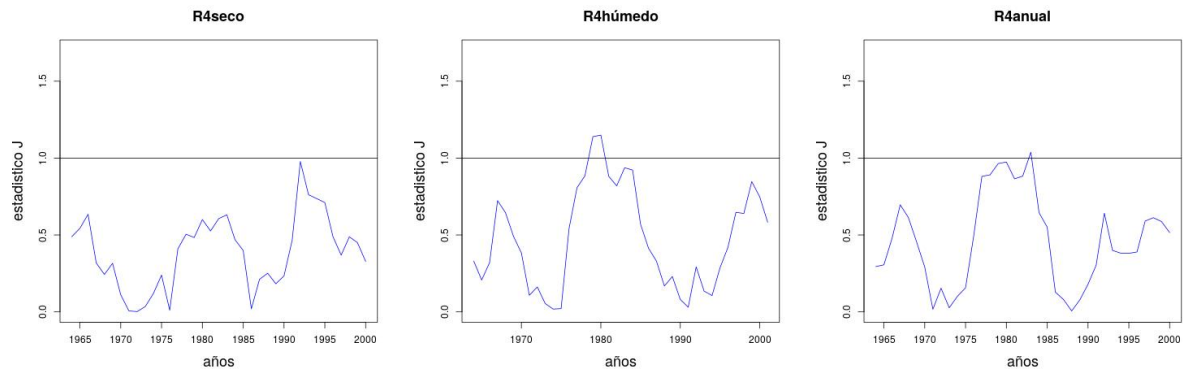


Figura 4.5. Idem. figura 4.2 pero para la Subregión IV.

En la Figura 4.9 se muestra la serie de los índices estandarizados, y se marca el quiebre en la serie acorde al test de Yamamoto. Se puede apreciar que para ambas series en el período de quiebre el índice pasa de tener anomalías negativas a positivas.

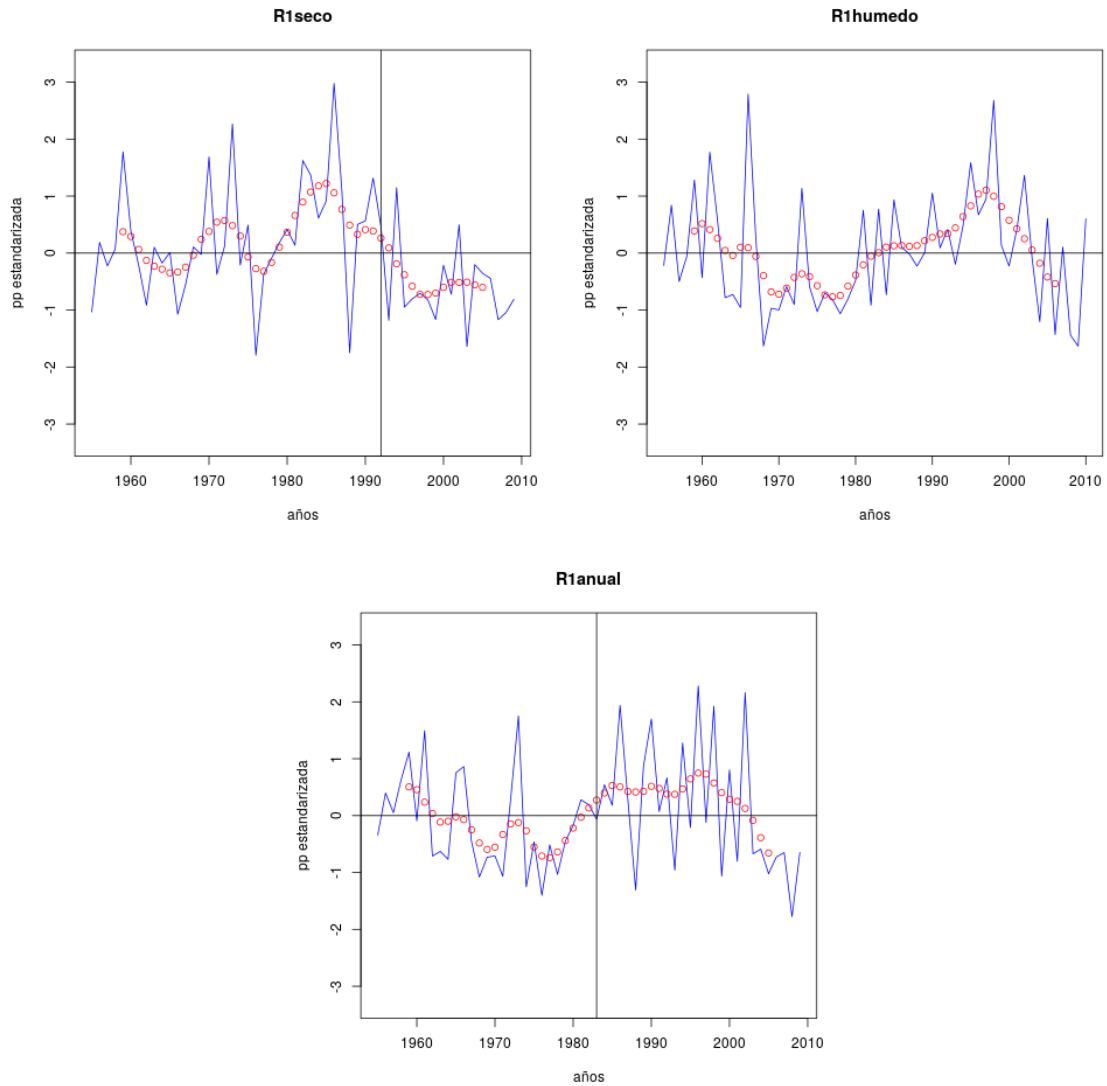


Figura 4.6. Serie temporal del índice estandarizado de precipitación en azul y serie del mismo índice filtrada con filtro Gaussiano de 9 pesos en puntos rojos, para la Subregión I fase seca izquierda, fase húmeda derecha y acumulado anual abajo. Se marca con una línea vertical el año que el test de Yamamoto identifica un quiebre.

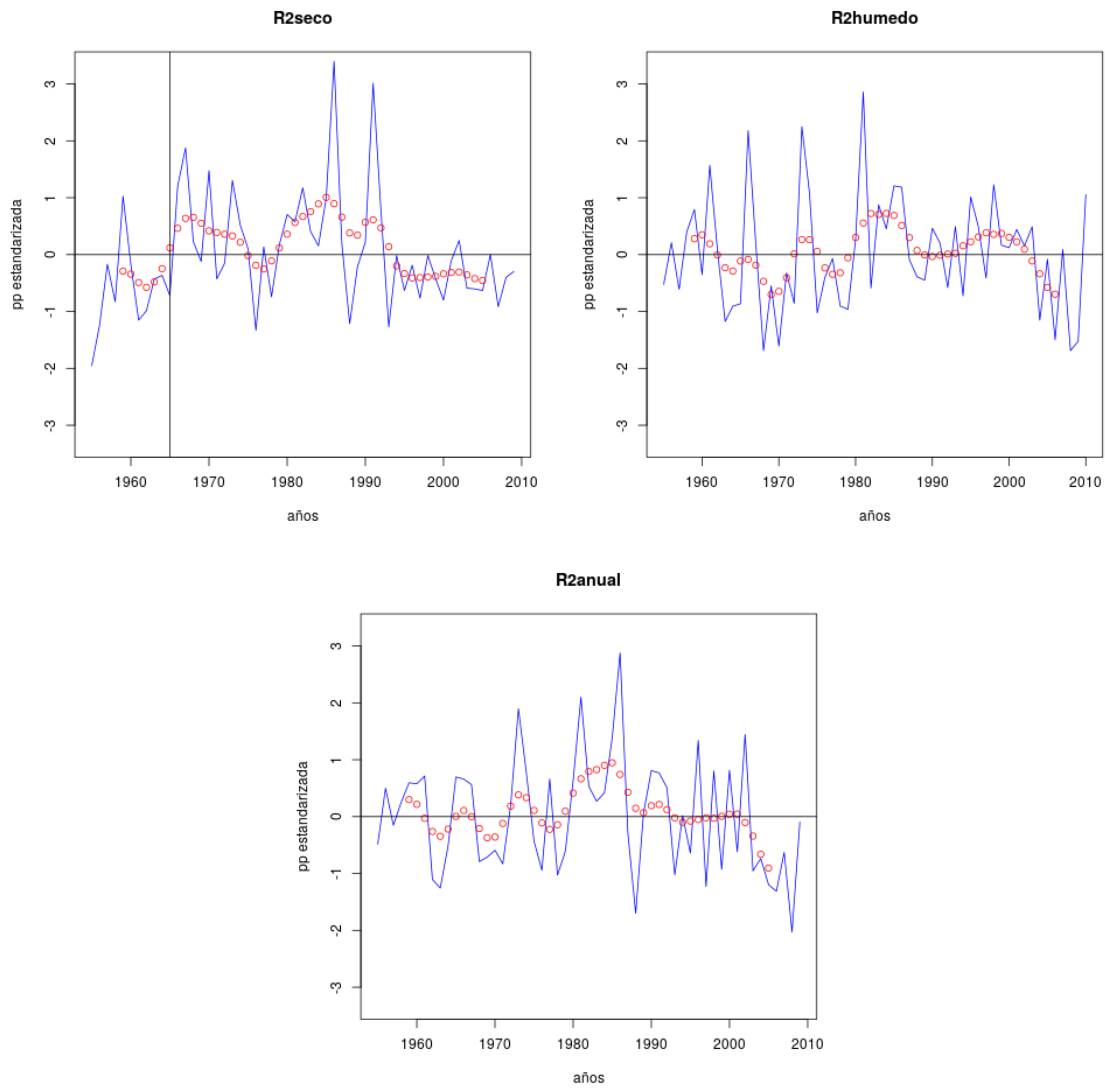


Figura 4.7. Idem. Figura 4.6 pero para la Subregión II.

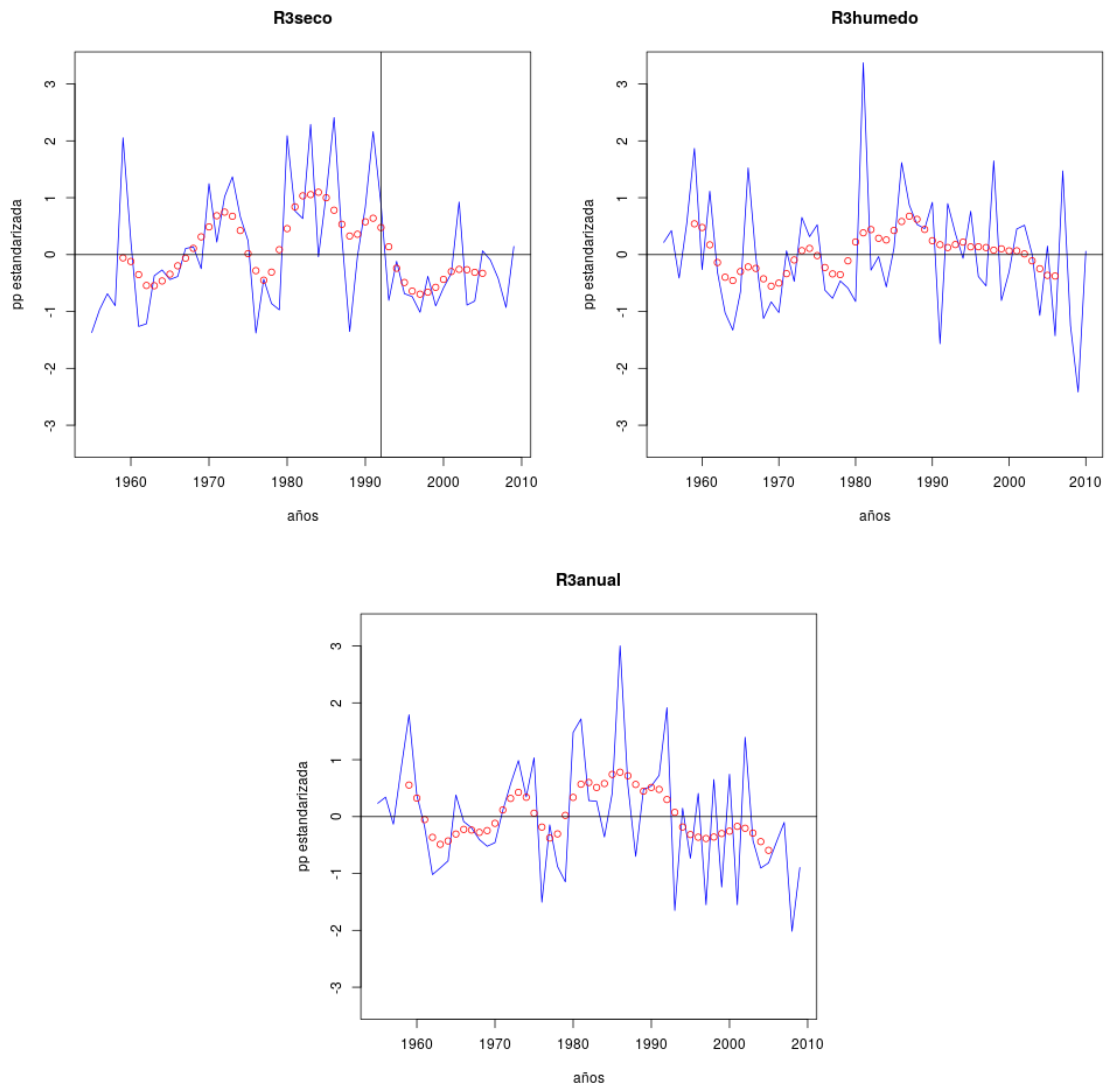


Figura 4.8. Idem. Figura 4.6 pero para la Subregión III.

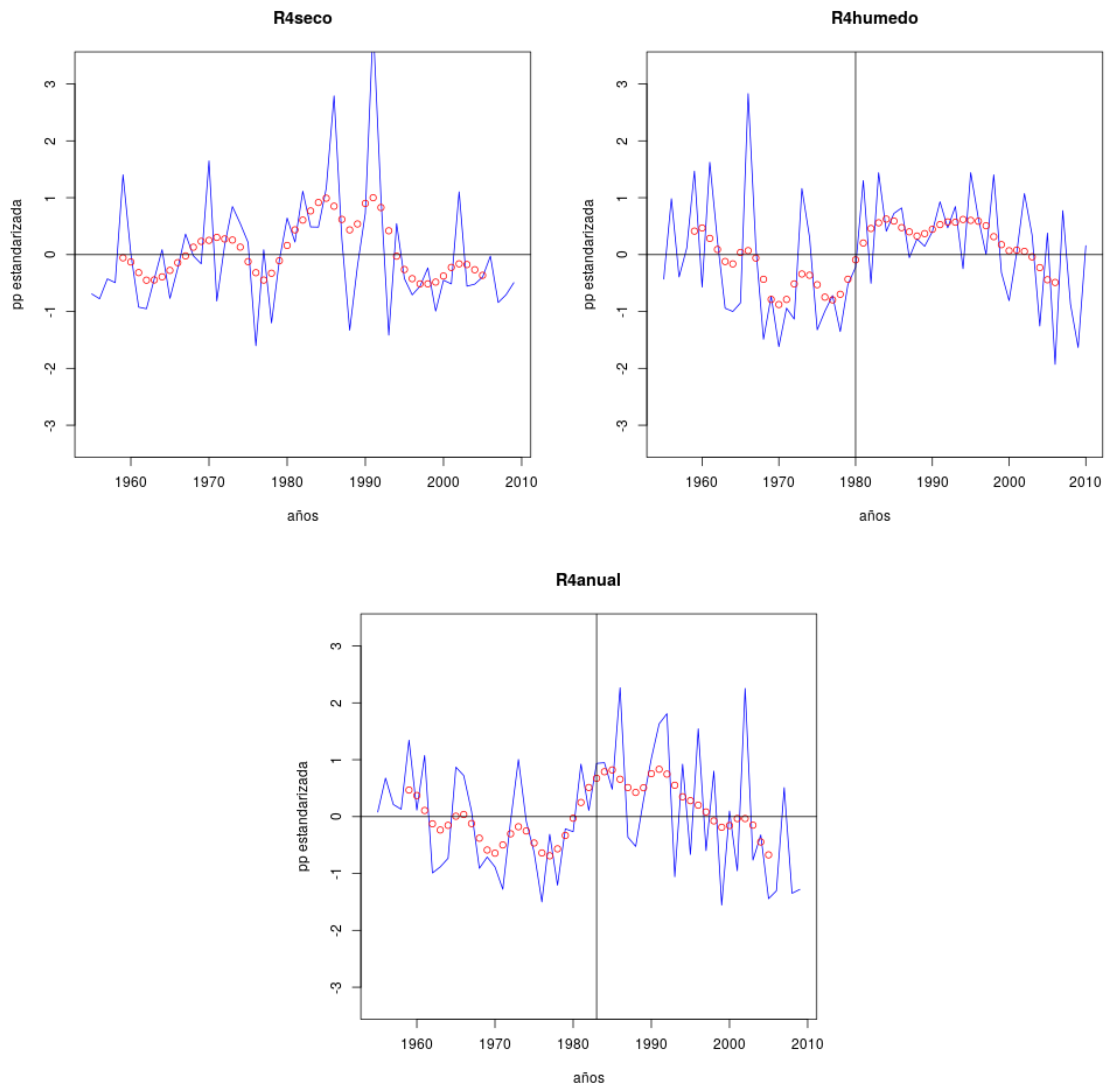


Figura 4.9. Idem. Figura 4.6 pero para la Subregión IV.

