Biblioteca Digital
F C E N - U B A

BIBLIOTECA CENTRAL LUIS F LELOIR
BIBLIOTECA CENTRAL LELOIR
FACULTAD DE CIENCIAS EXACTAS Y NATURALES UBA

Tesis Doctoral

Precipitación de verano en el Centro Oeste de Argentina y procesos atmosféricos/oceánicos de escala regional y global

Agosta Scarel, Eduardo Andrés

2006

Este documento forma parte de la colección de tesis doctorales y de maestría de la Biblioteca Central Dr. Luis Federico Leloir, disponible en digital.bl.fcen.uba.ar. Su utilización debe ser acompañada por la cita bibliográfica con reconocimiento de la fuente.

This document is part of the doctoral theses collection of the Central Library Dr. Luis Federico Leloir, available in digital.bl.fcen.uba.ar. It should be used accompanied by the corresponding citation acknowledging the source.

Cita tipo APA:
Agosta Scarel, Eduardo Andrés. (2006). Precipitación de verano en el Centro Oeste de Argentina y procesos atmosféricos/oceánicos de escala regional y global. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales. Universidad de Buenos Aires.

Cita tipo Chicago:
Agosta Scarel, Eduardo Andrés. "Precipitación de verano en el Centro Oeste de Argentina y procesos atmosféricos/oceánicos de escala regional y global". Facultad de Ciencias Exactas y Naturales. Universidad de Buenos Aires. 2006.

EXACTAS UBA
Facultad de Ciencias Exactas y Naturales

UBA
Universidad de Buenos Aires

Dirección: Biblioteca Central Dr. Luis F. Leloir, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires. Intendente Güiraldes 2160 - C1428EGA - Tel. (++54 +11) 4789-9293

Contacto: digital@bl.fcen.uba.ar

PRECIPITACIÓN DE VERANO EN EL CENTRO OESTE DE ARGENTINA Y PROCESOS ATMOSFÉRICOS/OCEÁNICOS DE ESCALA REGIONAL Y GLOBAL

LIC. EDUARDO ANDRES AGOSTA SCAREL

Tesis presentada para aspirar el título de

Doctor de la Universidad de Buenos Aires

Director:

DRA. ROSA HILDA COMPAGNUCCI

Departamento de Ciencias de la Atmósfera y los Océanos

Facultad de Ciencias Exactas y Naturales

Universidad de Buenos Aires

“He aplicado mi corazón a conocer la sabiduría, y también a conocer la locura y la necedad, he comprendido que aún esto es *atrapar vientos*, pues:

Donde abunda sabiduría, abundan penas,

y quien acumula ciencia, acumula dolor…

Anda, hijo mío, come con alegría tu pan y bebe de buen grado tu vino. Basta de palabras. Todo está dicho: Teme a Dios y guarda sus enseñanzas, que eso es ser hombre cabal”

(Qo 1, 17-18.9,7.12,13a)

Teresa y José…

Agradezco enormemente:

A cada una de las personas que me acompañaron cercanamente dedicando energía, tiempo y paciencia:

Dra. Rosa Hilda Compagnucci – de manera especial.

Dra. María Elizabeth Castañeda.

Lic. Diego Christian Araneo.

Lic. María Laura Bettolli.

Lic. Paula Martin.

Lic. Mariana Barrucand.

Dra. Susana Bischoff.

Dr. Pablo Canziani.

A las instituciones que facilitaron los medios para mi formación:

Departamento de Ciencias de la Atmósfera y los Océanos.

Universidad de Buenos Aires.

Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas.

De manera particular a:

Mis hermanos de la Orden de la Bienaventurada Virgen María del Monte Carmelo – (por el *aguante*).

Y por último a Dios, mi Padre, que me ha dado Vida y ama quien soy.

INDICE

Resumen (español) 1
Resumen (inglés) 4

I INTRODUCCIÓN 8

II DATOS Y METODOLOGÍA 17
2.1 Precipitación 17
2.2 Variables dinámicas y termodinámicas de la Atmósfera 19
2.3 Inhomogeneidades de las series temporales: Test de Yamamoto y otros (1986) 22
2.4 Análisis de Componentes Principales de los campos diarios de altura geopotencial 23
2.5 Producción de vid 24
2.6 Años El Niño y La Niña 24

III ALGUNOS ASPECTOS DE LA VARIABILIDAD DE LA PRECIPITACIÓN 26
3.1 Fluctuaciones de la precipitación 26
3.2 Precipitación en COA y producción de vid 32

IV EL DESPLAZAMIENTO CLIMÁTICO 1976/1977 Y LA CIRCULACIÓN DE LA ATMÓSFERA EN SUDAMÉRICA 39
4.1 Introducción 39
4.2 Inhomogeneidades durante la década de 1970 45
4.3 Comparación de las climatologías 1959-1976 (CL1) y 1980-1997 (CL2) 50
Resumen 54

V CARACTERÍSTICAS DE LA CIRCULACIÓN ATMOSFÉRICA PARA LOS EXTREMOS HÚMEDOS Y SECOS EN EL CENTRO-OESTE 67
5.1 Veranos extremos del período 1959-1977 67
5.1.1 Composición de la circulación atmosférica para los extremos de precipitación en el período 1959-77 69
5.2 Veranos extremos en el período 1978-1998 71
5.2.1 Composición de la circulación atmosférica para los extremos de precipitación en el período 1978-1998 73
Resumen
78

VI RELACIÓN ENTRE LA PRECIPITACIÓN DE VERANO EN EL CENTRO-OESTE Y LA CIRCULACIÓN ATMOSFÉRICA DEL HEMISFERIO SUR 91
6.1 Campos de correlación en el período 1959-1977 91
6.2 Campos de correlación en el período 1977-1998 94
6.3 Variabilidad de la circulación atmosférica de SA durante el verano en los subperíodos pre-1977 y pos-1977 98
Resumen 106

VII PRECIPITACIÓN EN COA VS. TEMPERATURA SUPERFICIAL DEL MAR 125
7.1 Precipitación en el COA y variabilidad del Pacífico 125
7.2 Precipitación en COA y variabilidad de TSM del Atlántico Sur 128

CONCLUSIONES 144

APÉNDICE 151

REFERENCIAS 162

RESUMEN

Trabajos previos mostraron un cambio en el verano 1976/77 en la variabilidad de baja frecuencia de la precipitación de verano (oct-mar) en el en el Centro-Oeste de Argentina (COA). El cuasi-ciclo característico de 18 años, que produce períodos alterantes de secuencias de verano húmedo/seco de duración 9 años cada uno hasta mediados de los 1970s, se desplazó hacia menores frecuencias.

El principal objetivo de la tesis es *caracterizar la variabilidad de baja frecuencia de los procesos dinámicos de la circulación atmosférica que propician la ocurrencia de períodos de verano seco/húmedo en los veranos del COA.* Previamente, el estudio de inhomogeneidad de las salidas de reanálisis I del NCEP/NCAR muestra que en la troposfera de verano de Sudamérica (SA) aparecen inhomogeneidades en 1979 por la incorporación de información satelital en 1979 que se restringen a áreas de escasez de datos (niveles superiores de troposfera en el Pacífico Sur). En el cono sur de SA las inhomogeneidades no influyen los niveles medios y bajos. Asimismo, en el verano 1976/77 surgen cambios significativos en el estado básico de la troposfera, consistentes con cambios y/o tendencias observadas en precipitación, temperatura, presión y caudales de ríos en Argentina y el resto del SA. El cambio en la circulación atmosférica consiste en un aumento de la presión en capas media y baja en latitudes medias de la región, asociado a menor frecuencia de ocurrencia de actividad ciclónica sobre Patagonia y Mar Argentino y a fortalecimiento del flanco occidental del anticiclón del Atlántico Sur sobre el continente, aumentando la frecuencia de ocurrencia de flujo de masa de componente N/NE en Argentina subtropical.

La circulación atmosférica asociada a ocurrencia de verano seco/húmedo en el COA muestra características distintas entre el estado *pre-* y *pos-1977*. Estas características

diferenciables se encuentran en la escala climática/interanual con soporte en la sinóptica/diaria, y los veranos extremos exacerban sus particularidades. El ***verano seco pre-1977*** está asociado a mayor actividad ciclónica al sur de la Patagonia junto con una estructura de delantera de cuña en altura desde latitudes medias a subtropicales con dirección NO/SE que favorecen la advección de masas de aire seco hacia el COA por un flujo de masa del S/SO en capas bajas. El **v*erano húmedo pre-1977*** está asociado a mayor actividad anticiclónica sobre la Patagonia que favorece la advección de humedad hacia el COA por flujo de masa del E desde el Atlántico Sur al sur de 30ºS, junto con una estructura de vaguada en altura al oeste de los Andes, en latitudes subtropicales, favoreciendo el ascenso sobre el área. El ***verano seco pos-1977*** está asociado a fortalecimiento del flanco SO del anticiclón del Pacífico Sur y debilitamiento del anticiclón del Atlántico Sur con flujo del O-SO y una estructura de delantera de cuña en altura. El ***verano húmedo pos-1977*** está asociado fortalecimiento del AAS que favorece el flujo de componente N/NE con advección de humedad en capas bajas desde el Amazonas y Atlántico Sur subtropical/tropical, junto con una estructura vaguada subtropical en troposfera media al oeste de los Andes (situación asociada a verano extremo húmedo). A su vez, climáticamente después de 1976/77, aumenta la frecuencia de ocurrencia de flujo de componente N/NE sobre Argentina subtropical por fortalecimiento de AAS, lo cual se asocia a extremo húmedo, y disminuye la frecuencia de actividad ciclónica en latitudes medias sobre sur de la Patagonia, lo cual se asocia a verano extremo seco, que en conjunto favorecen el aumento de precipitación observado en el COA desde mediados de los 1970s.

La transición climática de 1976/77 cambia las áreas de teleconexión atmosférica asociadas a la precipitación en el COA. Una cuasi-onda 4 hemisférica parece ser el

puente “atmosférico” *pre-1977* que conecta la variabilidad en baja frecuencia de la precipitación entre el COA y la Región de Precipitación de Verano de Sudáfrica existente hasta los 1970s y que luego se perdió. La desconexión entre ambas regiones es atribuible a cambios en la circulación atmosférica debido a la transición climática del 1976/77, que restringen la variabilidad interanual de la precipitación en el COA a procesos atmosféricos de escala regional sobre SA.

Otro objetivo es *establecer posibles causas o forzantes dinámicos del sistema acoplado atmósfera/océano como factores principales del cambio de 1976/77*. En este sentido, no se encuentra relación directa entre la TSM del Pacífico tropical-ecuatorial y la precipitación en escala interanual ni multidecádica. La asociación es con la TSM en el sudoeste del Atlántico Sur y el sudeste del Pacífico Sur. La relación con la precipitación es debido a la circulación atmosférica de latitudes medias actúa como forzante sobre el océano por efecto de divergencia de Ekman. El campo de presión atmosférica en el sudoeste del Atlántico Sur con una oscilación cuasi-bidecádica de 18 años es responsable de la modulación, en esa frecuencia, de la precipitación en el COA y la TSM.

El último objetivo es *evaluar el impacto socio-económico del cambio en precipitación sobre el COA* analizando *la variabilidad interanual de la producción vitivinícola en la provincia de Mendoza* (71% del total nacional). Se encuentra que los veranos húmedos (secos) a lo largo de una década tienen mayor posibilidad de presentar bajo (alto) rendimiento de vid. Si la relación intradecádica es válida para mayores escalas, la región COA está experimentando condiciones desfavorables para el rendimiento de la vid desde los 70s. Si las condiciones futuras fueran más secas, la producción de vid sería favorecida climáticamente. Con todo, no se cuenta con herramientas suficientes de

pronóstico climático a largo plazo como para proveer de un escenario preciso de las condiciones futuras en el régimen de precipitación en el COA.

Palabras claves: precipitación, variabilidad climática, extremos secos y húmedos, circulación atmosférica, temperatura superficial del mar, teleconexiones, baja frecuencia, transición climática 1976/77.

ABSTRACT

Previous studies showed a change in the summer 1976/77 in the low-frequency variability of the summer (Oct-to-Mar) in Central-West Argentina (CWA). The cuasi-18-year cycle produced alternating periods of wet/dry summers of 9 year of duration each until mid-1970s and shifted towards lower frequencies.

The main objective of the thesis is to characterize the variability of low-frequency of the dynamic processes of the atmospheric circulation that favours the occurrence of periods of dry/et summers in CWA. Inhomogeneities in the NCEP/NCAR reanalysis I outcomes appear over the South America (SA) summer troposphere restricted to areas of sparse data (middle and upper levels in the South Pacific). In the southern cone of SA there no exist changes in 1979 caused by the assimilation of satellite information in low and middle levels. In the summer 1976/77, significant changes appear in the basic state of the troposphere that are consistent with changes and/or trends observed in precipitation, temperature, pressure and streamflows in Argentina and the rest of SA. The change in circulation consists in a raise of the pressure in low-to-middle layers in the midlatitudes, associated with lower frequency of cyclone activity over Patagonia and Mar Agentino and a strengthening of the western flank of the South Atlantic anticyclone over

the continent, increasing the frequency of occurrence of mass flow from N/NE in subtropical Argentina.

The atmospheric circulation associated with the occurrence of dry/wet summer shows different characteristics between the pre- and pos-1977 era. These are found at the climate/interanual scales supported by the synoptic/daily scales and extreme summers enhance their singularities. A **pre-1977 dry summer** is associated with cyclonic activity over southern Patagonia that favour advection of dry air masses to CWA by mass flow from the S/SW in lower layers, together with an upper leading ridge structure from middle to subtropical latitudes. A **pre-1977 wet summer** is associated with anticyclonic activity over Patagonia that propitiate advection of moisture to CWA by mass flow from the E/SE from the South Atlantic, south of 30ºS, together with a upper trough structure, to the west of the Andes at subtropical latitudes, that favours raising motion in the area. A **pos-1977 dry summer** is associated with strengthening of the south-western flank of the South Pacific anticyclone and a weakening of the South Altantic anticyclone with flow from the W/SW and an upper leading ridge structure. Besides, the frequency of cyclone activity diminish (situation linked to extreme dry summer). A **pos-1977 wet summer** is associated with a raise in the frequency of the north/northeastern flow with advection of moisture from the subtropical/tropical Atlantic and the Amazon, together with a subtropical upper trough west of the Andes (synoptic situation linked to extreme wet summer).

The 1976/77 climate transition changes the origin of atmospheric processes related to the CWA precipitation. The pre-1977 hemispherical teleconnection dynamically support the teleconnection in precipitation between the CWA and the Summer Rainfall Region of South Africa until mid-1970, then it is lost. The latter disconnection between both regions

is adjudicated to atmospheric circulation change, regionally restricted to SA, due to the 1976/77 climate transition.

Another objective is to establish potential causes or dynamic forcings of the couple atmosphere/ocean system as main factors of change in 1976/77. In this sense, there no exists relationship between the SSTs in the tropical-equatorial Pacific and the CWA precipitation at interanual to mutlidecadal scales. The association is with SSTs in the southwestern South Atlantic and the southeastern South Pacific. They are linked to precipitation because the atmospheric circulation is the common forcing due to Ekman divergence effect. The atmospheric pressure field in the southwestern South Atlantic shows a cuasi-18-year cycle and is responsible of the modulation, at the same frequency, of CWA precipitacion and the SSTs.

The summer (Oct-to-Mar) temperature series show a coherent and in phase behaviour among them that permit to estimate a regional index. The index reveals significant cuasi-cycles in diverse spectral bands. A relationship between temperature and precipitation could be possible at interdecadal scales between 1920 and 1950 owing to the variables are 4 year out-of-phase, showing similar amplitudes and frequencies. The solar-11-year cycle seems to be a possible forcing of the summer temperatures for the last decades.

The last objective is to evaluate the social-economic impact of the CWA precipitation change analysing the interannual variability of the grape production in the Province of Mendoza (71% of national total). Wet (dry) summers alongside a decade have larger chance to produce low (high) grape production. If the intradecadal relationship is valid for higher scales, the CWA is undergoing climate conditions unfavourable for grape production since mid-1970s. If future conditions tend to be drier, the grape production will

be climatically favoured. Anyway, long-term climate forecasts tools are far from being enough to provide precise scenarios of future conditions in the CWA summer precpitation regime.

Key words: precipitation, climate variability, wet and dry extremes, atmospheric circulation, sea surface temperature, teleconnections, low frequency, 1976/77 climate transition.

PRECIPITACIÓN DE VERANO EN EL CENTRO-OESTE DE ARGENTINA Y PROCESOS ATMOSFÉRICOS/OCEÁNICOS DE ESCALA REGIONAL Y GLOBAL

Lic. Eduardo Andres Agosta Scarel

I INTRODUCCIÓN

En Argentina subtropical, extensa área al norte de 40ºS donde la precipitación disminuye hacia el sudoeste, la variabilidad de la precipitación exhibe fluctuaciones intra-estacionales a multidecádicas a lo largo del período instrumental con una tendencia positiva desde mediados de la década del setenta. Diversos autores, entre ellos Barros y otros (1996), Agosta y otros (1999), Rusticucci y Penalba (2000), han señalado un significativo cambio climático en el área que podría ser responsable de sustanciales cambios en el desarrollo agro-ganadero y económico del área.

En particular la región marginal de precipitación localizada al oeste de la Pampa Húmeda es la región Centro-Oeste Argentina (COA) que se extiende aproximadamente entre 28º-38ºS y 65º-70ºO sobre los llanos y planicies de "Cuyo", desde la cadena montañosa de los Andes en el oeste hasta las sierras y llanuras Pampeanas al este. Comprende las provincias de La Rioja, San Juan, Mendoza, San Luis y La Pampa (Fig. I.1). Los rangos de precipitación anual, que varía entre 200 y 500mm, determinan clima desértico (Strahler 1969). Hoffmann

(1992) caracterizó el clima de esta región como árido en el noroeste a semiárido en el sudeste con precipitación predominantemente de verano.

La precipitación es producida mayormente por tormentas convectivas intensas de corto ciclo de vida y suelen estar acompañadas de granizo. Los veranos húmedos pueden asociarse a una mayor probabilidad de tormentas graniceras que severamente dañan la agricultura que se desarrolla intensivamente sobre los oasis artificiales interinos de la región (Saluzzi 1983). En las zonas centro y oeste de la COA hay producción vitivinícola y agrícola bajo sistemas de irrigación por canales, alimentados por agua de río proveniente del deshielo andino estival. En este sentido, la variabilidad interanual de la precipitación local no afecta directamente la productividad sino, más bien, la variabilidad interanual de disponibilidad de nieve invernal sobre la alta cordillera de los Andes (Compagnucci y Vargas 1998). Sin embargo, los veranos húmedos afectan la producción y calidad de las uvas que requieren suficiente radiación solar y bajos valores de humedad ambiental para alcanzar la calidad satisfactoria para la producción de vino (Nemani y otros 2001). Además, la mayor probabilidad de ocurrencia de granizo asociado conlleva mayores riesgos y pérdidas económicas para los agricultores de la región. Por el contrario, las zonas este y sur del COA reciben mayor precipitación y, a su vez, disponen y requieren de menor irrigación. Aquí, tanto la ganadería como la agricultura local podrían resultar severamente afectadas durante períodos prolongados de veranos secos (Compagnucci y otros 1982). Estadísticas del “Programa de Acción Nacional de Lucha contra la Desertificación” (htpp://www2.medioambiente.gov.ar) indican para La Pampa (Departamento de Santa Rosa, representa el 2,5% de la superficie total provincial) pérdidas en años secos de 27% en girasol, 89% en maíz, 48% en soja y 71% en sorgo; y para San Luis (Departamento General Pedernera, representa el

19,9% de la superficie total provincial), 35% en girasol, 31% en maíz y 5% en sorgo.

La variabilidad interanual de la precipitación de verano (octubre a marzo) en el COA presenta cuasi-oscilaciones de baja frecuencia significativas a lo largo el siglo XX (Compagnucci y otros 1999, Agosta y otros 1999). En un trabajo previo, Compagnucci y otros (2002, CAV02, en adelante), se encontró el cuasi-ciclo inter-decádico de aproximadamente 18 años determinado por períodos de secuencias alternantes donde predominan veranos secos o húmedos en la COA. En el verano 1976/77 esta variabilidad de baja frecuencia en la precipitación experimentó un desplazamiento hacia menores frecuencias tal que un prolongado evento húmedo se extendió hasta fines de los noventa y modificó significativamente la anterior alternancia predominante exceso/sequía de aproximadamente 9 años de duración cada una. De hecho, el cambio observado en la precipitación de la COA dio lugar a un aumento en el promedio regional de alrededor del 20% y se propuso como hipótesis causal cambios en la interacción atmosférico-oceánica de larga escala. Más aún, se observó que la periodicidad cuasi-bidecádica del régimen de precipitación estival en el COA estaba en fase hasta mediados de los setenta con el régimen de la región de precipitación estival de Sudáfrica (RPV, Fig. I.2), lo cual revelaría la existencia de un potencial puente atmosférico-oceánico. Desde 1976/77, ambas regiones estuvieron desconectadas implicando, entre otros factores, un posible cambio en la relación precipitación/sistema atmósfera-océano que involucra pérdida del “puente” entre Sudáfrica y SA.

Es bien conocido que el sistema acoplado atmósfera-océano muestra una interrelación substancial en la interfase mediante la transferencia de flujos de momento y calor. Debido a la menor inercia de la atmósfera, ligeras variaciones/perturbaciones de largo plazo de las propiedades físicas de la

superficie del mar (tales como la Temperatura Superficial del Mar, TSM) pueden influenciar el comportamiento de la atmósfera en un vasto espectro temporal y *viceversa*. Es por ello que en CAV02 se asumió que la posible fuente del cambio observado en la precipitación en la COA estaría asociada, en forma directa o indirecta, a potenciales cambios en los patrones de temperatura superficial del mar (TSM) del Pacífico y del Atlántico y a cambios en la circulación atmosférica.

La circulación atmosférica media sobre el sur de Sudamérica (SA) está dominada en superficie por el anticiclón subtropical cuasi-estacionario del Pacífico sur (APS) al oeste de los Andes, el anticiclón subtropical cuasi-estacionario del Atlántico sur (AAS) al este, el centro de baja presión orográfico-termo-dinámico del noreste argentino (baja del NOA, Lichtenstein 1980, Seluchi y otros 2003) y el flujo de los oestes en más altas latitudes (Fig. I.3.a). En troposfera media y alta predomina el flujo medio del oeste (Fig. I.3.b y .c). La Cordillera de los Andes, con una elevación en latitudes subtropicales de aproximadamente 5.000m, es una barrera para el ingreso de humedad desde el Pacífico sur, por lo cual, en términos climáticos, las variaciones interanuales y estacionales del gradiente zonal de presión establecido entre la baja del NOA y el AAS determinan las variaciones de la circulación, el flujo de humedad y los regimenes de precipitación sobre Argentina subtropical, y necesariamente, sobre la COA.

El sistema climático en escala hemisférica y global experimentó un cambio notorio en la década del 70, clave para comprender la variabilidad multidecádica. Por un lado, está ampliamente documentado el cambio observado en baja frecuencia de las condiciones medias de calentamiento de la TSM del Pacífico central-ecuatorial y su impacto en el sistema climático desde mediados de los 1970s (IPCC 2001) y que algunos lo identifican con la Oscilación Decádica del Pacífico (Pacifical Decadal Oscillation, en inglés, o PDO; por ejemplo, Hare y

Mantua 2000). Tal impacto resulta en un cambio o desplazamiento climático manifestado como salto o cambio poblacional significativo en más de cuarenta variables ambientales en las costas del Pacífico y de las Américas entre el período 1968-1975 y 1977-1984 (Ebbesmeyer y otros 1991).

Por otro lado, en latitudes medias y altas del HS, la circulación atmosférica extratropical está regulada por un modo principal de variabilidad que consiste en una estructura anular con alternancia de bajas presiones sobre Antártida y altas en latitudes medias en torno a 45ºS (Thompson y wallace 2000, Marshall 2003). Varios autores han encontrado una tendencia positiva significativa de este modo anular desde mediados de los 1970s (Kidson 1999, Gong y Wang 1999, Thompson y Salomon 2002, entre otros). Marshall (2003) identifica esta tendencia con las variaciones decádicas del ciclo anual de presión y vientos en latitudes medias y altas del HS detectadas como un debilitamiento en intensidad de la Oscilación Semianual por van Loon y otros (1993) y Hurrel y van Loon (1994).

Sobre SA, algunos trabajos señalan que la circulación atmosférica regional ha experimentado cambios significativos hacia mediados de los setenta (Barros y Scasso 1994, Camilloni 1999, Barros y otros 2000a, Camilloni y otros 2005) en concordancia con los cambios observados en la circulación general hemisférica (Gibson 1992, van Loon y otros 1993, Hurrel y van Loon 1994). Estos cambios regionales en la circulación atmosférica podrían afectar la precipitación de verano de la COA debido, principalmente, a variaciones seculares del transporte de humedad.

Ante las evidencias previas, el objetivo principal de este trabajo de tesis es *caracterizar la variabilidad de baja frecuencia de los procesos dinámicos de la circulación atmosférica que propician la ocurrencia de períodos de verano*

seco/húmedo en los veranos del COA. Al mismo tiempo, establecer posibles causas o forzantes dinámicos del sistema acoplado atmósfera/océano, como factores principales del cambio de 1976/77. También, evaluar el impacto socio-económico de este cambio sobre el COA mediante el análisis de la variabilidad interanual de la producción vitivinícola en la provincia de Mendoza que corresponde al 71% de la producción total del cultivo en el país.

Previamente, en el trabajo de tesis de Licenciatura de Agosta (2000) se estableció la significancia estadística/matemática del cambio de la precipitación en el COA tanto temporalmente como en los patrones de variabilidad intra-regional.

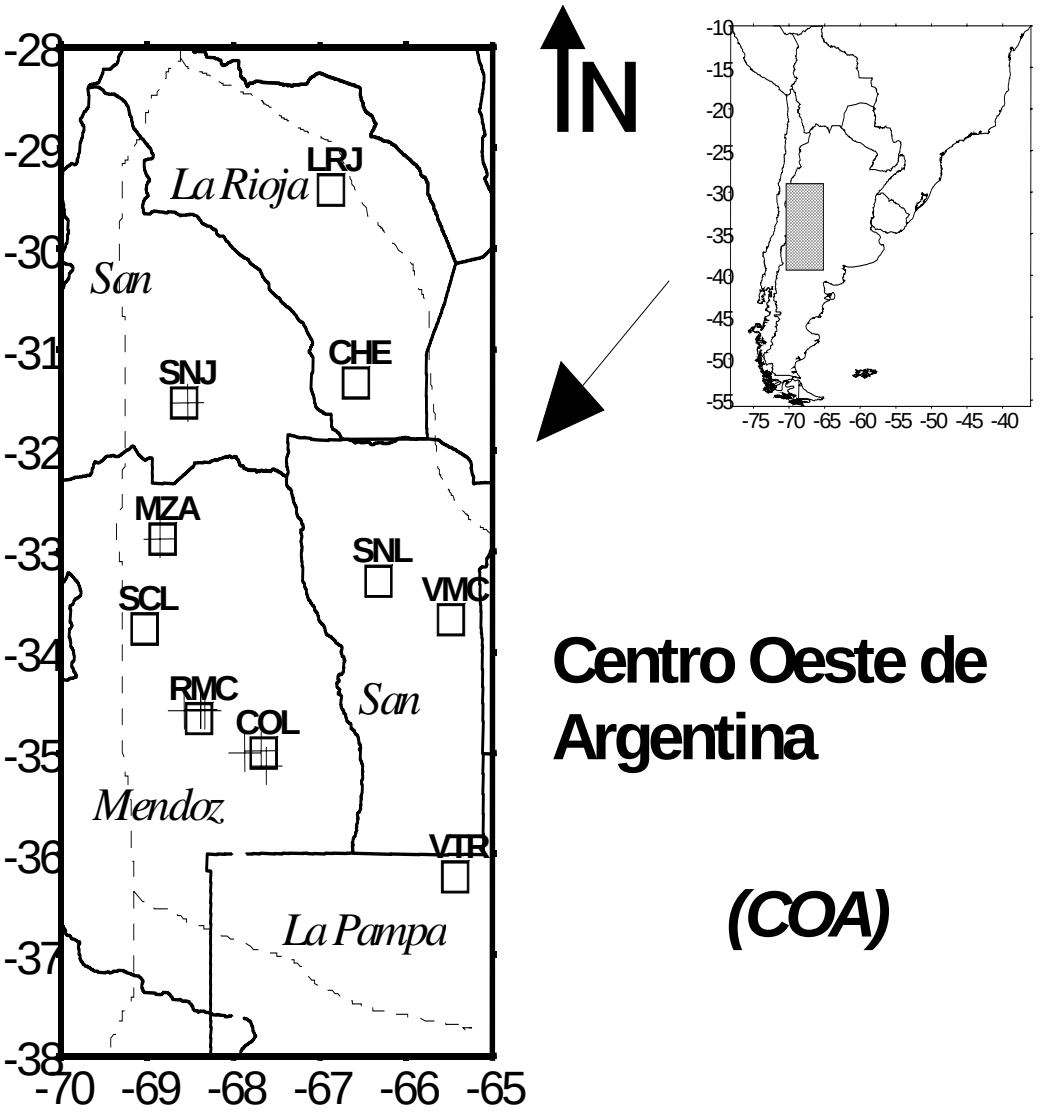


Figura I 1: Ubicación de las estaciones meteorológicas en la Región Centro Oeste de Argentina, entre 29º-36ºS y 65º-70ºO en provincias de La Rioja, San Juan, San Luis, Mendoza y noroeste de La Pampa.

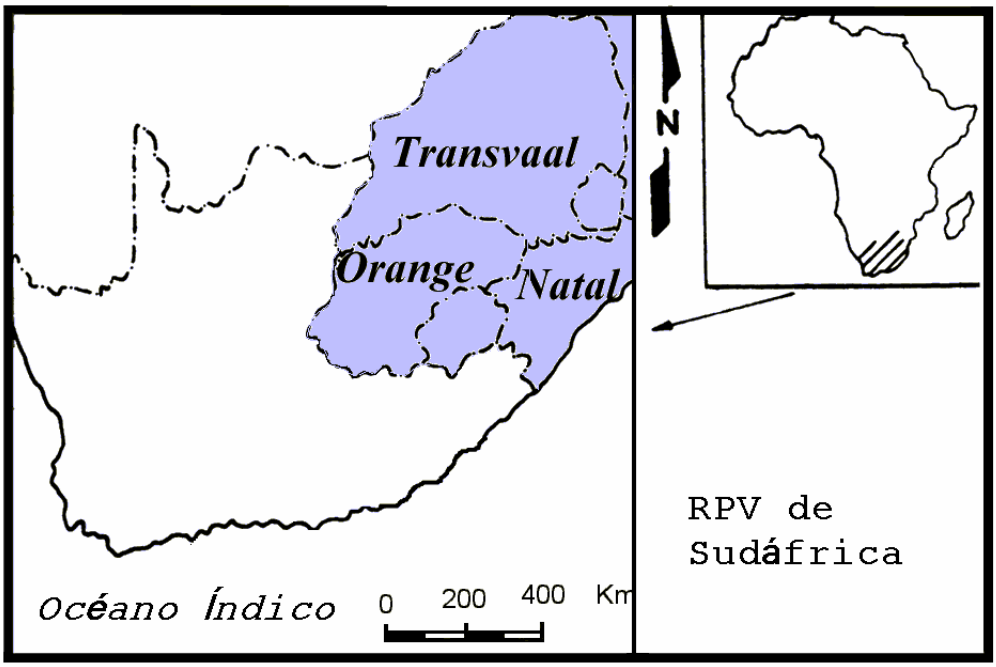


Figura I 2: Región de Precipitación de Verano (RPV) de Sudáfrica, estudiada por Tyson y Dyer (1975). Incluye tres estados: Orange Free State, Transvaal y Natal.

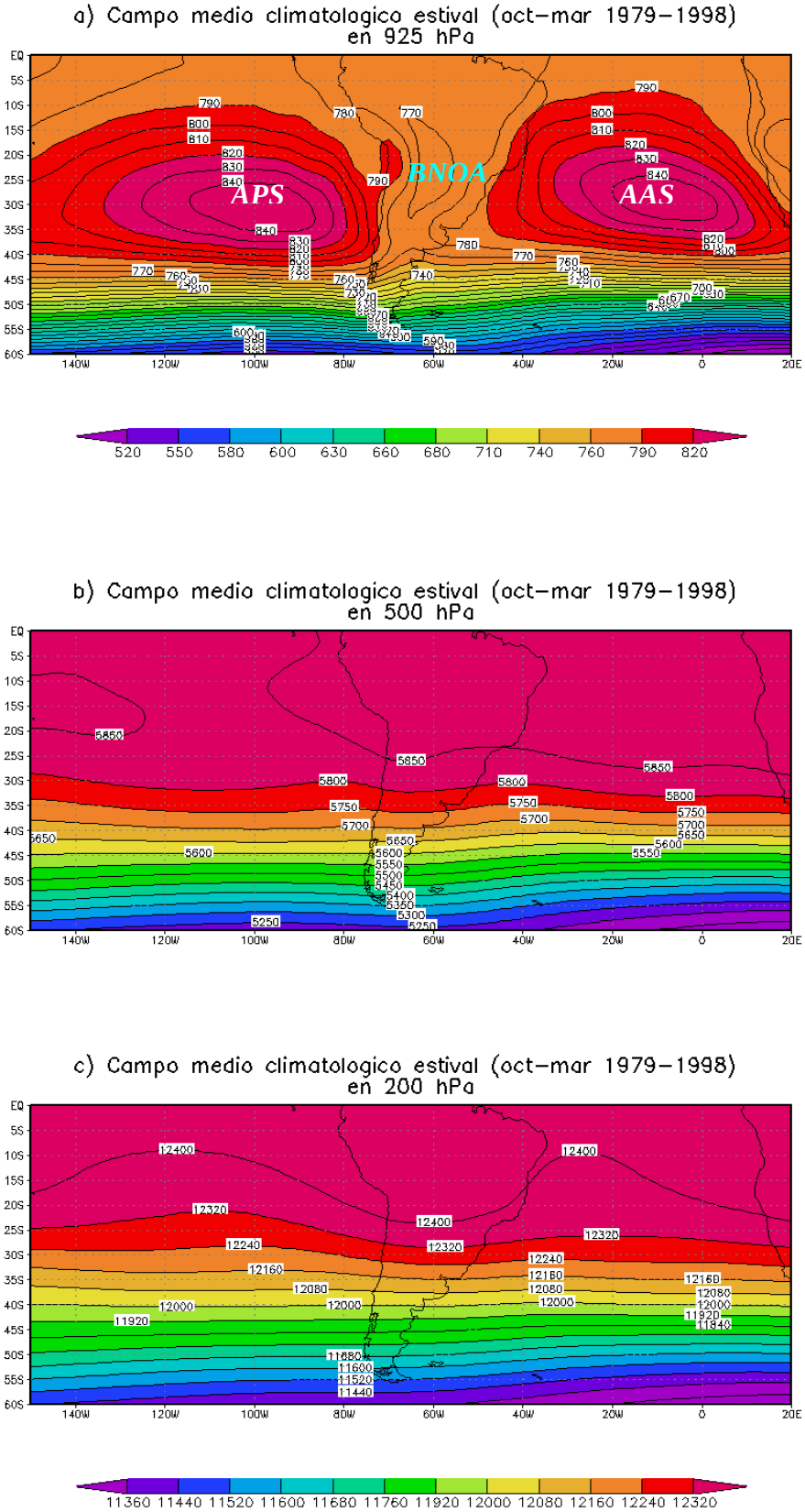


Figura I 3: Campo estival medio (octubre a marzo) de altura geopotencial en 925 hPa (a, cada 10 m), en 500 hPa (b, cada 50 m) y en 200 hPa (c, cada 80 m) sobre el período 1979-1998. APS: Anticiclón del Pacífico Sur; ASS: Anticiclón del Atlántico Sur; BNOA: Baja del NOA.

II DATOS Y METODOLOGÍA

2.1 PRECIPITACIÓN

Para el estudio de la precipitación se actualizó la base utilizada en trabajos previos (Agosta 2000, CAV02) que consiste en información de totales de precipitación mensuales de 18 estaciones meteorológicas distribuidas en la COA, suministradas por el Servicio Meteorológico Nacional (SMN). De ellas, 9 estaciones fueron seleccionadas para el estudio de la variabilidad interanual de la precipitación porque presentan el mayor período extendido dentro del período de análisis 1901-2004, aunque no todas las estaciones cubren el mismo. El análisis de consistencia e interpolación con datos de otras estaciones cercanas (ver Tabla 1) sigue metodología de Agosta (2000), complementándose hasta el 2004. Se calculan los totales acumulados estivales como la suma de octubre a marzo y se asigna como año al correspondiente al mes de enero.

Para facilitar la continuidad del actual análisis con estudios anteriores, se adopta el índice regional de precipitación de verano ($\boldsymbol{P_t}$) utilizado en Agosta (2000) y se lo actualiza hasta el 2004 con la información disponible. La expresión matemática del índice es:

$$\boldsymbol{Y_j(t)} = (X_j(t) \,.\, 100)/\chi_{j,} \qquad 1 \leq j \leq n$$

$$\boldsymbol{P(t)} = \sum_{j=1}^{n} Yj(t) / n$$

donde

$Y_j(t)$ *: serie individual de precipitación estival en la estación j, expresada como porcentaje del promedio de todo el registro (o sobre algún período específico, por Ej. 1959-1998)*

$X_j(t)$: precipitación estival en la estación j para el año t

χ_j : Precipitación estival promedio del registro en la estación j

P*(t): Índice de precipitación estival regional (precipitación estival promediada espacialmente) para el año t*

j : subíndice de estación

n: número de estaciones

Este índice permite el documentar la variabilidad interanual de la precipitación de verano en la región COA (Agosta 2000, CAV02), independizándose del número de estaciones disponibles en porciones del período analizado.

Junto a los datos de estaciones, se utilizan también los campos mensuales de precitación interpolados en 0,5ºx0,5º de latitud-longitud de la base de la Universidad de Delaware (Udel) disponibles en el período 1950-1999 a fin de estimar los campos de precipitación sobre el COA y otras regiones circundantes.

		Estaciones principales*		
Estaciones	**altura (m)**	**Latitud (ºS)**	**Longitud (ºO)**	**Registro**
(1) La Rioja	516	29º25`	66º52`	1904-2004
(2) San Juan	634	31º32`	68º34`	1900-2004
(3) Mendoza	769	32º53`	68º49`	1900-2004
(4) San Luis	734	33º18`	66º19`	1905-2004
(5)Villa Mercedes	514	33º41`	65º29`	1900-2004
(6) San Carlos	940	33º46`	69º02`	1938-1979
(7) Rama Caída	713	34º40`	68º24`	1927-2004
(8) Colonia Alvear	465	35º00`	67º39`	1935-1979
(9) Victorica	312	36º14`	65º26`	1905-1998
		*Estaciones secundarias***		
				Interpola a
[1]San Juan FC[2] Crycit	630	31º 32`,	68º 32`	(2) (3)
[1]San Rafael FC	-	34º 35`	68º 20`	(7)
[1]Rama Caída FC	-	34º 34`	68º 23`	(7)
San Rafael Met.	746	34º 35`	68º 34`	(7)
[1]Soitué	-	35º 00`	67º 52`	(8)
[1]Carmensa	-	35º 08`	67º 37`	(8)
[1]Bowen	-	34º 59`	67º 41`	(8)
[1]C. Alvear FC	465	34º 59`	67º 41`	(8)
Santa Rosa	189	36º 44`	64º 16`	(9)

Tabla 1: Estaciones empleadas para el análisis de la precipitación en COA (Fig. 1).

*Estaciones empleadas para el análisis apropiado.

**Estaciones utilizadas para interpolación de datos faltantes.

[1] Estaciones de corto registro y/u operación interrumpida.

2.2 VARIABLES DINÁMICAS Y TERMODINÁMICAS DE LA ATMÓSFERA.

Diversas son las variables relacionadas a los procesos físicos que producen precipitación en la atmósfera. Sin embargo, en escala climática, dos son los mecanismos físicos esenciales para la ocurrencia de precipitación. Uno es la convergencia de humedad en capas bajas y otra, la fuerza de ascenso de aire hasta el nivel de condensación. El análisis de las perturbaciones, o anomalías,

que se imponen sobre estos dos mecanismos para los veranos extremos secos y húmedos permitirá conocer la manera en que actúan las anomalías de la circulación atmosférica sobre la precipitación de verano observada en el COA.

La convergencia de humedad está relacionada con el campo de velocidad en niveles bajos, por tal motivo se estudian las composiciones de anomalías para veranos extremos del campo de vector viento (**V)** y de la humedad específica (Q) en 925, 850 y 500 y 300, hPa (aunque se muestran solo las figuras para 850 hPa). Tanto el flujo anómalo de masa como la anomalía de humedad específica para campos estivales proveen en conjunto una idea de cómo es el comportamiento climático del transporte de humedad en cada nivel. Donde hay flujo anómalo intensificado de masa y anomalías positivas de Q cabría esperar un área de convergencia de humedad por transporte o advección.

El movimiento de ascenso puede verse modificado por anomalías en la dinámica de ascenso a través del campo de velocidad en la troposfera superior, evidenciado por desplazamientos climáticos de la corriente en chorro, o de la divergencia de masa en troposfera superior (aproximadamente 200 hPa), o del campo de movimiento vertical en troposfera media sobre la región; o, por cambios en gran escala de áreas de confluencia-difluencia debido a fenómenos de escala global. También, localmente, la energía termodinámica disponible y liberada modifica la dinámica de ascenso.

Para determinar la manera en que estos factores influyen en la precipitación de verano en el COA se estudian las composiciones de anomalías de algunas de las variables dinámicas y termodinámicas en distintos niveles para los veranos extremos.

Las anomalías compuestas de los campos para veranos extremos de precipitación en el COA de la Tabla 3 se calculan sobre climatologías que abarcan

los períodos: 1959-1976 (CL1) y 1980-1997 (CL2), por razones que se abordarán en el CAPÍTULO IV. La significancia de la diferencia entre las dos bases climáticas y entre las composiciones y sus respectivas climatologías se testean utilizando el test *t* de Student para diferencia de medias muestrales y el de Fisher para determinar cambios en las varianzas muestrales (ver Apéndice A y B).

El estudio de estos dos mecanismos físicos - la convergencia de humedad en capas bajas y la dinámica de ascenso - se complementa con la estimación de la función de correlación cruzada convencional a través del coeficiente de correlación de primer momento de Pearson (ver Apéndice C) entre distintos campos atmosféricos y de TSM. De esta manera es posible detectar teleconexiones espaciales e inferir la ocurrencia de los mecanismos físicos vinculados a los procesos de precipitación y comprender la circulación atmosférica asociada.

Para lo anterior, se usan datos mensuales las salidas del modelo hidrodinámico del NCEP-NCAR del reanálisis I (Kalnay y otros 1996), para el período 1958-2004. Los datos del reanálisis son más confiables a partir de 1958 sobre SA dado que desde entonces se cuenta con estaciones operativas de radiosondeos (Kistler y otros 2001). Los niveles empleados son 1000, 925, 850, 500, 400, 300, 200 hPa y 0,21 sigma según sean variables estudiadas en cada etapa: altura de geopotencial (AGP, m), componentes zonal (u) y meridional (v) del viento (m/s), velocidad horizontal (vector $\mathbf{V}=(u,v)$ en m/s), velocidad vertical (ω, Pa/s), temperatura (T, ºK), temperatura potencial (θ, ºK), divergencia del campo de masa ($\nabla\cdot\mathbf{V}$, 1/s**)**, función corriente (ψ,m^2/s), y potencial de velocidad (χ, m^2/s). La estructura termodinámica se analiza derivando los campos de humedad específica (*Q*, g/kg), agua precipitable (Kg/m^2) y de temperatura potencial (θ, ºK).

Los datos de TSM se obtienen de diversas fuentes: la base del NCEP/NCAR (2,5ºx2,5º lat-lon, www.cdc.noaa.gov) en el período 1949-2004; del Hadley Centre (Global SSTs version 2.2,1ºx1º lat-lon. Rayner y otros 1996) en 1903-1994; y anomalías de TSM sobre 1951-1980, de Kaplan (5ºx5º, www.cdc.noaa.gov).

También se utilizan datos mensuales de presión a nivel del mar reconstruidos e interpolados en 5ºx5º del Hadley Centre (versión HadSPL1 actualización de la versión GMSLP, Basnett y Parker 1997) para el período 1901-1998.

2.3 Inhomogeneidad de las series temporales: Test de Yamamoto y otros (1986)

El test permite detectar dentro de una serie de tiempo interanual el año en que se produce un salto, quiebre, o inhomogeneidad en la serie, llamado *año de referencia* para la inhomogenidad. El estadístico de Yamamoto utiliza el límite de confianza de las medias muestrales como criterio para determinar el salto en las series temporales. En nuestro estudio lo aplicamos para analizar inhomogenidades en los campos atmosféricos medios de verano sobre América del Sur durante la década de 1970.

Sea una serie de datos interanuales de una variable $x_i(i=1,2,.....,N)$, sea M su media temporal muestral y S^2_x, la varianza muestral, ambas sobre el intervalo muestral N. El límite de confianza C_p de probabilidad $p\%$ para la media temporal sobre N está dado por

$$C_p=S_x t_q/(N-1)^{1/2},$$

donde t_q es el valor en una distribución *t* de Student con la probabilidad *q%=(100-p%).* Con el objetivo de detectar una inhomogeneidad en la serie, se estiman las medias temporales M_B y M_A y las varianzas S^2_B y S^2_B para muestras de tamaño *N* antes y después de un año específico para la discontinuidad entre M_B y M_A. El estadístico J_p de probabilidad *p%* se introduce como,

$$J_p=S/N=\backslash M_B - M_A \backslash /(C_{pB} + C_{pA})$$

Aquí, C_{pB} *y* C_{pA} son los límites de confianza de probabilidad p para M_B y M_A. Es razonable concluir que la inhomogeneidad en las medias podría ser detectada con probabilidad p% de confianza en el año de referencia dado cuando el valor de J_p sea mayor a la unidad.

2.4 ANÁLISIS DE COMPONENTES PRINCIPALES DE LOS CAMPOS DIARIOS DE ALTURA GEOPOTENCIAL

Con el objetivo de discernir los fenómenos del tiempo meteorológico - es decir, de escala sinóptica - que pudieran contribuir a la caracterización sinóptica de la circulación atmosférica en relación al cambio de la variabilidad de baja frecuencia de la precitación en el COA en torno a 1977, se emplea la técnica multivariada de el Análisis de Componentes Principales (ACP). Para detalles de la técnica ver Apéndice D.

El ACP se aplica en modo T con matriz de similitud de correlación a los campos diarios de altura geopotencial en 850 hPa del 1 de octubre al 31 de marzo en los períodos 1958/59-1976/77 y 1977/78-1997/98 sobre el área de 15ºS-70ºS y 110ºO-30ºO. Se realizan composiciones para distintos agrupamiento de

componentes principales (CPs) de puntaje y umbrales de CPs de carga a fin de analizar la circulación atmosférica en distintos niveles y grupos.

Los datos diarios del reanálisis I del NCEP-NCAR de altura geopotencial, humedad específica, velocidad vertical, vector viento, entre otras, están disponibles en la página www.cdc.noaa.gov.

2.5 PRODUCCIÓN DE VID

Para estimar la relación entre la precipitación de verano en el COA y la producción de vid en el área se emplean datos anuales de producción de vid (en quintales métricos) por campaña, de superficie implantada de vid implantada (en Has) y d cantidad de viñedos para la provincia de Mendoza a fin de estimar exploratoriamente la relación entre el cultivo y la precipitación en el período disponible de datos 1979-2001. Los datos están disponibles en la página web del Ministerio de Economía de la provincia de Mendoza (www.economia.mendoza.gov.ar).

El análisis de tendencia se realiza mediante el modelo lineal sugerido por Panofsky y Brier (1958) y en su versión multilineal (Wilks , ver Apéndice G).

2.6 AÑOS *EL NIÑO* Y *LA NIÑA*

Para proveer de una clasificación de veranos en *El Niño* y *La Niña*, se utiliza el umbral +/-0,5ºC para el índice ONI (Oceanic Niño Index), definido como el promedio móvil de tres meses de las anomalías de la TSM del ERSST.v2 en la región Niño 3.4 (5ºN-5ºS y 120º-170ºO), respecto del período 1971-2000

(información disponible en http://www.cpc.ncep.noaa.gov/). Cuando el índice supera el umbral en al menos 2 trimestres consecutivos (OND y NDE, o NDE y DEF, o DEF y EFM) y en los restantes trimestres mantiene el signo de la anomalía, se considera verano *El Niño* (anomalía positiva) o verano *La Niña* (anomalía negativa). Para el período 1950-2004 se obtiene la siguiente clasificación

Verano *El Niño*

1951/52	*1965/66*	*1976/77*	*1986/87*	*1994/95*
1957/58	*1969/70*	*1977/78*	*1987/88*	*1997/98*
1963/64	*1972/73*	*1982/83*	*1991/92*	*2002/03*

Verano *La Niña*

1950/51	*1956/57*	*1970/71*	*1975/76*	*1988/89*
1954/55	*1961/62*	*1971/72*	*1983/84*	*1995/96*
1955/56	*1964/65*	*1974/75*	*1984/85*	*1999/00*
	1967/68			

Las tablas de contingencia (Hoel 1964) permiten la identificación de cualquier asociación estadística entre las fases El Niño o La Niña y de anomalías positivas-negativas de precipitación en el COA (ver Apéndice H).

III ALGUNOS ASPECTOS DE LA VARIABILIDAD DE LA PRECIPITACIÓN

3.1 FLUCTUACIONES EN LA PRECIPITACIÓN

La variación interanual de la precipitación estival regional del COA puede apreciarse en la Figura III.1, serie superior, a través del índice P_t calculado por por CAV02 hasta el año 1998. Es clara la existencia de periodicidades en baja frecuencia con una mayor predominancia del cuasi-ciclo bidecádico hasta mediados de 1970, el cual luego se interrumpe.

La región experimenta desde 1973 un prolongado evento húmedo, con algunos años secos aislados significativos (1976, 1989, 1994, 1996) hasta al menos 1998. Se demostró con diversos métodos estadísticos que la señal presenta un cambio significativo en torno a 1977. Desde esa fecha, la precipitación estival tiene un aumento significativo en la región de alrededor del 20% en la media regional. Esto se hace evidente en la serie del índice suavizada por un filtro gaussiano de 9 términos (ondas mayores a 10 años), para el cual desde 1973 no hay valores negativos. La Fig. III.2 muestra la serie reconstruida con un modelo trigonométrico de ajuste a la serie suavizada de P_t teniendo en cuenta siete ondas en las bandas significativas del espectro de la serie, calculado hasta 1977 (CAV02). Se observa que de seguir con las fluctuaciones dominantes hasta mediados de los 1970s, el índice tendría que haber experimentado un mínimo hacia mediados de los ochenta y esto no se observó. Por el contrario, el espectro de baja frecuencia desplazó significativamente el máximo de densidad espectral (cuasi-18 años) hacia menores frecuencias (cuasi-21 años, CAV02).

