

Tesis Doctoral

# La evolución estacional de los patrones de circulación atmosférica asociados a las fluctuaciones de la precipitación en el sudeste de sudamérica

Frumento, Oscar Andrés

2009

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](http://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](http://digital.bl.fcen.uba.ar). It should be used accompanied by the corresponding citation acknowledging the source.

Cita tipo APA:

Frumento, Oscar Andrés. (2009). La evolución estacional de los patrones de circulación atmosférica asociados a las fluctuaciones de la precipitación en el sudeste de sudamérica. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales. Universidad de Buenos Aires.

Cita tipo Chicago:

Frumento, Oscar Andrés. "La evolución estacional de los patrones de circulación atmosférica asociados a las fluctuaciones de la precipitación en el sudeste de sudamérica". Facultad de Ciencias Exactas y Naturales. Universidad de Buenos Aires. 2009.

**EXACTAS** UBA

Facultad de Ciencias Exactas y Naturales



**UBA**

Universidad de Buenos Aires





**UNIVERSIDAD DE BUENOS AIRES**

**Facultad de Ciencias Exactas y Naturales**

**Departamento de Ciencias de la Atmósfera y los Océanos**

LA EVOLUCIÓN ESTACIONAL DE LOS PATRONES DE CIRCULACIÓN ATMOSFÉRICA  
ASOCIADOS A LAS FLUCTUACIONES DE LA PRECIPITACIÓN EN EL SUDESTE DE  
SUDAMÉRICA

Tesis presentada para optar al título de Doctor de la Universidad de Buenos Aires en el  
área Ciencias de la Atmósfera y los Océanos

**Oscar Andrés Frumento**

Director de tesis: Dr. Vicente R. Barros

Consejero de estudios: Dr. Vicente R. Barros

Lugar de trabajo: Centro Nacional Patagónico – CONICET, Puerto Madryn

Buenos Aires, 2009

# LA EVOLUCIÓN ESTACIONAL DE LOS PATRONES DE CIRCULACIÓN ATMOSFÉRICA ASOCIADOS A LAS FLUCTUACIONES DE LA PRECIPITACIÓN EN EL SUDESTE DE SUDAMÉRICA

## Resumen

El presente trabajo de tesis consistió en estudiar algunos patrones espaciales de circulación, sus relaciones con otras variables climáticas y su asociación con la precipitación en el sudeste de Sudamérica durante el período comprendido entre enero de 1981 y diciembre de 2006.

Los patrones espaciales de circulación se determinaron luego de aplicar la metodología de Funciones Empíricas Ortogonales Combinadas a los campos de las anomalías del viento zonal y meridional en 850 hPa sobre un área del continente representativa de los principales factores que influyen en la variabilidad climática de la región como la *zona de convergencia del Atlántico sur*, el *monzón sudamericano*, la *alta boliviana* y el *jet de capas bajas* entre otros. Con el objetivo de retener exclusivamente aspectos de la variabilidad intra-interanual los datos fueron filtrados de las contribuciones de alta frecuencia de la componente sinóptica.

Se utilizaron como bases de datos primarias al conjunto de reanálisis del NCEP/DOE-R2 para las variables atmosféricas y a una base elaborada por el NCEP Climate Prediction Center para la precipitación de Sudamérica.

Los modos obtenidos reflejan varias características relacionadas con la circulación troposférica y su vinculación con la variabilidad del régimen de precipitación en la región sudamericana. Mientras que el primer modo retiene aspectos del ciclo anual, los restantes cinco contribuyen indistintamente en otras escalas temporales características de las fluctuaciones intraestacionales e interanuales. El modo 2 caracteriza las situaciones de ondas estacionarias que pueden favorecer los excesos o déficit hídricos en el sudeste de Sudamérica. Los modos 3 a 5 están relacionados con desplazamientos de los anticiclones del Pacífico y del Atlántico (tanto zonal como meridionalmente) que en algunos casos pueden favorecer las circulaciones de tipo *jet de capas bajas*. El último modo retenido está relacionado con algunos aspectos característicos de los eventos ENOS.

Las tendencias que se observan en ambas fases del modo 1 estarían indicando el crecimiento de la componente de invierno sobre la componente de verano asociada a las ZCAS, favoreciendo la incursión de una corriente del norte que llega más al sur y que es típico de la estación fría. Las tendencias de ambas fases del modo 5 son importantes y significativas e indican un crecimiento de la fase positiva y un decrecimiento de la fase negativa, ambas altamente influenciadas por un salto en la señal que ocurre a finales de la década del 90 que implica un desplazamiento de los anticiclones hacia el sur.

Palabras clave: *variabilidad climática, precipitación, Sudamérica, circulación atmosférica*

# SEASONAL EVOLUTION OF ATMOSPHERIC CIRCULATION PATTERNS ASSOCIATED WITH PRECIPITATION OVER SOUTHEAST OF SOUTH AMERICA

## Abstract

This thesis focuses on the study of some spatial circulation patterns, their relation to other climatic variables, and their association with precipitations in the south-east of South America during the period held between January 1981 and December 2006.

The spatial circulation patterns were determined by applying Combined Empirical Orthogonal Function analysis to anomalous 850 hPa zonal and meridional wind fields over the continental region that is representative of the most influential factors of the climatic variability, such as the *South America Convergence Zone*, the *South America Monsoon System*, the *Bolivian High* and the *Low Level Jet*. Data were filtered from the synoptic component's high frequency contributions so that only inter-intra-annual variability aspects were retained.

The primary databases used were the NCEP/DOE-R2 reanalysis for the atmospheric variables and a database made by the NCEP Climate Prediction Center for precipitation in South America.

The modes obtained contain some features related to tropospheric circulation and also show their connections with the variability of the precipitation regime on the South American region. While the first mode contains features of the annual cycle, the five remaining modes indistinctly contribute to other time scales which are typical of interseasonal and interannual fluctuations. Mode 2 characterises the occurrences of stationary waves which may favour hydric excesses or shortages in the South-East of South America. Modes 3 to 5 are related to the anticyclonic shifts in the Pacific and the Atlantic (zonally as well as meridionally), which under certain circumstances may favour low-level-jet circulations. The last mode retained is related to features typical of ENSO events.

The tendencies seen in both phases of mode 1 would indicate the growth of the winter

component over the SACZ summer component, thus favouring the incursion of a northern current spreading southwards, which is typical of cold seasons. The tendencies seen in both phases of mode 5 are important and significant, and they indicate an increase in the positive phase and a decrease in the negative phase; both phases were highly influenced by a jump in the signal which happened towards the end of the 90s and which implied a southward shift of the anticyclones.

Key words: *climate variability, precipitation, South America, atmospheric circulation*

## **Agradecimientos**

Agradezco especialmente al Dr. Vicente R. Barros, director y consejero de esta tesis, por el constante estímulo al trabajo, y la colaboración y generosidad en la transmisión del conocimiento, sin cuyo aporte no hubiera sido posible desarrollar este trabajo.

Al Centro Nacional Patagónico – CONICET por haberme concedido el espacio físico, el material y los recursos necesarios.

A mis colegas y amigos del CENPAT, con los cuales compartí discusiones y otras elucubraciones relacionadas con la tesis.



*... el tiempo es tan solo una ilusión ...*

*Albert Einstein*

*Smelled like – victory.*

*Bill Kilgore*

## **1. Introducción**

El sudeste subtropical de Sudamérica (SESA) es una región altamente vulnerable a las variaciones climáticas debido a su importancia económica y social en la que viven aproximadamente 70 millones de habitantes.

La variable más significativa de las fluctuaciones climáticas en la región es, sin lugar a dudas, la precipitación. No solo es la fuente de generación de energía eléctrica y de la producción agropecuaria sino que además es la base del aprovisionamiento de agua potable para las poblaciones establecidas en los litorales fluviales de Paraguay, Uruguay y Argentina. En consecuencia, la variación del régimen de precipitación en Sudamérica (SA) tiene grandes impactos ambientales y económicos.

La precipitación en el SESA alimenta la cuenca del Río de la Plata, que sobre una superficie de 3800000 m<sup>2</sup>, descarga, por medio de sus principales afluentes, los ríos Uruguay y Paraná, 23000 m<sup>3</sup>/s de agua. Por lo tanto, las actividades que se desarrollan en esta cuenca son altamente sensibles a los excesos y déficit de precipitación en la región, que se manifiestan en la región como inundaciones y sequías respectivamente.

### **1.1. Campos medios**

Debido a su gran extensión meridional, entre 10°N y 60°S aproximadamente, Sudamérica exhibe a lo largo de su territorio características climáticas tropicales, subtropicales y extratropicales. Los aspectos meteorológicos sobre el continente están fuertemente influenciados por las dos grandes masas de agua de los océanos Pacífico y Atlántico. Sin embargo, uno de los factores más importantes que caracterizan la circulación atmosférica sobre Sudamérica es la cordillera de los Andes que se extiende de norte a sur por más de 8000 km, sobre el flanco occidental del continente. Más allá de un pequeño corte en 5°N la cadena montañosa excede los 3000 m de altura entre 8°N y 36°S, alcanzando alturas superiores a los 4000/5000 m. Entre 14 y 27°S, se destaca el altiplano boliviano con una altura media de 4000 m y ubicado entre dos cadenas montañosas. Al sur de 36°S algunos picos aislados superan los 3000 m de altitud, aunque, en promedio, las alturas no superan los 1500 m. En contraste con esta "barrera" orográfica, el resto del continente consiste en tierras bajas o mesetas de poca altitud, algunas de las cuales albergan a los ríos más importantes de la región, como el Amazonas y el Paraná. En el norte de Sudamérica, la cuenca del Amazonas se extiende de este a oeste por más de 3000 km y con un desnivel de tan solo 200 m. Hacia el sudeste, la cuenca del Paraná se extiende de norte a sur

separada de la anterior por una formación topográfica de alturas comprendidas entre los 500 a 1000 m que conforman el Planalto. La influencia de la cordillera de los Andes en la circulación troposférica queda evidenciada en la gran estabilidad estacional que presenta el anticiclón del Pacífico sudoriental y su efecto sobre el desierto chileno-peruano y las frecuentes “canalizaciones” sobre el flanco este de la cordillera hacia el sur de masas de aire de origen tropical que ingresan al continente en bajas latitudes y que alcanzan los 35/40°S, y su contraparte, las masas de origen marítimo polar hacia el norte (Taljaard, 1972).

La descripción de las características principales de la circulación troposférica sobre el continente sudamericano se efectúa por medio de las climatologías de la presión atmosférica a nivel del mar y de los campos de movimiento de 850 y 200 hPa correspondientes al período 1981-2006 y para los meses de enero, abril, julio y octubre.

En el caso de la presión media a nivel del mar (figura 1.1) se observa, como se señalara en el párrafo anterior, la “estabilidad” de la alta subtropical del océano Pacífico sudoriental (APSO) a lo largo de todo el año debido a que la cordillera de los Andes impide el desplazamiento hacia el este sobre el continente. Por lo tanto, solo se destaca un desplazamiento norte-sur de aproximadamente 5° entre el verano y el invierno (figuras 1.1.a y 1.1.c). La APSO bloquea los sistemas frontales de origen polar los cuales son generalmente desviados hacia el sudoeste. La alta presión del Atlántico sudoccidental, caracterizada por un núcleo caliente que migra desde 32°S 8°O en verano hacia 26°S 12°O en invierno, es un factor dominante del clima en el SESA. El movimiento de la alta del Atlántico durante los meses anteriores al verano y los subsiguientes crea las condiciones apropiadas para el desarrollo de sistemas convectivos en el sudeste de Brasil mientras que durante el invierno la alta presión se extiende sobre el sector oriental de la región subtropical de SA (figuras 1.1.a y 1.1.c). El continente presenta condiciones de baja presión a lo largo de todo el año, aunque durante los meses de mayor calentamiento, el contraste con las altas oceánicas se hace mayor. Durante los meses de verano se intensifica una depresión de origen térmica en el noroeste de Argentina que favorece el flujo de aire tropical desde la región amazónica a través de Bolivia y Paraguay (Lichtenstein, 1980). El eje de esta baja se prolonga hacia el sur sobre las provincias de Cuyo y el norte de la Patagonia. La acción de esta depresión no se extiende por encima de los 700 hPa, aunque la interacción con perturbaciones de niveles medios y altos puede favorecer la convección en el flanco este de los Andes (figura 1.1.a). Durante el invierno

esta depresión se comporta como una baja dinámica, modulada por el flujo de altura que atraviesa la cordillera de los Andes (figura 1.1.c). En el norte del continente favoreciendo la migración y penetración estacional de la convergencia intertropical se establece, prácticamente durante todo el año, una baja presión sobre la cuenca del río Amazonas (la baja semipermanente del Amazonas) que favorece la convergencia de humedad y la convección en la zona. El núcleo caliente se mantiene debido al calor latente que se desprende durante el proceso de condensación.

La circulación troposférica de capas bajas representada por el campo de movimiento en 850 hPa (figura 1.2) y las líneas de corriente del mismo nivel (figura 1.3) está caracterizada en la zona norte del continente por vientos alisios que fluyen hacia el oeste congruentemente con las fluctuaciones estacionales. Estas corrientes son interrumpidas por la abrupta irrupción de la cordillera de los Andes que provoca una rotación gradual del flujo hacia el sur primero y hacia el sudeste después sobre toda la vertiente oriental de las montañas entre el ecuador y 30°S. Sobre el sector noreste el efecto de estos vientos de origen marítimo aportan considerables cantidades de humedad durante los meses del invierno que provocan precipitaciones frecuentes sobre el litoral del continente (figura 1.2.c). En la región de relativa baja presión comprendida entre 15° y 40°S se evidencia en capas bajas (< 850 hPa) una corriente proveniente del sector norte-noroeste que es la responsable del transporte de vapor de agua y calor desde la cuenca del Amazonas hacia Paraguay, norte de Argentina y sudeste de Brasil. Esta corriente, que se observa en general durante todo el año, tiene influencias tanto en las fases positiva y negativa de la *zona de convergencia del atlántico sur* (ZCAS) como en el desarrollo de sistemas convectivos de mesoescala sobre la cuenca del Río de la Plata (Marengo y Soares, 2004; Zipser y otros, 2004; Vera y otros, 2006). Al sur de 40°S, las corrientes del oeste se propagan más al norte durante el invierno y la primavera (figura 1.3.c).

La característica más destacada de la circulación troposférica de altura sobre el continente sudamericano es la presencia de una circulación anticiclónica conocida como alta boliviana localizada sobre el altiplano de la cordillera de los Andes. Esta alta presión es muy intensa durante el verano y los meses de transición y en invierno esta circulación anticiclónica desaparece (figuras 1.4.a a 1.4.d y 1.5.a a 1.5.d). El mecanismo básico para la formación de la alta boliviana es el intenso movimiento ascendente provocado por la actividad convectiva sobre el Amazonas. La convergencia de vapor en los niveles bajos y la descarga de calor latente en las capas medias de la tropósfera ayudan a sostener el

movimiento ascendente manteniendo a esa región relativamente caliente en las capas altas. La alta boliviana, limitada hacia el sur por el jet subtropical, se ubica sobre Bolivia, Paraguay, el norte de Argentina y el Mato Grosso.

En verano, sobre el flanco este de la alta boliviana, los vientos del sector sur pierden gradualmente su intensidad transformando su vorticidad anticiclónica en ciclónica en cercanías del noreste de Brasil (figura 1.4.a) debido a la conservación de la vorticidad absoluta (Holton, 2004) contribuyendo a la generación de una vaguada en altura (baja del noreste). Bajo determinadas circunstancias, la baja se transforma en un núcleo cerrado frío, libre de nubosidad en su centro presentando una intensa actividad convectiva en su periferia norte (Lenters y Cook, 1997). A lo largo del año, el vórtice presenta movimientos zonales y meridionales irregulares que provocan que diferentes regiones del noreste de Brasil sufran tanto excesos como déficit de precipitación de acuerdo a su posición (Kousky y Gan, 1981). Otra característica es la intensificación del jet subtropical entre las latitudes 20° y 30°S sobre el continente en enero (figura 1.4.a). En julio, los oestes del hemisferio sur alcanzan los 10°S como consecuencia de la incursión frecuente de sistemas extratropicales en las bajas latitudes (figura 1.4.c). Estos mismos aspectos de la circulación troposférica de altura pueden observarse en los mapas de las líneas de corriente que se muestran en las figuras 1.5.a a 1.5.d. La circulación anticiclónica de la baja boliviana, aunque más intensa en el mes de enero, se observa durante los meses de transición entre el verano y el invierno (figuras 1.5.a y 1.5.b). Ya en octubre, el desarrollo de la baja del noreste comienza a evidenciarse en el cambio de circulación que se observa en 60°O 5°S (figura 1.5.d). En julio (figura 1.5.c) la alta boliviana está desdibujada aunque persiste una circulación anticiclónica en la banda comprendida entre los 15°S y los 5°N consistente con el flujo que cruza el ecuador asociado a la posición de la convergencia intertropical que está al norte del ecuador en esta época del año. Vientos intensos del sector oeste dominan gran parte del continente y los mares adyacentes al sur de 20°S (figura 1.5.c), destacándose un máximo sobre el continente en 30°S una vez finalizado el invierno y cuando comienza a desarrollarse la circulación característica de la alta boliviana (figura 1.5.d).

Diversos estudios de la circulación troposférica en SA han sido realizados además por medio de modelos numéricos. Con un modelo simple de ecuaciones primitivas Gandu y Geisler (1991) estudian el efecto de la topografía en la circulación troposférica del verano. Identifican una corriente que ingresa en latitudes tropicales y rota hacia el sur sobre el

flanco este de una topografía ideal. En otro conjunto de experimentos numéricos Gandu y Silva Dias (1998) utilizan fuentes de calor tropical idealizadas para estudiar la dinámica de la subsidencia asociada a un intenso movimiento vertical necesario para ajustar el balance de calor en SA durante el verano del hemisferio sur. Lenters y Cook (1995) utilizando un modelo de circulación general que no incluía variaciones diurnas, también observaron desarrollos muy similares a la realidad de la ZCAS. Además, resaltaron la importancia del flujo transiente de humedad proveniente de la región amazónica así también como la importancia de los ciclones extratropicales y los frentes en el mantenimiento de la ZCAS simulada por el modelo.

En la figura 1.6 se observa el campo medio de la precipitación anual sobre el continente sudamericano y los océanos adyacentes correspondiente al período 1981-2006 a partir del archivo CMAP (Climate Prediction Center Merged Analysis of Precipitation, Xie y Arkin, 1997). Se pueden identificar tres zonas con precipitaciones significativas siendo la más importante la coincidente con la convergencia intertropical cuyos valores superan ampliamente los 3000 mm anuales. Se destacan además una zona con un máximo relativo superior a 1500 mm anuales en el sudeste de Brasil, y una región en el sudoeste del continente con valores medios anuales superiores a 1000 mm.

Debido a la baja inercia térmica de la superficie terrestre, el régimen de precipitación tropical y extratropical sobre el continente presenta un marcado ciclo estacional (figuras 1.7.a a 1.7.d). En verano, el desarrollo de la baja continental que se forma sobre la región del Chaco (aproximadamente 25°S) provoca que los vientos del este sobre la cuenca del Amazonas roten hacia el sur trasportando grandes cantidades de humedad que alimentan la actividad convectiva sobre las llanuras del centro de Argentina y el desarrollo de la ZCAS sobre el sur de Brasil y una amplia zona del océano Atlántico adyacente (figura 1.7.a). Durante el otoño, la migración hacia el norte de la convergencia intertropical y la debilitación de la baja continental (una característica del monzón sudamericano) reducen paulatinamente la precipitación en la zona central del continente (figura 1.7.b). En la zona sur del continente, el efecto de los frentes, comienza a hacerse evidente sobre la cordillera de los Andes y el sur del océano Pacífico con precipitaciones de origen estratiforme. Para los meses del invierno (figura 1.7.c) el máximo de precipitación continental se encuentra en el hemisferio norte (en particular sobre las regiones oceánicas ecuatoriales) mientras que la parte central del continente incluido el sur de la región amazónica presenta condiciones de escasa (o nula) precipitación. Los frentes de origen

polar penetran sobre el continente provocando precipitaciones en el sur de Brasil, Uruguay y este de Argentina. Juntamente con la actividad frontal intensa de esta estación, el ascenso forzado por la orografía provoca un máximo de precipitación en el flanco occidental de la cordillera de los Andes. Hacia el mes de octubre (figura 1.7.d) un aumento significativo de la convección en la zona central del continente (inicio del monzón) crea las condiciones para que durante los meses del verano una gran zona de intensa precipitación se extienda entre la cuenca del Amazonas y el norte de Argentina.

## **1.2. Variabilidad interanual**

La gran variabilidad temporal y espacial de los patrones locales y de gran escala de la circulación atmosférica es característica del régimen de precipitación en la SESA. Estos patrones son, durante el verano del hemisferio sur, el desarrollo del monzón sudamericano y sus interacciones con el jet de capas bajas y la convergencia del Atlántico sur. Durante el invierno, en cambio, los eventos de precipitación, desplazados hacia el sur, son modulados por la irrupción de masas de aire polar que se mueven hacia el norte sobre el flanco oriental de la cordillera de los Andes, influyendo sobre el clima del sur de Brasil, norte de Uruguay y noreste de Argentina y Paraguay.

La variabilidad de la precipitación en los alrededores del SESA y su asociación con la circulación troposférica es un tema ampliamente estudiado y que abarca un amplio rango de escalas temporales (desde el ciclo diario hasta las variaciones interdecádicas) y espaciales ha sido estudiada por diversos autores (Ratisbona, 1976; Virji, 1981; Kousky, 1985; Casarin y Kousky, 1986; Barros y otros, 2002; Liebmann y otros, 2001, 2004; Zhou y Lau, 2001; Carvalho y otros, 2002; Wang y Fu, 2002; Díaz y Aceituno, 2003; Todd y otros, 2003; Silva y Berbery, 2006, entre otros).

El clima está dominado por características monzónicas con una estación húmeda y una estación seca bien definidas, donde más del 50% de la precipitación ocurre durante la primera, con características de lluvia convectiva y con un marcado ciclo diario (Zhou y Lau, 1998; Jones y Carvalho, 2002; Barros y otros 2002; Vera y otros 2006; Raia y Cavalcanti, 2008).

El *sistema monzónico sudamericano* (SMSA) comienza a desarrollarse a mediados de la primavera sobre el sector noroeste de SA y se propaga hacia el sudeste a medida que la convección profunda, debido a un intenso calentamiento de la superficie, se va

intensificando en esas áreas (Nogués-Paegle y otros, 2002). La evolución del SMSA está afectada por importantes factores geográficos como la cordillera de los Andes que bloquea el transporte zonal y la cobertura de la superficie, que varía desde la selva tropical en la cuenca del Amazonas hasta los desiertos del altiplano boliviano (Li y Fu, 2004, Xue y otros 2006) y la humedad del suelo (Collini y otros, 2007). El océano Atlántico aporta la humedad que mantiene el máximo de precipitación en el centro de Brasil. Las mayores características asociadas a la circulación monzónica son la ZCAS (Kodama, 1992) que se extiende como una franja de nubosidad hacia el sudeste sobre el límite norte de la cuenca del Río de la Plata y el *jet de capas bajas* (JCB), un sistema de circulación que se desarrolla en la baja troposfera sobre el flanco oriental de la cordillera de los Andes y que transporta humedad hacia el sur (Saulo y Nicolini, 2000; Marengo y otros, 2002, 2004; Salio y otros; 2002, Barros y otros 2002). En este contexto, la presencia de la alta boliviana establece una circulación del este en capas medias de la tropósfera que transporta aire húmedo continental y que favorece a la formación de convección profunda sobre altiplano (Lenters y Cook, 1997; Garreaud y otros, 2003; Vuille y Keimig, 2004; Falvey y Garreaud, 2005).

El JCB tiene asimismo un rol preponderante en el clima del SESA, particularmente en verano, no solo por el aporte de humedad desde la cuenca del Amazonas hacia el centro de Sudamérica, sino que también, está muy vinculado al desarrollo de complejos convectivos y excesos de precipitación en la cuenca del Río de la Plata (Velasco y Fritsch, 1987; Ferreira y otros, 2003; Salio y otros, 2007). Los casos de JCB están más sostenidos por circulaciones ciclónicas en la troposferas superior que por el intenso gradiente térmico a lo largo de la pendiente oriental de la cordillera de los Andes (Wang y Fu, 2004; Marengo y otros 2004) por lo que está presente durante todo el año.

La ZCAS presenta características comunes a otras zonas de convergencia (Kodama, 1992, 1993) como la orientación hacia el polo y al oeste de las altas subtropicales y, particularmente, el significativo desarrollo que presentan en verano. Kodama sugiere que la posición media de la ZCAS puede ser atribuida, de algún modo, a una convección profunda en la cuenca del Amazonas.

La ZCAS aunque varía en distintas escalas de tiempo, raramente persiste por más de 10 días (Figueroa y otros, 1995) como evidenciaron Nogués-Paegle y Mo (1997) que encontraron ese valor como promedio en la formación de la banda nubosa.



Estudios de las condiciones húmedas y secas persistentes sobre la región del sudeste de Sudamérica durante el verano austral revelan un patrón de las anomalías de lluvia caracterizado por un dipolo, con un centro sobre el sudeste de Brasil en la región de la ZCAS y otro sobre el sur de Brasil, Uruguay y noreste de Argentina (Casarin y Kousky, 1986; Nogués-Paegle y Mo, 1997; Doyle y Barros, 2002). Este patrón ("seesaw"), el cual refleja cambios en la posición e intensidad de la ZCAS en las escalas interestacional e interanual, parecería ser una componente regional de un sistema de mayor escala. La extensión hacia el sur y el fortalecimiento de la ZCAS está asociado a una destacada convección en el este y centro del pacífico tropical y condiciones secas sobre el oeste. Durante la fase opuesta (debilitamiento de la ZCAS), se propaga un flujo intenso de humedad desde los trópicos hacia centro de Argentina y el sur de Brasil.

La convección profunda y la variabilidad de la ZCAS son estudiados por Liebmann y otros (1999) en el rango 2-30 días a partir de observaciones de radiación de onda larga saliente (ROLS) y por medio de experimentos numéricos. En ese rango temporal, la nubosidad en la ZCAS está influenciada por un tren de ondas de Rossby que se propaga desde los extratropicos y que vincularía entre sí a la ZCAS con la *zona de convergencia del Pacífico sur* (Kalnay y otros, 1986; Grimm y Silva Dias, 1995; Nogués-Paegle y Mo, 1997). En contraste con este tren de ondas, la irrupción de aire frío que se propaga hacia el norte contribuye a la convección en la región sudoccidental de la amazonia (Gan y Rao, 1994; Garreaud y Wallace, 1998; Seluchi y Marengo, 2002; Rickenbach y otros, 2002) mientras que en el sector sudoriental la convección estaría vinculada con el océano atlántico tropical.

Todd y otros (2003) concluyen que la ZCAS, en los meses de verano responde a un fenómeno muy complejo caracterizado por un patrón espacial representado por una estructura bipolar meridional en la escala diaria, confirmando de esta manera resultados de otros autores. En todos los casos analizados en ese estudio (correspondientes a el comienzo/final y a la estación verano propiamente dicha) la ubicación meridional y la actividad de la ZCAS están relacionados a la fase de una onda zonal 4 en el primer caso y de una onda 3 en el segundo. Además, su variabilidad está asociada con la posición e intensidad de la baja continental sudamericana y la alta del Atlántico, que conjuntamente provocan un flujo convergente de humedad hacia el sur que aumenta considerablemente la nubosidad y la precipitación.

La mayoría de los eventos extremos de precipitación diaria en la ZCAS han sido asociados a una intensa actividad convectiva sobre gran parte de Sudamérica subtropical (Carvalho y otros, 2002). Sin embargo, eventos de precipitación extrema también ocurren con una débil actividad convectiva en la ZCAS, lo que de alguna manera indica la importancia de los sistemas transientes y su interacción con la orografía. En general, la precipitación en la ZCAS está determinada por una gran variedad de interacciones de escala intraestacional.

Liebmann y otros (2001) estudian la variabilidad interanual de los extremos de precipitación en el sudeste de Brasil y la ZCAS y no encuentran una relación clara entre ellos. También es muy débil la relación entre las anomalías de temperatura del mar en ambos océanos y las precipitaciones medias, aunque se observan correlaciones positivas de los extremos de precipitación con las anomalías de temperatura de la superficie del mar (TSM) en el océano Pacífico central. Se observan también correlaciones positivas cuando se consideran estaciones de observación pertenecientes al litoral costero y la TSM del océano Atlántico circundante. Para la región del sudeste de Sudamérica Barros y otros (2000) encuentran que la variabilidad interanual de la precipitación de verano está relacionada no solo con la posición e intensidad de la ZCAS sino también con la temperatura de la superficie del mar. Por otra parte, los patrones asociados a la alternancia entre períodos secos y húmedos de las ZCAS durante el verano están asociados con las anomalías de la temperatura de la superficie del mar en el océano adyacente (Doyle y Barros, 2002). Asimismo, la permanencia de estos patrones puede quedar reflejada por un mecanismo de retroalimentación que contribuiría a mantener las anomalías de temperatura en el tiempo. En los casos de anomalías negativas la circulación en capas bajas está caracterizada por la presencia del JCB proveniente desde la cuenca del Amazonas central y con dirección este sobre la posición de la ZCAS que a su vez recibe un aporte de vapor proveniente del océano Atlántico tropical. Al sur de la misma, una circulación anticiclónica converge hacia el centro-norte de Argentina y rota hacia el sur a medida que la presencia de la cordillera de los Andes se hace más notable. Con anomalías positivas de la TSM, la actividad convectiva de la ZCAS está debilitada: el aporte de humedad de las latitudes bajas se produce por medio de una corriente con dirección sudeste que converge sobre el noreste de Argentina, Uruguay y sudeste de Brasil provocando significativa actividad convectiva sobre esta zona.

Jones y Carvalho (2002) sostienen que tanto la actividad convectiva y la precipitación intensa en la región de la ZCAS como en la cuenca del Amazonas son la componente principal del comportamiento que tiene el SMSA aunque no sea muy evidente la circulación de este sistema en la región debido a que, en particular, en el noreste de Sudamérica, vientos del este prevalecen a lo largo de todo el año.

Carvalho y otros (2004) aplican una técnica de clasificación (Carvalho y Jones, 2001) para caracterizar la ZCAS no solo espacial y temporalmente sino también para analizar aspectos de la variabilidad intraestacional e interanual. Distinguen cuatro categorías principales de la ZCAS: dos asociadas a la intensidad (débil e intensa) y dos que corresponden a su posición (oceánica y continental) y analizan la persistencia de cada una de ellas. Analizando aspectos de la actividad convectiva tropical intraestacional, los autores concluyen que la *Oscilación de Madden-Julian* (OMJ, Madden y Julian, 1972) tendría un rol significativo en la modulación de la persistencia de la ZCAS intensa/débil.

La convección en la región tropical de Brasil está asociada a la propagación hacia el este de la señal OMJ (Kousky y Kayano, 1994). Castro Cunningham y Cavalcanti (2006) especulan con que una mínima convección en Indonesia se corresponde con una máxima convección en una ZCAS desplazada hacia el norte. Determinan además dos modos de variabilidad que afectan la ZCAS: uno extratropical, vinculado al tren de ondas del océano Pacífico sudamericano (PSA, Mo y Higgins, 1998) y otro zonal relacionado con la OMJ.

De Souza y Ambrizzi (2006) concluyen que desde el punto de vista global la OMJ es el mecanismo atmosférico principal que modula, en la escala intraestacional, la precipitación en la región tropical de Brasil, durante la estación húmeda.

El debilitamiento o la intensificación de la ZCAS en los meses de verano están asociados al aporte de humedad desde la región amazónica hacia el sur y sobre la vertiente este de la cordillera de los Andes del JCB. Nogués-Paegle y Mo (1997) muestran que un jet de capas bajas intenso (débil) contribuye con la fase positiva (negativa) de la ZCAS en la escala interdiurna.

Estudios de casos intensos del jet de capas bajas (eventos "Chaco") muestran su vinculación con la fase débil de la ZCAS (Salio y otros, 2002), particularmente en verano. La duración de estos eventos coincide con la descripción de Nogués-Paegle y Mo para el

patrón bipolar, además de estar asociados a un máximo de convección y a la convergencia de flujo de vapor sobre el sudeste de Sudamérica. Un resultado significativo de esta contribución, indica que los eventos "Chaco" son más frecuentes en primavera que en verano.

La ZCAS y el JCB están vinculados, además, por medio de un tren de ondas que se origina en latitudes medias sobre el océano Pacífico y que al cruzar la cordillera de los Andes provoca una perturbación que se propaga hacia el norte de manera tal que la fase de esta onda determina si la precipitación se desarrollará corriente abajo del JCB o en la ZCAS (Liebmann y otros, 2004).

Diversos autores han realizado caracterizaciones de la ZACS y el JCP utilizando modelos numéricos. Figueroa y otros (1995) con un modelo de área limitada en coordenada eta, pudieron reproducir la convergencia en capas bajas en las proximidades de la ZCAS utilizando para ello una fuente de calor que simula la fuerte convección de la cuenca del Amazonas. Determinaron que buenas simulaciones de la ZCAS dependían de las variaciones diurnas de la fuente de calor: El desarrollo de la ZCAS se produce 12/18 horas después de un pico en la convección Amazónica sugiriendo que las variaciones en la banda nubosa pueden ser altamente dependientes de esa convección profunda.

Sin embargo Campetella y Vera (2002), en otro experimento numérico, concluyen que la corriente proveniente del norte y asociada al JCB es independiente del contenido de humedad y el aporte de calor diabático y aparece por la interacción del flujo básico con la cordillera de los Andes.

IncurSIONES de aire frío penetran en las regiones subtropicales y tropicales de Sudamérica sobre la vertiente este de la cordillera de los Andes a lo largo de todo el año. Estas incurSIONES afectan a la precipitación tanto en verano como en invierno y pueden llegar a ser responsables de hasta el 50% de la precipitación de verano al sur del paralelo 25° y probablemente también afecten el inicio de la estación húmeda y del régimen de circulación monzónica (Rickenbach y otros, 2002; Carvalho y otros 2004; Cunningham y Cavalcanti, 2006; Li y Fu, 2006).

Extremos de precipitación en el SESA han sido relacionados con eventos intensos de JCB intensos y ZACS en su fase activa (Liebmann y otros, 2001; Carvalho y otros, 2002;

Liebmann y otros, 2004). También Carvalho y otros (2004) concluyen que eventos de precipitación extrema en el SESA ocurren cuando la convección asociada a la OMJ es mínima en Indonesia. Inferen, finalmente, que la precipitación en esta región exhibe una variabilidad interanual relacionada a forzantes de gran escala, y que días con condiciones extremas de precipitación suelen ocurrir más durante la fase positiva del ENOS.

Estudios de la variabilidad de la precipitación en la escala interanual e interdecádica muestran que la convección se ve afectada por las señales de los eventos ENOS (Ropelewsky y Halpert, 1996). En estas escalas temporales, Robertson y Mechoso (2000) concluyen que la variabilidad en la ZCAS no solo es independiente de los ENOS sino también que no tiene ningún tipo de correlación con las temperatura del mar en el océano Pacífico tropical. Distintos resultados se observan considerando la temperatura del mar en el sudoeste del océano Atlántico, donde las anomalías de temperatura acompañan a la variabilidad interanual de la ZCAS. Por otra parte, Grimm y otros (2000) concluyen que el SESA es una región en la que es intensa la señal del ENOS, fenómeno que estaría modulando los excesos de precipitación particularmente durante la primavera y el final del verano.

Zhou y Lau (2001) concluyen que la variabilidad de la precipitación en verano está dominada por tres modos principales: interanual, decádica y una variación de menor frecuencia. Cada uno de estos modos está altamente relacionado con la variación de temperatura del mar. El modo 1 está vinculado a eventos ENOS, el modo 2 a desvíos meridional de la CIT y el modo 3 a una variación en la precipitación durante el período de estudio (1/79 a 12/95).

Barros y otros (2000) encuentran, además, relaciones de la variabilidad interanual de la precipitación en el SESA con forzantes regionales como la convección tropical y la temperatura de la superficie del mar en el océano Atlántico cercano a la costa. La ZCAS tiende a desplazarse hacia el sur y debilitarse en concordancia con anomalías positivas de la TSM.

Vinculaciones entre la oscilación antártica (OA, Gong y Wang, 1999) y la precipitación en el SESA han sido examinadas por Silvestri y Vera (2003). La OA parecería estar asociada a la migración latitudinal del jet subtropical y a variaciones de intensidad del jet polar modulando de alguna manera el clima en latitudes medias y altas del hemisferio sur

(Carvalho y otros, 2005). La fase positiva de la OA está asociada, además, con la intensificación de una anomalía anticiclónica de altura, debilitamiento de la convergencia de humedad y disminución de la precipitación sobre SESA, una característica típica de los meses correspondientes a la estación fría.

En general, los estudios sobre el régimen de precipitaciones en SESA y sus relaciones con la ZCAS y el JCB se han concentrado para la estación de verano, de tal manera de aislar las señales más importantes en esa estación. Sin embargo, tanto el JCB como una ZCAS debilitada tenderían a mantenerse durante las otras estaciones, por lo que la circulación troposférica y los regímenes de precipitación asociados estarían influenciados regionalmente por estas características y sus interacciones.

### **1.3 Objetivo**

Analizar la evolución estacional y su variación interanual de los patrones de la circulación troposférica y sus consecuencias en las fluctuaciones de la precipitación en Sudamérica Subtropical y el Atlántico sur.

### **1.4 Naturaleza del aporte original proyectado**

Se han efectuado hasta este momento numerosos trabajos (como se desprende de la sección anterior) tanto a partir de observaciones en superficie y satelitales como con experimentos numéricos y productos de análisis objetivo que reflejan las fluctuaciones de la precipitación en el sudeste de Sudamérica subtropical, particularmente durante los meses de verano. Esto es debido a que esta estación presenta una gran variabilidad tanto en la escala interanual como en la intramensual. En particular, la temperatura del mar del océano adyacente parece ser un modulador de la intensidad de la ZCAS. Asimismo, el flujo de capas bajas a oriente de la cordillera de los Andes también contribuye a esta modulación aportando humedad desde la cuenca del río Amazonas y de la región tropical. Una contribución adicional puede ser relacionada con distintas fases de eventos ENOS y en la escala intraestacional con la OMJ. Sin embargo, no se ha profundizado mucho cual es la evolución estacional de los patrones de las fluctuaciones de la circulación a lo largo del año y su variación interanual. Se considera que el estudio integral de esta evolución temporal permitirá comprender las causas de la variabilidad de la precipitación en la zona en cuestión; aportando resultados que contribuyan a la comprensión del clima regional, a la predictabilidad climática y a la predicción del tiempo.

## 1.5 Figuras

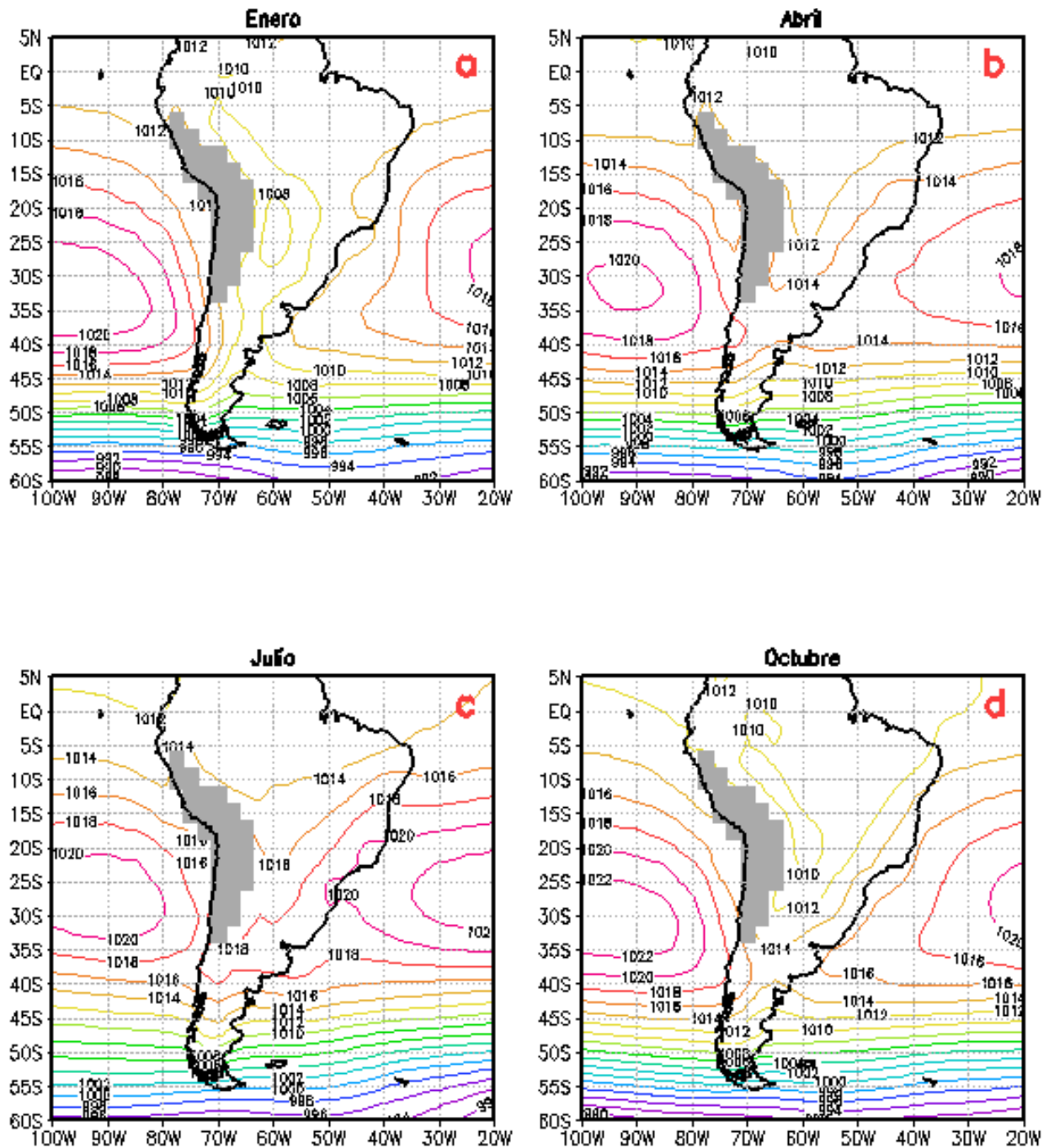


Figura 1.1: Campos de presión media a nivel del mar en hPa para los meses enero, abril, julio y octubre.

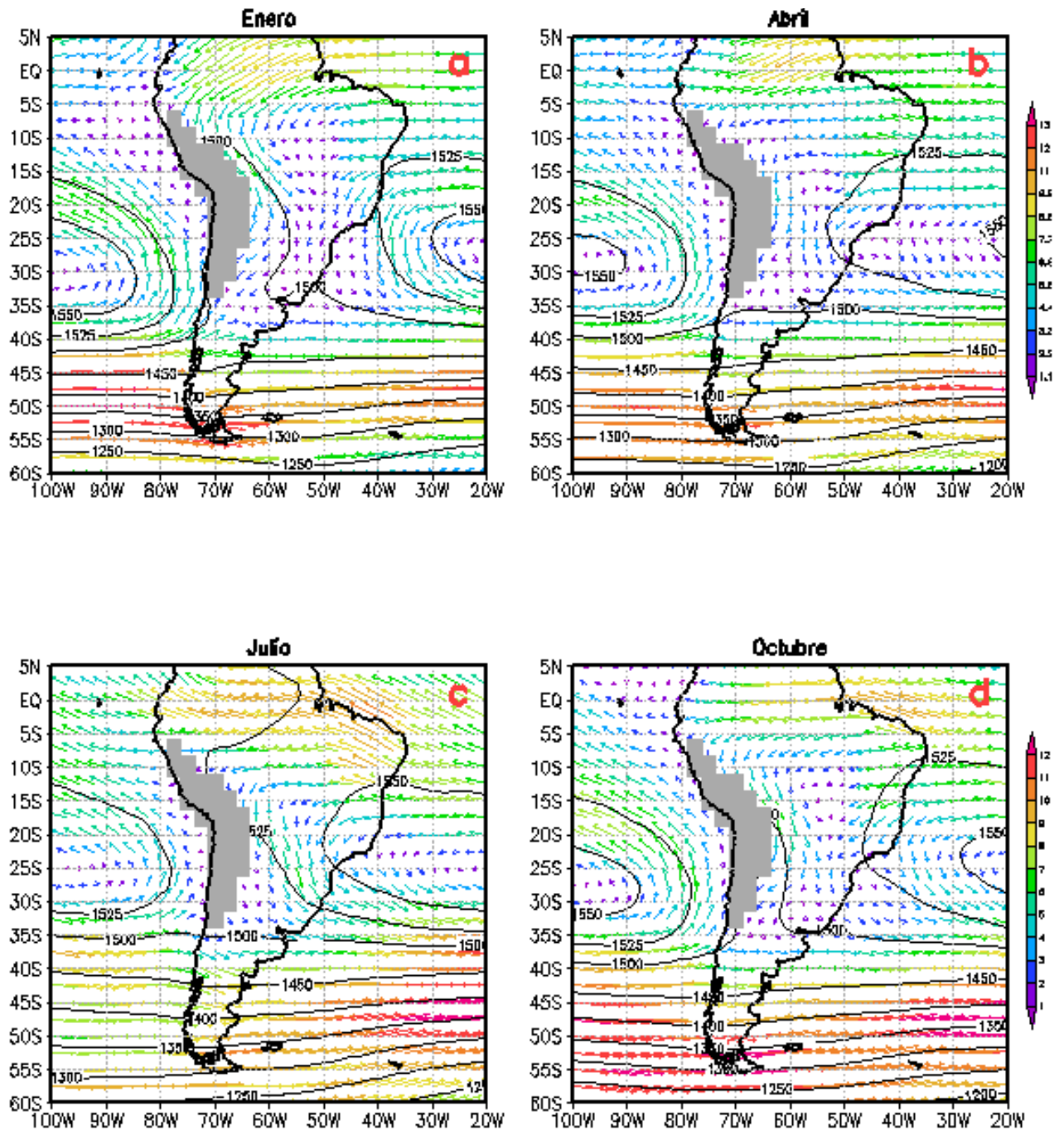


Figura 1.2: Campos medios de movimiento (vectores) y altura de geopotencial (en mpg) en 850 hPa para los meses enero, abril, julio y octubre. En colores se indica la intensidad del viento en m/s.



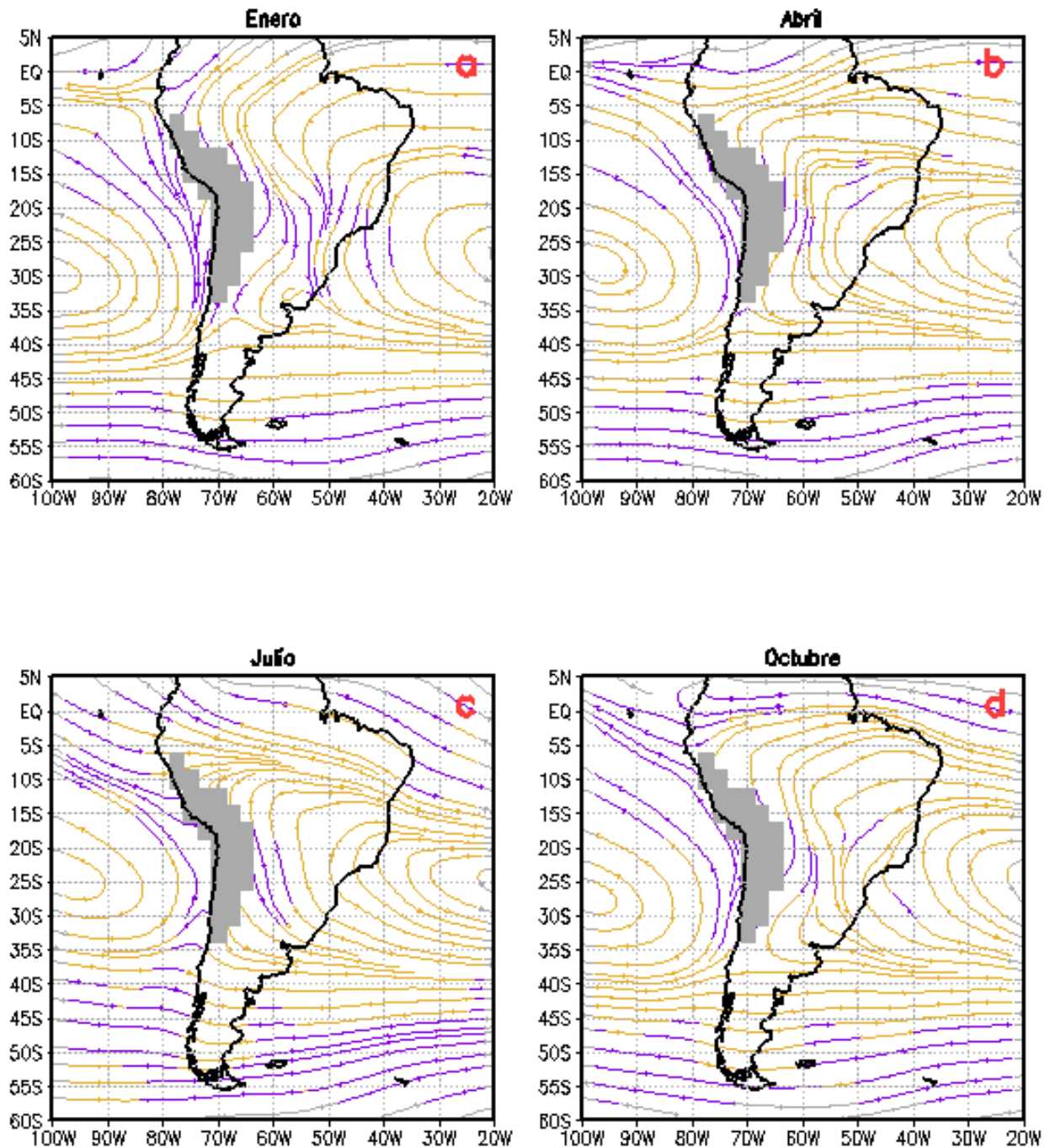


Figura 1.3 Líneas de corriente medias en 850 hPa para los meses enero, abril, julio y octubre. En violeta está indicada la circulación ciclónica y en amarillo la circulación anticiclónica.