4.3. Análisis espectral

4.3.1. Criterio de selección de modelo autorregresivo

Primero se procedió a seleccionar qué modelo autorregresivo siguen los índices, esto es muy importante para poder determinar el error del análisis espectral (Wilks 2006). Para esto se utilizó el criterio bayesiano, en la Tabla 4.1 se muestra el valor del ICB para cada serie y distintos modelos autorregresivos (AR), en azul se marca el valor mínimo.

Si bien las variables meteorológicas suelen tener ruido rojo, que implica seguir un modelo autorregresivo de orden 1 y autocorrelación positiva para lag 1, todas las series a excepción de una siguen un modelo autorregresivo de orden 0, lo que implica ruido blanco.

	R1S	R1H	R1A	R2S	R2H	R2A	R3S	R3H	R3A	R4S	R4H	R4A
AR(0)	495	618	618	460	575	578	479	561	577	472	601	606
AR(1)	498	622	623	461	580	582	478	566	582	474	606	611
AR(2)	502	627	624	465	585	587	482	571	586	478	611	612
AR(3)	507	631	627	469	590	587	486	576	590	483	615	613
AR(4)	512	636	629	474	595	589	490	580	595	488	620	618
AR(5)	516	639	634	477	600	594	494	585	600	491	623	621
AR(6)	518	644	639	483	602	599	499	590	602	496	628	625
AR(7)	523	647	644	487	604	604	504	595	606	501	629	630

Tabla 4.1. Valor del índice del criterio bayesiano (ICB) para cada serie de índices de precipitación para modelos autoregresivos de orden 0 hasta orden 7. En azul se marca el valor mínimo para cada serie. La R1S hace referencia al índice de la Subregión I acumulado del período seco, R1A al acumulado anual, R1H al acumulado del período húmedo, y así sucesivamente.

4.3.2. Resultados y análisis

Una vez determinado el modelo autorregresivo de cada serie, se realizó la transformada de Fourier para cada serie y se buscó para qué frecuencias los cuadrados de las amplitudes eran distintas al ruido propio de la serie con una significancia del 95 %. Hay que tener en cuenta que los períodos asociados a una frecuencia serán fracciones de la cantidad de años, por esto la estimación del período no es exacta. En la Tabla 4.2 se sintetizan todos los períodos que tenían amplitudes significativas para cada subregión.

4.3.2.1. Fase Seca

En la Figura 4.10 se muestran los espectros de las series de acumulado del período seco para cada subregión. Se ve en todas las series una amplitud significativa para un período de 55 años, que es el tamaño de la serie, esto puede estar debido al salto climático de 1992 que poseen estas series estudiado en la sección 4.2.2. Se observan dos picos uno de 27.5 años y otro de 13.8 años que están presentes solamente en la Subregión I. En la Subregión II se observa un pico de 18.3 años que podría estar asociado al ciclo nodal lunar (Agosta 2014). Este ciclo es de 18.6 años y es la variación de la inclinación de la órbita de la luna con respecto al Ecuador terrestre, esto afecta principalmente a las mareas. Para la Subregión I, III y IV se observa un pico para un período de 11 años, oscilación que puede estar asociada al ciclo solar y/o a la variabilidad de la temperatura superficial del atlántico sur tropical (Venegas y otros 1997, Tourre y otros 1999, Yuan y Yonekura 2011), y/o al modo anular del sur (Yuan y Yonekura 2011). La Subregión II, III y IV muestran picos significativos con períodos de 5.5 y 3.9 años, que al igual que el pico de 4.5 años de la Subregión I pueden estar asociados a la variabilidad en baja frecuencia del ENOS (Penland y otros 2010). La Subregión I presenta un pico de 2.4 años y la Subregión III otro de 2.6 años, ambos podrían estar asociados a la variabilidad en alta frecuencia del ENOS (Panland y otros 2010).

4.3.2.2. Fase Húmeda

En la Figura 4.11 se muestran los espectros de las series de acumulado del período húmedo para cada subregión. Se ve en la Subregión I un pico importante para un período de 27.5 años, que también está presente en la Subregión IV. En las subregiones I, II y III se observan diversos picos entre los 6.1 y 3.7 años que pueden estar asociados a la variabilidad en baja frecuencia del ENOS (Penland y otros 2010). Por último todas las series presentan picos significativos con un período de 2.4 años que pueden estar asociados a la variabilidad en alta frecuencia del ENOS y/o a la variabilidad cuasi-bienal del IOD (Swadhin Kumar Behera y Toshio Yamagata, 2016).

4.3.2.3. Acumulado Anual

En la Figura 4.12 se muestran los espectros de las series de acumulado anual para cada subregión. Las subregiones I, II y III muestran un máximo relativo en torno al período de 13.8 años. En las distintas subregiones se observan picos entre los 6.1 y los 4.3 años que pueden estar asociados a la variabilidad en baja frecuencia del ENOS. Por último todas las series presentan picos significativos en torno a un período de 2.1 años que puede estar asociado a la variabilidad en alta frecuencia del ENOS y/o a la variabilidad cuasi-bienal del IOD.

Años	R1S	R2S	R3S	R4S	R1H	R2H	R3H	R4H	R1A	R2A	R3A	R4A
55	✓	✓	✓	✓	✓	-	-	✓	-	✓	✓	-
27.5	✓	-	-	-	✓	-	-	✓	✓	-	-	✓
18.3	-	✓	-	-	✓	-	-	-	-	-	-	-
13.8	✓	-	-	-	-	-	-	-	✓	✓	✓	-
11	✓	-	✓	✓	-	-	-	-	-	-	-	-
9.2	-	-	-	-	-	-	-	-	-	✓	-	✓
7.9	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
6.9	-	-	-	-	-	-	✓	-	-	-	-	-
6.1	-	-	-	-	✓	✓	-	-	✓	✓	-	✓
5.5	-	✓	✓	✓	-	-	-	-	-	-	-	-
5	-	-	-	-	-	-	✓	-	-	✓	✓	-
4.5	✓	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
4.2	-	-	-	-	-	-	-	-	-	✓	-	-
3.9	-	✓	✓	✓	✓	✓	✓	-	-	-	-	-
3.7	-	-	-	-	-	✓	-	-	-	-	-	-
3.4	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
3.2	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
3.1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
2.9	-	-	-	-	-	-	✓	-	-	-	-	-
2.8	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
2.6	-	-	✓	-	-	-	-	-	-	-	-	-
2.5	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
2.4	✓	-	-	-	✓	✓	✓	✓	-	-	-	-
2.3	-	-	-	-	-	-	-	-	✓	-	-	-
2.2	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
2.1	-	-	-	-	-	-	-	-	✓	✓	✓	✓
2	-	-	-	-	-	-	-	-	✓	-	✓	✓
1.9	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-

Tabla 4.2. En esta Tabla se muestra para que períodos las amplitudes cuadráticas son significativas a un 95 %. La R hace referencia a subregión, la H a período húmedo, la S a período seco y la A a acumulado anual.

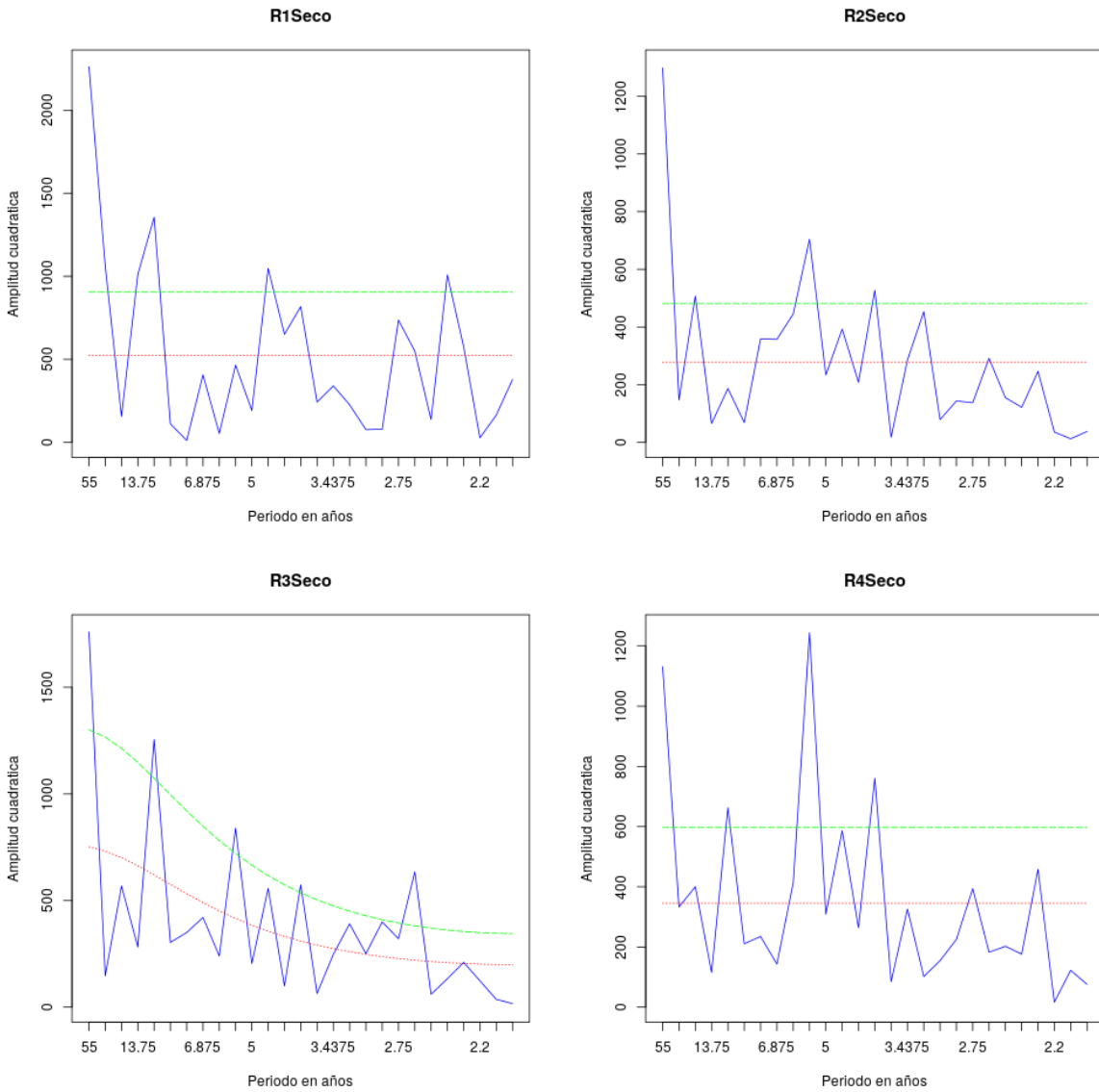


Figura 4.10. Espectro de los índices de precipitación de acumulado del período seco de todas las subregiones. Subregión I arriba a la izquierda, Subregión II arriba a la derecha, Subregión III abajo a la izquierda, y Subregión IV abajo a la derecha. En el eje X se muestra los períodos asociados a cada frecuencia, y el eje Y es el cuadrado del módulo de la amplitud de cada coeficiente de la transformada de Fourier. En azul se muestra la transformada de la serie, en rojo el ruido asociado y en verde la región de rechazo a un nivel de significancia de 95 %.

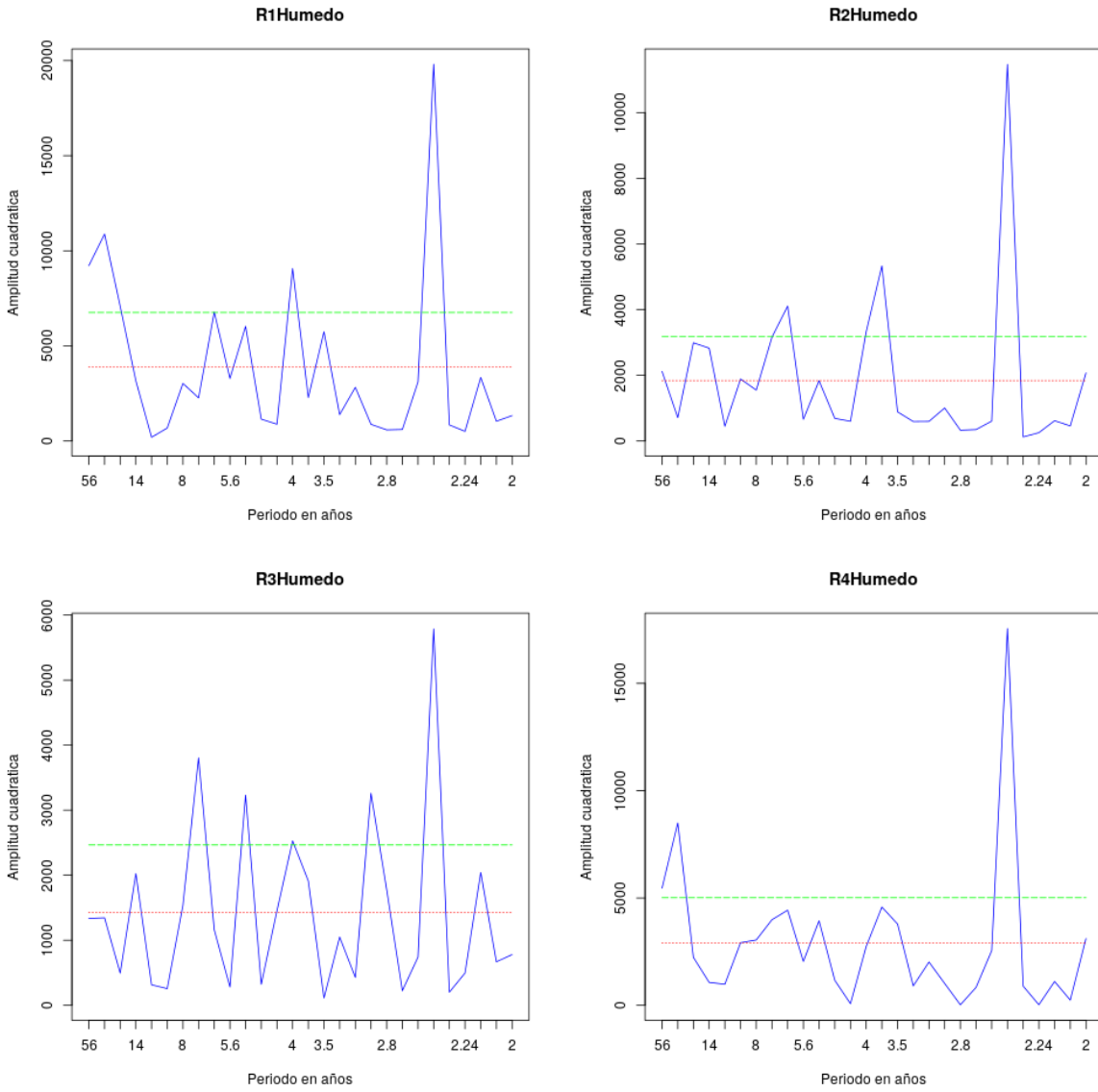


Figura 4.11. Idem. Figura 4.10 pero para el acumulado del período húmedo.