Otra prueba recogida para mostrar el cambio fue la pérdida de conexión temporal entre la región COA y la RPV de Sudáfrica. Ambas regiones se hallan en fase coherente en el régimen de precipitación estival a través de la cuasi-fluctuación de 18 años desde comienzos del siglo XX hasta mediados de la década de 1970. Desde entonces, la RPV registró el mínimo de esperado en la década del ochenta y no hay documentación de algún cambio aparente hasta el momento (Fig. III.1, panel inferior).

En trabajos previos (Agosta y otros 1999, CAV02) se propuso como hipótesis de este cambio en la variabilidad de baja frecuencia de la precipitación de verano en el COA en torno a 1977, el fortalecimiento de mecanismos directos o indirectos de transporte de humedad asociados a:

- ✓ Cambios regionales en la circulación atmosférica de capas bajas sobre SA y/o cambios hemisféricos de la circulación atmosférica.
- ✓ Cambios en las condiciones de largo plazo de la TSM del Atlántico y del Pacífico.
- ✓ Cambio climático debido a gases de invernadero de origen antropogénico.

Algunas de estas hipótesis serán examinadas a lo largo de la tesis.

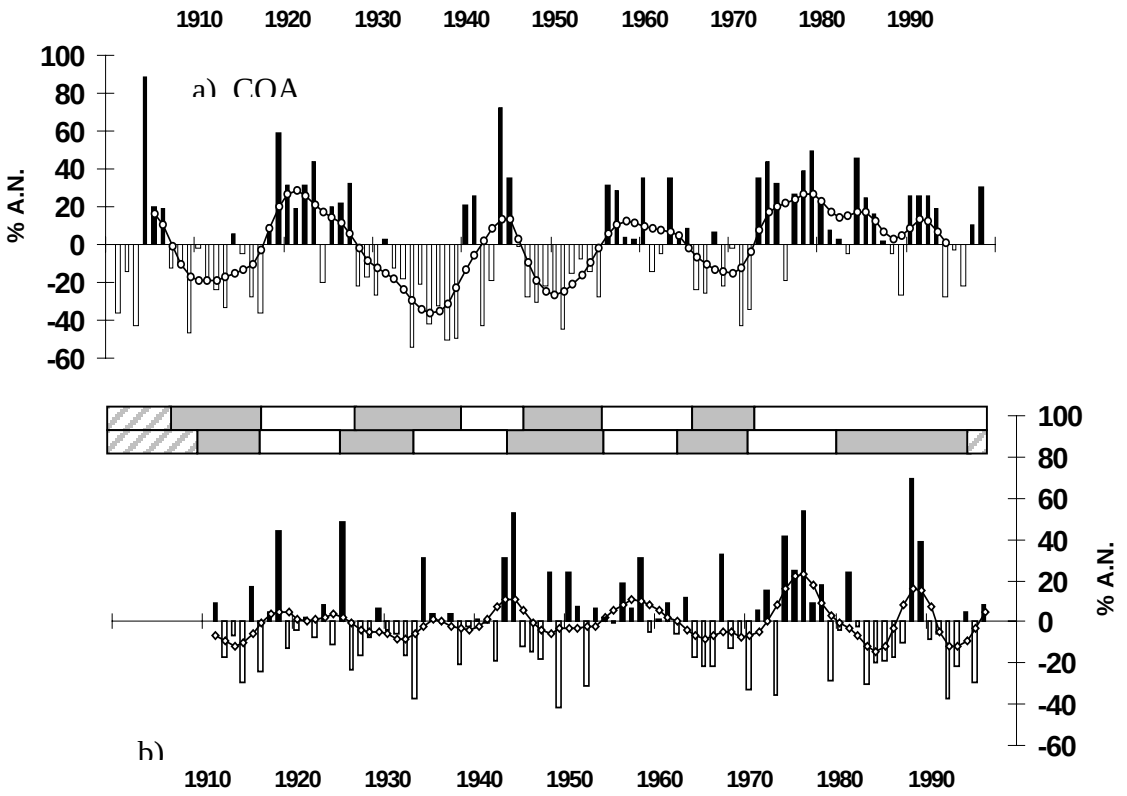


Figura III.1 : Serie superior: a) índice (P_t) de precipitación de verano en el COA (barras verticales) y suavizado gaussiano de 9 términos (círculos). Serie inferior: b) índice de precipitación para la región de precipitación de verano (RPV) de Sudáfrica (barras verticales) y suavizado gaussiano de 9 términos (cuadrados). Ambas expresadas como desvíos porcentuales respecto de lo normal. (Fig. 5a de CAV02). Barras horizontales indican período húmedos (blanco), seco (gris), indefinido (rayado).

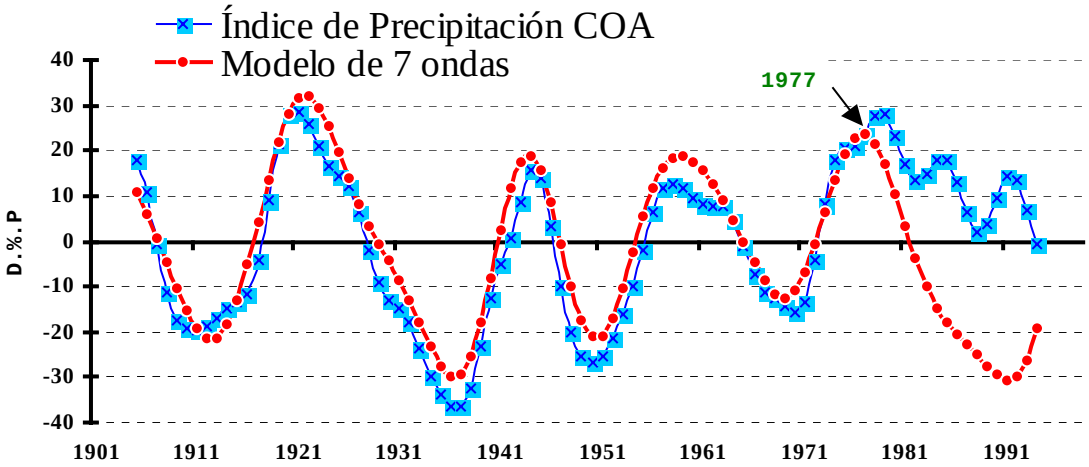


Figura III.2: Serie de índice de precipitación estival P_t suavizada por filtro gaussiano de 9 términos y serie reconstruida con modelo trigonométrico de siete ondas del espectro de la serie original calculado con datos desde 1901 a 1977 y ajustado a la serie suavizada con el 90% de varianza explicada sobre ese período. Expresado en desvíos porcentuales respecto de la precipitación normal (D.%.P). (Fig. 7 de CAV02).

Para el actual estudio, la serie del índice de precipitación estival en la región COA se extendió hasta el año 2004 como puede verse en la Figura III.3. La información confiable del reanálisis I del NCEP-NCAR comienza en 1959 por lo cual se calculan los extremos secos y húmedos considerando, en principio, el período 1959-2004. La media utilizada para la estimación del índice $\boldsymbol{P_t}$ corresponde al período 1959-1998 para el cual se tiene información de Victorica que permite definir el comportamiento del límite sur del área de estudio. Posteriormente ya no se tiene información confiable hacia el sudoeste de la región.

El criterio para determinar que un verano es extremo seco o húmedo es el del cuartil primero (q1=-19,7%) y el tercero (q3=18,46%), respectivamente, para la distribución de la anomalía (Δ) del índice porcentual $\boldsymbol{P_t}$ re-calculado con los promedios de cada estación sobre el período 1959-1998.

Se aprecia que tras el evento seco de aproximadamente 9 años previo a 1973 se inicia, como cabría de esperarse de acuerdo a la cuasi-onda de 18 años, un evento húmedo. El mismo tendría que haber durado aproximadamente hasta el año 1979, cuando se tendría que haber iniciado el próximo evento húmedo. Sin embargo se prolonga aparentemente hasta el 2003. De esta manera ocurre en el lapso de 30 veranos, 20 veranos con valores por encima de lo normal. El estudio previo de CAV02 muestra que el cambio en la baja frecuencia se produce en el verano 1976/1977 (1977 para la serie) que es cuando se produce la bifurcación entre lo esperado según el modelo matemático del espectro de energía de la serie y lo registrado (Fig. III.2).

Es de notar que a partir del verano 1999/2000 (2000 para la serie), que es extremo húmedo (Tabla 3), la precipitación parece haber sufrido nuevamente un cambio ya que los valores se mantienen normales o por debajo. Esto podría estar vinculado a observaciones recientes que sugieren un reversión de la tendencia positiva *pos-1976/77* en la precipitación sobre varias regiones de América del Sur y, notablemente, de América del Norte (Hoerloing y Humar 2003; Huang y otros 2005). Sin embargo son muy pocos los años para intentar inferir si la precipitación en el COA está siendo afectada, más aun teniendo en cuenta que en este período no se cuenta con los datos del sur de la región (Victorica).

Teniendo en cuenta lo anterior, nuestro estudio de la circulación atmosférica - asociada a la variabilidad de baja frecuencia y el cambio observado en la precipitación de verano en el COA en el verano 1976/77 - se realiza solo hasta el verano 1997/1998. Los extremos del período bajo análisis están en la Tabla 3.

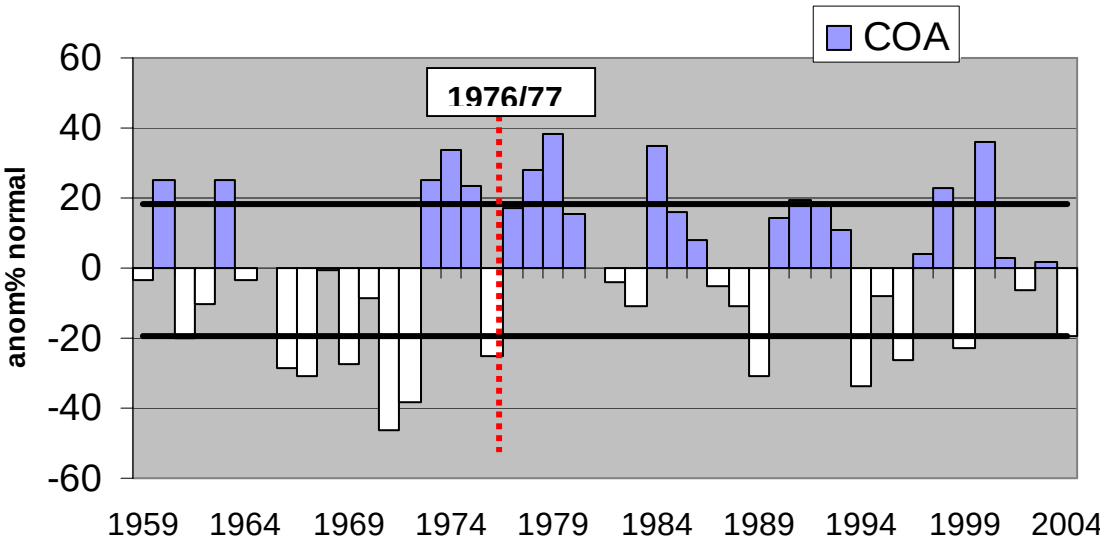


Figura III 3: Anomalía porcentual respecto de lo normal del índice **(ΔP_t)** re-calculado con las estaciones de la región COA (barras verticales) para los promedios del período 1959-1998 (40 años). Líneas horizontales, cuartíl primero q1=-19,7% y cuartíl tercero q3=+18,46%. Línea vertical punteada: inicio del evento húmedo prolongado.

verano	Extremo seco (ΔP%<q1)	verano	Extremo húmedo (ΔP%>q3)
1961	-20.2	1960	25.3
1966	-28.6	1963	25.1
1967	-30.9	1973	25.1
1969	-27.6	1974	33.7
1971	-46.1	1975	23.7
1972	-38.3	1978	28
1976	-25	1979	38.1
1989	-30.8	1984	34.8
1994	-33.8	1991	19.6
1996	-26.6	1992	18.5
1999	-22.9	1998	22.7
2004	-19.7	2000	35.8

Tabla 3: Veranos extremos secos y húmedos según criterio de cuartil q1=-19.7% y q3=18.5%.

3.2 PRECIPITACIÓN EN COA Y PRODUCCÓN DE VID

En el COA una de los principales cultivos es la vid, sobre la cual se sustentan diversas industrias vitivinícolas derivadas. Los veranos húmedos afectan la producción total y la calidad de las uvas porque el cultivo requiere a lo largo del ciclo fenológico suficiente radiación solar y bajos valores de humedad ambiental, entre otras variables meteorológicas, para alcanzar la calidad satisfactoria (Nemani y otros 2001). Otra variable meteorológica relevante en el COA es el granizo cuya mayor frecuencia de ocurrencia podría estar asociada a veranos más húmedos lo que conduciría a mayores riesgos y pérdidas económicas por destrucción de la vid y la consecuente disminución de la productividad vitivinícola. Lamentablemente no se cuenta con información confiable de granizo en el área para evaluar dicha asociación (Compagnucci y Boninsegna1979, Prieto y otros 1999).

En particular, según datos del Ministerio de Economía de Mendoza en el período 1979-2001, la producción de vid en la provincia de Mendoza representa, en promedio, cerca del 71% de la producción nacional, seguida por la provincia de San Juan con un 21% del total nacional. De este 71 % correspondiente a Mendoza, cerca del 90% es empleado para elaboración de vinos, mientras que San Juan solo algo menos del 10% utiliza en vinos, gran parte se comercializa como fruta fresca o pasas de uva. En consecuencia, Mendoza es la provincia principal en la elaboración de vinos nacionales.

Dado que las condiciones estivales más húmedas, que el COA ha experimentado en los últimos veinte y cinco años, podrían modificar sustancialmente la producción vitivinícola, a continuación se examina

exploratoriamente la relación entre la productividad de vid en la provincia de Mendoza y la precipitación de verano para el período en que se tiene información de producción de vid (1979-2001) a fin de evaluarla relación existente entre ambas variables.

Las series estandarizadas de producción de vid para Mendoza (PodV MZA), de superficie implantada (SupV) y de cantidad de viñedos (CV) muestran tendencias negativas y significativas para α=0,05 a lo largo del período (Fig. III.4). Resulta claro que parte de la tendencia negativa en la producción de vid está asociada a SupV y/o CV. Para analizar la sola influencia del clima en la producción, cualquier otra variación en la misma atribuible a conocidos factores no climáticos es conveniente filtrarla.

Para eliminar la influencia de CV y SupV sobre la producción de vid, no asociado a variabilidad climática o natural, se ajusta el mejor plano por cuadrados mínimos (modelo lineal bidimensional) y se filtra los valores de ProdV predichos por el plano a partir de las variables CV y SupV. El análisis muestra que la correlación serial del plano es de 0,62, significativa al 95%. De esta manera se obtiene la producción de vid corregida para Mendoza (RESMZA). La producción de vid corregida puede ser considerada como el "rendimiento" real de la cosecha.

La Figura III.5 presenta el diagrama de dispersión entre el rendimiento estandarizado de vid en Mendoza (RESMZA) y la precipitación regional (PCOA) dado por la anomalía estandarizada del índice $\boldsymbol{P_t}$. De ella puede apreciarse claramente variaciones en el rendimiento que podrían ser, en parte, atribuibles a variaciones en la precipitación. Hay una propensión a tener valores positivos de RESMZA con valores negativos en PCOA y viceversa.

Esto es, un valor bajo (alto) de rendimiento de vid es más plausible para un verano húmedo (seco). La correlación entre ambas variables es de r = -0,47 y es significativa para a=0,05.

La Figura III.6 muestra el espectro de energía para la series interanual de RESMZA. La banda de mayor densidad espectral está entre los 5-8 años con un intervalo de confianza mayor al 90% y hay un pico menor de densidad espectral en torno a los 3 años.

Comparando el espectro de RESMZA con el de precipitación regional (PCOA) se encuentra que las densidades espectrales maximizan en torno a bandas similares (Fig. III.7). También para PCOA, hay un cuasi-ciclo dominante en torno a los 6-7 años (significativo para α< 0,10) y otro menor en torno a 3 años. Estos espectros motivan a pensar que ambas series pueden presentar fluctuaciones en baja frecuencia en fase dentro de la banda de mayor energía espectral común (~ 6-7 años) que caracterizan la variabilidad decádica de las variables.

La Figura III.8 muestra las series de RESMZA y PCOA suavizadas con una filtro gaussiano de 5 términos a fin de visualizar los cuasi-ciclos mayores a 5 años dentro de las series. Es notable observar la alta coherencia en contra fase entre ambas series evidenciado también por la correlación entre ellas (r(RESMZA,PCOA) = - 0,67, significativo al 99%). La variabilidad intradecádica observada en el rendimiento de vid es atribuible a la variabilidad intradecádica de la precipitación en el COA, teniendo en cuenta que el aumento de humedad ambiental asociada a verano húmedo es altamente desfavorable para el cultivo de vid por la generación de hongos (Nemani y otros 2001).

Lo anterior muestra que en el período 1979-2001, cerca del 45% de la varianza intradecádica del rendimiento o producción de la vid en la provincia de Mendoza puede ser explicado por variaciones intradecádicas en la precipitación de verano. Esto es, los veranos húmedos (secos) a lo largo de una década tienen mayor posibilidad de presentar bajo (alto) rendimiento de vid.

El período bajo estudio corresponde al evento prolongadamente húmedo del COA que se inició en 1973 y que parece concluir hacia comienzo de los 2000s, estando por debajo de la escala multidecádica caracterizada por CAV02. De corresponderse esta relación encontrada en escala intradecádica a escalas multidecádicas (cuasi-ciclo de 18 años) – lo cual para evaluar estadísticamente se requieren series largas de datos de producción de vid previas 1979-, entonces la región COA está experimentando condiciones desfavorables para el rendimiento de la vid desde mediados de los 70s. A su vez, si la región COA vuelve en un futuro a condiciones más secas entonces es de esperar condiciones favorables para la producción de vid en términos climáticos.

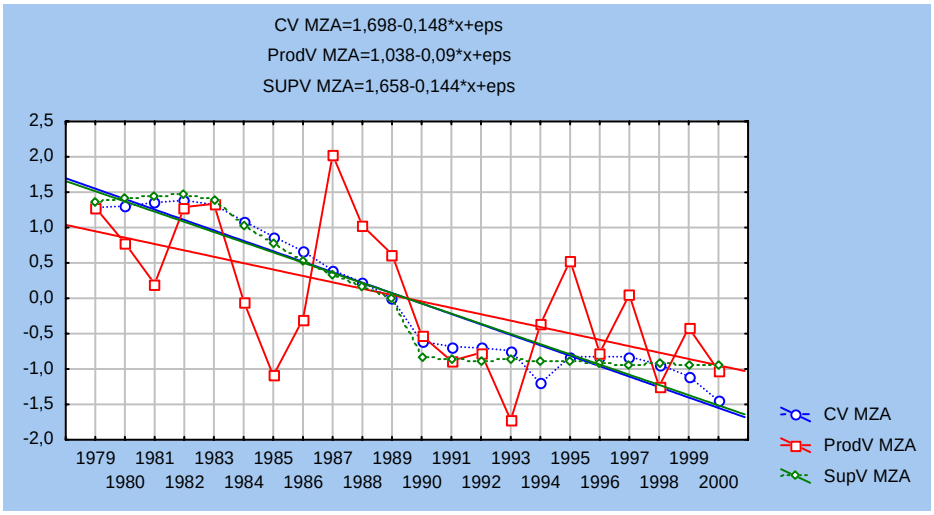


Figura III 4: Evolución temporal de la producción de vid (ProdV) en Mendoza (MZA), de superficie implanta con vid (SupV) y de la cantidad de viñedos (CV) con tendencias, todas significativas al 95% de confianza. Expresadas en unidades de desvío estándar.

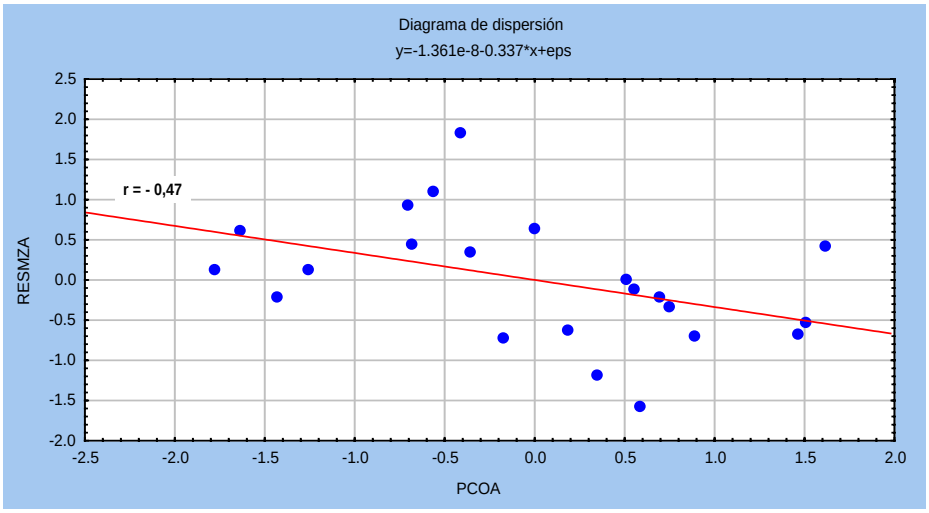


Figura III 5: Diagrama de dispersión entre rendimiento del cultivo de vid en Mendoza (RESMZA) y la precipitación de verano (PCOA), 1979-2001.

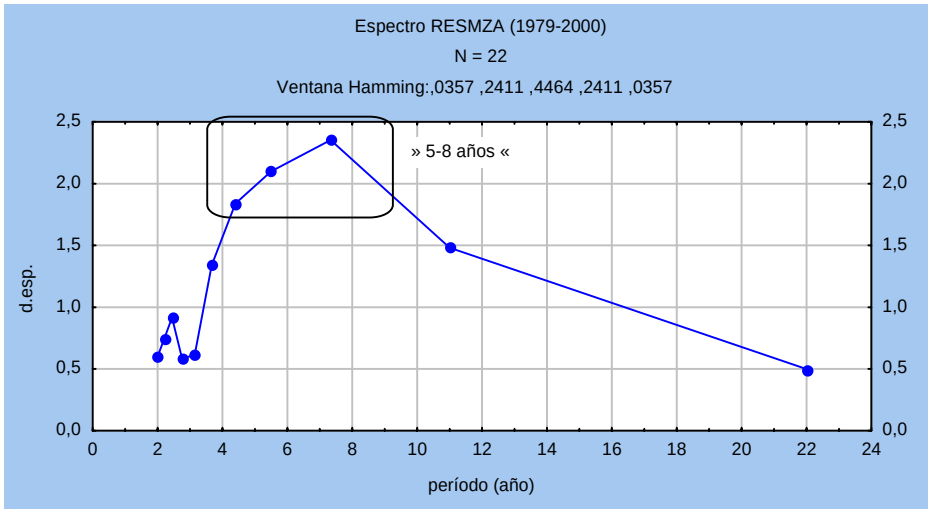


Figura III 6: Espectro de Fourier para la serie de rendimiento de vid en Mendoza (RESMZA). Banda de mayor energía espectral. Período en años. d.esp.: densidad espectral.

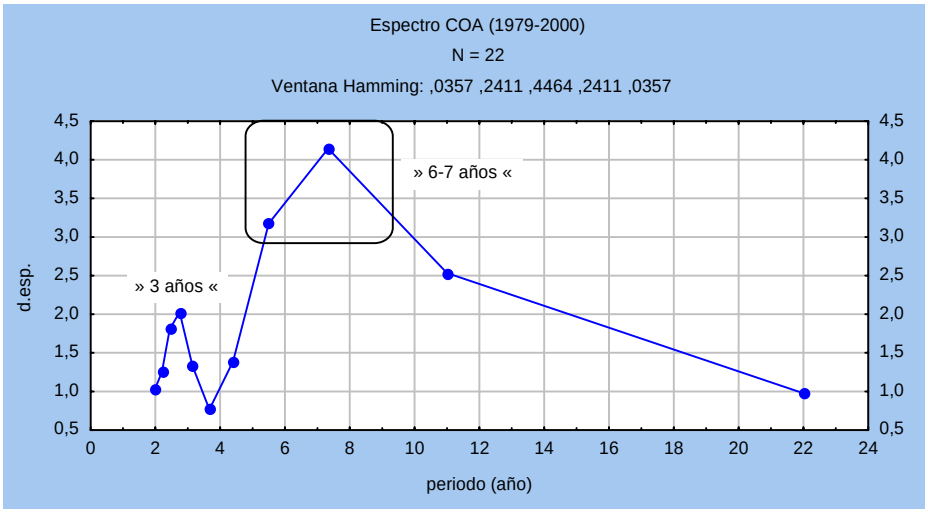


Figura III 7: Ídem Fig. III.6 pero para el índice de precipitación estival regional PCOA.

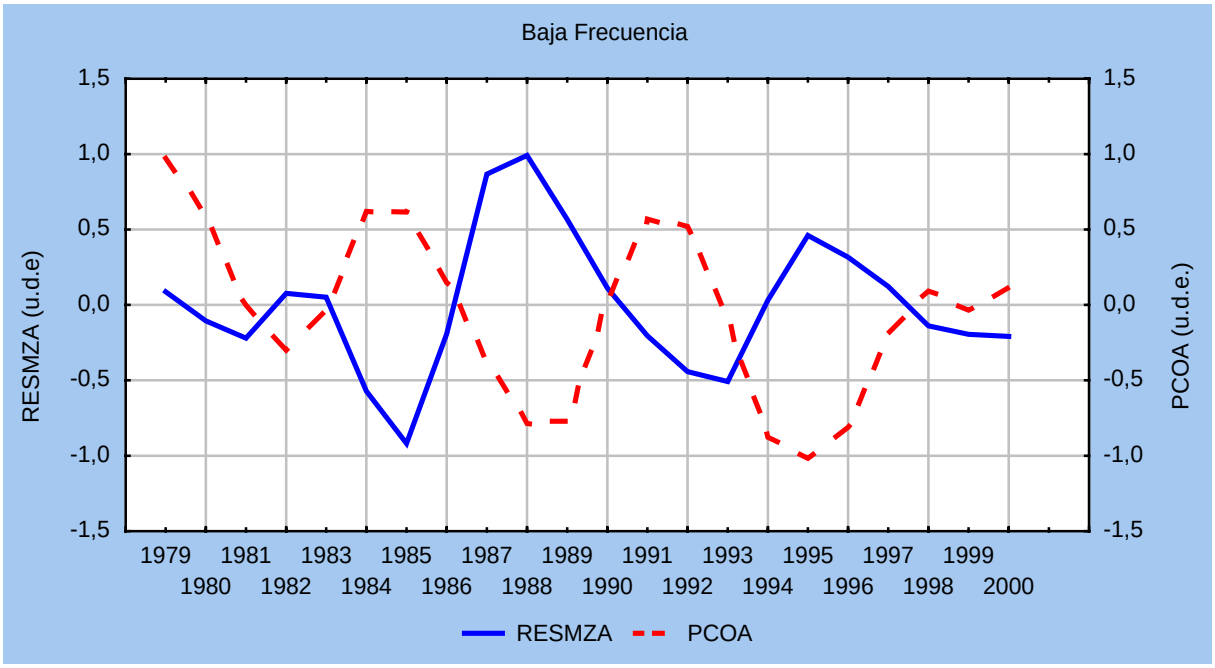


Figura III 8: Series de rendimiento de vid (RESMZA) y precipitación (PCOA) suavizadas con filtro gaussiano de 5 términos, mostrando los cuasi-ciclos de baja frecuencia (variabilidad intradecádica).

IV EL DESPLAZAMIENTO CLIMÁTICO 1976/1977 Y LA CIRCULACIÓN DE LA ATMOSFERA EN SUDAMÉRICA

4.1 INTRODUCCIÓN

El cambio en baja frecuencia hacia un calentamiento en las condiciones medias de la temperatura superficial del mar (TSM) del Pacífico central-ecuatorial y su impacto en el sistema climático ocurrido a mediados de los 1970s está ampliamente documentado (IPCC 2001) y algunos autores lo relacionan con la Oscilación Decádica del Pacífico (Pacifical Decadal Oscilation, en inglés, o PDO; Mantua y otros 1997, Mantua y Hare 2002). La PDO es una fluctuación oceánica de baja frecuencia (20-30 años) de la TSM del océano Pacífico Norte, definido por Mantua y otros (1997) como la primera CP de las TSMs mensuales, provenientes del HSSTD, de 20ºN hacia el polo. La PDO fue diseñada para reflejar la variabilidad inter-decádica del Pacífico Norte en un índice simple pero tiene sustancial expresión a través del Pacífico tropical y del Pacífico Sur (Dettinger y otros 2001). Durante la fase “fría” de la PDO se favorece TSM más fría de lo normal en el Pacífico ecuatorial y oriental sobre la costa de Norteamérica y valores superiores a lo normal en el noroeste y oeste Pacífico Norte. Durante la fase “cálida”, la cuenca este del Pacífico Norte se calienta y la oeste se enfría. La última fase “fría” de la PDO abarcó el período 1947-1976 para luego, en el verano austral 1976/77, pasar a la fase “cálida” que aparentemente concluyó en 1999, aunque la nueva fase “fría” de la cuasi-oscilación interdecádica no está todavía plenamente establecida (Huang y otros 2005).

Zhang y otros (1997), para el hemisferio norte, y luego Garreaud y Battisti (1999), para el hemisferio sur, estudiaron la variabilidad interdecádica de la circulación troposférica mediante el índice GR (Global Residual), calculado como ***GR=G-[CT*]***, donde G es la primera CP de la TSM global mensual, CT* es la serie de baja frecuencia (>6 años) del promedio de la TSM en el Pacífico ecuatorial (6ºN-6ºS, 180º-90ºO) y ***[ ]*** representa el ajuste lineal entre CT* y G. El índice muestra el desplazamiento del verano 1976/77, al igual que la PDO, y ellos denominan al proceso variabilidad ***interdecádica "tipo" El Niño,*** dado que expresa un patrón similar de TSM sobre el Pacífico ecuatorial central oriental. La correlación entre la PDO y el GR es cercana 0.8, y representan la fuente de variabilidad interdecádica de la cuenca del Pacífico. Hasta el momento, las causas de la variabilidad multidecádica o tendencias en la TSM tropical y globales sigue siendo tema de investigación (Huang y otros 2005), con posibilidades que van desde dinámica interna del sistema acoplado atmósfera-océano (Gu y Philander 1997, Saeager y otros 2004, Karpspeck y otros 2004) a forzantes de "gases de invernadero" (Cane y otros 1997, Boer y otros 2004)

El desplazamiento de la fase "fría" a la fase "cálida" de la PDO, o de la variabilidad *"tipo" el Niño* se manifestó climáticamente como salto o cambio poblacional significativo en más de cuarenta variables ambientales en las costas del Pacífico y en las Américas entre el período 1968-1975 y 1977-1984 (Ebbesmeyer y otros 1991).

Globalmente, la señal de cambio 1976/77 se evidencia como un predominio de condiciones similares a El Niño, o de la fase positiva del El

Niño/Oscilación del Sur (ENOS) que es una variabilidad interanual de 2-6 años de la TSM del Pacífico central ecuatorial. Después de 1977, no solo la frecuencia de ocurrencia de la fase positiva del ENOS (El Niño) es mayor que la negativa (La Niña), sino que los veranos El Niño 1983 y 1998 han sido los más intensos de los últimos cien años.

Desde una perspectiva dinámica, la fase “cálida” de la PDO para el hemisferio norte implica una profundización de la baja de las Aleutianas que desplaza hacia el sur la trayectoria de la corriente en chorro sobre América del Norte con los consecuentes cambios en los patrones de sequía y exceso sobre México y sur Estados Unidos principalmente (Trenberth 1990, Trenberth y Hurrel 1994).

Para el hemisferio sur, algunos autores sugieren que el efecto del predominio de anomalías cálidas de la TSM sobre el Pacífico oriental ecuatorial (es decir, predominio de condiciones El Niño), en latitudes tropicales y extendido hacia latitudes subtropicales, consiste en incrementar en escala interanual las condiciones de circulación asociadas al fenómeno El Niño. Durante la fase positiva del ENOS, se genera incremento de la subsidencia sobre el Amazonas y el Atlántico, en torno a 5ºN, debido a la circulación anómala de este-oeste en troposfera alta, por convección tropical incrementada en el Pacífico (Marengo 2004). La subsidencia está acompañada de intensificación de los alisios en capas bajas sobre el norte de Brasil, los cuales se deflectan hacia el sur al encontrarse con los Andes, favoreciendo la actividad de la corriente en chorro en capas bajas de SA e incrementando la precipitación sobre latitudes subtropicales de SA y debilitando la actividad de la Zona de Convergencia del Atlántico Sur (SACZ. Marengo y otros 2004). Es

decir, la distribución de masa anómala asociada a la fase positiva ENOS hace disminuir la presión sobre el océano Pacífico sur subtropical-tropical hasta el centro de SA y aumentarla del lado del Atlántico Sur subtropical-tropical hasta el noroeste de África. Esto refuerza el gradiente de presión regional estival favoreciendo un mayor flujo meridional hacia el sur sobre SA subtropical (Nogues-Paegle y otros 2002). A partir de 1977 estas anomalías de circulación estarían reforzadas en baja frecuencia por mayor frecuencia de ocurrencia y por condiciones medias “tipo” El Niño. Dado que el cambio en la precipitación estival en el COA coincide cronológicamente con este desplazamiento ocurrido en el verano 1976/77 (CAV02), estos procesos de circulación atmosférica en baja frecuencia parecen ser una clave importante para entender el cambio en la variabilidad de la precipitación de verano en COA.

Por otra parte, existe otro proceso en latitudes medias y altas del HS que también presenta variabilidad multidecádica. Con la base australiana de datos en el período 1972-1989, van Loon y otros (1993) examinaron variaciones climáticas de la circulación atmosférica del HS descubriendo un brusco cambio desde mediados de 1970s que consiste en la intensificación de la onda 3 hemisférica junto con decrecimiento en la presión sobre Antártida. Luego Hurrel y van Loon (1994) mostraron la ocurrencia de cambios en el ciclo anual de presión y vientos en latitudes medias y altas del HS, por debilitamiento en intensidad de la Oscilación Semianual al comparar la década de 1970 con la de 1980.

Tanto a partir de información proveniente de reanálisis (Thompson y Wallace 2000) como de datos de estaciones de superficie (Marshall 2003), la

circulación extratropical del HS presenta un modo principal de oscilación. Este modo es esencialmente una estructura anular, zonalmente simétrica y barotrópica equivalente y presenta anomalías sincrónicamente de signo opuesto entre Antártida y latitudes medias (Figura IV.1.a y .b). El mismo se observa desde escalas temporales de alta frecuencia (escala sinóptica, Baldwin 2001) hasta de muy baja frecuencias (interanual a multidecádica, Kidson 1999). Se lo suele denominar el modo de altas latitudes (Rogers y van Loon 1982), la oscilación antártica (Gong y Wang 1999, Thompson y Wallace 2000) o el modo anular del sur (MAS, - SAM en inglés - ; Limpasuvan y Hartmann 1999).

Marshall (2003) encuentra, a partir de un índice empírico no sesgado (SAM= $P^*_{40^oS}$-$P^*_{65^oS}$, P* es la presión mensual normalizada en alrededor de 45ºS y 65ºS, respectivamente) obtenido con datos de estaciones, una ***tendencia hacia la fase positiva del MAS*** desde los setenta (Fig. IV.1.a)**,** la cual identifica con el anterior debilitamiento de la Oscilación Semianual encontrado por Hurrel y van Loon (1994). La tendencia se halla presente en todas las estaciones del año aunque es más fuerte en primavera/verano. Una fase positiva del MAS indica presiones sobre Antártida relativamente menores en comparación con las de latitudes medias en aproximadamente 40ºS, como lo encontrado por Hurrel y van Loon (1994). La misma se vincula con la intensificación del vórtice polar de las últimas décadas. Esta tendencia ha sido documentada previamente por varios autores (Kidson 1999, Gong y Wang 1999, entre otros) utilizando datos hemisféricos obtenidos del reanálisis (NCEP-NCAR) y también por Thompson y Salomon (2002) para verano/otoño, empleando sólo datos de radiosondeo sobre Antártida.

Estos últimos junto con Sexton (2001) y Solomon (2002) argumentan que la tendencia positiva observada está regulada por el enfriamiento de la baja estratosfera sobre la Antártida, debido principalmente a pérdida de ozono. No obstante, según los resultados obtenidos de modelos de circulación general acoplados, la tendencia positiva del MAS es predicha linealmente bajo escenarios de "calentamiento global" por lo cual la actividad antropogénica puede estar también influenciando (Kushner y otros 2001, Stone y otros 2001, Marshall 2003). Asimismo parece estar asociada a anomalías de TSM globales (Mo 2000).

La síntesis anterior nos muestra la existencia de dos principales procesos de variabilidad de baja frecuencia que modulan la circulación atmosférica del HS para los cuales la década de 1970 es crucial: la variabilidad *interdecádica "tipo" El Niño* y la *tendencia a la fase positiva del MAS* en latitudes medias y altas del HS. Ambos procesos fueron vinculados tanto a forzantes de origen "antropogénico" (ozono, gases de invernadero) como a interacción del sistema océano-atmósfera.

Por un lado, el cambio observado en la variabilidad de baja frecuencia de la precipitación estival en el COA en el verano 1976/77 puede estar asociado a estos procesos de baja frecuencia.

Por el otro, en 1979 ocurre un cambio en la metodología de análisis en el modelo de circulación general del NCEP/NCAR (Kistler y otros 2003), que consiste en la incorporación de información satelital, lo cual indudablemente afecta, en cierta medida, nuestro estudio de la circulación en el cono sur de SA

a partir de estos productos. Es decir, es evidente que podrían existir inhomogeneidades propias por la incorporación de información satelital.

Discernir qué corresponde a inhomogeneidad por metodología del reanálisis o por real cambio en la dinámica del sistema, se hace un paso inexcusable en nuestro estudio que busca caracterizar la circulación atmosférica que presenta cambios durante los 1970s y cuyos efectos se evidencian en otras variables del sistema climático.

En consecuencia, el objetivo de la siguiente sección es analizar las inhomogeneidades en la troposfera de verano (octubre a marzo) de las salidas del reanálisis I del NCEP/NCAR sobre Sudamérica (SA).

4.2 INHOMOGENEIDADES DURANTE LA DÉCADA DE 1970

La existencia de inhomogeneidad se estudia aplicando el estadístico ***Jp*** del test de Yamamoto (ver metodología) sobre el campo de altura geopotencial de los niveles 1000 y 850 hPa, representativos de la baja troposfera, sobre 500 hPa para troposfera media y sobre 200 hPa para troposfera superior, en el período 1970-1981. De acuerdo al test de Yamamoto, para una serie temporal, el año que denote un valor ***Jp***>1,0 es candidato a ser el *año de referencia* para la inhomogeneidad sobre esa área, pero normalmente hay una secuencia de años que tienen valores superiores a la unidad. Yamamoto y otros (1986) sugieren considerar como *año de referencia* a aquél donde se observe el *máximo* ***Jp****>1,0* para ese área. Estas áreas donde el estadístico supera la unidad y es máximo en la secuencia de años para una probabilidad p=99% están gríseas y se señalan con una flecha en la Fig. IV.2. La sensibilidad del

estadístico se verificó variando el tamaño de las muestras N, entre 7 y 12; se muestran resultados para N=9.

El criterio para discernir si la inhomogeneidad detectada es producto del agregado de información satelital en 1979 o es por la transición climática del verano 1976/77, es el siguiente:

i) Es inhomogeneidad debido a incorporación de información satelital cuando:

a) El año de referencia es 1979; y b) El área afectada corresponde a zonas de escasa información observada - primordialmente la troposfera superior sobre las cuencas del Pacífico y Atlántico de latitudes medias y altas y el Amazonas; a la cual se le está añadiendo información (Marshall 2002).

ii) La inhomogeneidad es debido a cambios en los procesos dinámicos por la transición climática de 1976/77 (Ebbesmeyer y otros 1991, IPCC 2001) cuando:

a) El año de referencia es 1977; y b) Está presente en toda la troposfera (consistencia dinámica).

El test de Yamamoto es aplicado en cada nivel de altura geopotencial en el período 1970-1981 y las Figuras IV2 a-d muestran únicamente al *año de referencia* para el área de inhomogeneidad indicada con flecha. Los años que no figuran son porque no presentan inhomogeneidad bajo la sugerencia del test de Yamamoto.

Para el campo de altura geopotencial de 1000 hPa, en 1973 hay inhomogeneidad en latitudes subtropicales sobre la costa de Chile, afectando el

borde oriental de APS. En 1975 aparecen dos áreas de inhomogeneidad sobre el Atlántico sur en 20ºS-30ºO y el Pacífico sur en 30ºS-95ºO (flecha en Fig. IV.2.a.2). En 1977 hay área de inhomogeneidad sobre el cono sur de SA en latitudes subtropicales y medias y Mar Argentino (flecha en Fig. IV.2.a.3). Finalmente en 1979 aparece un área inhomogeneidad en el Sudeste de Brasil (flecha en Fig. IV.2.a.3).

Para el nivel 850 hPa las áreas con señal de inhomogeneidad son, aunque más extendidas, las mismas que para 1000 hPa y también los años de referencia, a excepción del año 1975 que no es ya de referencia para las inhomogeneidades que aparecen porque sobre esas áreas el estadístico **Jp**>1,0 no es máximo (Fig. IV.2.b).

Para 500 hPa no aparecen inhomogeneidades en 1973 ni 1975 (Figuras no mostradas). En 1977 aparece inhomogeneidad sobre el área continental del cono sur de SA entre 20º-50ºS y 55º-80ºO (Fig. IV.2.c.1). El área tiene correspondencia con las inhomogeneidades de capas más bajas (ver Fig. IV.2.a.3 y .b.3). También hay inhomogeneidad en latitudes tropicales sobre el Atlántico sur. En 1979 aparece un centro de inhomogeneidad en torno a 40ºS-80ºO (Fig. IV.2.c.2) que tiene mayores valores que para 1977 por tanto el año de referencia en esa área es 1979.

Para el nivel 200 hPa, en 1973 aparecen áreas de inhomogeneidad sobre latitudes medias en 50ºS hacia el este (Fig. IV.2.d.1). En 1975 hay inhomogeneidad en latitudes altas al sur del continente (Fig. IV.2.d.2). En 1977 la inhomogeneidad se ubica sobre el área continental, entre 20º y 65ºS (Fig. IV.2.d.3), correspondiéndose a las inhomogeneidades de capas más bajas (la forma es similar y la extensión es superior a la de los niveles inferiores, Fig.

IV.2.c.3). En 1979 la inhomogeneidad sólo aparece al oeste de los Andes en torno 40ºS sobre el Pacífico Sur (Fig. IV.2.d.4).

Teniendo en cuenta el criterio i) y ii), vemos que

1. En 1979, hay áreas de inhomogeneidad en 200 hPa sobre el Pacífico sur de latitudes medias (aproximadamente 40ºS), se reflejan con menor extensión en 500 y no están en 850 o 1000 hPa. Por lo tanto en esas áreas la inhomogeneidad sería atribuible a satélite.
2. En 1979 sólo aparece una inhomogeneidad en capas bajas (1000 y 850 hPa) en el Sudeste de Brasil la cual no presenta inhomogeneidad en niveles superiores, por lo tanto, es discutible las causas. Puede ser atribuible a satélite o a otra causa ya que no se observa en niveles superiores.
3. En 1977 la inhomogeneidad sobre el área continental del cono sur de SA está presentes tanto en troposfera superior (200 hPa) como en media (500 hPa) y baja (1000 y 850 hPa). Por su consistencia dinámica es atribuible a la transición climática 1976/77.
4. Las áreas continentales del cono sur de SA, que están señaladas como significativas en 1977, no presentan inhomogeneidad en niveles medios ni bajos en 1979. De aquí que podemos suponer que estos niveles no estarían afectados en el área de estudio por las discontinuidades en la calidad de los datos del NCEP/NCAR ocurridas en 1979, coincidiendo así con lo previamente señalado por otros autores (Mo 2000, Kistler y otros 2003).

5. La inhomogeneidad de ocurrencia en los años 1973 y 1975 es de oscura interpretación, dado que se restringen a áreas de escasa observación y/o a algunos niveles de la atmósfera.

Este resultado muestra que hay inhomogeneidad estadística real en los campos medios de la circulación atmosférica tanto de origen en la variabilidad natural como por cambios en la metodología del reanálisis. En consecuencia, para el estudio de la circulación de la atmósfera en relación a la precipitación en el COA vamos a tener en cuenta tanto la inhomogeneidad por la transición climática 1976/77 como la inhomogeneidad en los campos por cambio en la metodología en 1979. Para ello, se subdivide la base climatológica (1959-1998) en dos grupos de 18 años cada uno: 1959-1976 (CL1) y 1980-1997 (CL2), a fin de formar dos bases climáticas de referencia. En ellas se excluye el verano 1976/77 y el de 1978/79 por ser años de inhomogeneidad o cambio. De esta manera, el estudio de los años extremos se realizará respecto de sendas bases para soslayar el problema de la inhomogeneidad estadística. Con todo, la incertidumbre de la física subyacente en períodos y áreas de baja o nula densidad de datos observados permanecen presentes, en especial para el período pre-satelital y sobre los océanos.

A continuación vamos a examinar las diferencias significativas entre ambas bases a fin de determinar los rasgos climáticos que han cambiado a partir de 1976/77 y las implicancias subyacentes en la dinámica de la troposfera. Estas características estarán asociadas al cambio de precipitación en el COA en baja frecuencia.

4.3 COMPARACIÓN DE LAS CLIMATOLOGÍAS 1959-1976 (CL1) Y 1980-1997 (CL2)

Los cambios significativos entre las bases CL1 (1959-1976) y CL2 (1980-1997) se detectan mediante la aplicación de test *t* de Student de diferencia de medias: *promedio[CL2]-promedio[CL1],* (Fig. IV.3), y el de Fisher de diferencias de varianzas entre CL2 y CL1 (figuras no mostradas), para un nivel de significancia α=0,05.

Sobre SA, la altura geopotencial en 1000 hPa y 850 hPa (Fig. IV.3.a y .b) presenta anomalías significativas anticiclónicas sobre el área continental subtropical y Mar Argentino de latitudes medias con estructura similar al área de inhomogeneidad de Yamamoto para 1977, previamente descripta (Fig. IV.2). En el Sudeste de Brasil aparece un centro de anomalía ciclónico, el cual coincide geográficamente con la inhomogeneidad de Yamamoto detectada en 1979 (Fig. IV.2.a y.b). En 500 hPa predomina anomalía anticiclónica con centro en latitudes medias (Fig. IV.3.c), cuya estructura también es similar a la inhomogeneidad de Yamamoto en 1977.

En altas latitudes (al sur de 60ºS) las anomalías significativas son ciclónicas y en los océanos tropicales, anticiclónicas tanto en 1000, 850 como 500 hPa. Las anomalías negativas de las altas latitudes no fueron detectadas como inhomogeneidad por el test de Yamamoto (no hay inhomogeneidad al sur de 60ºS latitudes, ver Fig. IV.2). Esto pude deberse a que tales anomalías no son resultado de un “salto”, como puede ser la transición climática 1976/77, y/o por satélite, si no a un proceso prolongado en el tiempo, como ser la tendencia a la fase positiva del MAS. Hemisféricamente, aparecen anomalías significativas negativas sobre la Antártida y positivas hacia las latitudes medias,

con un patrón de onda 3 superpuesto (Fig. IV.4.c), claramente visible en 200 hPa, de estructura barotrópica equivalente (Fig. IV.4.a, .b y .c). Es importante puntualizar que estas anomalías son coherentes en la forma y el signo con la tendencia significativa del MAS desde mediados de los setenta, estimada mediante datos de estaciones meteorológicas (Marshall 2003). Es decir predominan anomalías negativas sobre Antártida y positivas en latitudes medias. Por consiguiente, las anomalías sobre las áreas de 60ºS a más altas latitudes del cono sur de SA estarían conectadas más con la variabilidad multidecádica asociada a al tendencia del MAS que a la transición climática 1976/77 del Pacífico.

En las latitudes medias a tropicales, los cambios significativos en la altura geopotencial de capas baja y media, entre los dos subperíodos, pueden vincularse a variaciones ya estudiadas por otros autores en variables observadas en el área de SA. Por ejemplo, Barros y Scasso (1994) encontraron una tendencia positiva de presión sobre la Patagonia, en aproximadamente 45ºS, asociada con desplazamiento de los oestes hacia el sur de la Patagonia desde la década de 1970. Asimismo, Camilloni (1999) sugirió un desplazamiento hacia el sur del AAS (unos 5º) al estudiar la variación en las últimas décadas de la isla urbana de calor de la ciudad de Buenos Aires (35ºS/59ºO). También Barros y otros (2000a) encuentran que los sistemas de circulación sobre la región podrían haberse desplazados hacia el sur para dar cuenta de las tendencias positivas en la precipitación observada en Argentina subtropical. Por otra parte, resultados de Minetti y Vargas (1998), Minetti y otros (2003) y Rusticcuci y Penalba (2003) muestran una tendencia negativa en la precipitación sobre el sudoeste de SA (Chile y Patagonia) que podría estar

relacionado a una disminución de la actividad frontal ciclónica sobre esta región de latitudes medias, como lo ocurrido en la banda latitudinal 30º-40ºS sobre Autralia (Allan y Haylock 1994). Las anomalías positivas de altura geopotencial en las latitudes de los oestes revelan este desplazamiento hacia el sur de los sistemas ciclónicos (Fig. IV.3.a y .b). En este sentido, Haylock y otros (en prensa) encuentran anomalías anticiclónicas de similar estructura a los de la Fig. IV.3.a y .b para el campo de presión anual a nivel del mar del NCEP/NCAR sobre Patagonia y latitudes subtropicales de Argentina, al hacer la diferencia de composición de años con alto y bajo coeficiente en su análisis de correlación canónica entre la precipitación total en ciertas estaciones del continente y la TSM del Atlántico y Pacífico adyacentes al continente sudamericano. Estos autores atribuyen la tendencia negativa de precipitación observada en el sudoeste del cono sur de SA a estas anomalías. Al mismo tiempo, ellos sugieren que el centro ciclónico en el Sudeste de Brasil podría ser asociado en algún grado a anomalías cálidas de la TSM del Atlántico Sur tropical.

En consecuencia, lo observado en el área parece ser consistente con las anomalías positivas y significativas de la altura geopotencial en las latitudes medias alrededor del cono sur de SA. Es posible atribuir tales anomalías en el campo medio a la transición climática del 1976/77. Mientras que la anomalía ciclónica del Sudeste de Brasil puede deberse a inhomogeneidad de satélite.