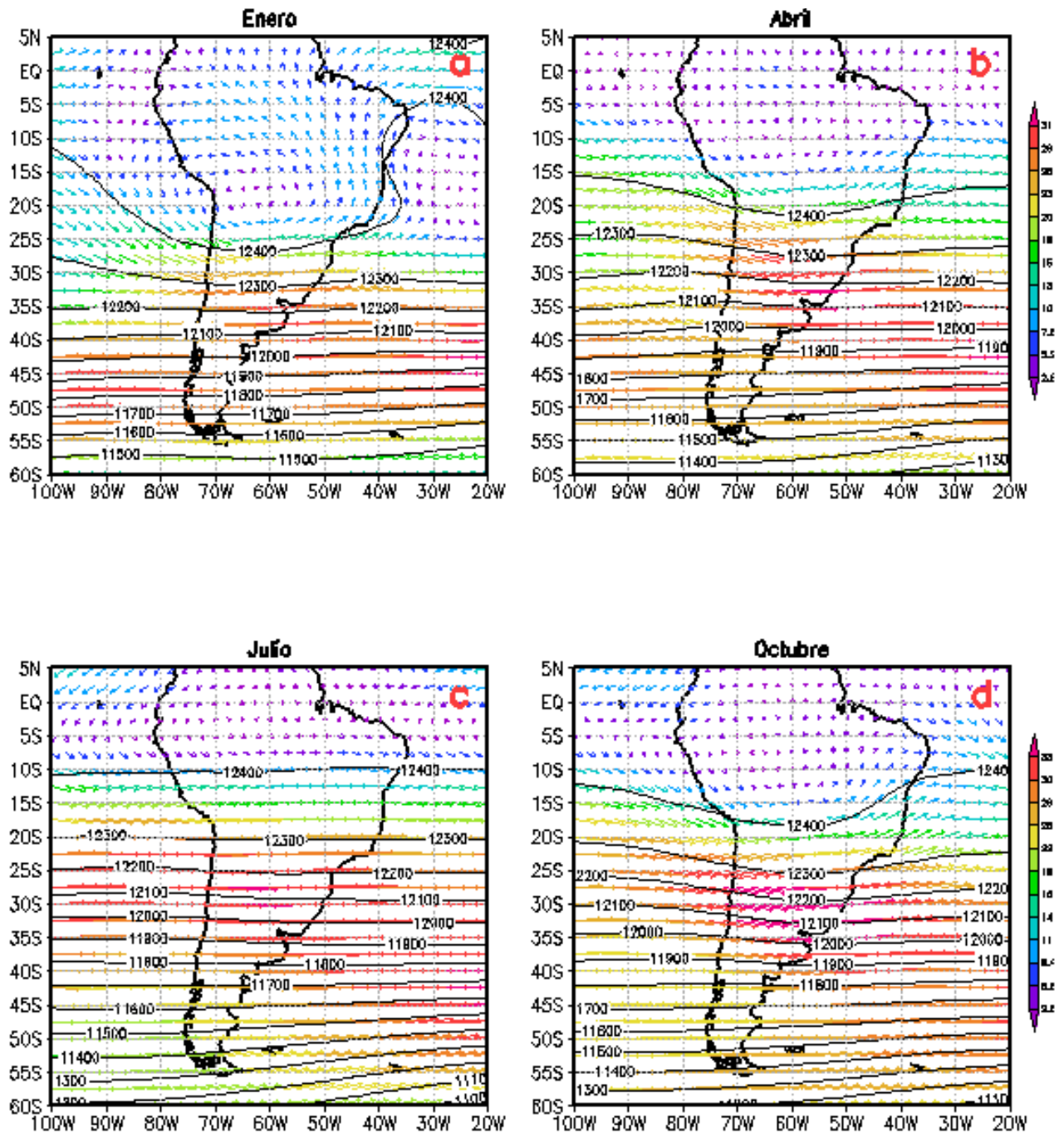


Figura 1.4: Campos medios de movimiento (vectores) y altura de geopotencial (en mgp) en 200 hPa para los meses enero, abril, julio y octubre. En colores se indica la intensidad del viento en m/s.

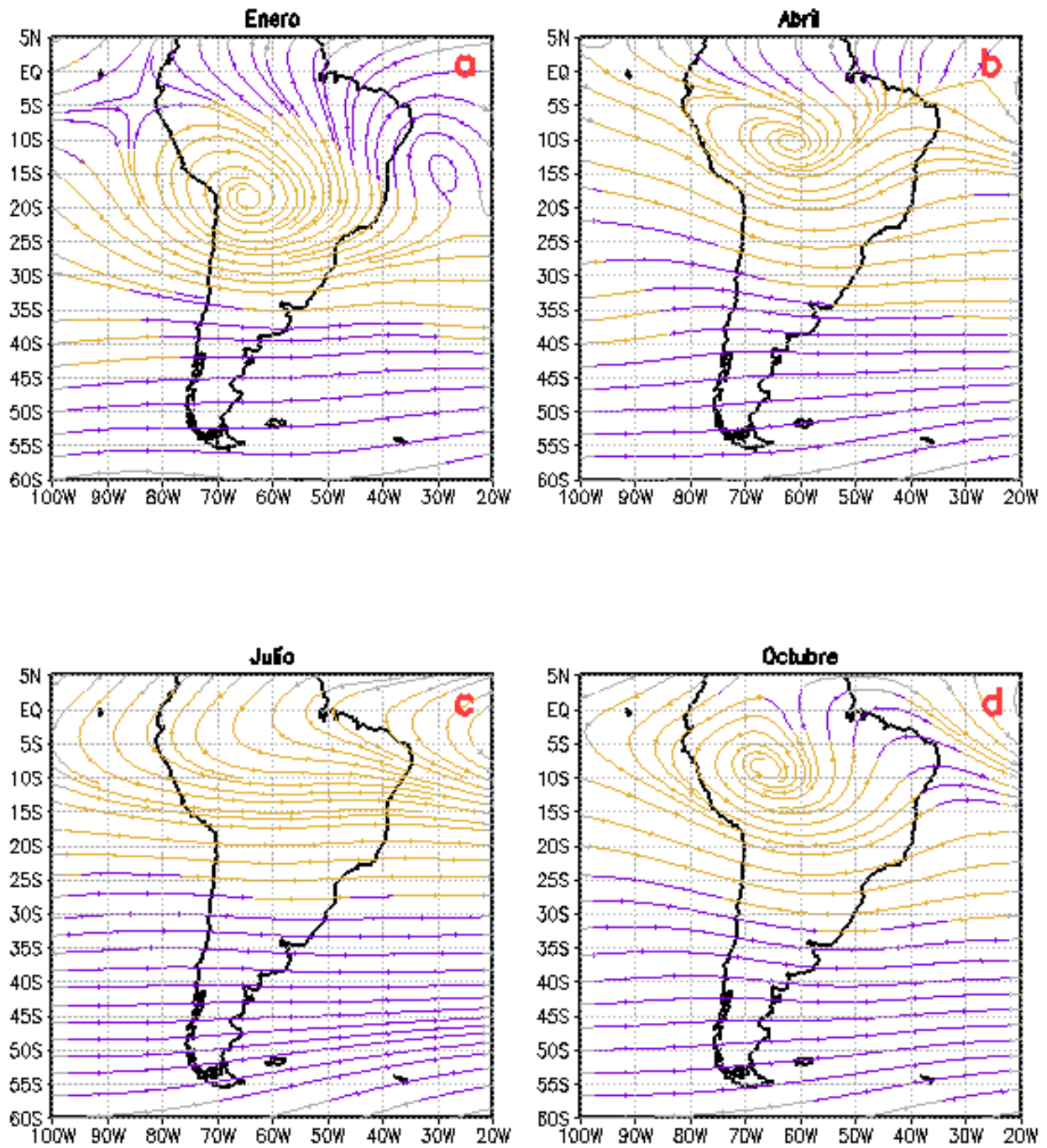


Figura 1.5: Líneas de corriente medias en 200 hPa para los meses enero, abril, julio y octubre. En violeta está indicada la circulación ciclónica y en amarillo la circulación anticiclónica.

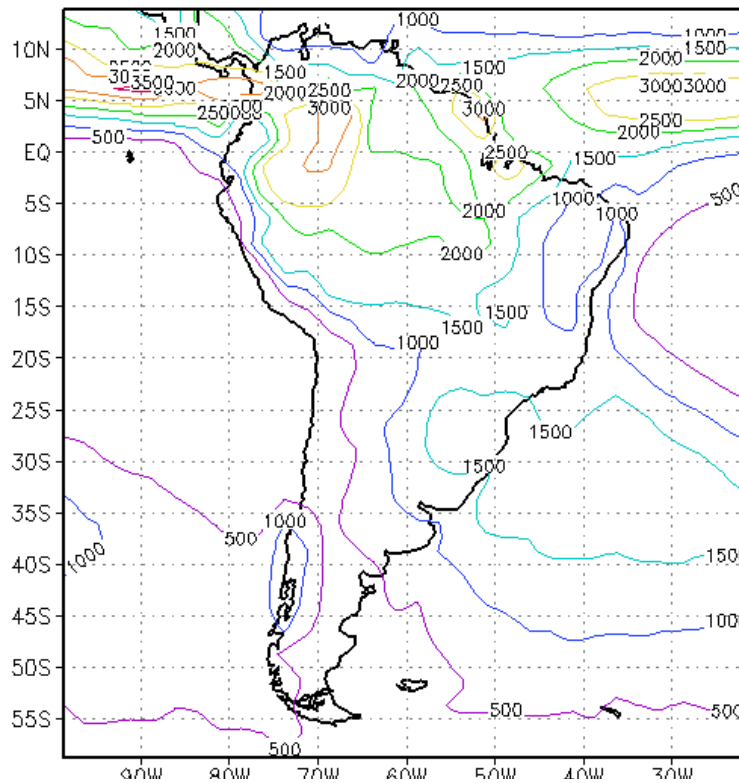


Figura 1.6: Distribución de la precipitación media anual a partir de la base CMAP para el período 1981-2006 (en mm).

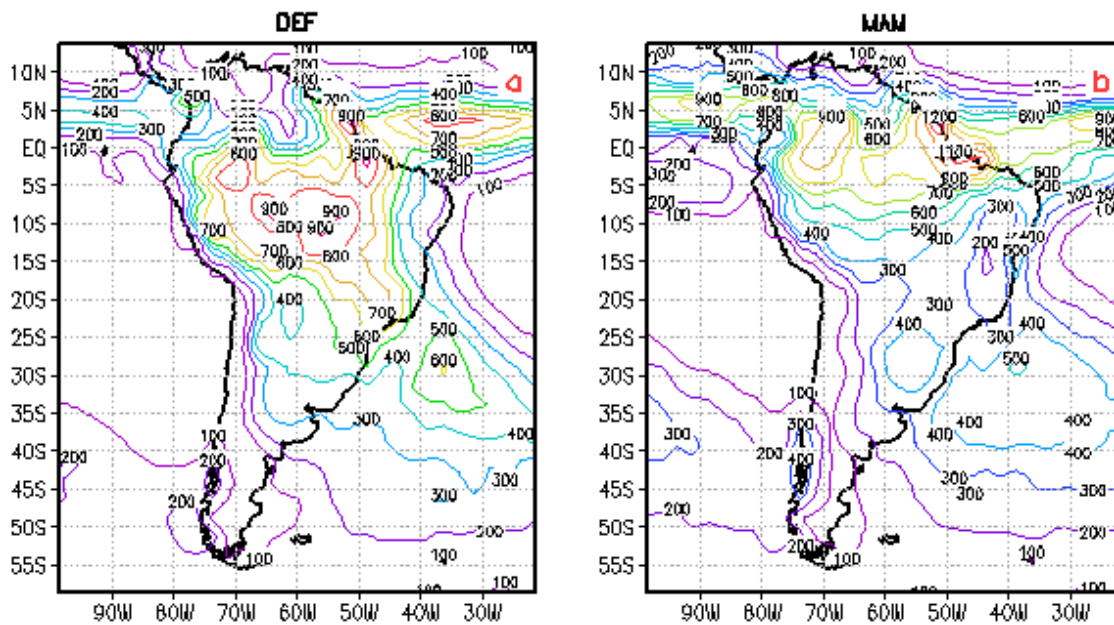


Figura 1.7: Distribución de la precipitación media estacional (a: trimestre diciembre, enero y febrero; b: trimestre marzo, abril y mayo) a partir de la base CMAP para el período 1981-2006 (en mm).

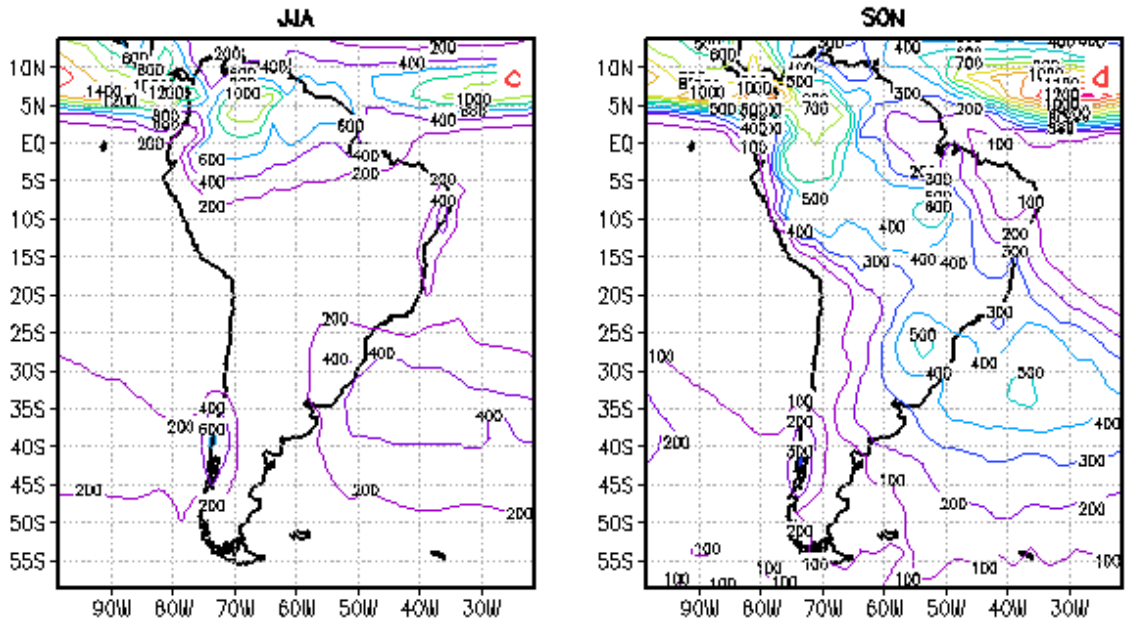


Figura 1.7 (continuación): Distribución de la precipitación media estacional (a: trimestre junio, julio y agosto; b: trimestre septiembre, octubre y noviembre) a partir de la base CMAP para el período 1981-2006 (en mm).



## 2. Metodología

Las principales características de la evolución estacional y su variación interanual de los patrones de la circulación troposférica y sus consecuencias en las fluctuaciones de la precipitación en Sudamérica subtropical y el Atlántico sur se obtuvieron aplicando un análisis de funciones empíricas ortogonales compuesta de las anomalías con respecto al valor medio del campo de movimiento en 850 hPa. Para excluir la variabilidad sinóptica y conservar la energía en aquellas frecuencias que mejor representan los patrones espaciales en las escalas intraestacional e interanual los campos de las variables utilizadas en el trabajo fueron filtrados.

Aunque la metodología fue aplicada sobre la región que contiene las variaciones climáticas más significativas de SA (la cuenca del Amazonas, el SESA, la ZACS, la alta boliviana y la cuenca del Río de la Plata) las proyecciones de todas las variables analizadas se realizaron sobre una región más amplia que incluye la región occidental del océano Atlántico y gran parte del océano Pacífico desde la franja ecuatorial hacia el sur.

### 2.1 Filtrado

Debido a que el interés de este trabajo consiste en analizar aspectos de la variabilidad intraestacional e interanual de la circulación atmosférica se removieron, tanto para el campo de movimiento en 850 hPa como para las demás variables atmosféricas, solo las fluctuaciones de altas frecuencias entre las que se encuentra la onda diaria y la onda sinóptica por medio de un filtro de Lanczos (Duchon, 1979). Esta metodología permite no solo analizar los patrones de variación intraestacional sino también su variación interanual. Los pesos para este filtro son obtenidos por medio de la fórmula:

$$w_k = \frac{(\sin(2\pi f_{c1} k)/\pi k - \sin(2\pi f_{c2} k)/\pi k)}{(\pi k/n)} \frac{(\sin(\pi k)/n)}{(\pi k/n)}$$

siendo  $n$  el número de pesos ( $k = -n, \dots, n$ ) y  $f_{c1}$  y  $f_{c2}$  las frecuencias de corte. En el caso del filtro pasa bajos,  $f_{c2}$  es cero. Se consideró a  $f_{c1} = 0,1$ , lo que corresponde a una respuesta del filtro de 0,5 a 10 días. Para obtener una función respuesta con escasa curvatura se utilizaron 151 ( $n$ ) pesos en la construcción del filtro (figura 2.1). La función de respuesta en frecuencia, para el filtro pasa bajos se expresa de la siguiente manera:

$$R(f) = w_0 + w_k 2 \sum_{k=1}^n \cos(2\pi)/k$$

Como ejemplo se muestra en la figura 2.2 el efecto que tiene el filtro sobre la señal (serie temporal parcial de la componente zonal del viento en un punto  $x/y$  arbitrario del dominio de estudio) y las figuras 2.3 y 2.4 muestran el espectro de la señal y de la señal filtrada respectivamente donde se aprecia la eficiencia del “corte” en  $f = 0,1$  (10 días).

## 2.2 Funciones Empíricas Ortogonales

Los patrones de la variabilidad de la circulación atmosférica se determinaron por medio de un análisis de funciones empíricas ortogonales combinadas, FEOC, (Kutzbach, 1967). Las FEOC están basadas en la matriz de covarianza de los campos filtrados de las anomalías diarias (con respecto a la media 1981-2006) de la velocidad zonal y meridional de 850 hPa, suponiendo que este nivel representa adecuadamente la circulación, y el transporte de vapor, en capas bajas. La utilización de las anomalías en el cálculo de las FEOC tiene la característica de reproducir apropiadamente la distribución espacial de la varianza en el dominio (Kutzbach, 1970). La metodología fue aplicada en la región comprendida entre las latitudes 40°S-5°N y las longitudes 90°O-30°O (figura 2.5) que es la zona que comprende a los sistemas con alta variabilidad intra/interanual ZCAS, alta boliviana, convección en amazonas, JCB, los flancos continentales de las altas presiones del Atlántico y el Pacífico.

La rutina utilizada para la obtención de las FEOC (Fernandes y otros, 2005) también realiza una rotación *varimax* de las componentes principales. La efectividad de la rotación para captar distintas características dentro del dominio puede ser establecida por medio de la varianza de las componentes principales rotadas y su *valor límite* por medio del factor:

$$\nu = 100 \sigma^2 k / k - 1,$$

siendo  $k$  el número de componentes utilizadas en la rotación *varimax* y  $(k - 1)/k$  el factor límite de la varianza (Kaiser, 1958). Experimentalmente Horel (1984) determinó que si  $\nu$  es grande ( $>60$ ) la transformación es apropiada (aunque no necesariamente los resultados de la rotación tengan un significado físico). En el caso que  $\nu$  sea pequeña ( $<40$ ) la rotación realizada con el método *varimax* es inapropiada.

El valor obtenido por medio del procedimiento descrito en el párrafo anterior determinó que la rotación *varimax* era inapropiada ( $\nu = 32,88$ ) y por lo tanto, se conservaron en el análisis exclusivamente los resultados de las FEOC sin rotar.

A partir de un análisis conjunto entre el gráfico de la varianza local explicada por cada modo con el número de autovector (“*scree test*”; Cattell, 1966; figura 2.6) y los espectros de las series temporales o componentes principales asociados a cada uno de ellos se retuvieron los primeros seis modos, que explican el 61,1 % de la varianza, aunque el modo 6 estaría en una zona de transición del gráfico. En la tabla 2.1 se muestran los valores parciales y acumulados de la varianza de cada uno de los modos retenidos.

Modo	Varianza explicada	Varianza acumulada
1	19,6	19,6
2	12,4	32,0
3	10,0	42,0
4	7,5	49,4
5	6,1	55,6
6	5,5	61,1

Tabla 2.1: Varianza explicada y acumulada de los 6 primeros modos resultantes de la aplicación del análisis FEOC.

Los patrones de los primeros seis modos presentan distintas características como puede apreciarse en las figuras 2.7.a y 2.7.b. El modo 1, que explica el 19,6 % de la varianza, muestra en ambas componentes una estructura bipolar con anomalías positivas (negativas) al sur de 20°S. Esta estructura representa el ciclo anual sobre la región, caracterizado por una circulación de tipo monzónico. Por otra parte, los modos restantes considerados estarían describiendo aspectos de la variabilidad intraestacional: los modos 2 y 3 (que explican una varianza del 12,4 y 10,0 % respectivamente) muestran gran variabilidad en la región sur del dominio, aunque en la zona central del continente, se observan características propias que pueden asociarse tanto al JCB como a la ZCAS. Las varianzas mayores del modo 4 (7,5 %) se encuentran sobre el este de Sudamérica y la región subtropical del océano Pacífico subyacente al continente. Se destaca asimismo una circulación anómala ciclónica (anticiclónica) sobre la misma región pero sobre el margen occidental del Atlántico. La estructura del modo 5 (6,1 %) muestra variabilidad en el límite superior del dominio, en la región de la convergencia intertropical, y sobre ambos márgenes del continente subtropical donde se aprecia en particular un flujo de capas bajas anómalo hacia el sur (norte) asociado a una circulación anticiclónica (ciclónica) sobre el mar argentino. El modo 6, que explica el 5,5 % de la varianza, presenta una



marcada variabilidad en la región en la que se extiende el jet de capas bajas en los meses de verano y en el sector sudoriental del océano Pacífico sobre el cual se desarrolla una circulación ciclónica (anticiclónica) reflejando este conjunto una estructura zonal (meridional) sobre la región de estudio.

Las series temporales o componentes principales (*cp*) asociadas a los modos anteriores muestran distintas características. La *cp1*, en particular, tiene una onda anual muy bien definida. Esto es debido a que las FEOC se calcularon utilizando las anomalías climáticas respecto al valor medio por lo que el ciclo anual resulta un primer modo dominante (Trenberth y Paolino, 1981). Las siguientes 3 componentes principales no tienen el mismo patrón definido, pero todas ellas muestran variabilidad intraestacional, en particular las componentes 2 y 4. La componente 5 muestra un ciclo anual, un poco más degradado y desfasado con respecto al ciclo verano-invierno en 3 meses y a partir de 1997 una ligera tendencia positiva. Finalmente, la componente 6 tiene, como en el caso anterior, el ciclo anual poco definido, aunque es apreciable una mayor variabilidad partir de 1997. También son apreciables dos períodos de relativa significancia comprendidos entre los años 1982-1983 y 1987-1988 (figura 2.8).

La caracterización de los patrones de circulación y la precipitación espacial asociada de cada uno de los 6 primeros modos obtenidos por medio de las FEOC se realizó por medio de la técnica de composición de campos. Esta técnica consiste en superponer campos de las distintas variables que son seleccionados de acuerdo a algún criterio particular (en general extremos) y obtener su valor medio de manera tal de sintetizar las fluctuaciones alrededor del valor medio de esa selección. El criterio de selección utilizado para agrupar los campos en este trabajo consistió en superponer, por cada *cp*, aquellos casos en los que su valor absoluto fuera mayor a  $1\sigma$  (1 desvío estándar, que es igual a 1 en el caso de utilizar *cp* normalizadas) y de manera separada para los casos positivos y negativos (fases). La composición fue realizada sobre la región comprendida entre las latitudes 60° S y 5°N y las longitudes 180°O y 30°O. Los resultados de estas composiciones se muestran en el capítulo 4.

### **2.3 Análisis Espectral**

Los cálculos de la densidad espectral y sus figuras (espectros) fueron realizados por medio del programa *Single-Spectral Analysis (SSA) Multi Taper Method (MTM) Toolkit* (Dettinger y otros 1995; Ghil y otros, 2002). El programa SSA-MTM fue desarrollado en el

Departamento de Ciencias Atmosféricas de la Universidad de California (<http://www.atmos.ucla.edu/tcd/ssa/guide/guide4.html>) y contiene diferentes métodos para el análisis espectral, aunque en este trabajo solo se utilizó el MTM.

El MTM es una técnica univariada de análisis espectral que permite separar la señal climática de la variabilidad residual o ruido. Utiliza un conjunto de ventanas (o *tapers*) que minimizan la filtración o la fuga de energía hacia frecuencias cercanas debido a las características propias del espectro. Aunque la utilización de *ventanas* produce como resultados “picos” más claros, las mismas reducen la información contenida en los datos, particularmente en los límites de la serie cuyos valores son forzando a cero. Mientras que el método clásico de análisis espectral admite una sola *ventana* (Hanning) el MTM utiliza al menos 3, un valor recomendado para analizar señales climáticas. Las 3 *ventanas* básicas del MTM se muestran en la figura 2.9. Las *ventanas* 2 y 3 tienen el objetivo de recuperar parte de la información que pierde la utilización de la *ventana* 1.

Para analizar una secuencia de temporal de datos el programa admite distintas opciones para estimar el espectro. Las alternativas básicas que fueron utilizadas consistieron en determinar la resolución temporal, el número de ventanas y la hipótesis nula del ruido de base. Si bien el programa admite otras opciones, las mismas fueron consideradas en sus valores por defecto. Debido a que se desconocía *a priori* la naturaleza de las series temporales, el contraste de los espectros de las componentes principales se realizó confrontado con un nivel de significancia del 95% respecto del ruido blanco de base.

## 2.4 Figuras



Figura 2.1: Función respuesta para el filtro de Lanczos pasa bajos con 151 pesos.

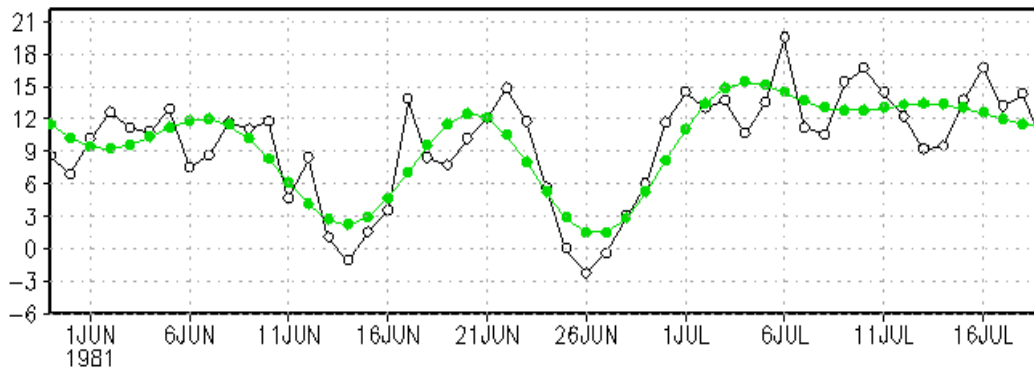


Figura 2.2: Secuencia parcial de la componente zonal de viento en un punto arbitrario del dominio de estudio (línea con puntos negros) y la correspondiente señal resultante de la aplicación del filtro de Lanczos (línea con puntos verdes).

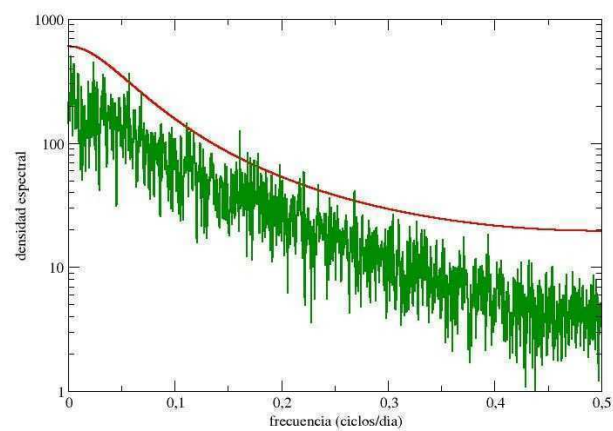


Figura 2.3: Espectro de la serie temporal de la componente zonal del viento en un punto arbitrario del dominio (línea verde). La línea roja corresponde al ruido rojo al 99%.

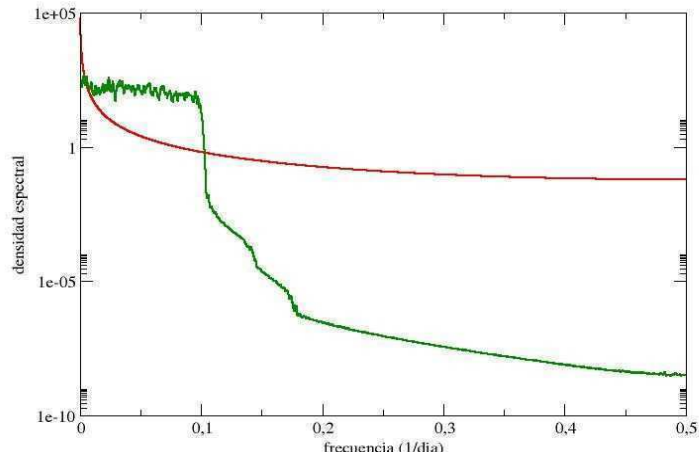


Figura 2.4: Espectro de la serie temporal de la componente zonal del viento en un punto arbitrario del dominio filtrada utilizando la función de respuesta de Lanczos con 151 pesos (en verde). Se observa el corte en la frecuencia 0,1, que corresponde a un período de 10 días. La línea roja representa el ruido rojo al 99 %.

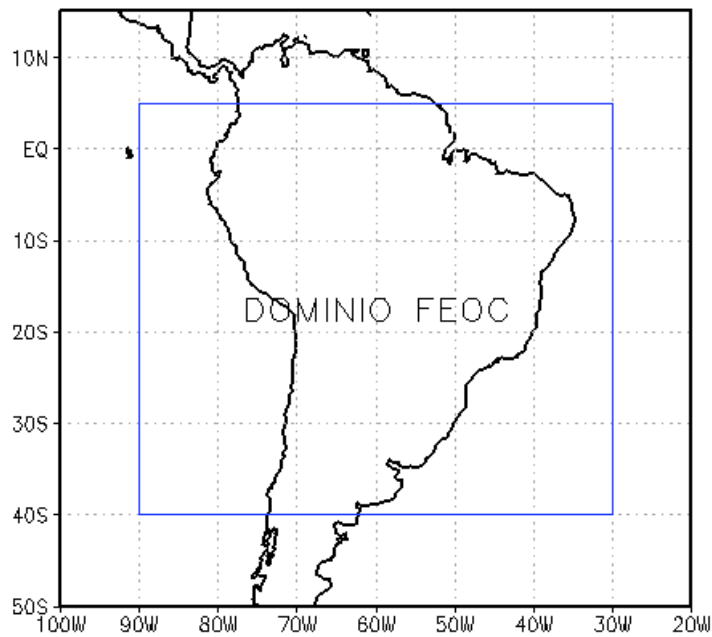


Figura 2.5: Dominio en el cual se realizó el análisis con la aplicación de la metodología FEOC.

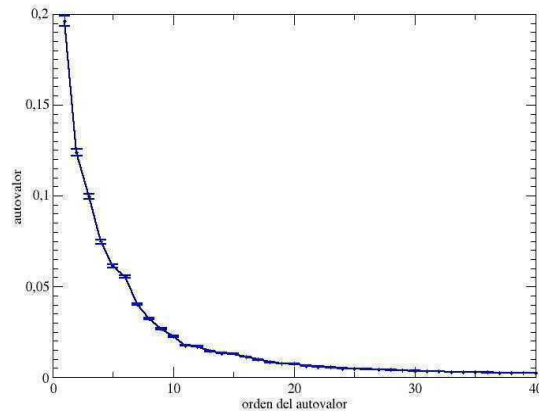


Figura 2.6: Diagrama de la varianza local explicada por cada modo en función del orden de cada autovalor. Las barras de error de cada autovalor fueron obtenidas de acuerdo al criterio de North y otros (1982).

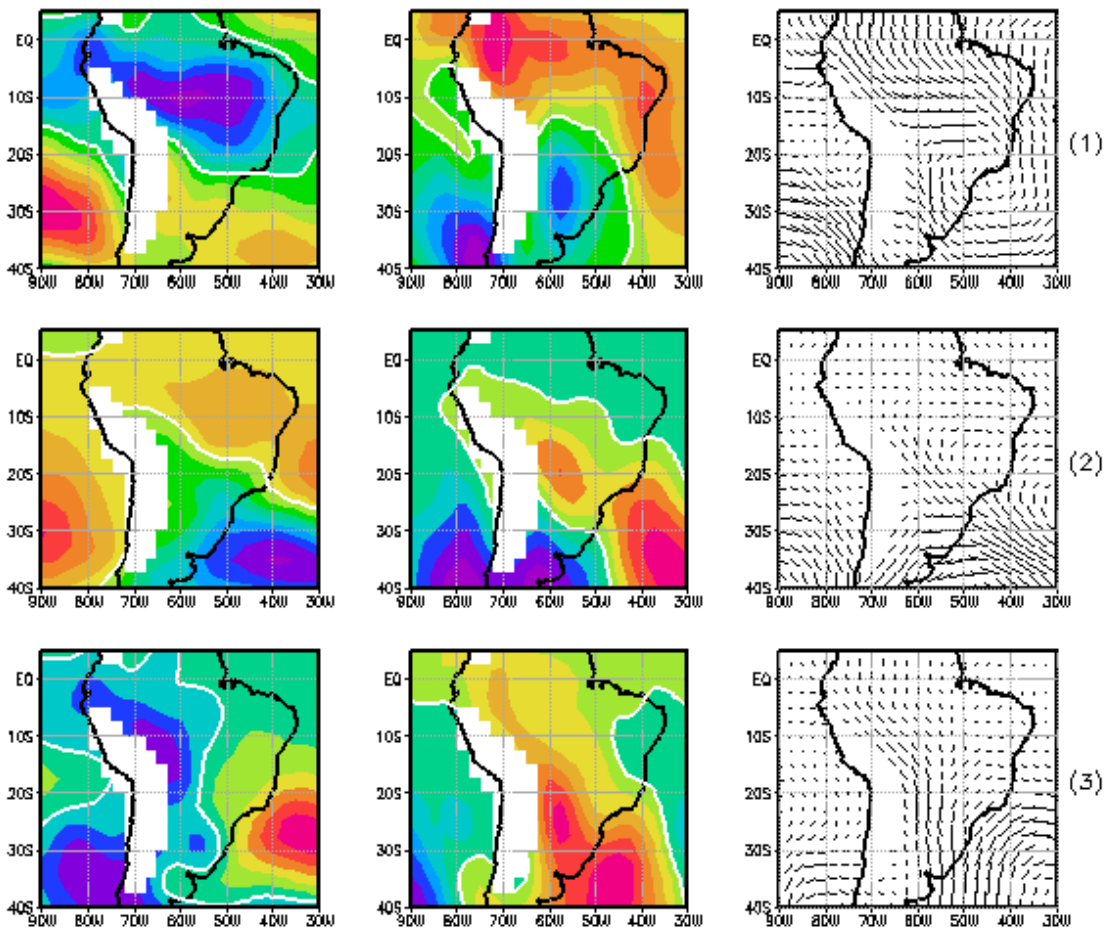


Figura 2.7.a: Modos combinados 1 a 3 de  $u$  y  $v$  en 850 hPa correspondientes al período 1981-2006. De izquierda a derecha, componente  $u$ , componente  $v$  y su representación vectorial.

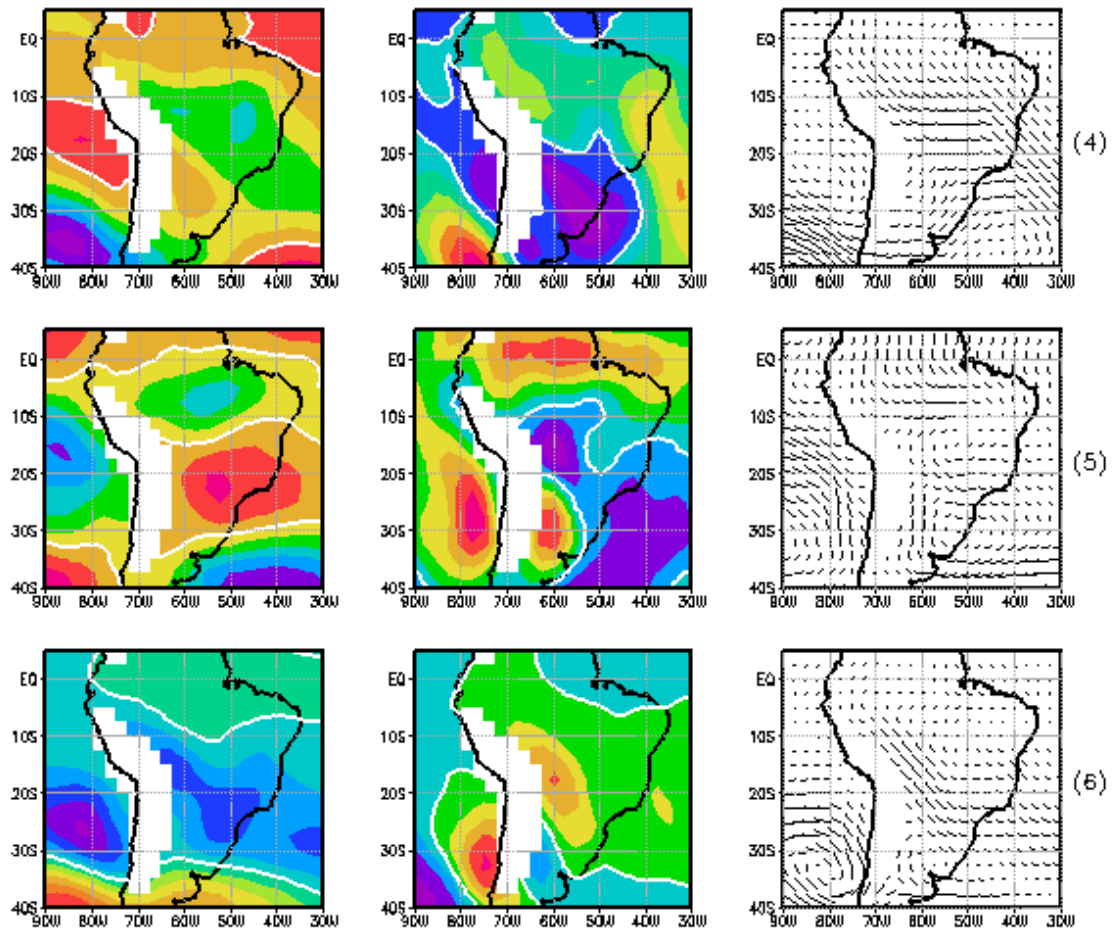


Figura 2.7.b: Modos combinados 4 a 6 de  $u$  y  $v$  en 850 hPa correspondientes al período 1981-2006. De izquierda a derecha, componente  $u$ , componente  $v$  y su representación vectorial.

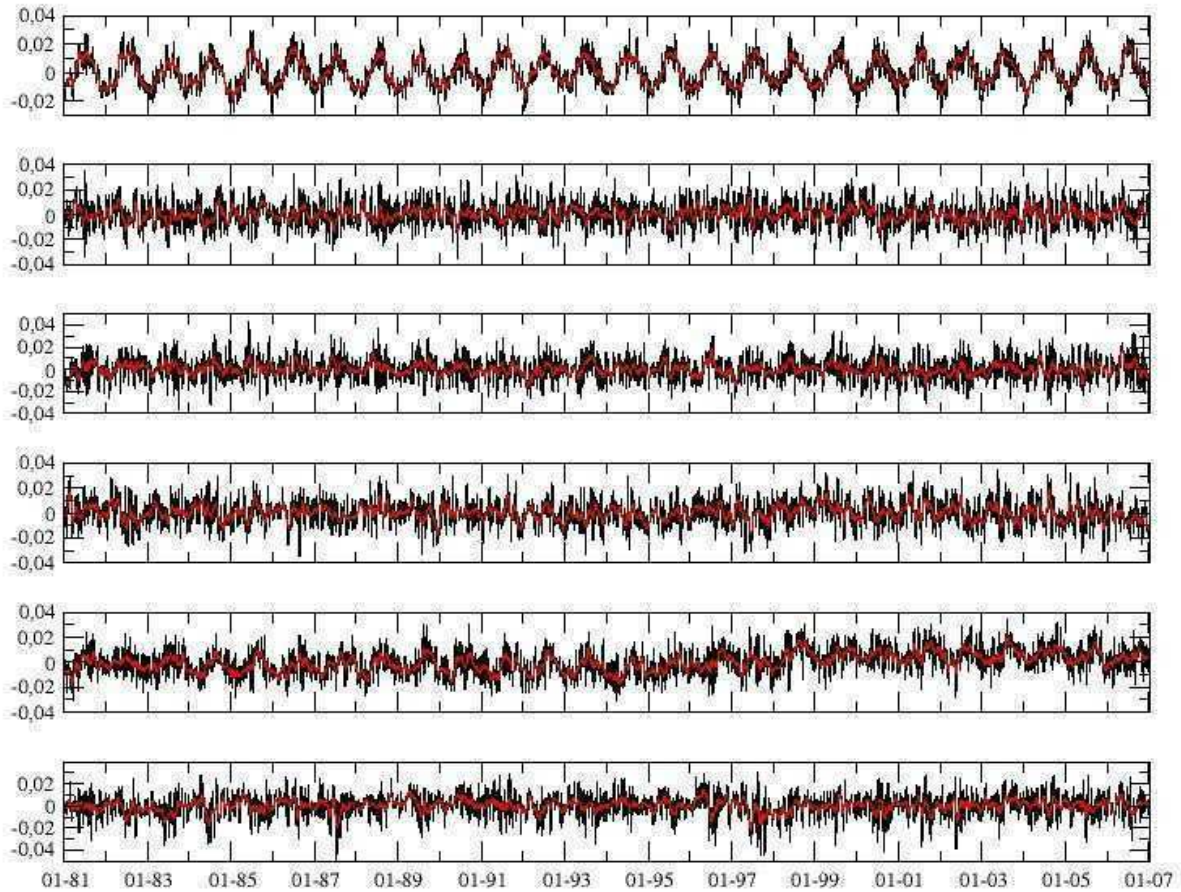


Figura 2.8: Primeras 6 componentes principales resultantes de la aplicación de la metodología FEOC al campo de movimiento en 850 hPa. Las líneas en rojo son las mismas señales pero suavizadas con el objetivo de indicar las características principales de las series.

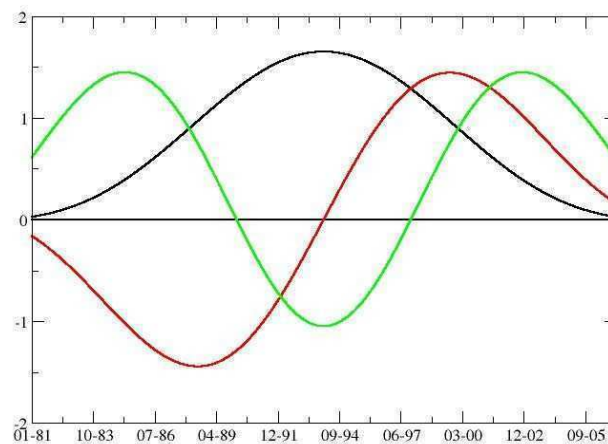


Figura 2.9: Primeras 3 ventanas utilizadas por la metodología SSA – MTM: ventana 1 en negro, ventana 2 en rojo y ventana 3 en verde.



### 3. Datos

La base primaria de datos utilizada para caracterizar el flujo atmosférico sobre la región sudamericana está compuesta por productos en puntos de grilla de los reanálisis del NCEP/DOE R2 (R2; Kanamitsu y otros, 2002). Se han utilizado otras bases, también en puntos de grilla que contienen datos de radiación de onda larga saliente (ROLS), precipitación y temperatura de la superficie del mar. Para realizar los comentarios de la variabilidad interdecádica se utilizaron productos de los reanálisis NCEP/NCAR R1 (R1; Kalnay y otros 1996).

#### 3.1 Reanálisis

De R2 se utilizaron los campos diarios de la componente zonal ( $u$ ) y meridional del viento ( $v$ ) en 850 y 200 hPa y la presión media a nivel del mar. La resolución horizontal de estos campos es de  $2,5^\circ$  y se consideró el período comprendidos entre el 1 de enero de 1981 y el 31 de diciembre de 2006 (26 años). A partir de los campos de velocidad zonal y meridional fueron obtenidos los campos diarios de la función corriente en 200 hPa por medio de una rutina utilizada en el modelo atmosférico global GEOS desarrollado por el Laboratorio Goddard para la Atmósfera (GLA) dependiente de la NASA, (Schuber y otros 1993). y que forma parte del programa de análisis y graficado meteo-climático GrADS (<http://grads.iges.org/grads/>).

Debido a que R2 comienza en 1979, y con el objetivo exclusivo de representar aspectos principales de algunas variaciones interdecádicas de los campos medios (que incluyen períodos anteriores a los considerados) se realizaron con productos de R1 ciertas elaboraciones con los valores medios mensuales de las variables componente zonal y meridional del viento en 850 hPa y presión a nivel del mar correspondientes al período 1960/2006.

Tanto los datos R2 como los R1 fueron tomados en el sitio Web de la División de Ciencias Físicas, Laboratorio de Investigación del Sistema Terrestre, Administración Nacional Oceánica y Atmosférica (Physical Sciences Division, ESRL, NOAA), *Boulder, Colorado, EUA*: <http://www.esrl.noaa.gov/psd/>.

#### 3.2 Radiación de onda larga al tope de la atmósfera

Los datos de ROLS utilizados en este trabajo fueron tomados de la base NOAA *Interpolated Outgoing Longwave Radiation* elaborada a partir de observaciones diarias



obtenidas por medio del AVHRR (*Advanced Very High Resolution Radiometer*) instalados en los satélites NOAA (6 al 18). Para completar las ausencias temporales y espaciales y generar una grilla regular de 2,5° de resolución fue utilizada una técnica apropiada de interpolación (Liebmann y Smith, 1996). Los datos utilizados (ROLS diarios) fueron provistos por NOAA/OAR/ESRL PSD (Earth System Research Laboratory, Physical Sciences Division), Boulder, Colorado, EUA, en el sitio web <http://www.cdc.noaa.gov/>.

### **3.3 Precipitación**

La caracterización de la precipitación en el SESA se ha hecho por medio de una base de datos en puntos de grilla de 1° de resolución horizontal que cubre la región sudamericana (60°S-15°N, 90°O-30°O). El análisis es elaborado en el NCEP Climate Prediction Center (CPC) a partir de las precipitaciones diarias reportadas en el marco del Sistema Global de Telecomunicaciones (GTS). Cada día en el análisis que se efectúa corresponde al lapso comprendido entre las 12Z del día precedente y las 12Z del día actual. La interpolación a la grilla regular se realiza por medio de un esquema de Cressman (1959) modificado (Glahn, y otros, 1985; Charba y otros, 1992). La calidad de control de los datos se hace sobre la duplicidad de las estaciones reportadas y por medio del contraste entre el desvío estándar y la climatología además de una consistencia espacial en la cual la validez del análisis se acepta cuando la diferencia entre el valor interpolado y el observado es pequeña. Esta metodología filtra de alguna manera los valores extremos de la precipitación pero no afectaría el análisis dado que no se analizan, en particular, los casos máximos.