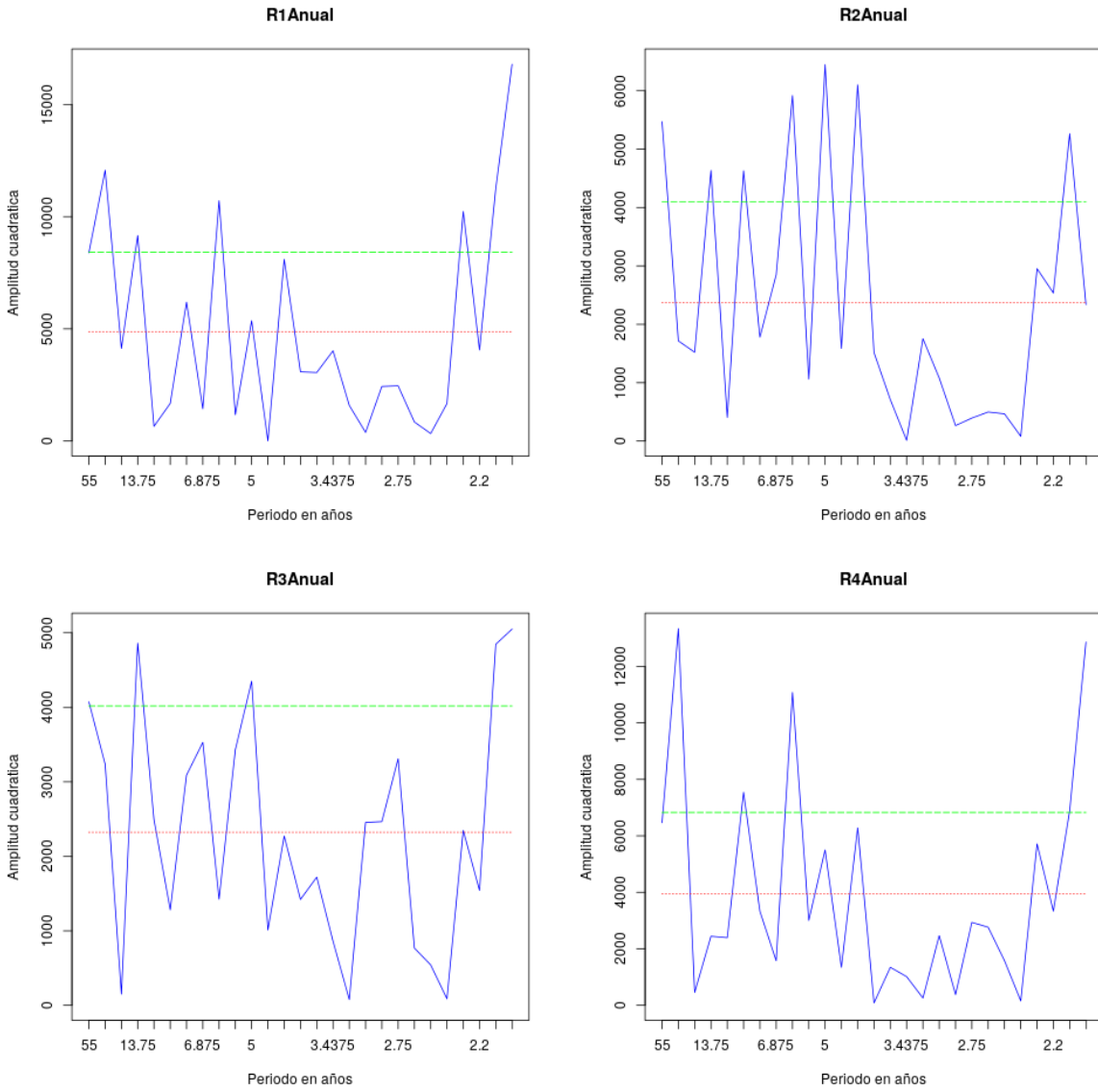


Figura 4.12. Idem. Figura 4.10 pero para el acumulado anual.

4.4. Conclusiones parciales

Al estudiar los quiebres en las series se observan patrones en común entre varias de las subregiones. En la Tabla 4.3 se resumen los saltos significativos encontrados acorde al test de Yamamoto. Hay que tener en cuenta que los saltos encontrados pueden deberse a cambio de instrumental, pero no se cuenta con información al respecto.

Las series de acumulado anual nada más presentan saltos significativos para el año 1983 en la Subregión I y IV, que son las dos subregiones más al este-sureste de la provincia.

Las series de acumulado del período seco presentan quiebres significativos en 1992 en la Subregión I y III, y un quiebre no significativo acorde al test de Yamamoto para el año 1992 en la Subregión II y IV. Los valores del estadístico de Yamamoto para 1992 son 0.92 y 0.97 para la Subregión II y IV respectivamente. Esto implica que en 1992 hubo un cambio de régimen en toda la provincia del Chaco en el período seco, posiblemente debido a un cambio de teleconexiones.

	Subregión I	Subregión II	Subregión III	Subregión IV
Seco	1992	1965- 1992	1992	1992
Anual	1983	-	-	1983
Húmedo	-	-	-	1980

Tabla 4.3. Año que el test de Yamamoto detecta un salto significativo en la serie, con la excepción de los años en letra negrita (subregiones II y IV período seco) que no es un salto significativo según el test.

Al realizar el análisis espectral de los índices de precipitación se encuentra que en todas las subregiones, la fase húmeda y el acumulado anual, podrían estar asociados a la variabilidad en alta y baja frecuencia del ENOS y el IOD, a excepción de la Subregión IV que no muestra períodos coincidentes con la variabilidad en baja frecuencia del ENOS. Para la fase seca, por un lado, todas las subregiones podrían estar asociadas a la variabilidad en baja frecuencia del ENOS. Además, las subregiones I, III y IV podrían estar asociadas al MAS, al TSM del Atlántico sur tropical y al ciclo solar. La fase seca de la Subregión II también podría verse afectada por el ciclo nodal de la luna. Por último, la fase seca de la Subregión I y III podría estar afectada por la variabilidad en alta frecuencia del ENOS.

Capítulo 5

Estudio de forzantes de gran escala asociados a la precipitación en Chaco

En el presente capítulo primero se determinan cambios potenciales en los forzantes en distintos períodos, definiendo subperíodos para los cuales se estudia la circulación atmosférica asociada.

5.1. Introducción

En el capítulo 3 se identificaron 4 subregiones dentro de la región de estudio según la coherencia del régimen de precipitación a lo largo del ciclo anual. Para cada una de ellas se confeccionaron índices de precipitación para la fase húmeda y la fase seca de cada subregión.

De estas subregiones, solo se estudia en el presente capítulo la Subregión I y la Subregión II en su fase húmeda. Esto se debe a que el acumulado de la fase húmeda representa más del 80 % del acumulado anual. Además, en la Subregión I vive la mayor parte de la población de la provincia y es la subregión de mayor desarrollo socio-económico. La Subregión II, si bien está menos densamente poblada, es la que presenta mayores problemas de abastecimiento de agua y ha presentado crisis hídricas.

En el capítulo 4 se estudió la variabilidad temporal de la precipitación a través de estos índices teniendo en cuenta tendencias, saltos y periodicidad.

dades. Del espectro de cada serie temporal de índices de precipitación se pudo inferir la presencia de posibles forzantes que podrían estar afectando a la precipitación en cada subregión. Entre ellos se identificó al fenómeno ENOS, el MAS, modulaciones del TSM del Atlántico sur tropical, al IOD y como forzante externo al sol, entre otros.

Nuestra hipótesis de trabajo es que los cambios en la estacionariedad de la precipitación descritos por cambios en la variabilidad o saltos en la media de las series de índices, pueden deberse a cambios en las teleconexiones. Por esto en el presente capítulo se profundiza el estudio de las series temporales para poder determinar cambios en la estacionariedad de la precipitación a lo largo del período observacional. A partir de identificar distintos subperíodos de cambios se examinan distintos campos atmosféricos y de TSM para identificar distintas estructuras que identifiquen los forzantes.

5.2. Determinación de cambios en la estacionariedad

En la Figura 5.1 se muestran las dos series de fase húmeda de las subregiones I y II filtradas con un filtro Gaussiano de 9 términos. Se puede observar que la variabilidad interdecadal de las series son similares entre sí en la mayor parte de todo el período, sin embargo entre 1983 y 1991 se observa que el comportamiento de las series difiere. Esto es un indicativo de que hay cambios potenciales en teleconexiones

En la Figura 5.2 se muestra la correlación lineal entre las dos series sin filtrar, con ventanas móviles de 11, 15 y 19 años. Se puede apreciar que hasta principios de la década del 80 la correlación entre ambas series, para todas las ventanas, es alta con valores superiores a 0.8, lo que se condice con lo observado en la Figura 5.1. Luego, hasta principios de la década del 90 la correlación disminuye para todas las ventanas. Esto es consecuente con lo observado en la Figura 5.1. Y por último vuelve a crecer la correlación hasta valores cercanos al 0.8.

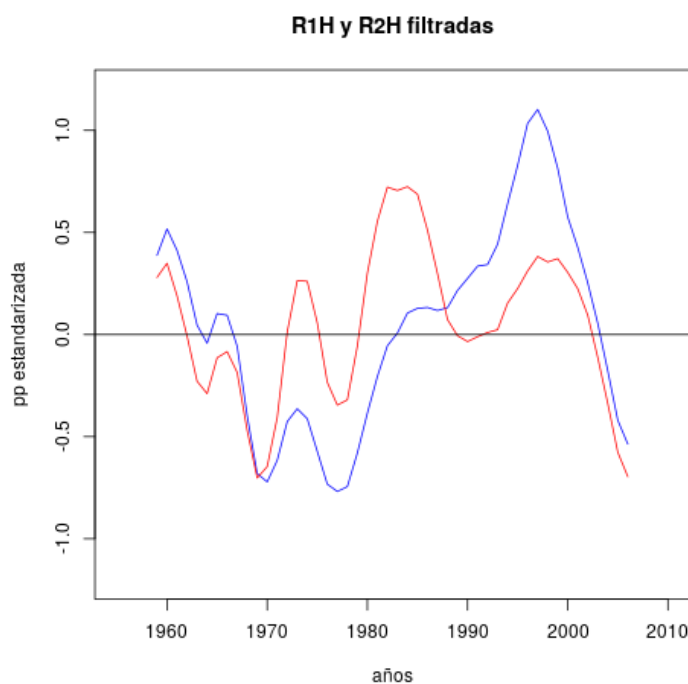


Figura 5.1. Serie de la fase húmeda de la Subregión I filtrada con un filtro Gaussiano de 9 términos en azul, y serie de la fase húmeda de la Subregión II filtrada con un filtro Gaussiano de 9 términos en rojo.

En la Figura 5.3 se muestra la correlación móvil entre los índices de precipitación sin filtrar de las subregiones I y II, y diversos índices climáticos océano-atmósfera sin filtrar. Se observa que los índices de mayor correlación con la Subregión I son el Niño 1.2, Niño 3.4 y TSA, siendo el TSA mayor y significativamente distinto de 0 en la década de los 70, y el Niño 1.2 mayor y significativamente distinto de 0 desde principio de los 90 hasta el 2004. Además, se aprecia que el MAS tiene una correlación negativa significativa a fines de los 80, pero que durante todo el período oscila de signo, esto puede implicar que no sea un forzante. Se puede apreciar que los índices de mayor correlación con la Subregión II son los mismos que con la Subregión I con la diferencia que el Niño 1.2 si bien es el de mayor correlación a partir de los 90 no es significativamente distinto de 0. Entre 1980 y 1990 la correlación entre cada una de las series de ambas subregiones con todos los índices climáticos cambia de signo o se hace muy cercana a 0. Esto puede ser debido a la existencia de otros procesos termodinámicos de menor escala que estén afectando regionalmente a la precipitación. Este aspecto requiere

futuros análisis para dilucidar.

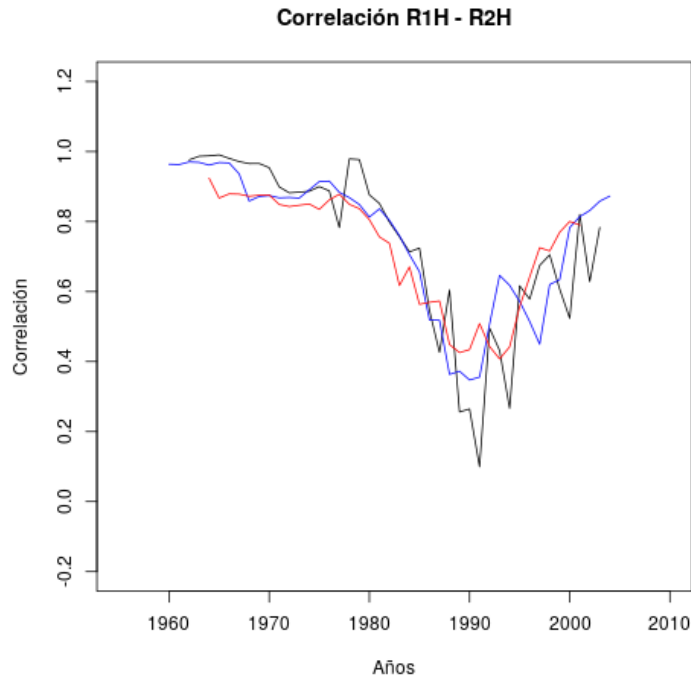


Figura 5.2. Correlación lineal móvil entre las series de la fase húmeda de la Subregión I y II, con ventanas de 11, 15 y 19 años en azul, negro y rojo respectivamente.

En resumen se puede apreciar que las series de índices de precipitación presentan un comportamiento similar, con anomalías mayormente negativas en promedio hasta comienzos de los 80. A partir de la década de los 80 predominan las anomalías positivas. Entre 1983 y 1991 ambas subregiones pierden coherencia entre sí. El comportamiento de las series cambia y a partir de 1990 vuelven a tener comportamientos similares. A su vez, las correlaciones con índices climáticos océano-atmósfera entre 1980 y 1990 son muy bajas. Se puede observar que el período en el cual las series se comportan de forma diferente una con respecto a la otra, es el mismo período en el cual ambas pierden correlación con los índices climáticos océano-atmósfera. Por esto se decidió analizar los forzantes de gran escala de las subregiones en dos subperíodos, uno hasta 1980 y otro desde 1991, que se analizan a continuación.