Como ya hemos visto, el Pacífico ecuatorial está en condiciones medias predominantes *“tipo” El Niño* desde el verano 1976/77, lo cual implica anomalías de convección incrementada sobre el Pacífico ecuatorial occidental. El potencial de velocidad en aproximadamente 200 hPa (nivel σ=0.21) y el

viento irrotacional asociado de verano (octubre-marzo) para el período 1959-1976 y 1980-1997 se muestran en las Figuras IV.5.a y IV.6.b. Comparando la climatología de verano CL2 respecto de la CL1 se observa con claridad que hay un incremento del viento divergente en troposfera superior asociado a áreas de mayor convección por predominio de TMS más cálidas en el Pacífico ecuatorial sobre costas de Perú y Ecuador que se une a la convección intensificada sobre una amplia zona intertropical de SA, junto con una reducción de la divergencia sobre el Pacífico ecuatorial central. El área de convergencia del viento irrotacional se desplaza ligeramente hacia el sudoeste en CL2. En consecuencia, el patrón de anomalías resultante muestra un dipolo divergente significativo (α=0.05) en altura con ascenso intensificado sobre la región ecuatorial-tropical de SA y descenso sobre el Pacífico central ecuatorial. Esta señal en el campo de circulación irrotacional, que es claramente opuesta la circulación de Walker inducida por El Niño (ascenso en el Pacífico central ecuatorial y subsidencia sobre norte de SA), también es encontrada por Enfield y Mestas-Nuñez (1999), a partir de dividir la señal ENSO en una componente interanual y otra componente residual interdecádica. Según Paegle y otros (2002), esto resulta sorprendente por dos aspectos, por un lado, por que el mismo efecto de calentamiento sobre el Pacífico central ecuatorial genera dos circulaciones opuestas en distintas escalas de tiempo y, por otro lado, por ser fuerte la señal particularmente sobre el Amazonas. Cabe la pregunta si esta inconsistencia no es atribuible al modelo del reanálisis.

De acuerdo con Chen y otros (2001) desde mediados de los setenta hay un incremento de la convergencia de humedad en niveles bajos hacia la cuenca del Amazonas que es consistente con la tendencia positiva en

precipitación observada en el Nordeste de Brasil (Hastenrath y Greischar 1993, Marengo y otros 1998), la cuenca del Amazonas (Chen y otros 2001, 2003) y sur de Brasil (Barros y otros 2000b). Este aumento de la convergencia de humedad en la zona es explicable mediante un incremento de alisios sobre el Amazonas trasportando humedad desde el Atlántico hacia la cuenca (Marengo 2004). A su vez, en las latitudes subtropicales de SA también hay evidencias climáticas de cambio desde los 70 hacia incremento en la precipitación observada (Barros y otros 2000, 2001), en el nivel de la laguna Mar Chiquita (Piovano y otros 2003) y en los caudales de los ríos Paraná y Uruguay (Robertson y Mechoso2000) desde los 1970s. Para el caso de la laguna Mar Chiquita, en el centro de Argentina subtropical, el cambio se detectó como un "salto" significativo del nivel de la laguna en 1977 (Piovano y otros 2003). Por lo tanto, un incremento del flujo meridional hacia el sur desde latitudes tropicales a subtropicales de SA, asociado a los alisios deflectados por los Andes, como consecuencia de la transición climática de 1976/77, sería responsable de un mayor advección de humedad desde latitudes tropicales a subtropicales sobre SA. Por la ubicación geográfica de la región COA, marginal para el ingreso de humedad por el este y norte desde el Atlántico y aislada del Pacífico por la cordillera de los Andes, es posible que el cambio en la variabilidad de baja frecuenta de la precipitación de verano en 1977, hacia un aumento de la misma, encuentre su explicación en esta circulación meridional incrementada.

En resumen

- ✓ La inhomogeneidad de 1979 en los campos del NCEP/NCAR solo está en 200 hPa y, en menor medida en 500 hPa sobre la cuenca

del Pacífico sur 30-50ºS. Es atribuible a la incorporación de la información satelital.

- ✓ La inhomogeneidad de 1977 en datos del NCEP/NCAR son consistentes con cambios observados en variables físicas y están presenten en capas bajas (1000, 850 hPa), media (500 hPa) y alta (200 hPa), por lo tanto tiene consistencia dinámica y es atribuible a la transición climática 1976/77.
- ✓ La existencia de inhomogeneidad ya sea de origen en la variabilidad natural o por cambio en la metodolía del reanálisis, sugieren el uso de dos bases climatológicas para nuestro estudio de la circulación atmosférica en relación a la precipitación en el COA: CL1 (1959-1976) y CL2 (1980-1997).

En el período *pos-1977* se observa:

- ✓ Aumento de la presión en capas media y baja de latitudes medias sobre el cono sur de SA, asociado a una posible menor actividad ciclónica sobre Patagonia y Mar Argentino.
- ✓ Incremento de la convergencia de humedad en el Amazonas explicable por aumento de los alisios trasportando humedad desde el Atlántico. Estos al encontrarse con los Andes se deflectarían hacia el sur incrementando el flujo meridional hacia latitudes subtropicales de SA.

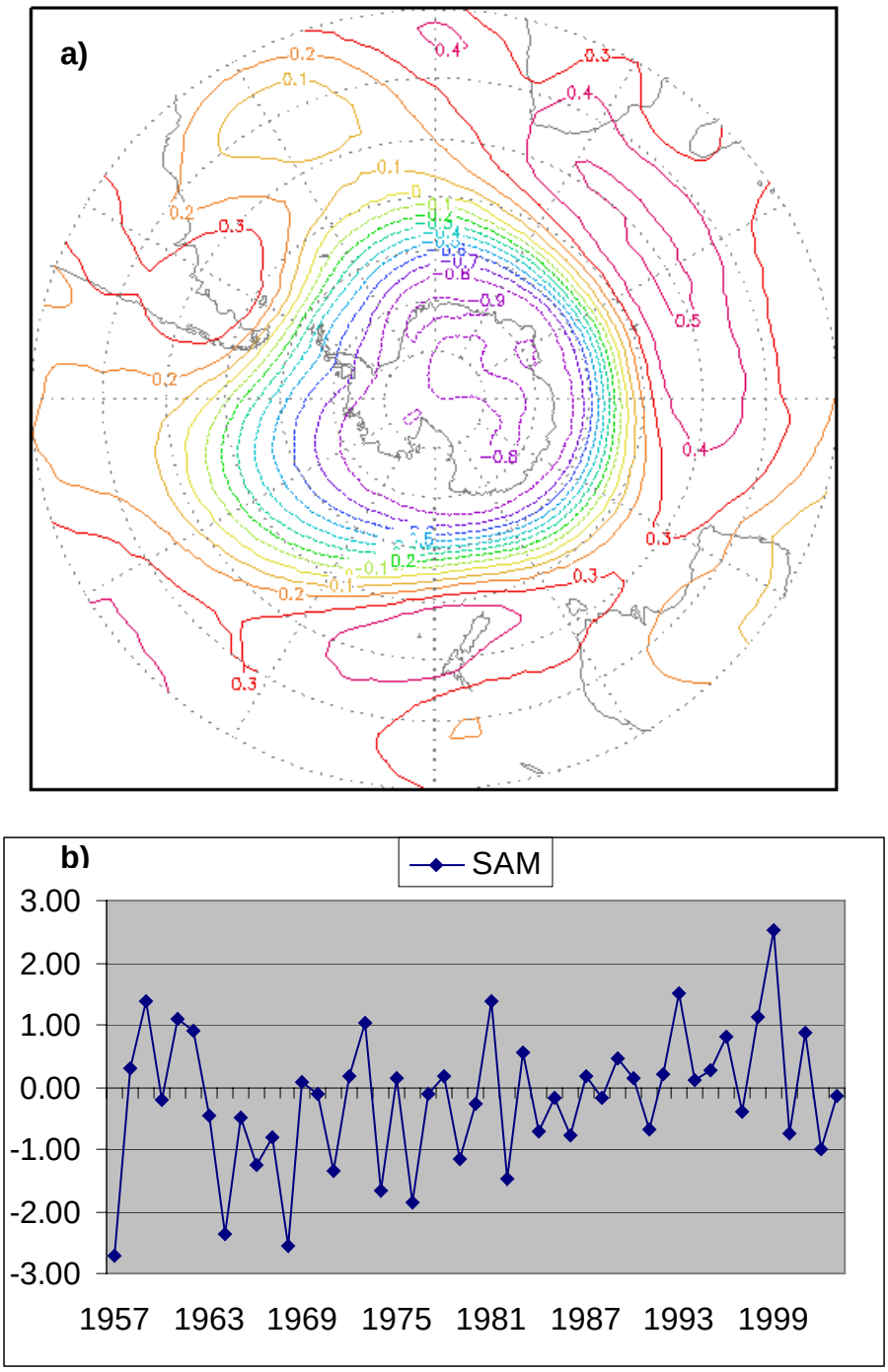


Figura IV 1: a) Primer Modo Principales obtenidos por ACP, modo S (PC1 33%) sobre el campo de 850 hPa del NCEP-NCAR, desde 20ºS hasta el polo. PC1: 33%, de Thompson y Wallace (2000). b) Índice empírico del Modo Antártico Sur (MAS) promediado octubre-marzo, obtenido con datos de estaciones por Marshall (2003), $SAM = P^*_{40^oS} - P^*_{65^oS}$, P^* presión mensual normalizada en torno a 45ºS y 65ºS, respectivamente.

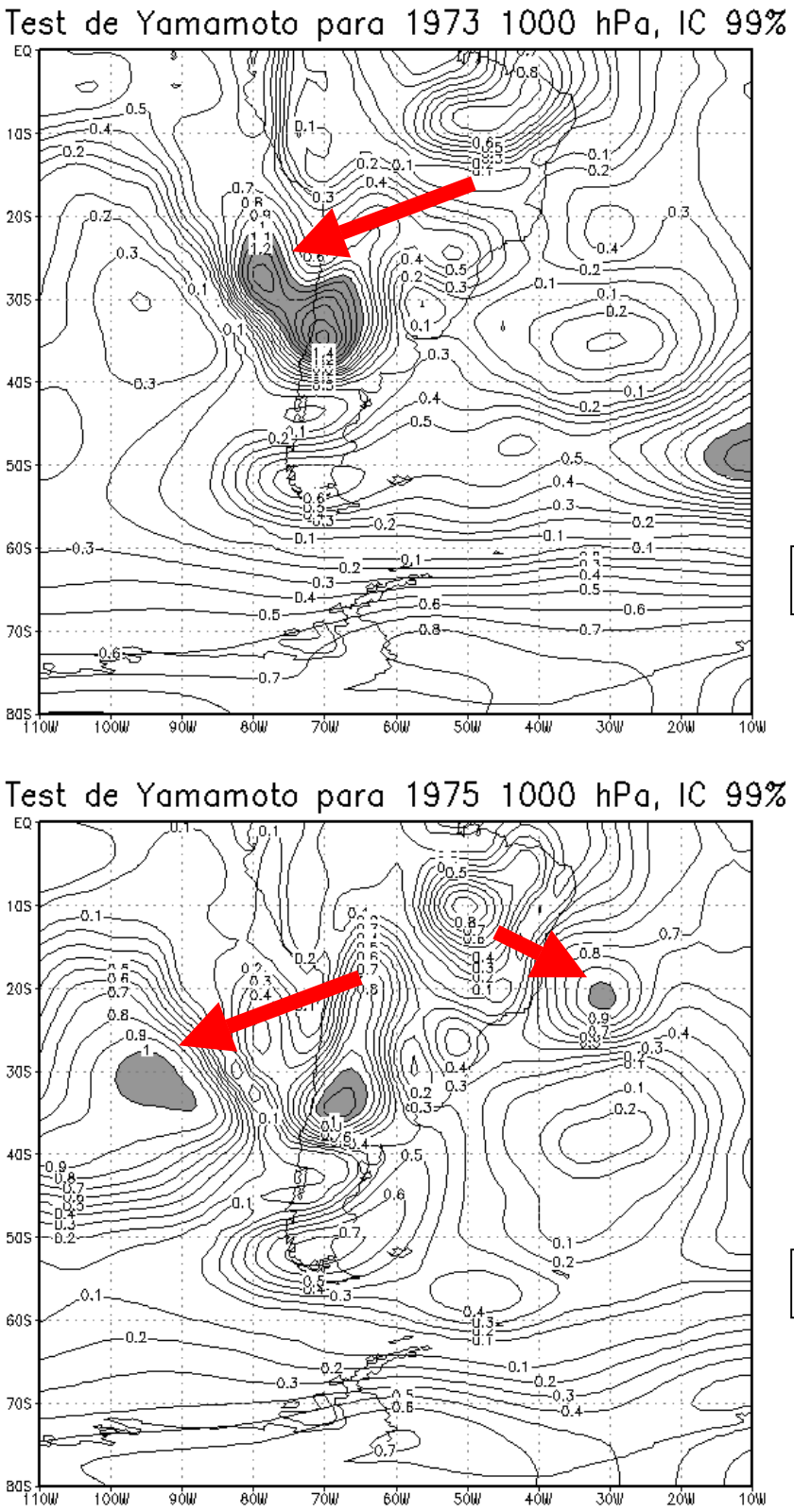
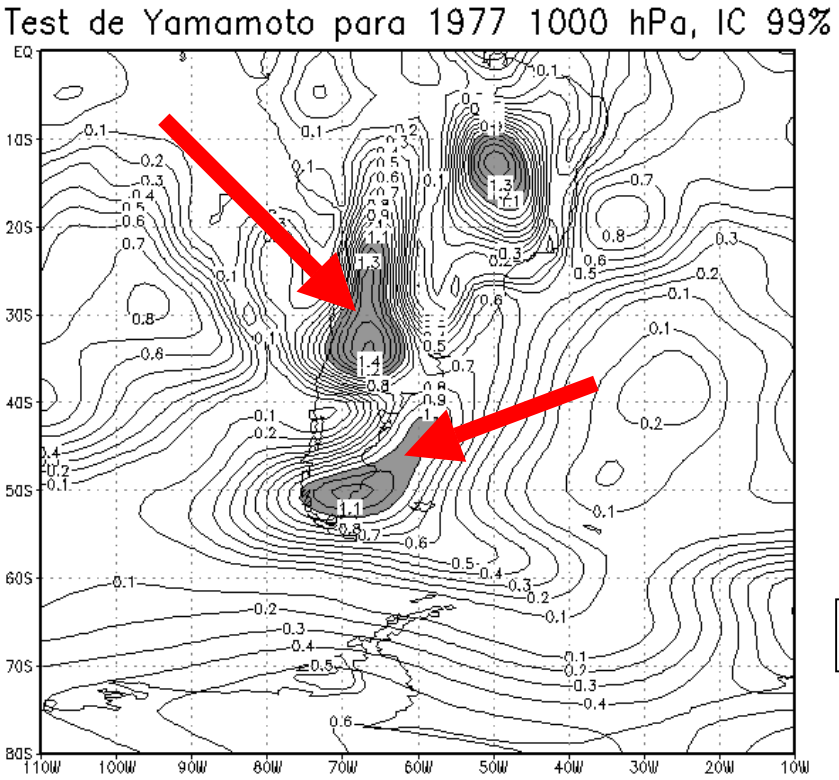
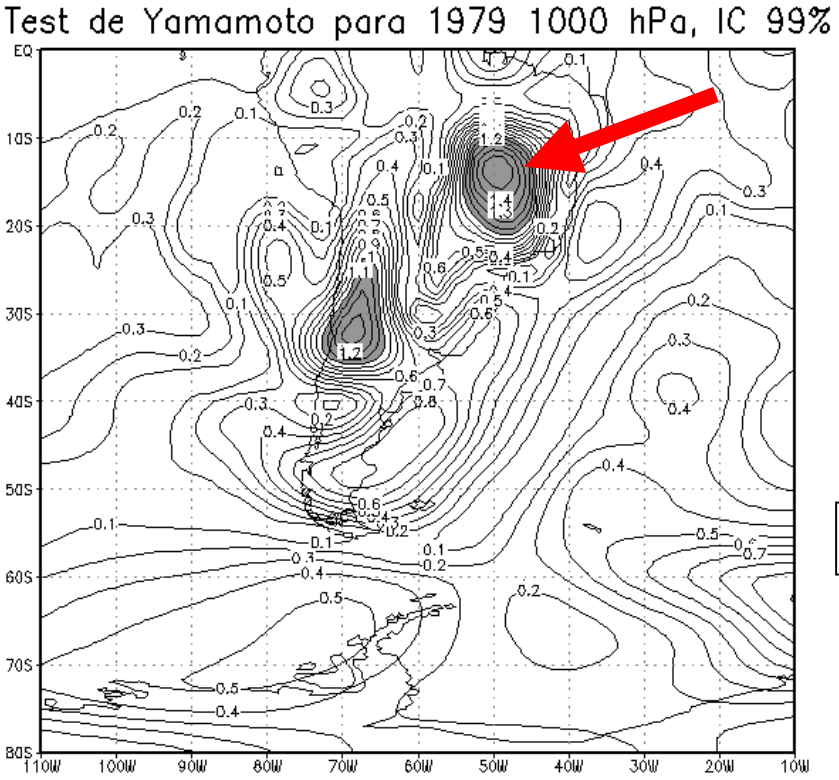


Figura IV 2 a: Estadístico J_p del test de Yamamoto de inhomogeneidad estadística para p% de significancia para el campo de altura geopotencial en 1000 hPa. Áreas sombreadas donde hay inhomogeneidad significativa para α=0,01, es decir, donde

$J_{0.99}$>1.0. Se muestran solo año de referencia para la inhomogeneidad indicada (flecha), es decir, cuando hay máximo ($J_{0.99}$>1.0) en el área.

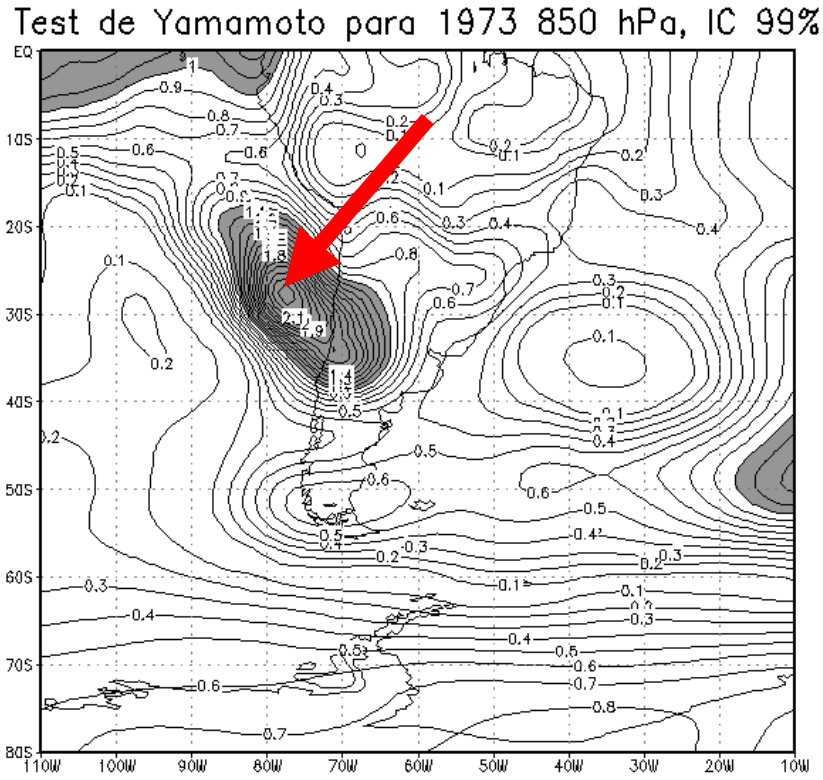


3

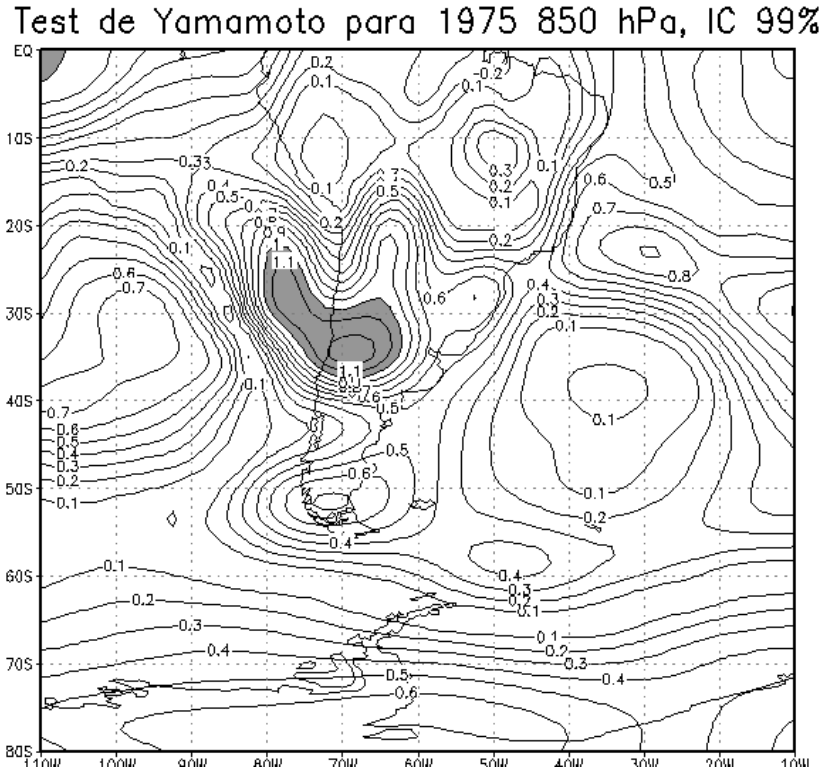


4

Figura IV 2 a: Continuación.

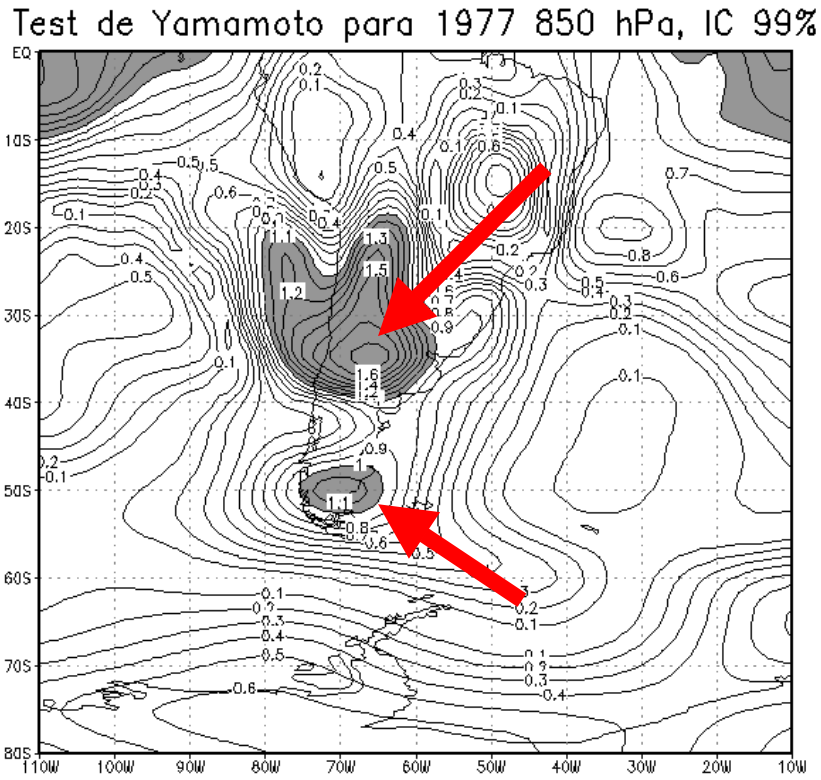


1

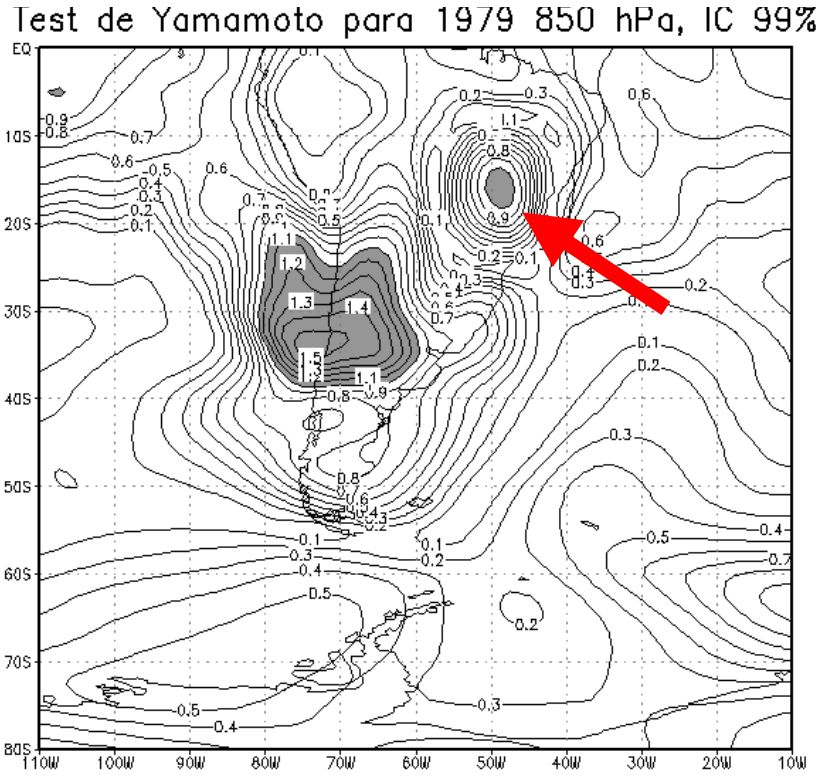


2

Figura IV 2 b: Ídem Figura IV2 a, pero para 850 hPa.

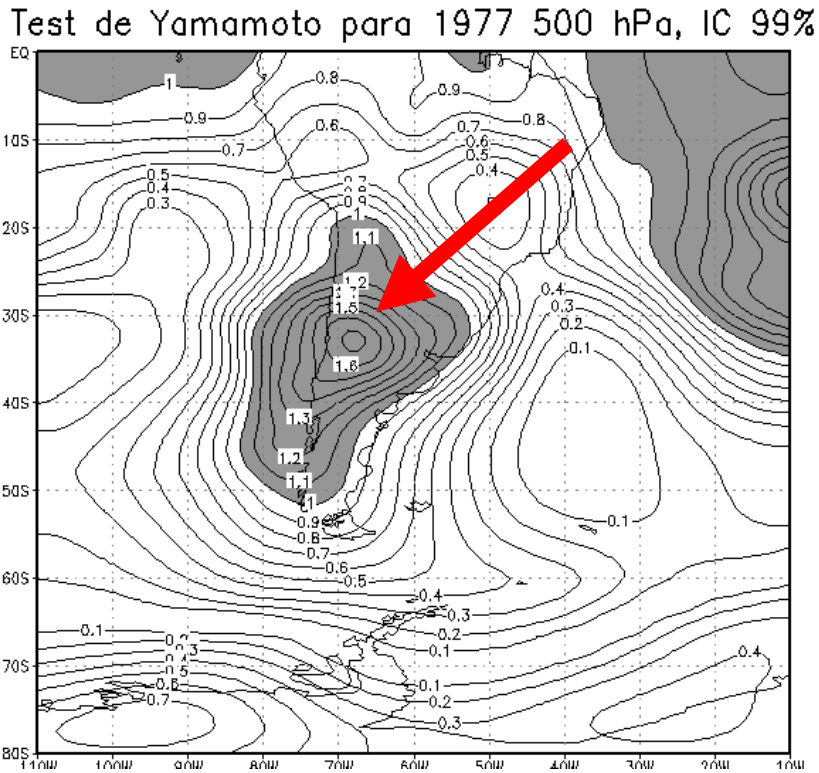


3

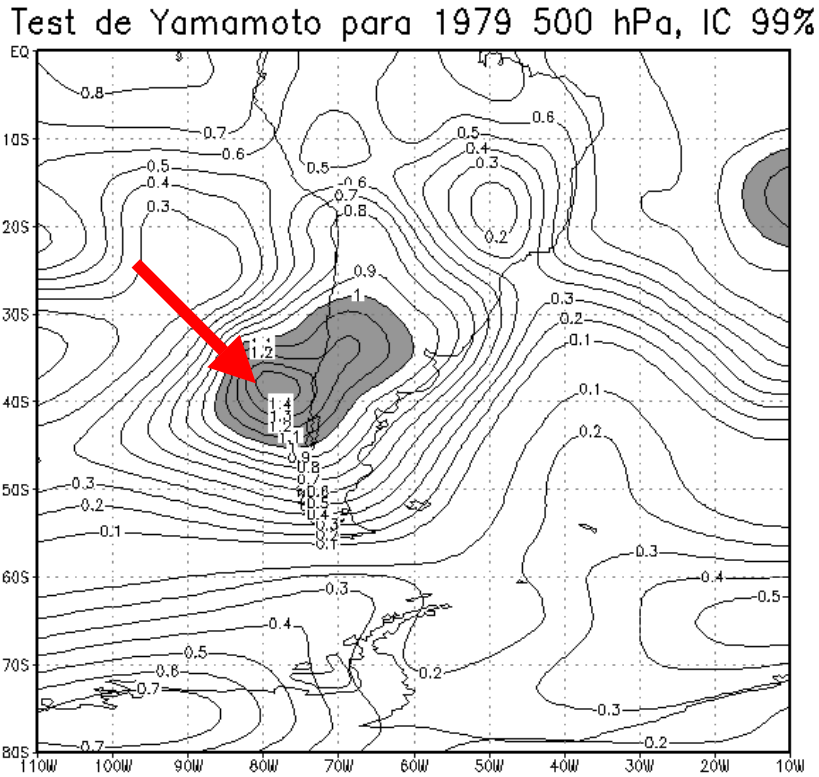


4

Figura IV 2 b: Continuación

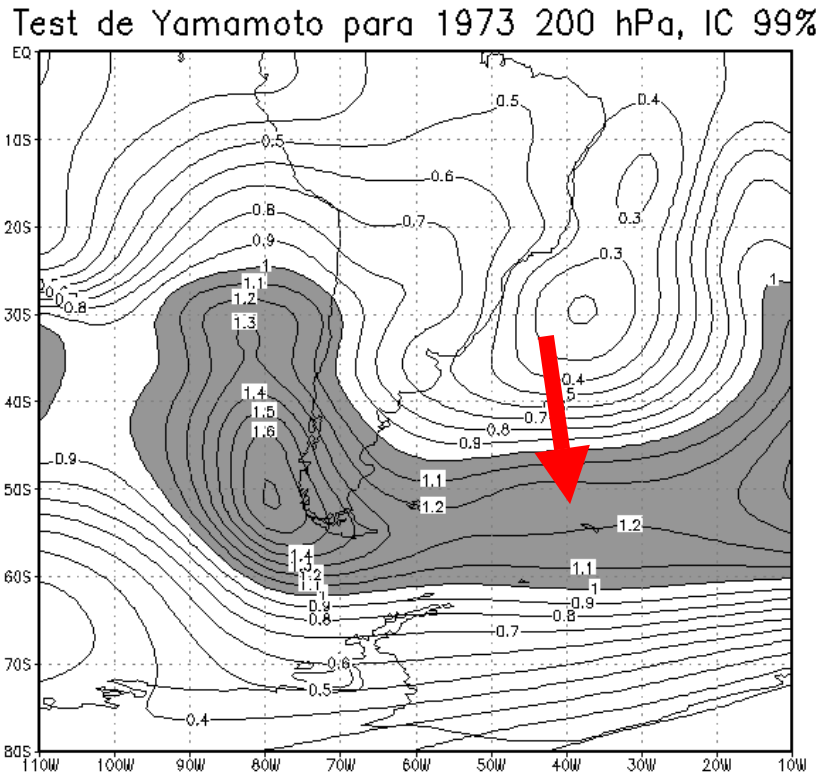


1

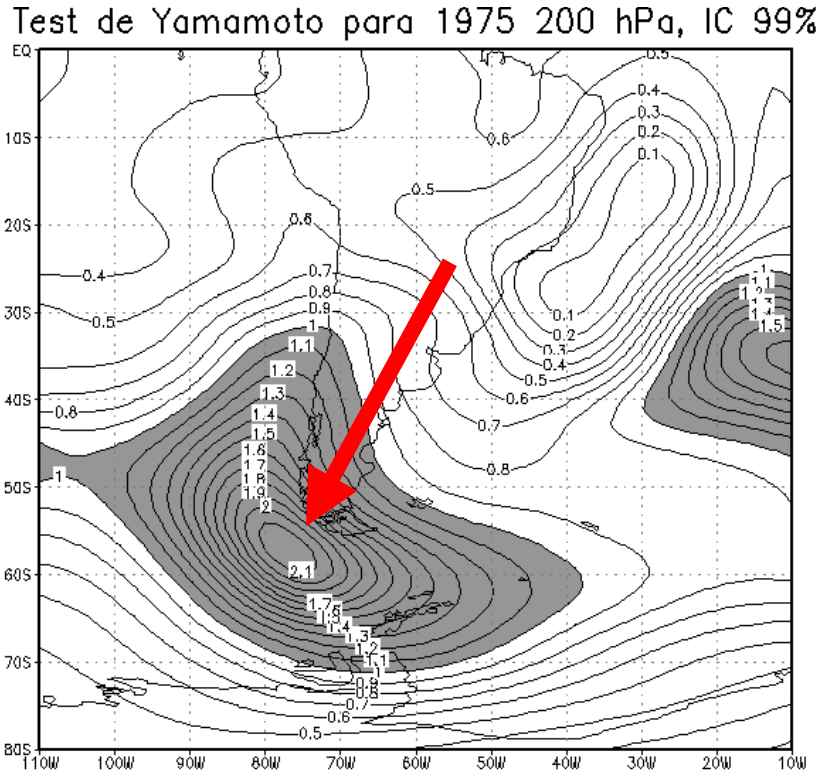


2

Figura IV 2 c: Ídem Figura IV 2 a pero para 500 hPa.

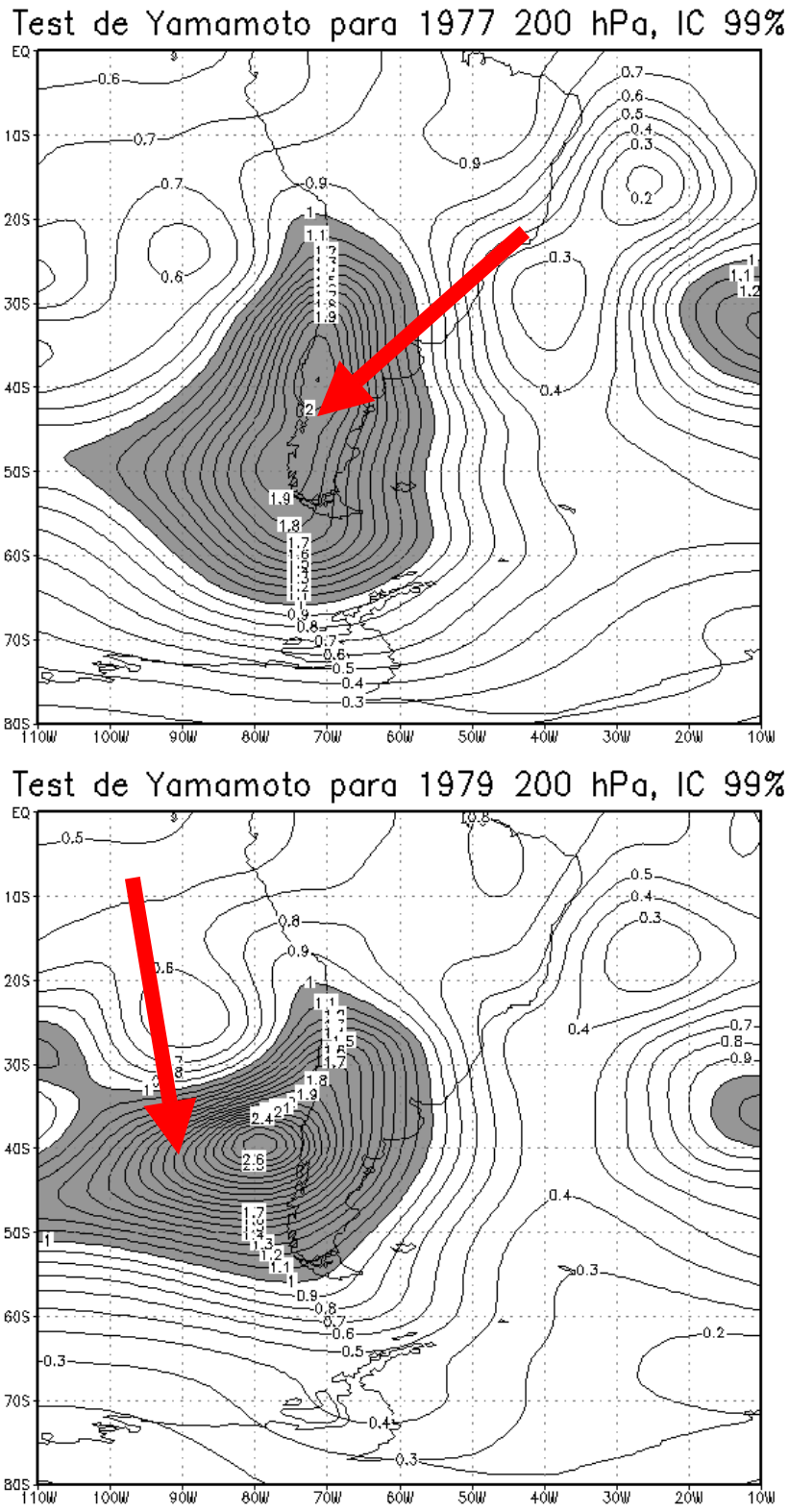


1



2

Figura IV 2 d: Idem Figura IV 2 a, pero para 200 hPa



3

4

Figura IV 2 d: Continuación.

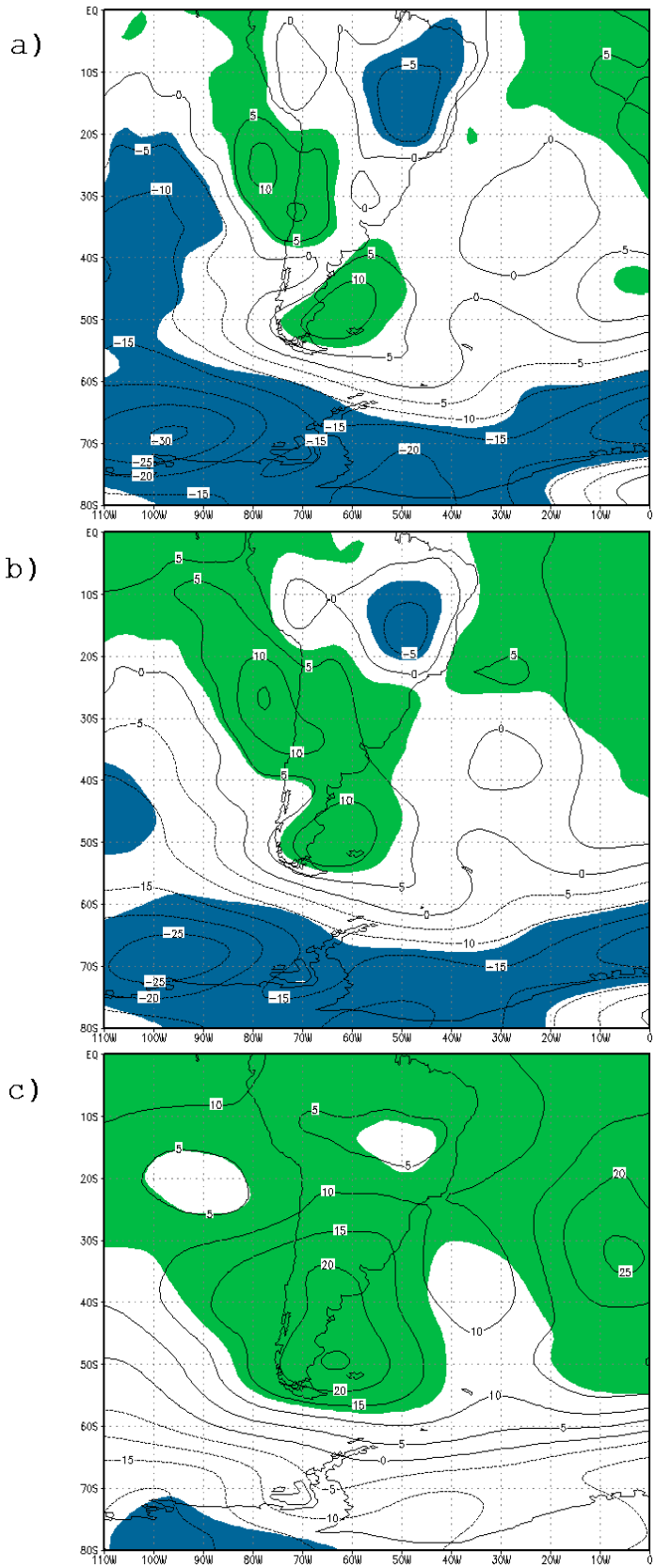
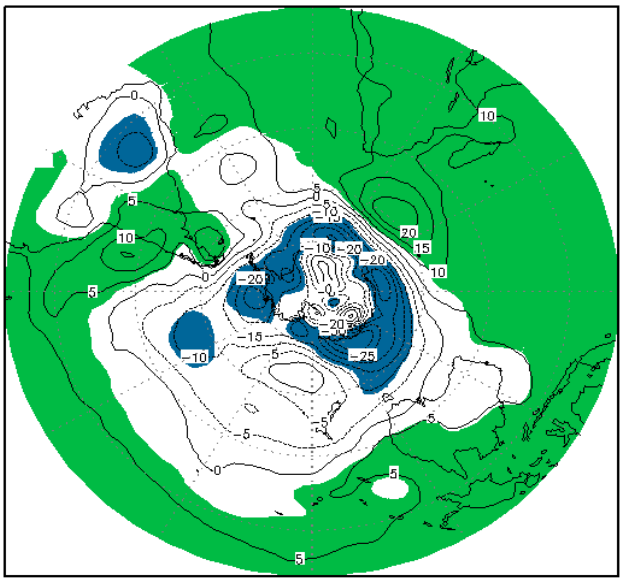
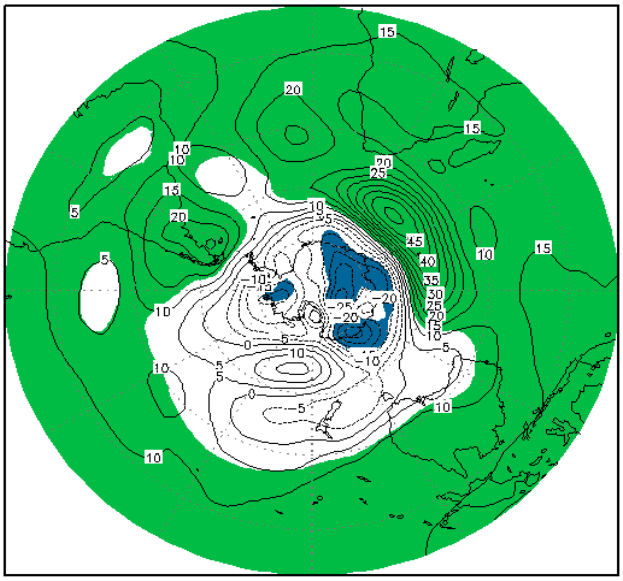


Figura IV 3: Anomalías por diferencia entre los períodos: *1980-1997 menos 1959-1976* para a) altura geopotencial en 1000 hPa, b) altura geopotencial en 850 hPa y c) altura geopotencial en 500 hPa. Áreas sombreadas anomalías significativas para α=0,05 con test t de Student.

a)



b)



c)

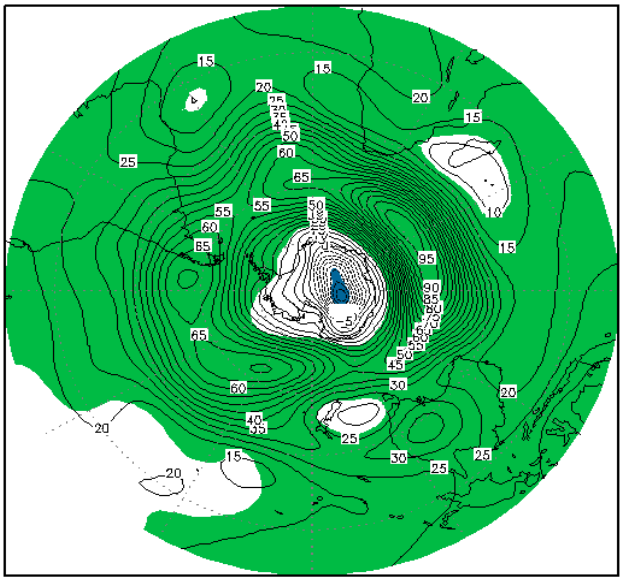


Figura IV 4: Ídem Fig. 3 pero proyección estereográfica polar a) 850 hPa, b) 500 hPa y c) 200 hPa.

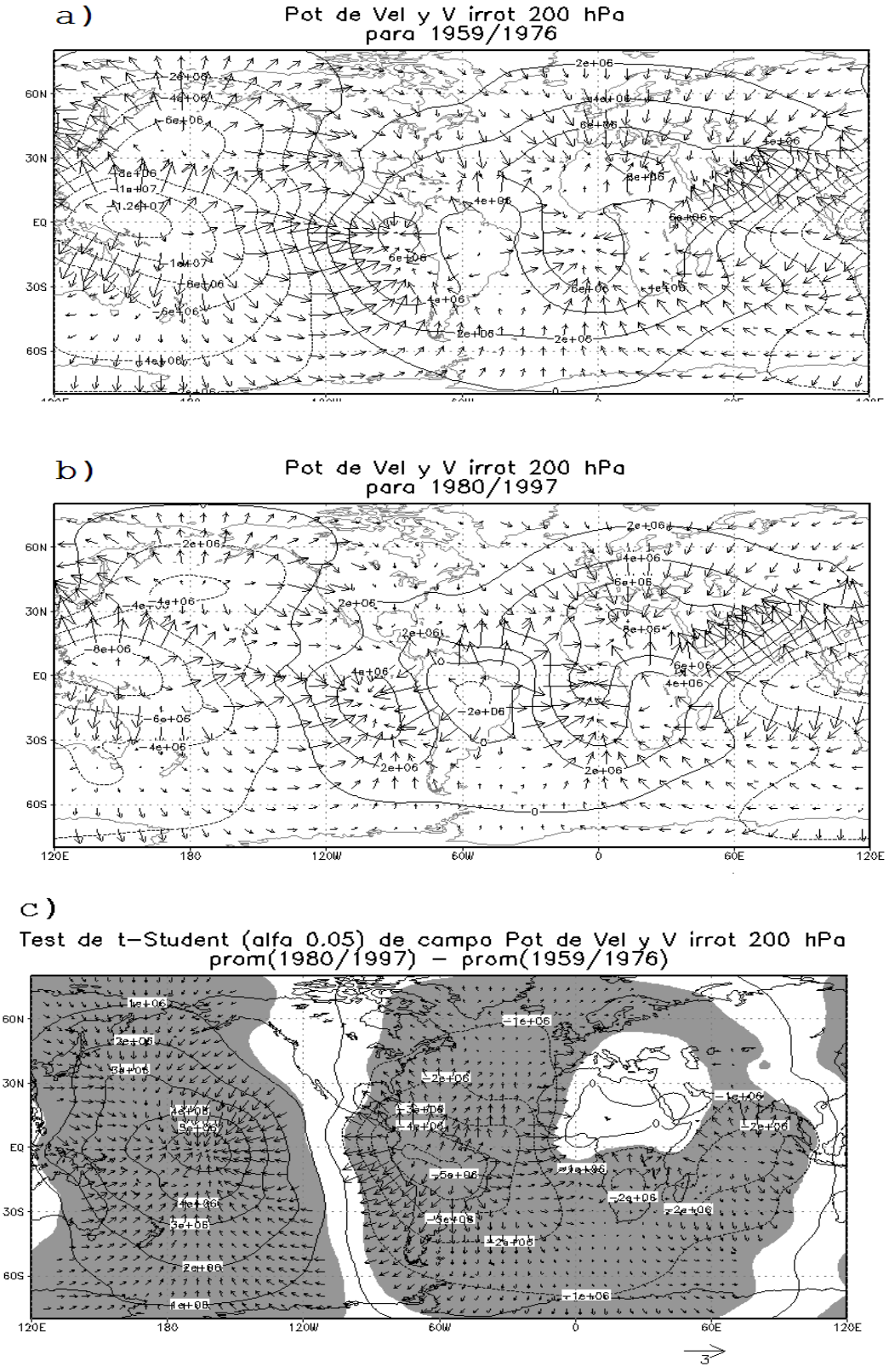


Figura IV 5: Potencial de Velocidad y Viento irrotacional en 200 hPa: a) climatología 1959-1976, b) climatología 1980-1997, c) diferencia entre b) menos a), sombreado, anomalías significativas para 95% de confianza (test t de Student).

V CARACTERÍSTICAS DE LA CIRCULACIÓN ATMOSFÉRICA PARA LOS EXTREMOS HÚMEDOS Y SECOS EN EL CENTRO-OESTE

En este capítulo se estudia las principales características de la circulación atmosférica asociada a los eventos extremos de precipitación estival en la región COA. Los extremos se determinan mediante el criterio establecido sobre el índice regional de precipitación $\boldsymbol{P_t}$, el cual fue presentado en el CAPÍTULO III. Las composiciones de anomalías para los extremos se obtienen teniendo en cuenta las climatologías CL1 (1959-1976) y CL2 (1980-1997) de los campos atmosféricos provenientes de la salidas del reanálisis I del NCEP/NCAR por los motivos explicados en el CAPÍTULO IV.

5.1 VERANOS EXTREMOS DEL PERÍODO 1959-1977

La distribución intra-regional de las anomalías porcentuales de precipitación para los veranos secos y húmedos se presenta en la Figura V.1. Los paneles izquierdos (a.1 y b.1) muestran las anomalías compuestas porcentuales de precipitación estival en el COA a partir de las series de estaciones utilizadas para la estimación del índice $\boldsymbol{P_t}$ precipitación estival (ver Tabla 1 y Fig. III.2) para los años extremos húmedo (Fig. V.1.a.1) y seco (Fig. V.1.b.1) anteriores a 1977, respecto del promedio estival (octubre a marzo) calculado sobre el período 1959-1998. Los paneles derechos (a.2 y b.2) son análogos, sólo que calculado a partir de los datos de precipitación mensual de la base de la Universidad de Delaware (Udel) permitiendo extender el análisis para un área mayor que la del COA. Las mínimas diferencias en intensidad y forma de las estructuras sobre la región COA puede

deberse a los distintos métodos de interpolación espacial utilizados y al número de estaciones disponibles en cada base. Las señales son consistentes en signo y en estructura espacial aunque las de la base Udel tengan ligeramente menor intensidad. Esto nos permite comparar la precipitación en COA con otras áreas de Argentina.

La estructura espacial de anomalía compuesta de precipitación indica que el verano extremo húmedo se caracteriza por tener una gradiente de precipitación con máximo (>40%) hacia el oeste y sudoeste de la región COA (Fig. V.1.a.1). El campo de la base Udel (Fig. V.1.a.2) muestra que la señal positiva se amplifica hacia el norte de la Patagonia, indicando una mayor extensión de la coherencia espacial regional, otra señal positiva fuerte en Patagonia sur (> 50%) y valores negativos fuertes (< -60%) en Patagonia central. Sobre el resto de Argentina subtropical predominan anomalías ligeramente negativas de precipitación (entre -10% y 0%). Es de notar que en el Noroeste argentino (NOA) existe otra anomalía positiva.