Esta base de datos es accesible en el sitio internet del Climate Prediction Center (CPC) <http://www.cpc.noaa.gov/products/precip/realtime/GIS/SA/sa-analysis.shtml>. La figura 3.1 muestra la climatología de la precipitación elaborada con estos análisis para el período comprendido entre los años 1979 y 1995.

### **3.4 Temperatura de Superficie del Mar**

Se utilizó la base de datos de temperatura del mar semanal NOAA Optimum Interpolation (OI) Sea Surface Temperature (SST) v2 (Reynolds y otros, 2002) disponible, como en el caso de R1 y R2 en el sitio de internet del PSD (NOAA, ESRL). Esta base inicia el 29 de octubre de 1981 y tiene una resolución horizontal de 1° de latitud-longitud. El análisis es realizado por medio de observaciones de satélite y mediciones *in-situ* y una temperatura del mar simulada sobre las superficies del mar congeladas. Antes del análisis, los datos

de satélite son ajustados utilizando una metodología desarrollada por Reynolds (1988) y Reynolds y Marsico (1993). Para obtener valores diarios de TSM, los campos semanales fueron interpolados linealmente entre sí para el período de estudio (29/10/1981 – 31/12/2006). Detalles de la metodología y de la base de datos pueden encontrarse en la página de internet [http://www.emc.ncep.noaa.gov/research/cmb/sst\\_analysis/](http://www.emc.ncep.noaa.gov/research/cmb/sst_analysis/). La base fue obtenida en el sitio <http://www.cdc.noaa.gov/data/gridded/data.noaa.oisst.v2.html>.

### **3.5 Índices climáticos**

Los valores mensuales de los índices relacionados con los ENOS, la oscilación de Madden-Julian (Wheeler y Hendon, 2004) y la oscilación antártica (Thompson y Wallace, 2000) fueron obtenidos en el sitio KNMI Climate Explorer (<http://climexp.knmi.nl/>).

Los índices mensuales del ENOS que se han utilizado son obtenidos a partir de los promedios areales de las anomalías de la TSM (Reynolds, 2002) sobre cuatro regiones predeterminadas del océano Pacífico tropical (Trenberth y Stepaniak, 2001) (figura 3.2). La región que generalmente en los desarrollos de eventos Niño se calienta primero está comprendida entre las latitudes 0°-10°S y las longitudes 90°O-80°O (Niño 1-2). Entre las latitudes 5°N-5°S y las longitudes 150°O-90°O se encuentra la región del Pacífico tropical con la mayor variabilidad de la TSM en las distintas escalas temporales (Niño 3). Finalmente, la región que presenta la mayor variabilidad en las escalas temporales de los eventos ENSO es la comprendida entre las latitudes 5°N-5°S y las longitudes 170°O-120°O (Niño 3.4) siendo además la más cercana a la zona en la que los cambios locales de la TSM son importantes y que influyen en el desvío hacia el oeste del régimen de precipitación además de tener un impacto significativo sobre la región sudamericana (Trenberth y otros 2002). La figura 3.3 muestra las series temporales de los índices asociados a los ENOS para las cuatro regiones y el período de estudio de este trabajo.

Los índices de la oscilación de Madden-Julian (IMJ) se obtienen por medio de la regresión de las anomalías diarias de la velocidad potencial de 200 hPa con los 10 patrones desfasados derivados del primer modo obtenido al aplicar una metodología de funciones empíricas ortogonales extendida a las péntadas de la velocidad potencial en ese nivel durante ENOS neutros o débiles de invierno (HN) ocurridos en el período 1970-2000. Para relacionar la variabilidad de la circulación en Sudamérica solo se retuvieron los IMJ 6, 7 y 8 que corresponden a las longitudes oeste 160°, 40° y 10° (figura 3.2). Las series temporales de los valores mensuales de los IMJ en los 3 centros indicados se observan

en la figura 3.4. Los valores negativos (azul) del IMJ significan actividad convectiva intensa mientras que los valores positivos (rojo) significan actividad convectiva suprimida (Wheeler y Hendon, 2004).

La Oscilación Antártica (OA) puede entenderse como una alteración de gran escala en el campo de presión de superficie que ocurre entre las latitudes medias y altas y que influye en el régimen climático del hemisferio sur. El patrón espacial de la OA fue determinado aplicando un análisis de funciones empíricas ortogonales a los campos mensuales de las anomalías (con respecto a la media 1979-2000) de la altura de geopotencial de 700 hPa al sur de 20°S. Luego el índice mensual asociado a la OA se construye proyectando las anomalías de la altura de geopotencial de 700 hPa sobre el modo 1 (que explica la mayor varianza). Debido a que la mayor variabilidad del índice se observa durante los meses más fríos, el patrón del modo 1 captura esencialmente las características de la estación fría. Durante la fase positiva del IOA en latitudes medio-altas se observa un incremento en la cortante zonal en capas bajas y una disminución de la estabilidad estática lo que favorece el desarrollo de vórtice baroclínicos en la región, sucediendo lo contrario durante la fase negativa (Thompson y Wallace, 2000). En la figura 3.5 se puede observar la marcha mensual del índice de la OA para el período considerado en este estudio.

### 3.6 Figuras

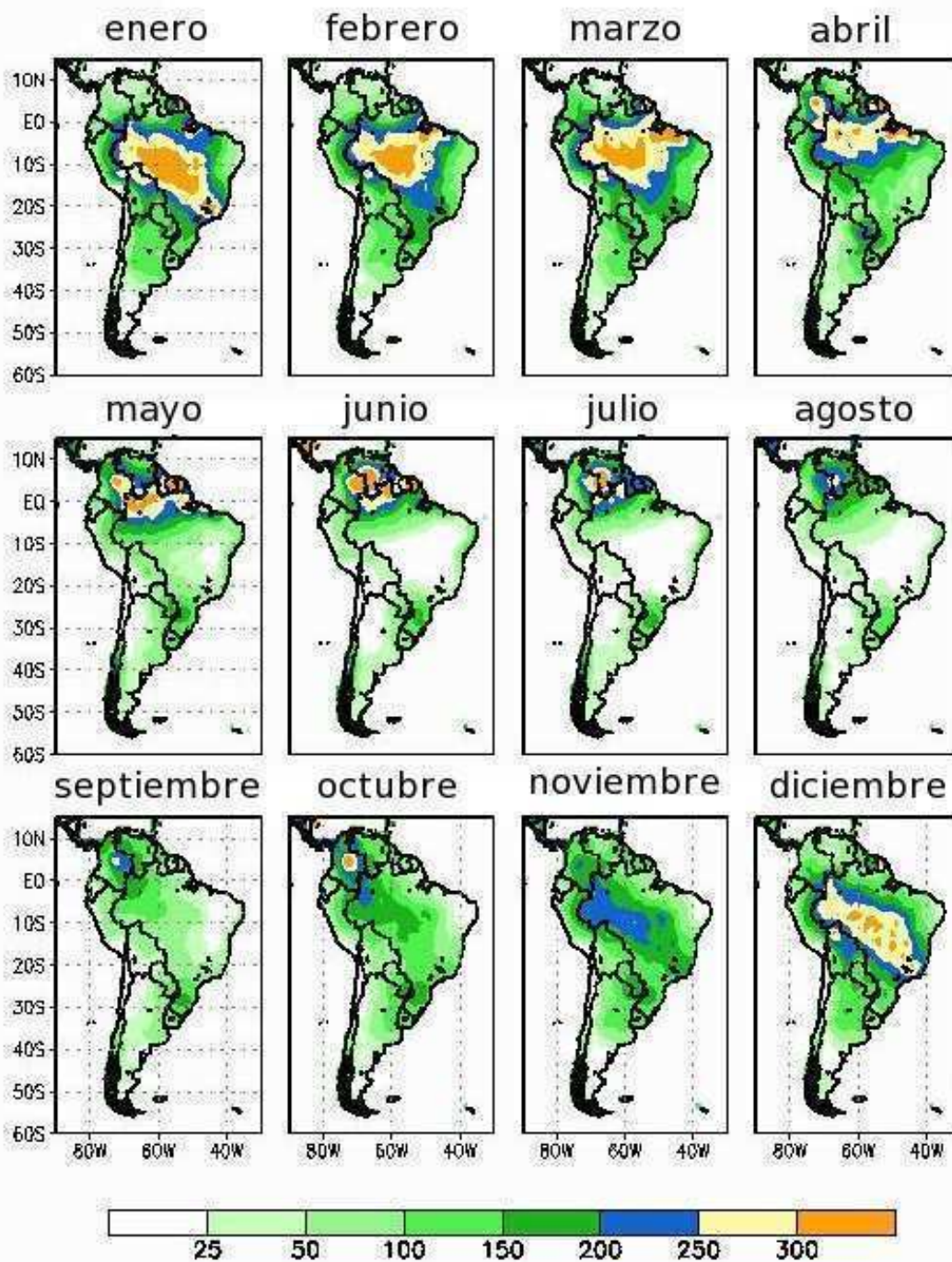


Figura 3.1: Climatología de la precipitación (mm) de Sudamérica (1979-1995) obtenida a partir de los análisis que efectúa el CPC a partir de las observaciones que reporta el Sistema Global de Telecomunicaciones.

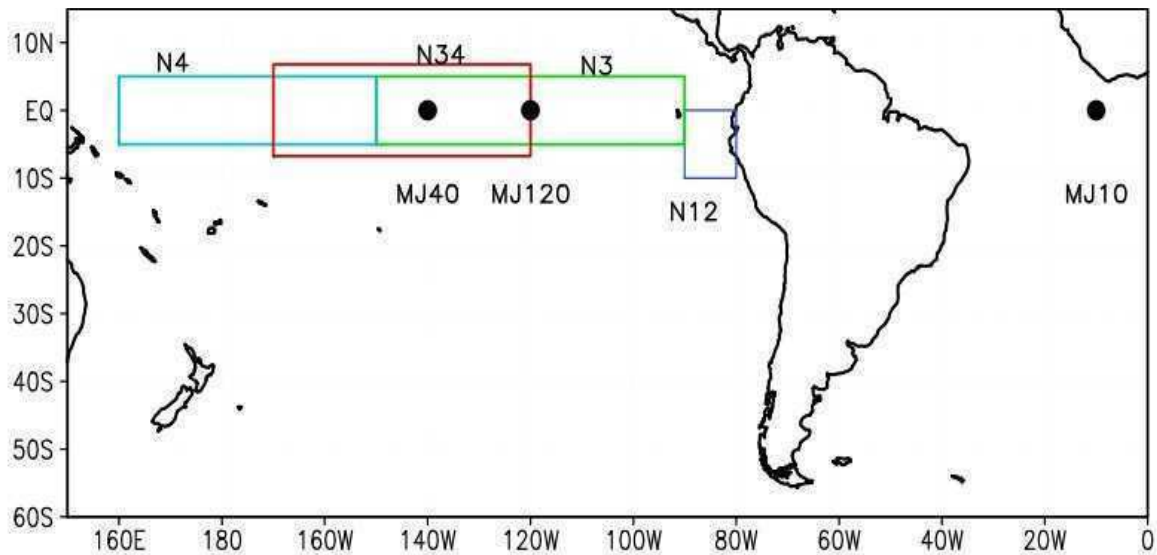


Figura 3.2: Regiones en las cuales se determinan los índices ENOS a partir de las anomalías de TSM. También se muestran los centros de los IMJ.

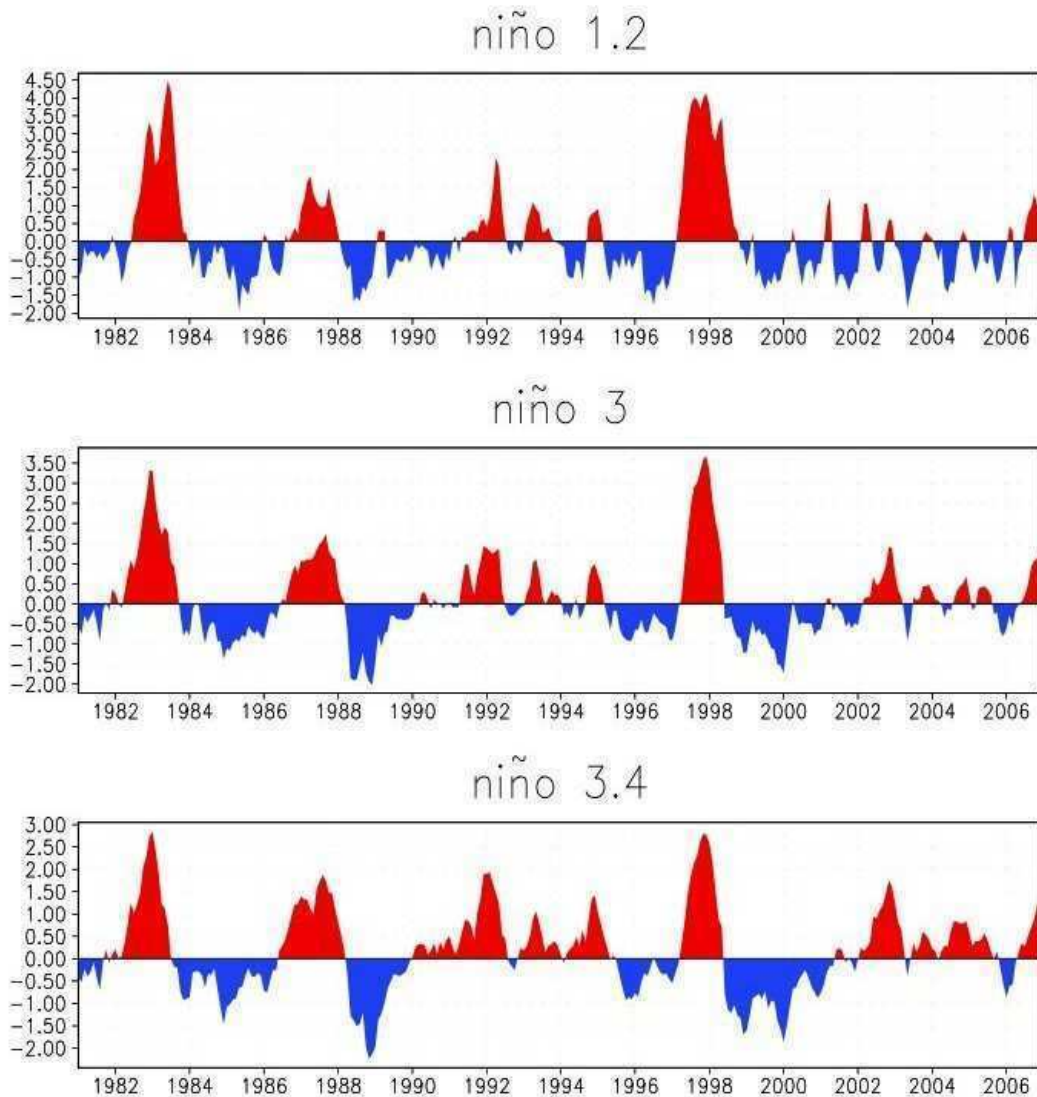


Figura 3.3: Series temporales de los índices mensuales ENOS (1981-2006) para las 4 regiones definidas en el océano Pacífico Tropical.



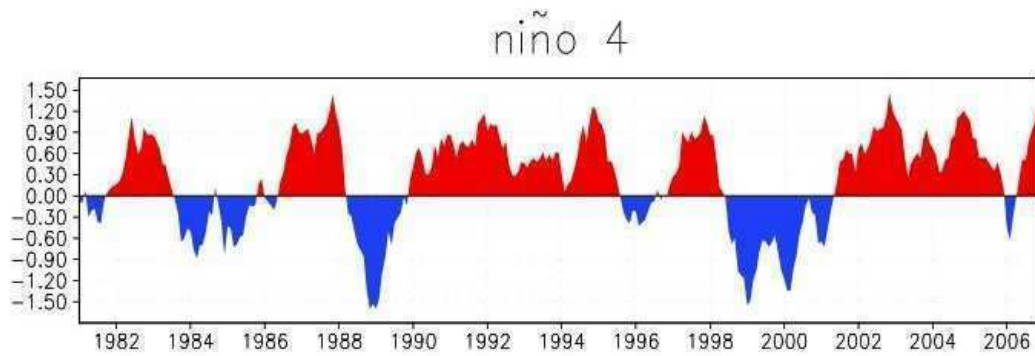


Figura 3.3 (continuación): Series temporales de los índices mensuales ENOS (1981-2006) para las 4 regiones definidas en el océano Pacífico Tropical.

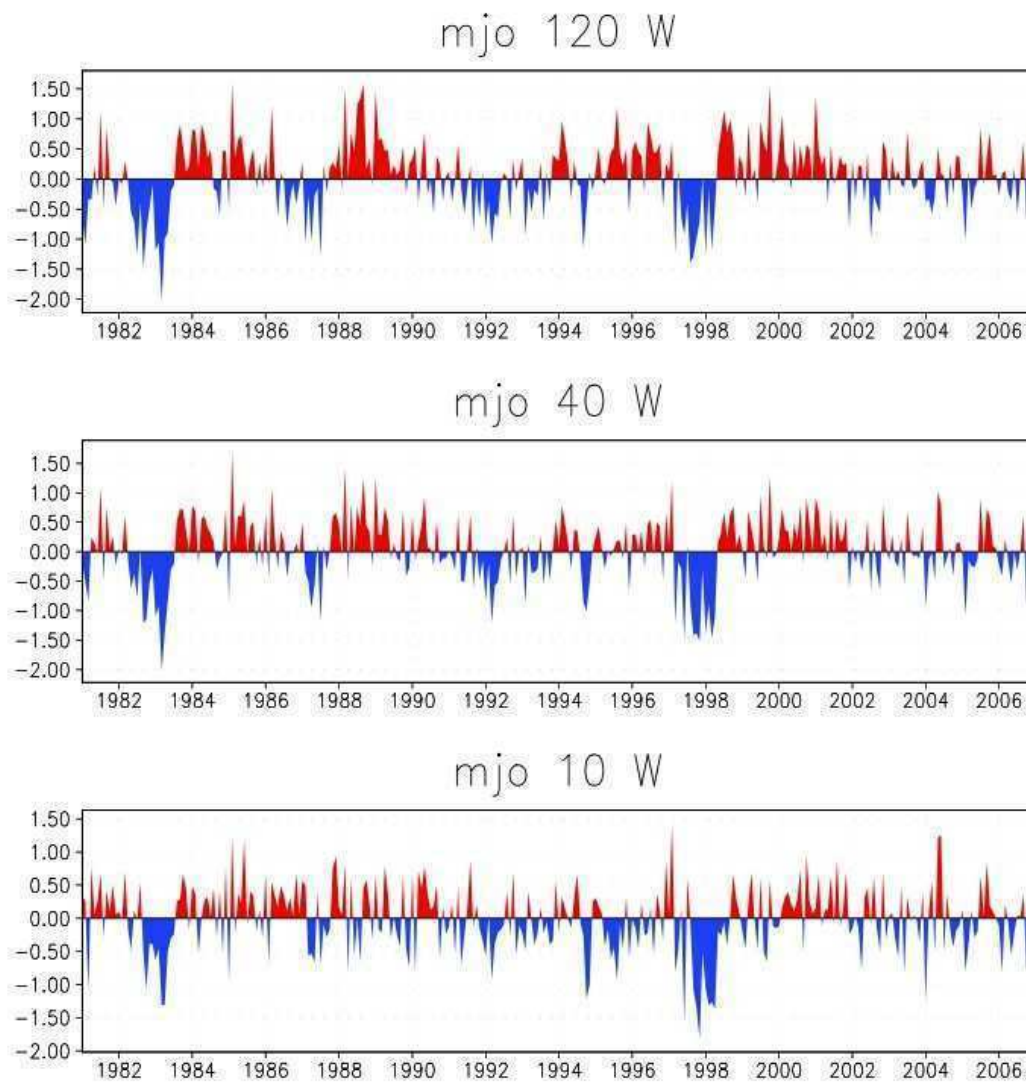


Figura 3.4: Series temporales de los índices mensuales 6, 7 y 8 de la OMJ que corresponden respectivamente a las longitudes 120° O, 40° O y 10° O.

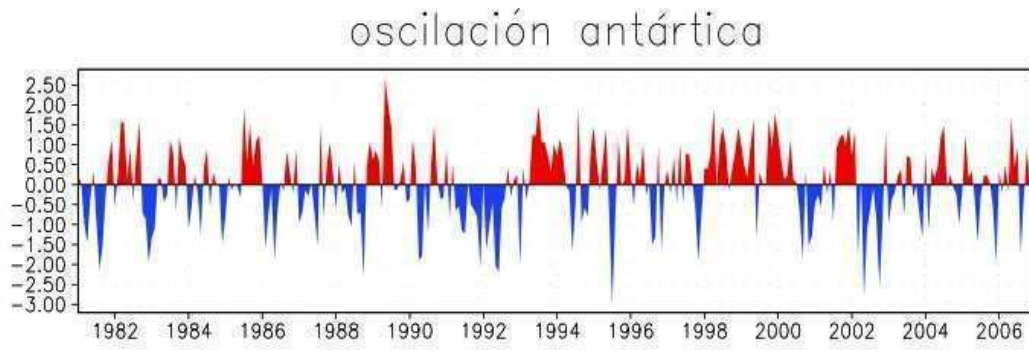


Figura 3.5: Serie temporal del índice mensual de la Oscilación Antártica (1981-2006).

## 4. Resultados

### 4.1 Primera componente

La primera componente presenta un marcado ciclo anual con valores positivos en invierno y negativos en verano. Superpuesta a ella se encuentra una variabilidad de escala semanal que en algunos pocos casos (2 o 3) puede llegar a invertir el signo típico de la estación (figura 4.1.1). El análisis espectral muestra claramente el pico correspondiente al ciclo anual el cual es significativo al 95 % con respecto al ruido blanco (figura 4.1.2). La figura 4.1.3 es similar a la 4.1.1 pero para los promedios mensuales, dónde nuevamente se observa el ciclo anual pero se agrega aquí para mostrar que los valores de verano muestran en general más variabilidad interanual que los de invierno. Así por ejemplo, ello se puede apreciar al comparar los años 82, 84 y 86 con 89, 96, 97 y 2000. Por otra parte, la amplitud de la fase negativa es sensiblemente menor que la positiva indicando que esta componente presenta una señal más importante en los meses del invierno que en los del verano. Cómo se verá mas adelante se puede apreciar que la fase positiva del modo 1 está fuertemente asociada a la circulación típica de invierno mientras que la circulación típica de verano se expresa en ésta y otras componentes principales. A modo de resumen la figura 4.1.4 muestra el ciclo anual medio de esta primera componente más/menos un desvío estándar. Otra vez se aprecia con mucha claridad que esta componente está asociada al ciclo anual.

De acuerdo a lo explicado en el capítulo de la metodología se hace el compuesto de los campos de aquellos casos en que la componente principal se aparta de la media en exceso de  $+\sigma$  y  $-\sigma$ .

#### 4.1.1 Composiciones correspondientes a la fase positiva (*cp1+*)

La figura 4.1.5 muestra el campo de movimiento en 850 hPa y superpuesto al mismo las isobaras a nivel del mar. Como se puede apreciar esto se corresponde casi con exactitud a la circulación media de invierno (figura 4.1.6). Este campo, como es muy conocido, presenta al anticiclón del Pacífico en una latitud baja ( $25^{\circ}\text{S}$ ) propia del invierno y el borde occidental del anticiclón del Atlántico ingresando en el continente sudamericano incluso en latitudes muy bajas. Esto da lugar a un intenso flujo del norte sobre el sudeste de Sudamérica (SESA) donde algunos autores han señalado la presencia del jet de capas bajas inclusive en el invierno (Berbery y Barros, 2002; Marengo y otros, 2004). Por otra parte se observa una intensa circulación de los oestes en latitudes medias que es más pronunciada en el Atlántico que en el Pacífico.



Las anomalías de la temperatura con respecto al valor medio anual de la superficie del mar son obviamente negativas dado que esta fase se presenta solo se presenta en la parte fría del año. Cabe señalar la fuerte intrusión de las corrientes de Malvinas y de Perú hacia latitudes bajas. Sin embargo, cuando las anomalías se calculan con respecto a las temperaturas medias diarias correspondientes a cada día del año (figura 4.1.7), sobre ambos márgenes del continente en latitudes subtropicales se observan anomalías positivas lo que es consistente con la menor intensidad de la rama sur de la circulación anticiclónica en el Pacífico y la mayor intensidad de la rama norte del anticiclón del Atlántico (figuras 4.1.5 y 4.1.6)

La figura 4.1.8 muestra la anomalía de la función corriente en 200 hPa que refleja el enfriamiento del continente con una vaguada pronunciada en latitudes bajas y un desplazamiento de lo que sería el jet subtropical hacia el norte con un debilitamiento de los oestes en latitudes medias y altas.

La figura 4.1.9 muestra el campo de divergencia en 200 hPa en líneas llenas superpuesta a la anomalía de la circulación en ese nivel. Cabe resaltar la zona de convergencia en altura que se extiende sobre todo en las regiones de Paraguay y Brasil mientras que en latitudes medias se observan principalmente divergencia con un centro en el sur de Chile probablemente forzado por el ascenso de los flujos debido a la cordillera de los Andes. Consistente con esta figura el campo de ROLS muestra valores fuertemente positivos en el centro de Brasil extendiéndose hasta el norte de Argentina y relacionados con baja nubosidad (figura 4.1.10). Por otra parte la lengua fría, por debajo de  $210 \text{ w/m}^2$ , que se observa en la Patagonia argentina y Chile y los mares adyacentes pueden estar influenciados por efectos de la temperatura de superficie.

La precipitación media diaria se presenta en la figura 4.1.11 donde se observa el conocido campo de precipitación de invierno con máximos en el sudeste de Brasil/norte de Uruguay y con un fuerte gradiente hacia el norte y el oeste con valores menores a  $0,5 \text{ mm por día}$ . Durante esta fase las anomalías diarias de precipitación son negativas sobre la región comprendida entre el sur de Brasil, Paraguay, Bolivia y todo el norte y centro de Argentina (figura 4.1.12), con un núcleo de significativa intensidad localizado al norte de Uruguay coincidente con la convergencia en altura y la consecuente subsidencia observadas en la figura 4.1.8. Esto podría ser producto del desplazamiento hacia el sur de la circulación del norte de la circulación de capas bajas y por lo tanto de una posición media frontal más austral. Es decir que cuando esta componente prevalece en el invierno tienden a

agudizarse las condiciones secas propias de esa época en el oeste de Argentina y Paraguay y se dan condiciones mas secas en el litoral sudamericano excepto Uruguay y parte de Buenos Aires. De todos modos las anomalías son pequeñas (menores a 1 mm/día) lo que es de esperar ya que este modo es muy semejante al invierno medio.

#### **4.1.2 Composiciones correspondientes a la fase negativa (cp1-)**

Como la figura 4.1.5 la figura 4.1.13 muestra el campo de movimiento en 850 hPa y superpuesto al mismo las isobaras a nivel del mar. A diferencia de la fase positiva en este caso la circulación no es tan parecida a la circulación media del verano (figura 4.1.14). En este caso el anticiclón del Pacífico se encuentra desplazado hacia el sur en 35°S y la circulación en el continente sudamericano es la propia de la fase positiva de la ZCAS (Nogues-Paegle y Mo, 1997) con un flujo que proviene de la región ecuatorial continental convergiendo con otro del norte a lo largo de la costa brasilera aproximadamente en 20-22 grados. También, y característica de esta fase de la ZCAS, se observa una circulación anticiclónica entrando al continente al sur de 20°S y retornando hacia el Atlántico en alrededor de 40°S (Doyle y Barros, 2002). Los otros campos asociados a este modo confirman que se trata de la fase positiva de la ZCAS. En cambio el campo medio de verano que resulta tanto de la fase positiva como de la negativa de la ZCAS es un promedio de las mismas en el que se destaca la curvatura anticiclónica del flujo sobre Argentina sin configurar una circulación tan pronunciada.

Como es de esperar, dado que este es un modo prevaleciente del verano, las anomalías de la temperatura de la superficie del mar son positivas y por este motivo la figura en este caso no se muestra. Sin embargo, las anomalías de la TSM con respecto a las temperaturas medias diarias (figura 4.1.15) muestran un corredor que se inicia cerca de la zona de la ZCPS y que reflejaría la disminución de la actividad ciclónica sobre el mismo lo que puede estar ligado a que la fase intensa de la ZCAS es simultánea con poca actividad ciclónica en el tren de ondas que proviene de la SPCZ. Por el contrario, la fase débil, coincidente con el modo jet Chaco, estaría asociada con esta actividad, en particular en el Atlántico (Liebmann y otros, 1999; Drummond y Ambrizzi, 2006).

La figura 4.1.16 muestra el debilitamiento de la circulación de altura del oeste sobre las latitudes tropicales y sobre el continente y la intensificación de la misma al sur de 50°S, típicas del verano. Estas anomalías reflejan la intensificación de la Alta boliviana y de la vaguada a lo largo de la costa brasilera relacionada con la ZCAS (Vera y Camilloni, 2001; Chavez y Cavalcanti, 2001).

El campo de divergencia en 200 hPa (figura 4.1.17) refleja como es de esperar las condiciones convectivas del verano sobre la región tropical del Brasil extendiéndose sobre el océano Atlántico a lo largo de la ZCAS. Igualmente, se observa la convergencia que genera el movimiento descendente compensatorio al sur de la ZCAS (Nogues-Paegle y Mo, 1997) correspondiente a la circulación anticiclónica de superficie (figura 4.1.13). Lo realmente nuevo es que la zona de convergencia va más allá de la zona de probable movimiento descendente compensatorio y es parte de toda una banda de escasa actividad ciclónica a lo largo de las trayectorias de las ondas desde la SPCZ. El oeste de la Argentina subtropical presenta condiciones de divergencia característica de los movimientos ascendentes asociados a la precipitación durante esta fase, tal como lo mostraron Doyle y Barros (2002) y que es consistente con el flujo de aire desde el Atlántico forzado a ascender por las sierras precordilleranas y al sur por las ondas frontales.

La ROLS asociada a esta fase muestra actividad convectiva (debajo de 200 W/m<sup>2</sup>) sobre el centro del continente en Brasil, Bolivia y extendiéndose sobre el océano en la zona de la ZCAS (figura 4.1.18).

Como una comprobación más de que esta fase de la componente 1 se corresponde con la fase positiva de la ZCAS, en el campo de precipitación que se muestra en la figura 4.1.19 se observan valores intensos de hasta 10 mm/día en la ZCAS. También hay valores altos de precipitación en la zona de norte de Bolivia y el centro de Brasil, y valores bajos en la región litoral de Brasil, Argentina y Uruguay donde incluso las precipitaciones son menores a los valores medios diarios como es de esperar en la fase intensa de la ZCAS (figura 4.1.20).

#### **4.1.3 Variabilidad interanual**

La figura 4.1.21 muestra el promedio anual de la *cp1* correspondiente al período 1981-2006. Se aprecia que hasta el año 1996 predomina un comportamiento cíclico. A partir de 1997 esto se modifica y aparece una marcada tendencia positiva.

Esta tendencia estaría indicando la intensificación del modo asociado a la circulación de invierno a expensas del modo ZCAS. Sin embargo cabe señalar que en realidad el mayor cambio se registra durante el invierno en el que el modo ZCAS está prácticamente ausente, mientras que en el verano los cambios son poco importantes (figura 4.1.22). La acentuación de este modo en invierno es consistente con la mayor advección desde el norte y la mayor temperatura en los mares adyacentes. La figura 4.1.23 muestra la

diferencia de los campos medios de 850 hPa en invierno (JJA) entre 1992-2000 y 1976-1991. Se aprecia que en la región subtropical de SA al este de los Andes se ha intensificado el flujo desde el norte lo que es consistente con el aumento de la temperatura mínima y nocturnas observadas (Vincent y otros, 2005). Desde 35°S y abarcando el norte de la Patagonia, el cambio de circulación consiste en un aumento de la componente este/noreste lo que estaría asociado a menores casos de vientos del oeste y mayor frecuencia de estes provenientes del mar. En esta época del año, ello favorece el aumento de las temperaturas mínimas y nocturnas (figura 4.1.23).

#### 4.1.4 Figuras

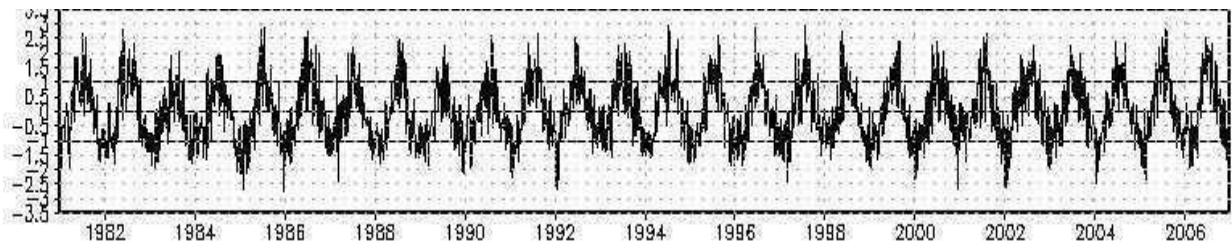


Figura 4.1.1: Serie temporal normalizada asociada al modo 1.

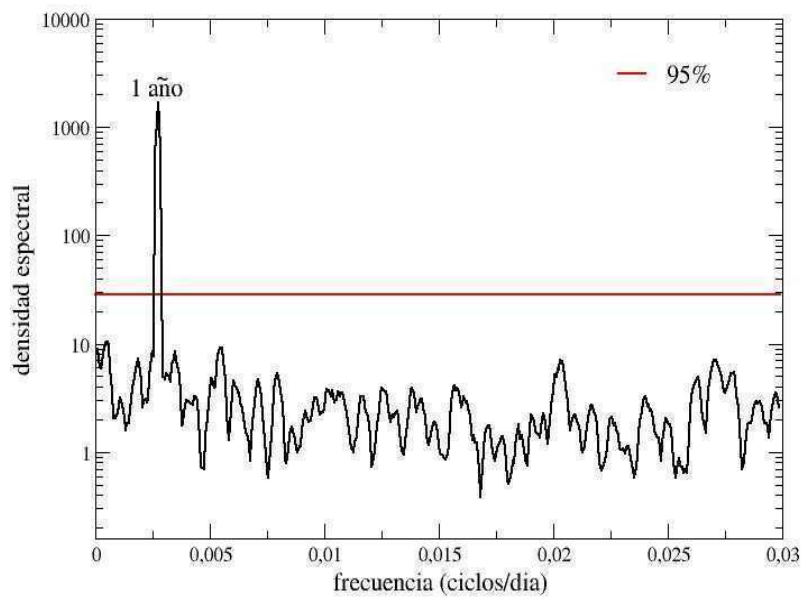


Figura 4.1.2: Densidad espectral correspondiente a la serie temporal asociada al modo 1. En rojo, se indica la significancia al 95% con respecto al ruido blanco.

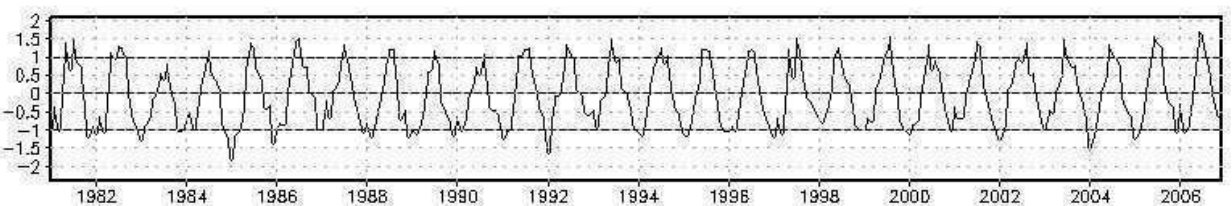


Figura 4.1.3: Serie temporal mensual normalizada asociada al modo 1.

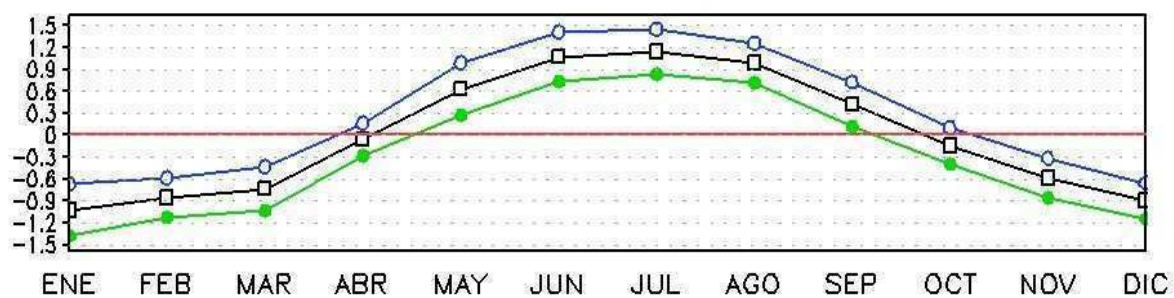


Figura 4.1.4: Ciclo anual correspondiente a la serie temporal asociada al modo 1. En azul se indica el valor medio  $+1\sigma$  y en verde el valor medio  $-1\sigma$ .

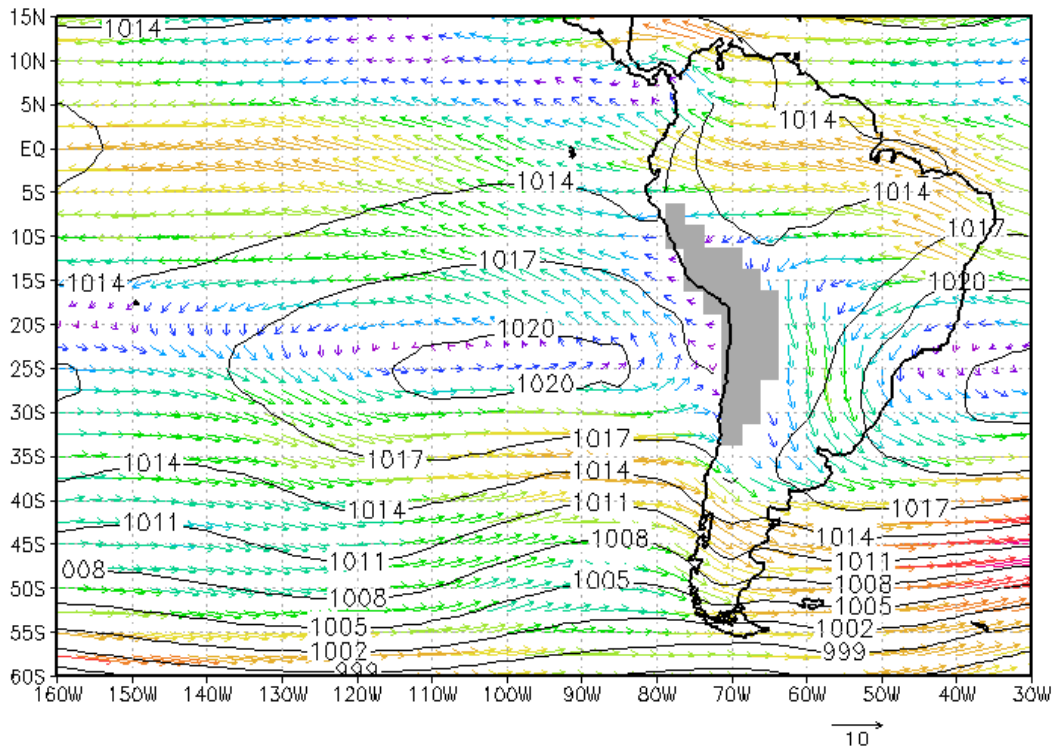


Figura 4.1.5: Compuesto del campo de movimiento en 850 hPa y presión a nivel del mar (hPa) correspondiente a la fase positiva del modo 1. Magnitud de los vectores en m/s.

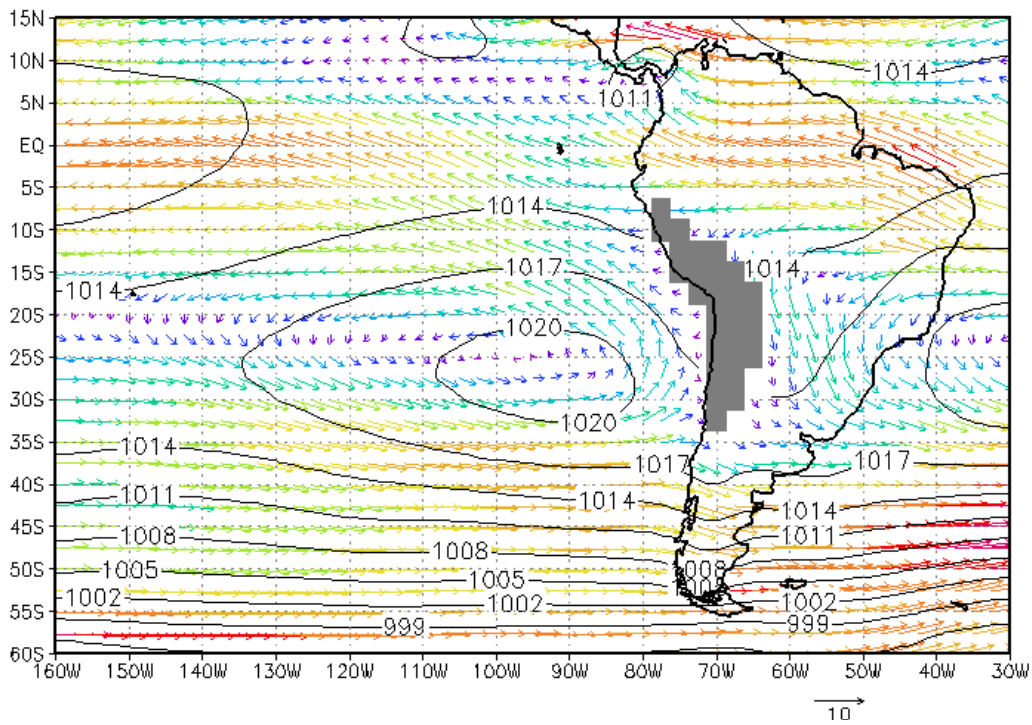


Figura 4.1.6: Campo medio de movimiento en 850 hPa y de presión a nivel del mar (hPa) para los meses del Invierno. Magnitud de los vectores en m/s.

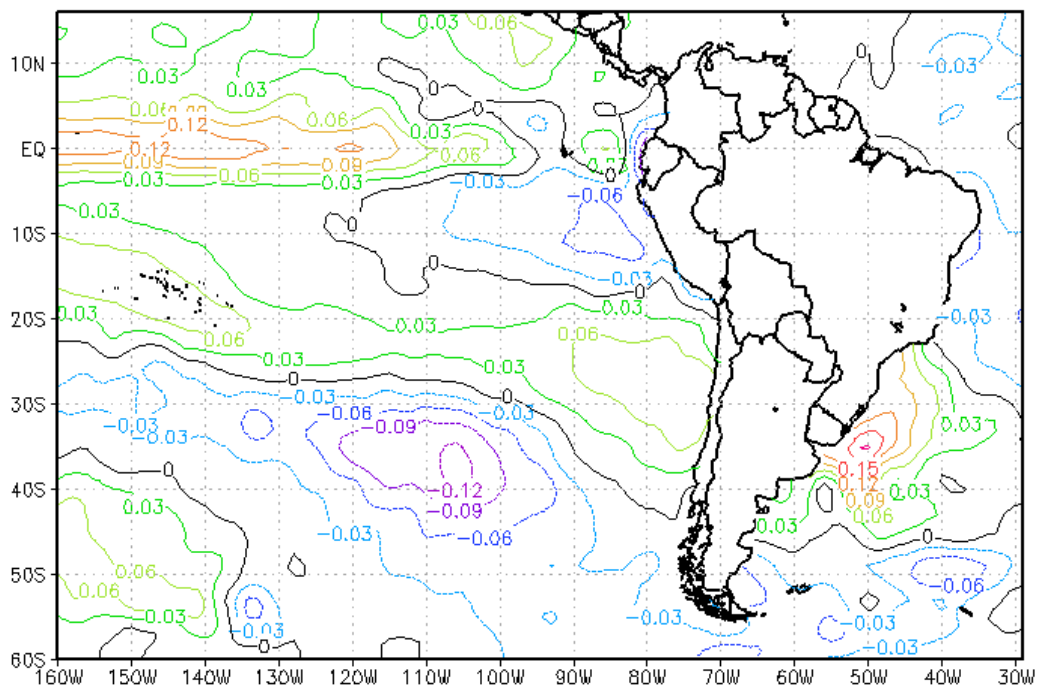


Figura 4.1.7: Compuesto de las anomalías con respecto a la medias diarias de la temperatura de superficie del mar (°C) correspondientes a la fase positiva del modo 1.

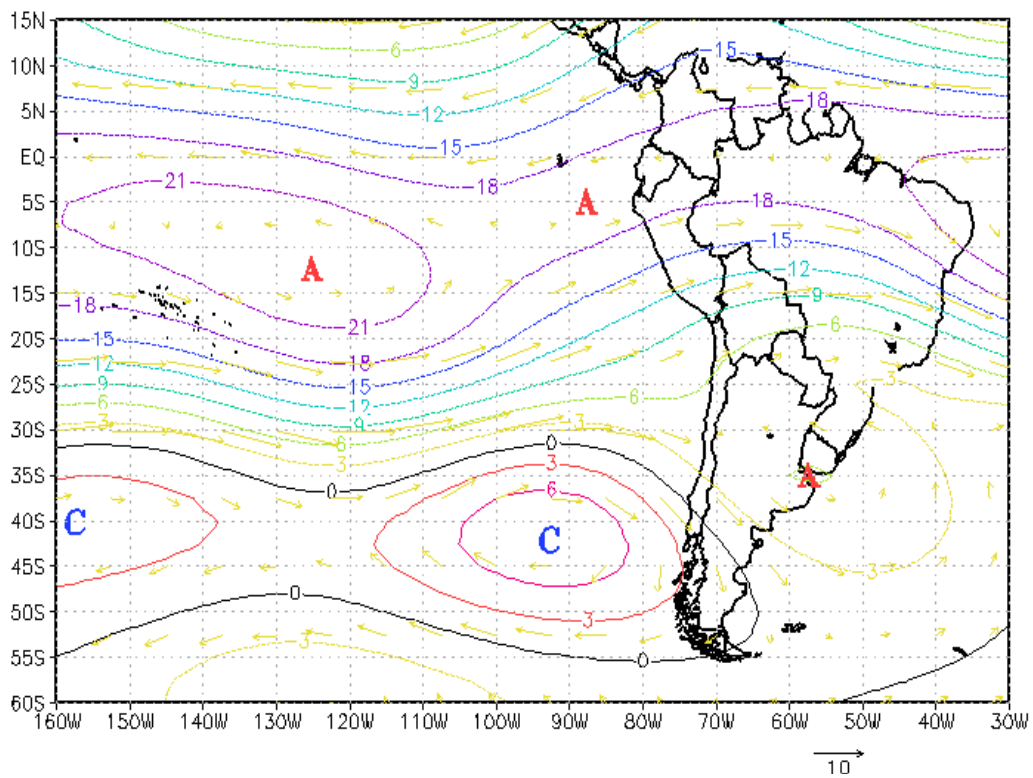


Figura 4.1.8: Compuesto de las anomalías de la función corriente ( $m^2/s$ ) en 200 hPa correspondientes a la fase positiva del modo 1. Magnitud de los vectores en m/s.



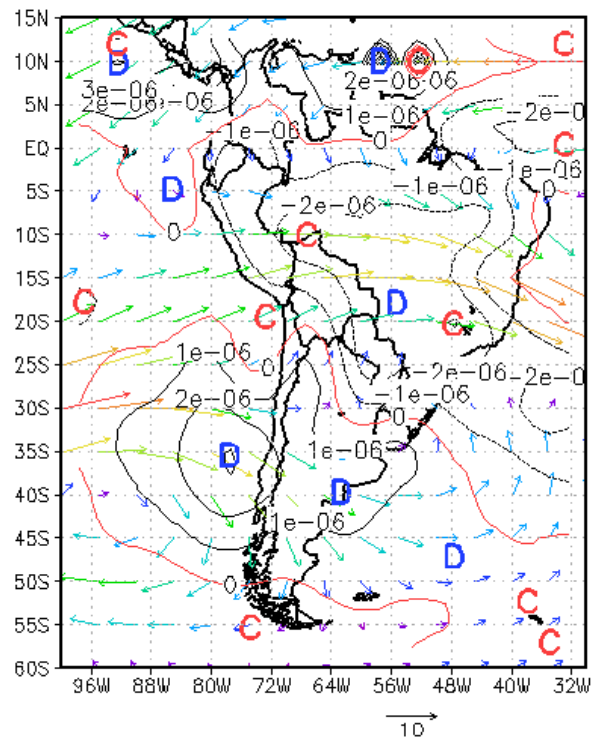


Figura 4.1.9: Compuesto del campo de divergencia ( $s^{-1}$ ) en 200 hPa superpuesta a las anomalías del campo de movimientos en el mismo nivel correspondientes a la fase positiva del modo 1. Magnitud de los vectores en m/s.