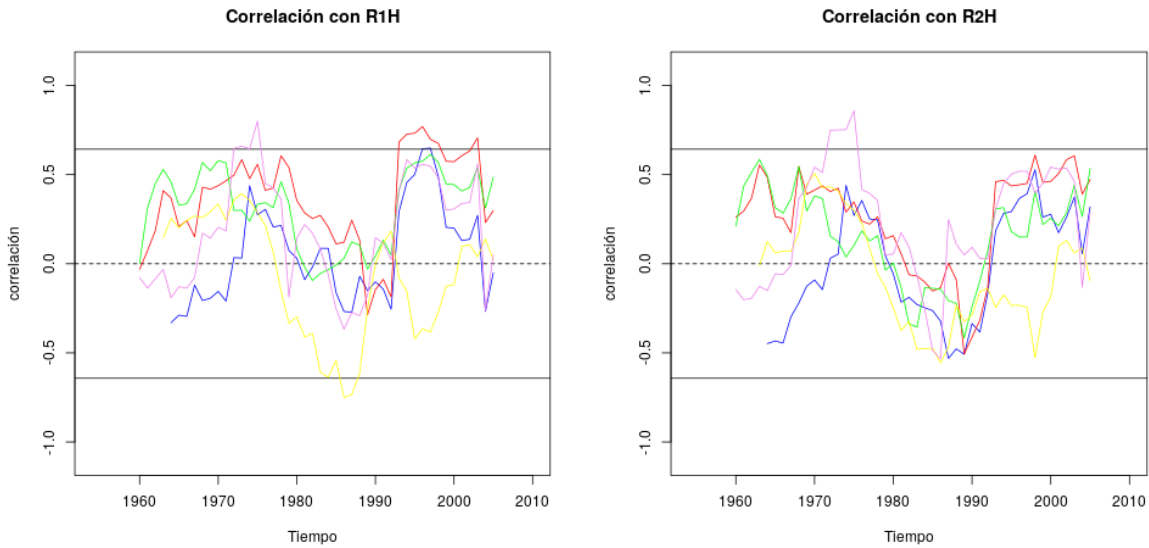


Figura 5.3. Correlación móvil con ventana de 11 años del índice de la Subregión I (izquierda) y II (derecha), con los índices Niño 1.2 (rojo), Niño 3.4 (verde), MAS (amarillo), TSA (violeta) y DOI (azul). En líneas horizontales llenas se marca el valor mínimo para que la correlación sea distinta de 0 con una significancia del 95 %.

5.3. Forzantes de gran escala

Para el primer período a estudiar se decidió hacer las composiciones desde 1958 y hasta 1978. Esto se debe a que Kistler y otros (2001) recomiendan utilizar los datos del R1-NCEP/NCAR a partir de 1958 especialmente para el hemisferio sur debido a la falta de datos de radiosondeos antes de 1958. Además en 1979 los reanálisis presentan inhomogeneidad en los datos debido a la incorporación de datos satelitales. De esta manera quedó definido el período 1 de 1958-1978, y el período 2 de 1991-2010. Para cada período se procedió a graficar la diferencia de composiciones de diversas variables del sistema océano-atmósfera. La diferencia de composiciones es la composición de los valores Altos (mayores al percentil 75) menos la composición de valores Bajos (menores al percentil 25).

5.3.1. Período 1958-1978

5.3.1.1. Subregión I

En las Figuras 5.4, 5.5 y 5.6 se muestran la diferencia de composiciones del primero período para la serie de índice de precipitación de la Subregión I.

En la diferencia de composiciones de anomalía de TSM (Figura 5.4) se observa una gran región de anomalías cálidas entre Australia y Nueva Zelanda; dos pequeñas regiones de anomalía positiva, una al norte de Chile y sur de Perú y la otra entre Ecuador y Colombia; una extensa región con calentamiento anómalo débil en el Índico ecuatorial; calentamiento anómalo en el Atlántico ecuatorial; un calentamiento anómalo no significativo en la región del Niño 3.4; enfriamiento entre 10° y 20° sur en el Atlántico; anomalía negativa al sur de Australia; y enfriamiento anómalo al sur de Sudamérica. Las regiones anómalas significativas de TSM no están representadas por los índices convencionales analizados en la sección anterior.

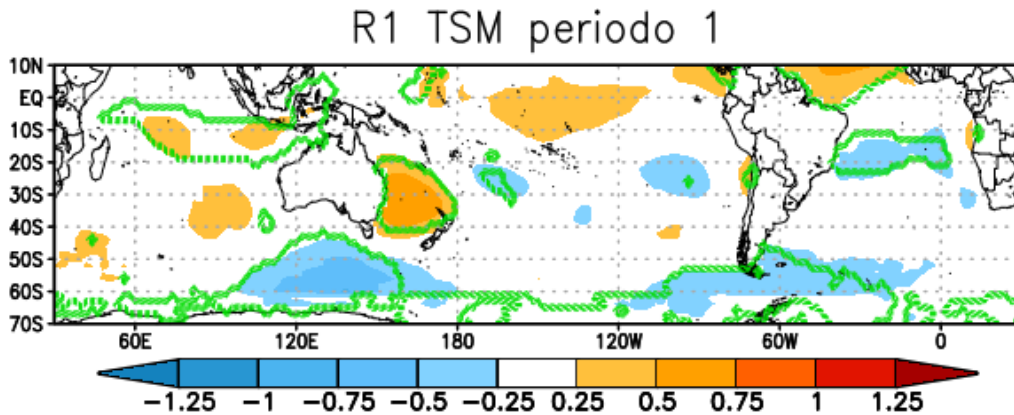


Figura 5.4. Diferencia de composiciones de anomalía de TSM en grados celsius del período 1 para la Subregión I.

En la Figura 5.5 se muestra la diferencia de composición de PNM. En la misma se observa una basta región de anomalía positiva en el Atlántico Sur que implica un fortalecimiento y desplazamiento al suroeste del AAS. Además, se observa una gran región de anomalía negativa al sur de Australia y una región de anomalía positiva en la región de Nueva Zelanda. Es probable que estas anomalías de actividad del AAS estén conectadas con las anomalías de TSM del Atlántico (Lübbecke, 2014) observadas en la Figura 5.4. Esto requiere mayor análisis para dilucidar.

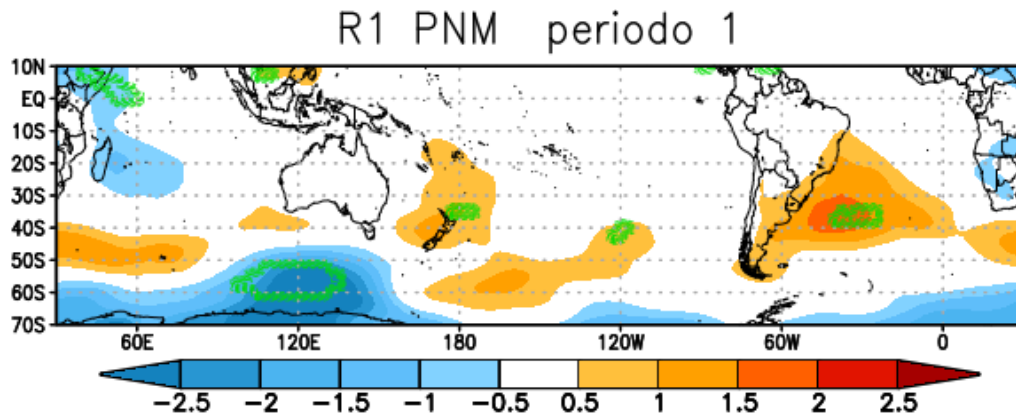


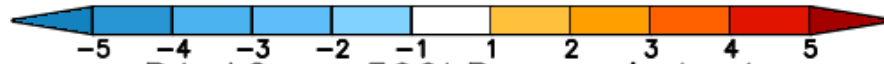
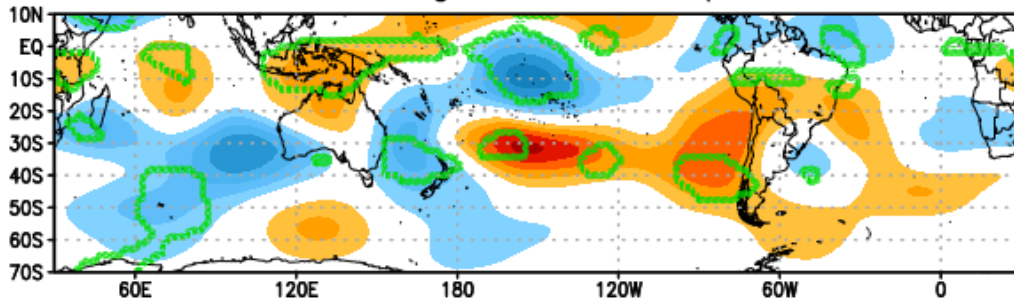
Figura 5.5. Diferencia de composiciones de anomalía PNM en hPa del período 1 para la Subregión I.

En la Figura 5.6 se muestra la diferencia de composiciones de FC, AG, U y V. El campo de FC es similar al de AG, en ambos se observa un arco de anomalías desde el Índico ecuatorial al Pacífico central. Además se observa una anomalía positiva (negativa) de AG (PSI) sobre la región de Uruguay, sudeste de Brasil, y centro - noreste de Argentina.

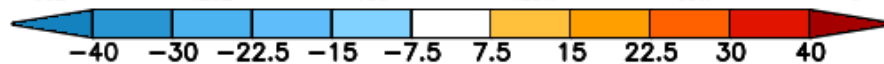
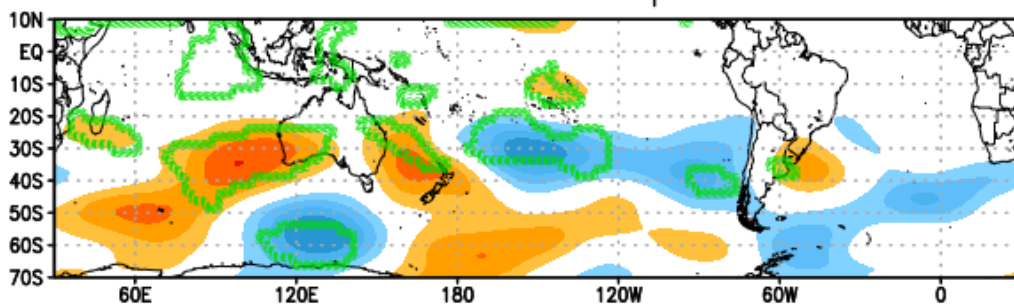
En la composición de U se observa un fortalecimiento no significativo de la corriente en chorro en el Océano Pacífico en 20° sur y un debilitamiento al norte y sur del mismo. En Sudamérica se observa una anomalía positiva significativa en 10° y 50° sur, esto puede implicar una bifurcación del CST.

En el campo compuesto de V se observa sobre el territorio argentino anomalía significativa negativa, esto implica componente norte anómala del viento, que se corresponde con la anomalía anticiclónica de AGP. Esto asociado con la anomalía del AAS podría implicar un transporte anómalo de masas de aire cálidas y húmedas en toda la tropósfera sobre la región.

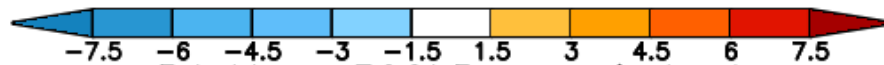
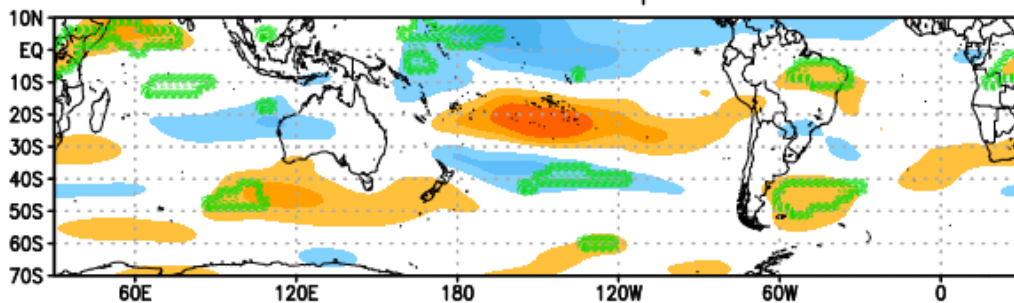
R1 FC en sigma 0.2101 periodo 1



R1 AG en 300hPa periodo 1



R1 U en 300hPa periodo 1



R1 V en 300hPa periodo 1

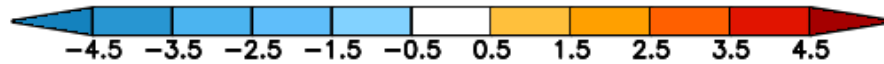
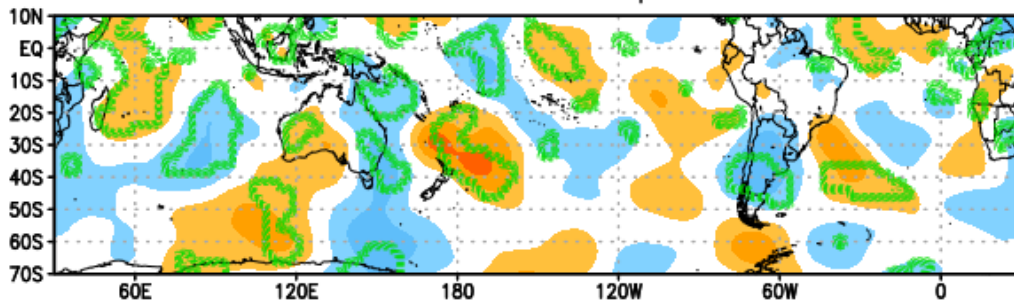


Figura 5.6. Pie de figura en la siguiente página.

Figura 5.6. Diferencia de composiciones de asimetría zonal de FC en $m^2/s \times 10^{-6}$ (primer panel) y AG en metros geopotenciales (segundo panel), y de anomalía de U (tercer panel) y V (cuarto panel) en m/s , del período 1 para la Subregión I.

5.3.1.2. Subregión II

En las Figuras 5.7, 5.8 y 5.9 se muestra la diferencia de composiciones del primer período para la serie de índice de precipitación de la Subregión II.

En la diferencia de composiciones de anomalía de TSM (Figura 5.7) se observa una gran región de anomalías cálidas entre Australia y Nueva Zelanda; dos pequeñas regiones de anomalía positiva, una al norte de Chile y sur de Perú y la otra entre Ecuador y Colombia; una extensa región con calentamiento anómalo débil en el Índico ecuatorial; calentamiento anómalo en el Atlántico ecuatorial; un calentamiento anómalo no significativo en la región del Niño 3.4; enfriamiento entre 10° y 20° sur en el Atlántico; anomalía negativa al sur de Australia; y enfriamiento anómalo al sur de Sudamérica. Las regiones anómalas significativas de TSM no están representadas por los índices convencionales analizados en la sección anterior. La diferencia de composiciones de anomalía de TSM (Figura 5.7) muestra calentamiento anómalo significativo al oeste de Australia y en el Atlántico ecuatorial, como en la composición de la Subregión I para el mismo período. Además se observa un enfriamiento significativo en el Pacífico entre 10° y 30° sur, y 120° y 80° oeste; y en el Atlántico al oeste de África.