La estructura espacial de la anomalía de precipitación para el verano extremo seco en el COA muestra gradiente de este-oeste en ambas bases (Fig. V.1.b.1 y b.2) con anomalías negativas más intensas hacia el oeste (<-20%). A partir de la base de la Udel (Fig. V.1.b.2) se observa que inmediatamente al sur del COA la señal cambia de signo con anomalías intensas (>+50%) sobre Patagonia andina norte. La Patagonia central presenta una señal negativa fuerte que se extiende hacia el sur. Sobre el resto de Argentina subtropical predominan anomalías negativas de precipitación.

5.1.1 COMPOSICIÓN DE LA CIRCULACIÓN ATMOSFÉRICA PARA LOS EXTREMOS DE PRECIPITACIÓN EN EL PERÍODO 1959-1977

Las anomalías del campo compuesto de altura geopotencial para extremo húmedo (panel superior) y seco (panel inferior) en 850 hPa (a), 500 hPa (b) y 200 hPa (c) se muestra en la Figura V.2. El verano extremo húmedo en el COA está asociado con anomalía positiva de altura geopotencial en troposfera baja, media y alta sobre latitudes medias junto con debilitamiento del AAS y del flujo de los oeste ente 110ºO-20ºO y fortalecimiento del flanco sur APS (Fig. V.2.a.1, .b.1 y .c.1, paneles superiores). La anomalía anticiclónica de latitudes medias se extiende sobre el continente generando un eje de cuña. La misma junto con los valores relativamente menores de anomalía sobre el APS (sobre todo a 35ºS) producen una onda muy corta favoreciendo condiciones medias de parte delantera de vaguada sobre el área de COA y el consecuente ascenso de las masas de aire.

El verano extremo seco revela un patrón de anomalías inverso en toda la troposfera (Fig. V.2.a.2, .b.2 y .c.2, paneles inferiores). La anomalía ciclónica al sudoeste del Atlántico sur genera una vaguada sobre el sector continental que, juntamente, con las anomalías neutras a positivas en ambos anticiclones semipermanentes favorecen condición de parte delantera de cuña sobre el área de la cordillera lo que provoca subsidencia.

Los campos de anomalía significativa de velocidad omega en 400 hPa (Fig. V.3) confirman que sobre el área del COA hay ascenso significativo en los extremos húmedos y descenso en los secos. Estos movimientos verticales de ascenso (descenso) durante el extremo húmedo (seco) están conectados con anomalías significativas de divergencia (convergencia) en 200 hPa sobre la región COA (Fig.

V.4). Es notable que cuando hay extremos húmedos (secos) y divergencia (convergencia) en el COA lo inverso ocurre sobre el Uruguay y parte de la provincia de Buenos Aires. Por la inclinación hacia el oeste y la amplificación de la señales en la vertical de las anomalías se desprende que tanto para el extremo seco como húmedo la estructura anómala es baroclínica.

Los campos compuestos de anomalía del vector velocidad (V) y de humedad específica (Q) en troposfera baja (850) para el extremo húmedo y seco resultan ser casi inversos (Fig. V.5.a y .b).

Para el ***verano extremo húmedo***, las anomalías de humedad específica muestran el máximo sobre la región COA, en relación con un flujo anómalo de masa predominantemente del sudeste que favorece posible advección de humedad desde el Atlántico al sur de 30ºS. También el aumento de humedad se registra sobre Patagonia norte y central y en el NOA (Fig. V.5.a). En la zona de Uruguay y provincia de Buenos Aires las condiciones son neutras.

Si comparamos estos resultados con la Figura V.1.a, vemos anomalías de precipitación sobre la región COA y sobre Patagonia consistentes con áreas de anomalía positiva de humedad específica y del flujo de masa. De esta manera, el aumento de precipitación en el COA con máximos hacia el sur del área y norte de Patagonia (Fig. V.1.a.1) está asociado a anomalía de flujo de masa del este y sudeste con posible aporte de humedad desde el Atlántico, al sur de 30ºS (Fig. V.5.a), respondiendo a la anomalía anticiclónica de la Figura V.2 panel superior.

Para el ***verano extremo seco*** hay valores negativos de anomalía de humedad específica sobre la región del COA que se extienden hasta más bajas latitudes en una franja al este de los Andes (Fig.5.b). Las anomalías compuestas del campo de

velocidades en la troposfera baja muestra una componente oeste-sudoeste sobre el norte de la Patagonia, COA y centro-este de Argentina asociado a la anomalía ciclónica de altura geopotencial centrada en 50ºS-65ºO de la Figura V.2, panel inferior. Este flujo anómalo de masa sobre la Patagonia andina advectaría masas de aire que al alcanzar la Cordillera del lado argentino son secas por haber perdido humedad sobre ambos flancos de la Cordillera al sur de 40ºS. Esta hipótesis está avalada por la distribución espacial de anomalías para extremo seco (Fig. V.1.b.1) que muestra los valores más negativos de anomalías de precipitación en el sector SO del COA. También, daría lugar al patrón bipolar de precipitación norte/húmedo y sur/seco que se observa en la Figura V.1.b.2. Al mismo tiempo, sobre el norte y noreste de Argentina y sur de Brasil el flujo anómalo de masa de componente norte-noroeste está vinculado con valores positivos de anomalía de Q y es consistente con las anomalías positivas en la precipitación al sur de Brasil (Fig. V.1.b.2).

Los campos no mostrados de anomalías de V en 925 y 500 hPa y de Q en 925 hPa presentan característica similares.

5.2 VERANOS EXTREMOS EN EL PERÍODO 1978-1998

Al igual que para la Fig. V.1, la Figura V.6 muestra la anomalía compuesta porcentual de precipitación estival de los años extremos húmedos (Fig. V.6.a) y seco (Fig. V.6.b) posteriores a 1977, respecto del promedio estival (de octubre a marzo) calculado sobre el período 1959-1998 (años extremos ver tabla 1 y Fig. III.2).

Las distribuciones espaciales dadas por las estaciones del COA (paneles a.1 y b.1) y por la Udel (paneles a.2 y b.2) difieren en intensidad y forma más que para el período 1959-1977. Sin embargo el signo de las anomalías y la distribución espacial

se mantienen en los dos campos de ambas bases de datos. Esto nos permite comparar el campo de precipitación en COA con otras áreas de Argentina.

La estructura espacial de la composición de anomalías de precipitación para el verano extremo húmedo muestra que posterior a 1977 presenta valores positivos en toda la región con valores máximos (> +42%) sobre el SO de la región y los valores mínimos de anomalía (< +10%) en la zona de la estación San Juan (Fig. V.6.a.1). La estructura de anomalía mostrada por la base interpolada por Udel es coherente con la anterior aunque los valores menos intensos. También aquí aparece el máximo hacia el SO y un mínimo relativo en la zona de San Juan (Fig. V.6.a.2).

La diferencia con el período 1959-1977 en el COA (comparar Fig. V.1.a y V.6.a.1), es el aumento en el porcentual de anomalía sobre el sector NE y el mínimo en el sector central debido a la disminución de precipitación en la estación San Juan (Agosta y otros 1999).

Al comparar la distribución espacial usando la base Udel (comparar Fig. V.1.a2 y V.6.a2) se aprecia que los valores sobre Patagonia norte son negativos, alcanzando hasta -20%. Además en los extremos del período 1959-1977 está presente una anomalía negativa fuerte en Patagonia central, en torno a 47ºS, esto cambia a un centro positivo de anomalía (+50%) para el período 1978-1998. La inversión del signo de las anomalías también se observa para Patagonia sur. En cambio, la señal positiva del COA se extiende sobre la llanura Chaco-Pampeana hasta Uruguay (+30%), donde en el período previo había valores negativos (ver Fig. V.1a, panel derecho).

Por lo tanto cabe decir que el verano extremo húmedo en el período 1978-1998 presenta coherencia espacial de precipitación con Argentina subtropical

al norte de 40ºS, mientras que en el período 1959-1977 la coherencia se registra con Patagonia norte, hasta 45ºS.

La estructura espacial de la composición de anomalías de precipitación para un verano extremo seco muestra valores negativos y con gradiente hacia el oeste, alcanzando mínimos menores a -40%, similarmente a la estructura para el período previo 1959-1977 (Fig. V.6.b.1 comparada con Fig. V.1.b.1). Un patrón análogo puede observarse con la base de la Udel (Fig. V.6.b.2). A diferencia del período anterior, las anomalías negativas se extienden sobre el norte y sudoeste de Patagonia, mientras que en Patagonia central hay anomalía positiva (como durante un extremo húmedo). Sobre Argentina subtropical, al norte de 40ºS, las anomalías son negativas y más intensas que en el período anterior (comparar con Fig. V.6.b.2).

Por lo tanto puede decirse que el verano extremo seco en el período 1978-1998 presenta coherencia espacial de precipitación desde 40ºS hasta Argentina Subtropical, mientras que en el período 1959-1977 la coherencia se registraba Patagonia norte

5.2.1 COMPOSICIÓN DE LA CIRCULACIÓN ATMOSFÉRICA PARA LOS EXTREMOS DE PRECIPITACIÓN EN EL PERÍODO 1978-1998

Las anomalías del campo de altura geopotencial para el verano extremo húmedo (panel superior) y seco (panel inferior) en 850 hPa (a), 500 hPa (b) y 200 hPa (c) se muestran en la Figura V.7. El verano extremo húmedo en el período 1978-1998 está asociado anomalía positiva de altura geopotencial sobre la cuenca

del Atlántico Sur y negativa sobre el Pacífico Sur subtropical. Las anomalías, aunque no significativas en todas las áreas, nos muestran un fortalecimiento del AAS sobre el continente en el SE de Brasil y extendiéndose hasta altas latitudes. El APS se encontraría debilitado en latitudes subtropicales y/o trasladado hacia más bajas latitudes dando las anomalías una estructura barotrópica, en toda la troposfera (Fig. V.7.b y .c, paneles superiores). El descenso de altura geopotencial en el Pacífico Sur, al norte de 45ºS, junto con el aumento en el oeste del Atlántico Sur, genera condición de parte delantera de vaguada sobre el oeste del continente que favorece el ascenso de aire. Efecto que claramente se manifiesta en la presencia de anomalías positivas de precipitación generalizados al norte de 40ºS (Fig. V.6.a.2).

En los veranos extremos secos, este patrón de anomalías se invierte completamente aunque no es exactamente el opuesto (Fig. V.7, paneles inferiores). Sobre el continente hacia el este predominan valores negativos de anomalías en toda la troposfera, indicando debilitamiento del flanco oeste del AAS. El APS se halla fortalecido en latitudes subtropicales y conjuntamente se fortalece el flujo de los oestes en altas latitudes en ambas cuencas oceánicas. En altura el área de anomalías significativas se extiende y las anomalías se intensifican sobre el continente. Esta estructura de anomalías también se extiende a toda la troposfera pero no alcanzan a ser significativas (Fig. V.7.b y .c, panel inferior). El aumento de presión sobre el APS al norte de 45ºS y la disminución sobre el continente da lugar a la existencia de parte delantera de cuña sobre gran parte del área continental que se refleja en generalizadas anomalías negativas de precipitación al norte de 45ºS (Fig. V.6.b.2). Este sector de delantera de cuña se ve reflejado por las anomalías de subsidencia en 400 hPa (Fig. 8) y la convergencia de flujo en 200 hPa (Fig. 9), ambas significativas.

Para el ***verano extremo húmedo***, la composición de anomalías de Q en 850 hPa (Fig. V.10.a) es coherente con el aumento de precipitación mostrando las mayores anomalías positivas en el COA. La anomalía de humedad está acompañada de anomalías de V en 850 hPa del sector norte y exacerbación de los alisios sobre el Amazonas que con rotación anómala hacia altas latitudes dividiéndose en dos ramas, una hacia el COA y otra hacia Uruguay y sur de Brasil. Por lo cual el flujo anómalo de masa sobre Argentina subtropical es predominantemente del norte hasta unos 30ºS y del este-noreste entre 30º-40ºS.

Así, el verano extremo húmedo en el COA, con signo coherente con Argentina subtropical, está asociado a anomalía del flujo de masa del norte y nor-este con posible aporte de humedad desde el Atlántico Sur y el Amazonas junto con anomalía significativa de ascenso en troposfera media sobre el área (ver Fig. V.8.a) y anomalía positiva de divergencia en altura (ver Fig. V.9.a).

Para el ***verano extremo seco*** la anomalía compuesta de Q es coherente con el campo de precipitación de la Fig. V.6.b.2 mostrando valores negativos en Argentina subtropical y Patagonia con el mínimo en el COA. Las anomalías de **V** en capas bajas es predominantemente del sudoeste en Patagonia norte y sur del COA y de rotación anticiclónica en Argentina subtropical y parte norte del COA que debilitaría la baja del NOA.

Así el verano extremo seco en COA, con signo coherente con Patagonia norte y Argentina subtropical, está asociado a flujo anómalo de masa con componente sur asociado a valores bajos de humedad y movimientos subsidentes sobre el área (ver Fig. V.8.b) y convergencia en capas altas (ver Fig. V.9.b)

Los campos de anomalías de **V** en 925 y en 500 hPa, y de Q en 925 hPa presentan características similares (figuras no mostradas).

En resumen

Para el período 1959-1977

El verano extremo húmedo está asociado a:

- ✓ Estructura dinámica de anomalía anticiclónica en troposfera baja ubicada sobre el centro de la Patagonia y Mar Argentino. Implica debilitamiento del flujo de los oestes
- ✓ Anomalía positiva de humedad específica en capas bajas.
- ✓ Anomalía de flujo de masa en capas bajas con componente este, desde el Atlántico Sur al sur de 30ºS, con posible advección anómala de humedad.
- ✓ Anomalía positiva de convergencia en capas bajas y de ascenso de masa de aire sobre el área favorecido por una estructura dinámica de anomalía de relativa vaguada en troposfera media al oeste de los Andes.

El verano extremo seco está asociado a:

- ✓ Estructura dinámica de anomalía ciclónica en troposfera baja sobre el sudeste de la Patagonia.
- ✓ Anomalía negativa de humedad específica en capas bajas.
- ✓ Anomalía de flujo de masa en capas bajas con componente sur-sudoeste desde el Pacífico a través de los Andes patagónicos, con posible advección de masas secadas adiabáticamente.
- ✓ Anomalía de subsidencia sobre la región a sotavento de los Andes asociado a estructura dinámica de delantera de cuña en troposfera media.

Para el período 1978-1998

El verano extremo húmedo se asocia a:

- ✓ Estructura dinámica de anomalía anticiclónica en troposfera baja sobre SA y Atlántico Sur tropical/subtropical y otra estructura dinámica ciclónica del lado del Pacífico que propician el flujo anómalo meridional.
- ✓ Anomalía positiva de humedad específica en capas bajas.
- ✓ Anomalía de flujo de masa de componente norte-noreste con posible advección de humedad desde el Atlántico Sur tropical/subtropical y el Amazonas.
- ✓ Anomalía de divergencia en troposfera superior y de ascenso de masas de aire sobre la región asociado a estructura dinámica ciclónica barotrópica

Un verano extremo seco se asocia a:

- ✓ Estructura dinámica de anomalía anticiclónica sobre el Pacífico Sur subtropical y de anomalía ciclónica sobre SA y Atlántico Sur tropical/subtropical en troposfera baja que favorecen fortalecimiento del APS, debilitamiento el AAS y posible debilitamiento de la baja del NOA.
- ✓ Anomalía negativa de humedad específica en capas bajas.
- ✓ Anomalía de flujo de masa de componente sudoeste con posible advección de masas secadas adiabáticamente. Rotación anticiclónica del flujo anómalo de masa sobre el NOA.
- ✓ Anomalía de subsidencia asociado a una estructura dinámica anómala de delantera de cuña en troposfera media.

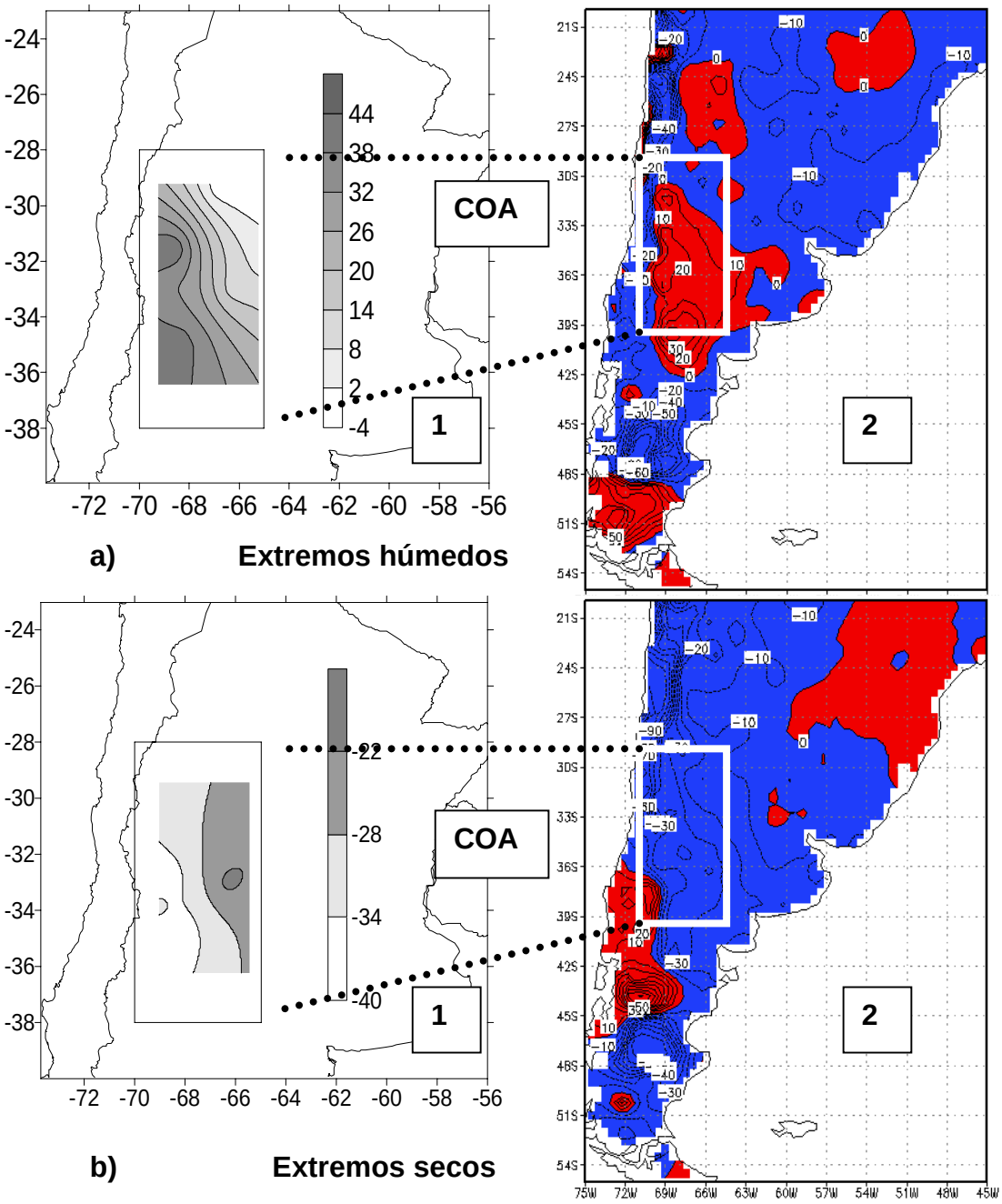
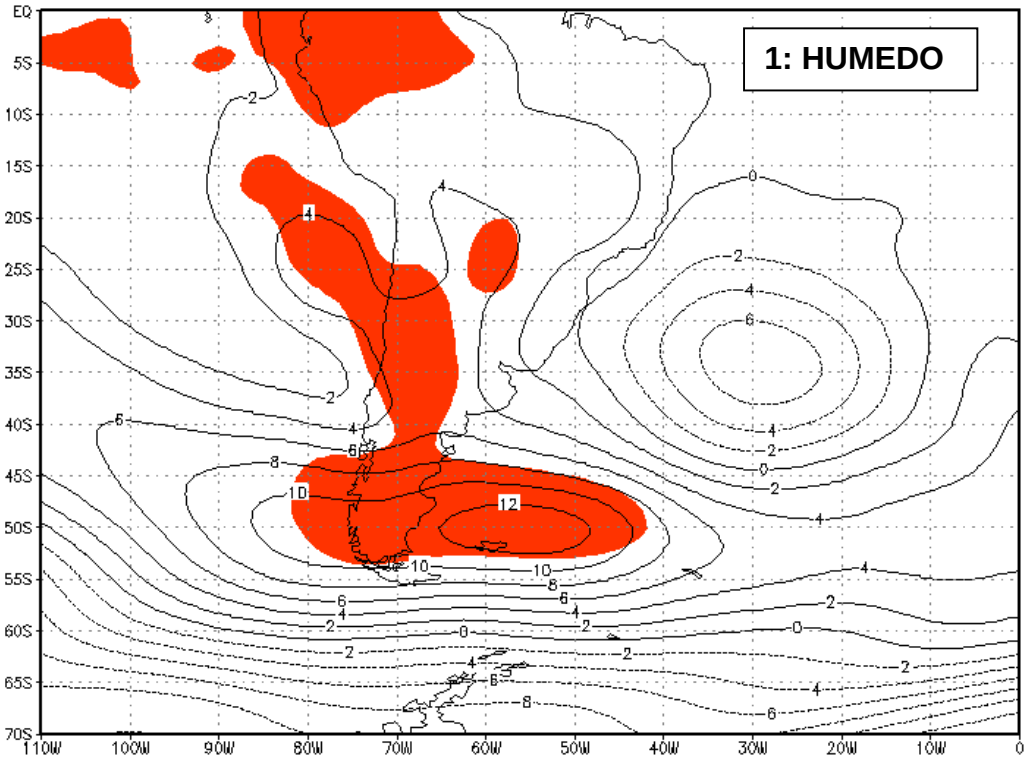


Figura V 1: Composición de precipitación estival expresada como anomalía porcentual respecto de la media sobre 1959-1998 en cada estación del COA (panel izquierdo: 1) o en cada punto de enrejado de la base interpolada de la Universidad de Delaware (Udel, panel derecho: 2) para veranos extremos húmedos (panel superior: a) y para veranos extremos secos (panel inferior: b), anteriores a 1977



a) 850 hPa

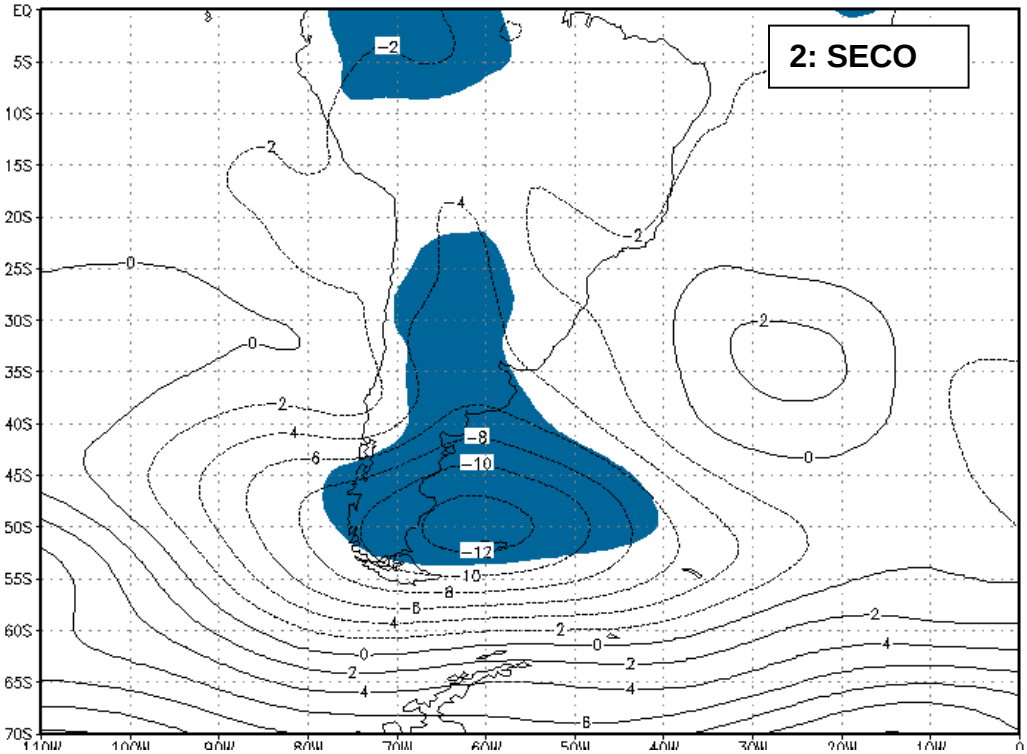


Figura V 2 a: Composición de anomalías de altura Geopotencial en 850 hPa respecto del período 1959-1976 (CL1) para veranos extremos húmedos (panel superior: 1) y extremos secos (panel inferio: 2), anteriores a 1977. Sombreado, anomalías significativas para α<0,10 (Test t de Student).

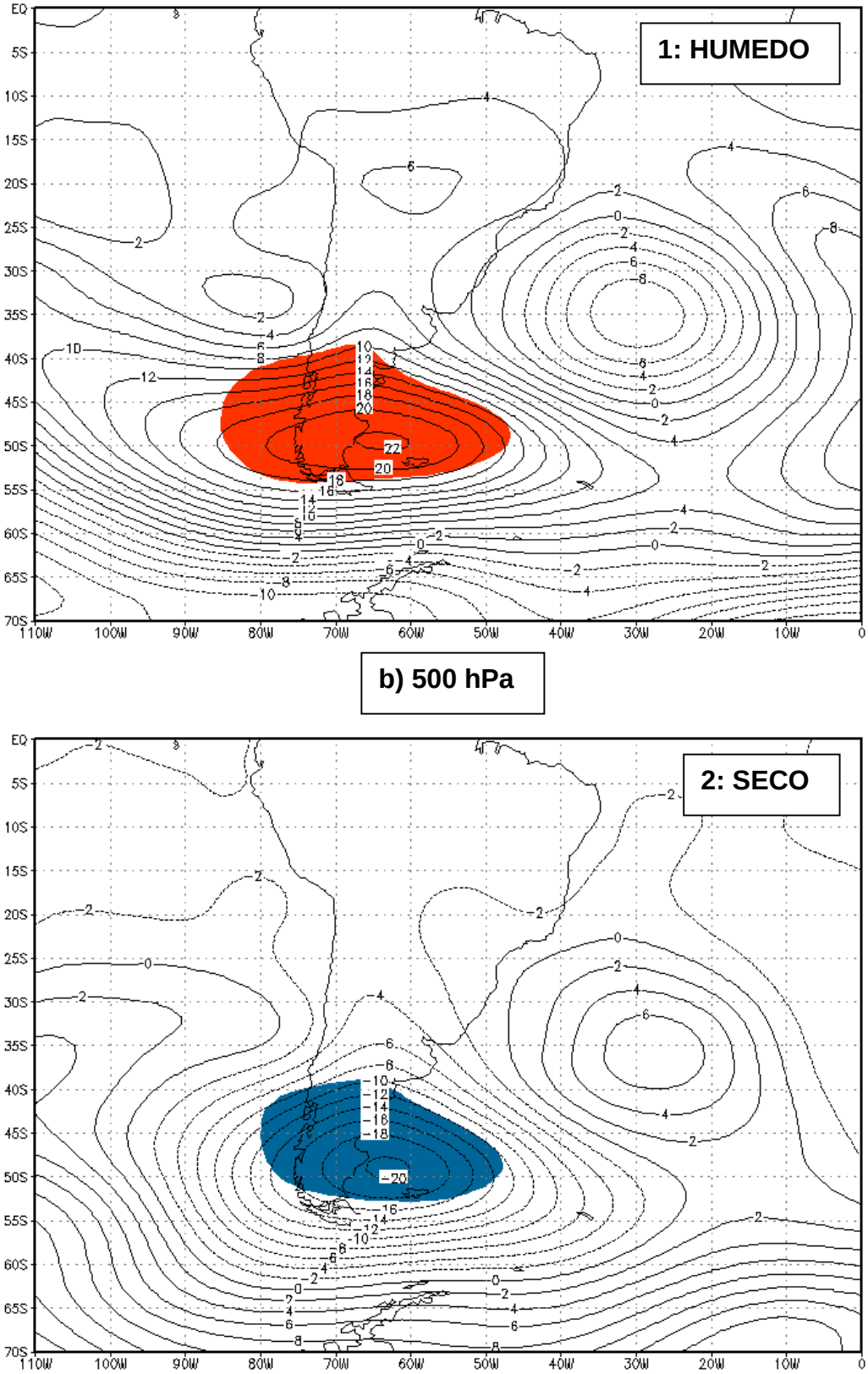
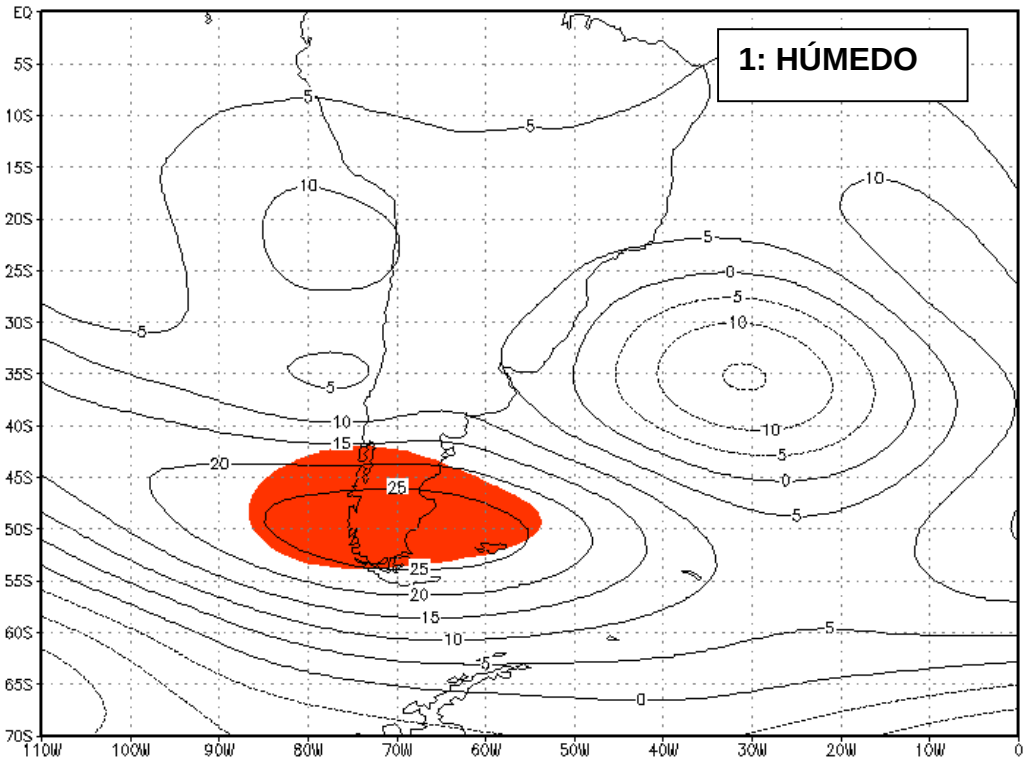


Figura V 2 b: Ídem Fig. V.8.a pero para 500 hPa.



c) 200 hPa

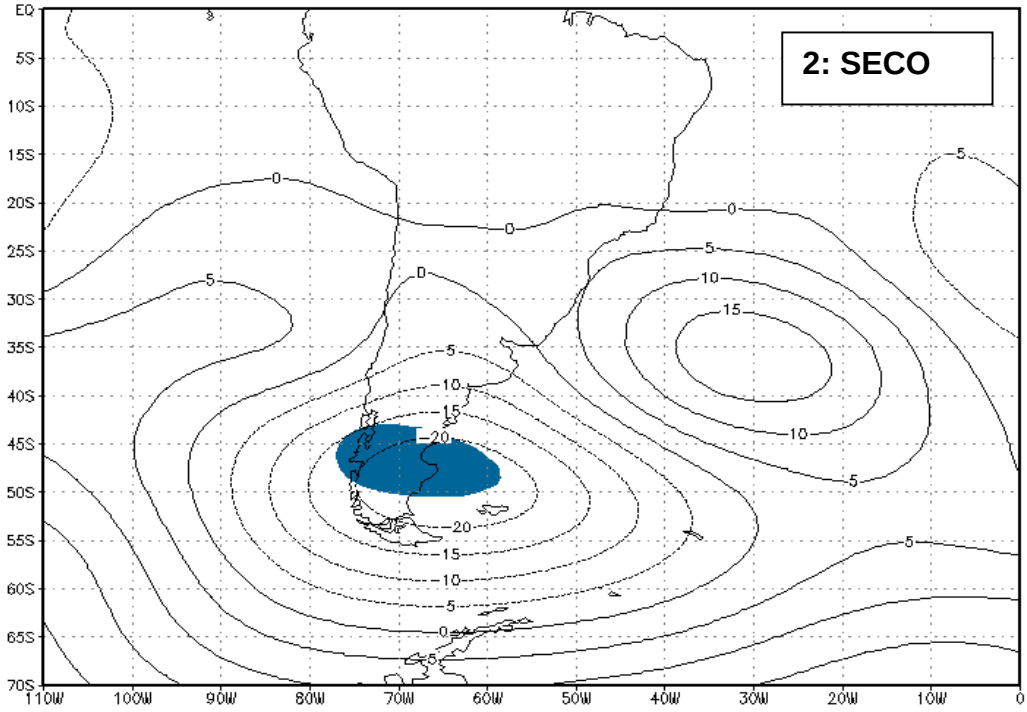


Figura V 2 c: Ídem Fig. V.8a pero para 200 hPa

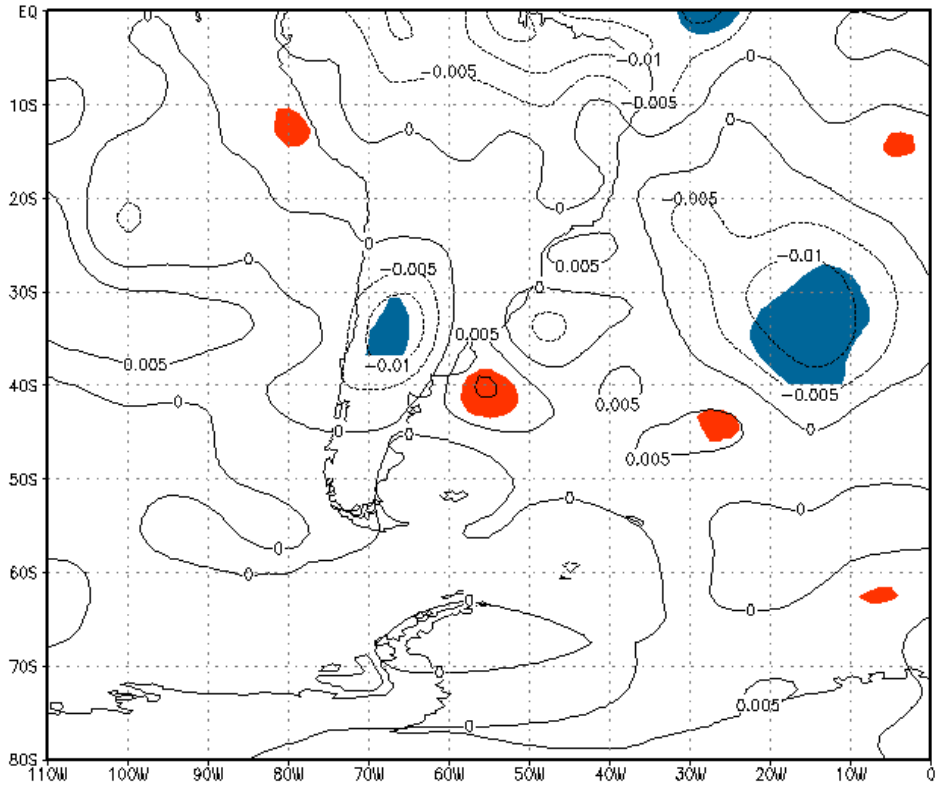


Figura V 3: Composición de anomalías de omega en 400 hPa respecto del período 1959-1976 (CL1) para veranos extremos húmedos anteriores a 1977. Sombreado, anomalías significativas para α<0,10 (Test t de Student).

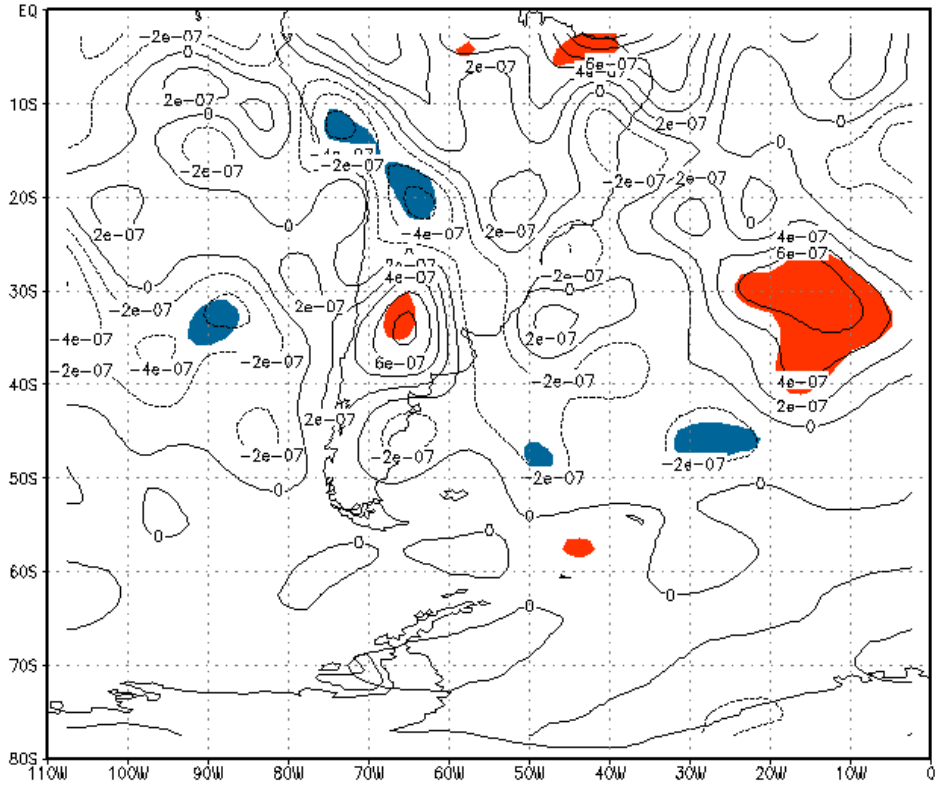


Figura V 4: Composición de anomalías de divergencia del viento horizontal (Div u-v) en 200 hPa respecto del período 1959-1976 (CL1) para veranos extremos húmedos anteriores a 1977. Sombreado, anomalías significativas para α<0,10 (Test t de Student).

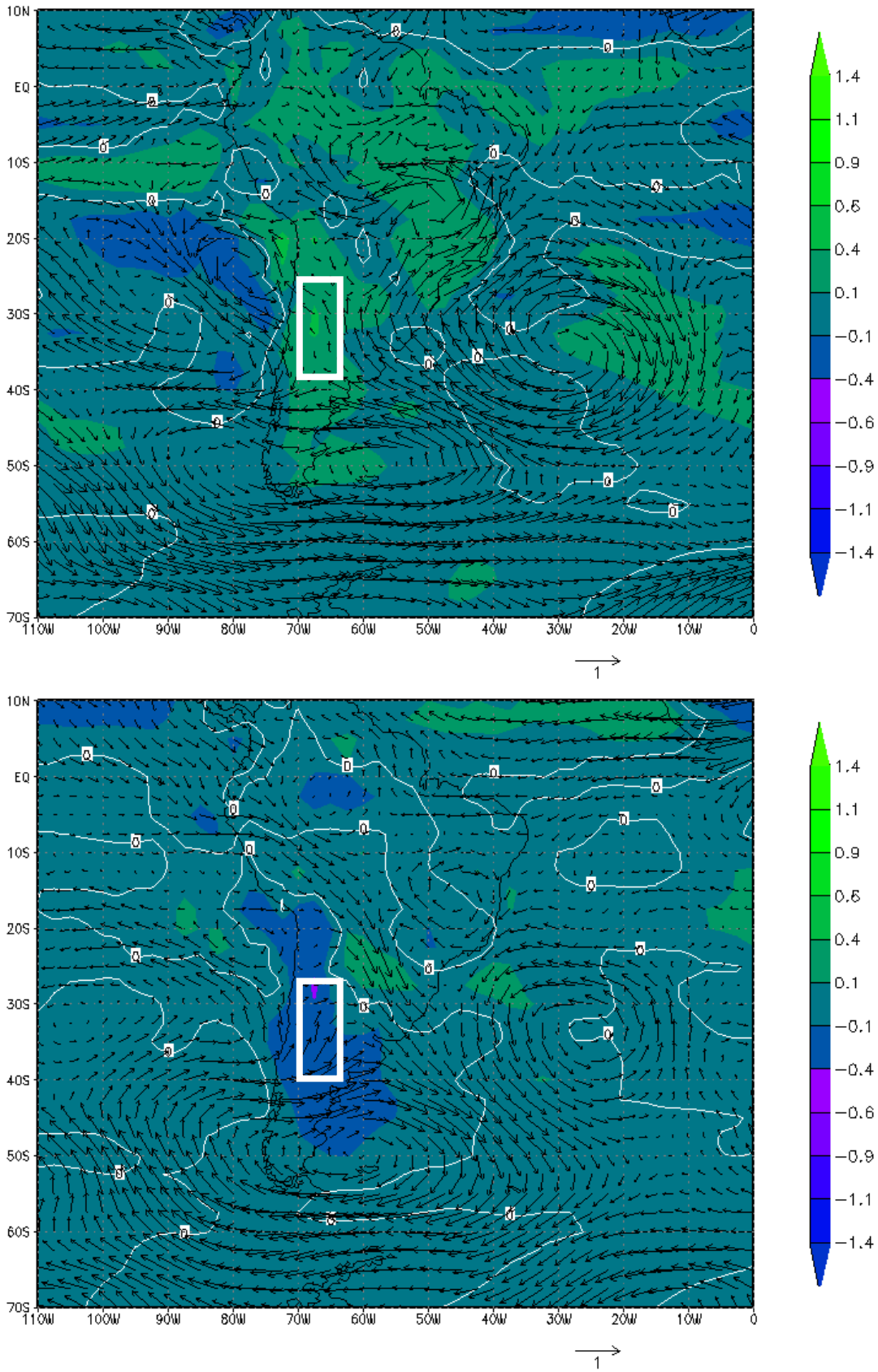


Figura V 5: Composición de anomalías del vector viento (U,V, m/s) y de humedad específica (Q, g/kg) en 850 hPa respecto del período 1959-1976 (CL1) para veranos extremos húmedos (a) y secos (b) anteriores a 1977.

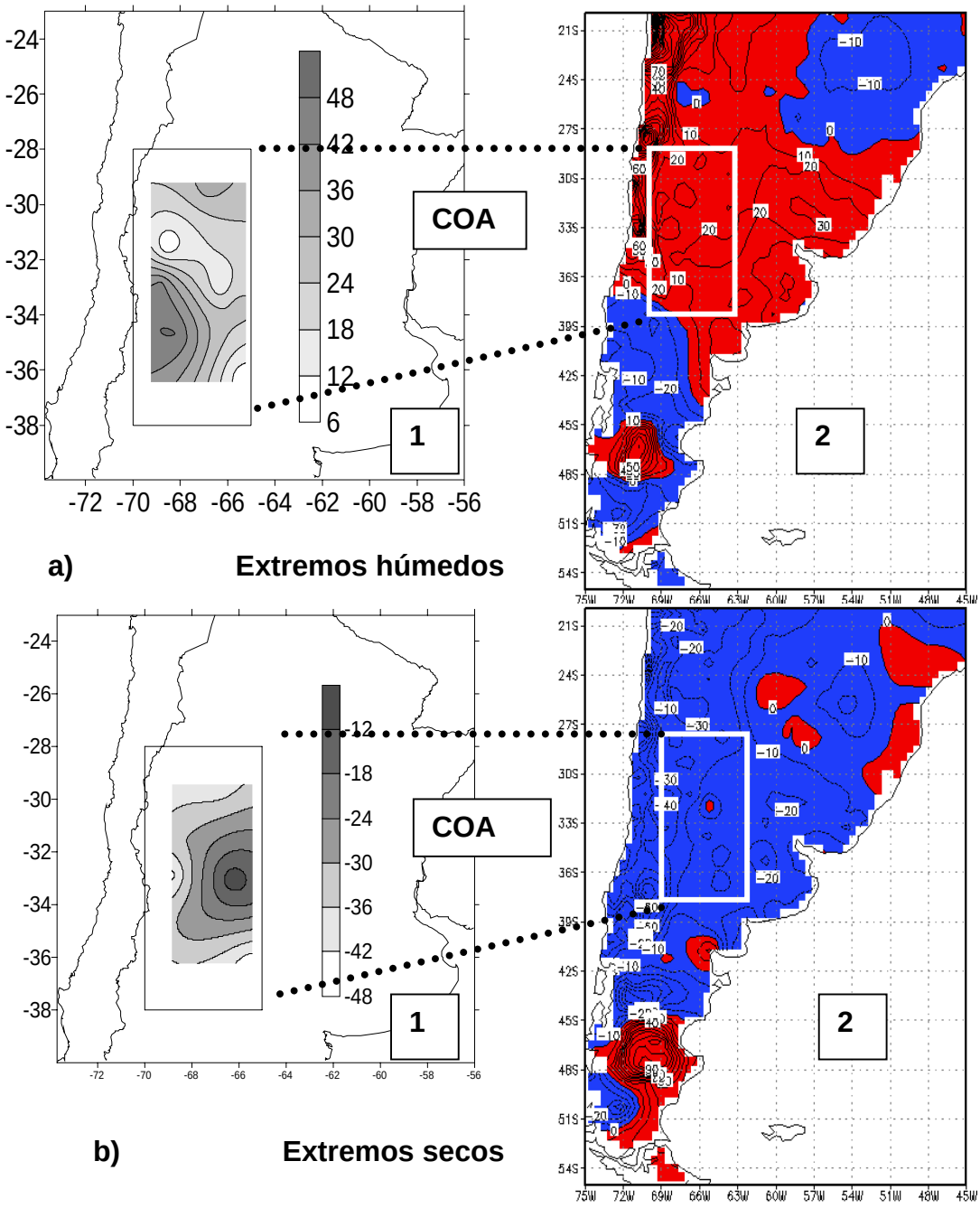


Figura V 6: Composición de precipitación estival expresada como anomalía porcentual respecto de la media sobre 1959-1998 en cada estación en el COA (panel izquierdo: 1) o en cada punto de enrejado de la base interpolada de la Universidad de Delaware (Udel, panel derecho: 2) para veranos extremos húmedos (panel superior: a) y para veranos extremos secos (panel inferior: b), posteriores a 1977.

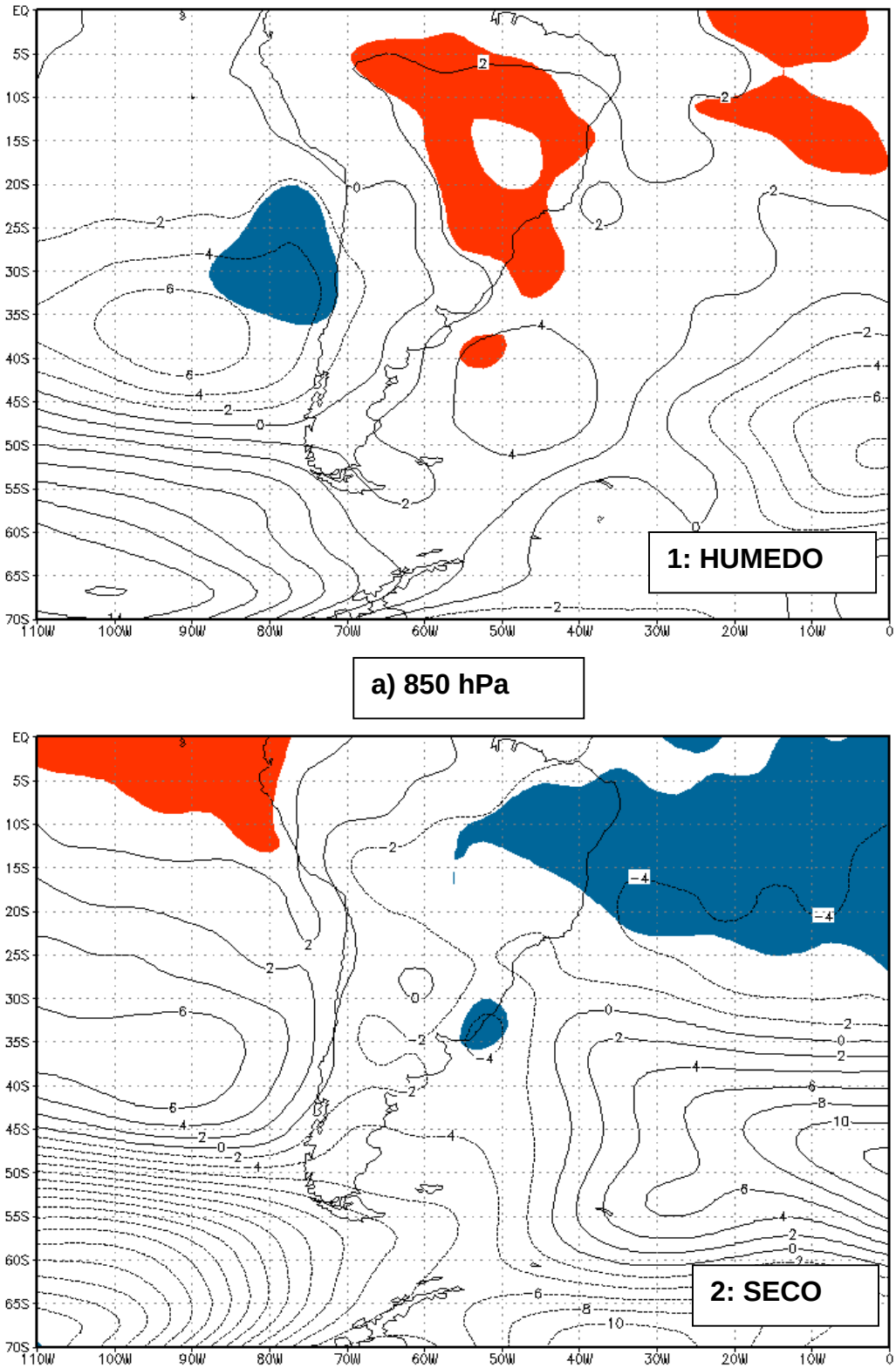


Figura V 7 a: Composición de anomalías de altura Geopotencial en 850hPa respecto del período 1959-1976 (CL1) para veranos extremos húmedos (panel superior: 1) y extremos secos (panel inferior: 2), posteriores a 1977. Sombreado, anomalías significativas para α<0,10 (Test t de Student).