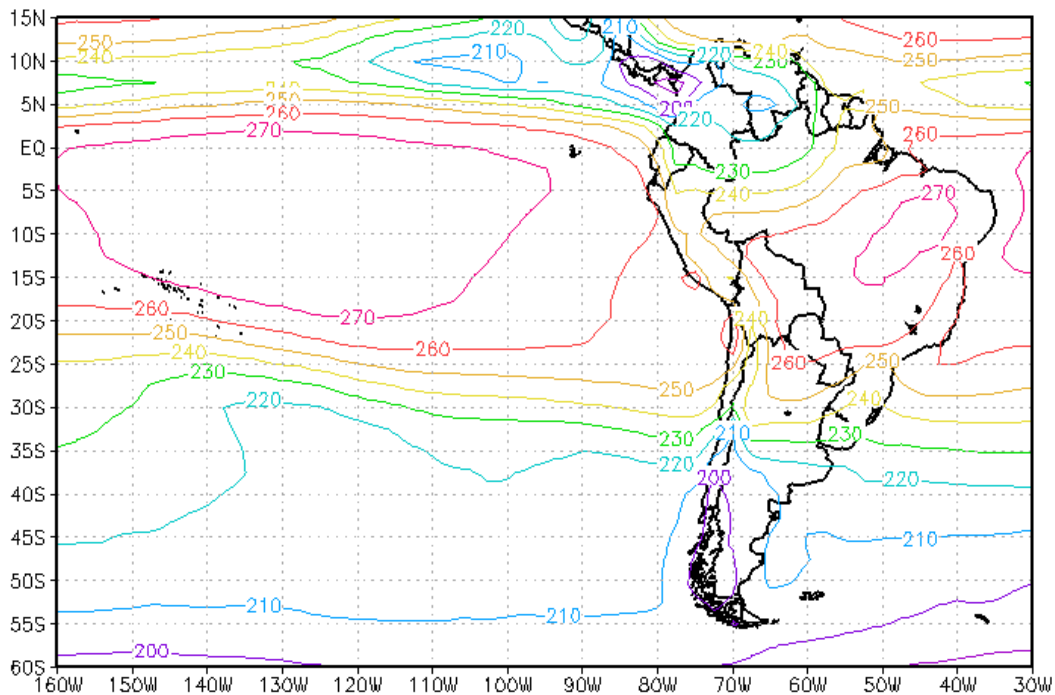


Figura 4.1.10: Compuesto del campo de de radiación de onda larga saliente (ROLS,  $W/m^2$ ) correspondientes a la fase positiva del modo 1.



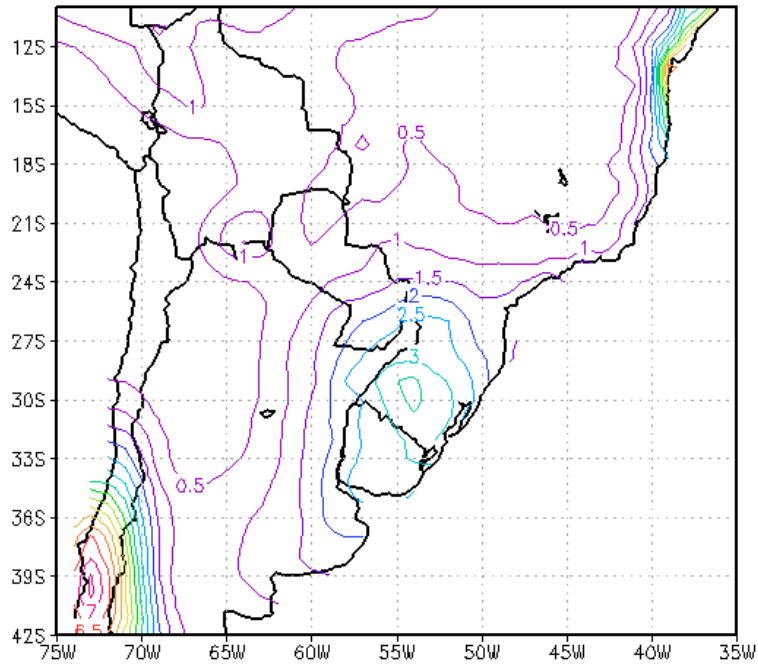


Figura 4.1.11: Compuesto del campo de precipitación diaria (mm/día) correspondientes a la fase positiva del modo 1.

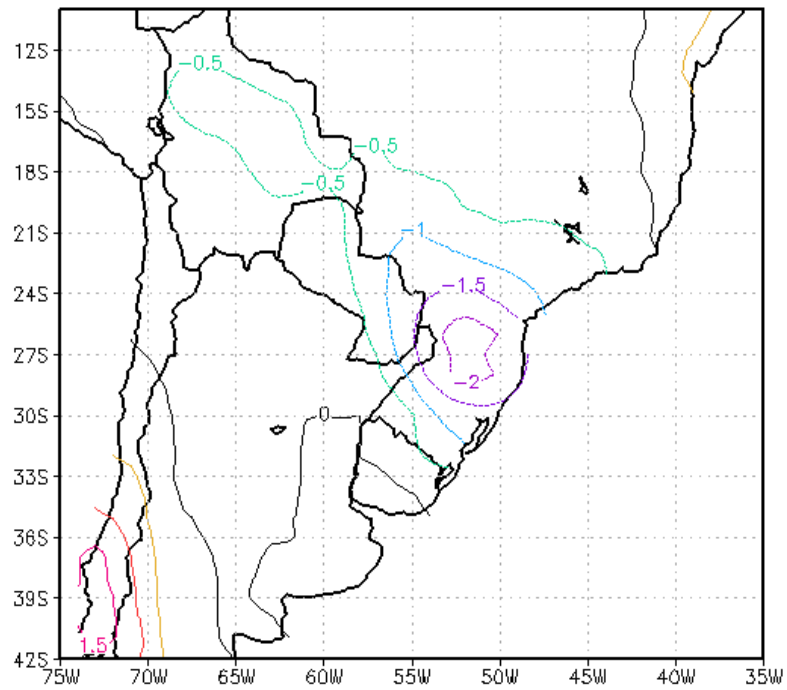


Figura 4.1.12: Compuesto de las anomalías diarias del campo de precipitación (mm(día) correspondientes a la fase positiva del modo 1.

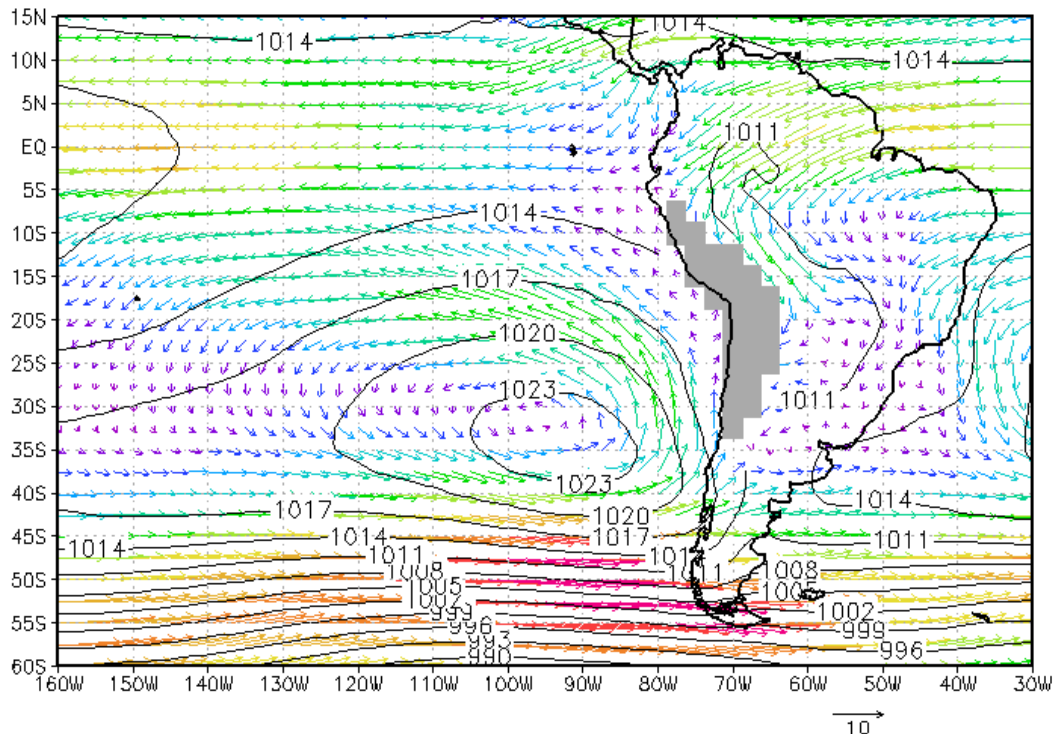


Figura 4.1.13: Compuesto del campo de movimiento en 850 hPa y presión a nivel del mar (hPa) correspondiente a la fase negativa del modo 1. Magnitud de los vectores en m/s.

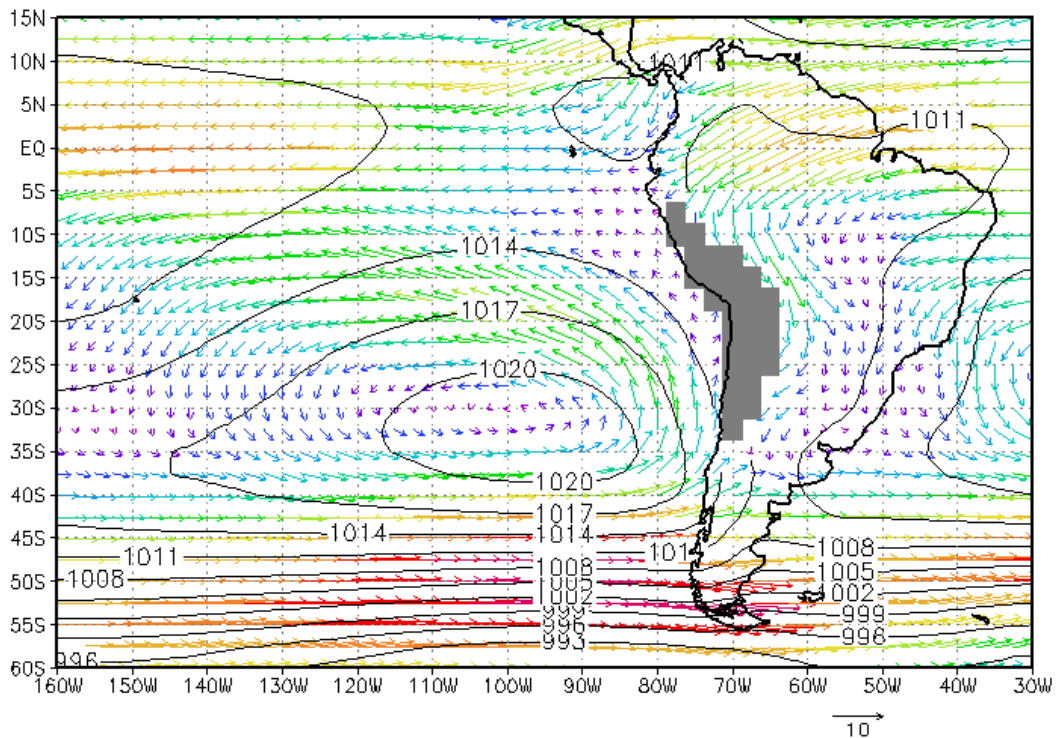


Figura 4.1.14: Campo medio de movimiento en 850 hPa y de presión a nivel del mar (hPa) para los meses del verano. Magnitud de los vectores en m/s.

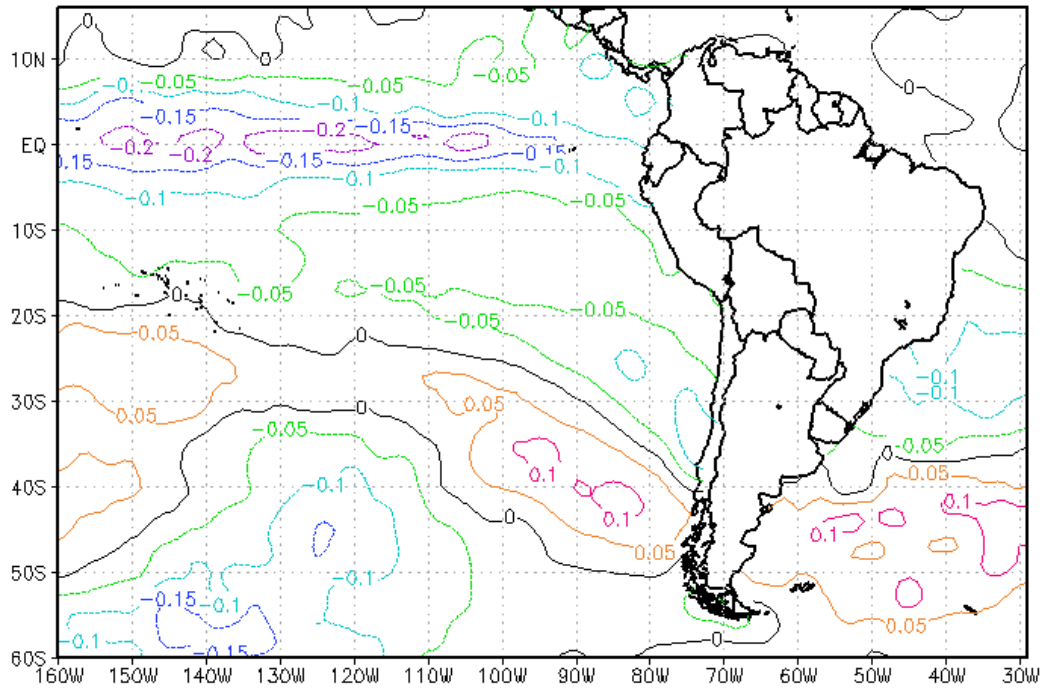


Figura 4.1.15: Compuesto de las anomalías con respecto a la medias diarias de la temperatura de superficie del mar (°C) correspondientes a la fase negativa del modo 1.

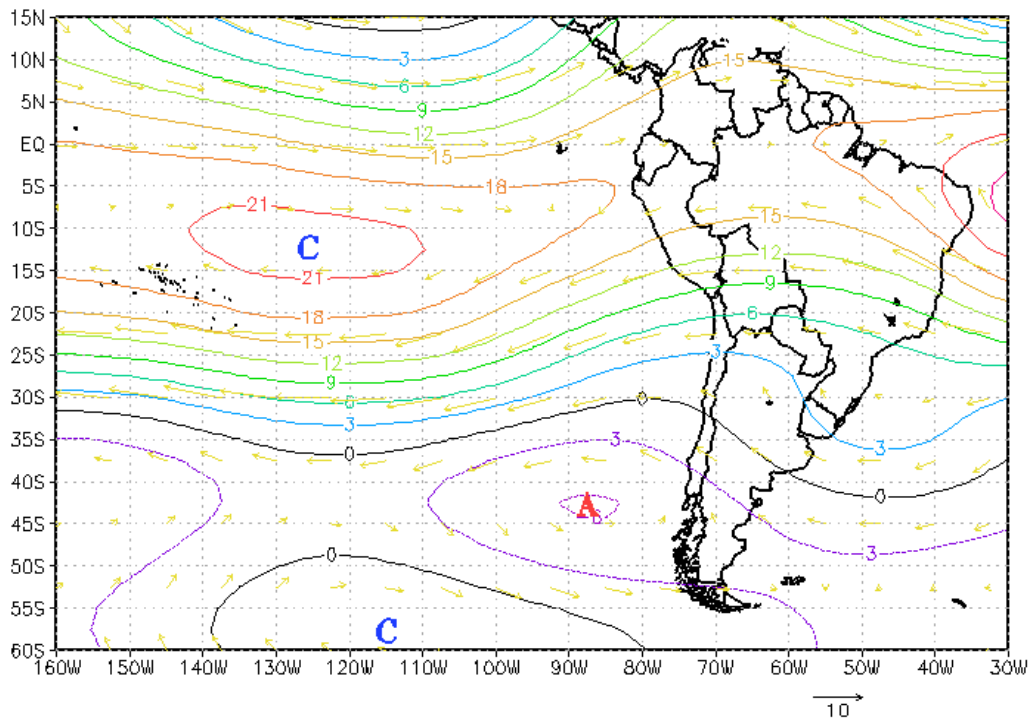


Figura 4.1.16: Compuesto de las anomalías de la función corriente ( $m^2/s$ ) en 200 hPa correspondientes a la fase negativa del modo 1. Magnitud de los vectores en m/s.

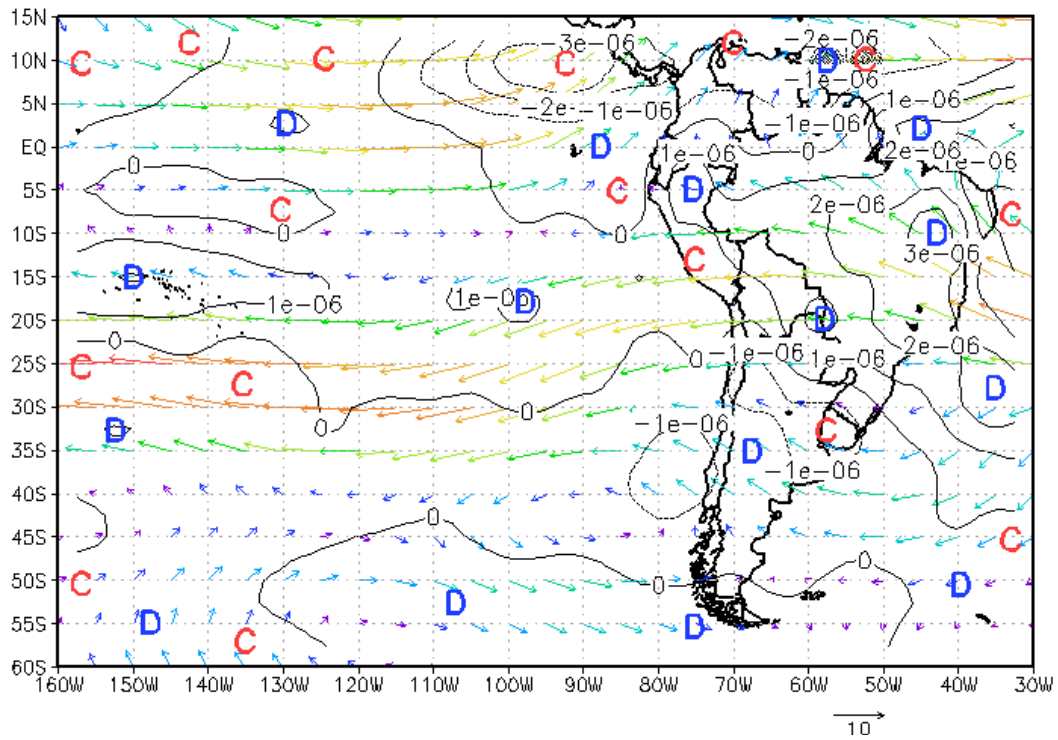


Figura 4.1.17: Compuesto del campo de divergencia ( $s^{-1}$ ) en 200 hPa superpuesta a las anomalías del campo de movimientos en el mismo nivel correspondientes a la fase negativa del modo 1. Magnitud de los vectores en m/s.

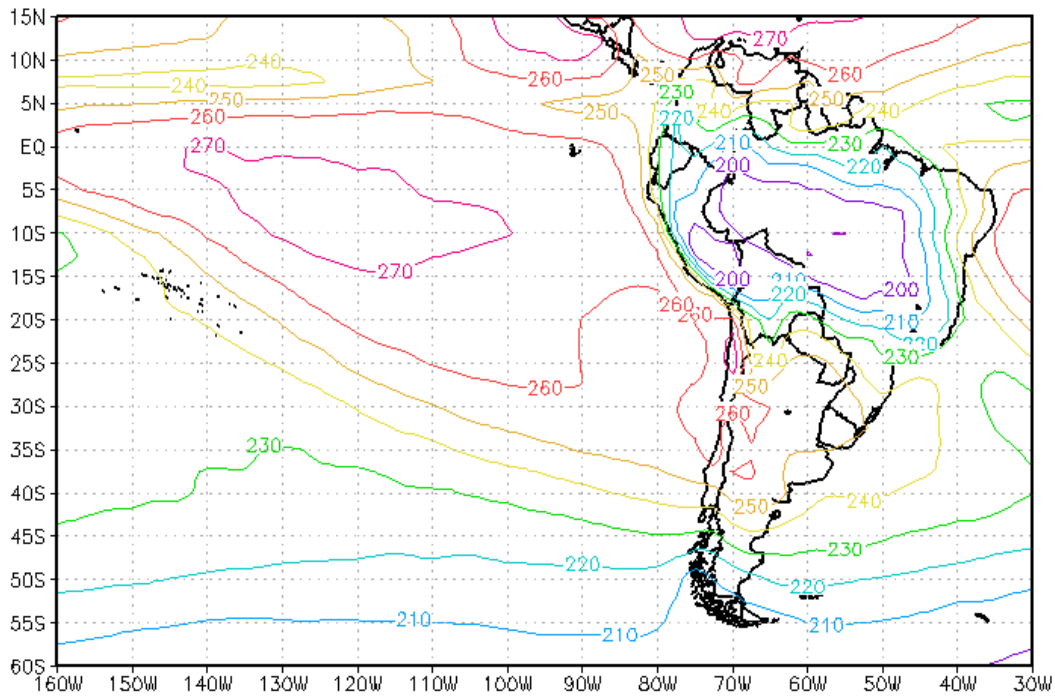


Figura 4.1.18: Compuesto del campo de ROLS ( $W/m^2$ ) correspondientes a la fase negativa del modo 1.

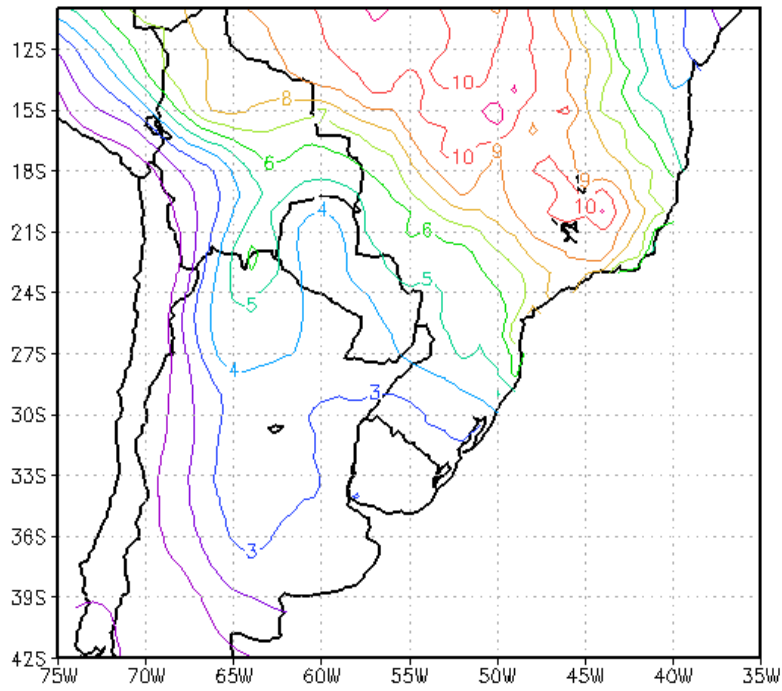


Figura 4.1.19: Compuesto del campo de precipitación diaria (mm/día) correspondientes a la fase negativa del modo 1.

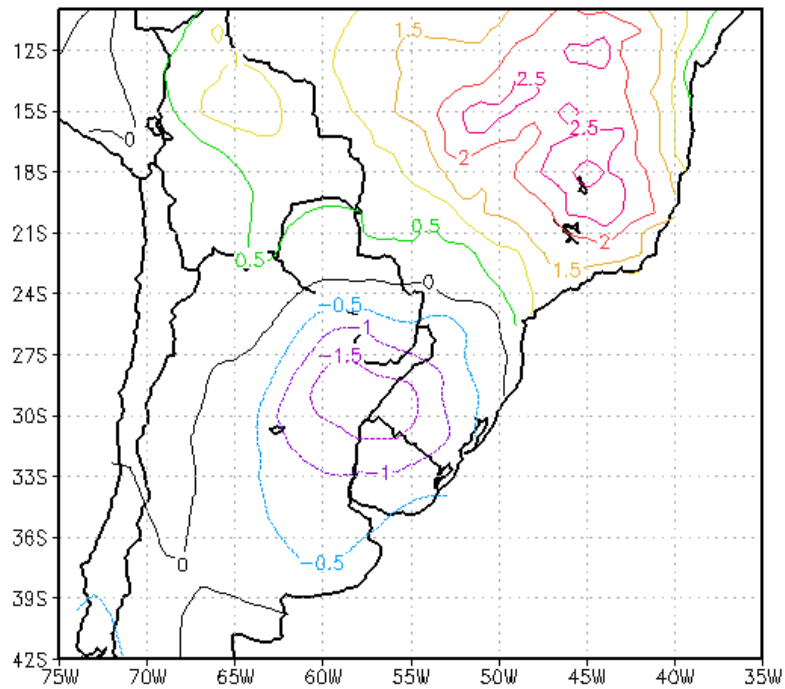


Figura 4.1.20: Compuesto de las anomalías diarias del campo de precipitación (mm/día) correspondientes a la fase negativa del modo 1.



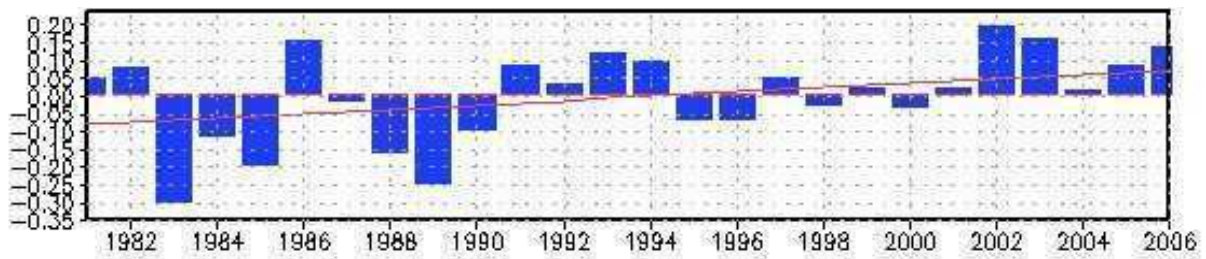


Figura 4.1.21: Promedios anuales de la *cp1* correspondientes a los años comprendidos entre 1981-2006. La línea de color rojo indica la tendencia para todo el período.

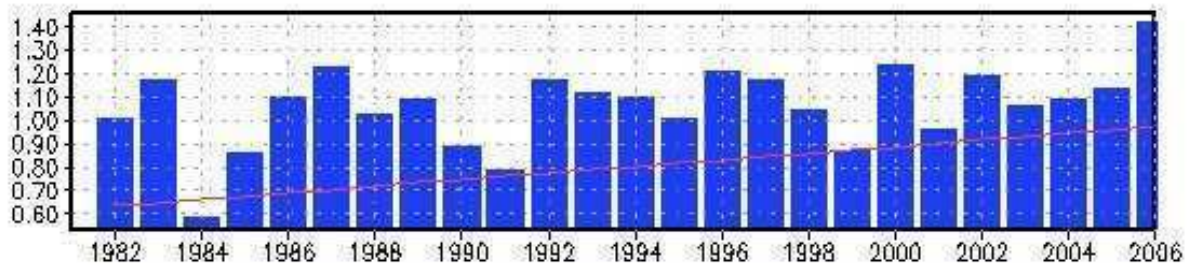
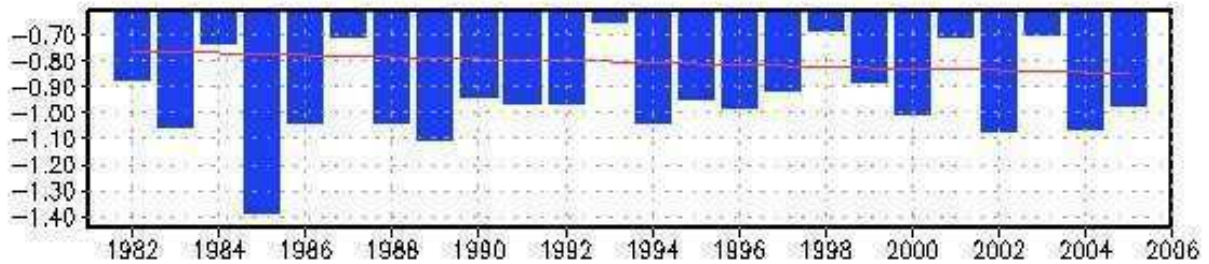


Figura 4.1.22: Promedios anuales de la *cp1* para los meses de verano (panel superior) y para los de invierno (panel inferior) correspondientes a los años comprendidos entre 1981-2006. La línea de color rojo indica la tendencia para todo el período.

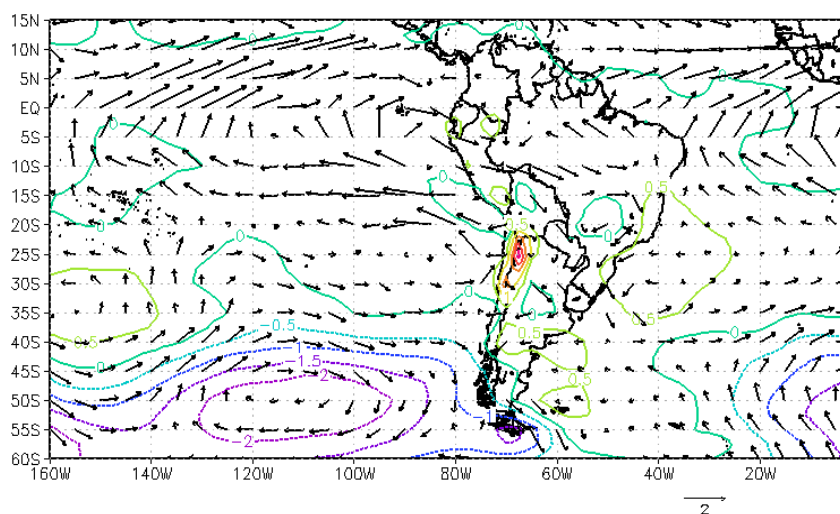


Figura 4.1.23: Diferencia de los campos medios de movimiento en 850 hPa y presión a nivel del mar (hPa) en invierno (JJA) entre las décadas 1992-2000 y 1976-1991. Magnitud de los vectores en m/s.

## 4.2 Segunda componente

La figura 4.2.1 muestra la segunda componente. Aparentemente no aparece un patrón estacional fuerte ni aún cuando se grafican los promedios mensuales de esta serie temporal (figura 4.2.2). Eso también se pone de manifiesto cuando se muestra el ciclo anual donde se ve que en cualquier época del año los valores de la componente entre  $+\sigma$  y  $-\sigma$  pueden tomar cualquier signo (figura 4.2.3) habiendo sin embargo cierta estacionalidad.

El análisis espectral muestra dos picos significativos respecto al ruido blanco en las frecuencias correspondientes a períodos de 40, 70 y 180 días, aunque el espectro muestra energía en prácticamente todas las frecuencias. Es decir que se trata de una componente que se manifiesta indistintamente con cualquier período del año aunque con cierta prevalencia positiva en primavera otoño y negativa en invierno manifestada en el pico del espectro de período 180 días (figura 4.2.4).

### 4.2.1 Composiciones correspondientes a la fase positiva (*cp2+*)

La figura 4.2.5 muestra el campo de movimiento en 850 hPa y superpuesto al mismo las isobaras a nivel del mar. En este caso la zona de mayor presión del anticiclón del Pacífico se encuentra ampliamente extendida hacia el oeste y en la latitud típica de este sistema de 30°S. En cambio, el anticiclón del Atlántico se encuentra muy desplazado hacia el sur presentando un máximo en 40°S-45°O. Esto está acompañado con una circulación del noreste que se extiende a lo largo de la costa sudamericana entre 15°S y 40°S lo que trae advección de aire húmedo y cálido sobre esta región. En 20°S esta corriente converge con otra corriente del norte proveniente de la región tropical que circunda los Andes y la meseta boliviana.

La anomalía diaria de TSM (figura 4.2.6) refleja el efecto del campo de circulación atmosférica de capas bajas influenciado por un desplazamiento hacia el sur del anticiclón del Atlántico. El enfriamiento se produce en muchos casos con vientos intensos que mezclan las aguas y por otra parte reflejan la actividad ciclónica. En este caso la anomalía anticiclónica del Atlántico favorece las anomalías positivas de TSM. En el caso del Pacífico el retiro del anticiclón lleva menos viento del sur sobre la zona costera y por tanto eso explica las anomalías positivas en esa zona.

La figura 4.2.7 muestra la anomalía de la función corriente en 200 hPa que indica una profunda alteración de la circulación de latitudes medias con un marcado tren de ondas

que incluye un centro anticiclónico al este de Malvinas. El tren de ondas y su estructura casi barotrópica (fig 4.2.5 y 4.2.7) indica una dinámica de ondas estacionarias de Rossby que parece provenir desde el sector subtropical del océano Pacífico y probablemente esté asociado a la dinámica del jet subtropical.

El campo de divergencia en 200 hPa (figura 4.2.8) es consistente con convergencia en el SESA abarcando Paraguay y el este y noreste de Argentina. Sobre el oeste de Argentina y Chile predomina un campo de divergencia, así también, como en el noreste del continente.

La ROLS presenta convección sobre un eje que va de centro América hasta el centro de Brasil. Cabe mencionar que esta nubosidad no está acompañada de un campo de divergencia en 200 hPa probablemente porque la tropopausa en estas latitudes está sobre un nivel bastante más elevado (figura 4.2.9).

Las condiciones de convección sobre la costa atlántica de SA solo se manifiestan de manera aislada y como resultado de la predominante advección de vorticidad ciclónica. Como este modo se presenta indistintamente en todas las épocas del año para identificar el campo de precipitación asociado es conveniente analizar las anomalías de precipitación con respecto al valor medio diario (figura 4.2.10). Allí se ve una anomalía positiva en el sudoeste de Argentina de 0,5 mm/día que es un valor importante en esa región si se tiene en cuenta que las lluvias están por debajo de los 500 mm anuales. Sobre el SESA se presenta una anomalía negativa que llega a -2 mm/día lo cual también es importante aún cuando en esa región las precipitaciones son de 2000 mm anuales. En ambos casos las precipitaciones son consistentes con las advecciones de vorticidad implícitas en la función corriente de 200 hPa y con las divergencia del mismo nivel.

La frecuencia significativa del orden de 70/40 días (figura 4.2.4) implica que cuando este modo resulta dominante estas condiciones pueden originarse con una persistencia de aproximadamente 20/35 días y eventualmente condicionar una temporada de lluvia o sequía según el caso. Esto es en el sudoeste de Argentina asociación a excesos hídricos y en el litoral condiciones de sequía.

#### **4.2.2 Composiciones correspondientes a la fase negativa (cp2-)**

La figura 4.2.11 muestra el campo de movimiento en 850 hPa y superpuesto al mismo las isobaras a nivel del mar. Este campo se caracteriza por una intensificación importante del anticiclón del océano Pacífico sur. Este caso también estaría asociado al desarrollo de la



baja del Chaco y también a una corriente del norte que puede coincidir con el jet de capas bajas, en el SESA. Cabe destacar que en este caso esta corriente del norte sobre SA proviene del océano Atlántico del hemisferio sur y no del Atlántico norte a través del continente tropical como en el caso *cp1+* y que la misma se manifiesta indistintamente durante todo el año, incluso en verano. La corriente del norte sobre el sudeste del continente converge con la corriente de los oestes en el Atlántico dando lugar a una intensa circulación desde 30°S hacia el sur. En el campo de superficie se observa una vaguada de onda larga en la circulación del oeste del Atlántico que podría estar reflejando la preponderancia de ciclones en la escala sinóptica y la convergencia del flujo sobre la misma.

La figura 4.2.12 muestra la anomalía de la TSM que refleja, como en el caso positivo de la fase pero de manera opuesta, la influencia de la circulación de las capas bajas de la atmósfera con anomalías positivas asociadas a componentes del viento norte y negativas del sur. No se muestra la anomalía de la TSM respecto de los valores medios diarios porque es muy similar a la de la figura 4.2.12. Ello se debe a que este modo no tiene una frecuencia anual o mensual muy dominante.

La anomalía de la función corriente en 200 hPa muestra un campo inverso al de la fase positiva con un marcado tren de ondas típico de Rossby y que aparentemente se origina en el Pacífico tropical. Se destaca un centro ciclónico al este de Malvinas que se prolonga en un eje de vaguada hacia el noroeste argentino. Al mismo tiempo se aprecia una intensificación de la circulación anticiclónica en el Atlántico sobre 25°S. Consistente con estas dos anomalías se genera una intensificación de los oestes sobre todo el SESA y este campo, además, es compatible con una mayor advección de vorticidad ciclónica sobre esa región (figura 4.2.13). El tren de ondas probablemente esté asociado a la dinámica del jet subtropical en su región difluente pero en parte, en sus componentes más australes, estaría asociado a la oscilación antártica como se verá luego.

El campo de divergencia en 200 hPa asociado es consistente con una fuerte divergencia en el SESA y convergencia sobre la costa chilena y el sudoeste de la Argentina (figura 4.2.14).

Consistente con el campo de divergencia en capas altas predominan valores de ROLS (figura 4.2.15) propios de la actividad convectiva en el SESA (230 w/m<sup>2</sup>) y precipitaciones intensas de hasta 8 mm/día (figura 4.2.16). La región con mas precipitación es la comprendida entre Uruguay, sur de Brasil, Paraguay y prácticamente toda la región

sudoccidental de Bolivia. Dado que este modo no muestra prevalencia estacional casi el mismo patrón que con las precipitaciones medias se observa a partir de las anomalías diarias (figura 4.2.17).

Como en el caso de la fase positiva, cuando este modo resulta dominante con respecto a los otros pueden darse condiciones del orden de 20/35 días en que se producen frecuentes precipitaciones sobre el SESA. Estas precipitaciones resultan como consecuencia de la advección de temperatura y humedad desde el norte con un flujo de origen atlántico y la permanencia de una vaguada estacionaria con un incremento de los oestes que favorece la advección de vorticidad ciclónica sobre la región creando condiciones favorables para inundaciones en las zonas del río Iguazú, Paraná y Uruguay (Camilloni y Barros, 2003). Conviene señalar que este modo puede manifestarse en forma dominante con respecto a los otros modos en cualquier época del año (figura 4.2.1).

#### **4.2.3 Variabilidad interanual**

La figura 4.2.44 muestra el promedio anual de la  $cp2$  correspondiente al período 1981-2006 que no indica una tendencia significativa en dicho período.

Este modo se encuentra correlacionado en forma positiva y significativa con el índice de oscilación antártica (OA, Tabla 4.2.1) lo cual es de esperar visto que los campos de circulación de altura (figuras 4.2.33 y 4.2.40) muestran centros ciclónicos y anticiclónicos que están bastante en fase con las celdas del Atlántico sur caracterizados por los factores de carga de la OA, que por otra parte también tiene una estructura barotrópica. La relación entre la precipitación en el SESA y la OA fue discutida por Silvestri y Vera (2003) quienes encontraron una correlación significativa en los meses de octubre a diciembre. Los resultados que aquí se muestran (Tabla 4.2.2) indican que este modo se vincula con la oscilación antártica independientemente de la época del año y que en consecuencia la relación entre el IOA y la precipitación en el SESA puede darse en cualquier época aunque sería mas probable en otoño y primavera de acuerdo con la correlación, siempre y cuando se encuentre presente este modo en forma dominante.

Justamente en otoño este modo es más frecuentemente positivo (figura 4.2.3) por lo cual no se producen casos de mayor precipitación asociados a la OA. Probablemente, Silvestri y Vera (2003) no vieron la correlación con el otoño por algún efecto de una tercera causa.

Los picos del espectro en 40/70 días (figura 4.2.30) juntamente con la correlación que se observa entre la  $cp2$  y los distintos índices que describen la oscilación de Madden-Julian

(Madden y Julian, 1994) sugieren que este modo estaría mostrando aspectos de la variabilidad intraestacional (30-60 días).

	r	ic
N12	-0,01	[-0,13 0,09]
N3	-0,03	[-0,13 0,07]
N34	-0,04	[-0,13 0,07]
N4	-0,04	[-0,15 0,07]
IOA	0,32	[0,23 0,42]
MJ120	-0,09	[-0,19 0,01]
MJ40	-0,14	[-0,24 -0,04]
MJ10	-0,15	[-0,25 -0,04]

Tabla 4.2.1: correlaciones de Pearson de la componente *cp2* mensual vs. Índices climáticos y sus intervalos de confianza al 95 %.

Trimestral		Verano		Otoño		Invierno		Primavera	
e-m		efm		amj		jas		ond	
0,46	[0,31 0,60]	0,26	[-0,16 0,58]	0,69	[0,46 0,85]	0,38	[-0,01 0,64]	0,53	[0,19 0,77]

Tabla 4.2.2: Correlaciones de Pearson y sus correspondientes intervalos de confianza al 95 % para la serie conformada por la secuencia de los meses enero, febrero y marzo (Trimestral) y cada una de las estaciones sobre los 26 años analizados entre el modo 2 y la OA.

## 4.2.4 Figuras

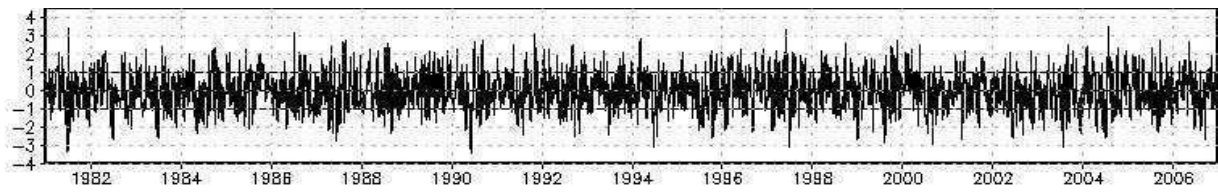


Figura 4.2.1: Serie temporal normalizada asociada al modo 2.

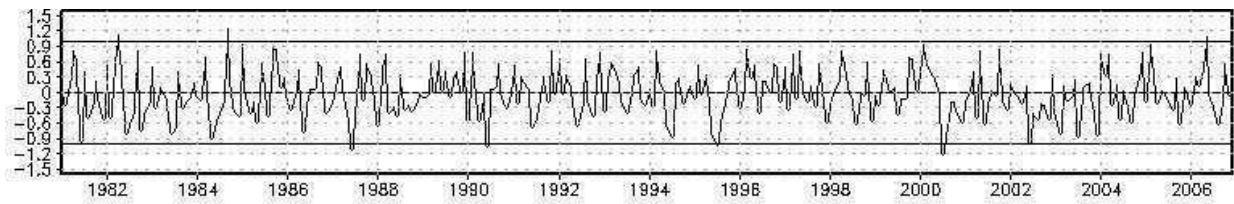


Figura 4.2.2: Serie temporal mensual normalizada asociada al modo 2.

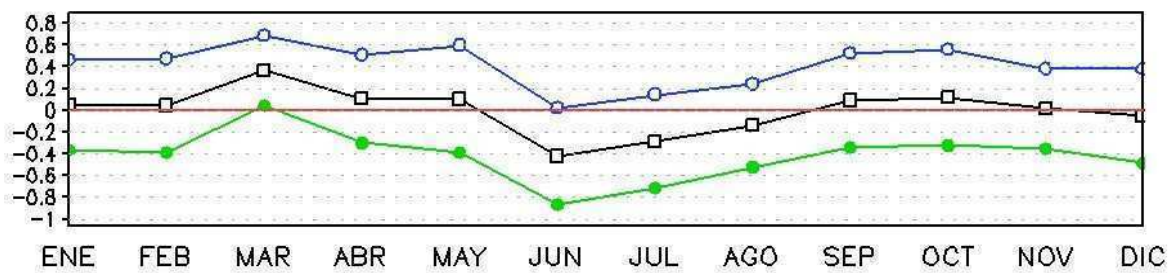


Figura 4.2.3: Ciclo anual correspondiente a la serie temporal asociada al modo 2. En azul se indica el valor medio  $+1\sigma$  y en verde el valor medio  $-1\sigma$ .

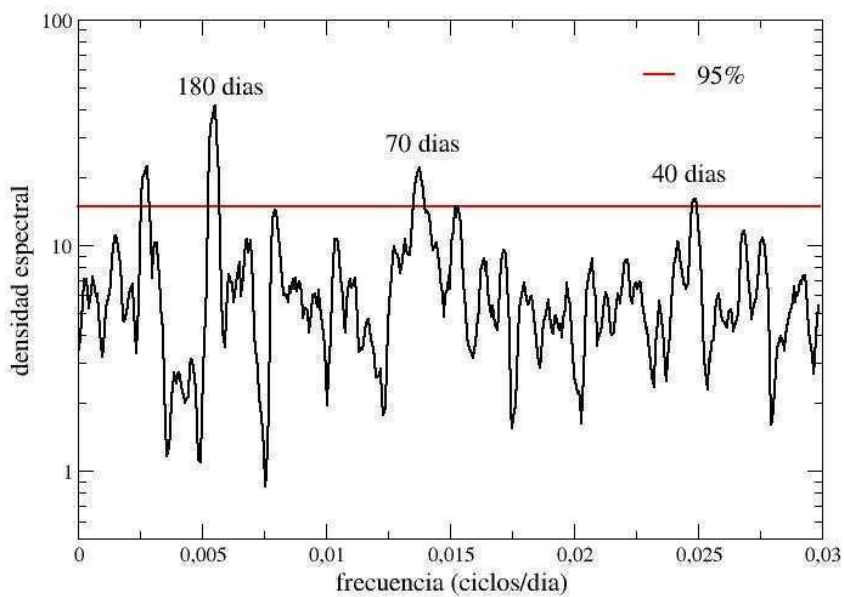


Figura 4.2.4: Densidad espectral correspondiente a la serie temporal asociada al modo 2. En rojo, se indica la significancia al 95% con respecto al ruido blanco.

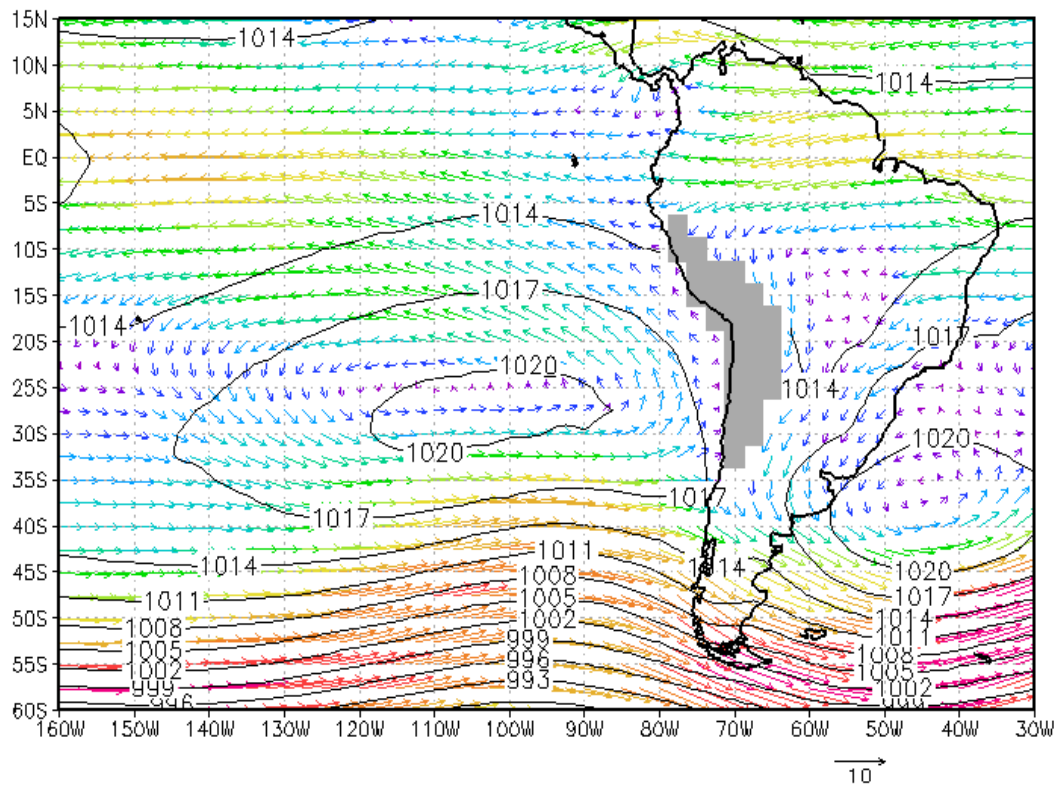


Figura 4.2.5: Compuesto del campo de movimiento en 850 hPa y presión a nivel del mar (hPa) correspondiente a la fase positiva del modo 2. Magnitud de los vectores en m/s.