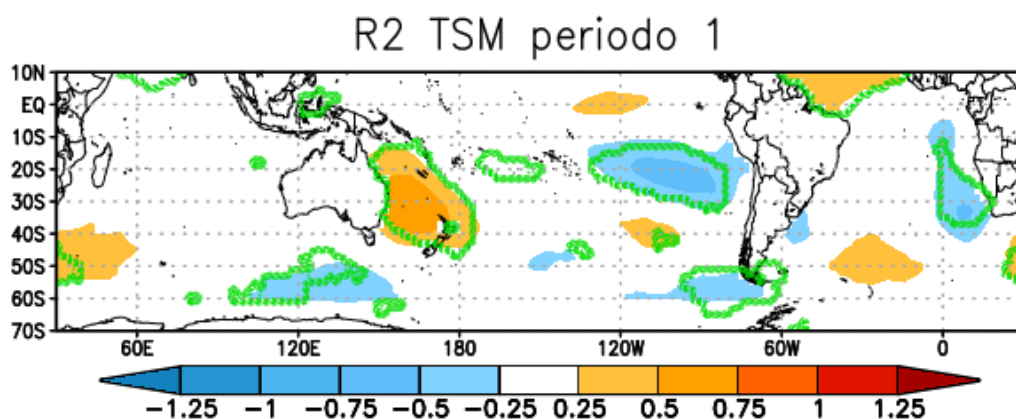


Figura 5.7. Diferencia de composiciones de anomalía de TSM en grados celsius del período 1 para la Subregión II.

En la diferencia de composiciones de PNM mayormente no se observan anomalías significativas. Se observa una anomalía positiva en la región de Uruguay y de Nueva Zelanda y una anomalía negativa al sur de Australia como se observa en la composición para el mismo período para la Subregión I, pero en este caso no es significativo a excepción de la región en Nueva Zelanda. Además se observa una región de anomalía negativa significativa en el Pacífico central entre 50° y 60° sur.

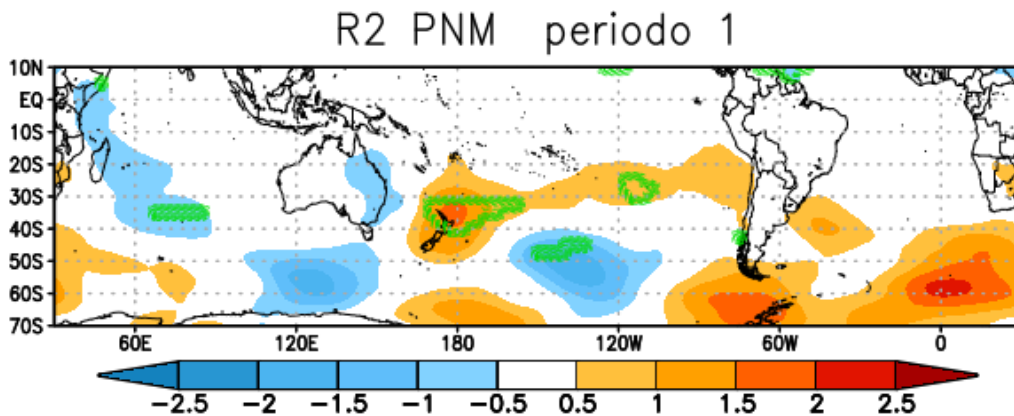


Figura 5.8. Diferencia de composiciones de anomalía de PNM en hectopascales del período 1 para la Subregión II.

En la Figura 5.9 se muestra la diferencia de composiciones de FC, AG, U y V. El campo de FC es similar al de AG, en ambos se observa una anomalía ciclónica en el Pacífico sur central, que se extiende a latitudes medias hacia el este hasta el continente Americano. Además en ambos se observa un patrón de anomalías en forma de arco desde el Índico al Pacífico central ecuatorial.

En el campo compuesto anómalo de V se observa, sobre el territorio argentino, anomalía significativa negativa, esto implica componente norte anómala del viento. Esto podría implicar un transporte anómalo de masas de aire cálidas y húmedas sobre la región.

En general las anomalías de circulación en esta escala no muestran patrones hemisféricos de circulación atmosférica distinguibles, sin embargo la señal anómala meridional del viento es consistente con la precipitación. Esto puede estar indicando que para poder comprender mejor la dinámica asociada haya que reducir la escala temporal del análisis. Esto queda para futuros trabajos.

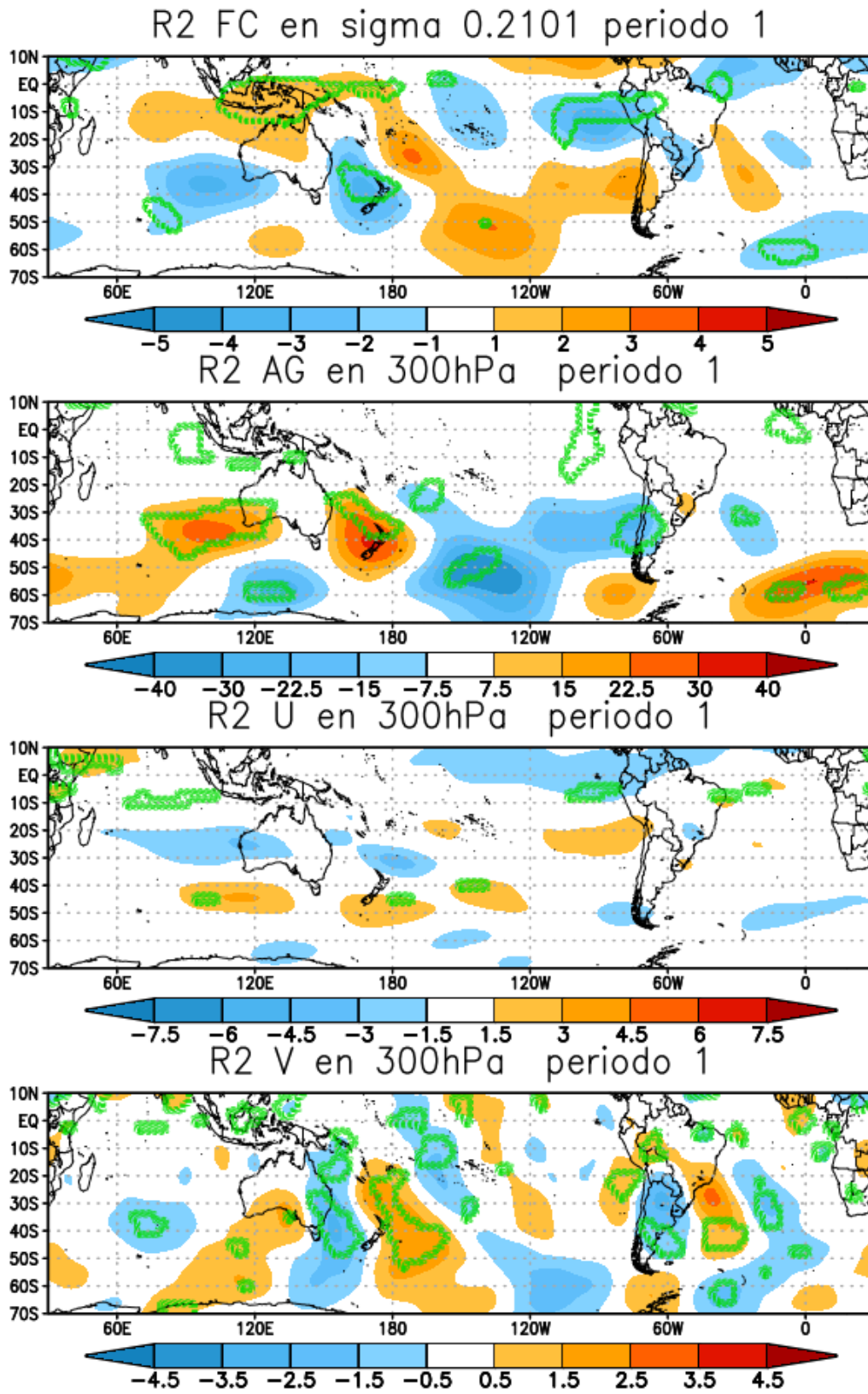


Figura 5.9. Pie de figura en siguiente página.

Figura 5.9. Diferencia de composiciones de asimetría zonal de FC en $m^2/s \times 10^{-6}$ (primer panel) y AG en metros geopotenciales (segundo panel), y de anomalía de U (tercer panel) y V (cuarto panel) en m/s , del período 1 para la Subregión II.

5.3.2. Período 1991-2010

5.3.2.1. Subregión II

En las Figuras 5.10, 5.11 y 5.12 se muestra la diferencia de composiciones del segundo período para la serie de índice de precipitación de la Subregión I.

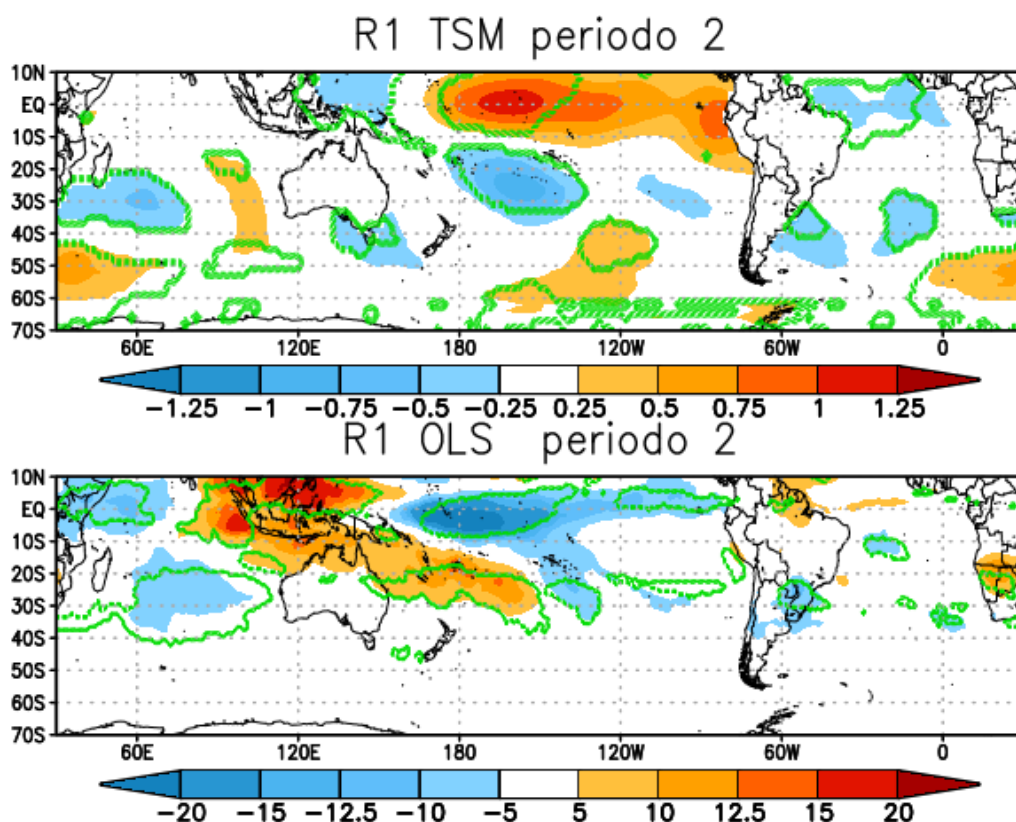


Figura 5.10. Diferencia de composiciones de anomalía de TSM en grados celsius (primer panel) y OLS en W/m^2 (segundo panel) del período 2 para la Subregión I.

En la composición de TSM (Figura 5.10) se observa un calentamiento anómalo en el Pacífico ecuatorial desde la costa de Sudamérica hasta 180° oeste, este calentamiento es significativo y mayor en la región del Niño 3.4.

Al sur de esta región se observa una región de enfriamiento anómalo significativo, este patrón de dipolo podría estar asociado a condiciones tipo El Niño. Al sureste de este enfriamiento anómalo se observa un calentamiento anómalo significativo y al noreste de este mismo se observa un enfriamiento no significativo. Además se observa un enfriamiento anómalo significativo en el Atlántico ecuatorial, central (35° sur - 10° oeste), y en la costa de Uruguay y sur de Brasil; en el Índico occidental en 30° sur; y en el Pacífico occidental.

En la diferencia de composiciones de anomalía de OLS (Figura 5.10) se observan anomalías negativas (positivas) significativas a lo largo del Pacífico ecuatorial hasta el continente marítimo, zonalmente desplazadas respecto de las anomalías positivas (negativas) de TSM en la región. Claramente estas anomalías de OLS responden a convección anómala inducida por las asimetrías zonales de anomalía de TSM. Como es de esperar, se aprecia anomalía negativa de OLS en el noreste de Argentina y sudeste de Brasil, asociado a convección anómala en la región.

En la diferencia de composiciones de PNM se observa un dipolo de anomalías en la región trópico-subtropical de la cuenca Índico-Pacífica. Anomalías positivas sobre la región del Índico y continente marítimo, y anomalías negativas sobre el Pacífico. En la Pacífico central sur (60° sur) se observa una anomalía positiva no significativa. Este patrón dipolar de presiones es consistente con la distribución de OLS y TSM tropical descritas anteriormente, que reflejan una circulación anómala de Walker en la dirección zonal.

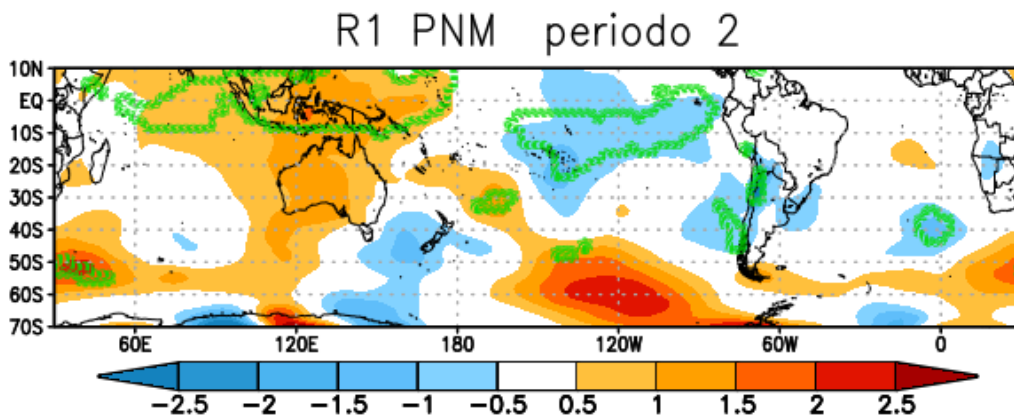


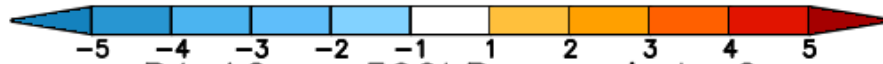
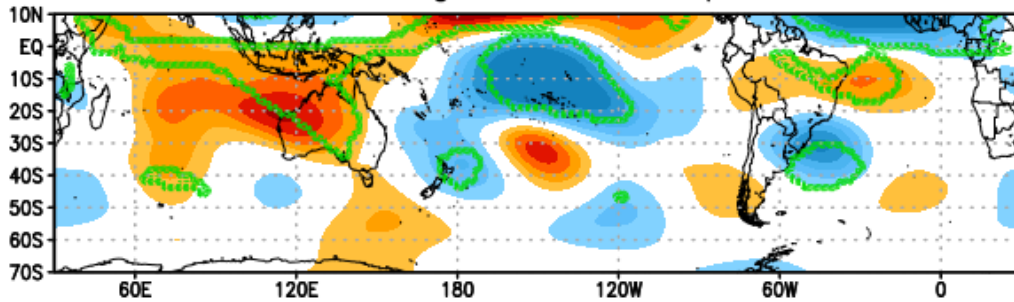
Figura 5.11. Diferencia de composiciones de anomalía de PNM en hectopascales del período 2 para la Subregión I.

En la Figura 5.12 se muestra la diferencia de composiciones de FC, AG, U y V. El campo compuesto de asimetría zonal de FC y AG son similares pero con signo opuesto. En ambos se puede observar un patrón de anomalías en forma de arco que se extiende desde la región del Pacífico ecuatorial central hacia Sudamérica. Este tipo de estructura de anomalías podría asociarse a una onda de Rossby cuasi-estacionaria.