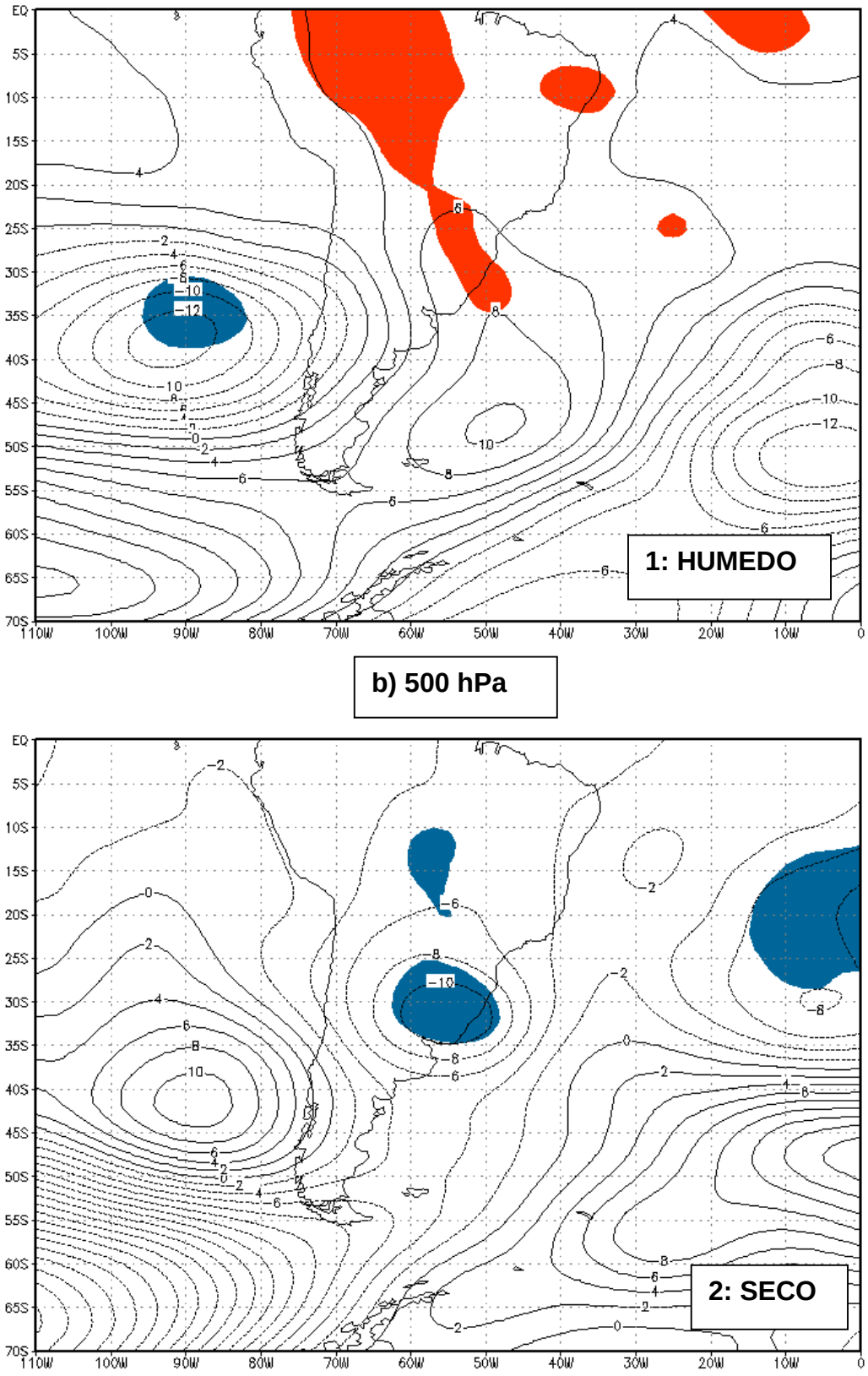


Figura V 7 b: Ídem Fig. V 7a pero para 500 hPa.

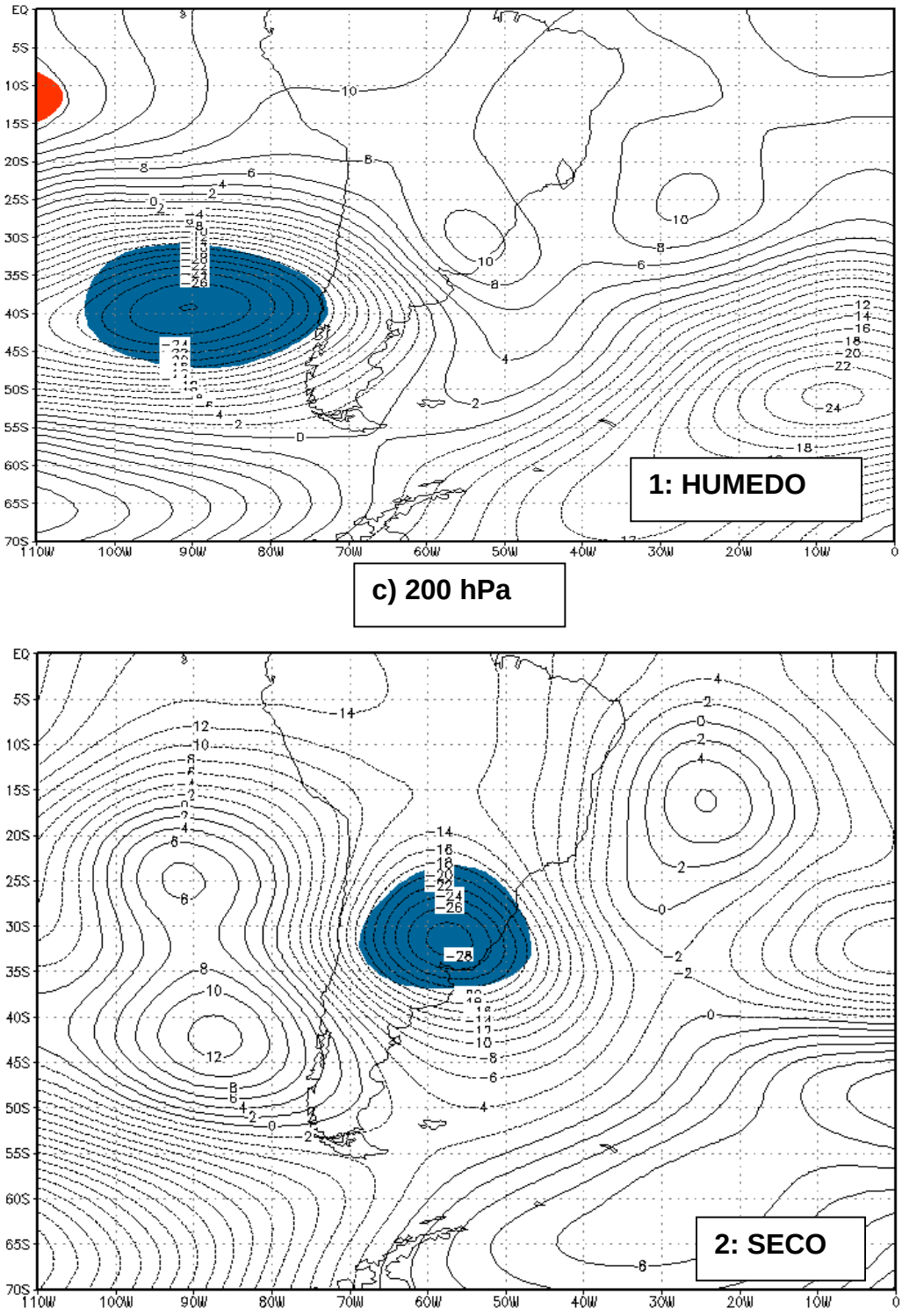


Figura V 7 c: Ídem Fig. V 7 8a pero para 200 hPa

.

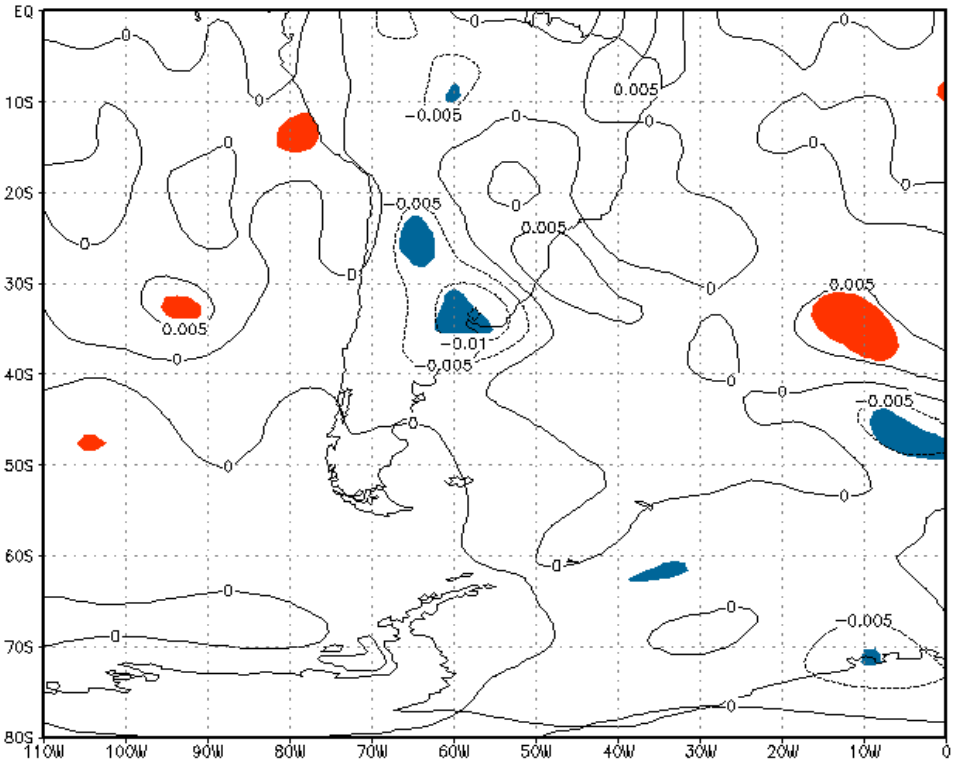


Figura V 8: Composición de anomalías de omega en 400 hPa respecto del período 1980-1997 (Cl2) para veranos extremos húmedos posteriores a 1977. Sombreado, anomalías significativas para α<0,10 (Test t de Student).

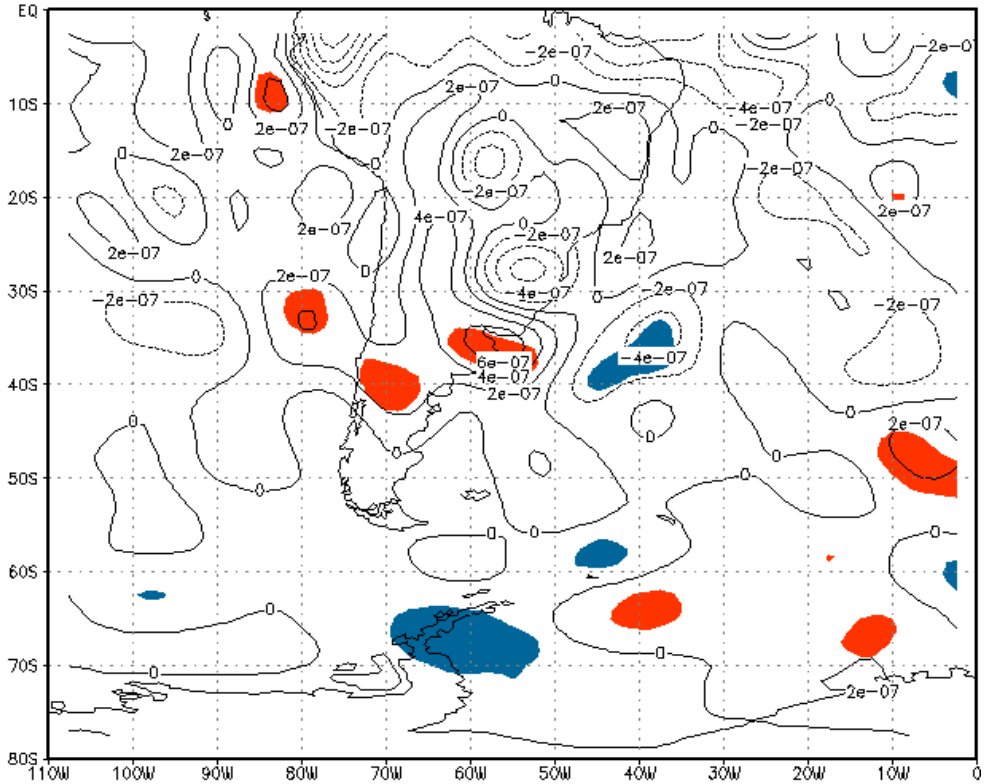


Figura V 9: Composición de anomalías de divergencia del viento horizontal (Div u-v) en 200 hPa respecto del período 1980-1997 (Cl2) para veranos extremos húmedos posteriores a 1977. Sombreado, anomalías significativas para α<0,10 (Test t de Student).

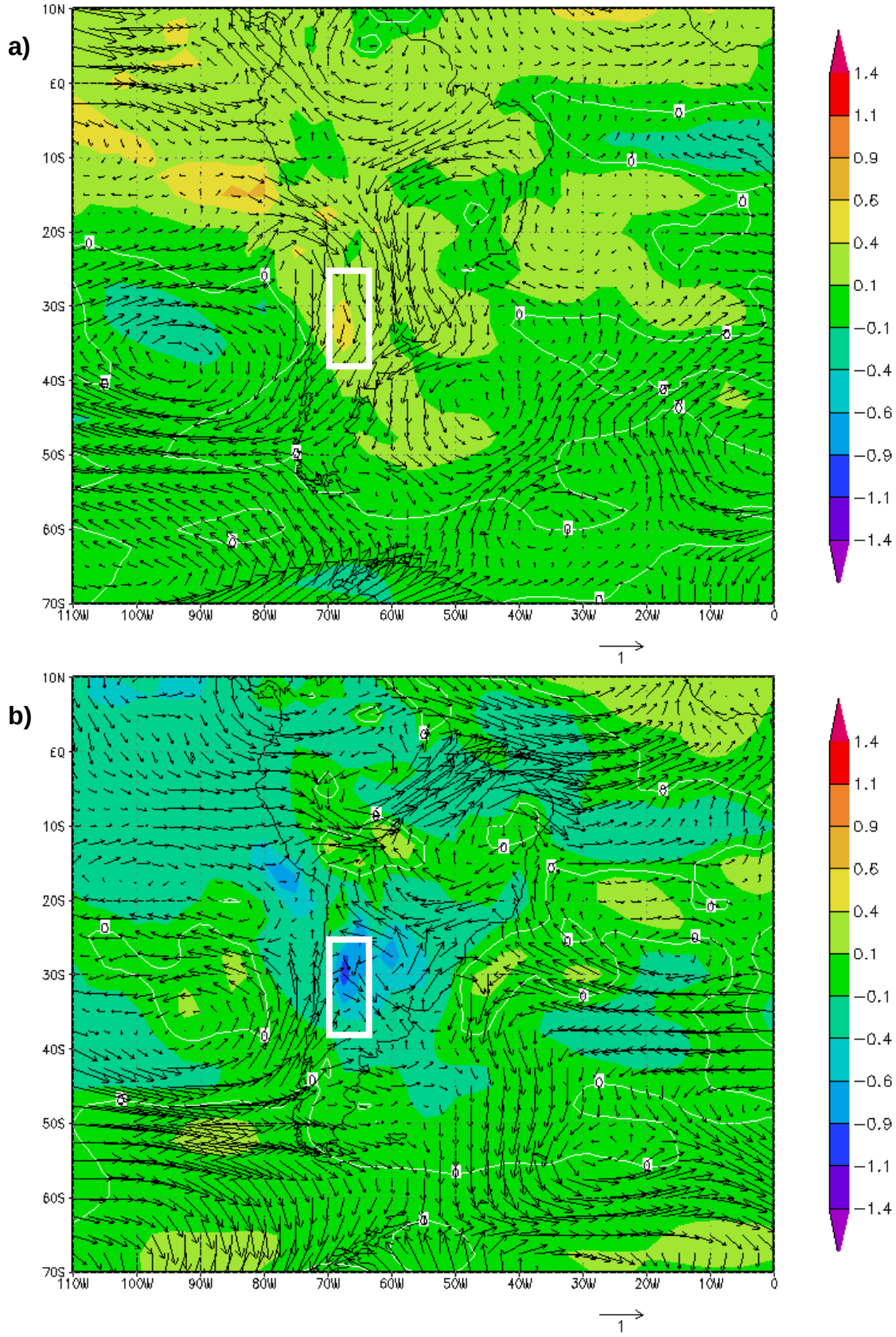


Figura V 10: Composición de anomalías del vector viento (U,V, m/s) y de humedad específica (Q, g/kg) en 850 hPa respecto del período 1959-1976 (CL1) para veranos extremos húmedos (a) y secos (b) posteriores a 1977.

VI RELACIÓN ENTRE LA PRECIPITACIÓN DE VERANO EN EL CENTRO-OESTE Y LA CIRCULACIÓN ATMOSFÉRICA DEL HEMISFERIO SUR

Como se describe en el CAPÍTULO V, los extremos húmedos y secos en la región COA presentan durante el subperíodo *pre-1977* anomalías de precipitación conectadas a la dinámica atmosférica de latitudes medias y altas, mientras que los veranos extremos durante el subperíodo *pos-1977* están conectados más bien a procesos de latitudes subtropicales-tropicales. A fin de determinar la ocurrencia de dicho cambio en las áreas de influencia, se analizan los campos de correlación entre la serie del índice de precipitación regional $\boldsymbol{P_t}$ y las principales variables de circulación.

6.1 CAMPOS DE CORRELACIÓN EN EL PERÍODO 1959-1977

La Figura VI.1 muestra el campo de correlación entre la precipitación estival en el COA, estimada con el índice $\boldsymbol{P_t}$, y la altura geopotencial en 850 hPa (a), 500 hPa (b) y 200 hPa (c) para el período 1959-1977. Sombreados los valores significativos para α=0,10

Sobre el cono sur de SA predominan valores de correlación positivos y significativos con un centro (r>0,7) centrado en 50ºS-78ºO en troposfera baja (Fig.VI.1a); la señal se extiende sobre el continente hasta latitudes tropicales. También hay un centro de correlación positiva al sur de Sudáfrica (r>0,5). Tanto sobre el Anticiclón del Atlántico como del Pacífico predominan valores negativos, aunque no significativos, de correlación. Similar campo de correlación se observa desde superficie hasta la troposfera media (Fig. VI.1.b). En 200 hPa sólo son significativos el centro positivo (r>0,6) ubicado en Patagonia, 50ºS-70ºO, más

desplazado hacia el oeste respecto a capas más bajas, y otro sobre el Atlántico Sur en las proximidades del sur de de Sudáfrica (Fig. VI.1.c).

Lo anterior indica que veranos más (menos) húmedos en el COA ocurren con aumento (disminución) de la altura geopotencial en latitudes medias sobre el Mar Argentino en troposfera media y baja y debilitamiento (fortalecimiento) de los anticiclones subtropicales. La estructura resulta ser baroclínica sobre las latitudes medias de SA, tal vez asociado a mayor ocurrencia de perturbaciones anticiclónicas (ciclónicas) sobre el área durante un verano más (menos) húmedo. Hemisféricamente el campo de correlación muestra un patrón de cuasi-onda 4 en latitudes medias tanto en capas bajas (Fig. VI.2) como en troposfera media y alta (figuras no mostradas) de estructura baroclínica. Sobre Antártida predominan valores negativos de correlación aunque no son significativos. Esto podría indicar que la variabilidad interanual de la precipitación en la COA estaría asociada a procesos de circulación hemisférica, en parte vinculada a variabilidad interanual del MAS (la correlación entre COA y SAM es 0,46 significativa al 90%), favoreciendo teleconexiones con otras regiones del hemisferio sur. Así, la coherencia en fase en la variabilidad de baja frecuencia encontrada por CAV02 entre la precipitación estival en el COA y la región la RPV de Sudáfrica parecen tener origen en esta conexión hemisférica. Esta teleconexión indica que cuando hay un verano húmedo (seco) en la región COA, hay aumento (disminución) de presión al sur de Sudáfrica sobre el océano (Fig. VI.2). En este sentido, Tyson (1986) y Lindesay (1998) mostraron que la ocurrencia de verano húmedo (seco) en la RPV de Sudáfrica ocurre con predominio de aumento (disminución) de la altura geopotencial al sur y oeste de Sudáfrica sobre el océano, indicando una extensión hacia el este del AAS y en altura disminución del geopotencial, señalando un eje de vaguada sobre el sur de Sudáfrica. Esto se asocia a

circulación anticiclónica con aporte de humedad sobre la región desde el sur/sudeste con convergencia de masa en superficie y el ascenso forzado por la vaguada. El campo de correlación sobre el área en la Figura VI.3 concuerda con ello. En particular, Triegaardt y Landman (1995) también encuentran, para la escala sinóptica, una anomalía positiva de altura geopotencial sobre el Mar Argentino, en ocurrencia simultánea con la extensión hacia el este del AAS al oeste y sur Sudáfrica, asociada a evento húmedo sobre la RPV. Como aquí puede verse, esa área sobre el Mar Argentino está significativamente relacionada en forma directa con la precipitación en COA. Por lo cual, la coherencia en fase observada hasta fines de los 1970s entre la precipitación de verano en el COA y la RPV parece tener como puente atmosférico la cuasi-onda 4 sobre latitudes medias.

Los campos de correlación entre la precipitación de verano en COA y la temperatura potencial en 925 hPa (a), 500 hPa (b) y de agua precipitable (c) (Fig. VI.3) muestran valores positivos y significativos de correlación en latitudes medias sobre el continente.

Los campos para temperatura potencial (Fig. VI.3.a y .b) nos muestran que la troposfera baja y media sobre Patagonia se calienta (enfría) durante ocurrencia de veranos más (menos) húmedos. A su vez, hay aumento (disminución) del contenido de agua precipitable sobre la Patagonia, la región COA y la cuenca amazónica (Fig. VI.3.c). El calentamiento (enfriamiento) de la troposfera baja puede relacionarse a mayor advección térmica positiva (negativa) por una componente inducida del campo de velocidad del norte-noreste (sur-sudoeste) sobre Patagonia debido a aumento (disminución) de altura geopotencial (Fig. VI.4.a) durante el verano más (menos) húmedo en COA. La relación con la componente zonal (Fig. VI.5.a y .b) muestra que el flujo de los oestes se halla

diminuido (aumentado) en latitudes medias sobre toda la troposfera durante un verano más (menos) húmedo e incrementado (disminuido) en más altas latitudes y en latitudes subtropicales sobre el Atlántico sur. Esto tal vez sea consecuencia del aumento (disminución) de la frecuencia de pasaje de anticiclones en latitudes medias durante veranos más (menos) húmedos.

En latitudes subtropicales la correlación con el viento muestra dos centros ciclónicos sobre el área de los anticiclones semipermanentes indicando debilitamiento (fortalecimiento) de estos sistemas para años húmedos (secos) (Fig. VI.4.a, .b y .c). Es de notar que mientras la correlación con la altura geopotencial de la troposfera (Fig. VI.1) tiene el mismo signo, los valores no llegan a ser significativos y aquí sí lo son.

Por otro lado, el calentamiento (enfriamiento) de la troposfera media podría estar vinculado a efectos de subsidencia (ascenso), tal como lo revela el campo de correlación entre la precipitación en COA y omega (Fig. VI.5.a). Claramente, un verano más (menos) húmedo sobre el COA está asociado a ascenso (descenso) de masas de aire sobre la región. También hay correlación positiva (negativa) y significativa sobre el área de la RPV de Sudáfrica, lo cual indica ascenso (descenso) de masas de aire y posible aumento (disminución) de la precipitación en esa área, confirmando la teleconexión de CAV02 (Fig. VI.5.a).

6.2 CAMPOS DE CORRELACIÓN EN EL PERÍODO 1977-1998

La correlación entre la precipitación estival en el COA y la altura geopotencial en 850 hPa (a), 500 hPa (b) y 200 hPa (c) para el período 1978-1998 (Fig. VI.6) muestra que veranos más (menos) húmedos en el COA están asociados a aumento (descenso) de la altura geopotencial en troposfera baja sobre SA subtropical/tropical desde el centro de Brasil hasta 38ºS (áreas sombreadas para

coeficientes de r >0,39 significativos al 90% de confianza). Otra área significativa se relaciona con descenso (aumento) de la altura geopotencial al oeste de los Andes sobre el Pacífico. Esto indica que la variación interanual de la precipitación en el COA está relacionada con un gradiente zonal de presión establecido entre el AAS sobre el área continental y el APS sobre el Pacífico. Cabría esperar, en consecuencia, un aumento (disminución) del flujo meridional norte-sur, naturalmente generado en términos climáticos entre la baja del NOA y el AAS, sobre la región del Chaco para veranos más (menos) húmedos. En el área de Sudáfrica hay la correlación significativa y positiva al oeste de la costa sobre el Atlántico Sur en torno a 30ºS y negativa aunque no significativa hacia el sur, indicando que predomina aumento (descenso) de presión en capas bajas en las proximidades de la costa sudoeste de Sudáfrica y disminuye (aumenta) la presión sobre el Atlántico en latitudes medias hacia el sur de Sudáfrica para veranos más (menos) húmedos en el COA. Acorde con Tyson (1986) y Lindesay (1998) esta configuración del campo de presión en los alrededores de Sudáfrica esta asociado a episodios de sequía para la RPV. Por lo tanto el fortalecimiento del AAS sobre el sector occidental del Atlántico Sur, que se relaciona positivamente con la precipitación en la región COA indicando valores sobre el promedio, se relaciona inversamente con la precipitación en Sudáfrica, señalando precipitación bajo la media. Es así que durante la década de los 80s y principios de los 90s, en que COA tiene un evento húmedo prolongado, notablemente en Sudáfrica ocurren sequías (Lindesay 1998). El cambio en el área de teleconexión entre el período previo a 1977 (Fig. VI.1) y el posterior (Fig. VI.6) está colaborando en la pérdida de la coherencia en fase de la señal de baja frecuencia entre Sudáfrica y COA ocurrido en 1976/1977 (CAV02).

Analizando el campo de correlación hemisférico (Fig. VI.7) no aparece ningún tipo de onda predominante, no obstante, habría una propensión a mostrar un posible modo anular, similar al MAS inverso, con aumento (disminución) de presión sobre Antártida y disminución (aumento) en latitudes medias para un verano más (menos) húmedo, inclusive en troposfera media y alta (figuras no mostradas), con los valores negativos de correlación sobre latitudes medias que no llegan a ser significativos.

Esto indica que la variabilidad interanual de la precipitación en el COA para el subperíodo pos-1977 queda restringida a procesos de la dinámica atmosférica de escala regional, sobre las latitudes subtropicales-tropicales de SA.

Los campos de correlación entre la precipitación de verano en COA y la temperatura potencial en 925 hPa (a), 500 hPa (b) y de agua precipitable (c) de la Figura VI.8 muestran que hay valores significativos de correlación entre la temperatura potencial y la precipitación sobre Uruguay, NE de Argentina y SE de Brasil en capas bajas y troposfera media, indicando que la estructura anticiclónica sobre SA tropical favorece advección térmica desde el norte y noreste. A su vez, hay un aumento (disminución) del contenido de agua precipitable sobre Argentina subtropical al norte de 40ºS con máximo de correlación sobre la COA durante un verano más (menos) húmedo. Tanto el aumento (disminución) de la temperatura potencial y del agua precipitable en la latitudes subtropicales de SA pueden asociarse al flujo meridional de componente norte (sur) inducido por el campo de presión en capas media y bajas asociado a la precipitación en COA (ver Fig. VI.6.a y .b) que transportaría favorablemente (desfavorablemente) humedad y calor desde latitudes tropicales.

La correlación entre el vector viento en troposfera baja y la precipitación en la COA muestra valores significativos asociados a flujo meridional del noroeste (sudeste) en la región del Chaco, sobre Paraguay, hasta el norte de Argentina para un verano más (menos) húmedo (Fig. VI.9.a). Estos vectores de correlación acompañan la estructura ofrecida por el campo de correlación para la altura geopotencial. Sobre la costa de Chile predominan valores negativos de correlación para el viento meridional asociado a la estructura ciclónica que debilita el APS.

En troposfera media y alta, las anteriores estructuras anticiclónicas sobre Uruguay, SE de Brasil y NE de Argentina y ciclónica sobre el Pacífico están acompañadas por vectores de correlación significativos entre el campo de velocidad (vector viento) y la precipitación en COA (Fig. VI.9.b y .c).

Asimismo, el campo de correlación con omega en 400 hPa (Fig. VI.10.a) tiene valores significativos negativos que muestran movimiento de ascenso (descenso) sobre el centro de Argentina subtropical en la zona de intermedia entre la estructura ciclónica (anticiclónica) al oeste de los Andes y la ciclónica (anticiclónica) al este de los Andes en capas medias de la Figura VI.6.b y donde hay aumento (disminución) del contenido de agua precipitable (Fig. VI.8.c) para un verano más (menos) húmedo. Se observa a su vez, correlaciones significativas y positivas en Sudáfrica indicando movimiento de descenso (ascenso) durante un verano más (menos) húmedo, favoreciendo aún más la desconexión de señal entre las regiones subtropicales COA y RPV.

Comparando las áreas de influencia entre ambos subperíodos se observa un cambio en los procesos de variabilidad en baja frecuencia de la circulación atmosférica que se asocian a precipitación de verano en la COA. Lo anterior, sin

lugar a dudas, es responsable de la desconexión en la señal de baja frecuencia (cuasi-oscilación de 18 años) entre el régimen de precipitación de la RPV de Sudáfrica y de la COA, indicado por Agosta y otros (1999) y estudiado por CAV02.

A pesar de la incertidumbre física presente en los datos de reanálisis, en especial sobre las áreas oceánicas, la circulación atmosférica hallada tiene coherencia con la precipitación observada en el COA, su cambio y su conexión/desconexión con Sudáfrica. Todo parecería indicar que en el período previo 1959-1977 la variabilidad interanual de la precipitación de verano en el COA parece estar vinculada más a la variabilidad de los sistemas baroclínicos de latitudes medias en conexión con patrones hemisféricos de circulación (cuasi-onda 4). Mientras que para el período 1978-1998, la misma se vincula con la variabilidad interanual de los procesos atmosféricos de latitudes subtropicales-tropicales sobre SA.

A continuación exploraremos la variabilidad de la circulación atmosférica de SA para los subperíodos *pre-1977* y *pos-1977,* a fin de determinar qué estructuras de circulación atmosférica contribuyen durante el verano a estos procesos dinámicos diferenciables de baja frecuencia.

6.3 VARIABILIDAD DE LA CIRCULACIÓN ATMOSFÉRICA DE SA DURANTE EL VERANO EN LOS SUBPERÍODOS *PRE-1977* Y *POS-1977*

Se lleva a cabo el Análisis de Componentes Principales (ACP) de los campos diarios del verano (del 1/10 al 31/03) en 850 hPa para estudiar la circulación atmosférica sobre SA en escala sinóptica, en los períodos 1959-1977

(ACP pre-1977) y 1978-1998 (ACP pos-1977). Se utilizan los datos de salidas del reanálisis del NCEP/NCAR sobre el área 15º-70ºS y 110º-30ºO.

Brevemente, la metodología empleada consiste en encontrar patrones espaciales *tipo* de circulación atmosférica, identificables con sistemas sinópticos, para lo cual se utiliza la matriz de entrada de datos crudos en modo-T, donde las variables son mapas diarios y la matriz de similitud está dada por las correlaciones entre las variables. A fin de aislar los modos individuales de variación y captar mejor la física de los campos reales embebidos en la matriz de datos de entrada se aplica rotación *Varimax* (Richman 1986).

El criterio utilizado para determinar la cantidad de componentes principales (CPs) a retener para la rotación es el criterio de Craddock y Flood (1969) que consiste en graficar el logaritmo de autovalor en función del orden de las CPs (diagrama de LEV) y buscar el punto hasta el cual la curva puede ser aproximada por una recta. Tanto para al ACP pre-1977 como para el ACP pos-1977, el criterio indica retener hasta la quinta CP (Fig. VI.11). Asimismo, retener hasta la quinta CP en ambos análisis, implica cumplir también con la regla de Kaiser (1960) que propone retener solamente aquellas CPs cuyos autovalores exceden a 1. Con esto, la varianza total retenida tanto en el ACP pre-1977 como el ACP pos-1977 es cercana al 96%. Las varianzas asociadas a cada patrón espacial dado por las componentes de puntaje (CP de puntaje o *score*) se calculan respeto de la varianza total para cada período. Para cada CP rotada se calculan las composiciones de los campos diarios de altura geopotencial (AGP) en 850 hPa, 500 hPa, vector viento (V) en 850 hPa y la anomalía de humedad específica (Q) en 850 hPa para los 30 días que muestran más altos factores de peso (*factor loading*).

Los patrones espaciales (***CP$_i$*** de puntaje rotadas, *i=1,…, 5*) para el ACP *pre-1977* y para el ACP *pos-1977* se muestran en la Figura VI.12, paneles izquierdo (a) y derecho (b), respectivamente, los cuales difieren entre ellos en forma y varianzas explicadas. Entre los subperíodos existe cambio de varianza explicada por las CPs el cual hace que cambien el orden de los modelos espaciales dados pr las mismas. Todas las CPs aparecen en su modo directo, a excepción de la CP 5.

La ***CP$_1$ pre-1977*** presenta un patrón espacial similar al de la ***CP$_1$ pos-1977,*** al que se denomina ***modelo A***. Cada una explica el 37,39% y el 36,68%, respectivamente, de las varianzas totales respectivas (Figura VI.12.a y .b -*CP$_1$*). En el subperíodo *pos-1977,* este modelo presenta los sistemas ligeramente desfasados hacia el oeste respecto del subperíodo *pre-1977*. Asimismo su forma sugiere un fortalecimiento del AAS sobre el continente. La composición de los campos diarios para este modelo implica para la baja troposfera la presencia de sistemas ciclónicos en altas latitudes con vaguada asociada extendida hacia latitudes subtropicales sobre el Pacífico Sur y un eje de cuña desde el AAS hacia latitudes medias/altas, con valores de altura geopotencial más altos en latitudes subtropicales sobre el continente durante el subperíodo *pos-1977* (Fig. VI.13.a.1 y .2). En troposfera media, el campo es similar a troposfera baja para ambos subperíodos, presentándose sistemas de vaguada en latitudes medias y altas en el Pacífico Sur y de cuña del lado del Atlántico Sur cuya influencia se extiende sobre Argentina subtropical (Fig. VI.13.b.1 y.2). La anterior estructura dinámica produce en capas bajas un flujo de masa de aire desde el Atlántico Sur con dirección E-NE (Fig. VI.13.c.1 y .2) asociado a valores de humedad específica por encima de lo normal sobre la COA con valores algo mayores para el subperíodo *pos-1977* (Fig. VI.13.d.1 y .2). Esto es consistente con el desplazamiento de los

sistemas hacia el oeste que muestra el ***modelo A*** para el subperíodo *pos-1977*. En troposfera media, las condiciones predominantes son neutras para el ascenso de masa de aire sobre el COA dado que la estructura de de cuña del Atlántico es más próxima que la de la vaguada del Pacífico.

La ***CP_2 pre-1977*** presenta un patrón espacial similar al de la ***CP_3 pos-1977***, cada una explica el 35,00% y el 17,83%, respectivamente, de las varianzas totales respectivas (Fig. VI.12.a -***CP_2*** y .b -***CP_3***). Este patrón, denominado ***modelo B,*** muestra la presencia de sistemas de bajas presiones al sur de Patagonia, que están desplazados hacia el oeste en el subperíodo *pos-1977,* con actividad anticiclónica asociada sobre el Pacífico Sur.

La composición de los campos diarios muestra para troposfera baja, que la actividad ciclónica al sur de Patagonia se desplaza hacia el oeste en el subperíodo *pre-1977* y mayor es gradiente de presión sobre la Patagonia *(Fig. VI.14.a.1 y.2)*. En troposfera media, la estructura de vaguada asociada a la actividad ciclónica en capas bajas se extiende desde 30ºS hasta 60ºS orientado NO-SE desde el Pacífico Sur (Fig. VI.14.b.1 y.2). La estructura dinámica establecida genera un flujo de masa de aire en capas bajas de componente O-SO sobre el norte de Patagonia y el COA, más intenso en el subperíodo *pos-1977* (Fig. VI.14.c.1 y.2), y valores de Q por debajo de lo normal en el COA, mucho más negativos en el subperíodo pos-1977 (Fig. VI.14.d.1 y .2.). La situación resultante inhibe la convección sobre el COA y podría, consecuentemente, inhibir también la precipitación. Justamente, la estructura obtenida es semejante al campo compuesto de anomalías de altura de geopotencial en 850 hPa para los veranos extremos secos en el subperíodo *pre-1977* (ver Fig. V.1), las cuales fueron relacionadas con posible advección de masas de aire del sudoeste sobre la región COA (ver CAPÍTULO V).

Asimismo, el ***modelo B*** tiene explica la mitad de la varianza en el *pos-1977* que en el *pre-1977*. Esta disminución en la varianza explicada - que le hace cambiar de orden de CP- es coherente con la disminución de los períodos secos observado en la COA desde 1977. Esto implica que la actividad ciclónica al sur de la Patagonia es menos frecuente en el período *pos-1977,* resultado que podría estar vinculado con la disminución de la precipitación en Patagonia (Rusticucci y Penalba 2003, Minetti y otros 2003). Según Haylock y otros (en prensa) la disminución de precipitación en Patagonia podría atribuirse a disminución de la actividad ciclónica en el área. De aquí que la anomalía positiva y significativa de presión en capas bajas en latitudes medias de SA, entre la climatología *pos-1977* (CL2) menos *pre-1977* (CL1), señalada en el CAPÍTULO IV (Fig. IV.3a), pueda deberse a la disminución en la frecuencia de sistemas ciclónicos. A su vez, varios autores señalan que hay un decrecimiento climatológico de la actividad ciclónica en latitudes medias del HS para Australia desde mediados de los 1970s (Key y Chang 1999, Simmonds y Keay 2000, Pezza y Ambrizzi 2003).

La ***CP_3 pre-1977*** tiene un patrón espacial comparable con la ***CP_2 pos-1977*** y explican respectivamente el 15,00% y el 31,15% de las varianzas explicadas totales correspondientes (Fig. VI.12.a –***CP_3*** y .b –***CP_2***). A este patrón espacial lo llamamos **Modelo C.** Los rasgos generales de este patrón es un flujo del oeste perturbado por la presencia de sistemas anticiclónicos sobre el sur del continente y desplazado hacia altas latitudes. El rasgo diferencial del modelo entre subperíodos es que para el *pos-1977* hay una expansión del flanco oriental del AAS sobre el continente y un retraimiento de la cuña sobre el área patagónica junto con el desplazamiento al oeste del centro del Pacífico.

Para el subperíodo pre-1977, la composición de los campos diarios muestra en troposfera baja actividad anticiclónica sobre la Patagonia en conexión con el

APS (Fig. VI.15.a.1). En troposfera media aparece una estructura de vaguada al oeste de los Andes en latitudes subtropicales (Fig. VI.15.b.1). En capas bajas se observa flujo de masa con rotación anticiclónica en Patagonia que da viento del SE-E en Patagonia norte, del E en Argentina subtropical y el COA y del NE en el sector norte del país (Fig. VI.15.c.1). Valores de humedad específica por encima de lo normal se observan en toda Argentina subtropical con máximos en el sudoeste y noreste de Argentina subtropical (Fig. VI.15d.1). En consecuencia, el modelo C representa la advección de humedad en capas bajas desde el Atlántico Sur hacia el COA debido a actividad anticiclónica en latitudes medias la cual, junto con la estructura de vaguada en altura al oeste de los Andes, ofrece condiciones dinámicas y termodinámicas propicias para la precipitación en la región.

Para el período *pos-1977*, la composición de los campos diarios asociada al modelo C cambia sustancialmente sobre el cono sur del continente. Se observa en troposfera baja una extensión en eje de cuña hacia el sur del APS y extensión del AAS sobre el continente, en latitudes tropicales/subtropicales, junto con una leve vaguada orientada NO-SE que cruza la Patagonia (Fig. VI.15.a.2). En troposfera media, aparece una estructura de vaguada subtropical en el Pacífico, y de cuña en altas latitudes junto con otra estructura de vaguada en el Atlántico Sur, dando el conjunto un flujo difluente/confluente de oeste a este (Fig. VI.15.b.2). En capas bajas se observa flujo de masa de componente O-SO en Patagonia y del N-NE sobre Argentina subtropical (Fig. VI.15.c.2). Valores por encima de lo normal de humedad específica se observan en el NE de Argentina y un máximo secundario sobre el NOA y sector norte del COA (Fig. VI.15.d.2). Estas condiciones son favorables para la precipitación en el COA.

Es interesante notar que el **modelo C** refleja una troposfera cuya estructura puede ser asociada a las anomalías climáticas encontradas para los veranos

extremos húmedos en el COA tanto para el subperíodo *pre-1977* como el *pos-1977* (ver CAPÍTULO V). Esto es, en el período *pre-1977,* el modelo C es semejante al campo compuesto de anomalías para el extremo húmedo que consiste principalmente en una anomalía anticiclónica sobre la Patagonia y el Mar Argentino (ver Fig. V.2.a.1). El rasgo diferencial *pos-1977* también es una característica diferencial del campo compuesto de anomalías para extremos húmedos *pos-1977*, el cual consiste en anomalías anticiclónicas extendidas desde el sudoeste del continente hacia el NE hasta latitudes tropicales, fortaleciendo el flanco oriental del AAS (ver Fig. V.7.a.1).

El hecho de que el **modelo C** en el subperíodo *pos-1977* presente una mayor varianza explicada asociada (más del doble) implicaría mayor masa en capas bajas del N-NE como de la advección de humedad respectiva sobre Argentina subtropical. Este resultado es concordante con el estudio de ACP en una escala espacial menor (25º-45ºS y 65º-45ºO) realizado por Camilloni y otros (2005) utilizando datos mensuales de presión de superficie provistos por el NCEP/NCAR en el período 1951-2000. A su vez, como el modelo C puede ser vinculado a la ocurrencia de extremos húmedos en el COA, lo anterior significa que predominan condiciones atmosféricas que favorecen la mayor precipitación y que tales condiciones son un rasgo nuevo, diferencial, respecto del subperíodo *pre-1977* y que hacen que la precipitación en el COA comience a estar relacionada con la circulación atmosférica de latitudes subtropicales/tropicales. Es decir, la mayor precipitación estival observada desde mediados de los 70s ocurre por mayor advección de humedad desde el N-NE debido a la extensión del AAS sobre el continente, lo cual viene acompañado por una estructura de vaguada en altura al oeste de los Andes.

El patrón espacial de la ***CP_4 pre-1977*** es similar a la ***CP_4 pos-1977***, ocurren en el modo explicando el 11,07% y el 12,68% de las varianzas totales correspondientes, respectivamente. El patrón, llamado **modelo D,** muestra un eje de cuña orientado de noroeste-sudeste al sudoeste del continente y dos centros ciclónicos en latitudes medias y altas del Pacífico Sur y el Atlántico Sur. Lo anterior implica debilitamiento del AAS, fortalecimiento del APS sobre Patagonia con debilitamiento de los oestes en Patagonia y hacia altas latitudes.

En ambos subperíodos las composiciones de los campos diarios muestran características similares (Fig. VI.16). En troposfera baja se observa una fuerte ondulación del gradiente de altura geopotencial subpolar perturbando el flujo de los oestes debido a una vaguada pronunciada en altas latitudes sobre el Pacífico Sur en 100ºO, seguido por una cuña que se extiende desde el APS hacia el sudeste hasta altas latitudes y por otra vaguada pronunciada en altas latitudes del Atlántico Sur que se extiende hasta latitudes subtropicales debilitando el AAS (Fig. VI.16.a.1 y .2). En troposfera media la circulación es reflejo de capas bajas con los sistemas ligeramente desplazados hacia el oeste (Fig. VI.16.b.1 y .2). El flujo de masa en capas bajas sobre Argentina muestra una zonal frontal entre 35-40ºS dado que en Patagonia el flujo es predominantemente del SE y en Argentina subtropical es del E-NE. Prevalecen mínimos de humedad en capas bajas en gran parte del país con énfasis sobre el centro y este de Argentina subtropical (Fig. VI.16d.1 y .2).

El patrón espacial de la ***CP_5 pre-1977*** es similar al de la ***CP_5 pos-1977*** (**modelo E**), en ambos casos explican menos del 1,7% de la varianza total y ocurren preferentemente en su modo directo. Están más vinculados a fortalecimiento (debilitamiento) del AAS y debilitamiento (fortalecimiento) del APS

en el modo directo (inverso). Las composiciones de los campos diarios no se muestran.

En resumen

Antes del verano 1976/77

- ✓ El verano húmedo (seco) en el COA se da con predominio de circulación anticiclónica (ciclónica) en latitudes medias, centrada en las costas de la Patagonia y debilitamiento (fortalecimiento) de los anticiclones semipermanentes.
- ✓ La variabilidad interanual de la precipitación en el COA parece relacionarse con la variabilidad interanual de la circulación atmosférica de latitudes medias. Las áreas asociadas muestran una estructura espacial hemisférica de cuasi-onda 4 que podría explicar la conexión en baja frecuencia señalada por CAV02 entre la variabilidad de la precipitación en el COA y en la RPV de Sudáfrica. Tal estructura posiblemente esté vinculada, en parte, a la variabilidad del MAS.
- ✓ El **modelo B** (Fig. 12 *PC2 pre-1977*) de la circulación atmosférica sobre el cono sur, presenta características dinámicas y termodinámicas favorables para la inhibición de precipitación en el COA. Representa la existencia de actividad ciclónica al sur de Patagonia con actividad anticiclónica asociada sobre el Pacífico Sur. El modelo es segundo en orden de varianza explicada (35%) y por su estructura espacial puede vincularse al campo compuesto de anomalías de circulación atmosférica para veranos extremos secos en el COA.
- ✓ El **modelo C** (Fig. 12 *PC3 pre-1977*) de la circulación atmosférica sobre el cono sur presenta características dinámicas y termodinámicas que

propician la precipitación en el COA. Para este subperíodo representa la presencia de actividad anticiclónica sobre latitudes medias que perturba el flujo del oeste en Patagonia y aporta humedad desde el Atlántico al sur de 30°S. El modelo es tercero en orden de varianza (15%) y por su estructura espacial puede vincularse al campo compuesto de circulación atmosférica para veranos extremos húmedos en el COA.

Después del verano 1976/77

- ✓ Un verano húmedo (seco) ocurre con fortalecimiento (debilitamiento) del flanco oeste del AAS sobre SA tropical/subtropical, fortalecimiento del flanco sur (debilitamiento) del APS y profundización de la BNOA lo cual favorece un mayor (menor) flujo meridional de masas de aire hacia Argentina subtropical.
- ✓ La variabilidad interanual de la precipitación en el COA aparece relacionada con la variabilidad interanual de la circulación atmosférica sobre las latitudes subtropicales/tropicales de SA. Esta vinculación restringida regionalmente puede explicar la pérdida de conexión con la RPV de Sudáfrica en este subperíodo.
- ✓ El **modelo B** (Fig. 12 *PC 3 pos-1977*) de circulación atmosférica, que mantiene las características del período previo, aparece tercero en orden de varianza explicada (17,83%). Esta reducción en la varianza explicada implica una menor actividad ciclónica en latitudes medias lo cual da cuenta de la menor ocurrencia de veranos secos en el COA.
- ✓ El **modelo C** (Fig. 12 *PC2 pos-1977*) de circulación atmosférica presenta igualmente características que propician la precipitación en el COA aunque su estructura espacial ofrece un rasgo diferencial respecto del período

anterior. El modelo representa la extensión del AAS sobre el continente lo cual fortalece el flujo del N/NE en latitudes subtropicales y el incremento del transporte de humedad desde latitudes tropicales. Este rasgo diferencial de la estructura espacial también coincide con el campo compuesto de anomalías de circulación para los veranos extremos húmedos en el COA. El modelo aparece segundo en orden de varianza (31,15%). Este aumento de varianza explicada da cuenta del aumento de ocurrencia de veranos húmedos en el COA y la relación actual de la precipitación con latitudes subtropicales/tropicales de SA:

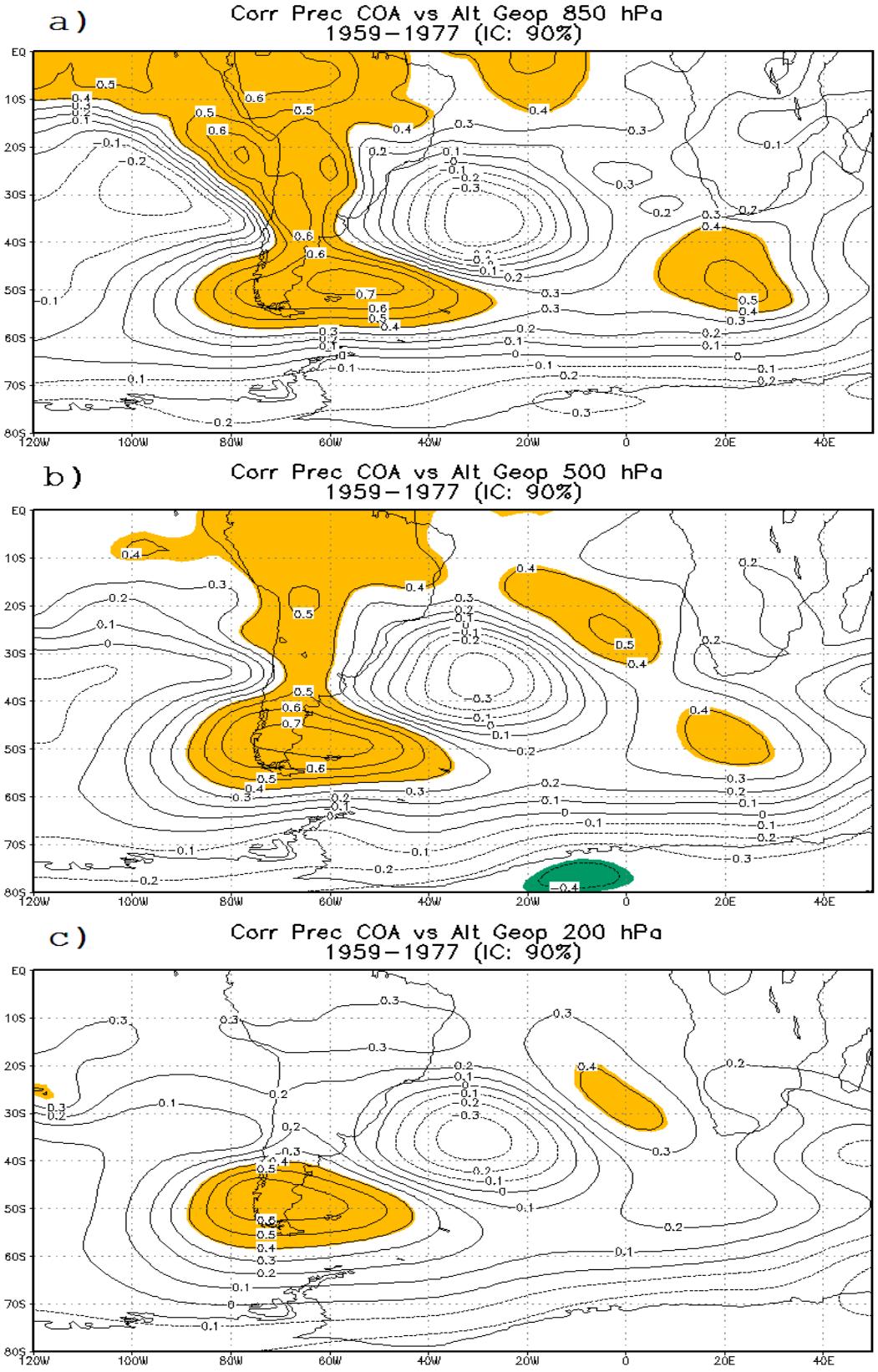


Figura VI 1: Correlación entre precipitación estival en el COA (Prec COA) y el campo de altura geopotencial (Alt Geop) en 850 hPa (a), 500 hPa (b) y 200 hPa (c), para el período 1959-1977. Sombreado, significativo para α<0,10.