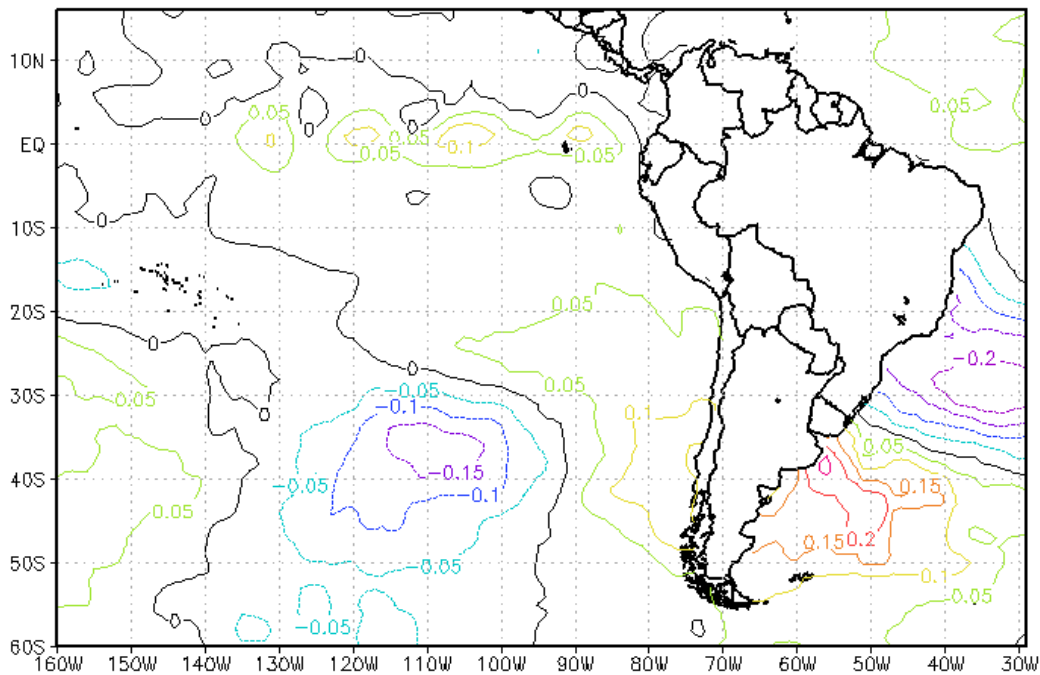


Figura 4.2.6: Compuesto de las anomalías con respecto a la media anual de la temperatura de superficie del mar (°C) correspondientes a la fase positiva del modo 2.

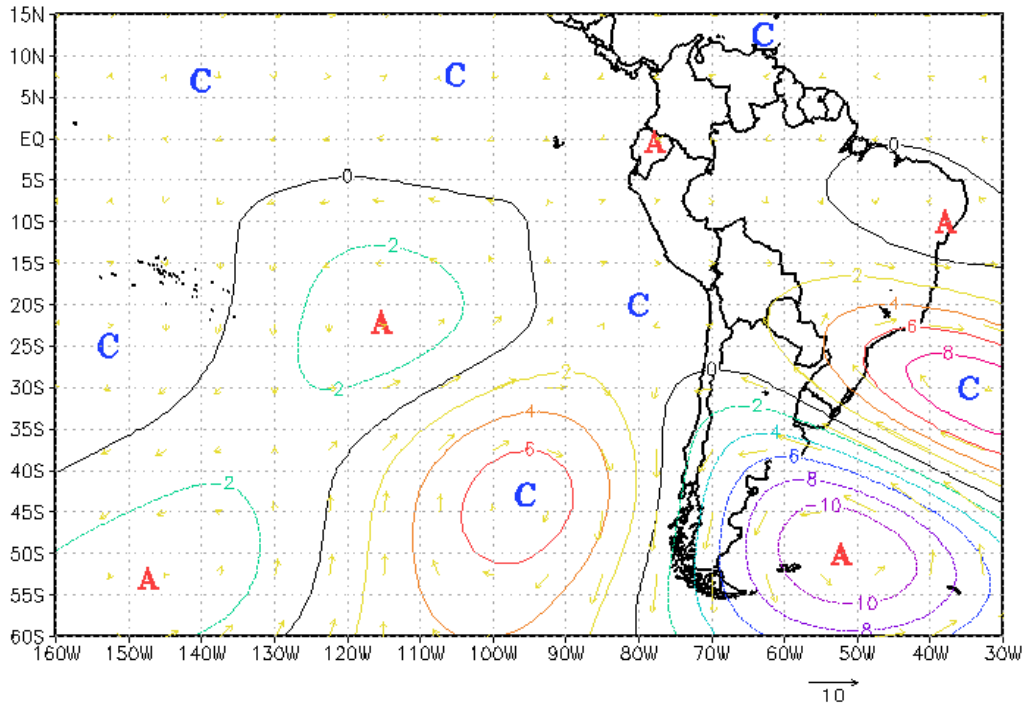
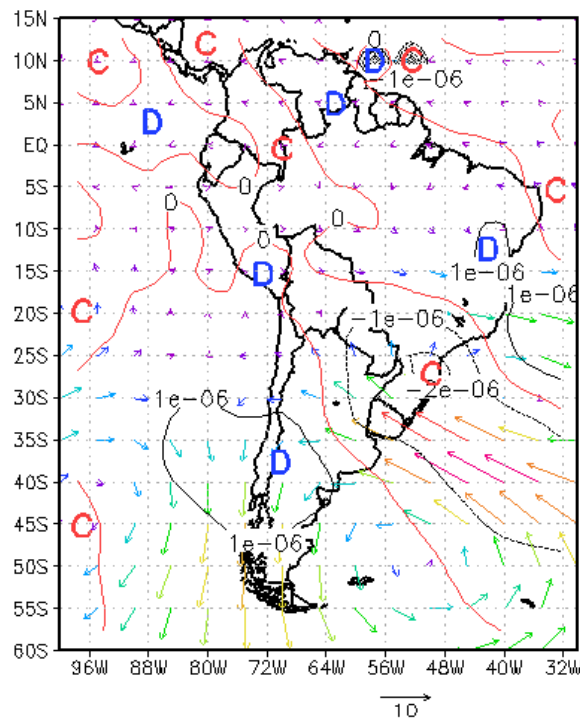


Figura 4.2.7: Compuesto de las anomalías de la función corriente ( $\text{m}^2/\text{s}$ ) en 200 hPa correspondientes a la fase positiva del modo 2. Magnitud de los vectores en  $\text{m}/\text{s}$ .



ergencia ( $\text{s}^{-1}$ ) en 200 hPa superpuesta a las anomalías del campo de movimientos en el mismo nivel correspondientes a la fase positiva del modo 2. Magnitud de los vectores en  $\text{m}/\text{s}$ .

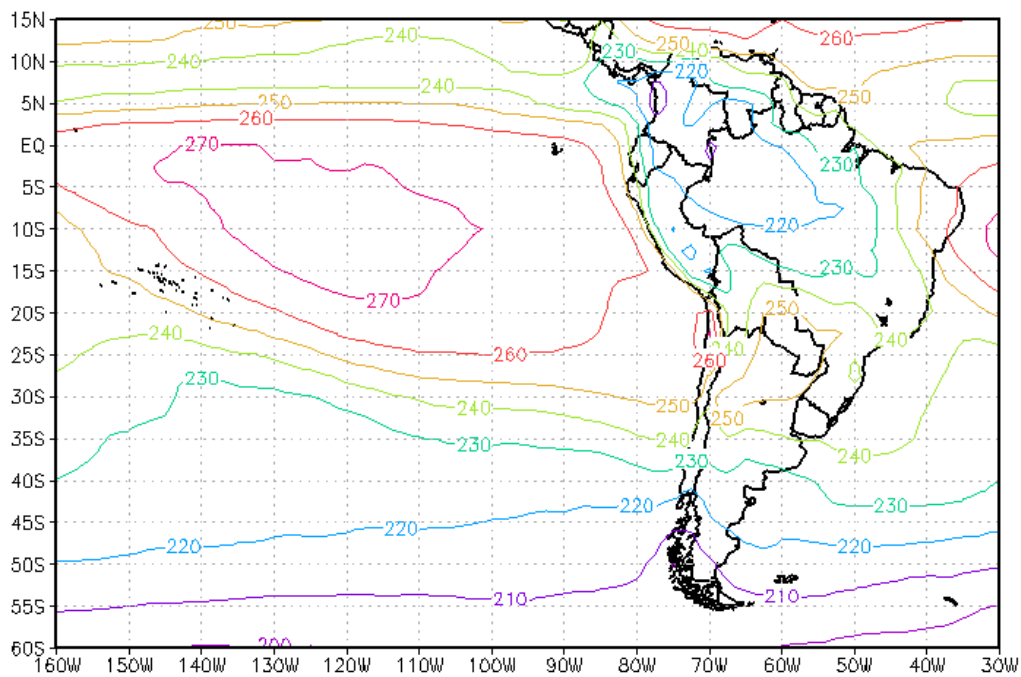


Figura 4.2.9: Compuesto del campo de de radiación de onda larga saliente (ROLS,  $W/m^2$ ) correspondientes a la fase positiva del modo 2.

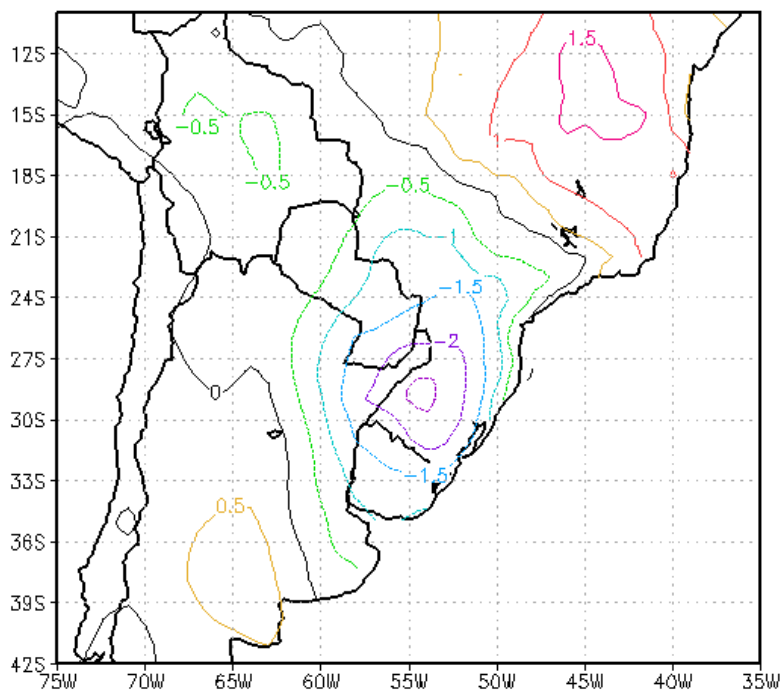


Figura 4.2.10: Compuesto de las anomalías diarias del campo de precipitación ( $mm/día$ ) correspondientes a la fase positiva del modo 2.



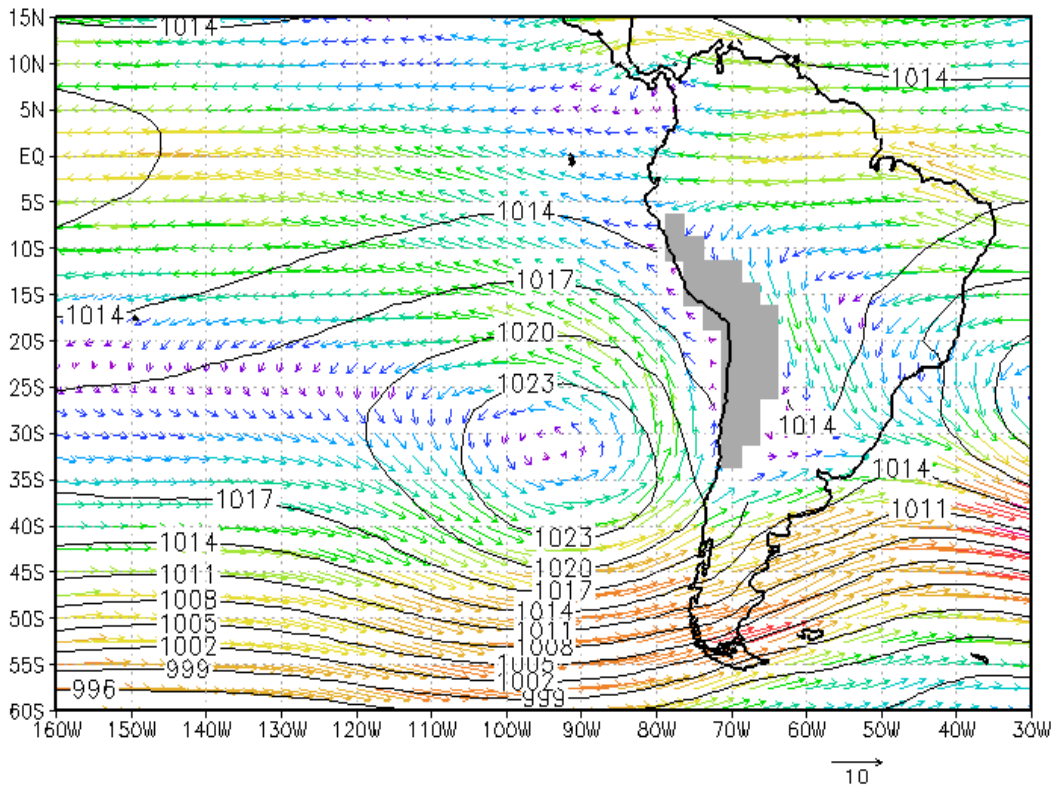


Figura 4.2.11: Compuesto del campo de movimiento en 850 hPa y presión a nivel del mar (hPa) correspondiente a la fase negativa del modo 2. Magnitud de los vectores en m/s.

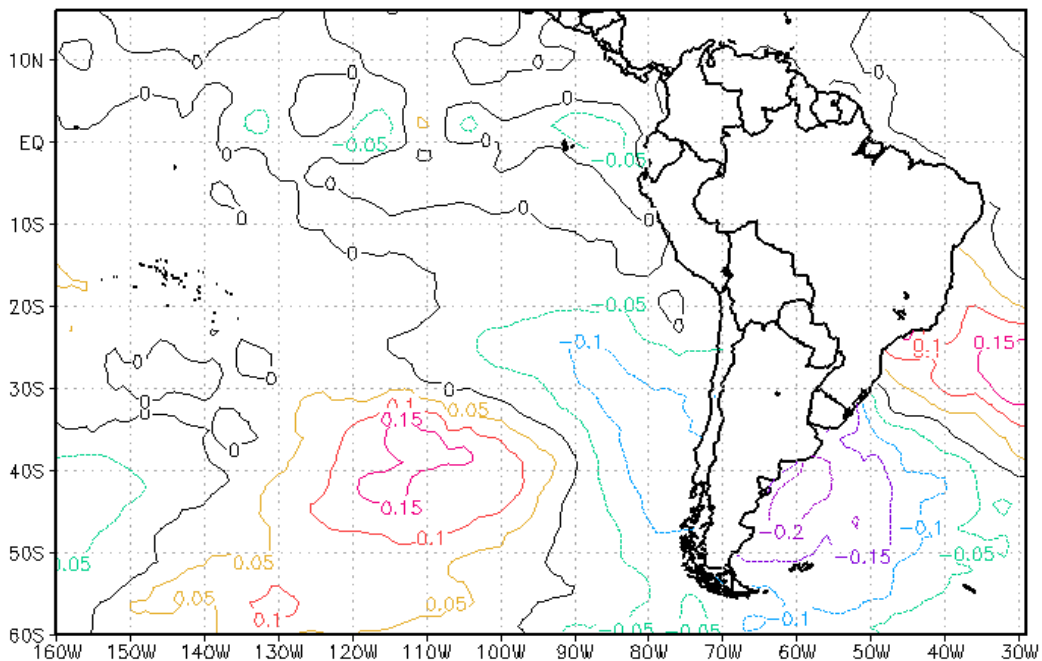


Figura 4.2.12: Compuesto de las anomalías con respecto a la media anual de la temperatura de superficie del mar (°C) correspondientes a la fase negativa del modo 2.



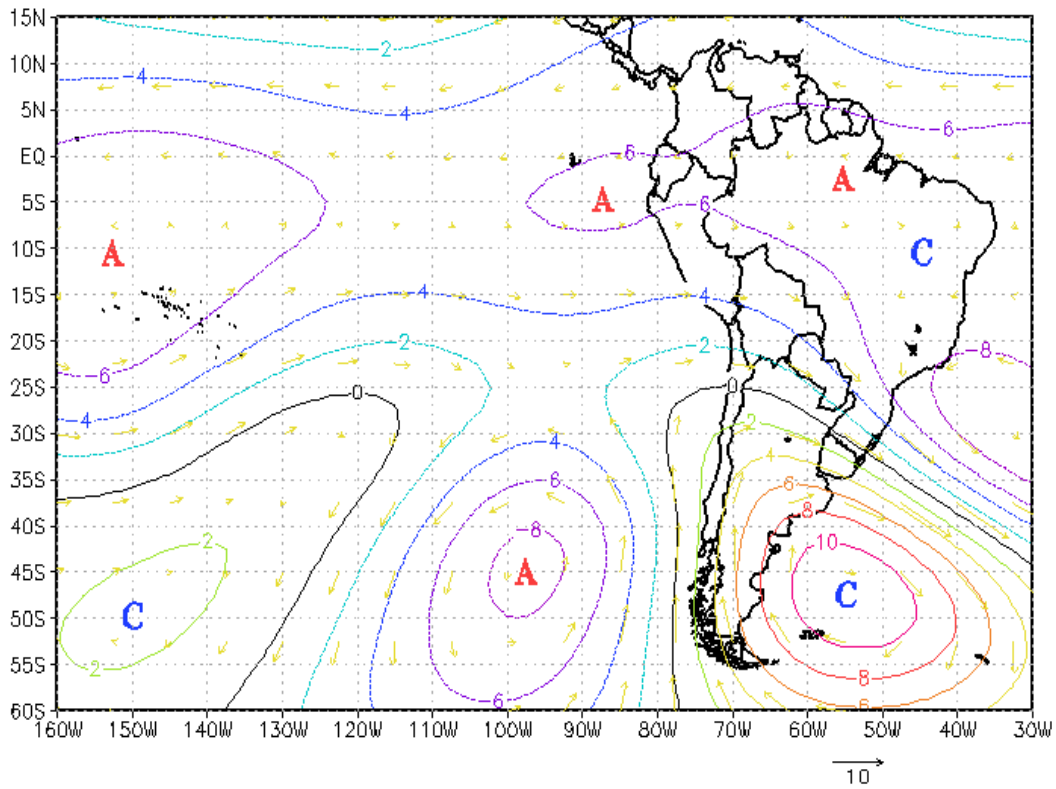


Figura 4.2.13: Compuesto de las anomalías de la función corriente ( $\text{m}^2/\text{s}$ ) en 200 hPa correspondientes a la fase negativa del modo 2. Magnitud de los vectores en  $\text{m}/\text{s}$ .

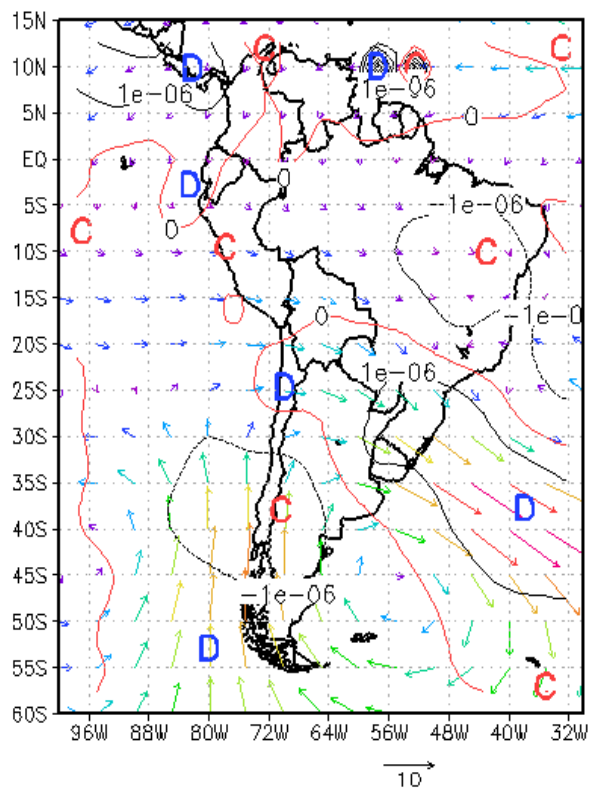


Figura 4.2.14: Compuesto del campo de divergencia ( $\text{s}^{-1}$ ) en 200 hPa superpuesta a las anomalías del campo de movimientos en el mismo nivel correspondientes a la fase negativa del modo 2. Magnitud de los vectores en  $\text{m}/\text{s}$ .

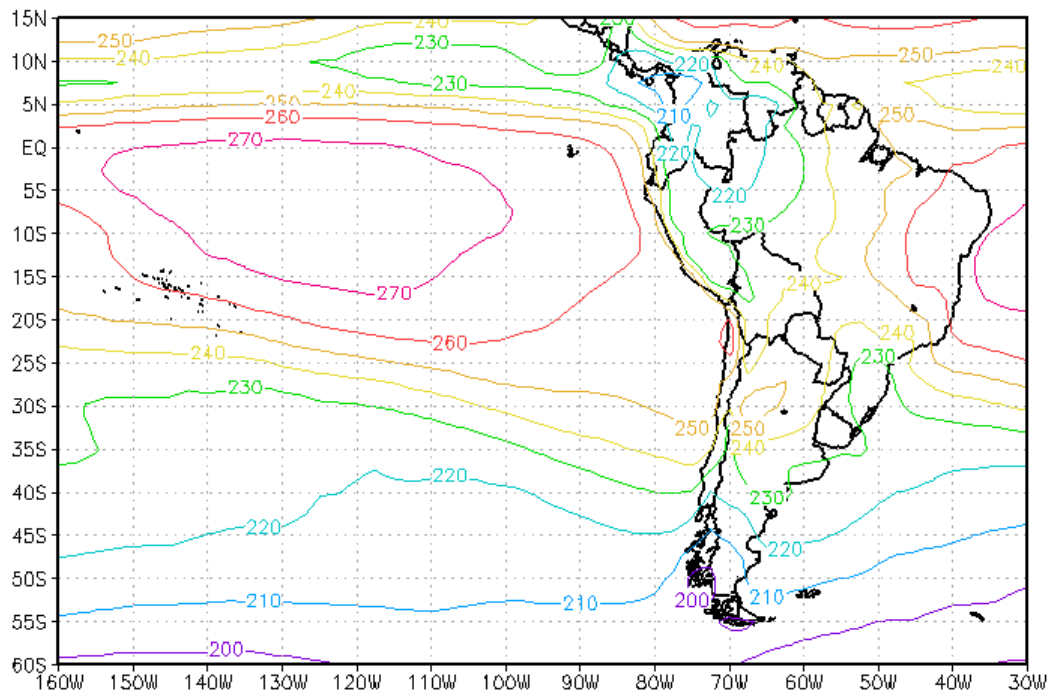


Figura 4.2.15: Compuesto del campo de de radiación de onda larga saliente (ROLS,  $W/m^2$ ) correspondientes a la fase negativa del modo 2.

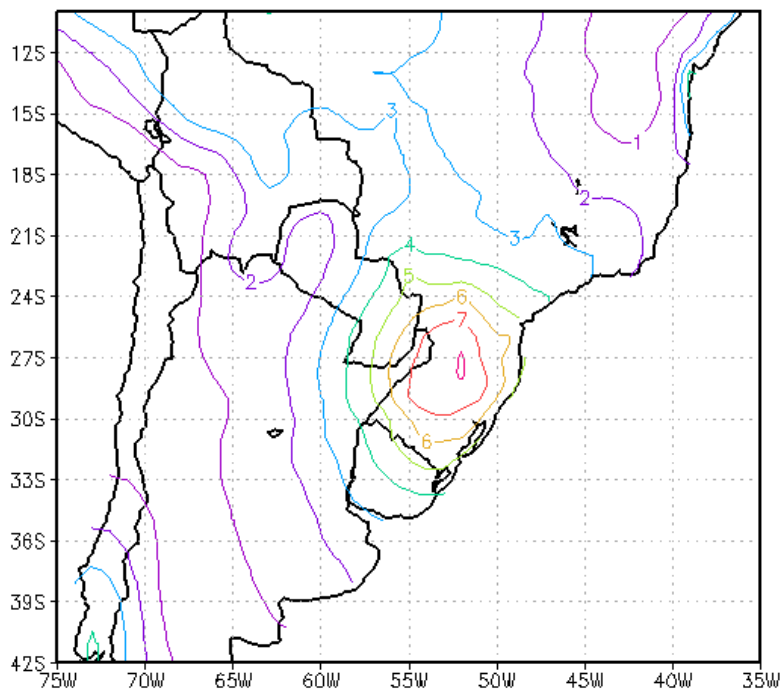


Figura 4.2.16: Compuesto del campo de precipitación diaria (mm/día) correspondientes a la fase negativa del modo 2.

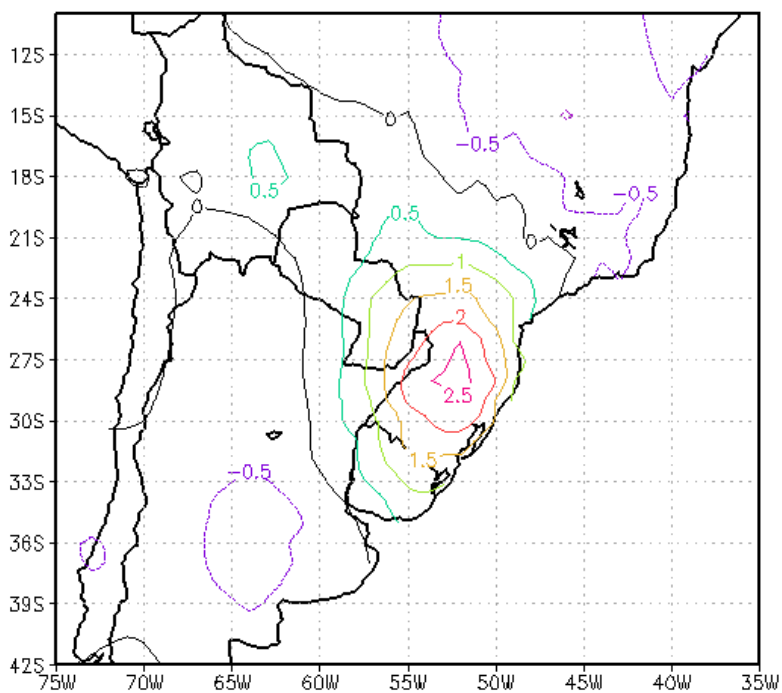


Figura 4.2.17: Compuesto de las anomalías diarias del campo de precipitación (mm/día) correspondientes a la fase negativa del modo 2.

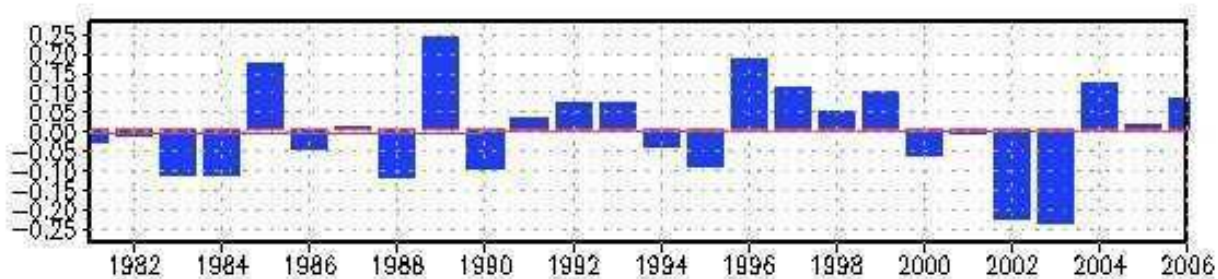


Figura 4.2.18: Promedios anuales de la cp2 correspondientes a los años comprendidos entre 1981-2006. La línea de color rojo indica la tendencia para todo el período.

### 4.3 Tercera componente

Al igual que la componente 2, de las figuras 4.3.1 y 4.3.2 solo se puede apreciar un comportamiento cíclico o estacional con algún patrón dominante en el caso de los valores negativos del verano. En efecto, el espectro muestra que la energía está distribuida en todas las frecuencias en donde se destacan picos significativos en 40, 180 y en 1 año (figura 4.3.3). Esta última frecuencia resulta de una leve prevalencia de valores positivos en invierno y marcadamente negativos en verano que sin embargo no alcanzan a caracterizar perfectamente todos los casos con ese signo (figura 4.3.4).

#### 4.3.1 Composiciones correspondientes a la fase positiva (*cp3+*)

La figura 4.3.5 muestra el campo de movimiento en 850 hPa y superpuesto al mismo las isobaras a nivel del mar. El anticiclón del Pacífico se encuentra desplazado hacia el sur y el este con centro en 35°S-85°O, y el anticiclón del Atlántico muestra también un desplazamiento hacia el este. Un eje de alta presión se extiende desde el anticiclón del Pacífico sobre el continente hasta la región del SESA. En consecuencia, en este caso la circulación del norte queda constreñida a latitudes bajas, no más al sur de 20°S. Por el contrario, una vaguada muy marcada se observa sobre el Atlántico llegando la circulación del oeste a aproximadamente 20°S. Esta situación puede ser la resultante de condiciones cuasi-estacionarias del orden de 10/20 días que se pueden dar ya que este modo muestra un pico significativo de 40 días en el espectro. Estas condiciones serían las que se generan luego del pasaje de un frente frío que llega a la latitud de alrededor de 20 grados y permanece estacionario especialmente en invierno. El gradiente de temperatura que implica el frente frío se refleja en un aumento de la baroclinicidad y del flujo del oeste como se puede apreciar en una secuencias de 12 días en las figuras 4.3.6 (modo 3, fase positiva), 4.3.7 (campo de 850 hPa y presión a nivel del mar) y 4.3.8 (valor medio de la secuencia de 12 días). El campo de la función corriente para los mismos días presenta, como en capas bajas, un estado estacionario determinado por la posición de la onda corta y una cuña establecida al sur de 40°S (figura 4.3.9 y 4.3.10).

De acuerdo con el espectro del *cp3* situaciones de más de 15 días con estas características ocurren varias veces por año independientemente de la estación, aunque con mayor frecuencia en el lapso comprendido entre abril y octubre; por lo tanto esta fase tendería a inhibir los eventos de precipitación sobre Argentina y gran parte del SESA como se destaca más adelante.

Como es de suponer dado que este modo tiene una cierta prevalencia en el invierno la

temperatura del mar es ligeramente negativa tanto el Pacífico como en el Atlántico. Sin embargo, cuando se calcula la anomalía con respecto a la TSM diaria aparece una señal que responde a la circulación de capas bajas al oeste de Chile y al este del continente, con anomalías positivas en el sector sudoriental cercano al continente y negativas en el sector central del océano Pacífico tropical (figura 4.3.11).

Las anomalías de función corriente de altura presentan un dipolo que aparentemente parece originarse en el Pacífico tropical. Por lo tanto se encuentra ahora sobre el este subtropical de SA una advección de vorticidad anticiclónica (figura 4.3.12). Asimismo se observa que esta fase presenta una intensificación del jet subtropical en el Pacífico, el continente y sobre todo en el Atlántico occidental.

El campo de divergencia en 200 hPa (figura 4.3.13) presenta convergencia prácticamente sobre todo el continente al sur de 10°S, con excepción del noreste de Brasil.

Como la mayor parte de los movimientos verticales (divergencia) se encuentra en latitudes medias, la ROLS no presenta características importantes por lo que no se muestra.

Con la circulación del norte y del Atlántico restringida sobre Argentina, Uruguay y Paraguay y condiciones de vorticidad anticiclónica es lógico encontrar anomalías negativas de precipitación en esas regiones como se observa en la figura 4.3.14. Estas situaciones pueden originarse con una persistencia del orden de 15-20 días, lo que en el caso del Este y Noreste argentino pueden producir condiciones de estrés hídrico.

#### **4.3.2 Composiciones correspondientes a la fase negativa (cp3-)**

La figura 4.3.15 muestra el campo de movimiento en 850 hPa y superpuesto al mismo las isobaras a nivel del mar. La latitud de los anticiclones coincide con la media anual y presentan un desplazamiento hacia el oeste y en el caso del anticiclón del Atlántico su circulación ingresa sobre el continente sudamericano. Conviene resaltar que este no es el caso típico medio del verano por lo que este modo es como una anomalía en las condiciones características de esta estación.

La combinación de esta incursión junto a la presencia de la baja del Chaco favorece la circulación desde la zona tropical del continente en la cual se suele encontrar un jet de capas bajas. La circulación del oeste presenta una vaguada con eje sobre la Patagonia oriental.

Cemo era de esperar debido a la dispersión de energía en todas las frecuencias del espectro esta componente no presente ninguna anomalía con respecto a las temperatura de superficie del mar pero si hay información en las anomalías diarias de la TSM con respecto a la temperatura correspondiente (figura 4.3.16); nuevamente en latitudes medias aparecen patrones de centros con anomalías positivas y negativas, que parecen ser inducidos por la circulación media de superficie ya que las anomalías de temperatura positivas (negativa) se corresponden con las componente del norte (sur) del viento.

La figura 4.3.17 muestra la anomalía de la función corriente en 200 hPa que exhibe en este caso un marcado tren de ondas en oposición de fase con el correspondiente tren de la *cp2*- del mismo nivel.

En consecuencia, el eje de la vaguada está a unos 500 km al oeste de la costa chilena y la zona de máxima advección de vorticidad se extiende desde el SESA hasta la Patagonia favoreciendo la divergencia sobre la región costera. Consistentemente la divergencia en 200 hPa (en oposición a la fase positiva) se extiende desde la región oceánica al oeste de Chile a lo largo de prácticamente toda la Argentina (excepto el noroeste) y hasta el SESA (figura 4.3.18). Como la mayor parte de los movimientos verticales (divergencia) se encuentran en latitudes medias la ROLS no presenta características importantes y por ello no se muestra.

La combinación del campo de movimiento (advección de vorticidad, divergencia, etc.) con el flujo de humedad que es más intenso en la zona este de Argentina y sur de Brasil configuran un campo de precipitación muy similar al campo de lluvia anual con una anomalía diaria positiva (figura 4.3.19) que en el caso del Uruguay llega a valores importantes 2 mm/día. La circunstancia de que este modo puede presentar periodos de frecuencia del orden de 15/20 días, es un indicador que puede ser causante de periodos con altas precipitaciones prolongados que como en el caso de la componente *cp2* pueden dar lugar a inundaciones, ahora en la cuenca del Río Uruguay y el este de Argentina.

### **4.3.3 Variabilidad interanual**

La figura 4.3.20 muestra el promedio anual de la *cp3* correspondiente al período 1981-2006 que no indica una tendencia clara en dicho período.

Este modo no se encuentra correlacionado con los índices de forzantes remotos que típicamente tienen alguna relación con la climatología del sur de SA, excepto por una pobre correlación con el índice OA (Tabla 4.3.1).

ind	r	ic
N12	-0,03	[-0,14 0,07]
N3	-0,02	[-0,13 0,08]
N34	-0,02	[-0,13 0,07]
N4	-0,03	[-0,13 0,07]
IOA	0,14	[0,04 0,24]
MJ120	0,01	[-0,09 0,11]
MJ40	0,01	[-0,10 0,12]
MJ10	0,01	[-0,10 0,13]

Tabla 4.3.1: correlaciones de Pearson de la componente *cp3* mensual vs. Índices climáticos y sus intervalos de confianza al 95 %.

### 4.3.4 Figuras

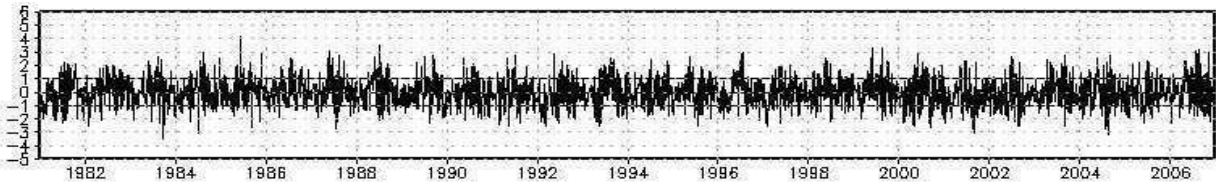


Figura 4.3.1: Serie temporal normalizada asociada al modo 3.

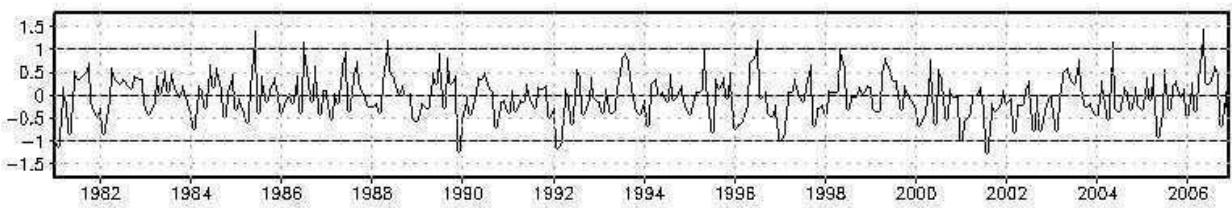


Figura 4.3.2: Serie temporal mensual normalizada asociada al modo 3.

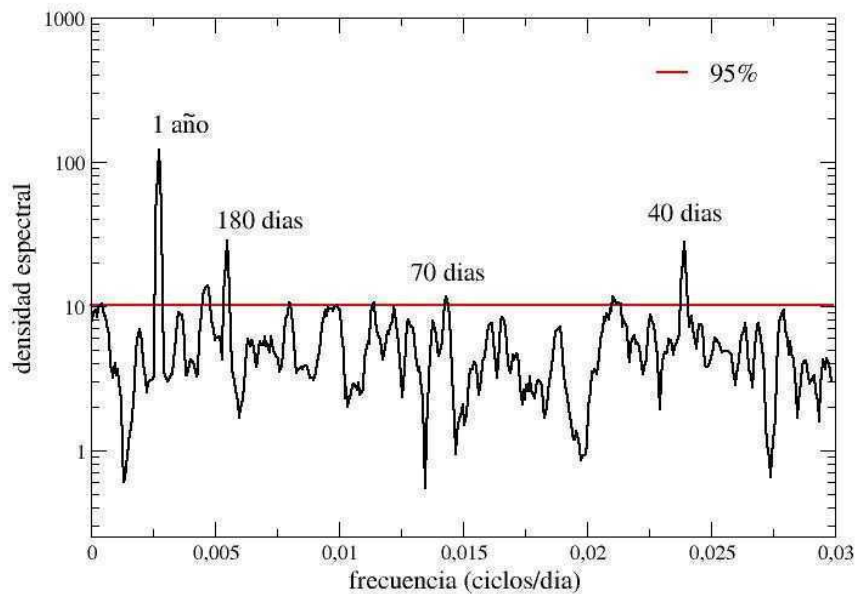


Figura 4.3.3: Densidad espectral correspondiente a la serie temporal asociada al modo 3. En rojo, se indica la significancia al 95% con respecto al ruido blanco.

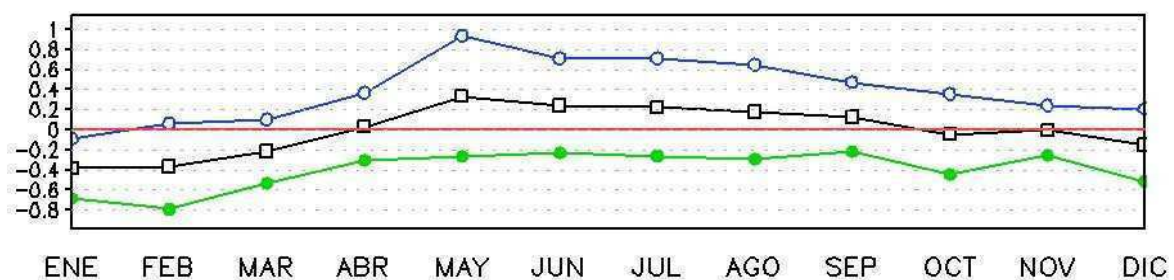


Figura 4.3.4: Ciclo anual correspondiente a la serie temporal asociada al modo 3. En azul se indica el valor medio  $+1\sigma$  y en verde el valor medio  $-1\sigma$ .



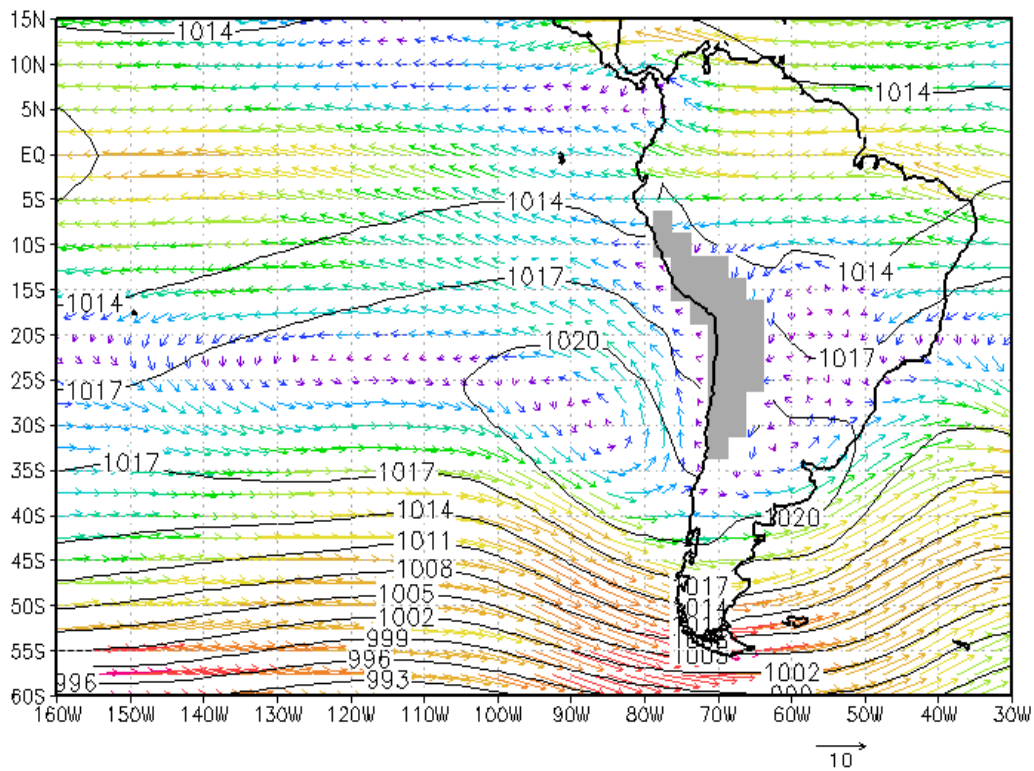


Figura 4.3.5: Compuesto del campo de movimiento en 850 hPa y presión a nivel del mar (hPa) correspondiente a la fase positiva del modo 3. Magnitud de los vectores en m/s.

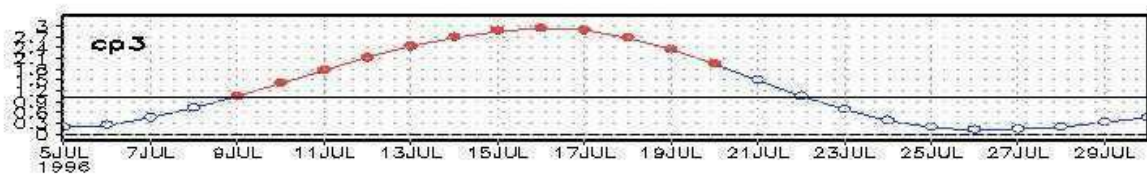


Figura 4.3.6: Secuencia de valores de la  $cp3 + 1\sigma$  correspondiente a 12 días del mes de julio de 1996.

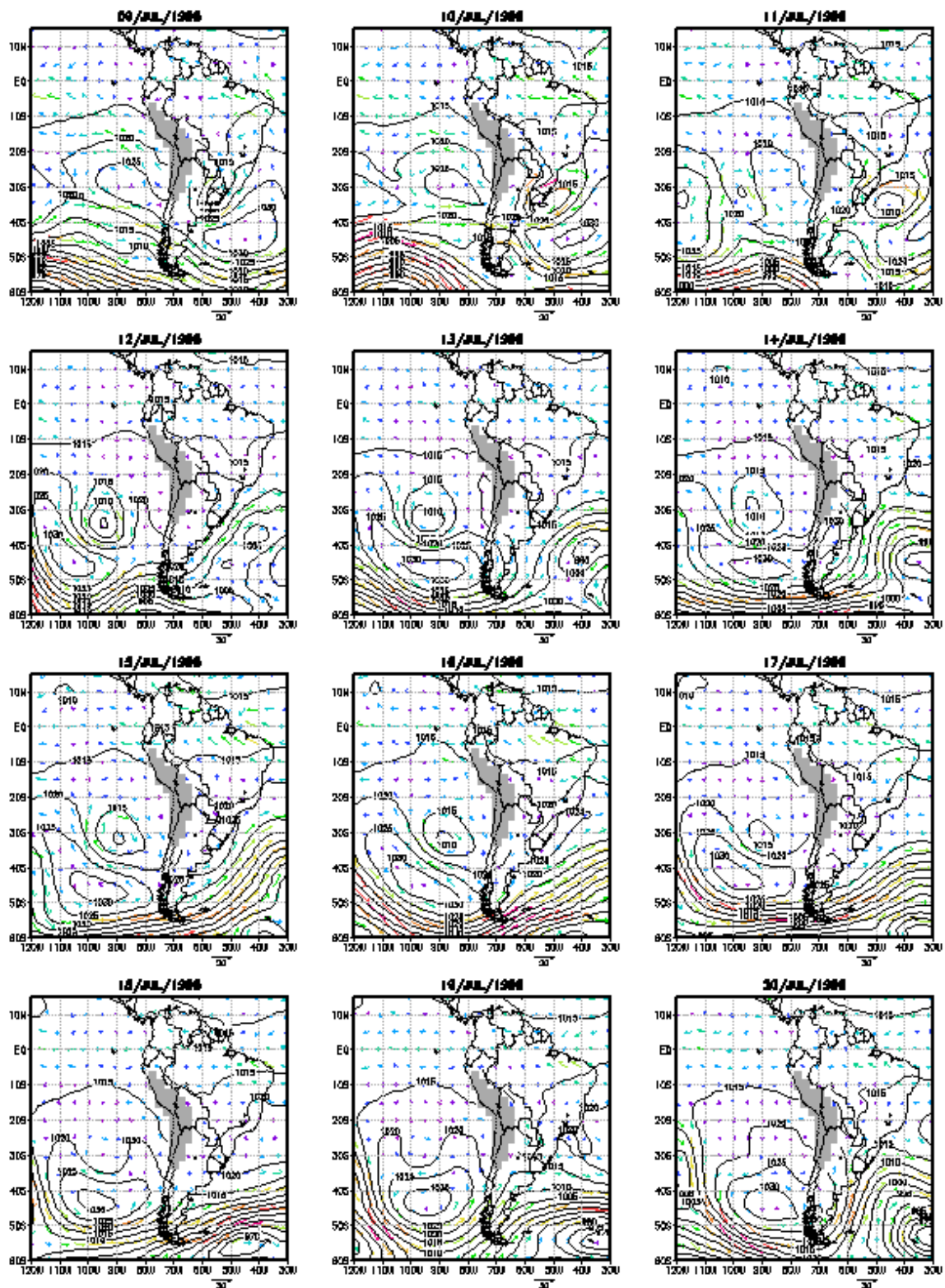


Figura 4.3.7: Campo de movimiento en 850 hPa y presión media a nivel del mar correspondiente a la misma secuencia de la figura 4.3.6.

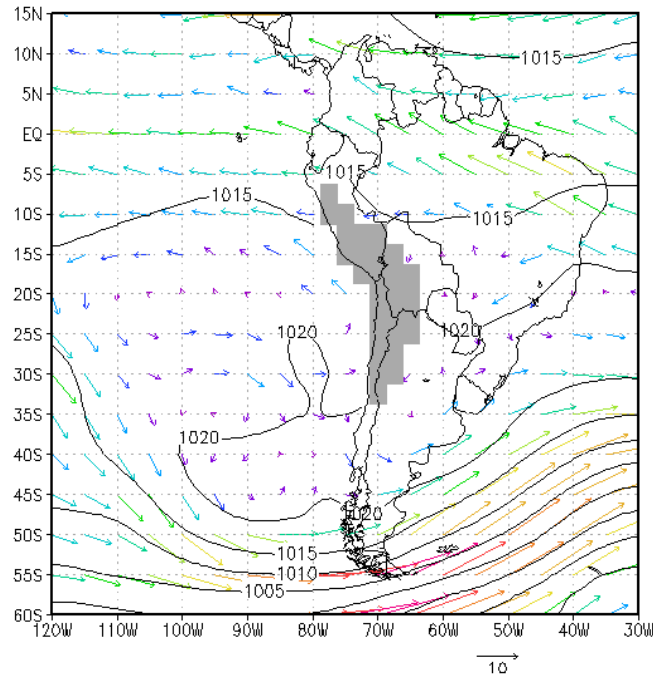


Figura 4.3.8: Campo medio de movimiento en 850 hPa y presión media a nivel del mar (hPa) correspondiente a la misma secuencia de la figura 4.3.6. Magnitud de los vectores en m/s.