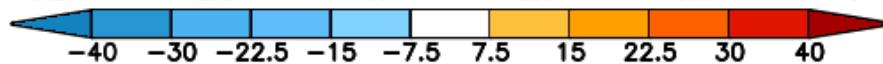
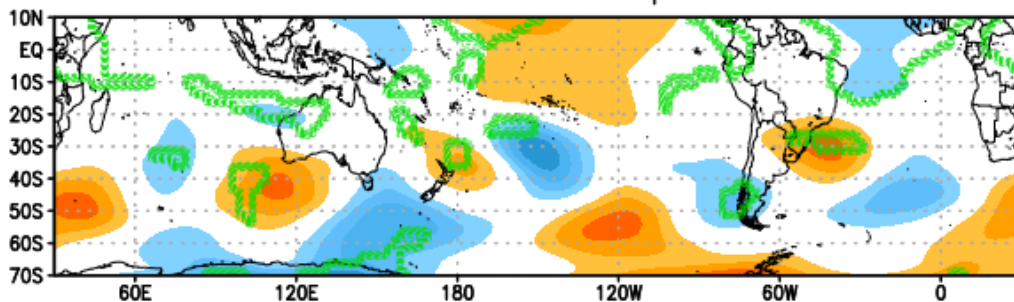
En el campo de U se observa un fortalecimiento no significativo de los oestes subtropicales en altura a lo largo del corredor Pacífico-Atlántico, y un debilitamiento al sur del mismo. Esto está asociado a la circulación anómala anticiclónica simétrica tropical debido al calentamiento anómalo de TSM del Pacífico central. Esta intensificación de los oestes en altura podría estar generando un desplazamiento anómalo hacia el norte de los storm-tracks y la actividad transiente sinóptica asociada. Esto último se estudiara con mayor detalle en futuros trabajos.

En el campo compuesto de V se observa sobre el territorio argentino anomalía significativa negativa, esto implica componente norte anómala del viento, asociado a la estructura tipo arco de la posible onda de Rossby cuasi-estacionaria. Esto podría implicar un transporte de masas de aire cálidas y húmedas a la región.

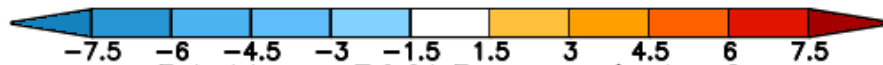
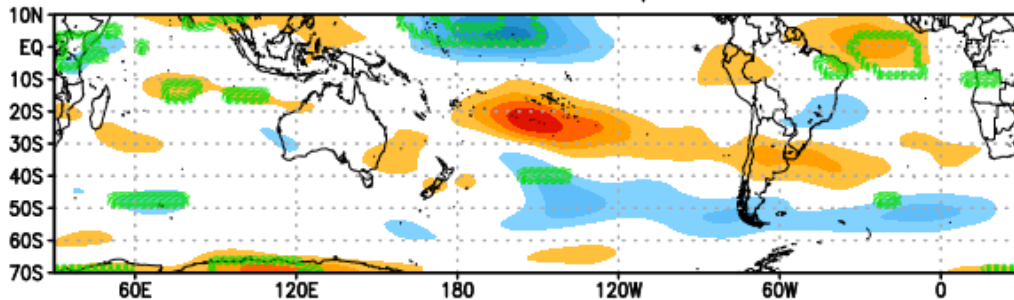
R1 FC en sigma 0.2101 periodo 2



R1 AG en 300hPa periodo 2



R1 U en 300hPa periodo 2



R1 V en 300hPa periodo 2

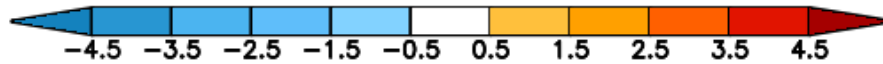
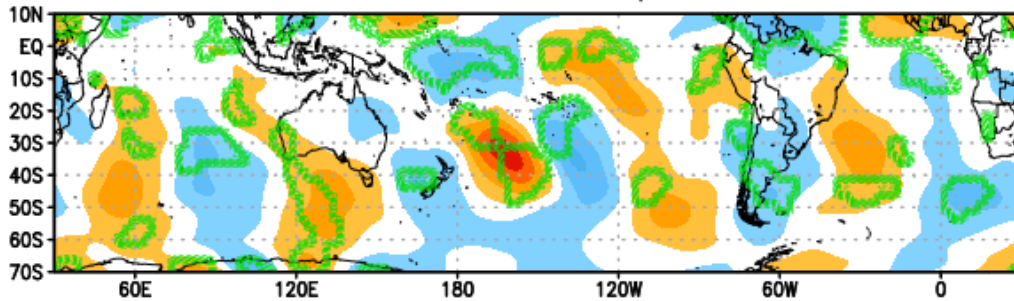


Figura 5.12. Pie de figura en siguiente página.

Figura 5.12. Diferencia de composiciones de asimetría zonal de FC en $m^2/s \times 10^{-6}$ (primer panel) y AG en metros geopotenciales (segundo panel), y de anomalía de U (tercer panel) y V (cuarto panel) en m/s , del período 2 para la Subregión I.

5.3.2.2. Subregión II

En las Figuras 5.13, 5.14 y 5.15 se muestra la diferencia de composiciones del segundo período para la serie de índice de precipitación de la Subregión II.

El campo compuesto de anomalía de TSM (Figura 5.13) en el Pacífico es similar al de la Subregión I para el mismo período pero con anomalías más intensas y áreas significativas más grandes. En el Atlántico se observa un calentamiento significativo entre 20° y 30° sur y un enfriamiento al sureste del mismo.

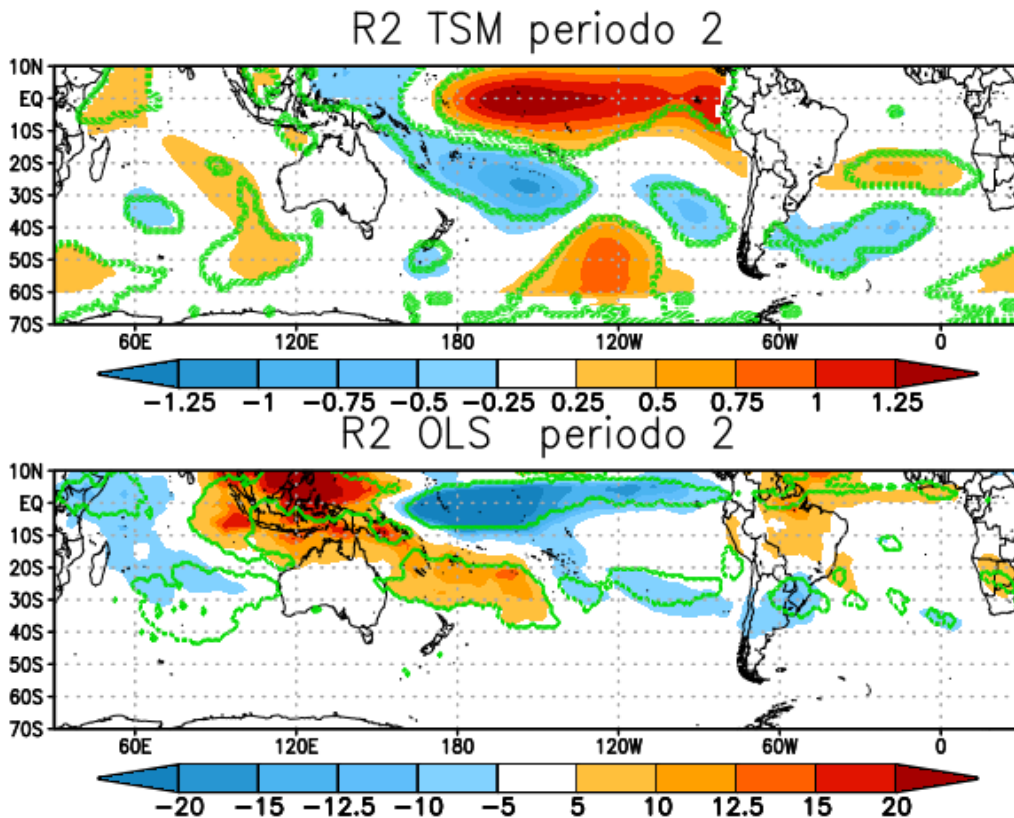


Figura 5.13. Diferencia de composiciones de anomalía de TSM en grados celsius (primer panel) y OLS en W/m^2 (segundo panel) del período 1 para la Subregión II.

En el campo de OLS (Figura 5.13) se observa en el Pacífico el mismo patrón que en la Subregión I para el mismo período pero más intenso y con áreas significativas más grandes. Además de observa anomalía positiva en la región de Brasil y Atlántico ecuatorial, esto puede deberse a un debilitamiento en la zona de convergencia intertropical (ZCIT) y a un debilitamiento en el sistema monzónico de Sudamérica. Como era de esperar, sobre la región de estudio se observa anomalía de OLS negativa, pero más extendida hacia el oeste del territorio con respecto a la composición de la Subregión I para el mismo período.

En el campo de PNM se observa un patrón similar que en el campo de la Subregión I para el mismo período pero con anomalías más intensas y de mayor área.

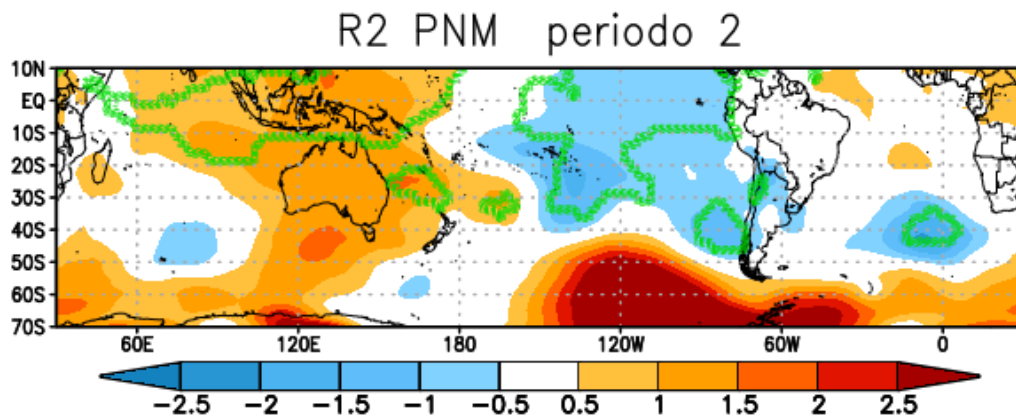
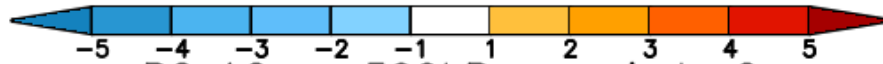
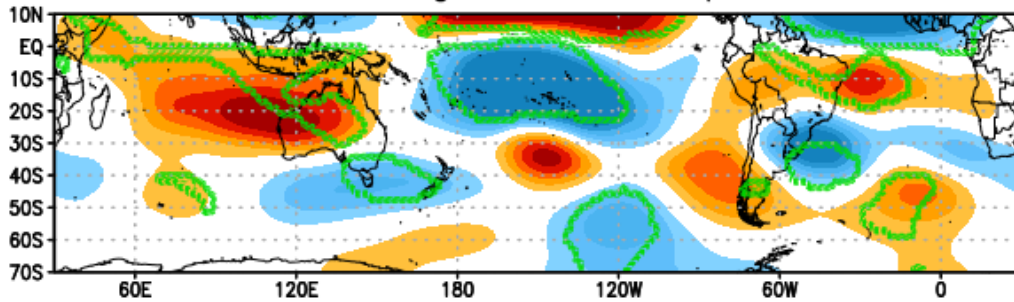


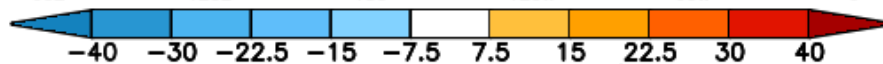
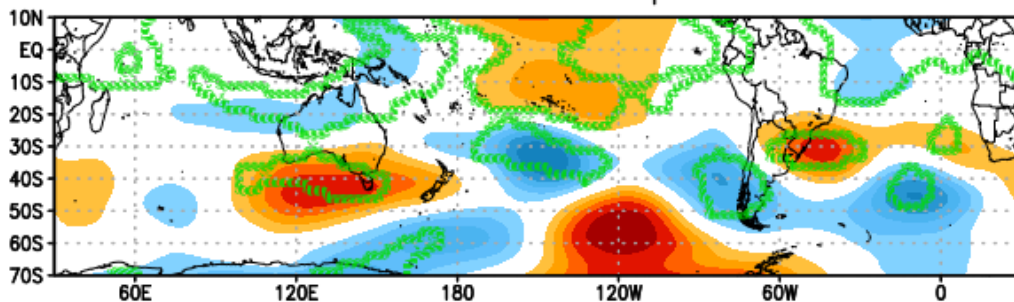
Figura 5.14. Diferencia de composiciones de anomalía de PNM en hectopascales del período 2 para la Subregión II.

Los campos de FC, AG, U y V mostrados en la Figura 5.15, muestran las mismas estructuras que en los campos compuestos para la Subregión I del mismo período (ver Figura 5.12), pero anomalías más intensas, de mayor área y con mayor área significativa. En general las anomalías de circulación atmosférica y de TSM muestran con mayor claridad una estructura relacionada con el fenómeno ENOS. Estas características diferenciales entre ambas subregiones se estudian con mayor detenimiento en la siguiente subsección.

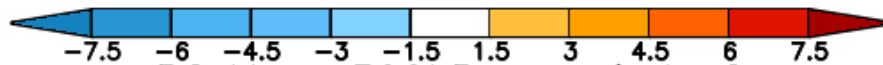
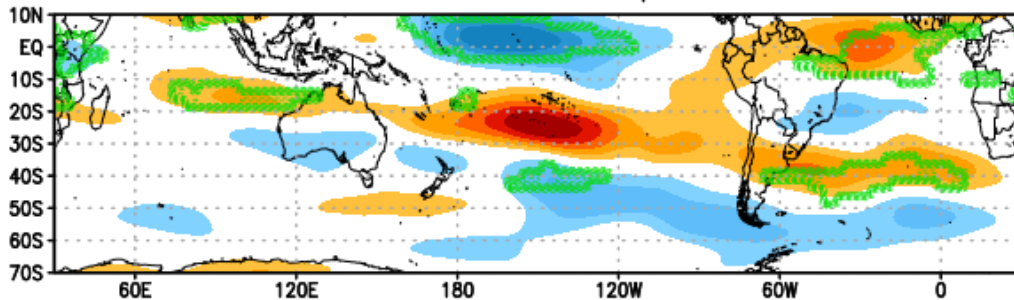
R2 FC en sigma 0.2101 periodo 2



R2 AG en 300hPa periodo 2



R2 U en 300hPa periodo 2



R2 V en 300hPa periodo 2

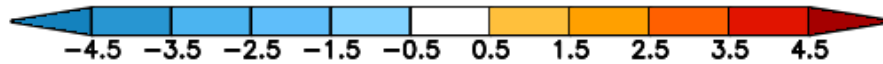
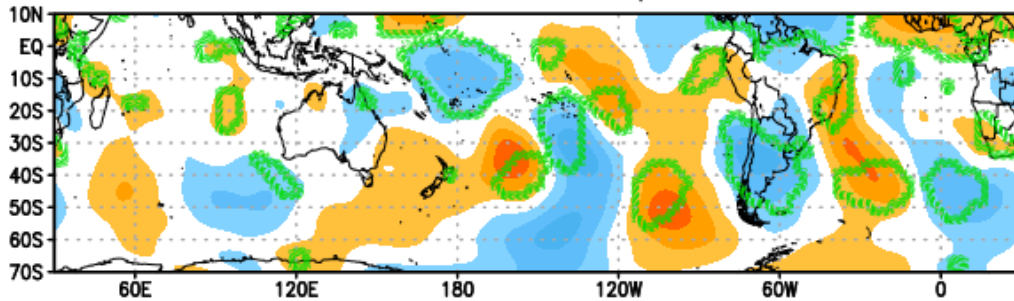


Figura 5.15. Pie de figura en siguiente página.