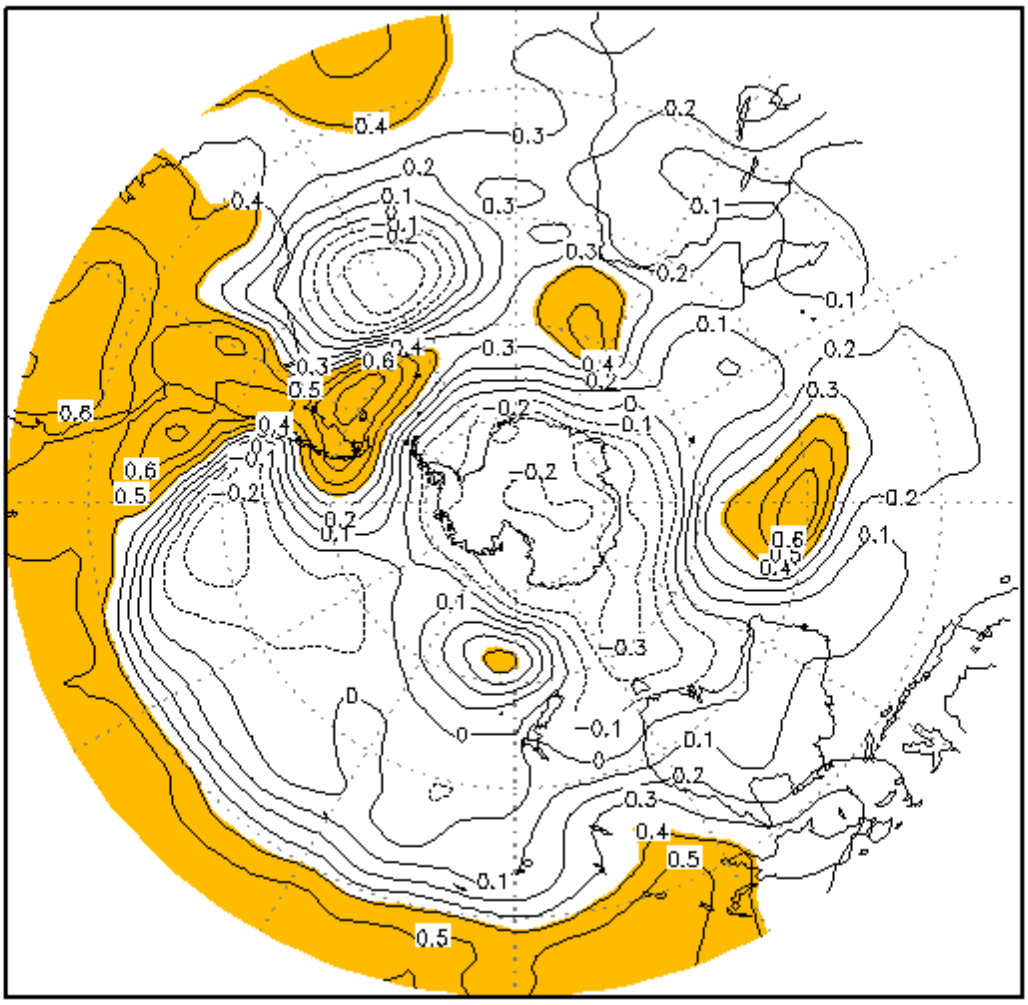


Figura VI 2: Ídem Fig. V.1a pero para proyección estereográfica polar del Hemisferio Sur.

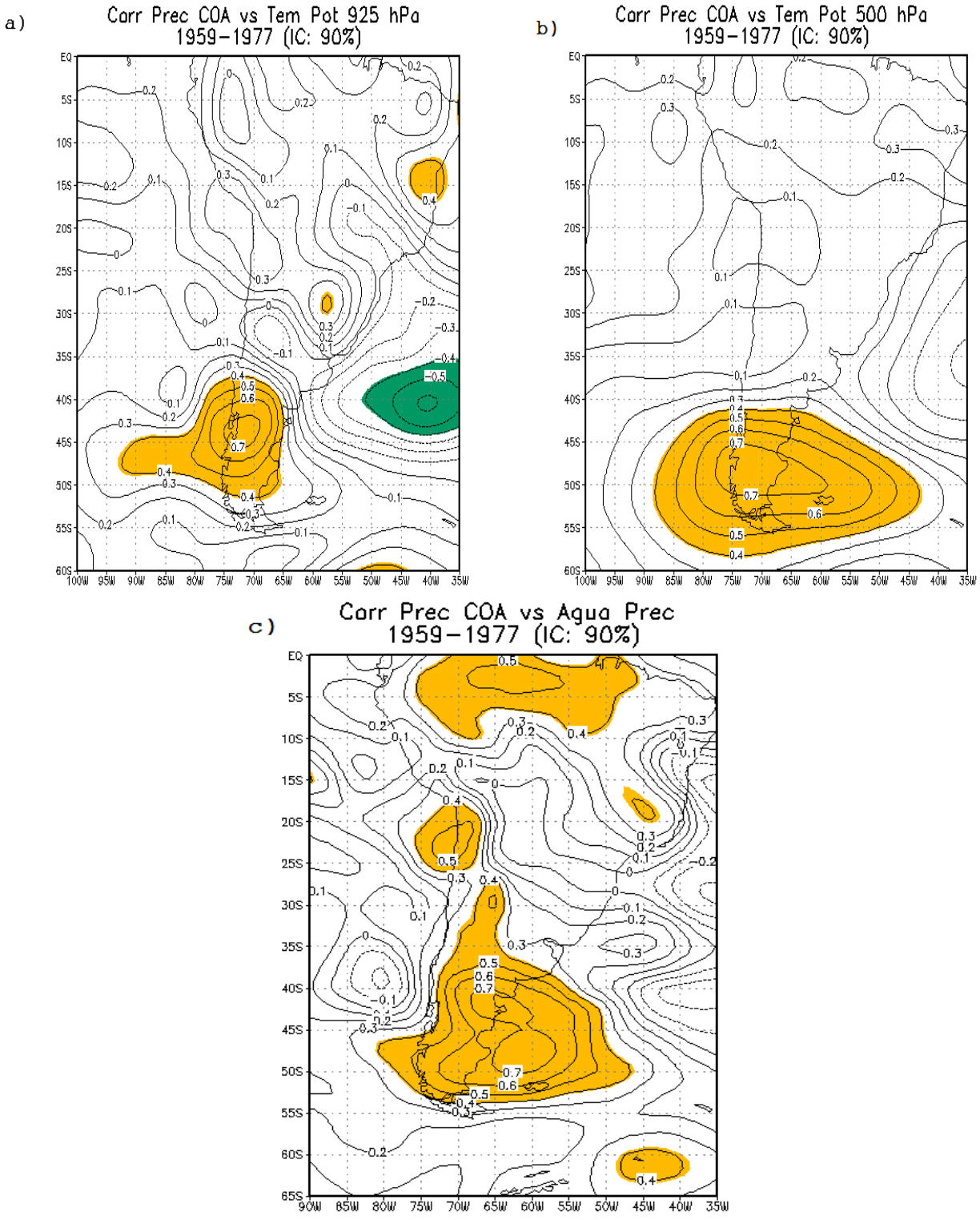


Figura VI 3: Ídem Fig. V.1 pero para temperatura potencial (Tem pot) en 925 hPa (a), en 500 hPa (b) y agua precipitable (Agua Prec) (c).

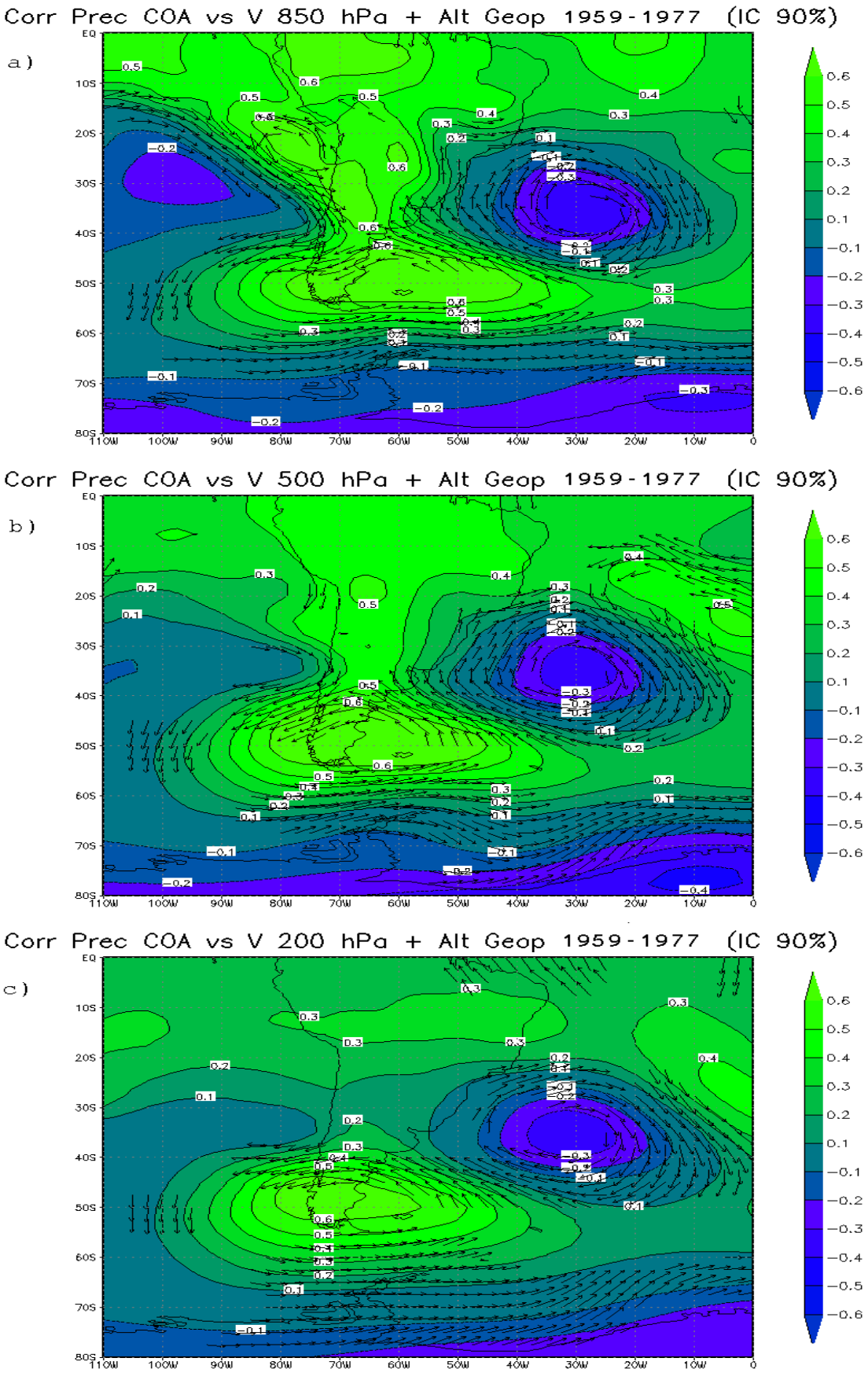


Figura VI 4: Correlación entre el viento zonal U y meridional V con precipitación estival en COA, mostrados como vectores de correlación significativos para α<0,10; contornos de correlación con altura geopotencial para 850 hPa (a), 500 hPa (b) y 200 hPa (c).

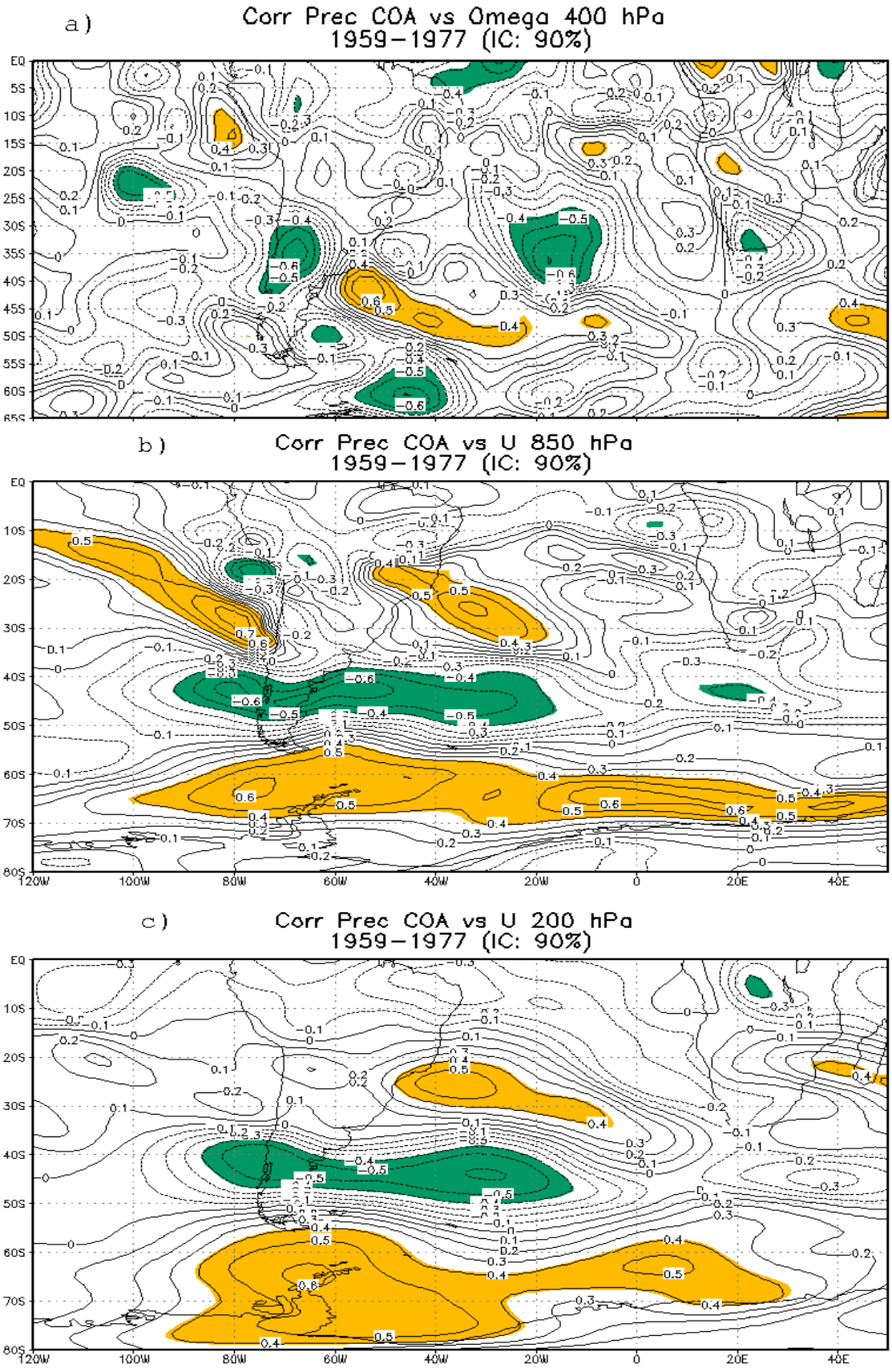


Figura VI 5: Ídem Figura V.1 pero para omega en 400 hPa (a), viento zonal U en 850 hPa (b) y viento zonal U en 200 hPa (c).

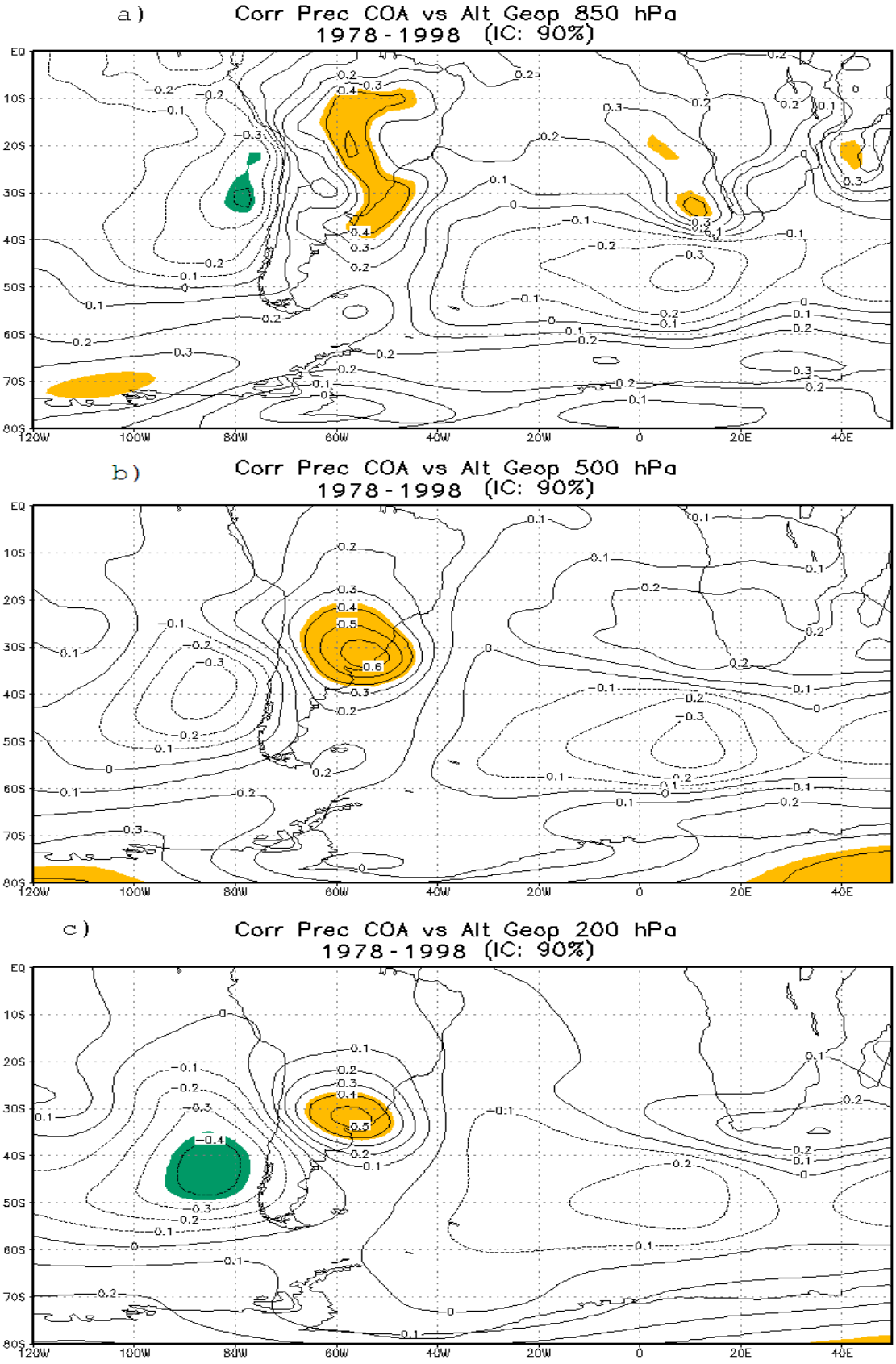


Figura VI 6: Correlación entre precipitación estival en el COA (Prec COA) y el campo de altura geopotencial (Alt Geop) en 850 hPa (a), 500 hPa (b) y 200 hPa (c), para el período 1959-1977. Sombreado, significativo para α<0,10.

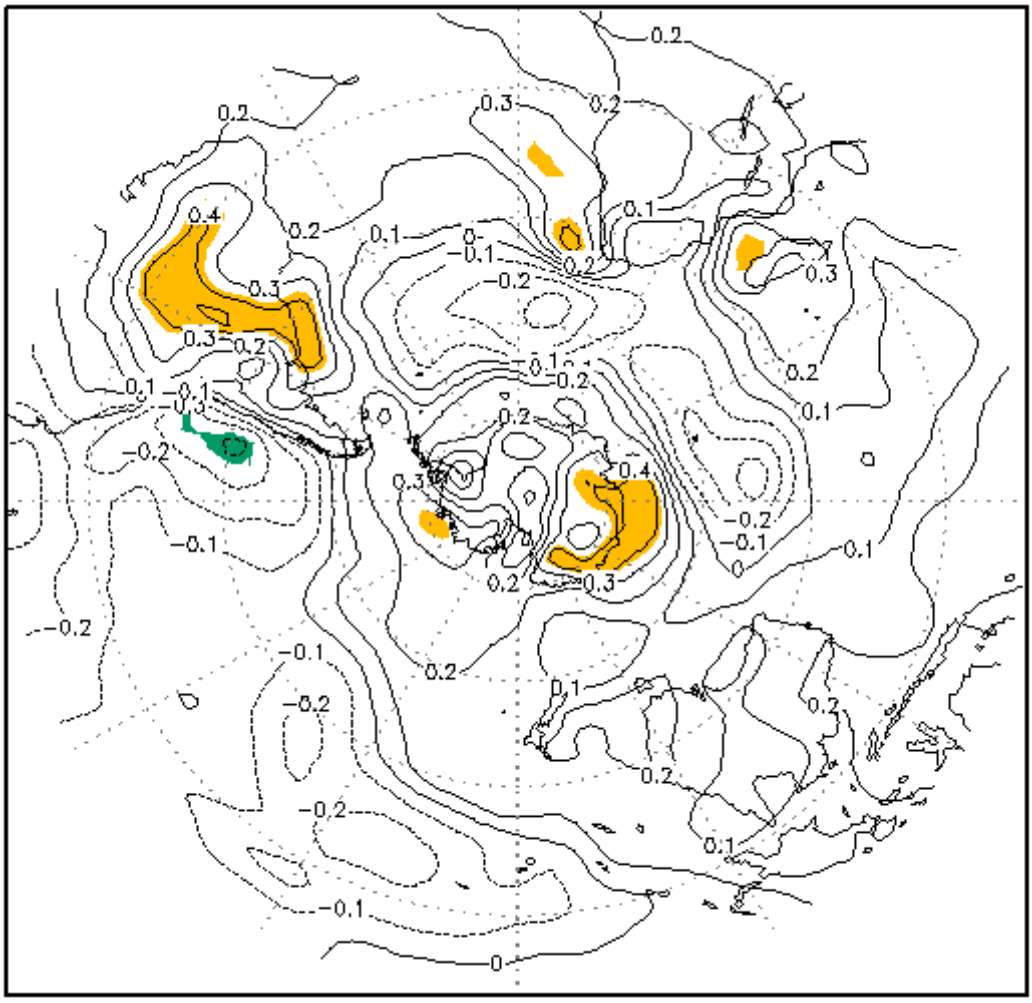


Figura VI 7: Ídem Fig. V.1a pero para proyección estereográfica polar del Hemisferio Sur.

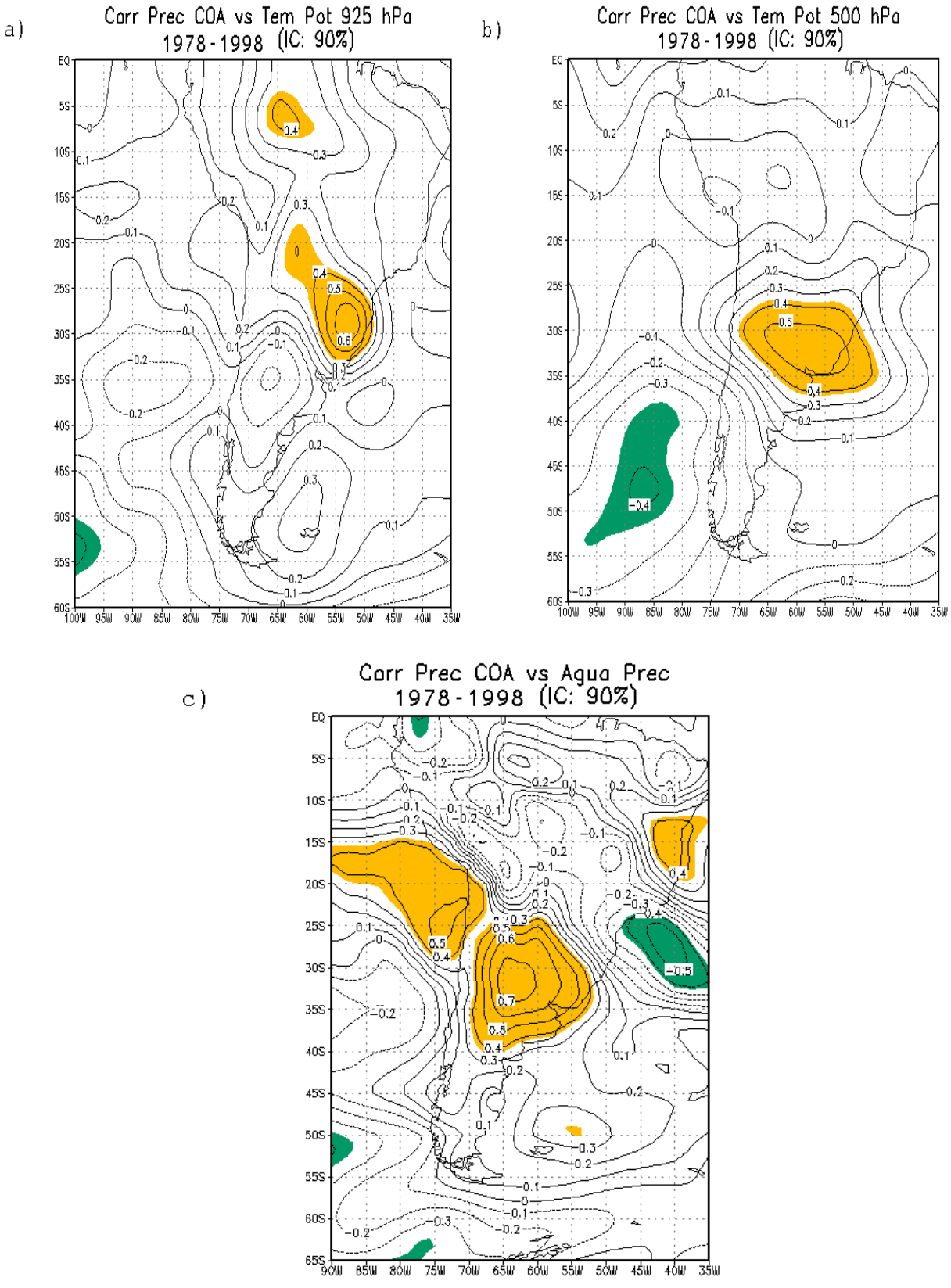


Figura VI 8: Ídem Fig. V.1 pero para temperatura potencial (Tem pot) en 925 hPa (a), en 500 hPa (b) y agua precipitable (Agua Prec) (c).

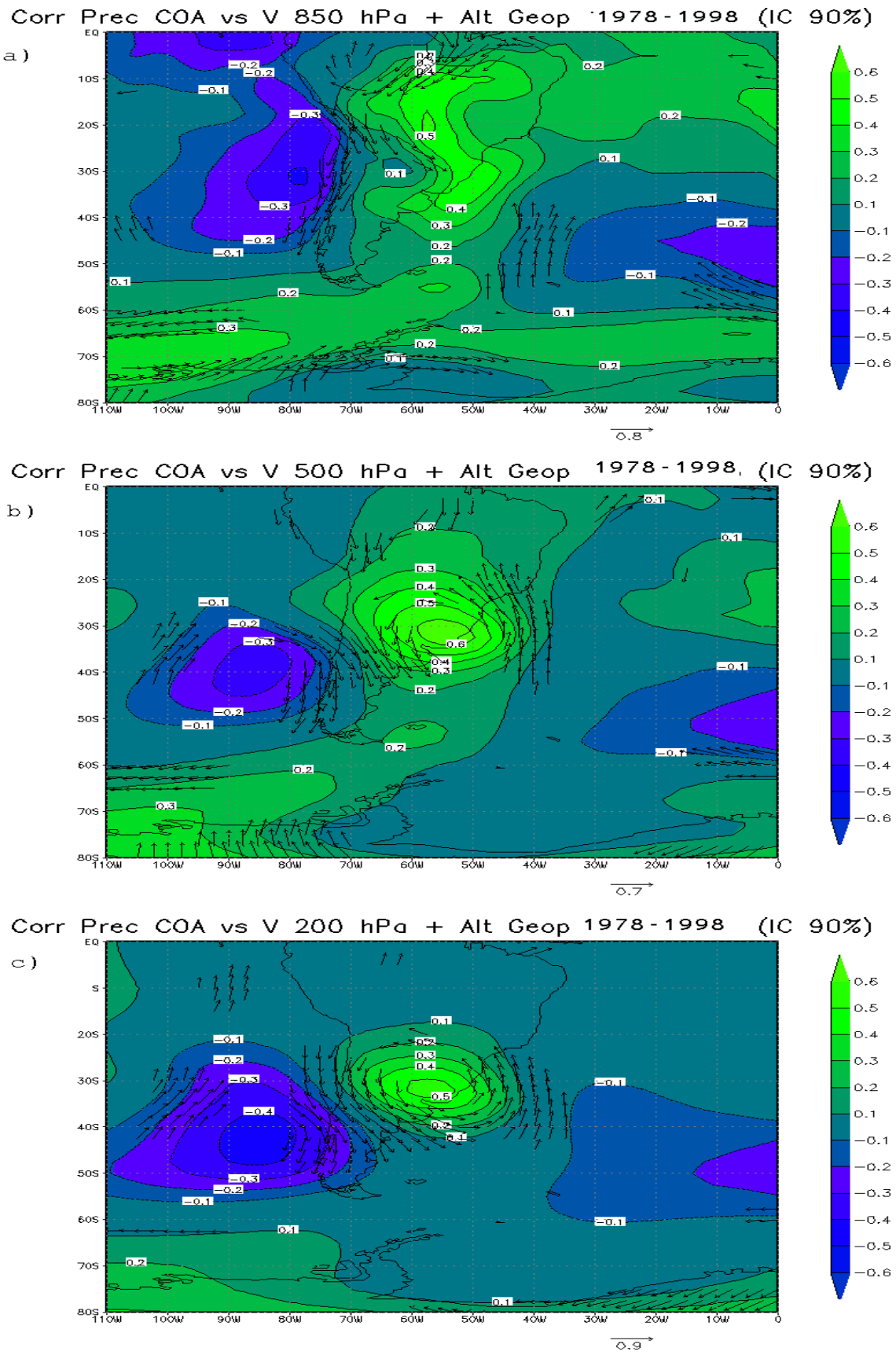


Figura VI 9: Correlación entre el viento zonal U y meridional V con precipitación estival en COA, mostrados como vectores de correlación significativos para α<0,10; contornos de correlación con altura geopotencial para 850 hPa (a), 500 hPa (b) y 200 hPa (c).

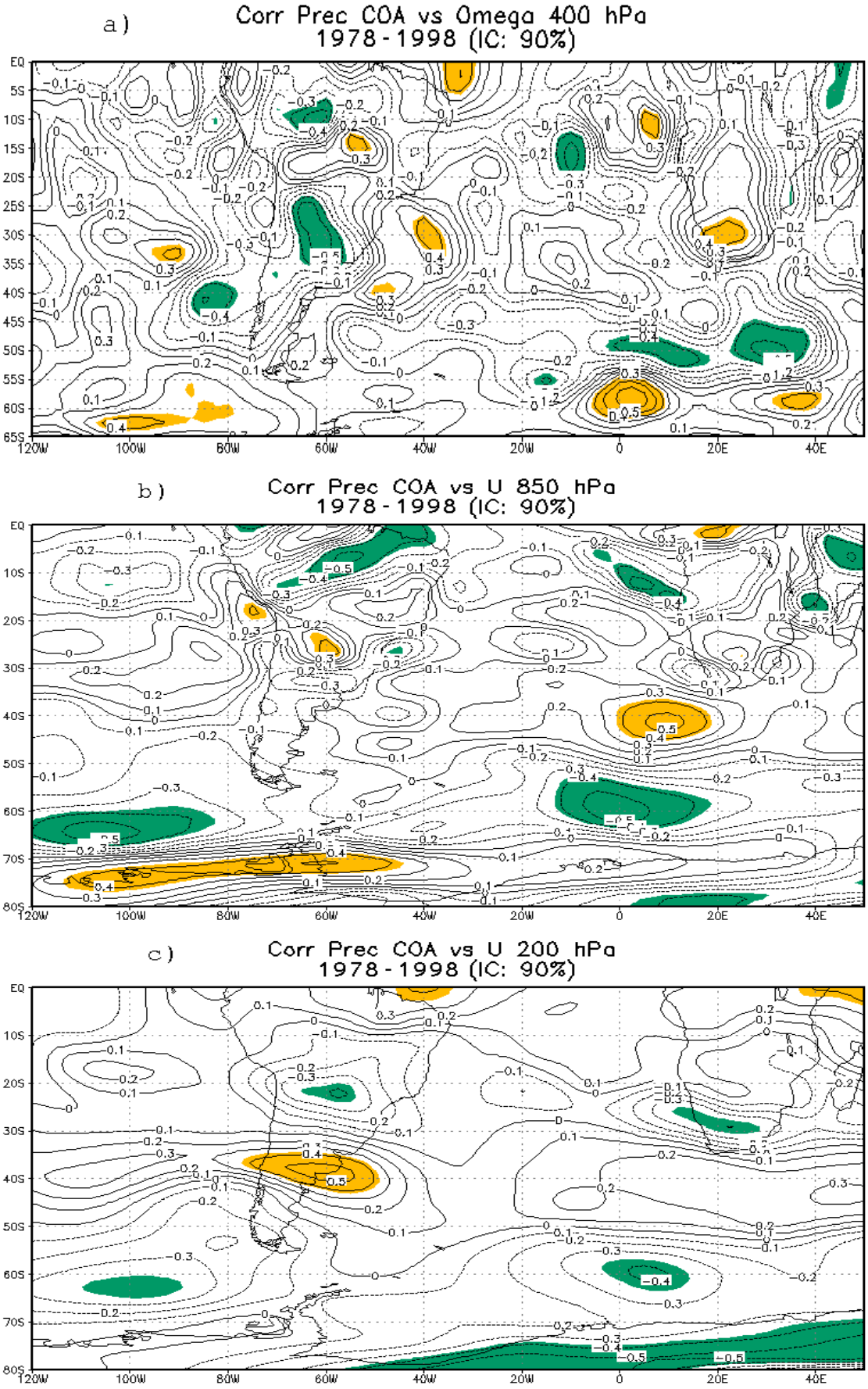


Figura VI 10: Ídem Figura V.1 pero para omega en 400 hPa (a), viento zonal U en 850 hPa (b) y viento zonal U en 200 hPa (c).

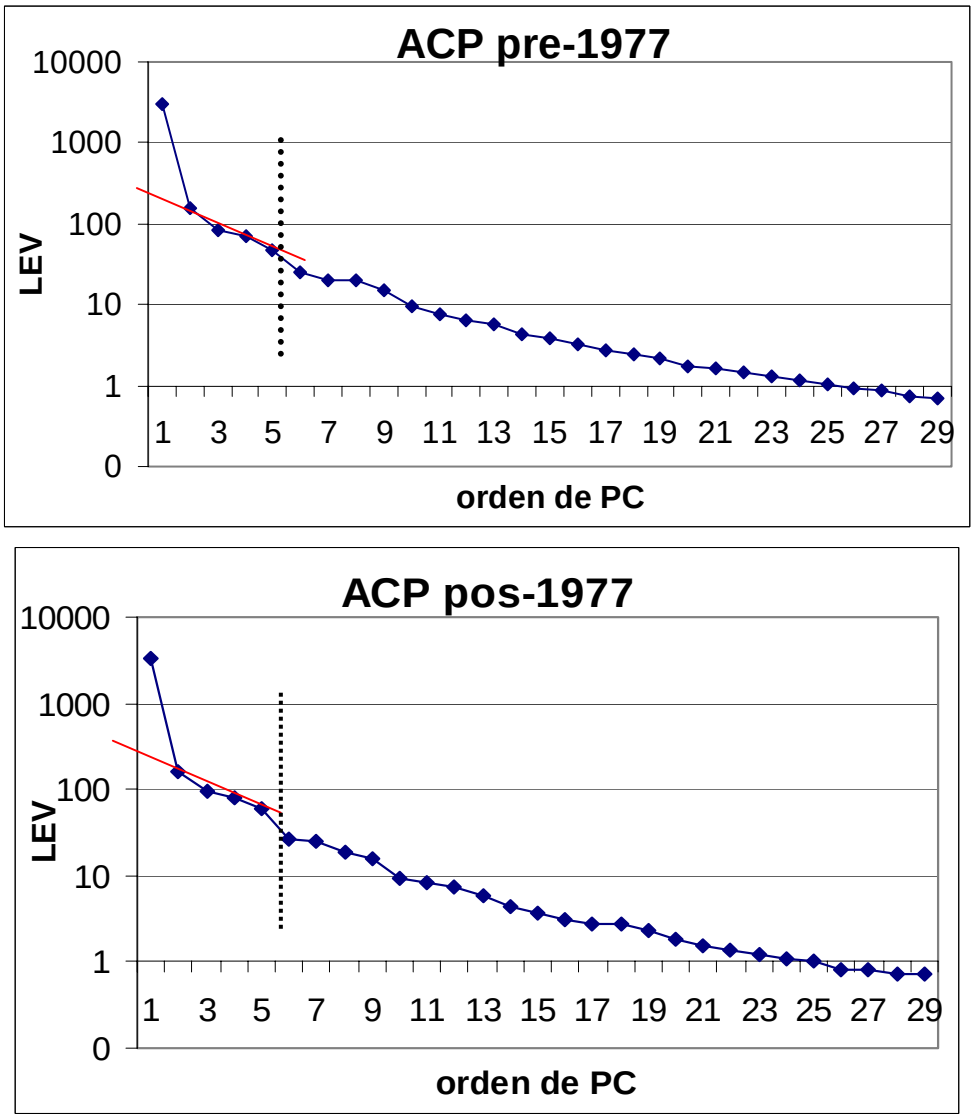
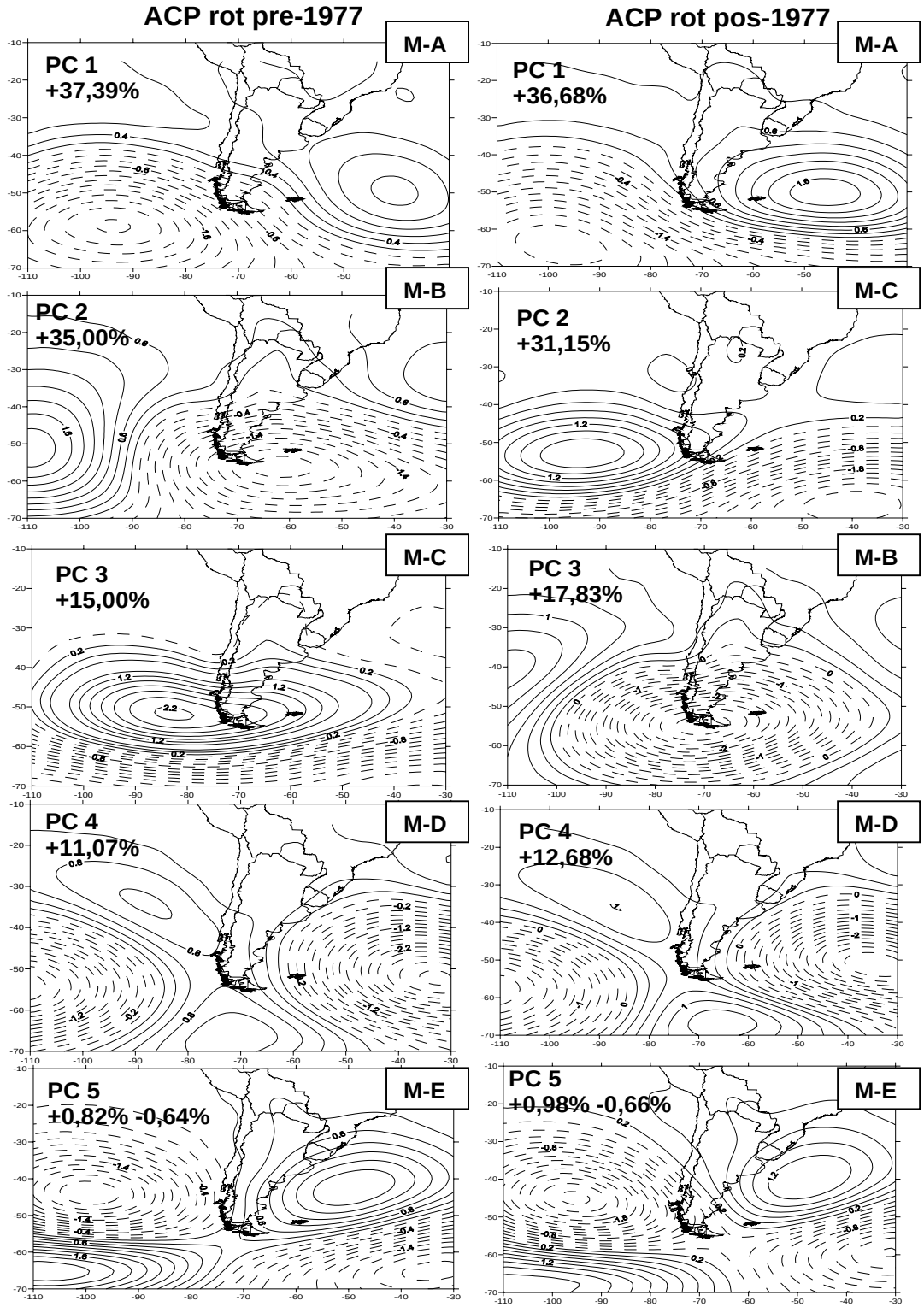


Figura VI 11: Diagrama del logaritmo del autovalor (LEV) versus el orden de PC.



PC Scores de AGP 850 hPa (1-Oct a 31-Mar), ACP Modo T Correlación, rot Varimax (5)

Figura VI 12: CP de puntaje del Análisis de Componentes Principales (ACP) con rotación Varimax (5 CPs retenidas) en modo T, matriz de correlación, para los campos diarios del 1/10 al 31/03 de 1959-1977 (ACP rot pre-1977, panel izquierdo) y de 1978-1998 (ACP rot pos-1978, panel derecho). Modelo A (M-A), B (M-B), C (M-C), D (M-D) y E (M-E).

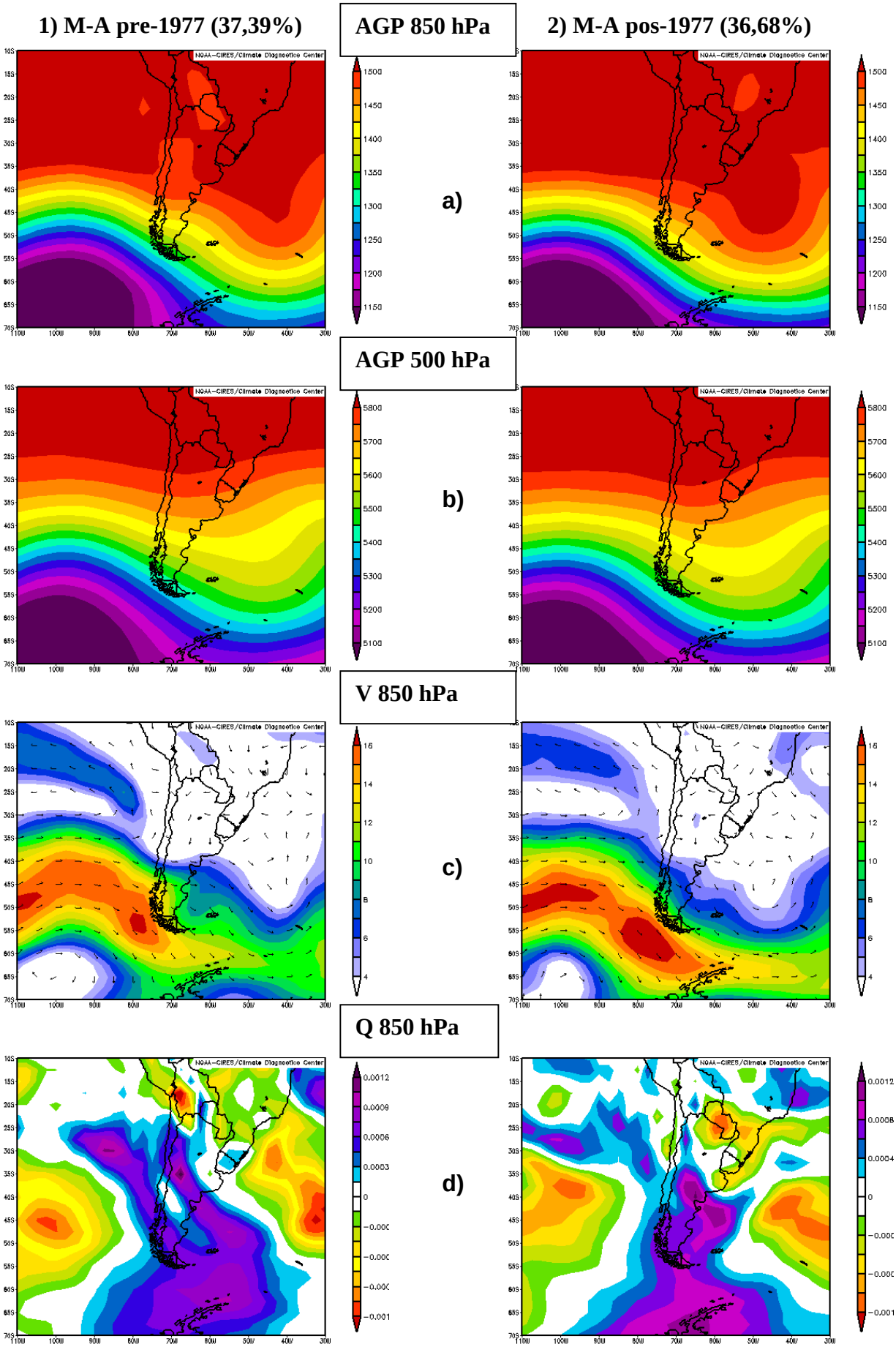


Figura VI.13: Composiciones diarias para el **modelo A** (**M-A**) del ACP rotado pre-1977 (panel izquierdo: 1) y pos-1977 (panel derecho: 2), entre paréntesis, porcentaje de varianza explicada para a) altura geopotencial (AGP) en 850 hPa, b) AGP en 500 hPa, vector viento (V) en 850 hPa y c) anomalía de humedad específica (Q) en 850 hPa.

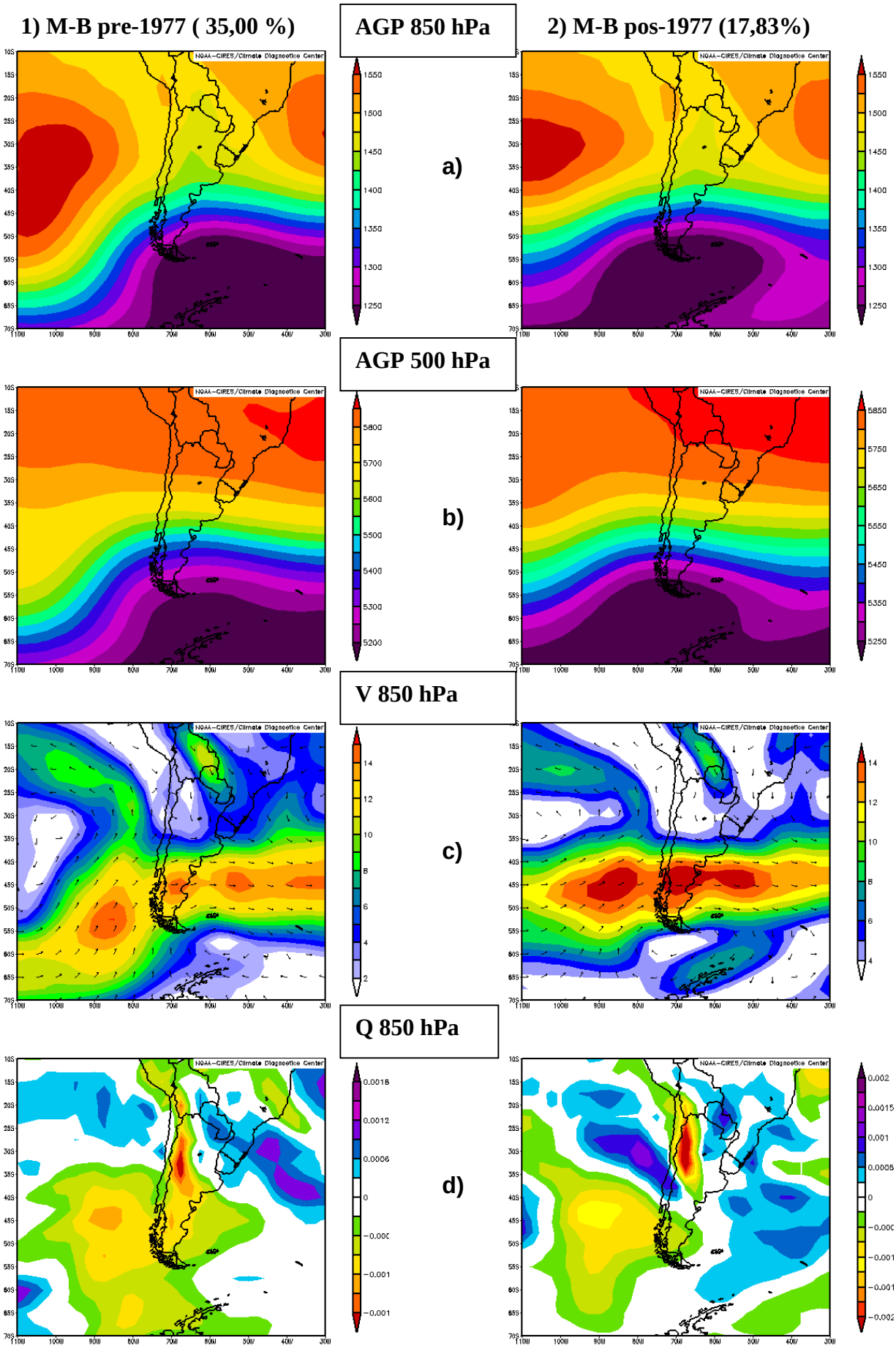


Figura VI 14: Idem Fig. VI.13, para el **Modelo (M-B).**

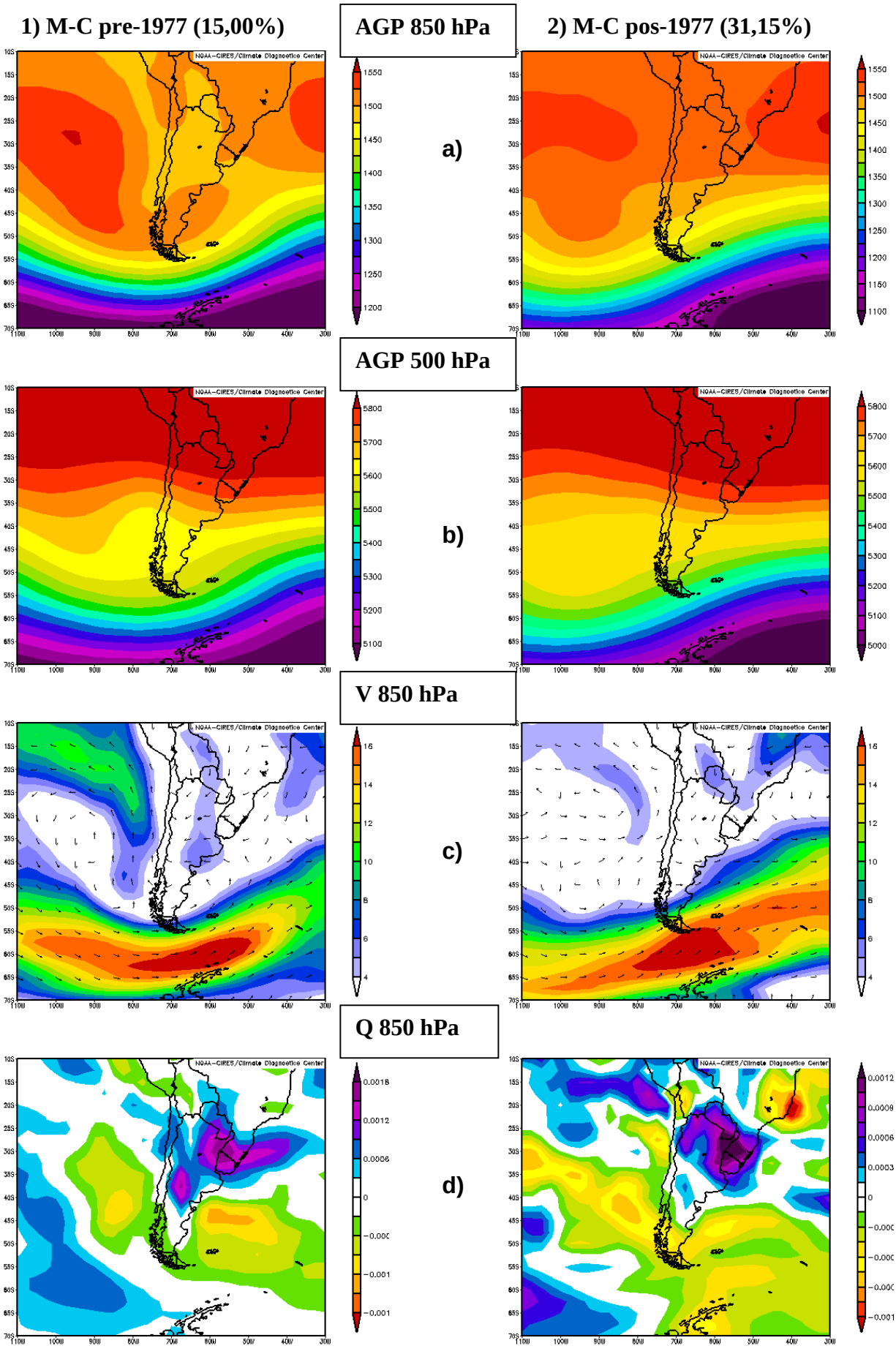


Figura VI 15: Idem Fig. VI.13 para **Modelo C** (**M-C**).