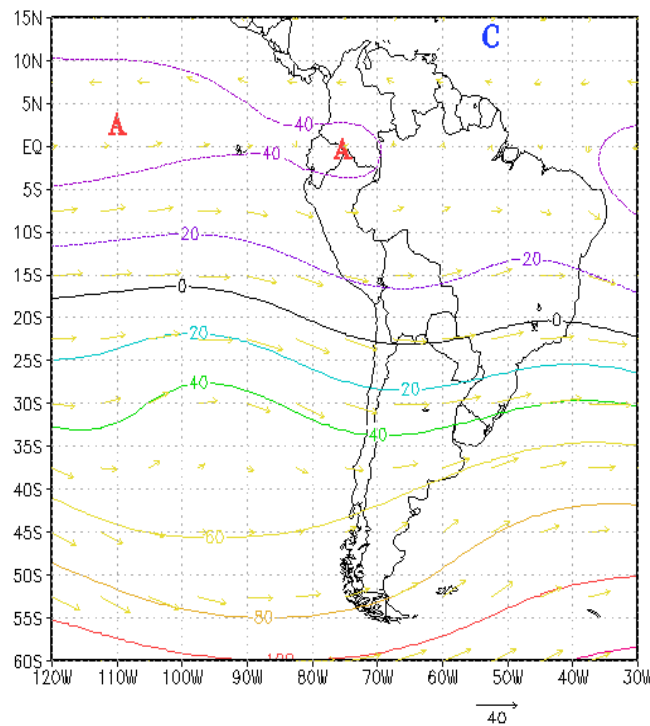


Figura 4.3.9: Campo medio de movimiento y función corriente ( $m^2/s$ ) en 200 hPa correspondiente a la misma secuencia de la figura 4.3.6. Magnitud de los vectores en m/s.

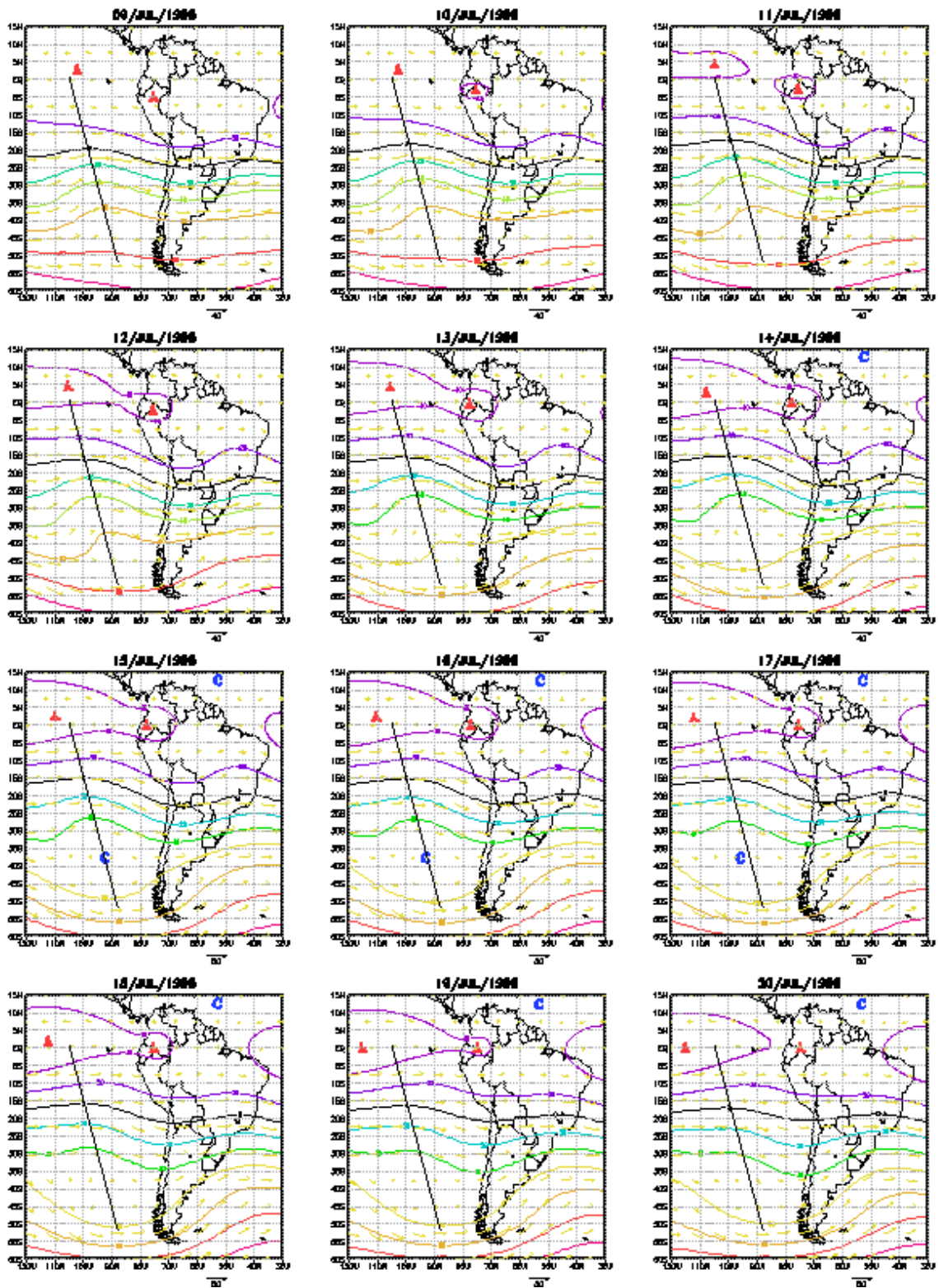


Figura 4.3.10: Campo de movimiento y función corriente ( $m^2/s$ ) en 200 hPa correspondiente a la misma secuencia de la figura 4.3.6. Magnitud de los vectores en m/s.



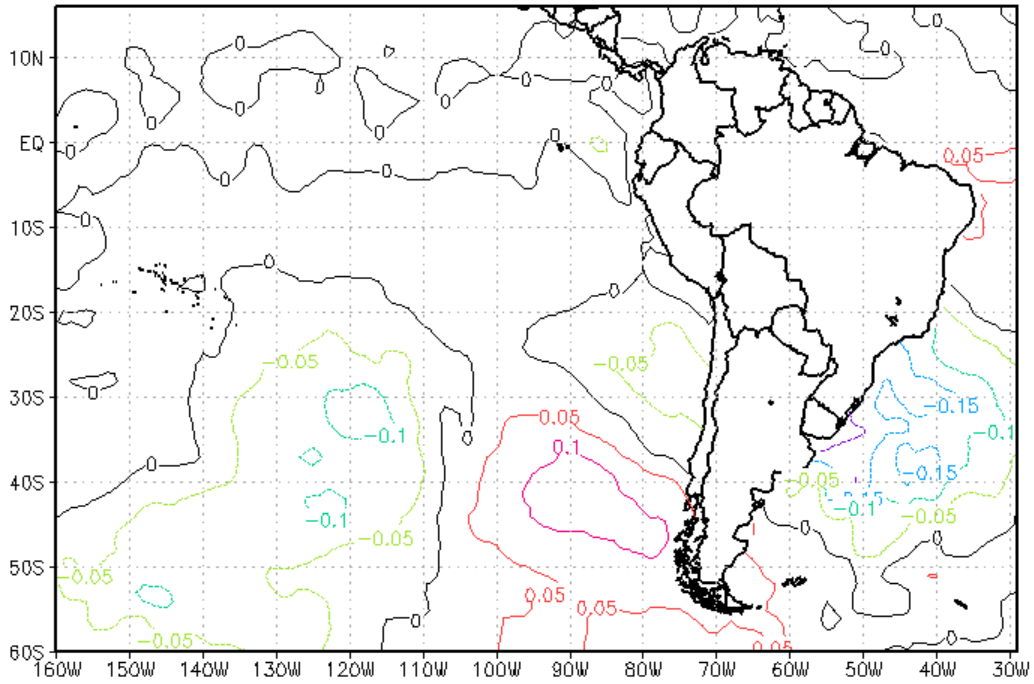


Figura 4.3.11: Compuesto de las anomalías con respecto a la medias diarias de la temperatura de superficie del mar (°C) correspondientes a la fase positiva del modo 3.

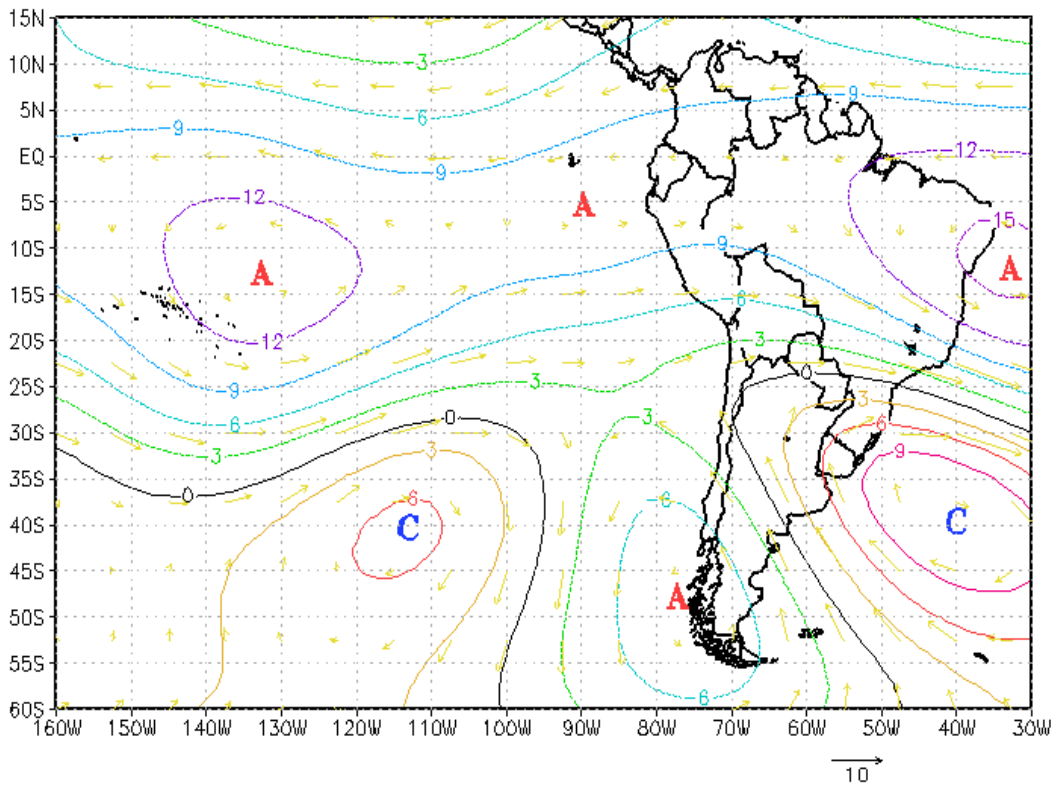


Figura 4.3.12: Compuesto de las anomalías de la función corriente ( $m^2/s$ ) en 200 hPa correspondientes a la fase positiva del modo 3. Magnitud de los vectores en  $m/s$ .

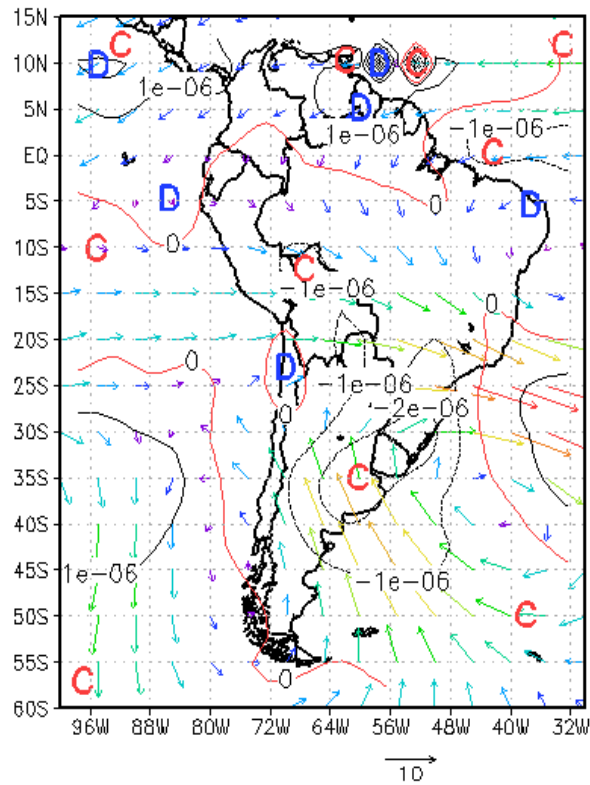


Figura 4.3.13: Compuesto del campo de divergencia ( $s^{-1}$ ) en 200 hPa superpuesta a las anomalías del campo de movimientos en el mismo nivel correspondientes a la fase positiva del modo 3. Magnitud de los vectores en m/s.

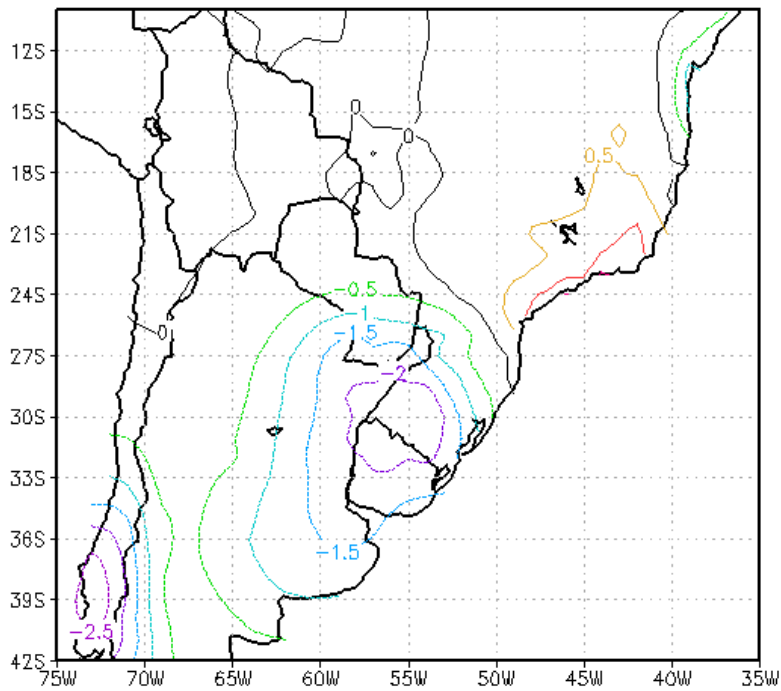


Figura 4.3.14: Compuesto de las anomalías diarias del campo de precipitación (mm/día) correspondientes a la fase positiva del modo 3.

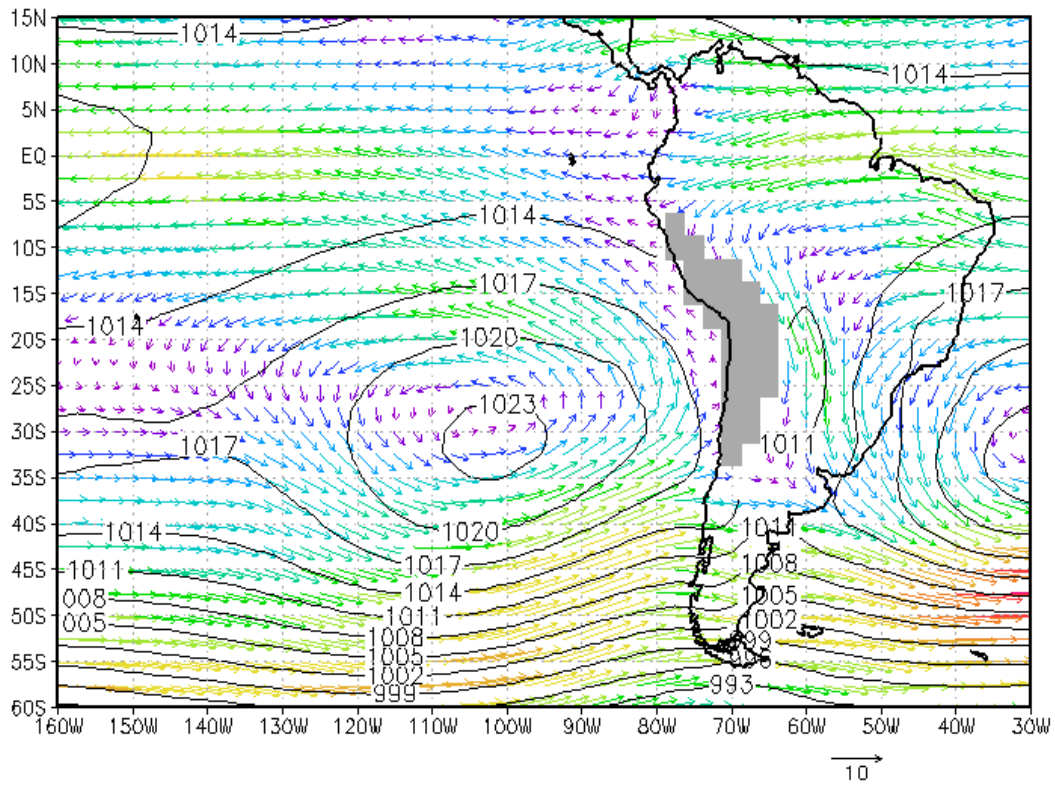


Figura 4.3.15: Compuesto del campo de movimiento en 850 hPa y presión a nivel del mar (hPa) correspondiente a la fase negativa del modo 3. Magnitud de los vectores en m/s.

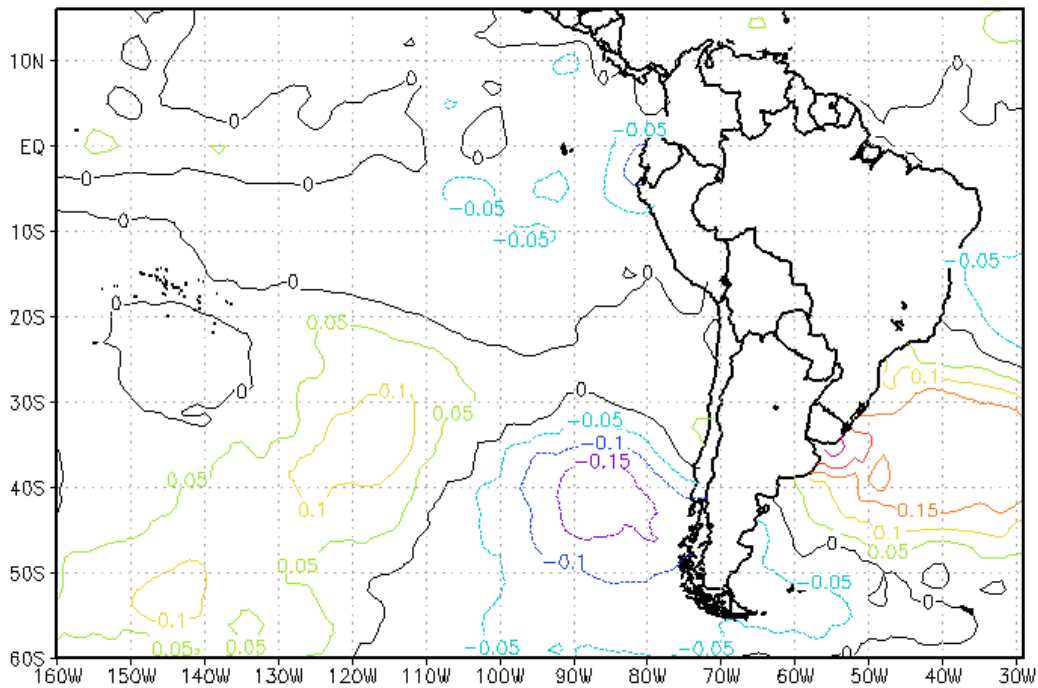


Figura 4.3.16: Compuesto de las anomalías con respecto a la medias diarias de la temperatura de superficie del mar (°C) correspondientes a la fase negativa del modo 3.

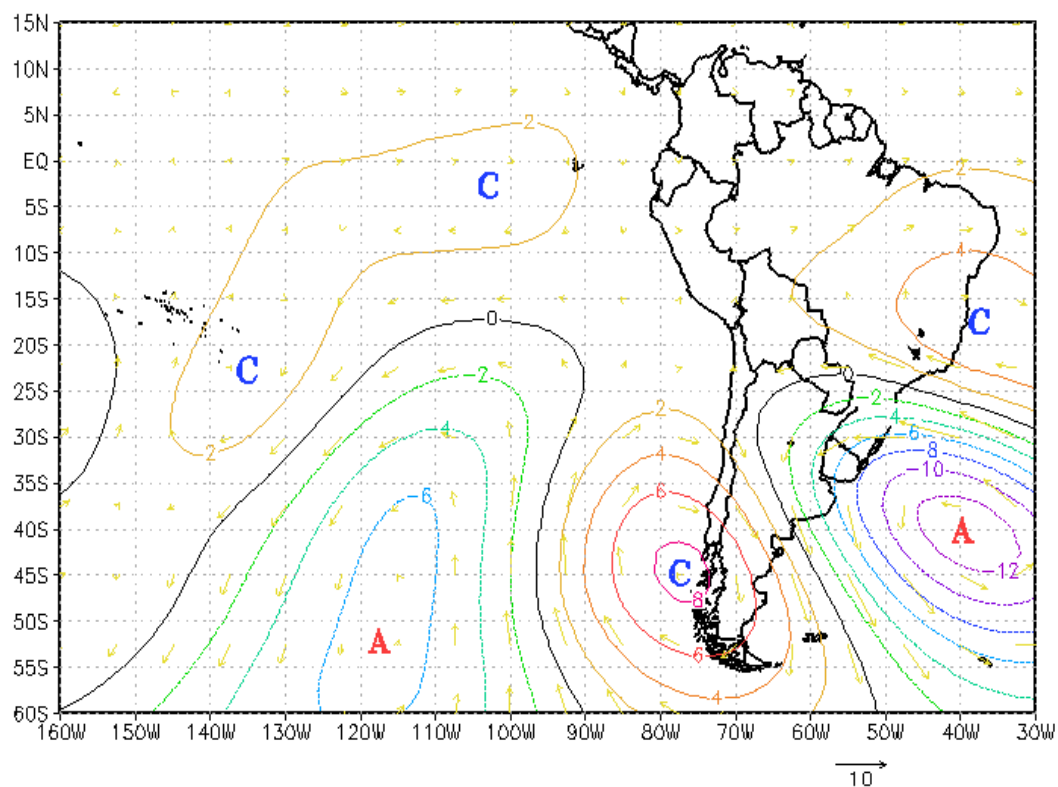


Figura 4.3.17: Compuesto de las anomalías de la función corriente ( $m^2/s$ ) en 200 hPa correspondientes a la fase negativa del modo 3. Magnitud de los vectores en m/s.

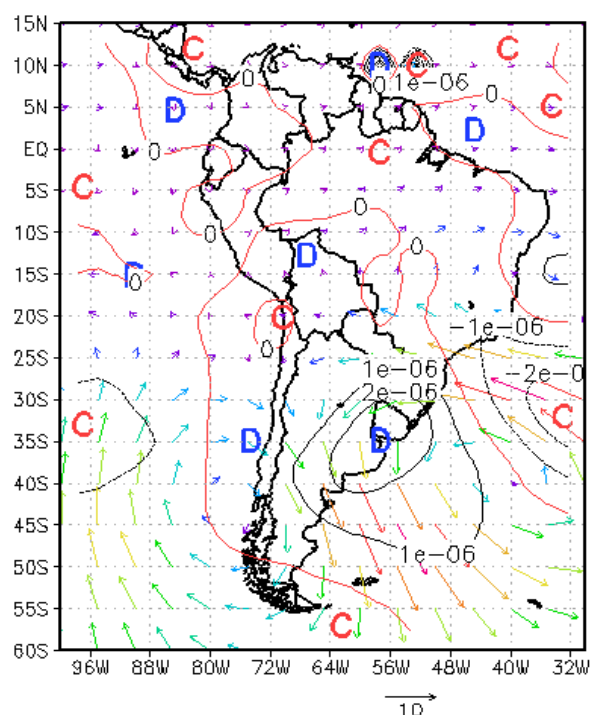


Figura 4.3.18: Compuesto del campo de divergencia ( $s^{-1}$ ) en 200 hPa superpuesta a las anomalías del campo de movimientos en el mismo nivel correspondientes a la fase negativa del modo 3. Magnitud de los vectores en m/s.



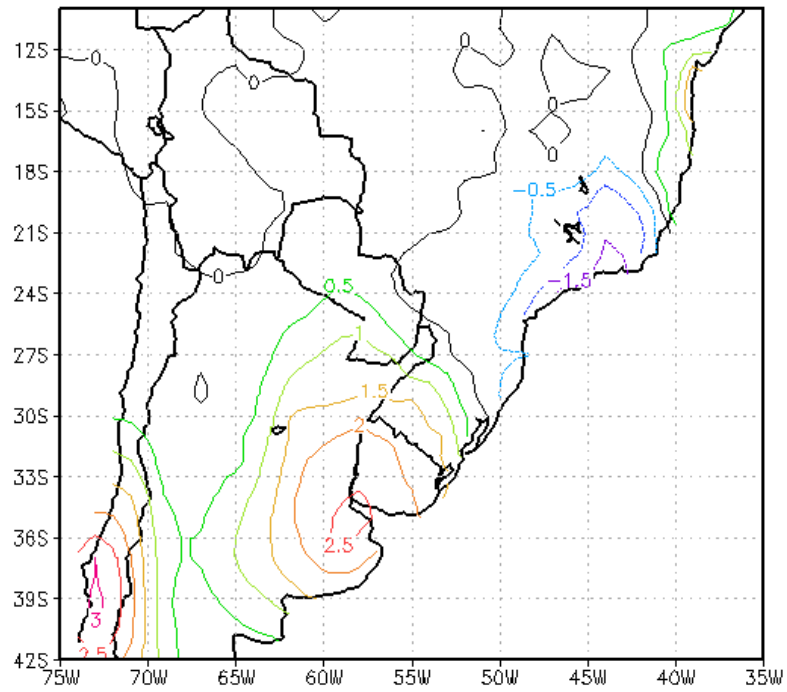


Figura 4.3.19: Compuesto de las anomalías diarias del campo de precipitación (mm/día) correspondientes a la fase negativa del modo 3.

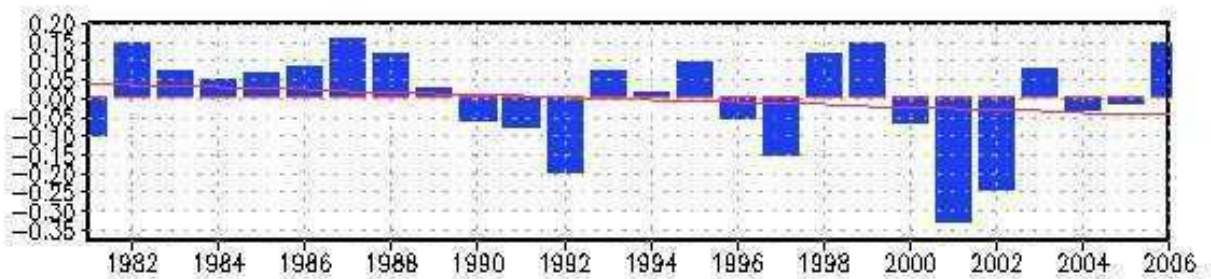


Figura 4.3.20: Promedios anuales de la  $cp3$  correspondientes a los años comprendidos entre 1981-2006. La línea de color rojo indica la tendencia para todo el período.

#### 4.4 Cuarta componente

Las figuras 4.4.1 y 4.4.2 muestran la cuarta componente sin destacar aparentemente un patrón dominante. El ciclo anual muestra una onda semianual con valores positivos desde febrero a abril y negativos de octubre a diciembre y con poca amplitud el resto del año. Esto es, los valores positivos (negativos) que se apartan del promedio mensual en menos de  $\pm \sigma$  se encuentran solamente de febrero a abril (de octubre a diciembre) (figura 4.4.3). Esta onda semianual se refleja en el espectro con un pico centrado en 180 días (figura 4.4.4). De todas formas el espectro muestra que este modo tiene su energía distribuida en todas las frecuencias.

##### 4.4.1 Composiciones correspondientes a la fase positiva (*cp4+*)

La figura 4.4.5 muestra el campo de movimiento en 850 hPa y superpuesto al mismo las isobaras a nivel del mar. Con ligeras diferencias en la zona tropical la circulación es muy similar a el caso *cp1-*. Sin embargo, la mayor diferencia se encuentra en que el flujo desde la zona tropical llega a 40°S atravesando Paraguay y Argentina con lo cual esta circulación se puede considerar como correspondiente a la fase negativa de la ZCAS, por lo menos en los meses de verano. Como es de esperar y debido a que este modo es más típico de los meses de verano y del otoño temprano la temperatura del mar responde a las condiciones de ese período. En cuanto a las anomalías diarias de TSM se muestran en la figura 4.4.6 y son consistentes con la circulación de capas bajas.

La figura 4.4.7 muestra la anomalía de la función corriente en 200 hPa la que indica un debilitamiento de la circulación en el océano Pacífico tropical y una intensificación en latitudes medias sobre el continente aunque más desplazada hacia el sur con respecto a la circulación típica del verano. La característica que las anomalías reflejan, es la posición de una vaguada al oeste del continente sobre la región subtropical. En consecuencia la figura 4.4.8 muestra un campo de divergencia con centro en el nordeste de Argentina que abarca toda la región subtropical, Paraguay, Uruguay y el sur de Brasil. Coincidentemente, en esa zona, la ROLS presenta valores de alrededor de 240  $w/m^2$  y sobre la ZCAS valores superiores a 250  $w/m^2$  que indican poca convección (figura 4.4.9).

El compuesto de precipitación muestra valores de +5 mm/día en la región de la triple frontera y de +3 mm/día en el sur de Brasil (figura 4.4.10) una característica típica de jet de capas bajas intenso (Nicolini y otros, 2002, Liebmann y otros, 2004). Este campo de precipitación refleja que este modo, contiene tanto efectos característicos de los meses del verano (en particular a partir del mes de febrero) y de los meses de invierno y el inicio

de la primavera. Las anomalías de precipitación positivas se corresponden con el máximo anterior, aunque desplazadas hacia el sur con valores superiores 1 mm/día en la frontera de Argentina y Uruguay (figura 4.4.11). Esta anomalía sería consecuencia de la advección de vorticidad que es reforzada por flujo de calor y humedad proveniente del norte .

#### **4.4.2 Composiciones correspondientes a la fase negativa (cp4-)**

La figura 4.4.12 muestra el campo de movimiento en 850 hPa y superpuesto al mismo las isobaras a nivel del mar. Esta circulación es muy parecida a la observada en el caso *cp1+* dado que es una circulación más frecuente en primavera que es cuando el mar se encuentra más frío que en verano y por lo tanto la circulación retiene propiedades del invierno cuando los sistemas están algo desplazados hacia el norte. Sin embargo, en latitudes más bajas el flujo de la zona tropical continental converge con el que proviene del norte y del Atlántico en la zona de la ZCAS anticipando la circulación del verano. Precisamente, la temperatura del mar presenta una anomalía con respecto a la media anual de  $-0,5^{\circ}\text{C}$  (figura 4.4.13).

La TSM diaria muestra anomalías positivas rodeando el continente y una zona de anomalías negativas sobre el Pacífico sudoriental (figura 4.4.14). Esto es consistente con el alejamiento de los anticiclones del continente y el consecuente cambio en la circulación de capas bajas.

Las anomalías de la función corriente presentan un campo inverso al de la fase positiva con una marcada reducción de la intensidad de circulación de los oestes en latitudes medias y altas. Ahora el eje de la cuña en altura se encuentra inclinado desde el noroeste de Chile al centro de la Argentina (figura 4.4.15).

La confluencia en la zona del jet subtropical contribuye a la convergencia en 200 hPa en el norte de Argentina y el SESA (figura 4.4.16) mientras que en el sudoeste de Argentina predomina la divergencia favoreciendo el descenso (ascenso) de aire en uno y otro caso.

Consistente con el campo de convergencias en capas altas se produce una anomalía diaria negativa de precipitación con centro en el noreste de Argentina (0,5 mm/día) que se extiende sobre toda la región subtropical del Uruguay. Por otra parte la intensificación de la ZCAS se puede apreciar con anomalías de precipitación (+1 mm/día) al norte de Río de Janeiro (figura 4.4.17). Estas características del campo de precipitación estarían indicando el inicio del desarrollo del monzón sudamericano y su interacción con la ZCAS en los períodos de mayor actividad (Zhou y Lau, 2001).

### 4.4.3 Variabilidad interanual

La figura 4.4.18 muestra el promedio anual de la *cp4* correspondiente al período 1981-2006 que no indica una tendencia en dicho período.

Ambas fases de este modo se privilegian cuando hay ocurrencia de eventos Niño/Niña aunque las circulaciones asociadas no favorecerían la precipitación típica de cada una de las fases del ENOS. Esto queda evidenciado por medio de las correlaciones con los índices de la temperatura del mar de las zonas de ENOS y que alcanza el valor de -0,25 en la zona 4 (Tabla 4.4.1). Esta relación se explica porque durante el periodo Niño (Niña) el jet subtropical se intensifica (debilita) tal como ocurre con las dos fases de esta componente. Este modo tiene además correlaciones significativas y positivas con la oscilación de Madden-Julian en 3 sectores del océano Pacífico tropical siendo la más importante la que se encuentra en proximidades del continente, lo que estaría indicando que la propagación de la señal de MJ modula la convección en la región de la ZCAS durante los meses octubre a fines de marzo (Carvalho y otros, 2004, Liebmann y otros, 2004).

Cabría explorar si estas débiles correlaciones no invalidan la posibilidad de que este sea un modo independiente de oscilación que puede ser caracterizado en SA como una oscilación de acercamientos y alejamientos simultáneos de ambos anticiclones al continente.

ind	r	ic
N12	-0,12	[-0,22 -0,01]
N3	-0,17	[-0,23 -0,07]
N34	-0,21	[-0,31 -0,11]
N4	-0,25	[-0,33 -0,15]
IOA	0,17	[0,07 0,26]
MJ120	0,16	[0,07 0,26]
MJ40	0,22	[0,11 0,33]
MJ10	0,23	[0,12 0,34]

Tabla 4.4.1: correlaciones de Pearson de la componente *cp4* mensual vs. Índices climáticos y sus intervalos de confianza al 95 %.

#### 4.4.4 Figuras

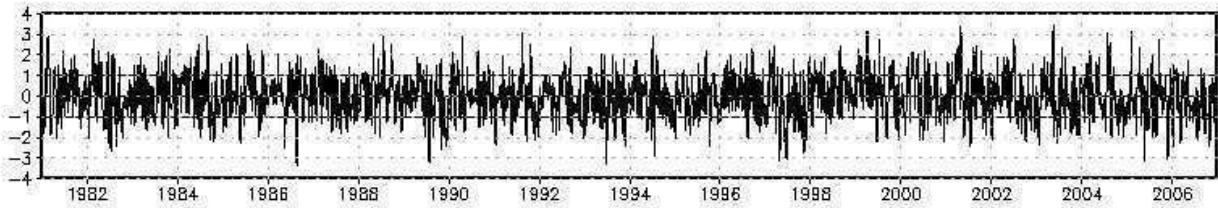


Figura 4.4.1: Serie temporal normalizada asociada al modo 4.

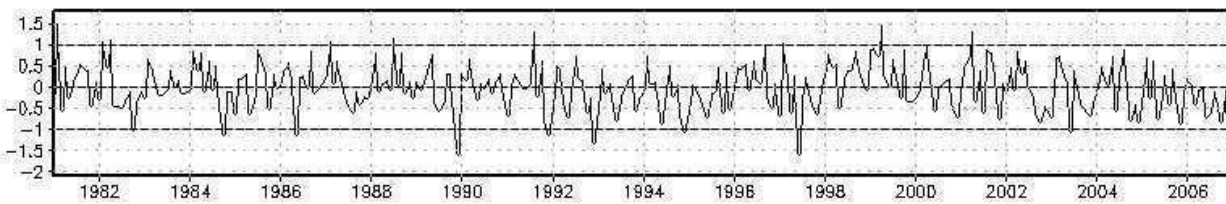


Figura 4.4.2: Serie temporal mensual normalizada asociada al modo 4.

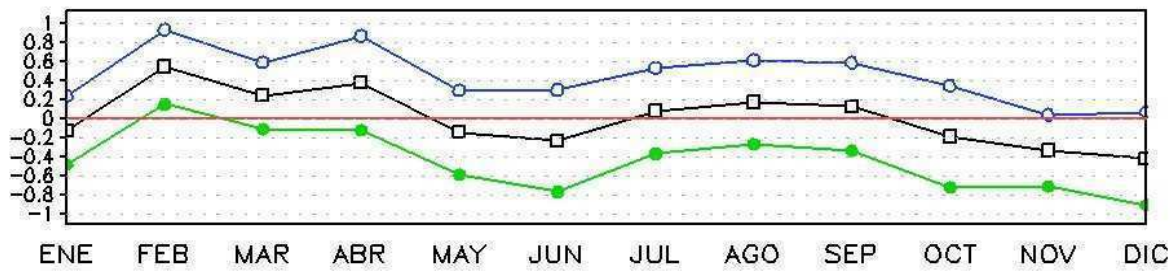


Figura 4.4.3: Ciclo anual correspondiente a la serie temporal asociada al modo 4. En azul se indica el valor medio  $+1\sigma$  y en verde el valor medio  $-1\sigma$ .

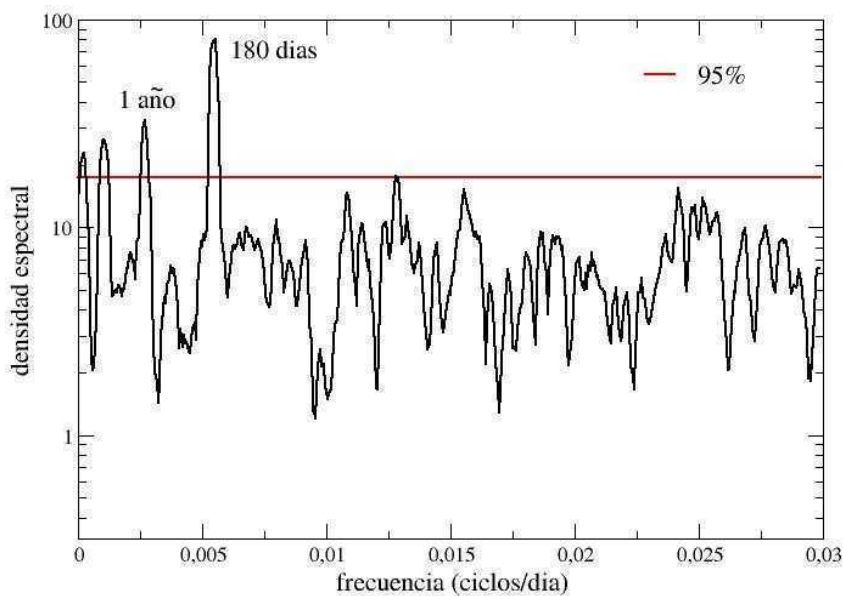


Figura 4.4.4: Densidad espectral correspondiente a la serie temporal asociada al modo 4. En rojo, se indica la significancia al 95% con respecto al ruido blanco.

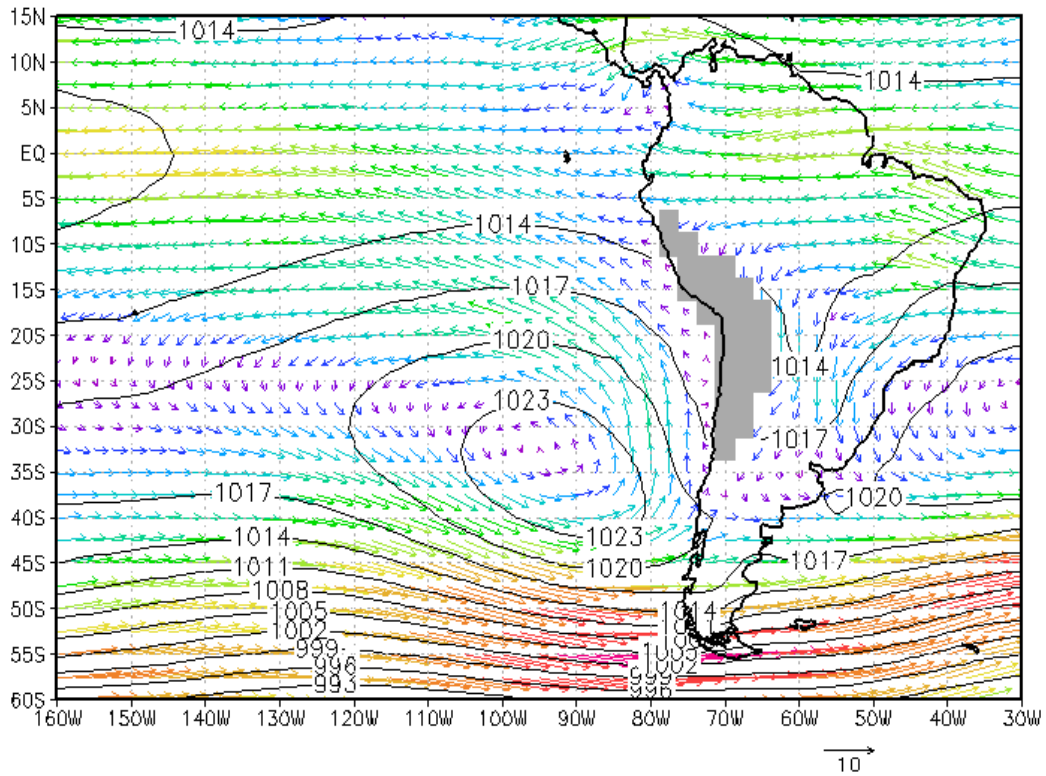


Figura 4.4.5: Compuesto del campo de movimiento en 850 hPa y presión a nivel del mar (hPa) correspondiente a la fase positiva del modo 4.

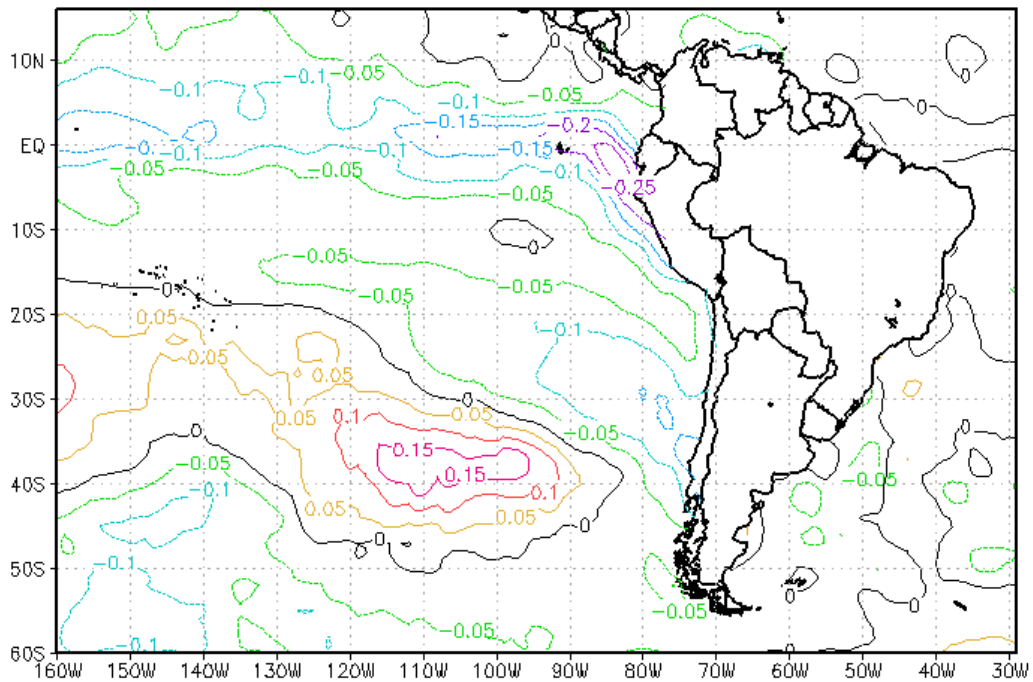


Figura 4.4.6: Compuesto de las anomalías con respecto a la medias diarias de la temperatura de superficie del mar (°C) correspondientes a la fase positiva del modo 4.

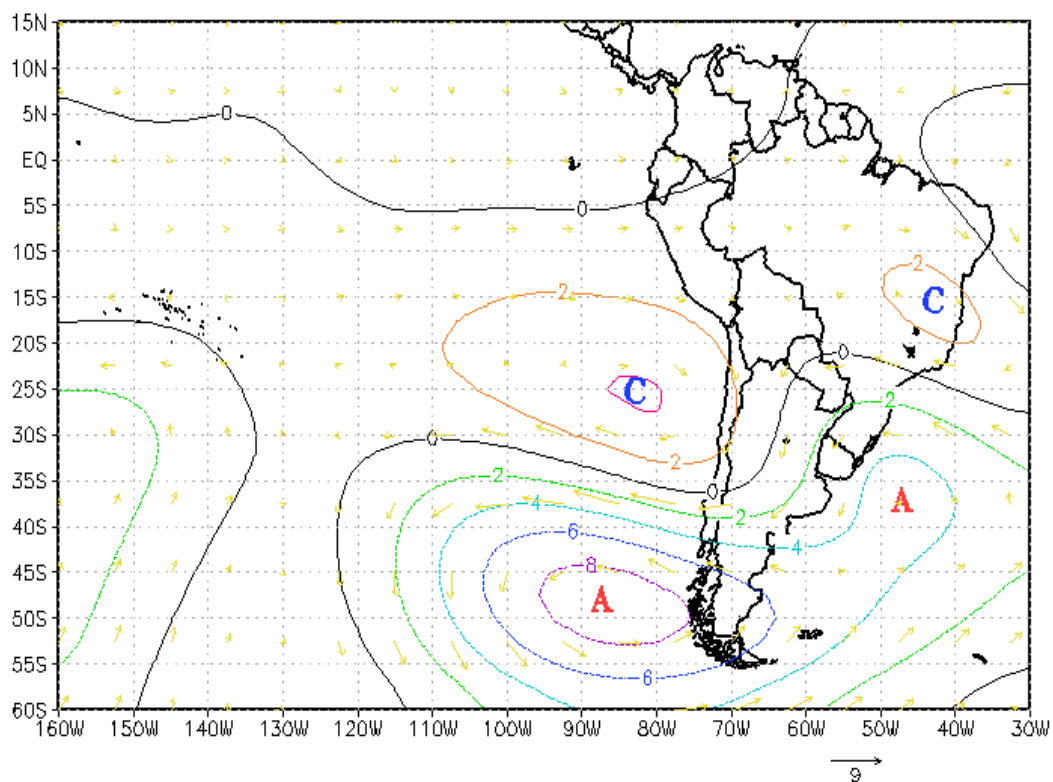


Figura 4.4.7: Compuesto de las anomalías de la función corriente ( $m^2/s$ ) en 200 hPa correspondientes a la fase positiva del modo 4. Magnitud de los vectores en m/s.

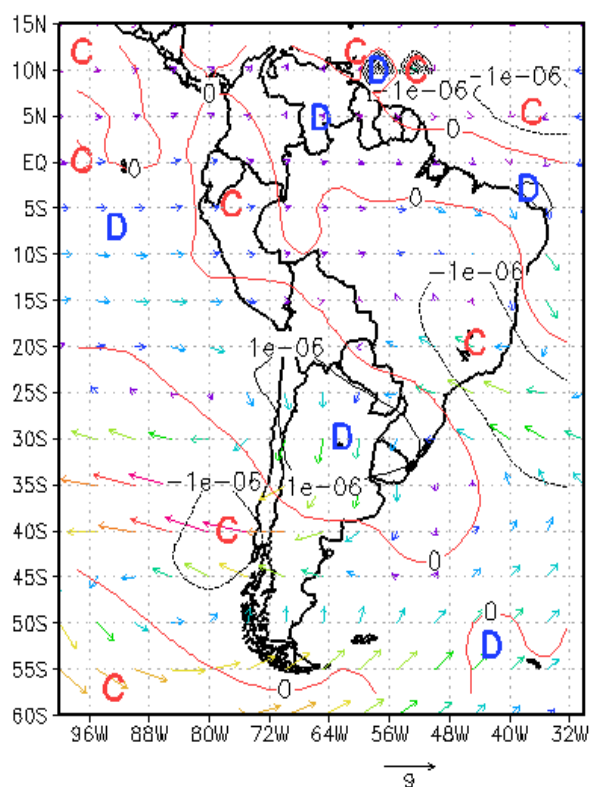


Figura 4.4.8: Compuesto del campo de divergencia ( $s^{-1}$ ) en 200 hPa superpuesta a las anomalías del campo de movimientos en el mismo nivel correspondientes a la fase positiva del modo 4. Magnitud de los vectores en m/s.