Figura 5.15. Diferencia de composiciones de asimetría zonal de FC en $m^2/s \times 10^{-6}$ (primer panel) y AG en metros geopotenciales (segundo panel), y de anomalía de U (tercer panel) y V (cuarto panel) en m/s , del período 2 para la Subregión II.

5.3.2.3. Forzante ENOS

En esta sección nos detenemos en el forzantes ENOS, dado que el análisis de anomalías compuestas nos muestra que el ENOS parece estar afectando a la precipitación en ambas subregiones en el período 2. Esto es importante debido a que numerosos autores han estudiado las teleconexiones entre el ENOS y la precipitación en escala global y regional; como Garreaud y Battisti (1998), Ashok y otros (2007), Boulanger y otros (2005), entre otros. En las Tablas 5.1 y 5.2 se muestran los años para las temporadas de valores bajos y altos de los índices de precipitación de las subregiones I y II para el segundo período, y se discrimina si fueron temporadas bajo condiciones El Niño o La Niña acorde a los índices Niño 3.4 (Tabla 5.1) y Niño 1.2 (Tabla 5.2). Consideramos para este análisis, años con temporadas bajo condiciones El Niño (La Niña) si el promedio de anomalía del índice para la fase húmeda es igual o superior (inferior) a $0.5^{\circ}C$ ($-0.5^{\circ}C$), el tercer decimal de la media fue promediado.

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

Tabla 5.1. Años bajos y altos del índice de precipitación de la fase húmeda de las subregiones I y II para el período 2. Los colores de las celdas hacen referencia a si fue una fase húmeda con condiciones tipo El Niño o La Niña acorde al índice Niño 3.4. En rojo si el año fue una fase húmeda con condiciones tipo El Niño y en azul si fue con condiciones tipo La Niña. En celeste se marcan los años que son considerados años La Niña acorde a la definición convencional de promedios trimestrales.

De ambas tablas se puede apreciar que los valores bajos del índice de

precipitación de ambas subregiones estarían mayormente asociados a condiciones La Niña y que los valores altos del índice de precipitación estarían mayormente asociados a condiciones El Niño. Para la temporada de valores altos del índice de precipitación, las condiciones Niño son fuertemente predominantes para Subregión II, mientras que para la Subregión I hay mayor variabilidad. Se puede apreciar que los años de las temporadas de los valores bajos de ambas subregiones son los mismos a excepción de uno y estarían mayormente asociados al fenómeno La Niña. Nótese que los años 2006 y 2009 son años La Niña si consideramos la definición convencional de promedio trimestral. Es decir que en temporadas de menor precipitación en ambas subregiones tenemos condiciones de enfriamiento anómalo en el Pacífico ecuatorial.

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

Tabla 5.2. Años bajos y altos del índice de precipitación de la fase húmeda de las subregiones I y II para el período 2. Los colores de las celdas hacen referencia a si fue una fase húmeda con condiciones tipo El Niño o La Niña acorde al índice Niño 1.2. En rojo si el año fue una fase húmeda con condiciones tipo El Niño y en azul si fue con condiciones tipo La Niña. En celeste se marcan los años que son considerados años La Niña acorde a la definición convencional de promedios trimestrales.

5.4. Conclusiones parciales

Se estudió el cambio de estacionariedad de las series de índices de precipitación de la Subregión I y II, y a partir de esto se definieron 2 períodos de cambio potencial de teleconexiones. Luego se exploraron los forzantes del sistema océano-atmósfera de ambas subregiones para ambos períodos, a través del método de diferencia de composiciones.

Durante el período 1 (1958-1978), la precipitación de la Subregión I pareciera estar modulada por las variaciones en la posición e intensidad del AAS. Estas variaciones parecen estar asociadas a calentamientos anómalos de la TSM del Atlántico ecuatorial. No se observan estructuras hemisféricas de circulación atmosférica distinguibles que puedan afectar a la precipitación en la Subregión II. Esto indica la necesidad de reducir la escala temporal de análisis.

Durante el período 2 (1991-2010), para los valores altos de precipitación en la Subregión II, predominan condiciones tipo El Niño, es decir, de calentamiento de TSM en el Pacífico ecuatorial, mientras que para la Subregión I las TSM del Pacífico central presentan mayor variabilidad. Los valores bajos de precipitación para ambas subregiones presentan condiciones mayormente tipo La Niña, o sea, de enfriamiento en el Pacífico ecuatorial. Las anomalías de TSM en el Pacífico ecuatorial y subtropical, generan convección anómala que se puede apreciar en la OLS. Esta convección anómala perturba la tropósfera superior y se observa tanto en FC como en AG, anomalías con un patrón de arco que se extiende desde el Pacífico central ecuatorial hasta el noreste de Argentina y sur de Brasil, esto podría ser una onda de Rossby cuasiestacionaria. Estas anomalías de FC y AG en forma de arco modulan la circulación troposférica en niveles bajos y altos en la región, afectando así a la precipitación. En este sentido, por ejemplo, Cazes-Boezio y otros (2002) encuentran para la primavera austral una teleconexión entre el fenómeno El Niño y la precipitación en el sudeste de Sudamérica, a través de la propagación de una onda de Rossby cuasi-estacionaria.

Capítulo 6

Conclusiones

6.1. Resultados principales

Este trabajo de investigación se enfocó en el estudio de las variaciones espaciales y temporales en baja frecuencia de la precipitación en la provincia del Chaco, Argentina.

Para el estudio se utilizó la base de datos del APA de acumulados mensuales de precipitación, que posee datos desde 1955 hasta 2010. Se realizó un riguroso análisis de calidad de datos de la misma, utilizando datos de dos estaciones del SMN para la contrastación.

Con esta extensa base de datos, se discriminaron cuatro subregiones según variaciones del ciclo anual medio de precipitación; la Subregión I en el este, la Subregión II en el oeste, la Subregión III en el centro-norte y la Subregión IV en el centro-sur. Además, se identificó una fase húmeda, entre octubre y abril, y otra seca, entre mayo y septiembre, dentro del ciclo anual. Para cada subregión y fase de precipitación, se calcularon series de índices de precipitación representativas de la precipitación subregional. Cada índice es el promedio espacial sobre las estaciones de una misma subregión del acumulado de precipitación a lo largo de cada fase.

Al estudiar la variabilidad temporal de estos índices, se encontró que las series de acumulado de la fase seca de la Subregión II, III y IV presentan tendencia negativa significativa. Las series de acumulado anual y acumulado de la fase húmeda presentan tendencia positiva, aunque no significativa. La tendencia negativa de la fase seca implica una disminución de la precipitación en los meses de invierno. Esto podría estar asociado al

desplazamiento de los storm-tracks a mayores latitudes; hipótesis que hay que estudiar en futuros trabajos.

Se estudiaron las periodicidades de los índices de precipitación a través del método de análisis espectral, para determinar los cuasi-ciclos dominantes en las series. Algunos de ellos fueron asociados a posibles forzantes que podrían estar afectando a la precipitación en cada subregión. Se encontró que para todas las subregiones, en la fase húmeda y el acumulado anual, podrían estar asociados a la variabilidad en alta y baja frecuencia del ENOS y el IOD, a excepción de la Subregión IV que no muestra períodos coincidentes con la variabilidad en baja frecuencia del ENOS. Para la fase seca, por un lado, todas las subregiones podrían estar asociadas a la variabilidad en baja frecuencia del ENOS, además las subregiones I, III y IV podrían estar asociadas al MAS, al TSM del Atlántico sur tropical y al ciclo solar de 11 años. La fase seca de la Subregión II también podría verse afectada por el ciclo nodal de la luna. Por último, la fase seca de la Subregión I y III podría estar afectada por la variabilidad en alta frecuencia del ENOS.

Para continuar con el análisis, el trabajo se focalizó en el estudio de la Subregión I y II en su fase húmeda solamente. Esto se debe a que la fase húmeda representa más del 80% del acumulado anual. Además, en la Subregión I vive la mayor parte de la población de la provincia y es la subregión de mayor desarrollo socio-económico. La Subregión II, si bien está menos densamente poblada, es la que presenta mayores problemas de abastecimiento de agua y ha presentado crisis hídricas.

Se estudió la variabilidad temporal para identificar cambios en la estacionariedad de las series. El cambio de estacionariedad de las series podría deberse a cambios en las teleconexiones que afectan a la subregión. De esta forma el cambio de estacionariedad de las series define períodos con posibles teleconexiones distintas. Para esto se realizó el test de Yamamoto para identificar saltos, se analizaron gráficamente las series filtradas y se estudió las correlaciones con ventanas móviles entre las series e índices climáticos del sistema océano-atmósfera. Además, se tuvo en cuenta la inhomogeneidad de los datos de reanálisis por incorporación de datos de radiosondeos y satélites para la determinación de estos períodos. De esta manera, se determinaron dos períodos para las subregiones I y II, el período 1 entre 1958 y 1978, y el período 2 entre 1991 y 2010. En el período de 1980 a 1990 las series pierden correlación entre sí y con los índices del sistema

océano-atmósfera. Esto puede ser debido a la existencia de otros procesos termodinámicos de menor escala que estén afectando regionalmente a las precipitación.

Durante el período 1 (1958-1978), la precipitación de la Subregión I pareciera estar modulada por las variaciones en la posición e intensidad del AAS. Estas variaciones parecen estar asociadas a calentamientos anómalos de la TSM del Atlántico ecuatorial. Los mecanismos forzantes de esta actividad del AAS requieren mayores estudios. Por otra parte, la precipitación en la Subregión II no pareciera verse afectada por estructuras hemisféricas de circulación distinguibles. Esto indica la necesidad de reducir la escala temporal de análisis, ya sea porque los forzantes globales actúan en menor escala temporal o porque hay forzantes termodinámicos de menor escala temporal.

Durante el período el 2 (1991-2010), para los valores altos de precipitación en la Subregión II, predominan condiciones tipo El Niño, es decir, de calentamiento de TSM en el Pacífico ecuatorial, mientras que para la Subregión I las TSM del Pacífico central presentan mayor variabilidad. Los valores bajos de precipitación para ambas subregiones presentan condiciones mayormente tipo La Niña, o sea, de enfriamiento en el Pacífico ecuatorial. Las anomalías de TSM en el Pacífico ecuatorial y subtropical, generan convección anómala que se puede apreciar en la OLS. Esta convección anómala perturba la tropósfera superior y se observa tanto en FC, como en AG, anomalías con un patrón de arco que se extiende desde el Pacífico central ecuatorial hasta el noreste de Argentina y sur de Brasil, esto podría ser una onda de Rossby cuasi-estacionaria. Estas anomalías de FC y AG en forma de arco modulan la circulación troposférica en niveles bajos y altos en la región, afectando así a la precipitación.

6.2. Trabajos a Futuro

Esta tesis ha significado el inicio de la investigación en baja frecuencia de la precipitación de la provincia del Chaco. Se han encontrado resultados relevantes para conocer la dinámica climática de la región, aunque también ha abierto numerosos interrogantes. En primer lugar habría que extender la base de datos del estudio con datos más recientes. Además nos queda examinar en escala hemisférica los forzantes para la fase seca para las cuatro

subregiones y para la fase húmeda para la Subregión III y IV. Asimismo, habría que examinar en detalle el período 1980 - 1990 y analizar por qué las correlaciones con los índices del sistema océano-atmósfera decaen y porque el comportamiento de las subregiones I y II cambia. Es importante conocer si en la década del 80 sucede lo mismo para las otras subregiones y fases. Por otro lado, para los períodos y subregiones analizados habría que estudiar en mayor detalle la dinámica de los forzantes detectados, haciendo un análisis en menor escala temporal sobre todo para el período anterior a la década del 80. Se ha identificado que teleconexiones atmosférico-oceánicas asociadas a condiciones medias en el Pacífico central tipo El Niño, son relevantes para el período más reciente. Ello abre a la posibilidad de lograr encontrar una herramienta dinámico-estadística de pronóstico, para lo cual es necesario realizar un estudio de relaciones desfasadas en el tiempo, y estudiar la variabilidad a lo largo de las fases húmeda y seca.

Apéndice

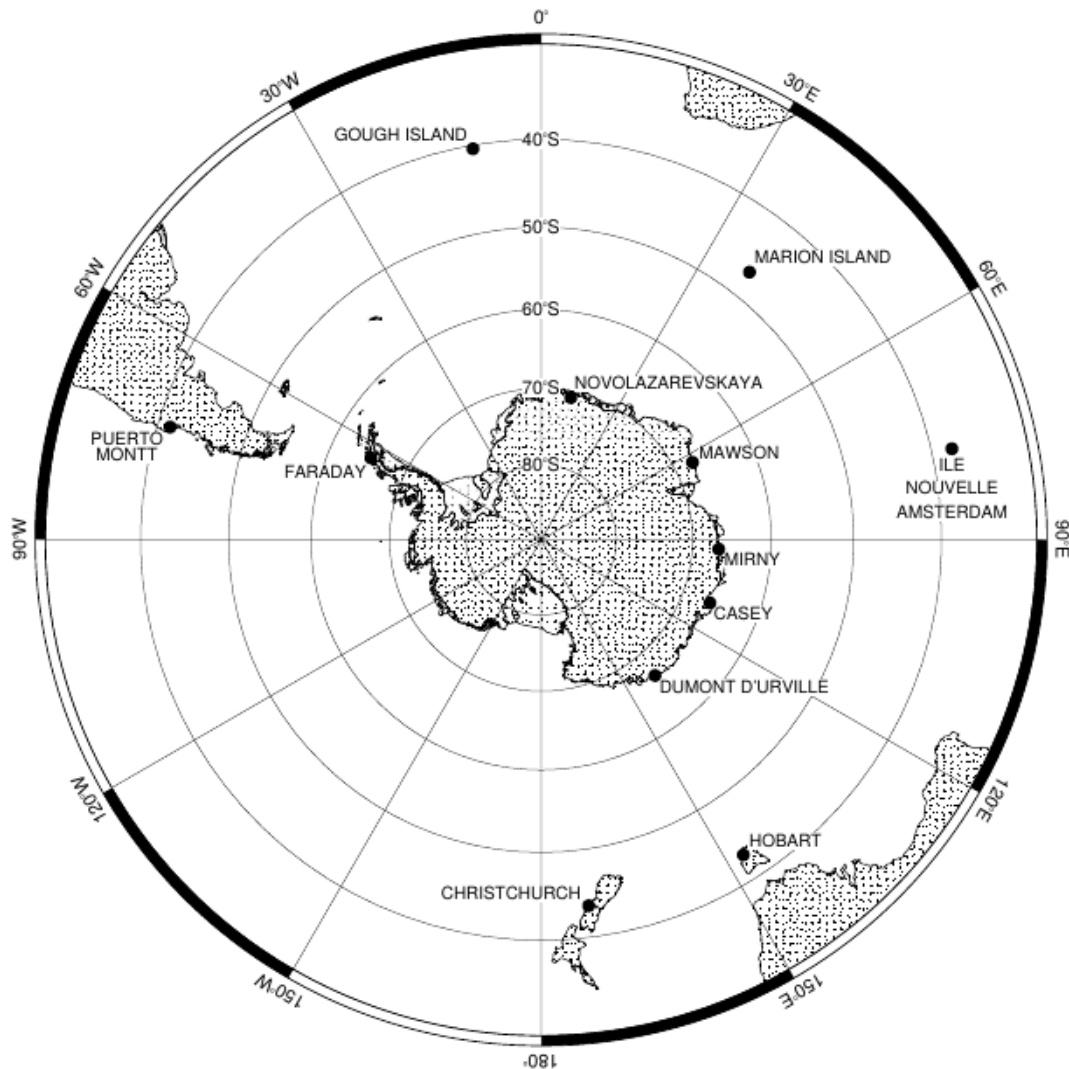
Modo Anular del Sur

El índice del Modo Anular del Sur observado, ideado por Marshall se basa en la definición de Gong y Wang (1999) que es:

$$MAS = P_{40^{\circ}S}^* - P_{65^{\circ}S}^* \quad (6.1)$$

Donde $P_{40^{\circ}S}^*$ es la presión media normalizada del círculo de latitud $40^{\circ}S$. Marshall modificó este índice para ser calculado con datos observados de estación y no con datos de reanálisis. Para esto seleccionó las estaciones más cercanas a esas latitudes que sean de datos confiables, con gran registro y continuos. Las estaciones seleccionadas se muestran en la figura de la siguiente página, y se detalla sus coordenadas en la tabla siguiente:

Estación	Latitud en grados Sur	Longitud en grados Este
Marion Island	46.9	37.9
Ile Nouvelle Amsterdam	37.8	77.5
Hobart	42.9	147.3
Christchurch	43.5	172.6
Puerto Montt	41.46	287.06
Gough Island	40.4	29.9
Novolazarevskaya	70.8	11.8
Mawson	67.6	62.9
Mirny	66.6	93.0
Casey	66.3	110.5
Dumont D'urville	66.7	140.0
Faraday/Vernadsky	65.2	264.3



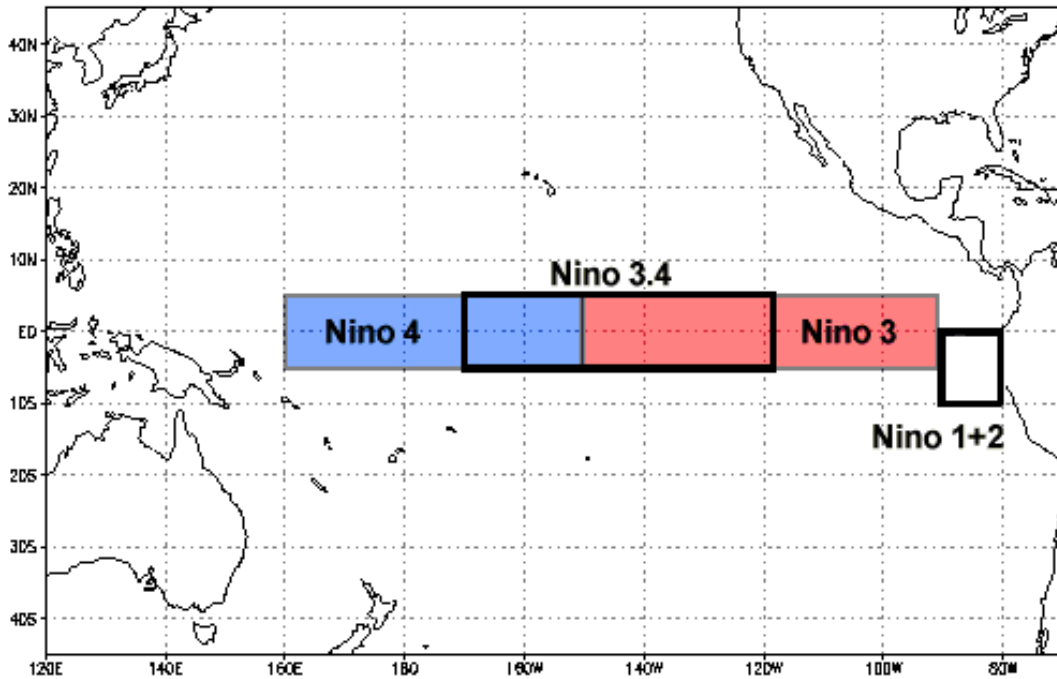
Estaciones utilizadas para el cálculo del índice del MAS

De esta forma realiza el mismo cálculo haciendo el promedio de la presión media mensual a nivel medio del mar de las estaciones más cercanas a cada latitud ($40^{\circ}S$, $65^{\circ}S$).

Índices de El Niño

Los índices del fenómeno El Niño utilizados son el promedio areal de la anomalía de la temperatura superficial del mar en cajas definidas; entre $5^{\circ}S$ y $5^{\circ}N$ latitud, y entre $170^{\circ}O$ y $120^{\circ}O$ de longitud para el Niño 3.4;

y entre $0^{\circ}S$ y $10^{\circ}S$ latitud, y entre $90^{\circ}O$ y $80^{\circ}O$ de longitud para el Niño 1.2. Ambos se calcularon utilizando los datos del ERSST versión 5 de la NOAA. En la siguiente imagen se muestran las cajas de cada índice:



Regiones utilizadas para el cálculo de los índices de El Niño. Imagen de la página:
<https://www.ncdc.noaa.gov/teleconnections/enso/indicators/sst.php>

Referencias

- Agosta, E. A. (2014), The 18.6-year nodal tidal cycle and the bi-decadal precipitation oscillation over the plains to the east of subtropical Andes, South America. *Int. J. Climatol.*, 34: 1606–1614. doi:10.1002/joc.3787
- Ashok, K., S. K. Behera, S. A. Rao, H. Weng, and T. Yamagata (2007), El Niño Modoki and its possible teleconnection, *J. Geophys. Res.*, 112, C11007, doi:10.1029/2006JC003798.
- Bender, F.A.M., Ramanathan, V. y Tselioudis, G. 2012, *Climate Dynamics* 38: 2037. <https://doi.org/10.1007/s00382-011-1065-6>
- Boyin Huang, Viva F. Banzon, Eric Freeman, Jay Lawrimore, Wei Liu, Thomas C. Peterson, Thomas M. Smith, Peter W. Thorne, Scott D. Woodruff, and Huai-Min Zhang, 2015: Extended Reconstructed Sea Surface Temperature (ERSST), Version 4. [indicate subset used]. NOAA National Centers for Environmental Information. doi: 10.7289/V5KD1VVF
- Bjerknes, J. 1969: Atmospheric teleconnection from the equatorial Pacific. *Mon. Wea. Rev.*, 97, 163-172.
- Bjerknes, J. 1966: A possible response of the atmospheric Hadley circulation to equatorial anomalies of ocean temperature. *Tellus*, 18, 820-829.
- Boulanger, J. P., Leloup, J., Penalba, O., Rusticucci, M., Lafon, F., y Vargas, W. (2005). Observed precipitation in the Paraná-Plata hydrological basin: long-term trends, extreme conditions and ENSO teleconnections. *Climate dynamics*, 24(4), 393-413.
- Cazes-Boezio G., Robertson A. W., y Mechoso C. R. 2003. Seasonal Dependence of ENSO Teleconnections over South America and Relationships with Precipitation in Uruguay. *Journal of Climate* vol 16. [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(2003\)16<1159:SDOETO>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(2003)16<1159:SDOETO>2.0.CO;2)
- Doyle, M., Barros, V., 2002: Midsummer Low-Level Circulation and Precipitation in Subtropical South America and Related Sea Surface Temperature Anomalies in the South Atlantic. *Journal of Climate*, 15, 3394-3409.

- Enfield, D.B., A.M. Mestas, D.A. Mayer, and L. Cid-Serrano, 1999: How ubiquitous is the dipole relationship in tropical Atlantic sea surface temperatures? *JGR-O*, 104, 7841-7848. AOMLand PSD.
- Garreaud, R., y Battisti, D. S., 1999. Interannual (ENSO) and interdecadal (ENSO-like) variability in the Southern Hemisphere tropospheric circulation. *Journal of Climate*, 12(7), 2113-2123.
- Gong D. y Wang S., 1999. Definition of Antarctic Oscillation index. *Geophysical Research Letters* vol 26. <http://dx.doi.org/10.1029/1999GL900003>
- González, M. H., y Flores, O. K., 2010. Análisis de la precipitación en la llanura chaqueña argentina y su relación con el comportamiento de la circulación atmosférica y las temperaturas de la superficie del mar. *Meteorologica*, 35(2), 53-66.
- Graeme D.R; The unequal variance t-test is an underused alternative to Student's t-test and the Mann–Whitney U test. *Behavioral Ecology*, Volume 17, Issue 4, 1 July 2006, Pages 688–690, <https://doi.org/10.1093/beheco/ark016>
- Green P. J. y Silverman B. W., 1993. *Nonparametric Regression and Generalized Linear Models: A roughness penalty approach*. Chapman y Hall, 184 pages.
- Hoffmann J. A. J., 1992: The continental atmospheric pressure and precipitation regime of South America. *Erdkunde* 46, 42–51.
- Hurtado S. y Agosta E. A. , 2015. Comparación de la precipitación derivada de satélite (TRMM) y de ERA-Interim en una zona de la provincia del Chaco. CON-GREMET XII. <https://sites.google.com/site/congremet2015/home>
- Kalnay E., and Coauthors. 1996. The NCEP/NCAR 40-Year Reanalysis Project. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 77, 437–471.
- Kistler, R., Collins, W., Saha, S., White, G., Woollen, J., Kalnay, E., ... y van den Dool, H. (2001). The NCEP–NCAR 50–year reanalysis: Monthly means CD–ROM and documentation. *Bulletin of the American Meteorological society*, 82(2), 247–267.
- Köttek, M., Grieser J., Beck C., Rudolf B. y Rubel F., 2006: World Map of the Köppen-Geiger climate classification updated. *Meteorol. Z.*, 15, 259-263. DOI: 10.1127/0941-2948/2006/0130.
- Lau, Ngar-Cheung, Mary Jo Nath, 1996: The Role of the “Atmospheric ridge” in Linking Tropical Pacific ENSO Events to Extratropical SST Anomalies. *J. Climate*, 9, 2036– 2057. doi: [http://dx.doi.org/10.1175/1520-442\(1996\)009<2036:TROTBI>2.0.CO;2](http://dx.doi.org/10.1175/1520-442(1996)009<2036:TROTBI>2.0.CO;2).
- Lichtenstein, E. R., 1980: La Depresion del Noroeste Argentino (The Northwestern Argentina Low). Ph.D. dissertation, University of Buenos Aires, 223 pp

- Liebmann B. and C.A. Smith, 1996: Description of a Complete (Interpolated) Outgoing Longwave Radiation Dataset. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 77, 1275-1277.
- Lilliefors, W.H.; On the Kolmogorov-Smirnov Test for Normality with Mean and Variance Unknown. *Journal of the American Statistical Association*, Volume 62, Issue 318, Pages 399-402.
doi: 10.1080/01621459.1967.10482916
- Lübbecke, J.F., Burls N.J., Reason C.J.C., y McPhaden M.J. 2014: Variability in the South Atlantic Anticyclone and the Atlantic Niño Mode. *Journal of Climate*, vol 27 , 8135-8150. doi: 10.1175/JCLI-D-14-00202.1
- Marshall, G.J., 2003: Trends in the Southern Annular Mode from Observations and Reanalyses, *J. Climate*, 116, 4134-4143.
- Mo KC, Paegle JN, 2001: The Pacific-South American modes and their downstream effects. *Int. J. Climatol.*, 21, 1211-1229.
- Mo KC, Ghil M, 1987: Statistics and dynamics of persistent anomalies. *J. Atmos. Sci.* 44, 877-901.
- Mo KC, White GH, 1985: Teleconnections in the Southern Hemisphere. *Mon Wea Rev* 113, 22-37. Mo, K. C., 2000: Relationships between Low-Frequency Variability in the Southern Hemisphere and Sea Surface Temperature Anomalies. *J. Climate*, 13, 3599–3610. doi:
- Nicolini, M., A. C. Saulo J. C. Torres and P. Salio, 2002: Enhanced precipitation over southeastern South America related to strong low-level jet events characterization during austral warm season. *Meteorologica - Special Issue on South American Monsoon System*, 27,. 59-70.
- Penland, C., De Zheng Sun, Antonietta Capotondi y Daniel J. Vimont 2010: A brief introduction to The Niño and La Niña 53-64 en *Climate Dynamics: Why does climate vary?*, editors: De-Zheng Sun y Frank Bryan. American Geophysical Union, 2010 216pp.
- Reynolds, Richard W. (1993), Impact of Mount Pinatubo Aerosols on Satellite-derived Sea Surface Temperatures. *Journal of Climate* Vol 6. doi: 10.1175/1520-0442.
- Richman, M. B. (1996), Rotation of principal components. *J. Climatol.*, 6: 293–335. doi:10.1002/joc.3370060305
- Salio, P. M. 2002. Caracterización de eventos de corriente en chorro en capas bajas de la atmósfera en base a reanálisis y la precipitación asociada en el Sudeste de Sudamérica. Ph.D. dissertation, University of Buenos Aires. http://digital.bl.fcen.uba.ar/Download/Tesis/Tesis_3504_Salio.pdf

- Salio, P., M. Nicolini, and E. J. Zipser, 2007: Mesoscale convective systems over southeastern South America and their relationship with the South American low-level jet. *Mon. Wea. Rev.*, 135, 1290–1309.
- Schwerdtfeger, W. 1976: Climates of Central and South America. In *World Survey of Climatology* (Schwerdtfeger, W.; editor). Elsevier Scientific Publishing Company, p. 145. Amsterdam-Oxford- New York.
- Seluchi M. E., Saulo A. C., Nicolini M., y Satyamurty P. 2003. The Northwestern Argentinean Low: A Study of Two Typical Events. *Monthly Weather Review* vol 131. [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(2003\)131<2361:TNALAS>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(2003)131<2361:TNALAS>2.0.CO;2)
- Swadhin Kumar Behera y Toshio Yamagata. *Indo-Pacific Climate Variability and Predictability*. World Cientific, 324p . ISBN: 978-981-4696-61-6
- Turre YM, Rajagopalan B, Kushnir Y. 1999. Dominant patterns of climate variability in the Atlantic Ocean during the last 136 years. *Journal of Climate* 12: 2285–2299.
- Venegas S. A., Mysak L. A., y Straub D. N. 1997. Atmosphere–Ocean Coupled Variability in the South Atlantic. *Journal of Climate* vol 10. [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(1997\)010<2904:AOCVIT>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(1997)010<2904:AOCVIT>2.0.CO;2)
- Vera C., Higgins W., Amador J., Ambrizzi T. Garreaud R., Gochis D., Gutzler D., Lettenmaier D., Marengo J., Mechoso C. R. Nogue-Paegle J., Dias P. L. S., y Zhang C. 2006. Toward a Unified View of the American Monsoon Systems. *Journal of Climate* vol 19. <https://doi.org/10.1175/JCLI3896.1>
- White W. B., 2004. Comments on “Synchronous Variability in the Southern Hemisphere Atmosphere, Sea Ice, and Ocean Resulting from the Annular Mode”. *Journal of Climate* vol 17. [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(2004\)017<2249:COCVIT>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(2004)017<2249:COCVIT>2.0.CO;2)
- Wilks, D.S. 2006: *Statistical Methods in the Atmospheric Sciences*, Elsevier, 628pp
- Yamamoto, R., Y. Iwashima, and T. Sanga, 1986: An analysis of climatic jump. *J. Meteor. Soc. Japan*, Volume 64, pages 273–280. http://doi.org/10.2151/jmsj1965.64.2_273
- Yamamoto, R., T. Iwashima y N. K. Sanga, 1987: Detection of the Climatic Jumps, Presented at XIX IUGG General Assembly, Vancouver.
- Yuan X and Yonekura E. 2011, Decadal variability in the Southern Hemisphere, *J. Geophys. Res.* 116, D19115. doi:10.1029/2011JD015673.