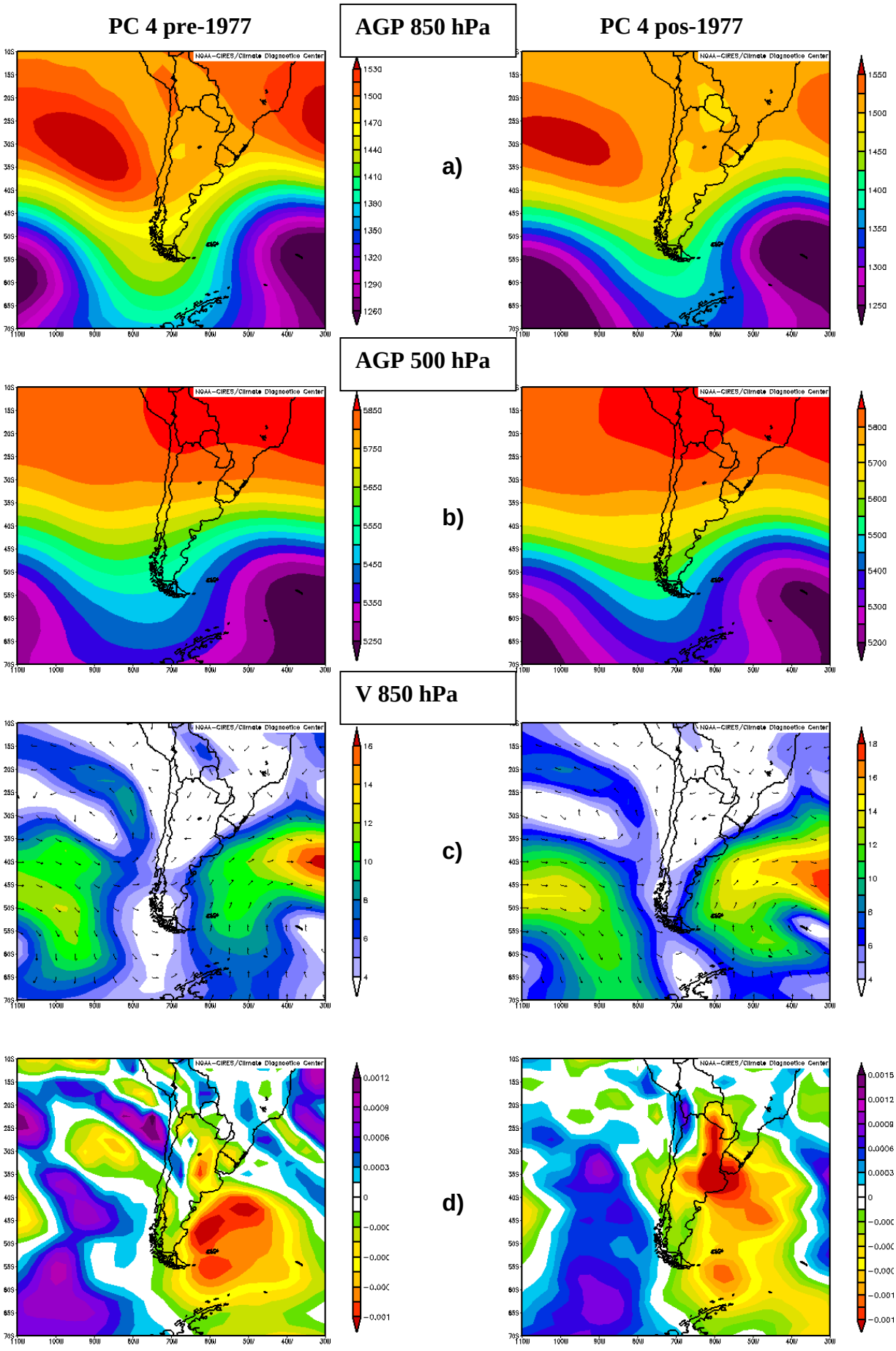


Figura VI 16: Idem Fig. VI.13 para **Modelo D** (**M-D**).

VII PRECIPITACIÓN EN COA VS. TEMPERATURA SUPERFICIAL DEL MAR

La variabilidad interanual a multidecádica de la precipitación en el continente Sudamericano ha sido a atribuible mayormente a dos principales fuentes que actualmente siguen siendo estudiadas. La primera es la variabilidad interanual a multidecádica de la TSM del Pacífico a través del conocido fenómeno interanual de 2-6 años ENOS y la variabilidad *multidecádica "tipo" El Niño* (Díaz y otros 1998, Grimm 2002, 2003, entre otros). La segunda fuente de variabilidad se relaciona con la TSM del Atlántico Sur, el cual presenta un significativo espectro de variabilidad interanual a interdecádica que se asocia a la variabilidad del clima de SA (Venegas y otros 1997, Robertson y Mechoso 1998, Reason 2000, Doyle y Barros 2002).

El objetivo de este capítulo es investigar si existe relación entre la variación de la precipitación en el COA y el fenómeno ENOS y/o la TSM del Atlántico Sur de latitudes medias a tropicales. En trabajos previos de Agosta y otros (2002) se realizó un estudio preliminar que indicaría ausencia de relación significativa con la TSM del Pacífico ecuatorial a escala interanual.

7.1 PRECIPITACIÓN EN EL COA Y VARIABILIDAD DEL PACÍFICO

Con la intención de determinar si existe alguna asociación entre el verano húmedo-seco en el COA y la fase cálida-fría del fenómeno ENOS, se construye la tabla de contingencia de doble entrada (Tabla 5). La precipitación estival es considerada como una variable dicotómica (por encima y por debajo de la media regional) y los veranos se categorizan como *El Niño*, *La Niña* o *Neutro* (no El Niño, no La Niña) según definición dada en el CAPÍTULO II (ver Tabla 4).

Dado que la hipótesis nula de independencia de las variables no puede rechazarse para el nivel de 0,05 (tan solo podría rechazarse para α=0,20), se sugiere que la variación interanual de la precipitación de verano en el COA no puede asociarse directamente al fenómeno ENSO.

	(+) Húmedo	**(-) Seco**	**Total**
El Niño	73/ - 77/78/92/98/03 **6 (11%)** ***7,56 (13,8%)***	52/58/64/66/69/70/ - 83/87/88/95 **10 (18%)** ***8,44 (15,4%)***	16
La Niña	56/57/65/74/75/ - 84/85/89/00 **9 (16%)** ***8,03 (14,6%)***	51/55/62/68/71/72/76/ - 96 **8 (15%)** ***8,96 (16,3%)***	17
Neutro	60/61/63/- 79/80/86/90/91/93/97/01 **11 (20%)** ***10,4 (18,9%)***	50/53/54/59/67/ - 81/82/94/99/02/04 **11 (20%)** ***11,6 (21,1%)***	22
Total	26	29	55

Tabla5: Tabla de Contingencia para las variables de entrada verano ENOS, en las categorías *El Niño, La Niña* y *Neutro*; y precipitación estival en el COA en las categoría húmedo (por encima de la media regional) y seco (por debajo de la media regional). Se muestran valores observados, valores observados porcentuales en paréntesis, valores teóricos en cursiva y valores teóricos porcentuales en paréntesis, de acuerdo a la hipótesis de independencia entre variables.

Este resultado se ve reforzado con el campo de correlación entre la TSM globales con datos del NCEP/NCAR (2,5ºx2,5º lat-lon) y la precipitación en el COA estimado sobre el mismo período 1950-2004 (Fig. VII.1). En el área del Pacífico ecuatorial los valores de correlación son inferiores a 0,2 y no significativos para α=0,05 (coeficiente crítico r_c = 0,267 con N=55). En cambio los valores de correlación son significativos y positivos en el Atlántico Sur

subtropical/templado occidental (r>0,40) y el Pacífico Sur subtropical/tropical oriental (r>0,30). Estas áreas de correlación se mantienen aún usando la base de TSM global (1ºx1º lat-lon) del Hadley Centre, incluso para el período más extenso 1904-1994 de la base usada (Fig. VII.2). Amplias áreas en los océanos extratropicales del HS, de latitudes altas a subtropicales, tienen correlación directa y significativa con la precipitación en el COA, con ausencia de señal en la cuenca del Pacífico ecuatorial. Otras áreas remotas de correlación positiva aparecen en el sudoeste del Norteamérica y el Índico ecuatorial-tropical. La relación con Norteamérica es indirecta y puede deberse a que la TSM de esa área está relacionada con la del Pacífico sur de latitudes medias (Gu y Philander 1997). Lo confirma el hecho de que los valores de correlación son menores que para el Pacífico Sur. El área del Índico se relaciona con la precipitación en Sudáfrica (Todd y otros 2004, Lindsay y otros 1998) que a su vez están relacionadas en el período 1904-1977 con el COA.

Las TSMs directamente relacionadas con la precipitación en el COA son el área del sudoeste del Atlántico Sur, en primer lugar, y el área del sudeste del Pacífico Sur, en segundo. Para la primera, mayores (menores) TSMs en el Atlántico Sur, estarían vinculadas a mayor (menor) humedad disponible para ser advectada hacia la región. Para la segunda, cuando el APS se debilita (fortalece), también se debilita (fortalece) la corriente oceánica de Humboldt por el efecto de divergencia de Ekman causado por la fuerza del viento (Godfrey y Rintoul 1998), lo cual implica que mayores (menores) TSMs indican condiciones de relativas bajas o vaguadas que favorecen el ascenso en el COA.

Este resultado junto con la tabla de contingencia permite concluir que en escala interanual la TSM del Pacífico central ecuatorial, y como tal el ENOS, no se relaciona significativamente con la variabilidad interanual de la

precipitación en el COA. Relación similar se encuentra también para la RPV de Sudáfrica (Kruger 1999, Lizcano y Todd 2005).

En escala interdecádica, la precipitación en el COA muestra un cambio en el verano 1976/77 hacia mayor frecuencia de ocurrencia de verano húmedo coincidentemente con mayor frecuencia de ocurrencia del fenómeno *El Niño*. Sin embargo, de existir una real relación entre la precipitación de verano en el COA y la variabilidad *multidecádica "tipo" El Niño*, los cambios de la precipitación en el COA tendrían que tener la misma variabilidad que la baja frecuencia del Pacífico central-ecuatorial previamente a 1976/77. El "paso bajo" de las TSMs del Pacífico ecuatorial oriental (Fig. VII.3, extraída de Fig.1.A de Federov y Philander 2000) no muestra un cuasi-ciclo de 18 años o frecuencias similares. La modulación de baja frecuencia de la serie de TSM del Pacífico es de 40 años o más. En cambio, la precipitación en el COA ha estado modulada en la baja frecuencia a lo largo de siglo XX por el cuasi-ciclo significativo de 18 años sin interrupción hasta mediados de la década de 1970 (ver Fig. III.1) y no presenta señal en menores frecuencias (CAV02). Todo parece indicar que el origen de este cuasi-ciclo bidecádico ha de estar conectado con la variabilidad de la circulación atmosférica del HS, o bien, con la TSM del Atlántico Sur.

7.2 PRECIPITACIÓN EN COA Y VARIABILIDAD DE TSMS DEL ATLÁNTICO SUR

Lo anterior indica que el área de mayor influencia de las TSMs en la precipitación del COA es el sudoeste del Atlántico Sur. El área coincide con la zona de confluencia/interacción entre las corrientes opuestas del Brasil y de Malvinas (CCBM) que fuertemente determina los cambios en la circulación

oceánica del Atlántico Sur y los patrones de TSM desde la escala subestacional a la multidecádica (Wainer y otros 2000). Robertson y Mechoso (2000) han sugerido que las anomalías de TSM asociadas con cambios interanuales de la SACZ podrían estar relacionadas con la variabilidad de la posición de la CCBM. A partir de observaciones y modelos se encuentra que variaciones del viento sobre la cuenca sudoeste del Atlántico Sur causa modificaciones en el transporte de masa oceánica de las corrientes de Malvinas y Brasil y en la TSM subtropical, con implicancias climáticas en la distribución de precipitación en SA. En escala interanual a multidecádica (20-40 años), la posición norte-sur de la CCBM está controlada por la intensidad de la corriente de Malvinas que a su vez está conducida por los cambios en la circulación atmosférica de superficie en torno a 40ºS. En consecuencia, la variabilidad multidecádica del Atlántico Sur podría ser parte de un modo de escala hemisférica o global y no por el ancho de la cuenca, como en el caso del Atlántico Norte (Reason 2000, Wainer y Venegas 2002).

Bajo estos resultados puede suponerse que las variaciones de la TSM sobre el área sudoeste del Atlántico Sur que tiene relación con las variaciones de precipitación en el COA, están estrechamente relacionadas a las variaciones de la circulación atmosférica sobre dicha área al menos hasta el período previo a 1977. Es decir, la circulación de la atmósfera en esas latitudes sería el forzante en baja frecuencia tanto para la TSM como para la precipitación en el COA.

Utilizando la datos reconstruidos de presión a nivel del mar en 5ºx5º lat-lon del Hadley Centre, es posible ver, efectivamente, que la precipitación en el COA está relacionada significativamente en forma directa con la presión de la atmósfera en la cuenca sudoeste del Atlántico Sur (valores $r>0.50$) en el período 1901-1977 (Figura VII.4). Esto es consistente con los resultados de capítulos precedentes a partir de datos del NCEP/NCAR, que muestran que la precipitación

en el COA hasta 1977 se conecta con la variabilidad de la circulación de la atmósfera de latitudes medias y tiene como principal centro de acción la circulación anticiclónica (ciclónica) sobre el Mar Argentino durante un verano húmedo (seco). De esta manera es posible extender el anterior resultado hasta al menos comienzos de siglo XX.

A nivel hemisférico la señal de correlación muestra una estructura de modo anular con valores negativos en altas latitudes y positivos en latitudes medias pero con valores muy bajos (figuras no mostradas). La atenuación de la señal a escala hemisférica puede ser atribuida a la gruesa resolución del dato y la escasa información disponible en las primeras décadas del siglo XX para su reconstrucción.

El análisis espectral de la presión a nivel del mar en el sudoeste del Atlántico Sur y de la TSM (PRES: serie de presión a nivel del mar en 50ºS-60ºS donde está la máxima correlación, y TSM SO: serie de TSM promediada sobre el área 30-40ºS y desde la costa de SA hasta 40ºO), muestra la existencia de cuasi-ciclos en la banda de 16-20 años para ambas series al igual que la precipitación en el COA (Fig. VII.5). Para evaluar la significancia de los espectros, se utiliza en continuo nulo de ruido blanco puesto que la variabilidad interanual no es de esperar que tenga “memoria” sino que se contraste con procesos aleatorios (aunque aplicando el criterio del coeficiente de correlación para lag=1, dado en el Apéndice E, para el espectro de COA y de TSM SO correspondería un ruido rojo, y para el de PRES, un ruido blanco).

La presencia de tales señales en las bandas espectrales de baja frecuencia, sugiere aplicar un suavizado gaussiano de 9 términos a las series de TSM SO, de precipitación en el COA y de PRES, a fin de ver en baja frecuencia (ondas >10 años) los períodos en que el comportamiento es coherente en fase entre las

variables. La presión en 50ºS-60ºO y la precipitación en el COA tienen coherencia desde comienzos de la década de 1920 hasta fines de 1970 (Fig. VII.6.a). La presión en 50ºS-60ºO y la TSM SO tienen coherencia a partir de mediados de 1930 y se mantiene hasta fines de la década de 1970. La precipitación en COA y la TSM SO tienen coherencia en todo el registro salvo en el período desde 1910 a 1930, aproximadamente. Notoriamente la presión en 50ºS/60ºO está montada sobre una tendencia positiva desde la década de 1930 la cual parece dar cuenta de la tendencia observada en la TSM SO. La pérdida de coherencia con la precipitación al comienzo del siglo, tanto para la TSM como para la presión, podría ser atribuible a la calidad del dato reconstruido para estas últimas variables.

Con datos del NCEP/NCAR desde el verano 1958/59, en los capítulos precedentes se ha visto que la circulación atmosférica hemisférica y regional ha experimentado profundos cambios a mediados de los 70s, afectando particularmente el flanco occidental del AAS y el flujo de los oestes en latitudes medias con consecuencias significativas para la precipitación en el COA y el resto de Argentina subtropical. Estos cambios en la circulación atmosférica, que corresponden al desacople de finales del siglo XX de la atmósfera en torno a 50º-60ºO con el océano en latitudes medias y con la precipitación en COA, podrían estar produciendo cambios en la TSM en el sudoeste del Atlántico Sur y consecuente variaciones de la posición de la CCBM en los alrededores de SA en vinculación con el cambio del verano 1976/77 en la precipitación en el COA.

Los campos de correlación entre la precipitación en el COA y la TSM en el área muestran diferencias para *antes* y *después de 1977* que contribuyen a sostener la idea previa (Fig. VII.7.a y .b, respectivamente). Antes de 1977, el área de mayor correlación significativa (r>0,50) está en el sudoeste del Atlántico Sur,

sobre zona de la Corriente de Malvinas, en las latitudes medias de la costa del cono sur de SA. Aparecen áreas de menor correlación en el Atlántico Sur ecuatorial y en más altas latitudes en el Mar de Weddell. Para el período posterior a 1977, el área de mayor correlación (r>0,50) se reduce en extensión y se traslada unos 10º hacia el norte localizándose en las proximidades de la costa bonaerense y uruguaya en torno a 35ºS. A su vez, aparece un área de correlación negativa y significativa en el Atlántico Sur central subtropical en torno a 25ºS, no significativa anteriormente. Este desplazamiento hacia el norte del máximo de correlación entre la TSM y la precipitación del COA en la zona de la CCBM es consistente con el cambio en la circulación atmosférica observado en relación con la precipitación. Previo a 1977, el verano húmedo (seco) se relaciona con aumento de la circulación anticiclónica (ciclónica) sobre el área de la corriente de Malvinas (ver Fig. VI.2). Esta circulación hace disminuir (aumentar) la tensión del viento y disminuir (aumentar) la intensidad de la corriente de Malvinas con el consecuente aumento (disminución) de la TSM (Wainer y Venegas 2002). Después de 1977, el flanco oriental del AAS se fortalece (debilita) en latitudes subtropicales (ver Fig. VI.10), favoreciendo, en parte, el avance (retroceso) hacia el sur (norte) de la corriente de Brasil modificando la posición de la CCBM.

La correlación entre la altura geopotencial en 850 hPa con las series promedio areal de la TSM en el área 40º-50ºS y 60º-40ºO (A1, pre-1977) y en 30º-35ºS y 57.5º-40ºO (A2, pos-1977) corrobora que la estructura de la circulación atmosférica corresponde a las hipótesis planteadas (Fig. VII.8). Para el período previo a 1977, el campo de correlación obtenido (Fig. VII.8.a) coincide ampliamente con el obtenido entre altura geopotencial en 850 hPa y la precipitación en el COA sobre la cuenca del Atlántico Sur (Fig. VII.9.a, que es igual a la Fig. VI.1.a). En ella se observa la circulación anticiclónica (ciclónica) en

el sudoeste del Atlántico Sur junto con circulación ciclónica (anticiclónica) en el Atlántico Sur subtropical central para verano húmedo (seco) que corresponde a TSM cálida (fría) en A2. Para el período pos-1977, se reproduce la circulación anticiclónica en latitudes subtropicales, con el fortalecimiento del flanco sur-occidental del AAS (Fig. VII.8.b).

Las series de anomalías de TSM en A1 y A2 calculadas con la base de Kaplan muestran campos de correlación similares a los obtenidos con la TSM de la base del NCEP/NCAR (figuras no mostradas). Estas anomalías de TSM (Kaplan) en A1 y A2 muestran una tendencia positiva y significativa al 95% (r=0,406) para TSM en A1 y al 90% (r=0,336) para la TSM en A2, desde 1949 hasta 1977. Posteriormente a 1977 no existe tendencia significativa en las series (Fig. VII.10).

TSM	***Media pre-1977***	***Media pos-1977***	***Des. Est. pre-1977***	***Des. Est. pos-1977***	***Dif. medias***	*T dif.*
A1	-0.05	+0.226	0.297	0.211	+2.74	**4.46**
A2	**-0.126**	**+0.337**	**0.299**	**0.325**	**+0.463**	**6.08**

Tabla 6: Test *t* de Student aplicado a las series de TSM en el área A1 y A2 para los subperíodo pre-1977 (N_1=29) y pos-1977 (N_2=28). El t crítico para α=0,025 es t_c = 2,304 con 55 grados de libertad. *T dif.*: valor del estadístico en cada prueba.

Las medias de las TSM presentan cambio significativo (α<0,05) entre ambos períodos (Tabla 6), lo cual contribuye a la idea de que el cambio en la circulación de la atmósfera durante la década de 1970 afecta significativamente la TSM en la cuenca sudoeste del Atlántico Sur. La componente zonal del flujo de momento (Ufm), entre la atmósfera y el océano en torno a 47,5ºS-57,5ºS, muestra

asimismo, un cambio de tendencia en la serie hacia el verano 1976/77, corroborando el origen atmosférico del cambio en la TSM en el área (Figura VIII.11. Valores negativos de Ufm, entrega de momento del flujo de los oestes al océano por fricción). La tendencia positiva de Ufm hasta mediados de los 70s estaría responsable de la tendencia positiva de la TSM. El cambio de tendencia posterior en la Ufm (con menor módulo de la pendiente) explicaría el estacionamiento de la TSM después de mediados de los 70s (comparar Fig. VII 10 y 11)

De lo anterior, cambios temporales en las relaciones de la precipitación en COA con la circulación atmosférica y con las TSMs indican la existencia de cambios en la teleconexión con el sistema atmósfera-océano que en un futuro podrían restablecerse o teleconectarse de una nueva manera. En el pasado algo similar parece haber ocurrido en Sudáfrica donde el cuasi-ciclo de 18 años invirtió su fase a fines del siglo XIX, dando un prolongado evento seco, para luego continuar a lo largo del siglo XX (Tyson y otros 1997). Lamentablemente aún no se cuenta con datos sustitutos (*proxy*) de precipitación en COA para el siglo XIX a fin de hacer el estudio comparativo.

Grimm y otros (2004) señala la existencia de estos cambios de teleconexión ocurridos en la escala decádica debido a cambios interdecádicos del estado básico que los modelos actuales no reproducen adecuadamente porque son “ajustados” para un régimen climático dado. Los autores demuestran la incapacidad de los modelos de pronosticar las nuevas áreas que se teleconectarán con fluctuaciones de una determinada variable climática al producirse la pérdida de una teleconexión previamente existente, tal como ocurrió entre antes y después de 1976/77. En consecuencia, hasta el momento no se cuenta con herramientas suficientes de pronóstico climático a largo plazo como

para proveer de un escenario preciso de las condiciones futuras en el régimen de precipitación en el COA.

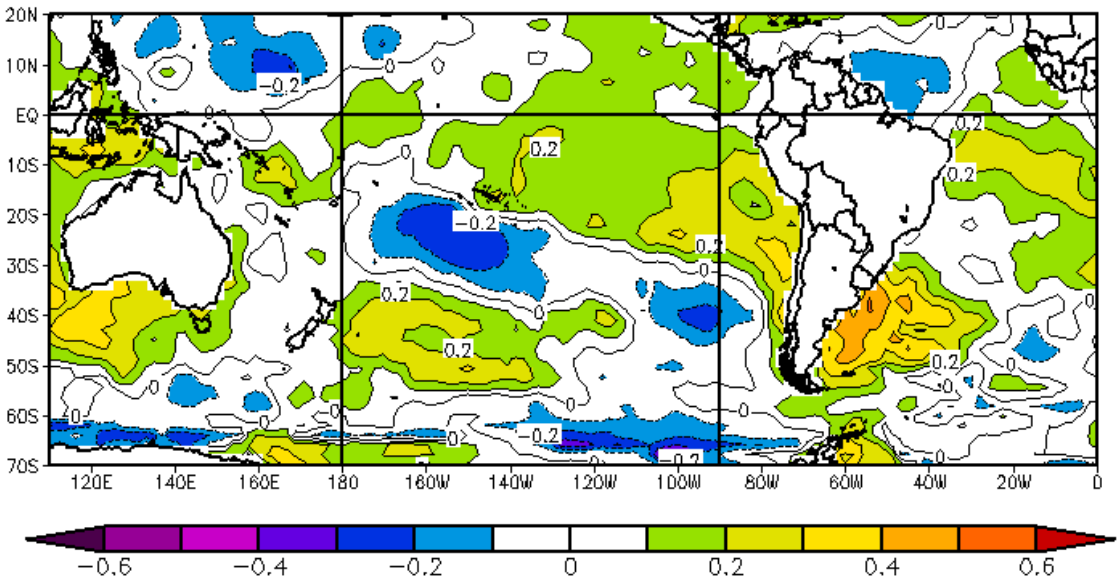


Figura VII.1: Correlación entre la precipitación estival en el COA y la TSM de la base NCEP/NCAR en el período 1950-2004.

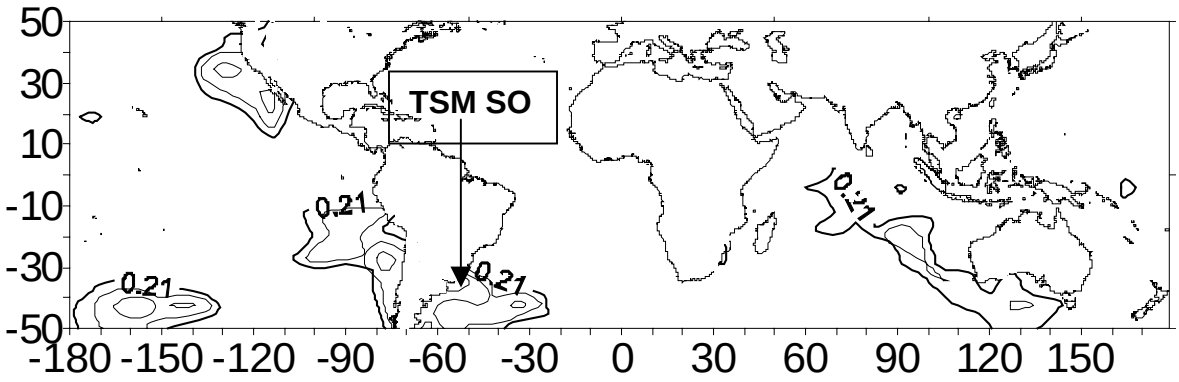


Figura VII.2: Áreas de correlación significativa para el intervalo de confianza de 95% entre la precipitación estival en el COA y la TSM (Hadley Center) en el período 1904-1994. TMS SO: ubicación de la serie promedio areal de TSM en 30º-40ºS y desde la cosa de SA hasta 40ºO.

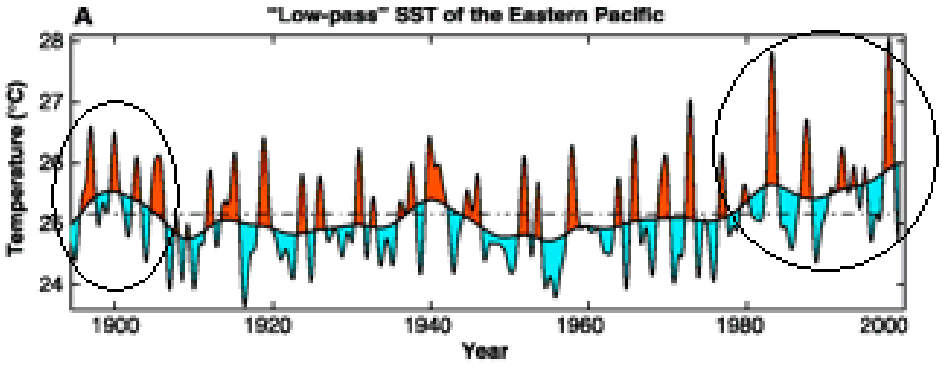


Figura VII.3: Oscilaciones interanuales en la TSM en el Pacífico ecuatorial-central (promediado sobre el área 5ºS-5ºN, 80º-120ºO) mostradas sobre el trasfondo de la fluctuación decádica (obtenido mediante filtro de "paso bajo") después de remover el ciclo anual y mayores frecuencias. Figura extraída de la Fig.1(A) de Gu y Philander (2000).

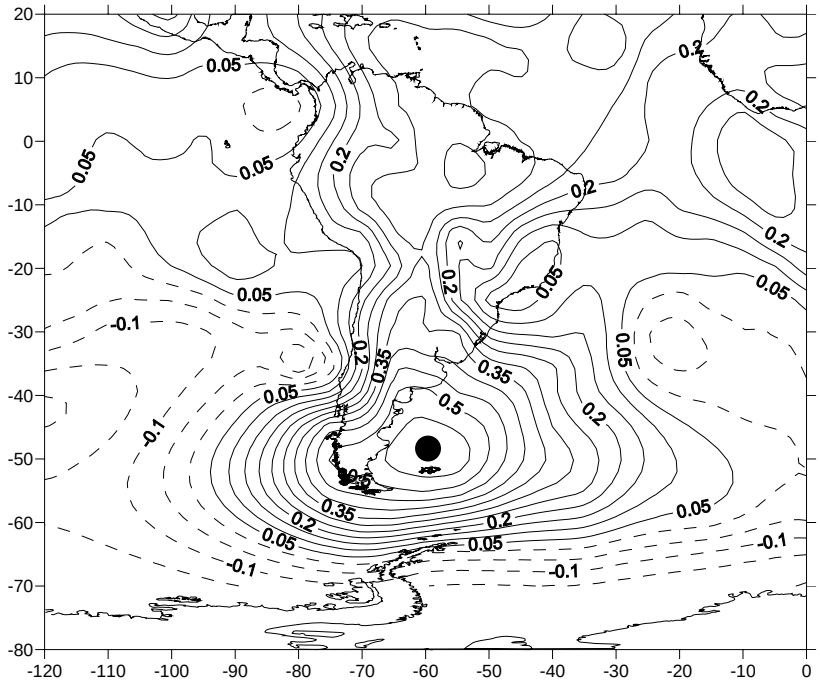
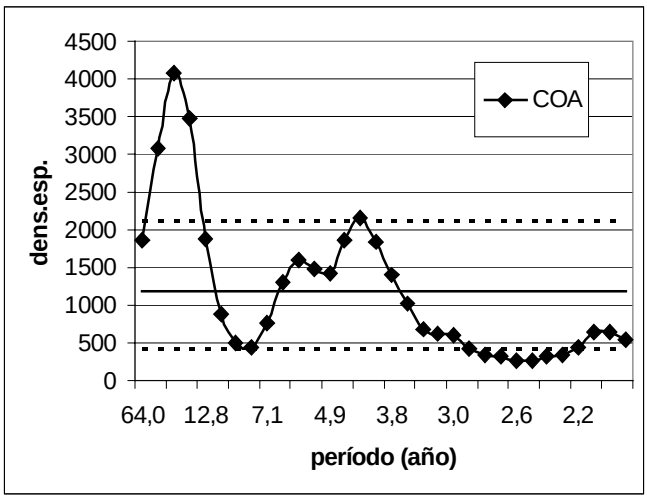
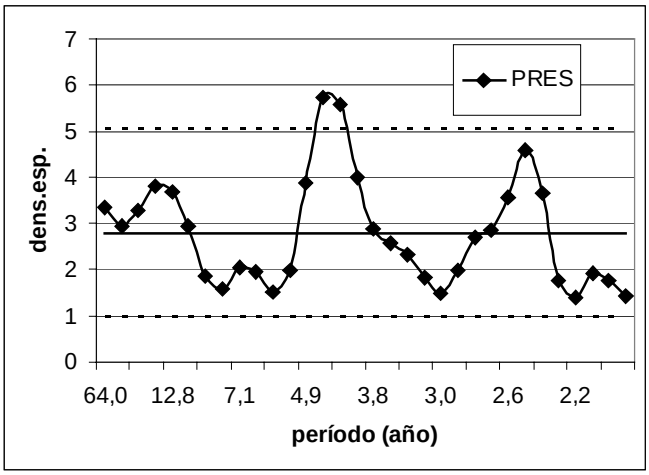


Figura VII.4: Correlación ente la precitación en el COA y la presión a nivel del mar reconstruida en 5ºx5º lat-lon de Hadley Centre en el período 1901-1977. Punto negro: ubicación de la serie de presión utilizada para analizar (PRES, 50ºS-60ºO).





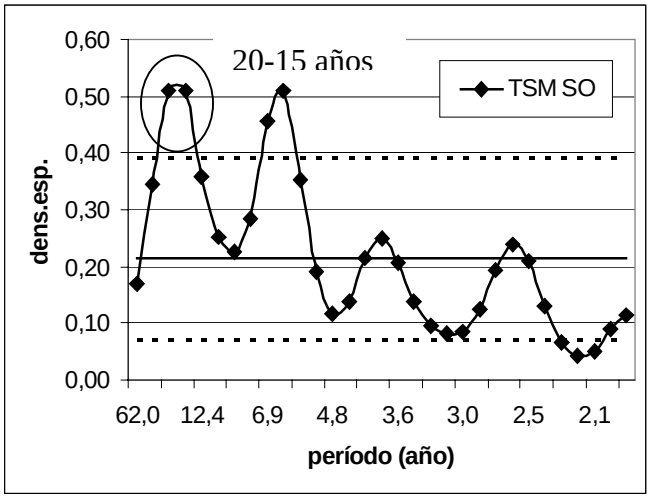


Figura VII.5: Espectros de las series de precipitación en el COA (COA), la presión en 50ºS-60ºO (PRES), (N=98, Lag=32), y la TSM en 30º-40ºS y desde la costa de SA hasta 40ºO (TSM SO), (N=94, Lag=31). Límites superior e inferior de confianza (α=0,10) respecto de continuo nulo de ruido blanco. *Dens. Esp.*: densidad espectral.

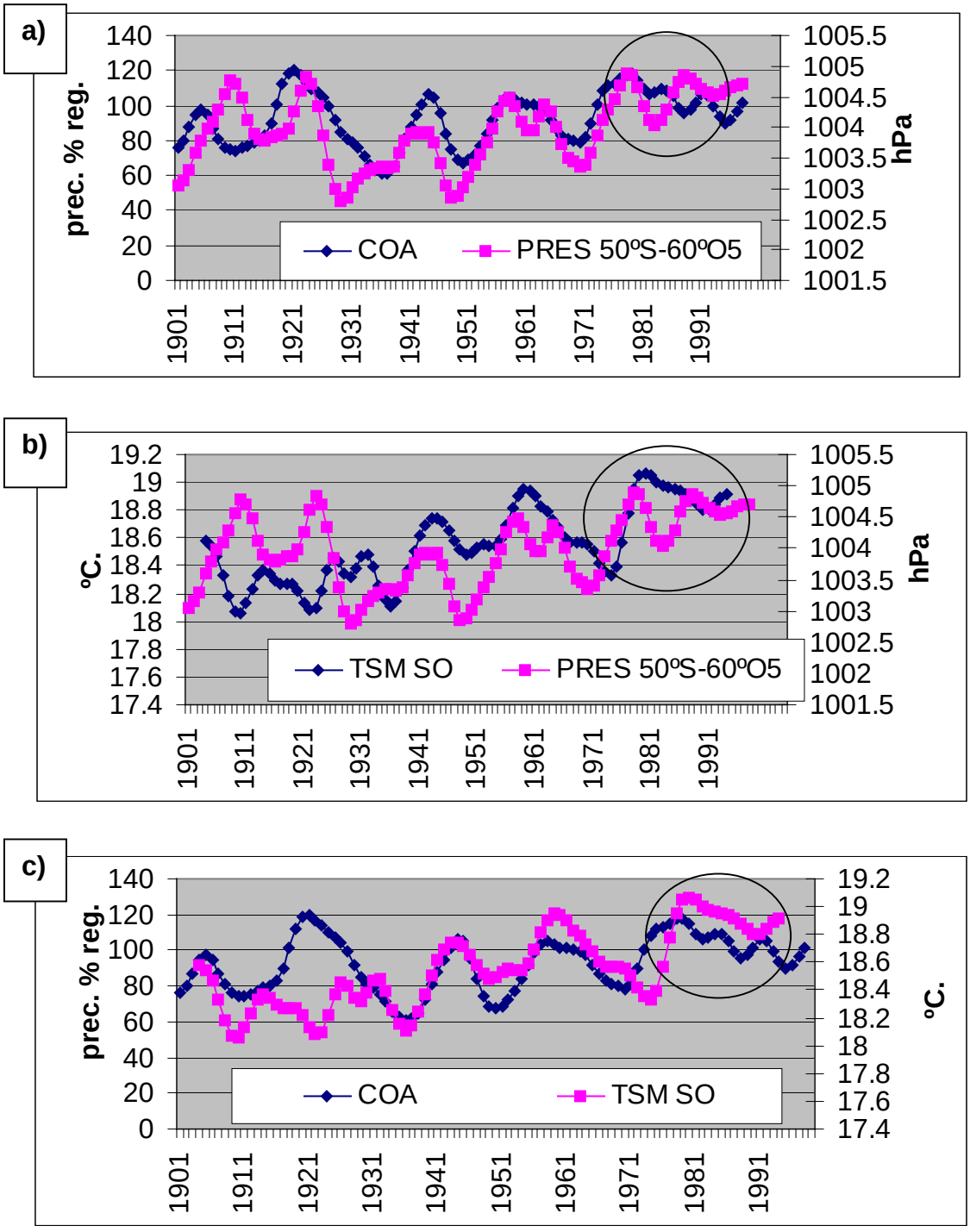


Figura VII.6: a) Series suavizadas con filtro de 9 términos (ondas >10 años) de presión en 50ºS-60ºS (PRES) y de precipitación estival en el COA. b) Idem PRES y TSM en el sudoeste del Atlántico (TSM SO= 30º-40ºS y desde la costa de SA hasta 40ºO). c) Ídem para TSM SO y precitación en COA. En círculo: regiones de desacople de las series. *Prec. % reg.* : Precipitación porcentual regional.

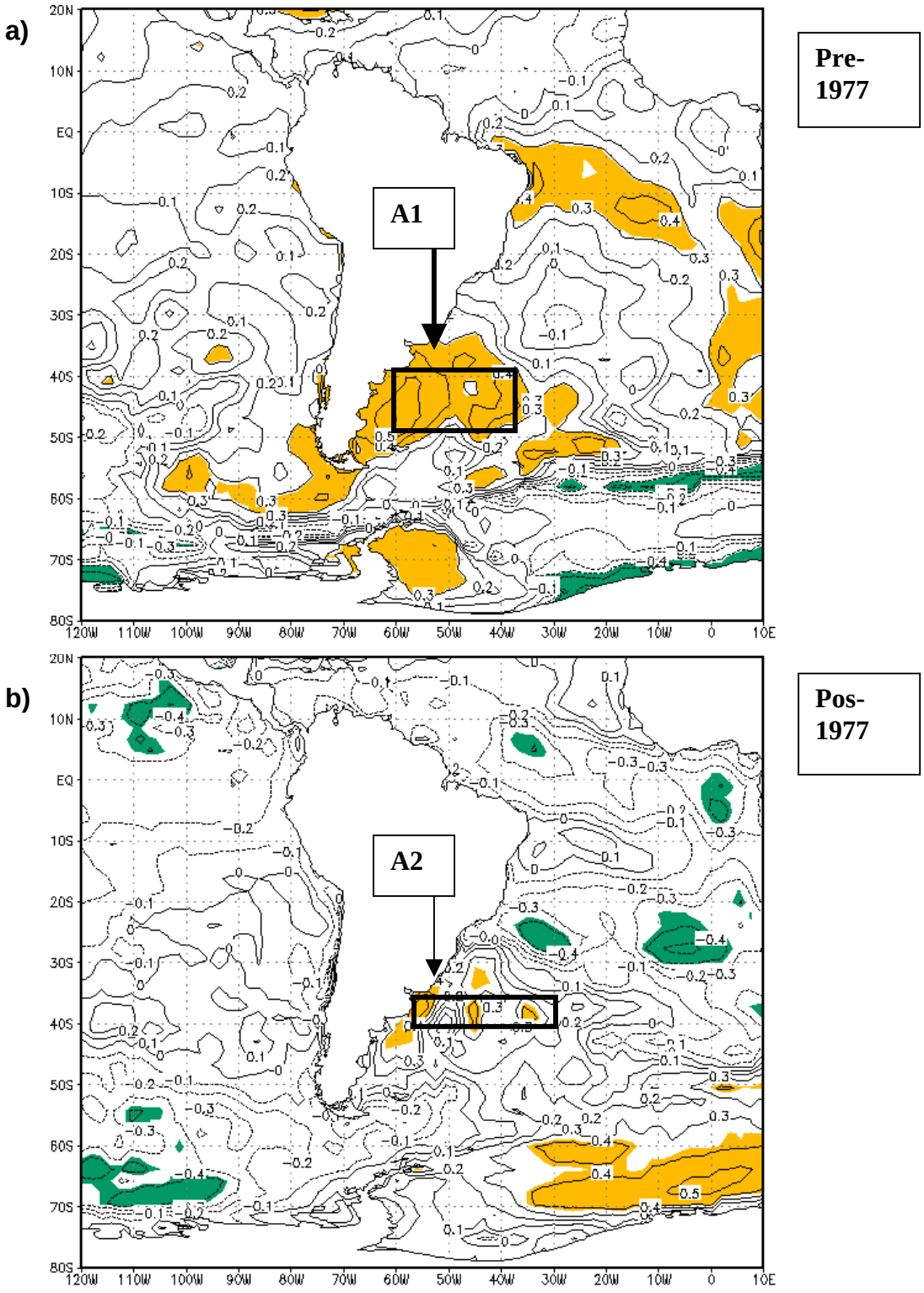


Figura VI.7: Correlación entre la precipitación en el COA y la TSM (NCEP/NCAR) en el período pre-1977 (a) y pos-1977 (b). Área en color: significancia superior al 90% de confianza. A1: área ente 35º-40ºS y 57,5º-30ºO. A2: área entre 40º-50ºS y 60º-40ºO

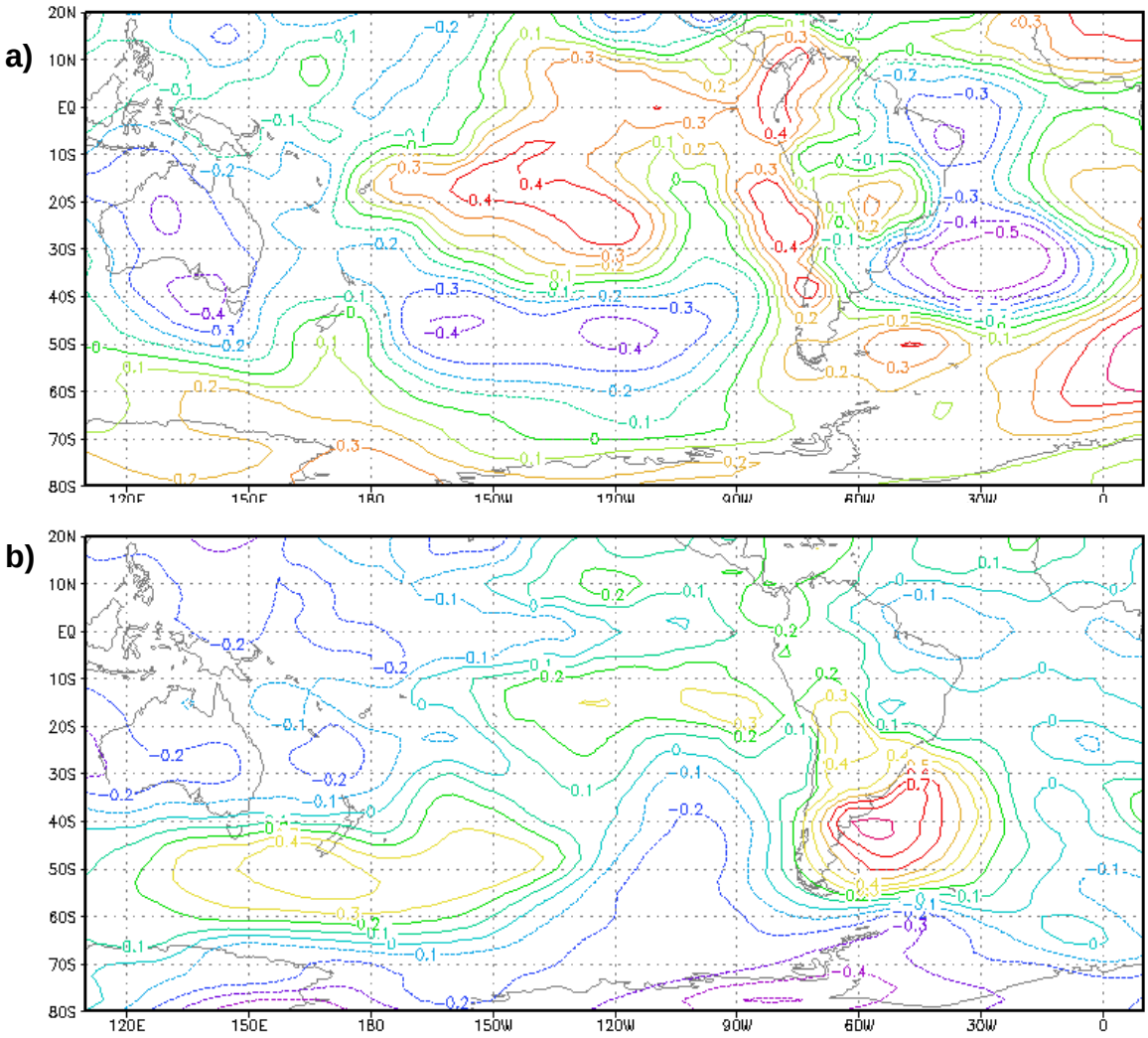


Figura VII.8: Correlación entre la altura geopotencial en 850 hPa y la TSM en área A1, pre-1977 (a) y en A2, pos-1977 (b).

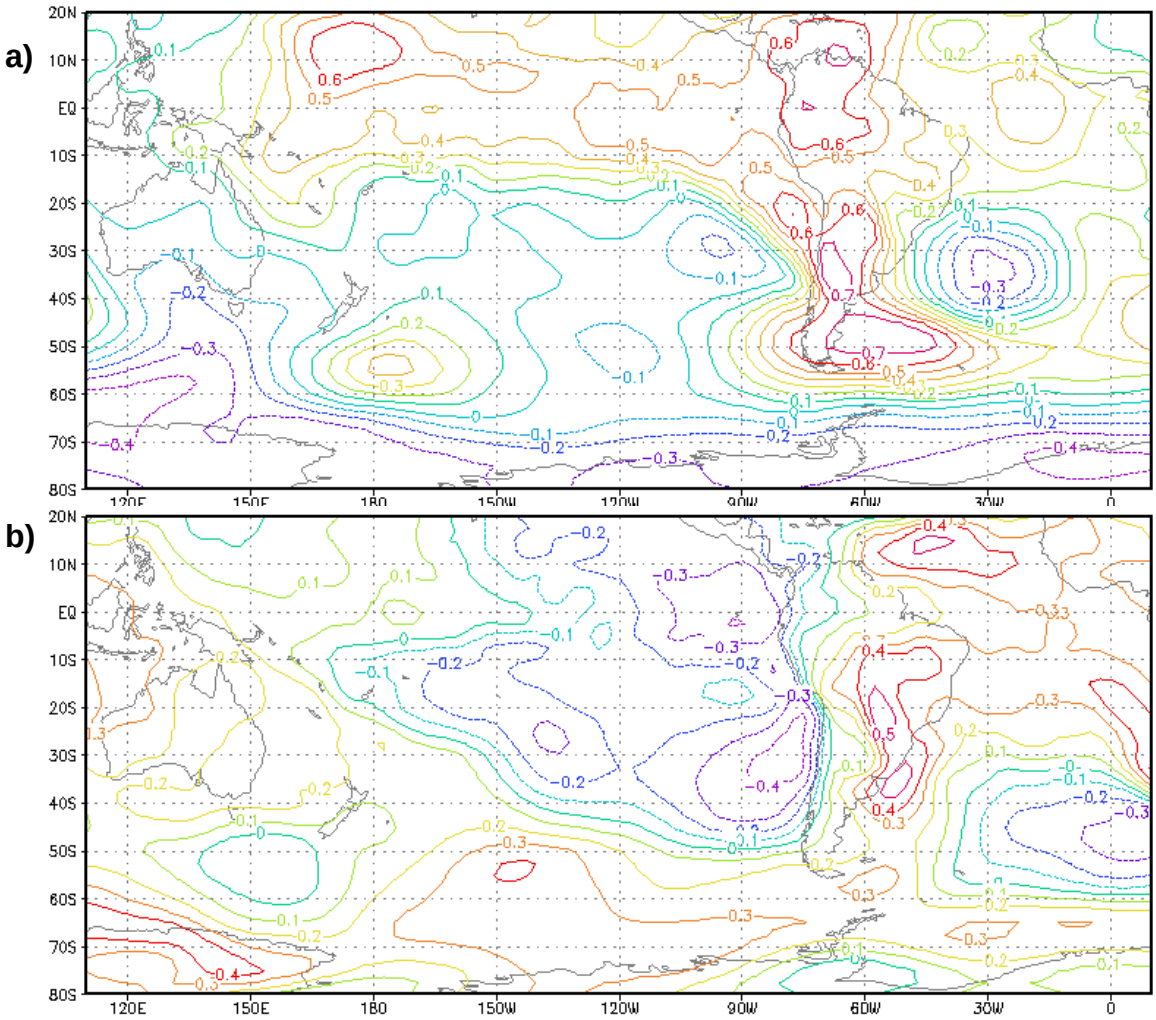


Figura VII.9: Correlación entre la precipitación en el COA y la altura de geopotencial en 850 hPa para pre-1977 (a) y pos-1977 (b). (Son iguales a la Fig. VI.1 y Fig. VI.10).