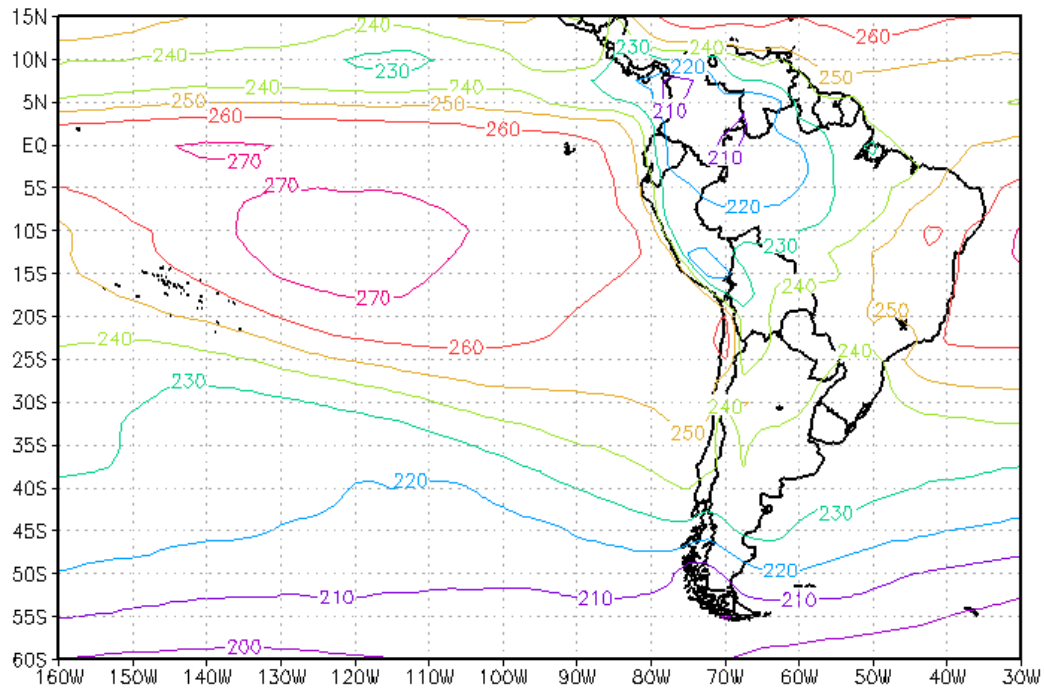


Figura 4.4.9: Compuesto del campo de de radiación de onda larga saliente (ROLS,  $W/m^2$ ) correspondientes a la fase positiva del modo 4.

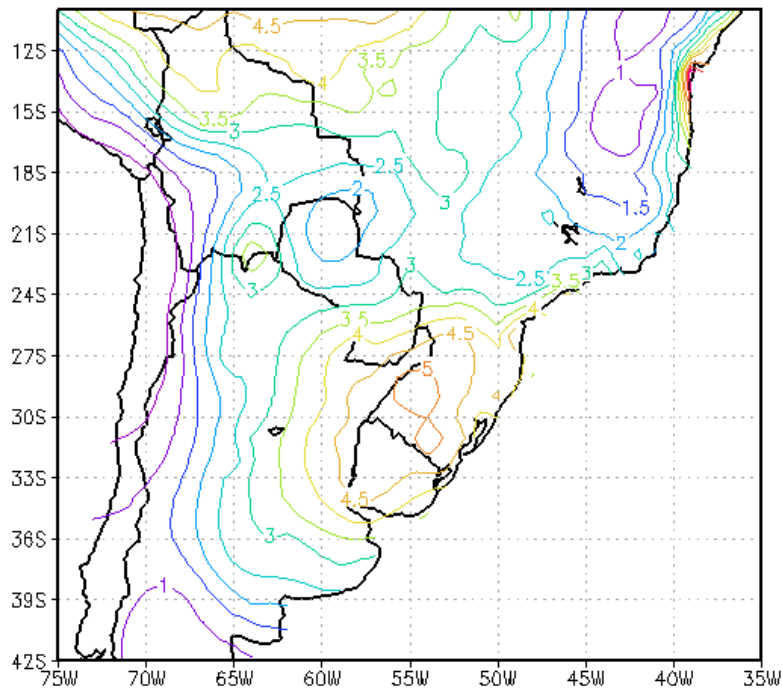


Figura 4.4.10: Compuesto del campo de precipitación diaria (mm/día) correspondientes a la fase positiva del modo 4.



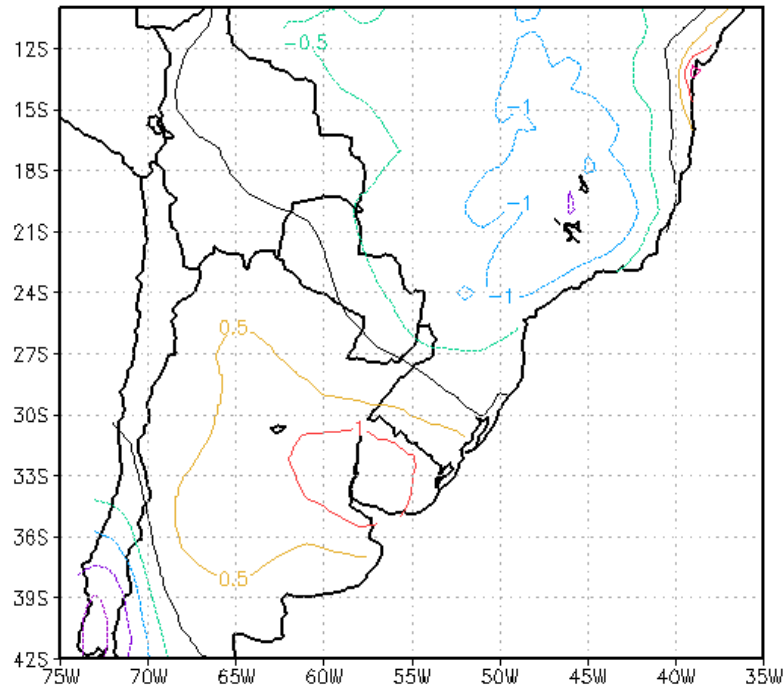


Figura 4.4.11: Compuesto de las anomalías diarias del campo de precipitación (mm/día) correspondientes a la fase positiva del modo 4.

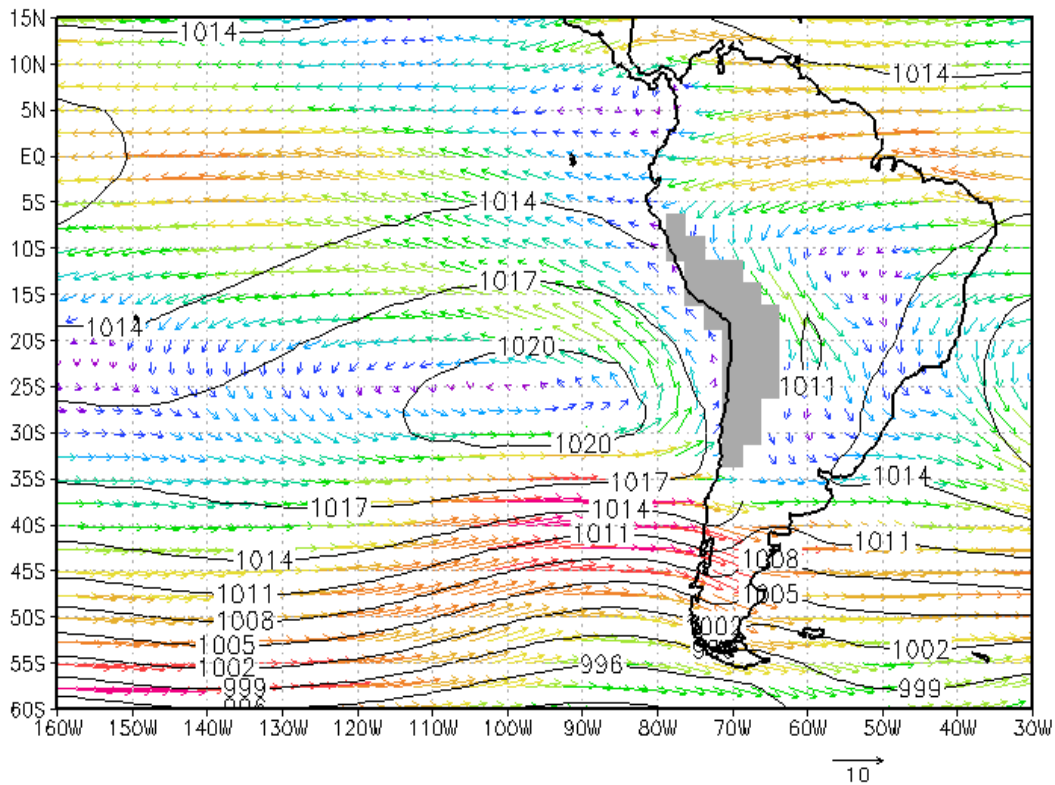


Figura 4.4.12: Compuesto del campo de movimiento en 850 hPa y presión a nivel del mar (hPa) correspondiente a la fase negativa del modo 4. Magnitud de los vectores en m/s.

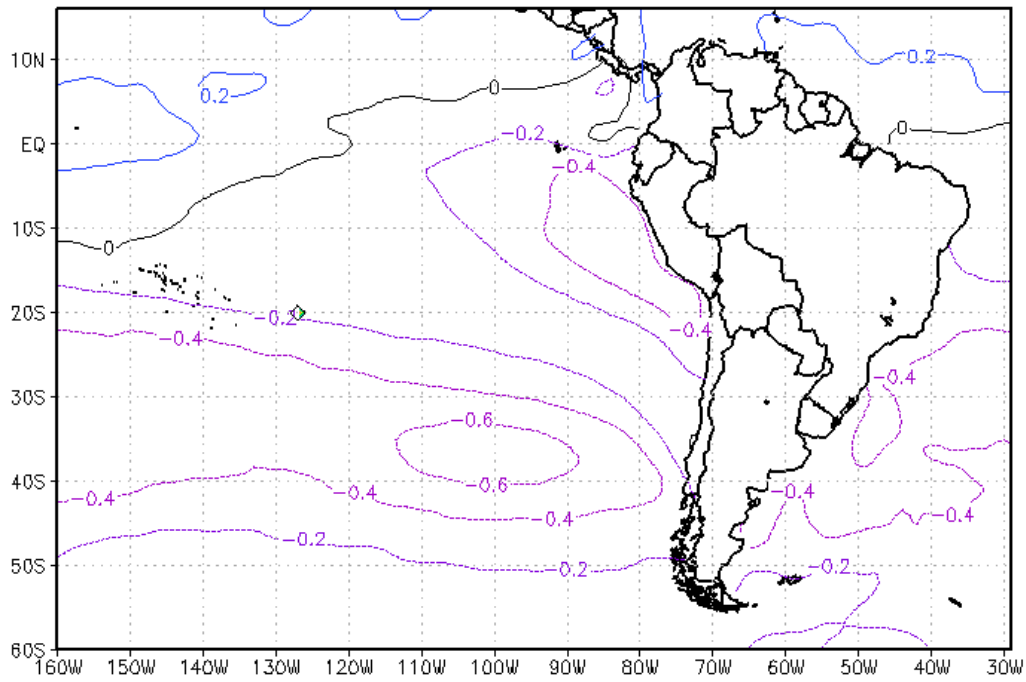


Figura 4.4.13: Compuesto de las anomalías con respecto a la media anual de la temperatura de superficie del mar (°C) correspondientes a la fase negativa del modo 4.

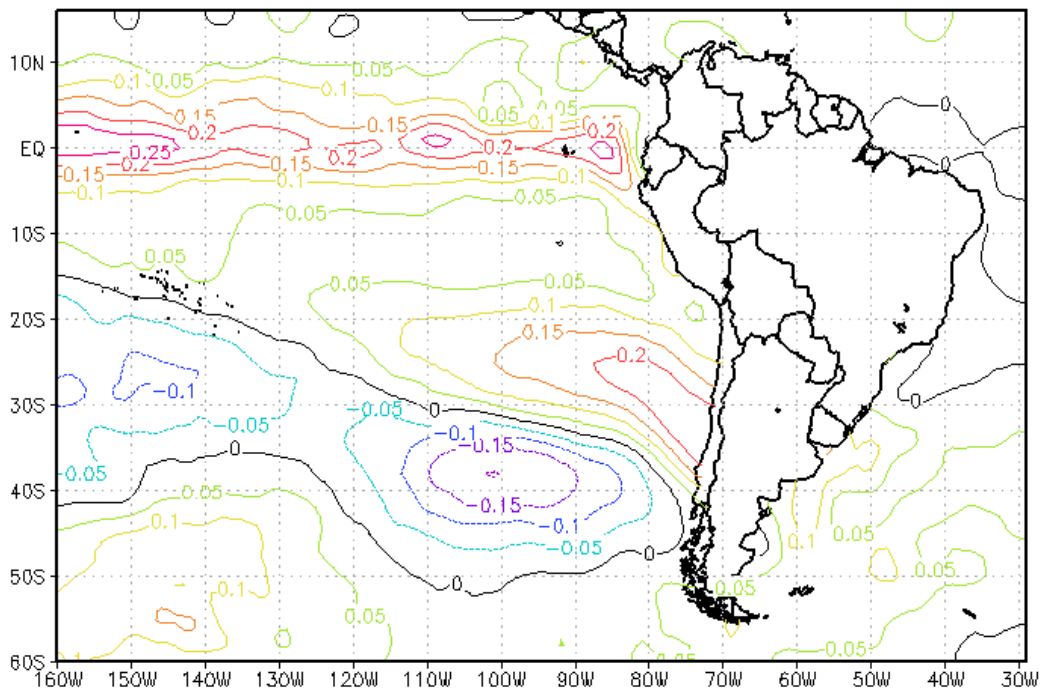


Figura 4.4.14: Compuesto de las anomalías con respecto a las medias diarias de la temperatura de superficie del mar (°C) correspondientes a la fase negativa del modo 4.

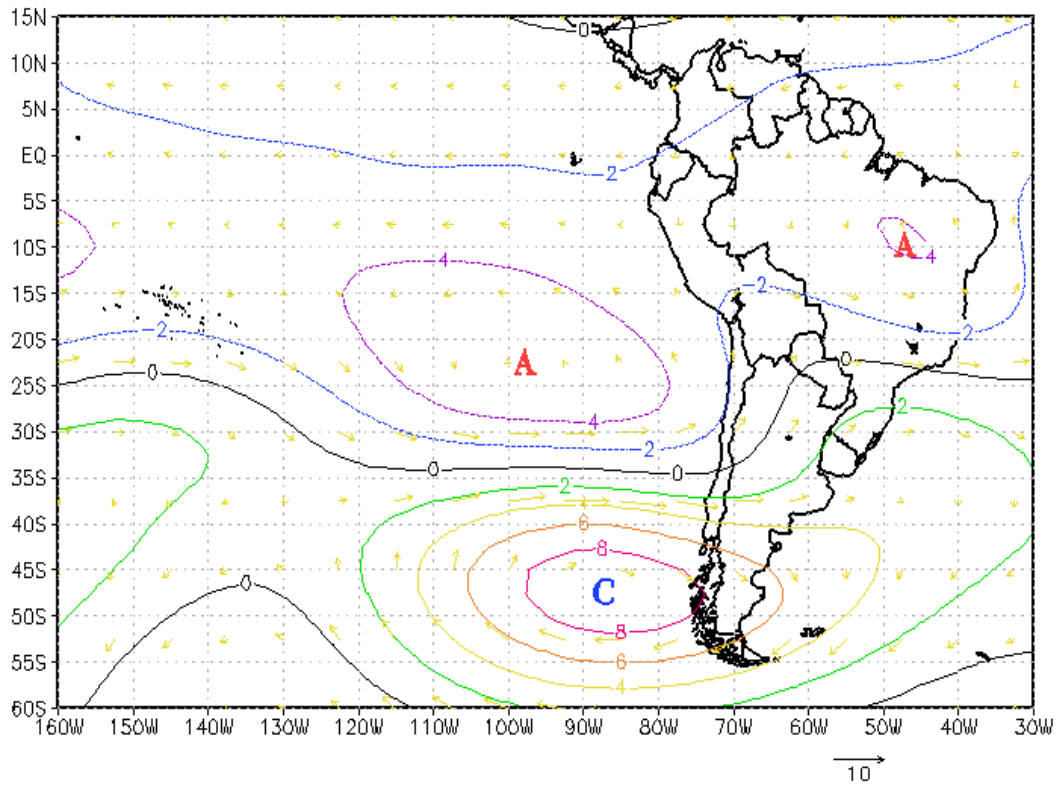


Figura 4.4.15: Compuesto de las anomalías de la función corriente ( $\text{m}^2/\text{s}$ ) en 200 hPa correspondientes a la fase negativa del modo 4. Magnitud de los vectores en  $\text{m}/\text{s}$ .

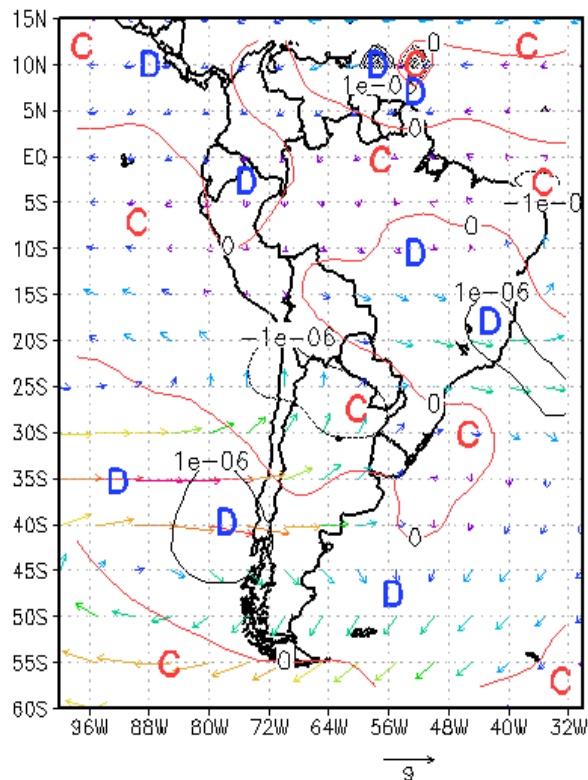


Figura 4.4.16: Compuesto del campo de divergencia ( $\text{s}^{-1}$ ) en 200 hPa superpuesta a las anomalías del campo de movimientos en el mismo nivel correspondientes a la fase negativa del modo 4. Magnitud de los vectores en  $\text{m}/\text{s}$ .

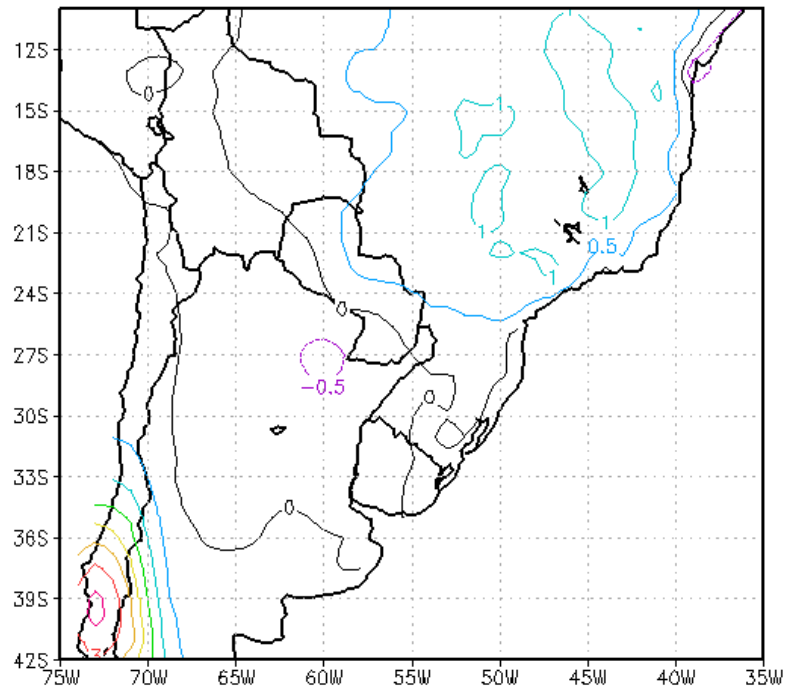


Figura 4.4.17: Compuesto de las anomalías diarias del campo de precipitación (mm/día) correspondientes a la fase negativa del modo 4.

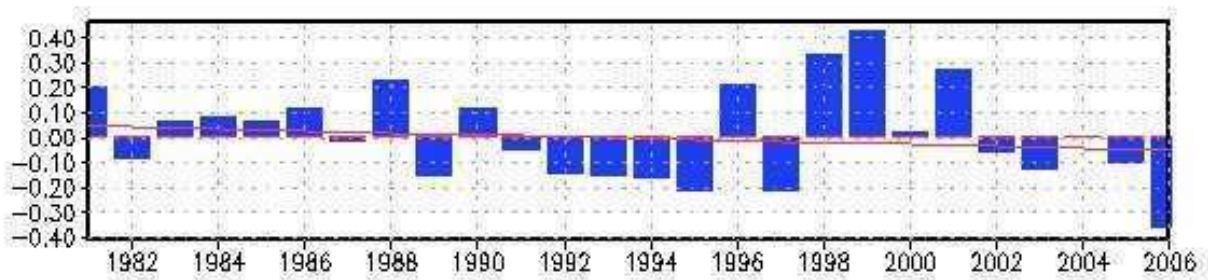


Figura 4.4.18: Promedios anuales de la cp4 correspondientes a los años comprendidos entre 1981-2006. La línea de color rojo indica la tendencia para todo el período.

## 4.5 Quinta componente

La quinta componente presenta un marcado ciclo anual con valores predominantemente positivos en invierno y primavera y negativos en verano y otoño temprano. Como en el caso de la primera componente se encuentran superpuesta una variabilidad de alta frecuencia que también se observa en la escala mensual (figuras 4.5.1 y 4.5.2). La figura 4.5.2 muestra además una tendencia negativa hasta mediados de la década del 90 y una tendencia marcadamente positiva en los años posteriores. La figura 4.5.3 muestra con claridad que se trata de una onda de ciclo anual como ya se podía observar en las dos figuras anteriores, aunque en la figura 4.5.2 se observa que durante algunos años este modo no se presenta con la misma intensidad.

El análisis espectral muestra claramente el pico correspondiente al ciclo anual y la tendencia muy poca energía en el resto de las frecuencias (figura 4.5.4). Esto indica que este modo complementa el ciclo anual descrito principalmente por el modo 1.

### 4.5.1 Composiciones correspondientes a la fase positiva (*cp5+*)

La figura 4.5.5 muestra el campo de movimiento en 850 hPa y superpuesto al mismo las isobaras a nivel del mar. La posición de los anticiclones se encuentra desplazada hacia el sur aproximadamente 2,5 grados de las condiciones medias anuales, como no es característico en los meses del invierno y la primavera, cuando el mar es normalmente más frío que la media anual en esos meses como se observa en las anomalías medias de TSM (figura 4.5.6) y por lo tanto los sistemas debieran estar desplazados hacia el norte. Sobre el continente la corriente del norte solo llega hasta 25°S en el centro y oeste convergiendo con la corriente del anticiclón del Atlántico sobre el SESA (figura 4.5.5).

Contrariamente a las anomalías de TSM medias, las anomalías de TSM diarias no muestra un patrón uniforme de enfriamiento como se observa en la figura 4.5.7. Se trataría por lo tanto de una variación en latitud en los sistemas de origen atmosférico y no oceánico y que tampoco alcanza a modificar la TSM media diaria por ser de un desplazamiento de apenas 200 a 300 km de ancho con lo que el efecto del viento quedaría diluido por las corrientes marinas predominantes.

La anomalía de la función corriente de esta fase muestra un marcado centro ciclónico en la zona central de Argentina (figura 4.5.8). En este caso el eje de la vaguada se extendería a lo largo del oeste de la costa sudamericana, desde Perú hasta casi la Patagonia.

Consecuentemente, la zona de divergencia se extiende en capas altas sobre toda la región subtropical sudamericana mientras que predomina una zona convergente desde 5°S a 50°S sobre el Pacífico al oeste de Sudamérica (figura 4.5.9).

El campo de lluvia (figura 4.5.10) presenta valores superiores a los normales en la zona este del continente y valores bastante inferiores para la época del año en el que este modo es dominante en el centro y oeste de la Argentina, como queda evidenciado en el campo de las anomalías diarias (figura 4.5.11). Este déficit no sería por falta de condiciones dinámicas necesarias para la precipitación sino por el escaso aporte de humedad y calor como se puede inferir de la figura 4.5.5.

#### **4.5.2 Composiciones correspondientes a la fase negativa (cp5-)**

La figura 4.5.12 muestra el campo de movimiento en 850 hPa y superpuesto al mismo las isobaras a nivel del mar. Contrariamente a lo que se observa para la fase positiva la posición de los anticiclones se encuentra desplazada en este caso hacia el norte aproximadamente 2 grados sobre las condiciones medias anuales, lo que aparentemente resultaría contradictorio pues el verano y otoño temprano es un período en el que normalmente el mar se encuentra más cálido que la media anual y por lo tanto es de esperar una posición más austral de los anticiclones.

En esta fase, sobre el continente se encuentra una típica corriente desde latitudes bajas desde la zona tropical a la que se suma el aporte del flujo anticiclónico en la costa atlántica del continente y llega profundamente hasta 40°S (figura 4.5.12). La corriente de los oestes no es muy intensa sobre el Pacífico pero se aceleran sobre el Atlántico y en ese sentido la circulación es opuesta a la del *cp1+*.

En este caso, al igual que en la fase positiva, la TSM no parece influenciada con las condiciones de circulación de capas bajas. Esto confirma que este modo reflejaría un comportamiento propio de la variación interna de la atmósfera (figura 4.5.13).

La anomalía de la función corriente de esta fase muestra una convergencia de dos trenes de ondas en dirección noroeste-sudeste con una anomalía anticiclónica sobre el centro de Argentina que debilita el jet subtropical sobre el continente sudamericano (figura 4.5.14). Asociado a ello predomina sobre el continente un campo de convergencia en las latitudes subtropicales (figura 4.5.15).

Consecuentemente la ROLS no presenta indicaciones de valores medios de convección en la región subtropical y si aparece un marcado eje de actividad convectiva desde

noroeste de Brasil al centro del continente (figura 4.5.16).

Anomalías diarias negativas de precipitación (figura 4.5.17) se observan sobre una amplia región al sur-sudoeste del SESA y este de Argentina, con valores extremos en el sur de Brasil, cerca de la triple frontera. Todo ello a pesar de la intensa corriente de capas bajas proveniente del norte que aporta humedad como para mayores precipitaciones pero que la dinámica no favorece la lluvia (figura 4.5.12).

### **4.5.3 Variabilidad interanual**

La figura 4.5.18 muestra el promedio anual de la *cp5* correspondiente al período 1981-2006. Se aprecia que entre el año 1994 y 1998 se ha producido un cambio importante en el signo predominante de este modo. Hasta 1998 predominaba la fase negativa, es decir que la componente se manifestaba más en otoño que en primavera.

Esta situación se invirtió entre 1994 y 1998 dando lugar a una prevalencia del modo positivo asociado a los inviernos y primaveras sobre los modos negativos del verano y el otoño temprano

La mayor frecuencia de casos positivos en invierno y primavera implica que los anticiclones, que están anormalmente desplazados hacia el sur, son más frecuentes. Por lo mismo, son menos frecuentes los casos en el que el anticiclón está anormalmente desplazado hacia el norte en verano y otoño. En definitiva, esto equivale a una contribución al desplazamiento de los anticiclones hacia el sur mediante un cambio brusco que tuvo lugar en la década de 1990 (figuras 4.5.19 y 4.5.20).

La contribución de este modo al desplazamiento de los anticiclones hacia el sur pudo haber sido complementado en otros momentos o períodos ya que esta tendencia parece haber sido característica de la segunda mitad del siglo pasado (Barros y otros, 2008).

Como esto no ha sido producto del un forzamiento regional debe ser visto como un cambio de la circulación global quizás provocada por el cambio del gradiente hemisférico ecuador-polo producto del calentamiento global (Gillett y otros, 2003).

Como en el caso de la componente 2, aunque menos significativamente, este modo se encuentra correlacionado en forma positiva con el índice de oscilación antártica (OA, Tabla 4.5.1).

ind	r	ic
N12	-0,06	[-0,17 0,05]
N3	-0,06	[-0,16 0,03]
N34	-0,10	[-0,19 -0,01]
N4	-0,09	[-0,19 0,00]
IOA	0,20	[0,10 0,31]
MJ120	0,09	[-0,02 0,19]
MJ40	0,14	[0,04 0,25]
MJ10	0,16	[0,06 0,27]

Tabla 4.5.1: correlaciones de Pearson de la componente *cp5* mensual vs. Índices climáticos y sus intervalos de confianza al 95 %.



#### 4.5.4 Figuras

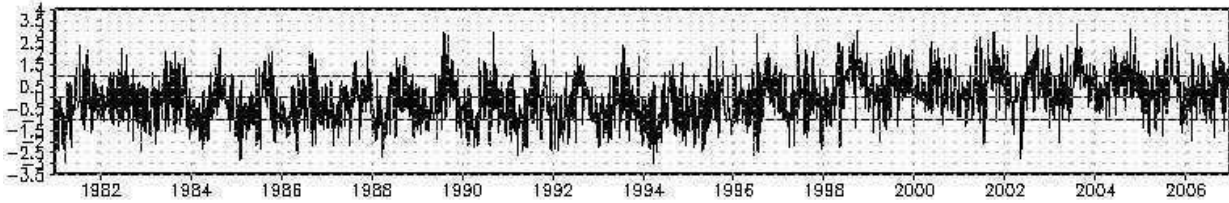


Figura 4.5.1: Serie temporal normalizada asociada al modo 5.

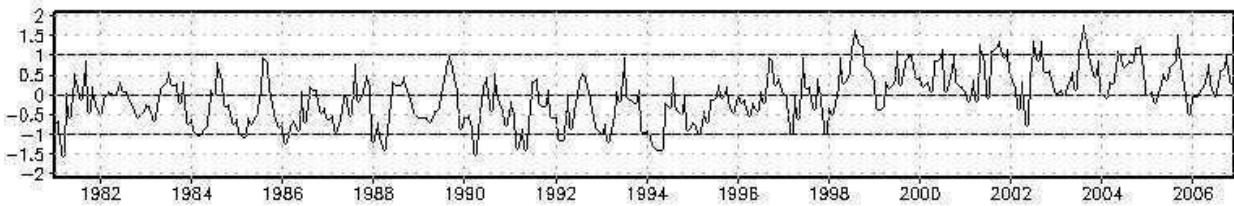


Figura 4.5.2: Serie temporal mensual normalizada asociada al modo 5.

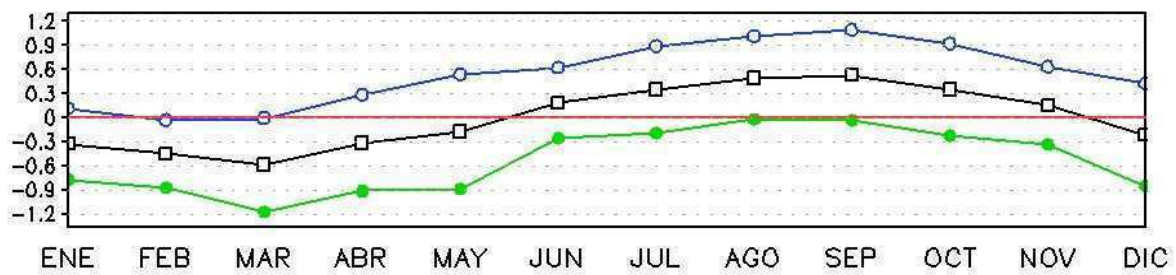


Figura 4.5.3: Ciclo anual correspondiente a la serie temporal asociada al modo 5. En azul se indica el valor medio  $+1\sigma$  y en verde el valor medio  $-1\sigma$ .

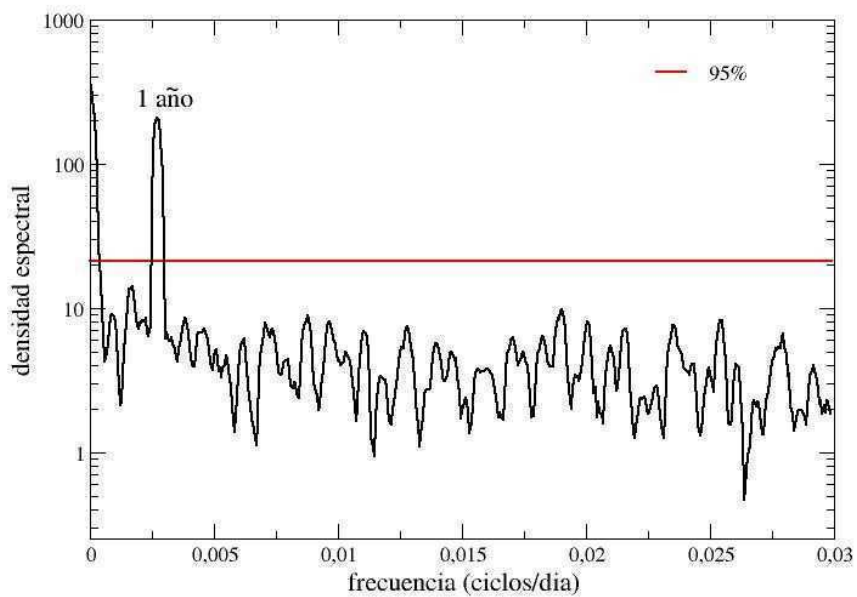


Figura 4.5.4: Densidad espectral correspondiente a la serie temporal asociada al modo 5. En rojo, se indica la significancia al 95% con respecto al ruido blanco.

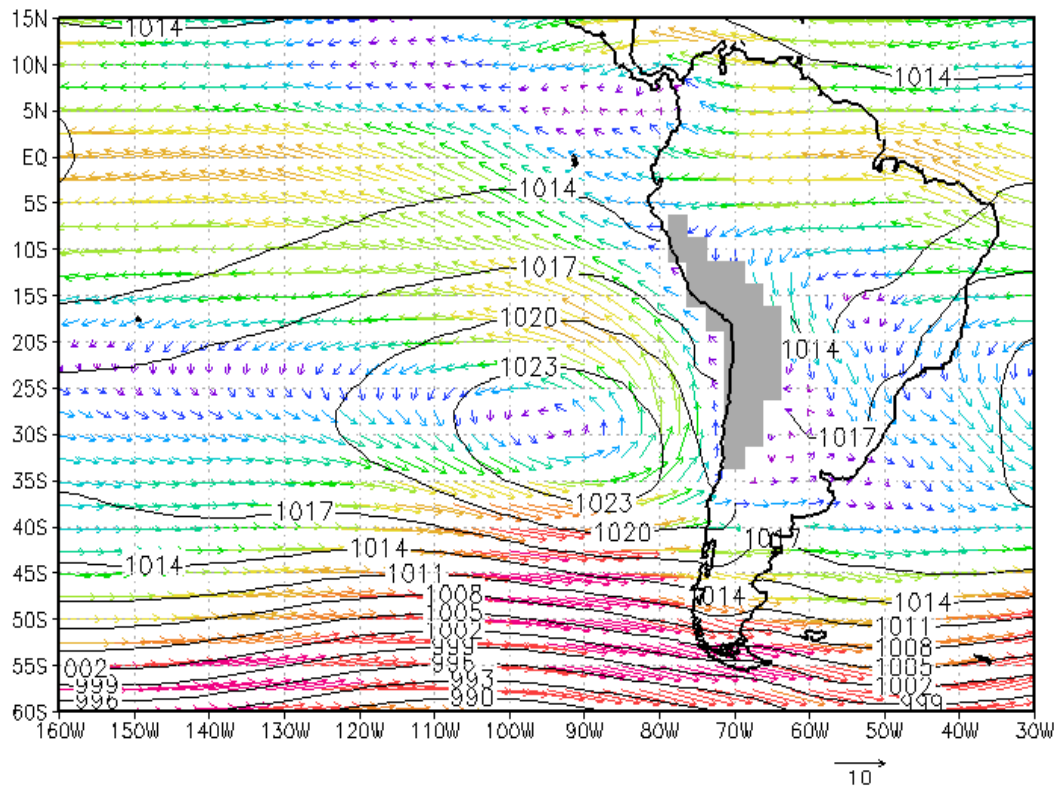


Figura 4.5.5: Compuesto del campo de movimiento en 850 hPa y presión a nivel del mar (hPa) correspondiente a la fase positiva del modo 5. Magnitud de los vectores en m/s.

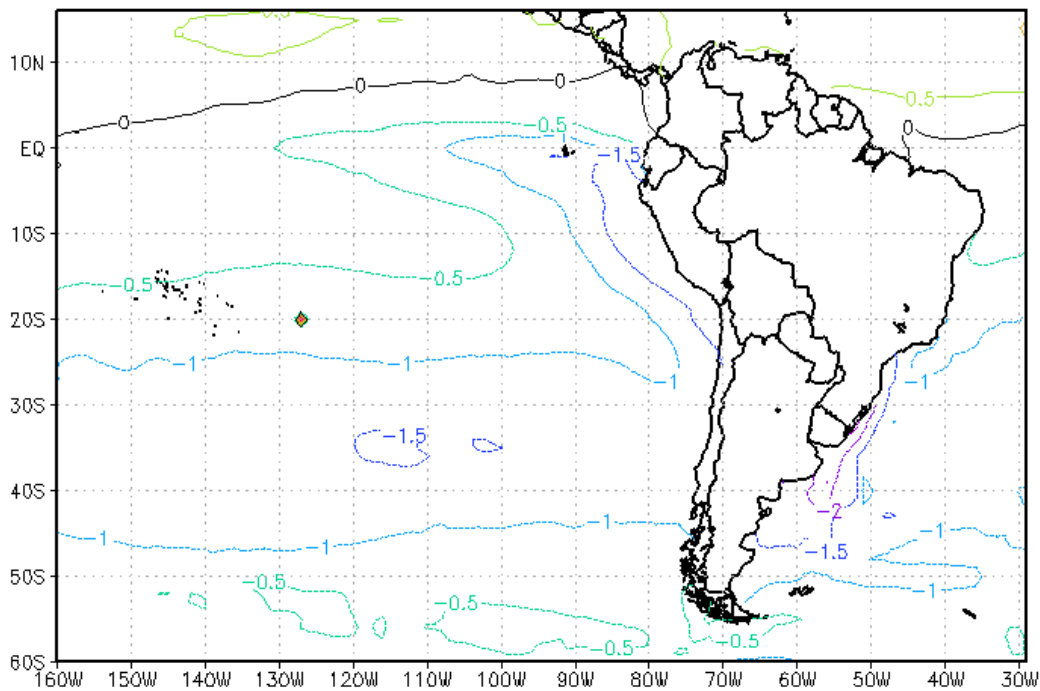


Figura 4.5.6: Compuesto de las anomalías con respecto a la media anual de la temperatura de superficie del mar (°C) correspondientes a la fase positiva del modo 5.

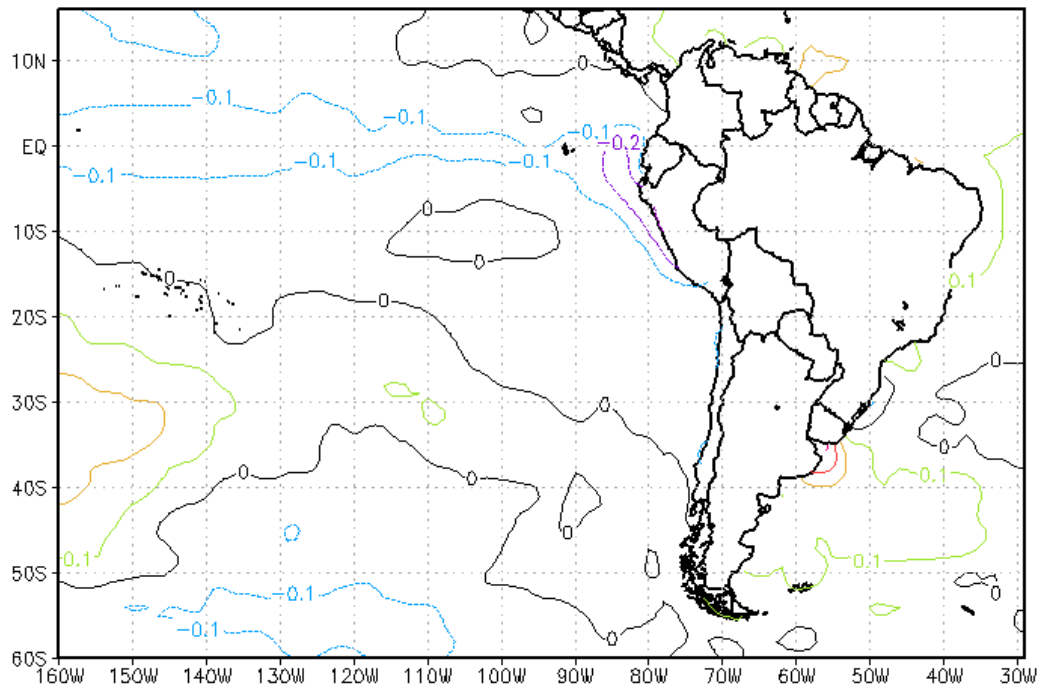


Figura 4.5.7: Compuesto de las anomalías con respecto a la media diaria de la temperatura de superficie del mar (°C) correspondientes a la fase positiva del modo 5.

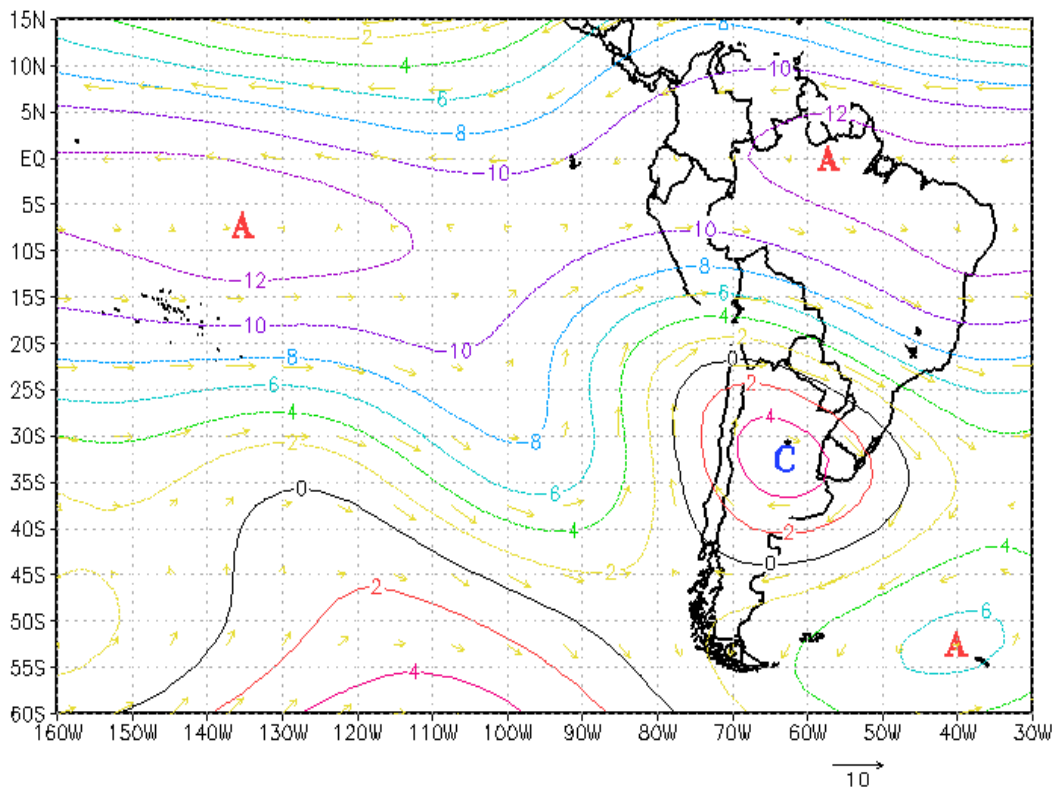


Figura 4.5.8: Compuesto de las anomalías de la función corriente ( $m^2/s$ ) en 200 hPa correspondientes a la fase positiva del modo 5. Magnitud de los vectores en m/s.

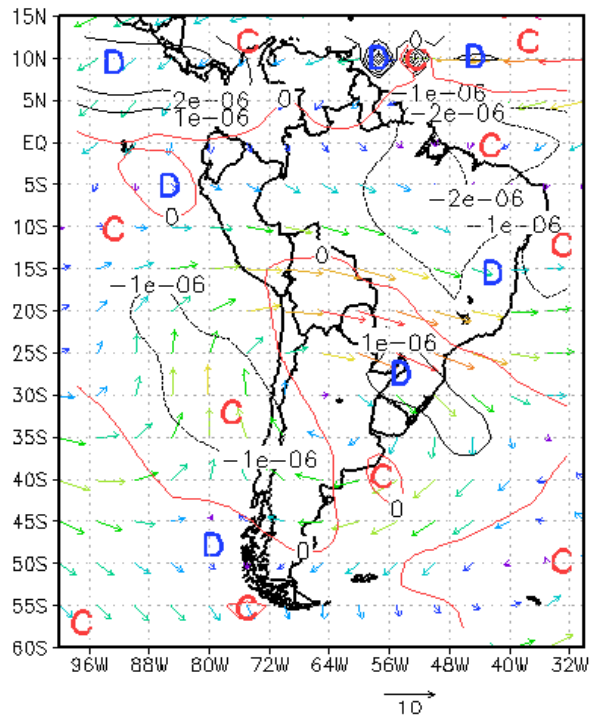


Figura 4.5.9: Compuesto del campo de divergencia ( $s^{-1}$ ) en 200 hPa superpuesta a las anomalías del campo de movimientos en el mismo nivel correspondientes a la fase positiva del modo 5. Magnitud de los vectores en m/s.

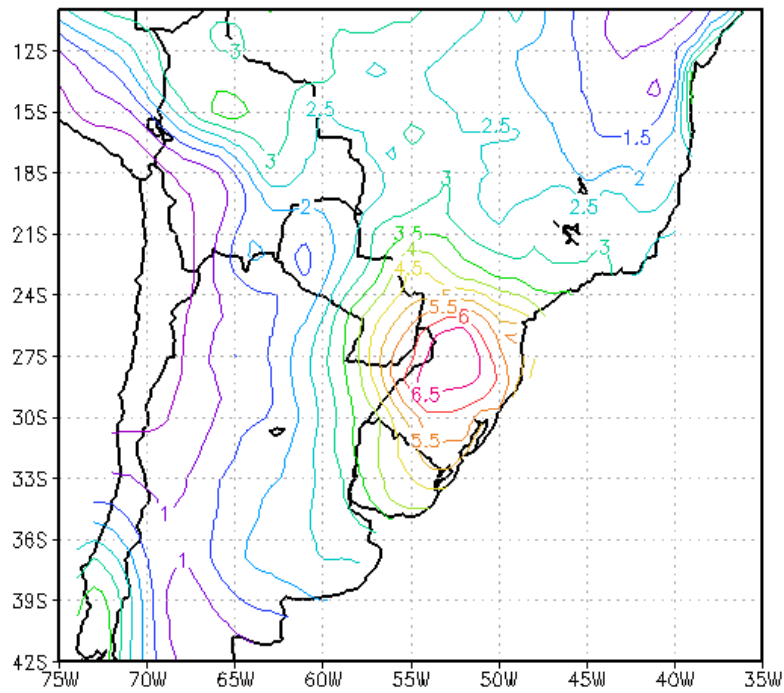


Figura 4.5.10: Compuesto del campo de precipitación diaria (mm/día) correspondientes a la fase positiva del modo 5.