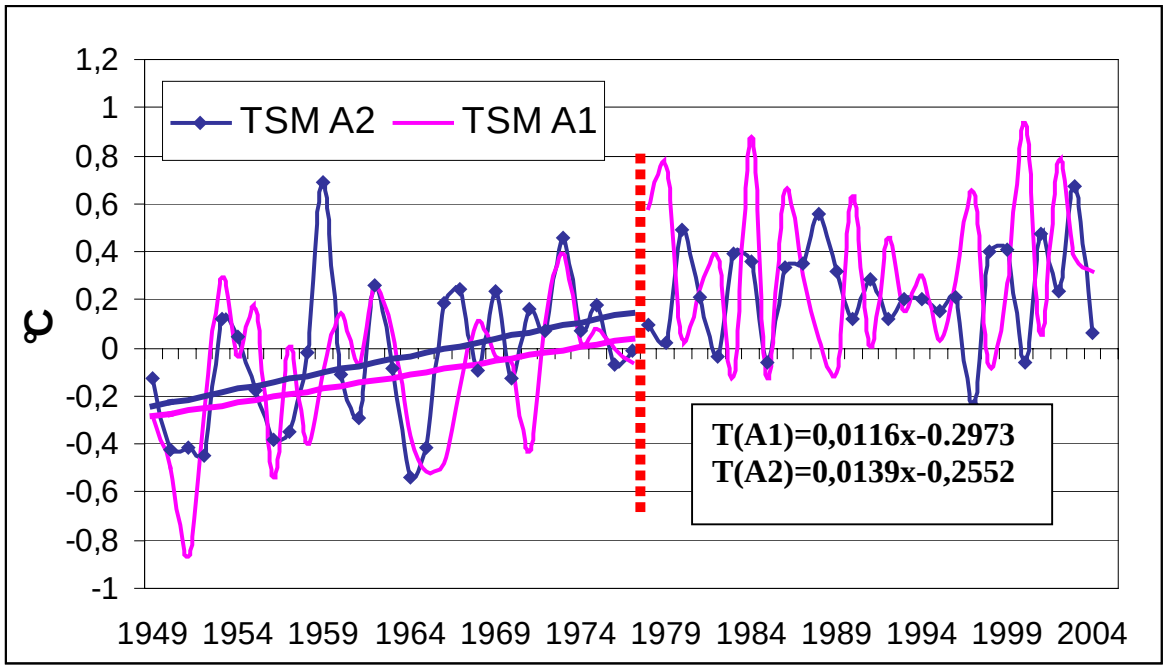


Figura VII.10: Anomalías de la TSM en A1 (30º-40ºS y 57,5º-30ºO) y en A2 (40º-50ºS y 60º-40ºO) sobre el sudoeste del Atlántico, de los datos de Kaplan. T(A1) y T(A2), rectas de tendencias en el período 1949-1977.

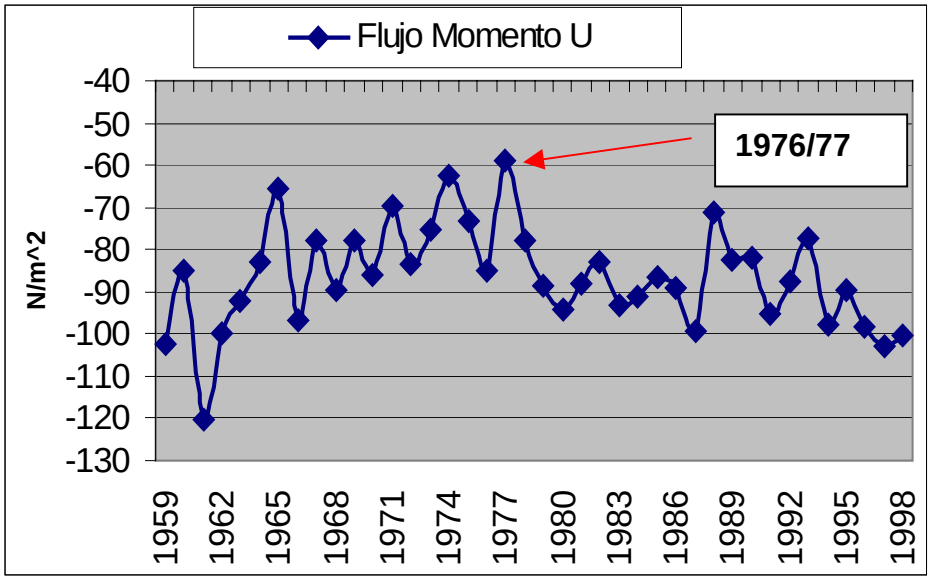


Figura VII 11: Componente zonal del flujo de momento (Ufm) entre la atmósfera y el océano en 45º-50ºS y 60º-55ºO. Valores negativos de Ufm, entrega de momento del los oestes al océano por fricción.

CONCLUSIONES

En trabajos previos de Agosta y otros (1999) y de CAV02 se encontró un cambio en el verano 1976/77 en la variabilidad de baja frecuencia de la precipitación de verano en el COA. El mismo se evidenció por el desplazamiento hacia menores frecuencias del cuasi-ciclo característico de 18 años. Este cuasi-ciclo produce períodos alterantes de secuencias de verano húmedo/seco de duración 9 años cada uno hasta mediados de los 1970s (CAV02). De acuerdo al cuasi-ciclo, el período húmedo iniciado en 1973 tendría que haber cesado hacia comienzo de los 1980s, sin embargo, el evento húmedo se prolonga hasta comienzos de la década del 2000s, ocurriendo en un tiempo de 30 años, 20 veranos húmedos.

Uno de los objetivos primordiales de esta tesis ha sido *caracterizar la variabilidad de baja frecuencia de los procesos dinámicos de la circulación atmosférica que propician la ocurrencia de períodos de verano seco/húmedo en los veranos del COA.* Para abordar el estudio se procedió, en primer lugar, a examinar estadísticamente la calidad de la base de datos de campos atmosféricos estivales del NCEP/NCAR sobre SA en la década de 1970, el cual podría presentar inhomogenidades por incorporación masiva de información satelital en 1979. Este estudio mostró que las inhomogeneidades atribuidas a satélite quedan restringidas a áreas de escasez de datos, esencialmente sobre el Pacífico Sur de latitudes medias a altas y en los niveles superiores de la troposfera, en concordancia con lo sugerido por otros autores. Sobre el cono sur de SA en niveles medios y bajos no hay influencia de cambio por satélite. Al mismo tiempo, el estudio muestra que en el verano 1976/77 surgen cambios significativos en el estado

básico de la troposfera sobre SA, consistentes con cambios y/o tendencias observadas en precipitación, temperatura, presión y caudales de ríos en Argentina y el resto del SA. Cabe mencionar que la transición climática del verano 1976/77 es un cambio global del sistema climático, detectada en numerosas variables ambientales de las Américas (Ebbesmeyer y otros 1991) y está ampliamente documentado (IPCC 2001). Numerosos estudios vinculan esta transición climática con las fluctuaciones en baja frecuencia (decádicas a multidecádicas) de la cuenca del Pacífico. Desde entonces, predominan en el Pacífico ecuatorial-central condiciones medias “cálidas” similares a las observadas durante el fenómeno interanual El Niño/Oscilación del Sur (ENOS).

Para SA, el análisis actual muestra que el cambio en la circulación atmosférica *pos-1977* consiste principalmente en un aumento de la presión en capas media y baja en latitudes medias sobre el cono sur de SA, asociado a menor frecuencia de ocurrencia de actividad ciclónica sobre Patagonia y Mar Argentino y a expansión del flanco occidental del anticiclón del Atlántico Sur sobre el continente, aumentando la frecuencia de ocurrencia de flujo de masa de componente N/NE en Argentina subtropical. El resultado neto sería un corrimiento hacia el sur y sobre el continente del anticiclón y desplazamiento de la actividad sinóptica (flujo de los oestes) hacia mayores latitudes sobre el cono sur de SA desde mediados de los 1970s. Otros autores señalan también incremento de la convergencia de humedad en el Amazonas explicable por aumento de los alisios húmedos desde el Atlántico que al encontrarse con los Andes se deflectan hacia el sur incrementando el flujo meridional hacia latitudes subtropicales de SA.

Este desplazamiento hacia el sur de los sistemas desde mediados de los 70s explica la disminución de la ocurrencia de veranos secos en el COA y la mayor ocurrencia de veranos húmedos.

Particularmente la circulación atmosférica asociada a ocurrencia de verano seco/húmedo en el COA muestra algunas características distintas entre el estado *pre-* y *pos-1977*. Estas características diferenciables se encuentran en la escala climática/interanual con soporte desde la sinóptica/diaria, y los veranos extremos exacerban las particularidades.

En el subperíodo *pre-1977*, el ***verano seco*** presenta circulación ciclónica sobre el sur de la Patagonia junto con estructura dinámica de delantera cuña en troposfera media, desde latitudes medias a subtropicales, orientada NO/SE, que propicia la advección de masas de aire seco hacia el COA por un flujo anómalo de masa del S/SO en capas bajas. El ***verano húmedo*** presenta circulación anticiclónica sobre la Patagonia con advección humedad hacia el COA por flujo anómalo de masa del E en capas bajas desde el Atlántico Sur al sur de 30ºS, junto con una estructura dinámica de vaguada en troposfera media al oeste de los Andes, en latitudes subtropicales, favoreciendo condiciones de ascenso sobre el área.

En el subperíodo *pos-1977*, el ***verano seco*** presenta similares característica al período anterior, solo que con un mayor fortalecimiento del flanco sur-oeste del anticiclón del Pacífico Sur y debilitamiento del anticiclón del Atlántico Sur con flujo del oeste-sudoeste sobre la región y estructura dinámica anticiclónica en altura. El ***verano húmedo*** está asociado al aumento del flujo anómalo de componente N/NE, por extensión de Anticiclón del Atlántico Sur sobre el continente con advección de humedad

en capas bajas desde el Amazonas y Atlántico Sur subtropical/tropical, junto con estructura de vaguada subtropical en troposfera media al oeste de los Andes.

La transición climática de 1976/77 cambió las áreas atmosféricas que se asocian a la precipitación en el COA. Hasta mediados de los 1970s, la variabilidad interanual de la precipitación en el COA está vinculada a la variabilidad interanual de la circulación atmosférica de latitudes medias, que parece presentar una estructura espacial hemisférica de cuasi-onda 4, posiblemente asociada, en parte, a la variabilidad del Modo Anular del Sur. Esta estructura hemisférica *pre-1977* puede dar cuenta de la coherencia en fase de la variabilidad de baja frecuencia de la precipitación entre el COA y la Región de Precipitación de Verano (RPV) de Sudáfrica, existente hasta mediados de los 1970s (CAV02). Posteriormente, la variabilidad interanual de la precipitación en el COA se relaciona con la variabilidad interanual de la circulación atmosférica de latitudes tropicales/subtropicales de SA. En consecuencia, la desconexión entre ambas regiones es atribuible al cambio en la circulación atmosférica debido a la transición climática del 1976/77.

Otro objetivo de la tesis es *establecer posibles causas o forzantes dinámicos del sistema acoplado atmósfera/océano como factores principales del cambio de 1976/77* observado en la precipitación del COA y en el sistema climático. Parece natural asociar este cambio en la variabilidad de baja frecuencia de la precipitación en el COA con la variabilidad de baja frecuencia de la cuenca del Pacífico, conocida también como variabilidad *multidecádica "tipo El Niño*". Sin embargo, la variabilidad en baja frecuencia de la cuenca del Pacífico muestra claramente la existencia de cuasi-ciclos de 30-40 años (o más) que son inexistentes en la baja frecuencia de la precipitación del COA. La precipitación se ha mantenido desde al menos comienzos del siglo XX hasta mediados

de los 1970s modulada por el cuasi-ciclo bidecádico de 18 años (CAV02). Más aún, los resultados muestran que, a nivel interanual, no hay asociación entre las TSMs del Pacífico tropical-ecuatorial - es decir con el fenómeno ENSO - y la precipitación en el COA.

Las únicas áreas de TSM asociadas a la precipitación en el COA son el sudoeste del Atlántico Sur y el sudeste del Pacífico Sur, al menos desde la década de 1920 y hasta mediados de los 1970. Ambas áreas oceánicas se vinculan con la precipitación debido a que tienen la circulación atmosférica como forzante común a través del efecto Ekman producido por el viento (Wainer y Venegas 2002). De hecho, el campo de presión en superficie al este del cono sur de SA, sobre el área sudoeste del Atlántico Sur, presenta en escala interanual el cuasi-ciclo de 18 años al igual que la TSM en el área. Se desprende que el campo de presión atmosférica en el sudoeste del Atlántico Sur con una oscilación cuasi-bidecádica de 18 años son responsables de la modulación, en la misma frecuencia, de la precipitación en el COA y la TSM durante gran parte del siglo XX.

Debido a la transición climática del verano 1976/77 el acoplamiento entre el campo de presión en el sudoeste del Atlántico Sur, la TSM y la precipitación en el COA se pierde a finales de los 1970. Asimismo, el Modo Anular de Sur produce variaciones del campo de presión al sudoeste del Atlántico Sur (White 2004) que podrían ser asociadas a la fluctuación del campo de presión anterior, sin embargo, este modo no presenta el cuasi-ciclo bidecádico en el espectro de baja frecuencia. Cook y otros (2004) muestran con modelos, que anomalías positivas de convección en el África ecuatorial durante el verano austral modifican la circulación atmosférica y la convergencia de humedad en SA tropical (más alisios) junto con anomalías anticiclónicas en el sudeste del continente

similares a las encontradas aquí. Esto estrecha aún más las posibles teleconexiones entre ambos continentes y añade complejidad a la manera en que estos procesos acoplados atmosféricos/oceánicos interactúan en escala interanual a multidecádica.

Por último otro objetivo en este trabajo de tesis es *evaluar el impacto socio-económico del cambio en precipitación sobre el COA mediante el análisis de la variabilidad interanual de la producción vitivinícola en la provincia de Mendoza*. La producción de vid en Mendoza representa el 71% de la producción total del cultivo en el país y se conoce que el cultivo se ve perjudicado bajo condiciones de humedad excesiva. El análisis muestra que, para el período disponible de datos de producción (1979-2001), los veranos húmedos (secos) a lo largo de una década tienen mayor posibilidad de presentar bajo (alto) rendimiento de vid. De corresponderse esta relación encontrada en escala intradecádica a escalas multidecádicas (cuasi-ciclo de 18 años) entonces la región COA está experimentando condiciones desfavorables para el rendimiento de la vid desde mediados de los 70s. A su vez, si la región COA vuelve en un futuro a condiciones más secas entonces es de esperar condiciones favorables para la producción de vid en términos climáticos.

No obstante, los cambios temporales en la relación de la precipitación en COA con la circulación atmosférica y con las TSMs indican la existencia de cambios en la teleconexión con el sistema atmósfera-océano que en un futuro podrían restablecerse o teleconectarse de una manera totalmente nueva. Grimm y otros (2004) señalan la existencia de estos cambios de teleconexión, ocurridos en la escala decádica debido a cambios interdecádicos del estado básico de la atmósfera, que los modelos actuales no reproducen adecuadamente porque son “ajustados” para un régimen climático dado. Esto quiere decir que los modelos son incapaces de pronosticar las nuevas áreas que

se teleconectarán con fluctuaciones de una determinada variable climática al producirse la pérdida de una teleconexión previamente existente, tal como ocurrió entre antes y después de 1976/77. En consecuencia, hasta el momento no se cuenta con herramientas suficientes de pronóstico climático a largo plazo como para proveer de un escenario preciso de las condiciones futuras en el régimen de precipitación en el COA.

APÉNDICE

A) Test de diferencias de medias muestrales *(t-Student)* (Panofsky y Brier 1958)

Para determinar estadísticamente si dos muestras X_1 y X_2 , de tamaño N_1 y N_2 respectivamente y de iguales varianzas *provienen de distinta población respecto de sus medias* (H_o), se emplea el estadístico ***t*** que tiene distribución t-Student con $N_1 + N_2 - 2$ grados de libertad

$$t = \left(\overline{X}_1 - \overline{X}_2\right) \cdot \left[\frac{N_1 . S_1^{\,2} + N_2 . S_2^{\,2}}{N_1 + N_2 - 2} \cdot \left(\frac{1}{N_1} - \frac{1}{N_2} \right) \right]^{-1/2}$$

donde S_j *:* desvíos estándares para cada muestra j

$\overline{X}_j$: media muestral de cada muestra j

La hipótesis nula es rechazada si $t > t_c$ para una significancia dada.

B) Test de Fisher de diferencias de varianzas muestrales (Panofsky y Brier 1958)

A fin de decidir si dos muestras X_1 y X_2 de tamaño N_1 y N_2 respectivamente difieren estadísticamente respecto de sus varianzas S_1^2 y S_2^2 se emplea el estadístico ***F*** que tiene distribución de F-Fisher con doble entrada dada por $\nu_1 = N_1 - 1$ y $\nu_2 = N_2 - 1$ grados de libertad. Bajo la suposición de

independencia de las muestras y la hipótesis nula ***H_o: las varianzas pertenecen a una misma población***, el estadístico se estima como

$$F = \frac{N_1 . S_1^{\,2} / (N_1 - 1)}{N_s . S_2^{\,2} / (N_2 - 1)}$$

Si $F > F_c$ para un determinado nivel de significancia α, se rechaza la hipótesis nula *(H_o).*

C) Correlación cruzada o del primer momento de Pearson (Panofsky y Brier 1958)

Para determinar la existencia de coherencia en la señal de baja frecuencia entre las estaciones se procedió a determinar las correlaciones cruzadas entre las series sin filtrar y las filtradas por paso-bajo. La función de correlación es

$$r = \sum_{i=1}^{N} \frac{(x_i - \bar{x}) \cdot (y_i - \bar{y})}{n . S_x . S_y}$$

donde,

n : longitud de las series X e Y

x_i : dato i-ésimo de la estación X y_i : dato i-ésimo de la estación Y

$\bar{x}$: valor promedio serie X $\bar{y}$: valor promedio serie Y

S_x : desvío estándar serie X S_y : desvío estándar serie Y

El nivel de significancia se establece mediante la hipótesis nula ***H_0 ρ = 0***, es decir, *correlación nula***,** con el estadístico asociado ***Z_r*** ,

$$Z_r = \frac{1}{2} \cdot Ln(\frac{1+r}{1-r}) \qquad \text{para n>30}$$

con distribución $N(0, (n-3)^{-1/2})$ y

$$Z_c = z_0 \,.\, (n-3)^{-1/2}$$

donde

z_0 *: ordenada normal al p% de significancia*

n : longitud de la serie estival

luego si $Z_r > Z_o$, se rechaza la hipótesis nula.

D) ANÁLISIS DE COMPONENTES PRINCIPALES (GREEN, P.E, 1978)

Una de las técnicas empíricas de mezcla lineal es el Análisis de Componentes Principales (ACP).

Sea una matriz de datos de entrada **X** de tamaño *mxn*, donde las columnas son las variables (tiempo en el Modo T o estaciones para el Modo S) y las filas son las observaciones (estaciones para el Modo T o tiempo para el modo S). Una opción es utilizar como función de similitud entre las variables el coeficiente de correlación. Para ello es conveniente estandarizar cada columna de **X** (restar la media por columna y dividirla por el desvío estándar de cada columna) y obtener la matriz de datos estandarizados $\mathbf{X_s}$. La matriz de correlación (o similitud) **R** de *nxn* se calcula como:

$$\mathbf{R = (X_s^t \,.\, X_s) \,/\, (m-1)}$$

Sobre esta matriz se estiman los autovalores y los autovectores a través del método de Descomposición en Valores Singulares (SVD), tal que

$$\mathbf{R = U \,.\, D \,.\, U^t}$$

donde **U** es la matriz de los autovectores y **D** tiene en la diagonal los autovalores asociados.

Con estos valores se obtiene la matriz de componentes principales *scores* estandarizados $\mathbf{Z_s}$ de *mxn* como:

$$\mathbf{Z_s = X_s .U . D^{-1/2}}$$

Conde $\mathbf{D^{-1/2}}$ significa que la diagonal tiene los valores inversos de la raíz de los autovalores asociados.

La matriz de componentes principales de *loadings* **F** de *nxn* se calcula como:

$$\mathbf{F = U . D^{1/2}}$$

De esta manera la matriz original de datos estandarizados $\mathbf{X_s}$ puede recuperarse con las matrices de *puntaje (scores)* y peso (*loadings)*:

$$\mathbf{X_s = Z_s . F^t}$$

Para este análisis los *loadings* (elementos de **F**) serán las correlaciones entre las columnas de $\mathbf{Z_s}$ y de $\mathbf{X_s}$, es decir miden la similitud entre los *scores* y las variables originales.

Entre las propiedades de las componentes principales una de ellas es la ortogonalidad de los scores (es decir, columnas de $\mathbf{Z_s}$ son no correlacionadas) y que cada componente principal tiene asociada una varianza explicada de la varianza original de las variables. Las primeras componentes suelen ordenarse según varianza explicada decreciente de tal suerte que las componentes de alto orden son las que menos varianza explican de los datos originales.

A veces se busca no sólo que cada componente principal sea ortogonal sino además que unas sola de ellas explique cuanto sea posible varias variables originales a fin de reducir la dimensión de espacio (estructura simple para **F**). Para ello se aplica la rotación. Entre las varias rotaciones existentes

las más empleadas son rotación *Varimax* y rotación Quartimax, ambas conservan la ortogonalidad de las componentes principales. La rotación *Oblimin* no conserva la ortogonalidad y por tanto ya no puede hablarse de componentes principales sino más bien de un modo de *clustering*. La aplicación de rotación es un tema muy importante y su tratamiento serio requiere mucha precaución.

E) Análisis espectral (Jenkins y Watts 1968)

Los estimadores de la densidad espectral suavizada $C_{xx}(f)$ de éste análisis se determinaron sobre los valores estivales de precipitación de la siguiente manera, previo filtrado de las tendencias lineales de cada serie:

i) Primeramente calculando la función de autocorrelación,

$$r(k) = \sum_{t=1}^{n-k} \frac{[x(t) - \bar{x}].[x(t+k) - \bar{x}]}{n.S_x^2} \qquad 1 \leq k \leq M$$

donde,

r(k): correlación serial o función de autocorrelación

M: el lag (desfasaje) máximo (también número total de estimadores espectrales)

S_x^2 : varianza de la serie

ii) Sobre la función de autocorrelación, se calcularon los estimadores espectrales suavizados,

$$C_{xx}(f) = 2.\{1 + 2.\sum_{k=1}^{L-1} r(k).w(k).\cos(2.\pi.f.k)\} \qquad 0 \leq f \leq 1/2$$

donde,

r(k): función de autocorrelación.

w(k): ventana espectral.

L: valor de truncado.

iii) Eligiendo *2.f=1/M y M=L-1* se obtuvo la ecuación

$$C_{xx}(f) = 2.\{1 + 2.\sum_{k=1}^{M} r(k).w(k).\cos(\frac{k.\pi}{M})\}$$

iv) Se empleó la ventana espectral ***w(k)*** de Parzen de acuerdo a Jenkins y Watts (1968)

$$w(k) = \begin{cases} 1 - 6.(\frac{k}{M})^2 + 6.(\frac{k}{M})^3 & \text{si } 0 \le k \le M/2 \\ 2.(1 - \frac{k}{M})^3 & \text{si } M/2 \le k \le M \end{cases}$$

v) ***Evaluación de los niveles de confianza de los estimadores espectrales***

El nivel de confianza de un espectro debe evaluarse siguiendo los siguientes pasos:

-Examinar la serie temporal considerando la función de autocorrelación,

-Identificar el continuo “nulo” adecuado,

-Aplicar un test para las diferencias entre el espectro de la serie temporal y el continuo “nulo” adecuado.

1. Si el coeficiente de autocorrelación para el primer lag r_1 de una serie temporal (muestra) no es significativamente distinto de cero, debería asumirse que la serie de tiempo está libre de persistencia y que los períodos ocurrentes en la misma son aleatorios y no transferibles a la población de espectros. Para este caso el "nulo" apropiado es aquel de "ruido blanco", es decir una línea recta horizontal igual al promedio de todos los m+1 estimadores espectrales "crudos" (sin suavizar) del espectro evaluado.
2. Si el coeficiente de autocorrelación para el lag 1 r_1 difiere significativamente de cero, y la función de autocorrelación muestra una declinación exponencial, puede asumirse que el continuo "nulo" es aquel de "ruido rojo". Este es el caso frecuente para los datos meteorológicos, luego la estimación de espectro teórico se lleva a cabo usando un proceso de Markov de "ruido rojo". La forma de este ruido rojo depende del coeficiente de correlación r_1. El cálculo del continuo "nulo" adecuado asume que r_1 es un estimador insesgado para la población de coeficientes de correlación (Mitchell y otros 1966), y está dado por

$$\hat{S}_k = \overline{S}\left[\frac{1 - r_1^{\,2}}{1 + r_1^{\,2} - 2.r_1.\cos\frac{\pi.k}{M}}\right] \qquad \text{k=1,.....,M}$$

donde $\hat{S}_k$ es el continuo "nulo" de "ruido rojo" y $\overline{S}$ es el continuo "nulo" de "ruido blanco". La elección de *M=N/3* (*N*, longitud de la serie temporal)

está en concordancia con las sugerencias dadas por Mitchell y otros (1966) para optimizar los detalles espectrales y minimizar la inestabilidad del mismo. Si la función de autocorrelación no muestra una declinación exponencial, el “ruido rojo” de Markov es inapropiado.

Cómo difiere el espectro calculado (de la serie de tiempo) del continuo “nulo” de ruido “rojo” o “blanco” puede examinarse por medio de el test de Chi-cuadrado, dado que el cociente del estimador espectral $C_{xx}(f)$ al verdadero valor $S_{xx}(f)$ se distribuye aproximadamente como χ^2 (Jenkins y Watts 1968)

$$\frac{C_{xx}(f)}{S_{xx}(f)} \propto \frac{\chi^2_\mu}{\mu}$$

donde μ = (2. N - M/2)/M los grados de libertad.

De este modo los límites de confianza entorno a $S_{xx}(f)$ se evalúan como

$$\frac{\mu \times C_{xx}(f)}{\chi^2_\mu(\alpha/2)} \leq S_{xx}(f) \leq \frac{\mu \times C_{xx}(f)}{\chi^2_\mu(1-\alpha/2)}$$

los cuales son válidos para cualquier frecuencia *f.*

F) Suavizado de las series de tiempo

Las series ***X(t)***, para *t=1,..., N*, se suavizan utilizando una función de filtro de paso bajo binomial de 9 términos del tipo recomendado por Mitchel y otros (1966) en el cual las series suavizadas están dadas por

S(t) *= 0,02X(t-4) + 0,05X(t-3) + 0,12X(t-2) + 0,20X(t-1) +0,22X(t) + 0,20X(t+1) + 0,12X(t+2) + 0,05X(t+3) + 0,02X(t+4)*

La función de respuesta de frecuencia del filtro para la serie ***S(t)*** es aproximadamente

$$R(f) = \cos^n (\pi f \Delta t),$$

Donde *n* es el orden de expansión binomial. La función da cocientes de amplitud suavizada sobre amplitud no suavizada de 0,928, 0,903 y 0,718 para períodos de 21, 18 y 10 años. Por aplicación de este método la serie original pierde 4 datos en sus extremos.

G) Modelo de interpolación lineal de datos (Panofsky y Brier 1958)

La función de interpolación lineal es utilizada para completar los datos faltantes y par analizar tendencias (X es lineal). Los coeficientes se estiman por cuadrados mínimos es de la forma

$$Y'(t) = m.X(t) + b$$

los valores de m y b se estiman por cuadrados mínimos.

Donde

X (t), Y(t) : series temporales independiente y dependiente, respectivamente.

Y '(t): serie que interpola linealmente a Y(t) usando a X(t)

$$m = \frac{\overline{x(t)\,y(t)}}{\overline{x(t)}^{2}} = \frac{\overline{x(t)\,y(t)}}{S^{2}} \qquad b = Y(t) - m\overline{X(t)}$$

x(t), y(t) : series temporales donde se sustrageron a cada valor las medias respectivas.

S : desvío estándar de la serie temporal *x(t).*

H) Tablas de Contingencia (Hoel 1964)

Para estudiar la asociación estadística entre los eventos cálidos El Niño y fríos La Niña con las anomalías positivas y negativas de la precipitación regional se emplearon tablas de contingencia.

Sea una tabla de contingencia general de *f*-filas y *c*-columnas cuyos elementos n_{ij} son la frecuencia observada para la fila *i* y la columna *j*, donde las filas y las columnas corresponden a observaciones simultáneas de dos variables respectivamente.

n_{11}	n_{12}	$..n_{1j.}$	n_{ic}	$n_{1.}$
...	...	...	...	...
$n_{i1.}$	n_{i2}	$.n_{ij}$	$n_{ic.}$	$.n_{i.}$
n_{f1}	n_{f2}	$..n_{fj}$	n_{fc}	$n_{f.}$
$n_{.1}$	$n_{.2}$	$.n_{.j}$	$n_{.c}$	N

Tabla H 1. Tabla de contingencia general de *f*-filas y *c*-columnas

Bajo la hipótesis nula ***H_o: las dos variables son independientes***, el estadístico χ^2 tiene una distribución Chi-cuadrado con $\nu=(f-1).(c-1)$ grados de libertad.

El estadístico se estima como

$$\chi^2 = \sum_{i=1}^{f}\sum_{j=1}^{c} \frac{(n_{ij} - \frac{n_{i.}n_{.j}}{N})^2}{\frac{n_{i.}n_{.j}}{N}}$$

donde,

$$n_{i.} = \sum_{j=1}^{c} n_{ij}$$

$$n_{.j} = \sum_{i=1}^{f} n_{ij}$$

$$N = \sum_{i=1}^{f} n_{i.} = \sum_{j=1}^{c} n_{.j}$$

Si $\chi^2 > \chi_c^2$ para un dado nivel de significancia α, entonces se rechaza la hipótesis nula ***H_o*** , esto es no hay asociación estadística entre las dos variables.

Referencias

Agosta, E.A. y Compagnucci R.H. 2002: Relación entre la precipitación estival en la región Centro-Oeste de Argentina y las temperaturas superficiales de mar. XXI Reunión Científica (AAGG) Rosario Argentina – 23 al 27 de Setiembre de 2002, 18-22.

Agosta, E.A. 2000: Variabilidad climática de la precipitación de verano en el Centro-Oeste de Argentina. Tesis de Licenciatura, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires, 104p.

Agosta, E.A. Compagnucci R.H. y Vargas, W.M. 1999: Cambios en el régimen interanual de la precipitación estival en la región Centro-Oeste Argentina. Meterorol. 241/2, 63-84.

Barros, V., M. E. Casteñeda, and M. Doyle, 2000a: Recent precipitation trends in southern South America east of the Andes: An indication of climatic variability. Southern Hemisphere paleo and neo-climates, P. P. Smolka and W. Volkheimer, Eds., Springer-Verlag.

Barros, V., M. Gonzalez, B. Liebmann, and I. Camilloni, 2000b: Influence of the South Atlantic Convergence Zone and South Atlantic Sea Surface Temperature on interannual summer rainfall variability in Southeastern South America. Theor. and Appl. Meteor., 67, 123-133.

Barros, V.R., M. Castañeda y M. Doyle 1996: Recent precipitation trends in Southern South America to the east of the Andes: an indication of a mode of climatic variability. En: “Greenhouse gas emission under Developing Countries Point of View”, L.P. Rosa y M.A. Santos edsd., COPPE, Río de Janeiro, Brasil, 41-67

Barros, V.R. y Scasso, L.M 1994: Surface pressure and temperature anomalies in Argentina in connection with the Southern Oscillation, Atmósfera, 94, 7, 1159-171.

Camilloni I., Barros V., Escobar G. y Di Luca A. 2005: Tendencias en la posición del anticiclón del atlántico sur y su representación por modelos climáticos globales: impactos sobre el estuario del Río de la Plata y océano adyacente. IX Congreso Argentino de Meteorología. Buenos Aires, 3-7 de octubre, 2005.

Camilloni, I. 1999. Temporal variability of the Buenos Aires' urban heat island intensity. International Conference on Urban Climatology ICUC'99, Sydney Australia.

Chen T.C. Takle E.S., Yoon J.H. St. Crox K.J., Hsieh P 2003: Impacts on tropical South America Rainfall due to changes in global circulation. In: Proceedings of the 7th International Conference on Southern Hemisphere Metreorology and Oceanography. Wellington, New Zealand, Ed. By Am. Met. Soc., Boston, 92-93.

Chen, T. C., J. H. Yoon, K. J. St Croix, and E. S. Takle, 2001: Suppressing impacts of the Amazonian deforestation by the global circulation change. Bulletin of the American Meteorological Society, 82, 2209-2216.

Compagnucci, R.H., Agosta, E.A., Vargas M.W., 2002: Climatic change and quasi-oscillations in central-west Argetnina summer precipitation: main features and coherent behaviour with southern African region. Cli. Dyn. 18, 421-435.

Compagnucci R.H y Vargas W.M. 1998: Inter-annual variability of Cuyo rivers´ streamflow in the Argentinean Andean mountains and ENSO events. Int. Jou. Climatol. 18, 1593-1609.

Compagnucci R.H. y W.M. Vargas 1983: Spectral analysis of summer precipitation series. Preprints “II International Meeting on Statistical Climatology”, Lisboa, Portugal, Eds. Inst. Nac. de Met. e Geo., 11.7.1-11.7.8

Compagnucci R.H., J. Boninsegna y S. Heinrich 1982: Series de precipitación de la Región Centro-Oeste y sus variaciones, Geoacta, 11, 2, 219-231.

Compagnucci R.H. y J. Boninsegna 1979: Estudio de la serie de precipitación del Observatorio Meteorológico de la Ciudad de Mendoza. Informe de las Primeras Experiencias de Ajuste de Defensa. Programa Nacional de Lucha Antigranizo. Comisión Nacional de Investigaciones Espaciales. Tomo 2, 39 pág.

Cook, K.H., Hsieh J.-S. y Hagos, S.M. 2004: The Africa-South America Intercontinental Teleconnection. Am. Met. Soc. 17, 2851-2865.

Dettinger, M.D., Battisti, D.S., Garreaud, R.D., McCabe, G.J., and Bitz, C.M., 2001, Interhemispheric effects of interannual and decadal ENSO-like climate variations on the Americas, in V. Markgraf (ed.), Interhemispheric climate linkages: Present and Past Climates in the Americas and their Societal Effects: Academic Press, 1-16.

Diaz, A. F., C. D. Studzinski, and C. R. Mechoso, 1998: Relationships between Precipitation Anomalies in Uruguay and Southern Brazil and Sea Surface Temperature in the Pacific and Atlantic Oceans. Journal of Climate, 11, 251-271.

Dickinson, R., 1975. Solar variability and the lower atmosphere, Bull. Am. Met. Soc., 56: 1240-1248.

Doyle, M. E. y V. R. Barros, 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, 3394-3410.

Ebbesmeyer C.C., Cayan D.R., McLain D.R., Nichols F.H., Peterson D.H. y Redmond T. 1991: 1976 Step in the Pacific Climate: Forty enviromental changes between 1968-1975 and 1977-1984. Proceeding of the 7th Annual Pacific Climate PACLIM, Workshop, April 1990, Eds. Betancourt, J.L. y V.L. Tharp, Californian Dep. of Water Resources, Interagency Ecological Studies Program, Tech. Rep. 26, 115-126.

Enfield, D. B., A. M. Mestas-Nunez, D. A. Mayer, and L. Cid-Serrano, 1999: How ubiquitous is the dipole relatiocnship in tropical Atlantic sea surface temperature. J. Geophys. Research, 104, 7841-7848.

Federov, A.V. y Philander, S.G. 2000: Is El Niño Changing? Science, 288, 1997-2001.

Garreaud, R. D. y D. S. Battisti, 1999: Interanual ENSO and interdecadal ENSO-like variability in the S. Hemisphere. *J. Climate*. **12**, 2113-2123.

Gisbson, T.T. 1992: An observed poleward shift of the Southern Hemisphere subtropical wind maximun- a greenhouse symptom? Int. J. of Clim., 12, 637-640.

Green, P.E. 1978, Analyzing Multivariate Data, Ed. The Dryden PressIllinois

Grimm, A.M., Sahai, A.K., Ropelewski, C.F. 2004: Long-term variations in the performance of climate models. XIII Congresso Brasileiro de Meteorologia.

Grimm, A. M., 2003: The El Nino impact on the summer monsoon in Brazil: Regional processes versus remote influences. Journal of Climate, 16, 263-280.

Grimm, A. M., V. R. Barros, and M. E. Doyle, 2000: Climate variability in southern South America associated with El Nino and La Nina events. Journal of Climate, 13, 35-58.

Godfrey, J.S. y S.T. Rintoul (1998). The role of the Oceans in the Southern Hemisphere Climate. En Meteorolgy of the Southern Hemisphere. Ed. D.J. Karoly y D.G. Vincent. Am. Met. Soc., 410 pág.

Gu, D.F., and S.G.H. Philander, 1997: Interdecadal climate fluctuations that depend on exchanges between the tropics and extratropics. Science, 275:805-807.

Hare, S. R., & N. J. Mantua, 2000. Empirical evidence for North Pacific regime shifts in 1977 and 1989. Prog. Oceanogr., 47:103-145.

Hastenrath, S., and A. Greischar, 1993: Circulation mechanisms related to Northeast Brazil rainfall anomalies. J. Geophys. Res.- Atmospheres, 98, 5093-5102.

Haylock M. R. Peterson T. C., Alves L. M., Ambrizzi T., Anunciação Y. M. T., Baez J., Barros V. R., Berlato M. A., Bidegain M., Coronel G., Corradi V., Garcia V. J., Grimm A. M., Karoly D., Marengo J. A., Marino M. B., Moncunill D. F., Nechet D., Quintana J., Rebello E., Rusticucci M., Santos J. L., Trebejo I., Vincent L. A. en prensa: Trends in total and extreme South American rainfall 1960-2000 and links with sea surface temperature, J. Of Climate.

Hoel, Paul G. 1964: Introduction to Mathematical Statistics, John Wiley & Sons, Inc. New Yor-London, 428 pág.

Hoerling, M. P. and A. Kumar, 2003: The perfect ocean for drought. Science, 299, 691-699.

Hoffmann, J. 1992: The continental atmospheric pressure and precipitation regime of South America. Erdkunde. Archiv fur wissenschafliche geographie. Edt. Boss Verlag Kleve, 40-51.

Huang, H.-P., R. Seager, and Y. Kushnir, 2005: The 1976/77 transition in precipitation over the Americas and the influence of tropical sea surface temperature. Clim. Dyn., 24 (7), 721 - 740

Hurrell, J.W. y van Loon, 1994: A modulation of the atmospheric annual cycle in the Southern Hemisphere. Tellus, 46A, 325-338.

IPCC 2001: Climate Change 2001: The Scientific Basis. Contribution of Working Group I to the third Assesment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC). Cambridge Unversity PREss, Cambridge, UK, 944 pág.

Kaiser , H.F. 1960: The application of electronic computers to factor analysis. Educational and Psychological Measurement, 20, 141-151.

Kalnay, E., M. Kanamitsu, R. Kistler, W. Collins, D. Deaven, L. Gandin, M. Iredell, S. Sha, G. White, J. Woollen, Y. Zhu, M. Chelliah, W. Ebisuzaki, W. Higgins, J. Janowiak, K. C. Mo, C. Ropelewski, J. Wang, A. Leetmaa, R. Reynolds, R. Jenne, y D. Joseph, 1996: The NCEP/NCAR 40-year Reanalysis Project. *Bull. Amer. Meteor. Soc.,* 77, 437–471.

Key, J. R. and A. C. K. Chang, 1999: Multidecadal global and regional trends in 1000 mb and 500 mb cyclone frequencies. Geophysical Research Letters, 26, 2053-2056.

Kidson, J. W., 1999: Principal modes of Southern Hemisphere low frequency variability obtained from NCEP–NCAR reanalyses. J. Climate, 12, 2808–2830.

Kistler, R., E. Kalnay, W. Collins, S. Saha, G. White, J. Woollen, M. Chelliah, W. Ebisuzaki, M. Kanamitsu, V. Kousky, H. van den Dool, R. Jenne, and M. Fiorino, 2001: The NCEP-NCAR 50-Year Reanalysis: Monthly Means CD-ROM and Documentation. Bull. Amer. Meteor. Soc., 82, 247-268.

Kruger, A. C. 1999: The influence of the decadal-scale variability of summer rainfall on the impact of El Niño and La Niña events in South Africa. Int. J. Clim. 19, 59-68.

Kushner, P. J., I. M. Held, and T. L. Delworth, 2001: Southern Hemisphere atmospheric circulation response to global warming. J. Climate, 14, 2238–2249.

Lichtenstein, E.R. 1980: La depresión del Noroeste Argentino. Doc. Tesis, FCEyN, University of Buenos Aires, 120p.

Lindesay J.A. 1998: Present Climates in Southern Africa. En Cliamtes of the Southern Continents: Present, Past and Future. Wiley press, Ed. J.E. Hobbs, J.A. Lindesay y H.A. Bridgman, 297 pág.

Lizcano, G. y Todd, M.C. 2005: Non-ENSO control on Southern Africa precipitation variability. Phil. Trans. Roy. Soc., 363, 61-62.

Mantua N. J. y Hare S.R. 2002: Pacifical Decadal OScillation. Jou. Of. Oceanography, 25, 35-44.

Mantua, N. J., S. R. Hare, Y. Zhang, J. M. Wallace, y R. C. Francis, 1997: A Pacific interdecadal climate oscillation with impacts on salmon production. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 78, 1069-1079.

Marengo, J. A., 2004: Interdecadal variability and trends of rainfall across the Amazon basin. Theoretical and Applied Climatology, 78, 79-96.

Marengo, J. A., W. R. Soares, C. Saulo, and M. Nicolini, 2004: Climatology of the low-level jet east of the Andes as derived from the NCEP-NCAR reanalyses: Characteristics and temporal variability. Journal of Climate, 17, 2261-2280.

Marengo, J., J. Tomasella, and C. R. B. Uvo, 1998: Long-term streamflow and rainfall fluctuations in tropical South America: Amazonia, eastern Brazil,and northwest Peru. J. Geophys. Res., 103, 1775-1783.

Marshall, G.J., 2002: Trends in Antarctic geopotentia height and temperature: a comparison between radiosonde and the NCEP/NCAR reanalyses data. J. Climate, 15, 659-674.

Marshall, G.J., 2003: Trends in the Southern Annular Mode from Observations and Reanalyses, J. Climate, 116, 4134-4143.

Minetti, J.L. y W.M. Vargas, 1998: Trends and jumps in the annual precipitation in South America, south of 15ºS. Atmósfera 11, 205-223.

Minetti, J. L., W. M. Vargas, A. G. Poblete, L. R. Acuna, and G. Casagrande, 2003: Non-linear trends and low frequency oscillations in annual precipitation over Argentina and Chile, 1931-1999. Atmósfera, 16, 119-135.

Mitchell J.M., Dzerdzeevskii B., Flhon H., hofmeyr W.L., Lamb H.H., Rao K.N y Wallén C.C. 1996: Climatic Change, Technical Note Nº79, WMO 80p.

Mitchell, J.M; Dzerdzeevskii, B; Flohn, H.; Hofmeyr, W.L.; Lamb, H.H.; Rao, K.N. y Wallén, C.C. 1966: Climatic Change, Technical Note No. 79,WMO 80p.

Mo, K. C., 2000: Relationships between low-frequency variability in the Southern Hemisphere and sea surface temperature anomalies. J. Climate, 13, 3599–3610.

Nemani, R.R., White M.A., Cayan, D.R., Jones, G.V., Running S.W., Coughlan J.C., Peterson D.L. 2001: Asymmetric warming over coastal California and its impacto n the Premium wine industry. Clim. Res. 19, 25-34.

Nogues-Paegle y coautores, 2002: Progress in Pan American CLIVAR Research: Understanding the South American Monsoon. Meteorologica, 27, 1-30.

Panofsky, H. y Brier, G. 1958: Some applications os Statistics to Meteorology. College of Mineral Industries, The Pennsylvania State University, 223p.

Pezza, A. B. and T. Ambrizzi, 2003: Variability of Southern Hemisphere cyclone and anticyclone behavior: Further analysis. Journal of Climate, 16, 1075-1083.

Piovano E.L, Ariztegui D., Bernasconi S.M. y McKenzie J.A. 2004: Stable isotopic record of hydrological changes in subtropical Laguna Mar Chquita (Argentina) over last 230 years. The Holocene, 14,4, 525-535

Prieto Rosario, Gimeono Luis, García Ricardo, Herrera Roberto, Hernández Emiliano y Ribera Pedro 1999: Interannual variability of hail-days in the Andes region since 1885. Earth and Planetary Science Letters, 171, 503-509.

Reason C.J.C. 2000: Multidecadal climate variability in the subtropics/mid-latitudes of the Southern Hemisphere oceans. Tellus, 52A, 203-223.

Richman, M.B., 1986: Rotation of principal components. International Journal of Climatology, 6:293-335.

Robertson, A. W., and C. R. Mechoso, 2000: Interannual and Interdecadal Variability of the South Atlantic Convergence Zone. Mon. Wea. Rev., 128, 2947-2957.

Robertson, A., and C. Mechoso, 1998: Interannual and decadal cycles in river flows of Southeastern South America. J. Climate, 11, 2570-2581.

Robertson, A.W., Mechoso C.R. y Kim YJ. 2000: The Influence of the Atlantic Sea Surface Temperature Anomalies on the North Atlantic Oscilation. Jou. of Clim., vol 13, No 1 122-138.

Rusticucci, M. and O. Penalba, 2000: Interdecadal changes in the precipitation seasonal cycle over Southern South America and their relationship with surface temperature. Climate Research, 16, 1-15.

Saluzzi, M.L. 1983: Aspectos físicos de la convección severa en Mendoza. Tesis doctoral, Dto. de Meteorología, FCEyN, Universidad de Buenos Aires, 121 pág.

Seluchi, M., Saulo, C.A., Nicolini, M. y P. Satyamurti 2003: The Northwestern Argentinean Low: a study of two typical events. *Mon. Wea. Rev*., 131, 2361-2378.

Sexton, D. M. H., 2001: The effect of stratospheric ozone depletion on the phase of the Antarctic Oscillation. Geophysical Research Letters, 28, 3697-3700.

Simmonds, I. and K. Keay, 2000: Variability of Southern Hemisphere extratropical cyclone behavior, 1958-97. Journal of Climate, 13, 550-561.

Stone, D. A., A. J. Weaver, and R. J. Stouffer, 2001: Projection of climate change onto modes of atmospheric variability. J. Climate, 14, 3551–3565.

Strahler, A.N. 1969: Introduction to Physical Geography (3ra Ed.) Wily, Nueva Cork, 733 pág.

Thompson, D.W.J. y Solmon, S. 2002: Interpretation of recent Southern Hemisphere climate change. Science, 296, 326-332.

Thompson, D.W.J. y Wallace, J.M. 2000: Annular modes on the extratropical circulation. Part I: Month-to-month variability. J. Climate, 13, 1000-1016.

Todd, M.C. Washington R. y Palmr P. 2004: Water vapour transport associated with tropical-temprate trough sustems over Southern Africa and the Southwest Indean Ocean. Int. Jou. Of Clim., 24, 555-568

Trenberth 1995: Atmospheric circulation climate change. Climatic Change, 31, 427-453

Trenberth K.Z. 1990: Recent observed interdecadal climate changes in the Northern Hemisphere, Bull. Am. Met. Soc., 71, 988-993.

Trenberth K.Z. 1989: Toga and Atmospheric Processes, in Berger A., Dickinson, R.E. y Kidson, J.W. Eds., Understanding Climate Change, Geoph. Monogr., 52, IUGG vol. 7, 117-125.

Triegaardt, D.O. y Landman, W.A. 1995: The influence of atmospheric long-waves on summer rainfall in the Transvaal, Orange Free State and Natal. South African Weather Bureau Technical Paper No. 26. 75 pág.

Tyson P. and T.G. Dyer 1975: Secular changes in South Africa rainfall: 1880 to 1972. Quart. J. R. Met. Sec. , 101, 817-833

Tyson P. and T.G. Dyer 1978: The predicted above normal rainfall of the seventies and the likelihood of droughts in the eighties in South Africa, S. Afr. J. Sc. ,74, 372-377.

Tyson, P.D. 1986: Climatic Change and Variability in Southern Africa. Oxford University Press, Cape Town , 220p

Tyson, P.D., A.P. Sturman, B.B. Fitzharis, S.J. Mason and I.F. Owens 1997: Circulation changes and teleconnections between glacial advances on the west coast of New Zealand and extended spells of drought years in South Africa, Int. J. Clim., 17, 1499-1512.

van Loon, H., J.W. Kidson y A.B. Mullan 1993: Decadal variation of the annual cylce in the Australian dataset. J. Climate., 6, 1227-1231.

Venegas, .S; L.A. Mysak and D.N.Straub. 1997. Atmosphere-ocean coupled variability in the South Atlantic. J. of Climate 10, 2904-2920.

Wainer I. y Venegas S.A. 2002: South Altantic Multidecadal VAriability in the Climate System Model, Jou. Of Clim. 15, 1408-1420.

White W.B. 2004: Comments on “synchhronous variability in the Southern Hemisphere Atmosphere, Sea, Ice and Ocean resulting from Annular Mode”. Am. Met. Soc. 17, 2249-2254.

Yamamoto R., Iwashima Y., Sanga T. 1986: An analysis of climatic jump. J. Meteorol Soc Japan. 64, vol 2, 273-280.

Zhang, Y., J. M. Wallace, y D. Battisti 1997: ENSO-like interdecadal variability: 1900-93. *J. Climate*, 10, 1004-1020.