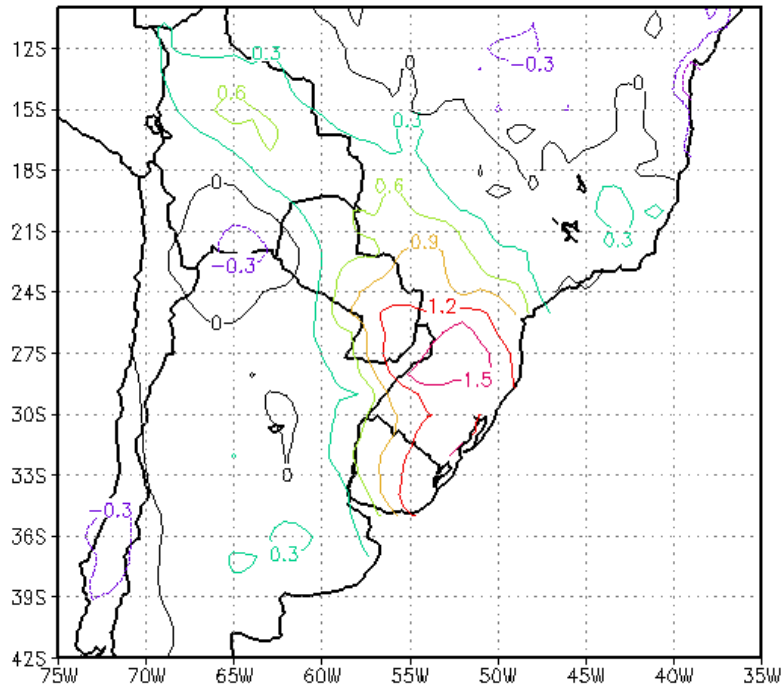


Figura 4.5.11: Compuesto del campo de anomalías diarias de precipitación (mm/día) correspondientes a la fase positiva del modo 5.

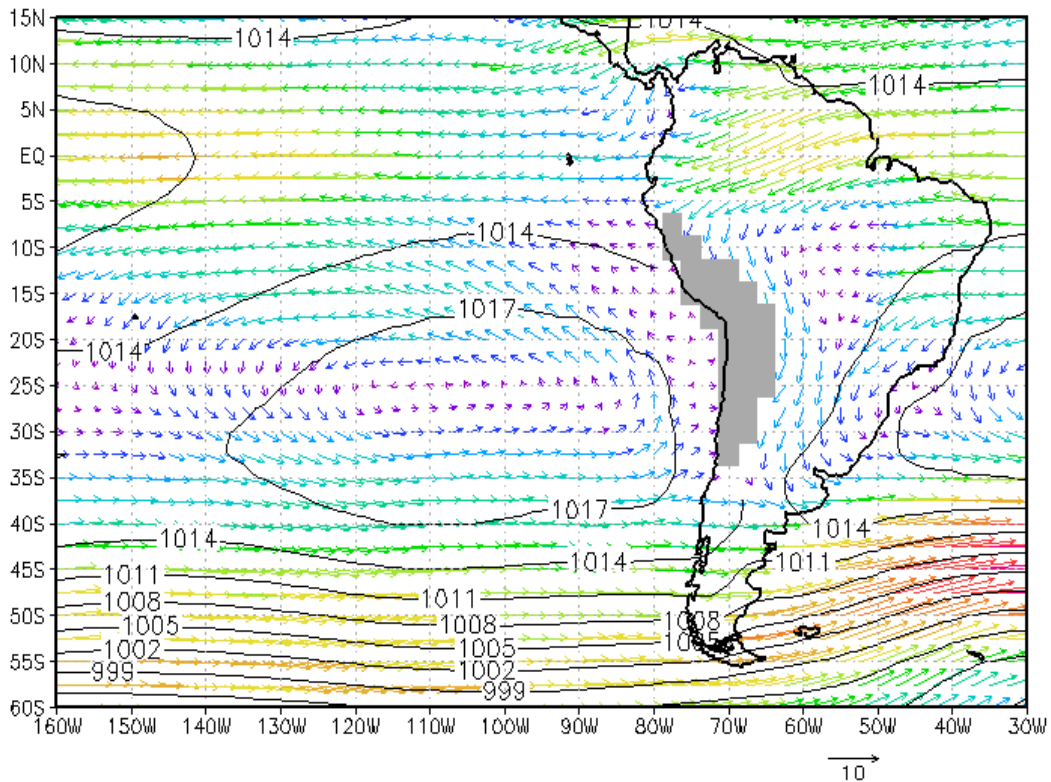


Figura 4.5.12: Compuesto del campo de movimiento en 850 hPa y presión a nivel del mar (hPa) correspondiente a la fase negativa del modo 5. Magnitud de los vectores en m/s.



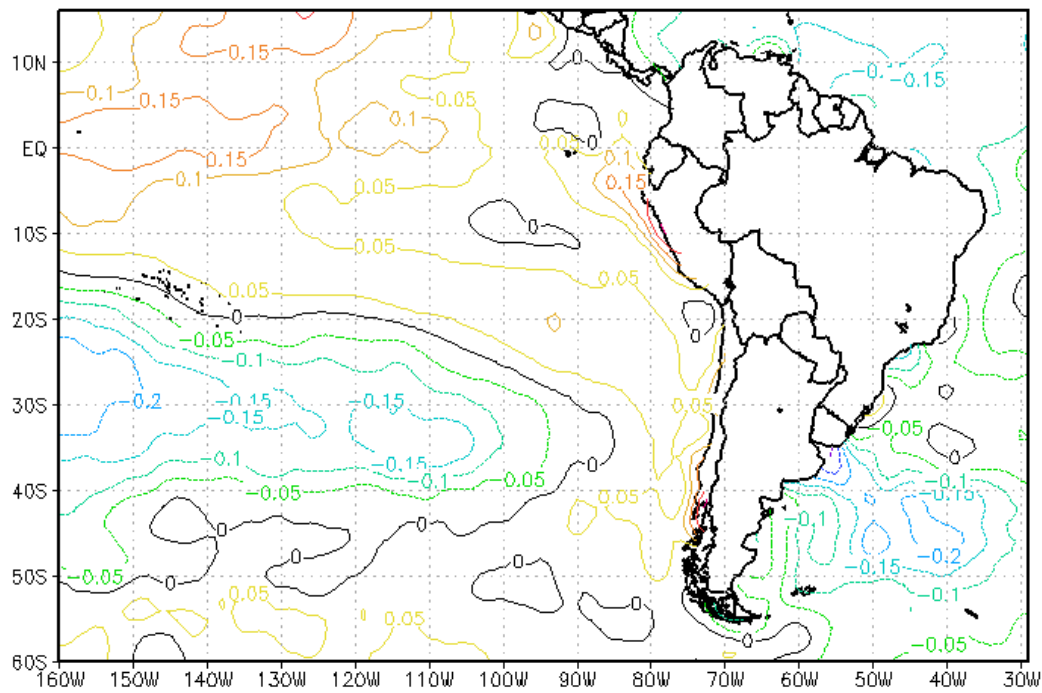


Figura 4.5.13: Compuesto de las anomalías con respecto a la media diaria de la temperatura de superficie del mar (°C) correspondientes a la fase negativa del modo 5.

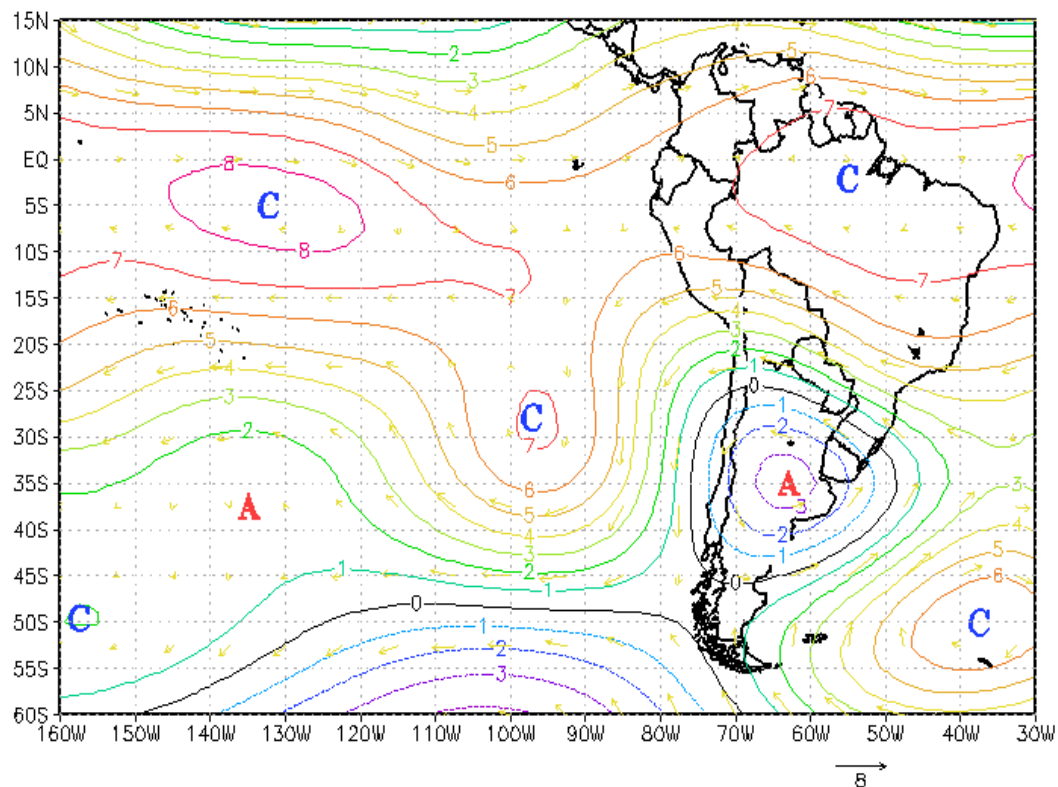


Figura 4.5.14: Compuesto de las anomalías de la función corriente ( $m^2/s$ ) en 200 hPa correspondientes a la fase negativa del modo 5. Magnitud de los vectores en  $m/s$ .

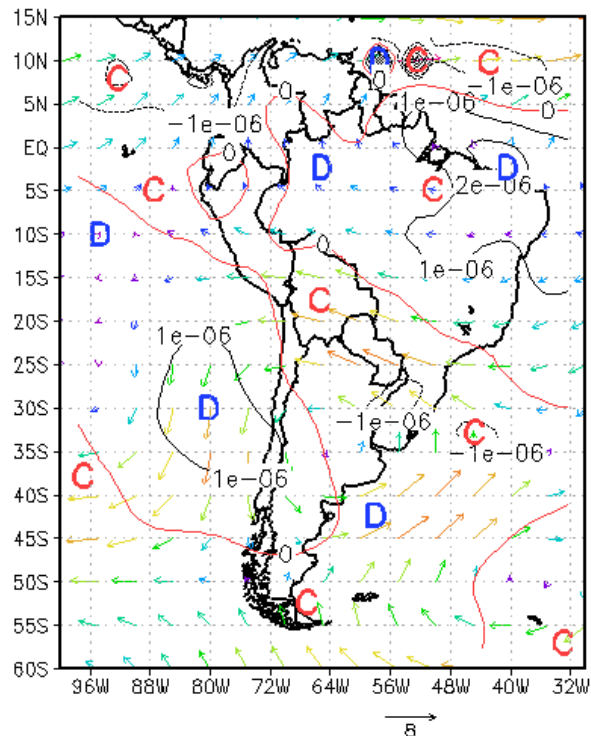


Figura 4.5.15: Compuesto del campo de divergencia ( $s^{-1}$ ) en 200 hPa superpuesta a las anomalías del campo de movimientos en el mismo nivel correspondientes a la fase negativa del modo 5. Magnitud de los vectores en m/s.

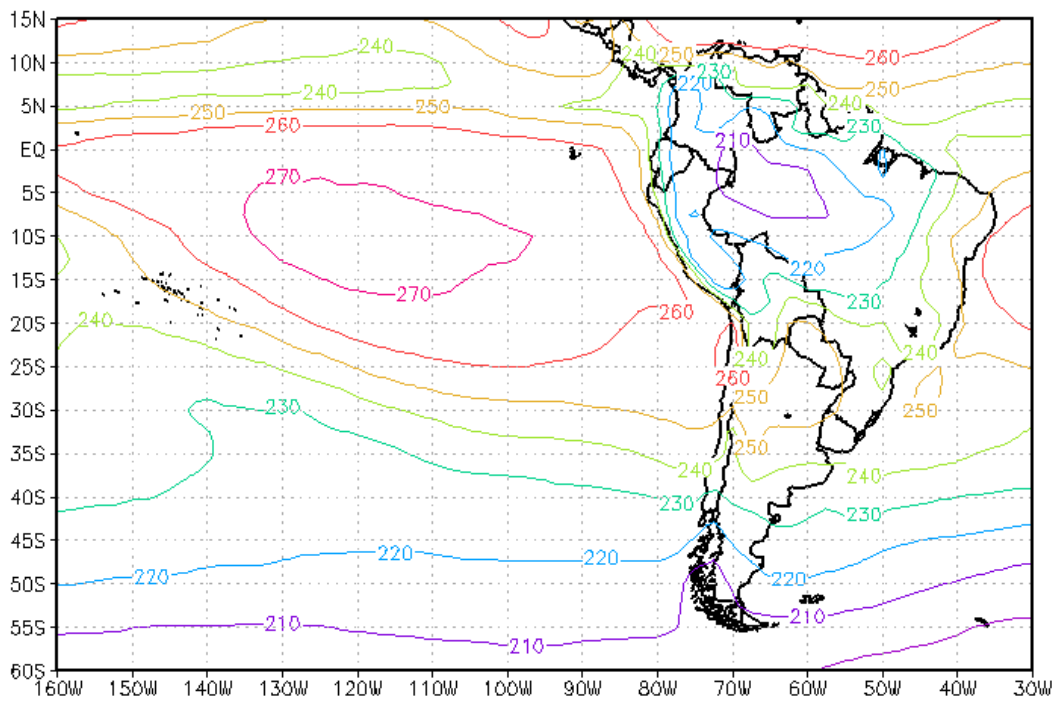


Figura 4.5.16: Compuesto del campo de de radiación de onda larga saliente (ROLS,  $W/m^2$ ) correspondientes a la fase negativa del modo 5.





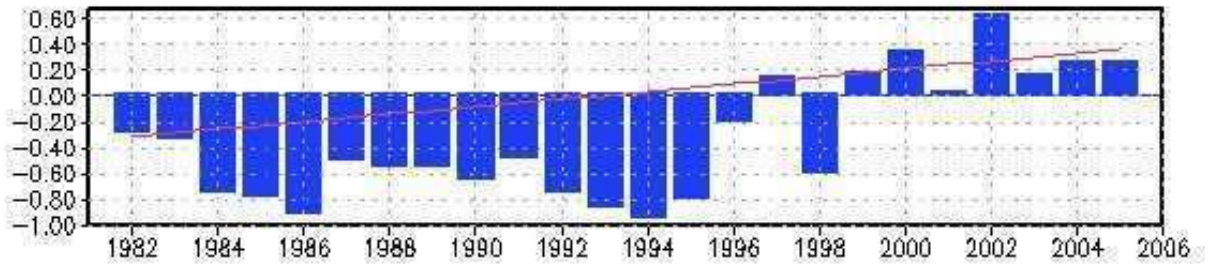


Figura 4.5.20: Promedios anuales de la  $cp5$  para los meses del verano correspondientes a los años comprendidos entre 1981-2006. La línea de color rojo indica la tendencia para todo el período.

## 4.5 Sexta componente

La figura 4.6.1 muestra la sexta componente la que, como en el caso de la segunda componente, no presenta un patrón estacional dominante inclusive en la serie temporal de los promedios mensuales (figura 4.6.2). Sin embargo, en el ciclo anual se distingue una onda semianual contrastada marcadamente entre el otoño y el invierno cuya amplitud tiende a atenuarse hacia los meses de verano conservando la mayor variabilidad en el mes de junio (figura 4.6.3).

El análisis espectral muestra picos de relativa significancia con respecto al ruido blanco en frecuencias bajas, particularmente en períodos de 180 días y 1 y 5 años aproximadamente, lo que estaría indicando que esta componente contribuiría más en la escala interanual que en la escala intraestacional (figura 4.6.4).

### 4.6.1 Composiciones correspondientes a la fase positiva (*cp6+*)

La figura 4.6.5 muestra el campo de movimiento en 850 hPa y superpuesto al mismo las isobaras a nivel del mar. En este caso tanto el anticiclón del Pacífico como el del Atlántico se encuentran desplazados hacia el continente conservando la latitud típica de estos sistema de 30°S. Esto está acompañado con una circulación del noreste que se extiende a lo largo de la parte central del continente entre 15°S y 40°S lo que trae advección de aire húmedo y cálido sobre el sur de Brasil, norte de Argentina, Paraguay y Uruguay. Por otra parte, se observa una circulación intensa de los oestes que es más pronunciada en el Pacífico que en el Atlántico.

El corredor de anomalías positivas de TSM con respecto a la media diaria que se observa no tiene relación con el desplazamiento latitudinal de los campos medios (figura 4.6.5) y, por lo tanto, estaría relacionado con los sistemas transientes determinando en esas regiones poca actividad ciclónica (figura 4.6.6).

La anomalía de la función corriente en 200 hPa (figura 4.6.7) muestra un marcado tren de ondas que alterna centros ciclónicos y anticiclónicos entre el sector sudoriental del océano Pacífico y el noreste de Brasil que es precisamente opuesto en signo a la circulación propia de El Niño y que es cercana a la que caracteriza a La Niña.

Consistente con este tren de ondas el campo de divergencia en 200 (figura 4.6.8) indica divergencia en el sur del continente, convergencia en la región central de Argentina, Chile y Uruguay y predominando divergencia en las bajas latitudes de todo el territorio.

La ROLS presenta convección en la región ecuatorial del continente sudamericano prolongándose la nubosidad hasta la zona central de la cuenca del Amazonas (figura 4.6.9).

Aunque este modo se presenta indistintamente en todas las épocas del año para identificar el campo de precipitación asociado es conveniente analizar las anomalías de precipitación con respecto al valor medio diario. Allí se observan anomalías negativas sobre el noreste de Argentina, sur de Brasil y Uruguay inferiores a  $-1$  mm/día y anomalías positivas de  $0,3$  mm/día sobre el SESA (figura 4.6.10). Pese a que este campo de precipitación es opuesto al campo de anomalías característico de la fase positiva de los ENOS no es exactamente igual a lo que suele observarse en el desarrollo y permanencia de la fase negativa o Niñas (Grimm y otros, 2000). Aunque la señal de la Niña en la lluvia en SESA varía a lo largo del ciclo de la misma, en los mismos en que es más fuerte se encuentra desplazada al sudeste de lo que aparece en la figura 4.6.10.

#### **4.6.2 Composiciones correspondientes a la fase positiva (*cp6*-)**

La figura 4.6.11 muestra el campo de movimiento en 850 hPa y superpuesto al mismo las isobaras a nivel del mar. Este campo se caracteriza por un desplazamiento importante del anticiclón del océano Pacífico hacia el sur y un debilitamiento del anticiclón del Atlántico. Este caso también estaría asociado a una corriente del norte que puede coincidir con el jet de capas bajas, en el SESA. Como en el caso de la *cp2*- esta corriente del norte proviene del océano Atlántico del Hemisferio sur y la misma. El inusual apartamiento de la alta del Pacífico, por otra parte desplaza considerablemente hacia el sur la corriente de los oestes, que restablece su posición en sudoeste del Atlántico en aproximadamente  $30^{\circ}$ O.

Las anomalías de TSM con respecto a los valores medios diarios son consistente con la circulación de capas bajas y muestran valores positivos asociadas a componentes del viento norte y negativas del sur (figura 4.6.12).

La anomalía de la función corriente en 200 hPa muestra un campo en oposición con el de la fase positiva (figura 4.6.13) y corresponde a la circulación típica de los eventos Niño (Vera y otros, 2004). El campo de divergencia en 200 hPa asociado es consistente presentando una fuerte divergencia en el centro de Chile y Argentina y convergencia hacia el norte del SESA (figura 4.6.14).

En capas altas predominan valores de ROLS (figura 4.6.15) propios de la actividad

convectiva en el sector ecuatorial del continente y también en la región del sur de Brasil (230 w/m<sup>2</sup>).

En el sur de Brasil y Uruguay las anomalías de la precipitación son de más 1,5 mm/día (figura 4.6.16), una característica de la ocurrencia de eventos El Niño de significativa intensidad.

#### 4.6.3 Variabilidad interanual

La figura 4.6.17 muestra el promedio anual de la *cp6* correspondiente al período 1981-2006 que indica una tendencia ligeramente positiva en dicho período que puede corresponderse con la salida de fase positiva de la oscilación decádica del Pacífico (Mantua y otros, 1997), que hacia el fin del siglo está asociada a la disminución de la intensidad de los ENOS. Son significativos los períodos comprendidos entre los años 1982-1983 y 1997-1998 que muy probablemente estén vinculados a eventos de Niños intensos.

Este modo se encuentra correlacionado en forma negativa y significativa con los índices del ENOS en las cuatro regiones en las que éstos se determinan y de manera positiva con los índices de la OMJ (Tabla 4.6.1). Tanto para los índices ENOS como para los OMJ, las mayores correlaciones se observan sobre el sector oriental del Pacífico ecuatorial. Estas correlaciones, además, estarían indicando que este modo capta en particular la actividad convectiva que se desarrolla tanto en la escala intraestacional como interanual sobre el océano Pacífico ecuatorial y que modularía los regímenes de precipitación en SA (Grimm y otros, 2000; Zhou y Lau, 2001; de Souza y Ambrizzi, 2006; Castro Cunningham y otros, 2006).

ind	r	ic
N12	-0,37	[-0,48 -0,25]
N3	-0,31	[-0,41 -0,20]
N34	-0,26	[-0,35 -0,16]
N4	-0,15	[-0,24 -0,06]
IOA	0,01	[-0,11 0,12]
MJ120	0,20	[0,08 0,31]
MJ40	0,28	[0,17 0,39]
MJ10	0,28	[0,17 0,39]

Tabla 4.6.1: correlaciones de Pearson de la componente *cp6* mensual vs. Índices climáticos y sus intervalos de confianza al 95 %.

#### 4.6.4 Figuras

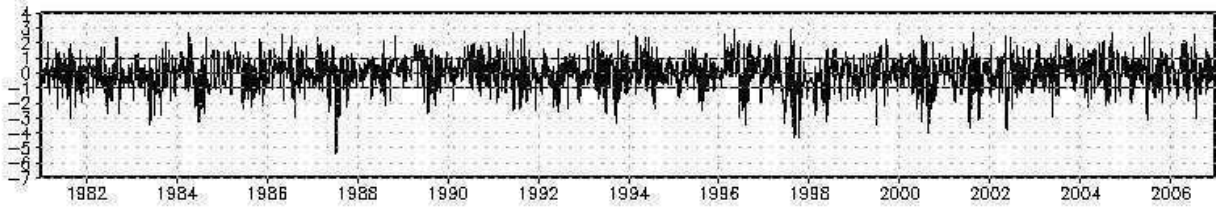


Figura 4.6.1: Serie temporal normalizada asociada al modo 6.

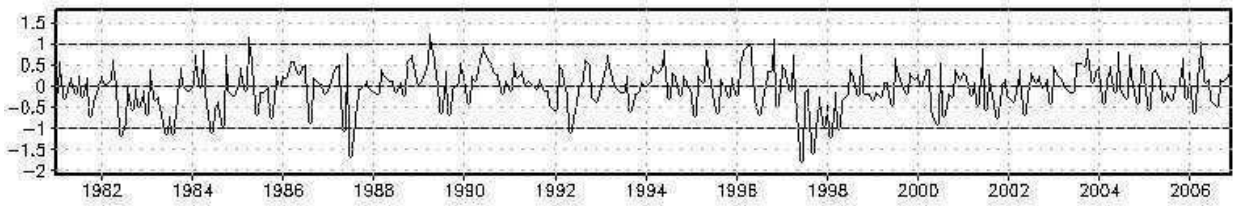


Figura 4.6.2: Serie temporal mensual normalizada asociada al modo 6.

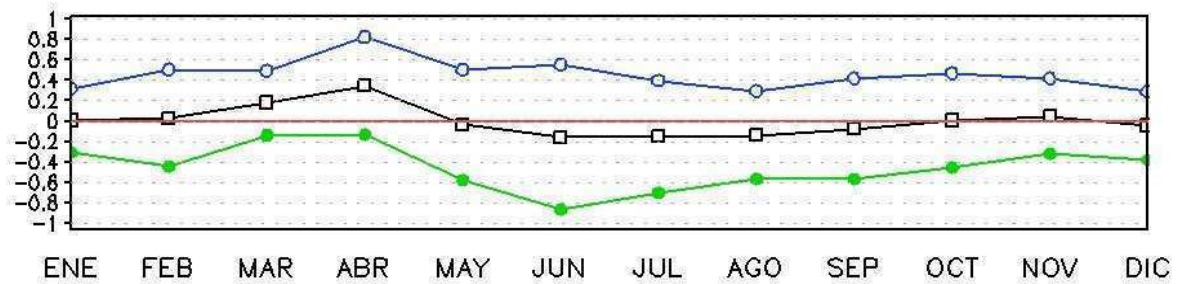


Figura 4.6.3: Ciclo anual correspondiente a la serie temporal asociada al modo 6. En azul se indica el valor medio  $+1\sigma$  y en verde el valor medio  $-1\sigma$ .

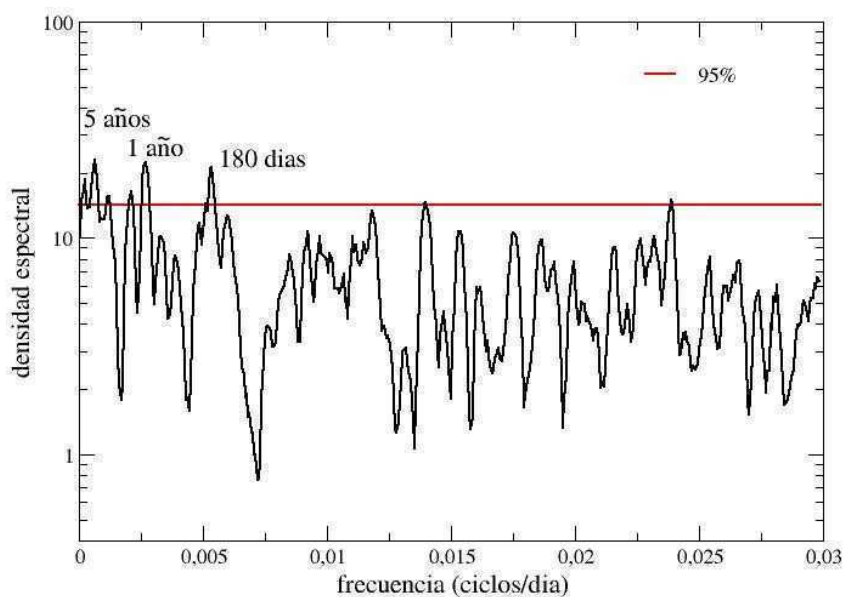


Figura 4.6.4: Densidad espectral correspondiente a la serie temporal asociada al modo 6. En rojo, se indica la significancia al 95% con respecto al ruido blanco.

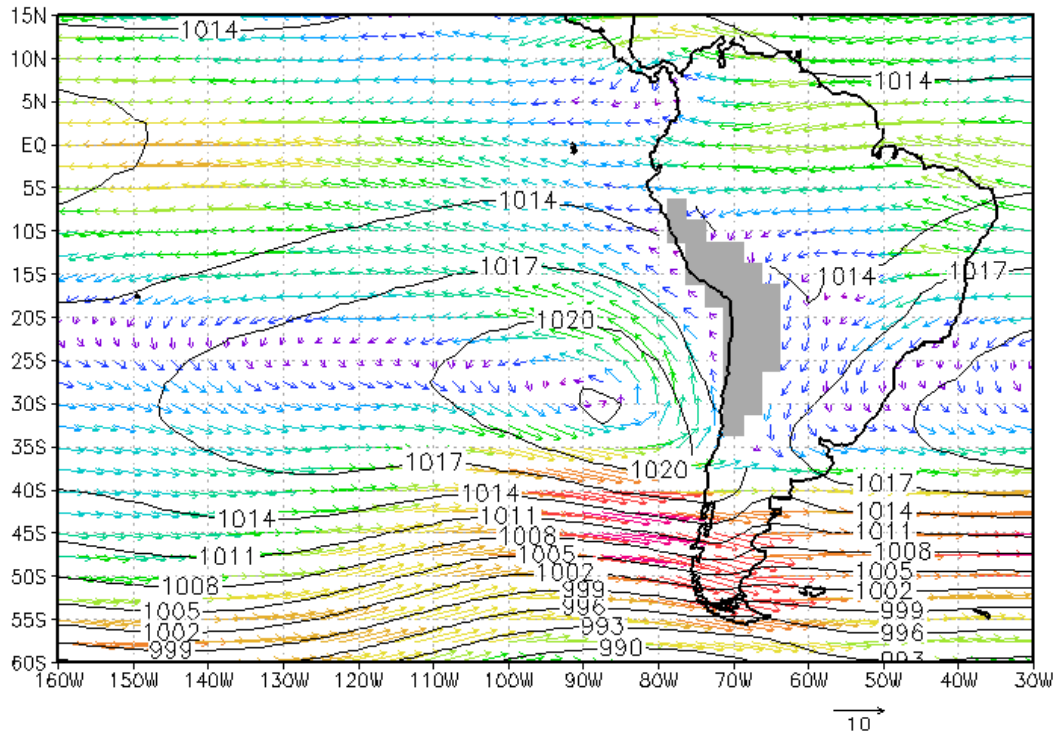


Figura 4.6.5: Compuesto del campo de movimiento en 850 hPa y presión a nivel del mar (hPa) correspondiente a la fase positiva del modo 6. Magnitud de los vectores en m/s.

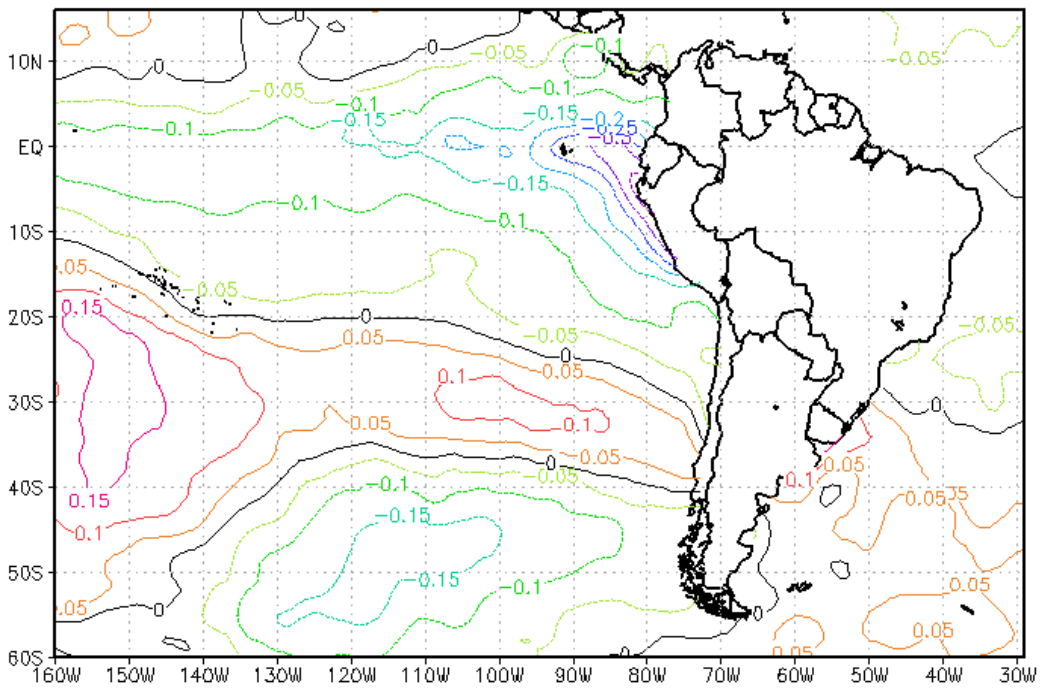


Figura 4.6.6: Compuesto de las anomalías con respecto a la media diaria de la temperatura de superficie del mar (°C) correspondientes a la fase positiva del modo 6.

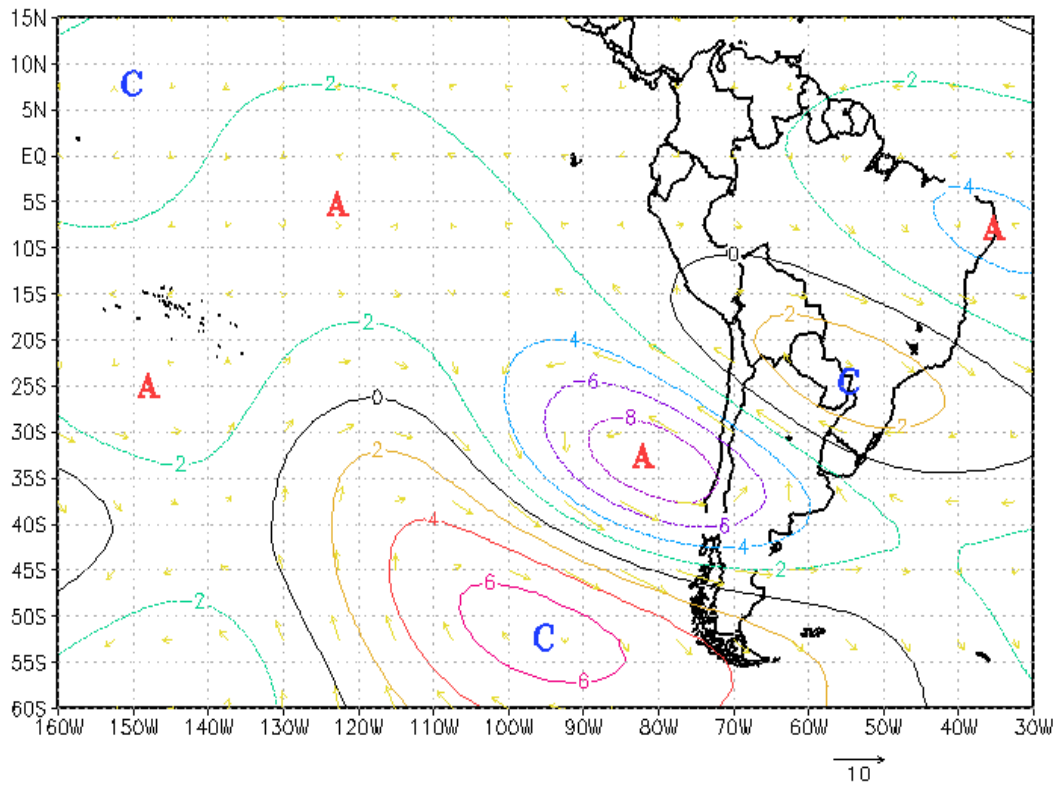


Figura 4.6.7: Compuesto de las anomalías de la función corriente ( $m^2/s$ ) en 200 hPa correspondientes a la fase positiva del modo 6.

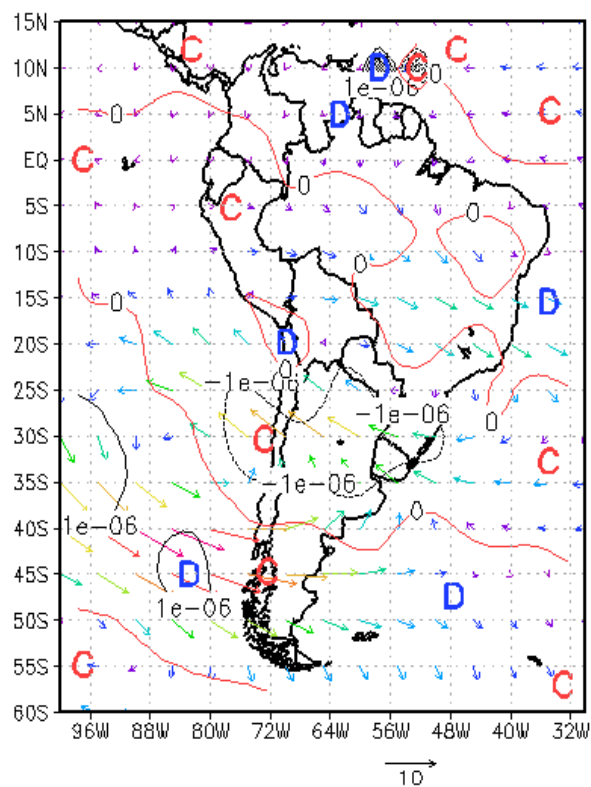


Figura 4.6.8: Compuesto del campo de divergencia ( $s^{-1}$ ) en 200 hPa superpuesta a las anomalías del campo de movimientos en el mismo nivel correspondientes a la fase positiva del modo 6. Magnitud de los vectores en  $m/s$ .



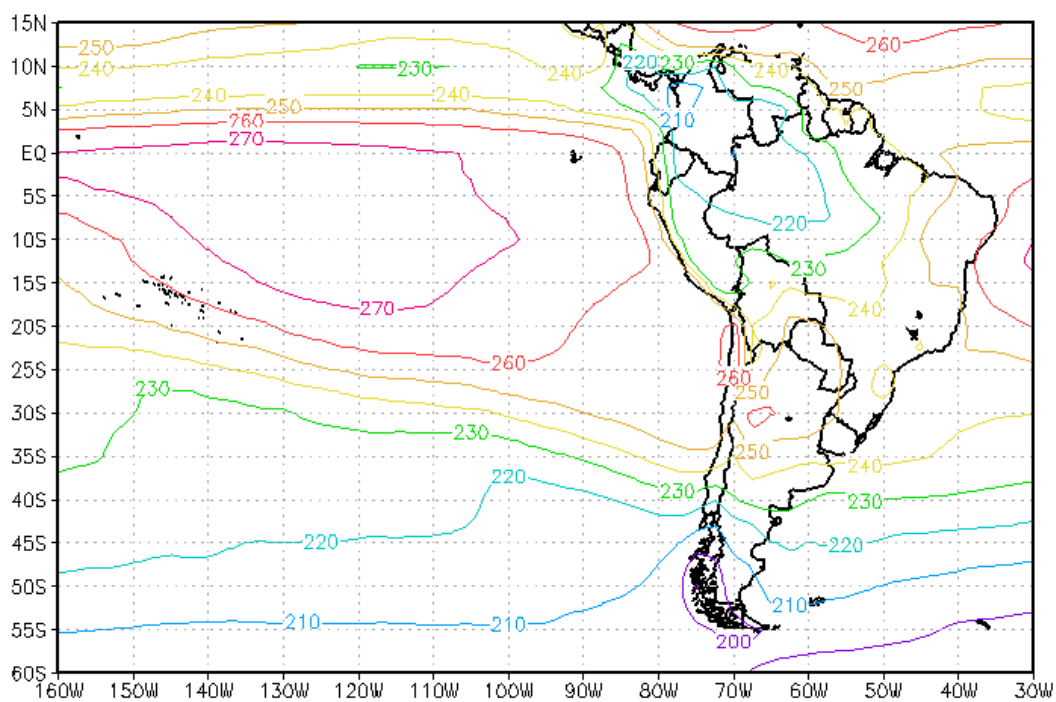


Figura 4.6.9: Compuesto del campo de de radiación de onda larga saliente (ROLS,  $W/m^2$ ) correspondientes a la fase positiva del modo 6.

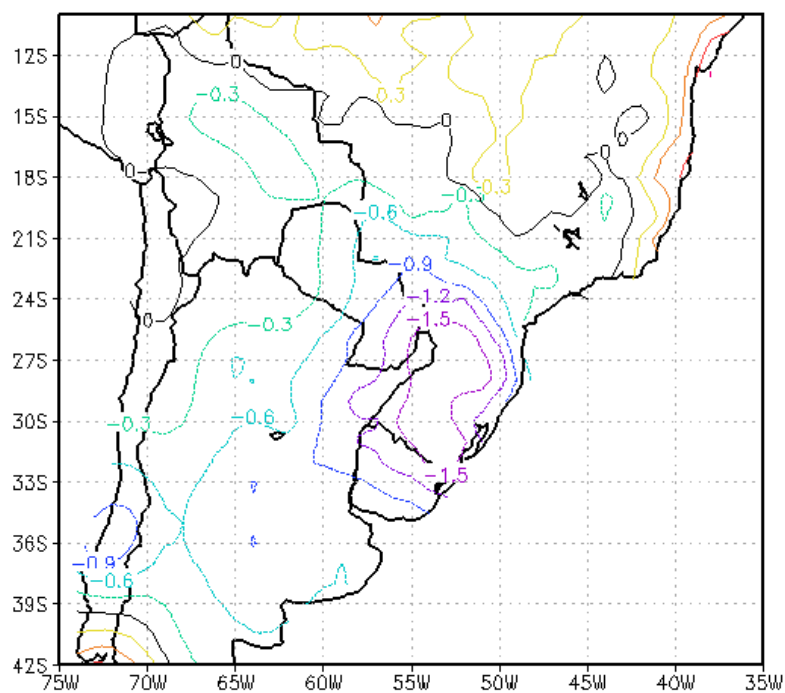


Figura 4.6.10: Compuesto de las anomalías diarias del campo de precipitación ( $mm/día$ ) correspondientes a la fase positiva del modo 6.



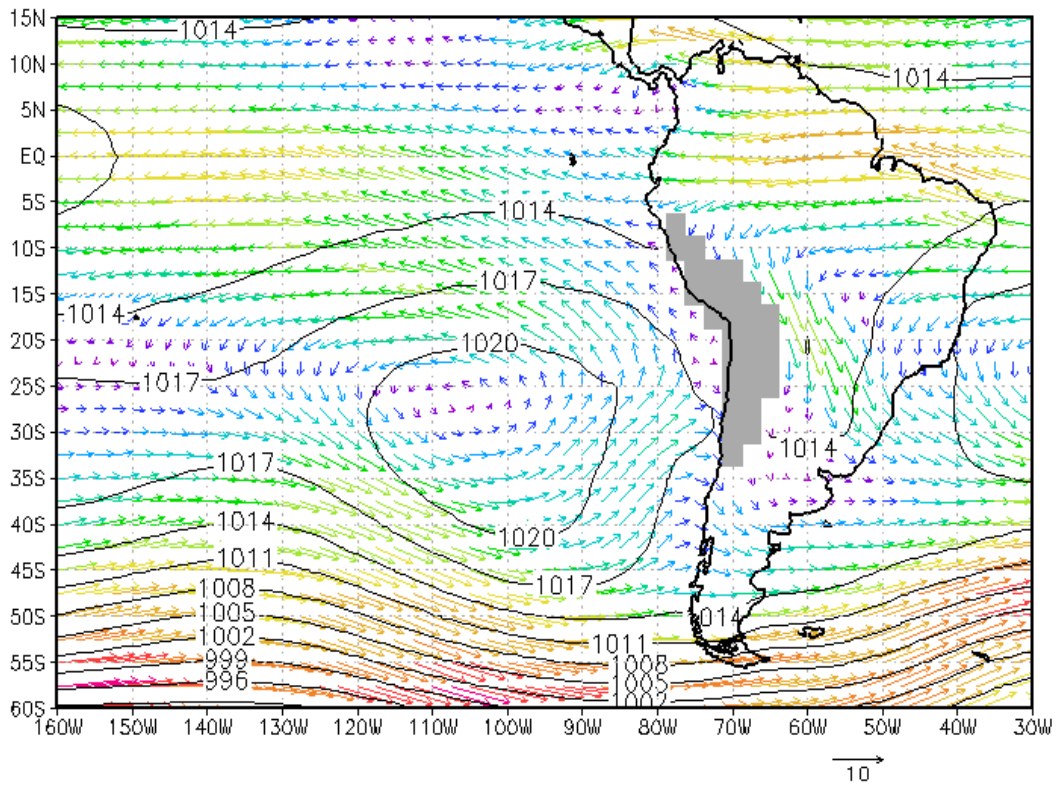


Figura 4.6.11: Compuesto del campo de movimiento en 850 hPa y presión a nivel del mar (hPa) correspondiente a la fase negativa del modo 6. Magnitud de los vectores en m/s.

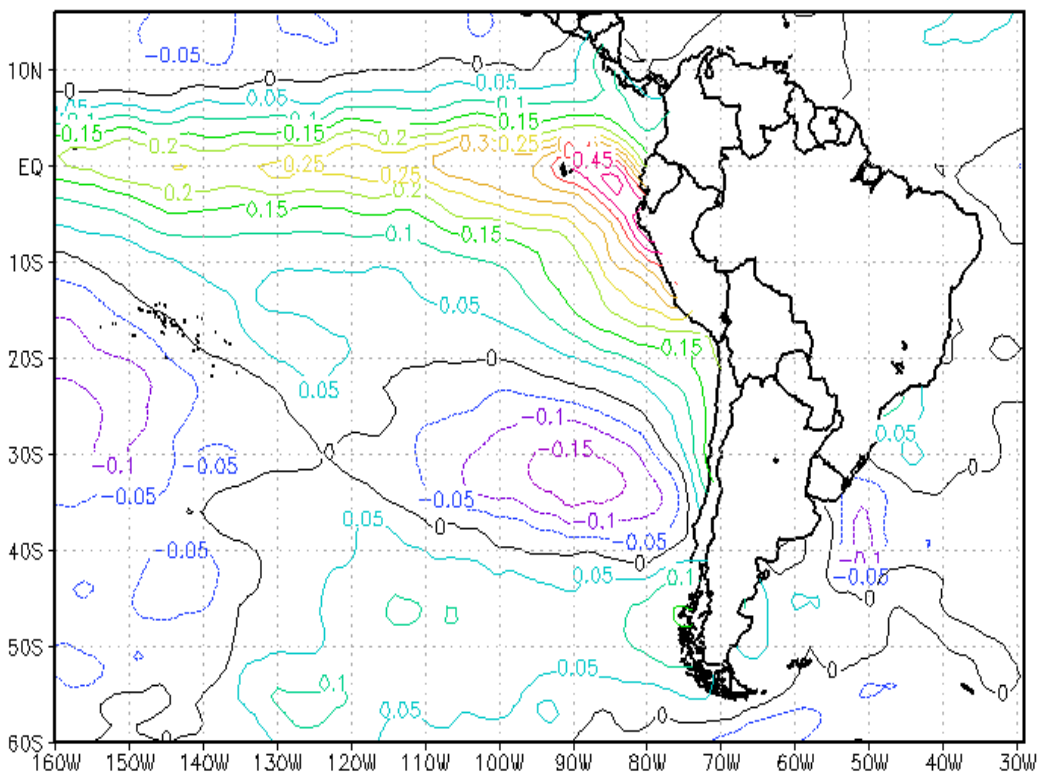


Figura 4.6.12: Compuesto de las anomalías con respecto a la media diaria de la temperatura de superficie del mar (°C) correspondientes a la fase negativa del modo 6.

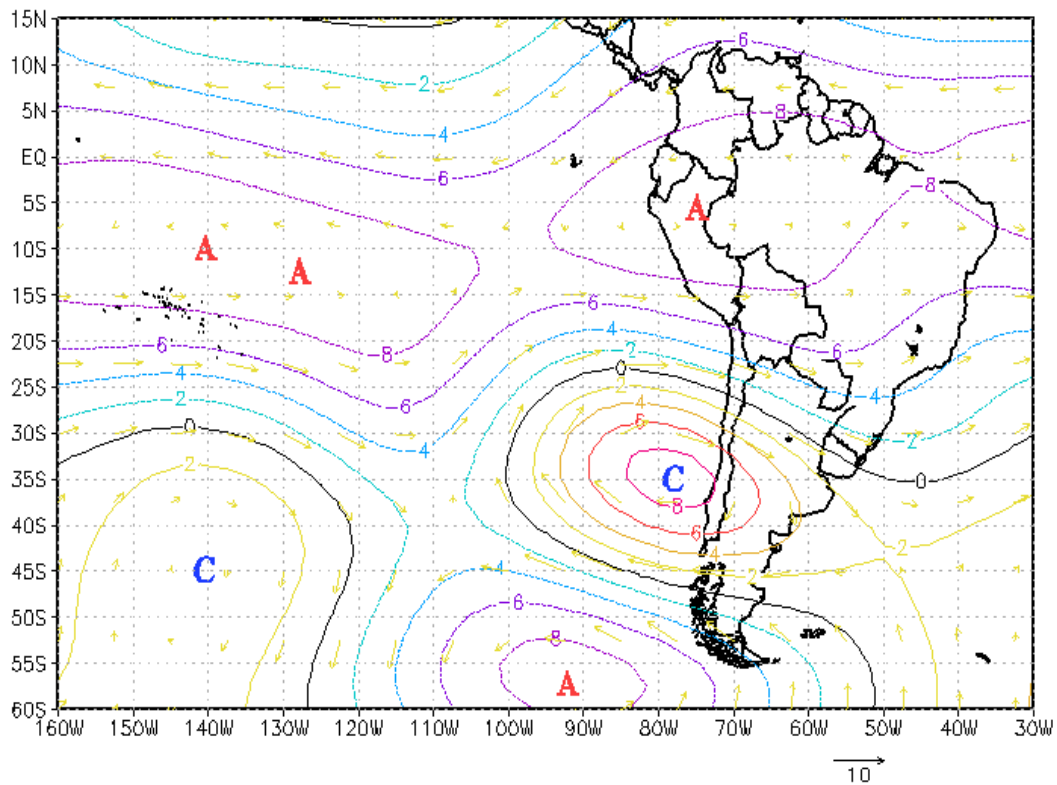


Figura 4.6.13: Compuesto de las anomalías de la función corriente ( $m^2/s$ ) en 200 hPa correspondientes a la fase negativa del modo 6. Magnitud de los vectores en m/s.

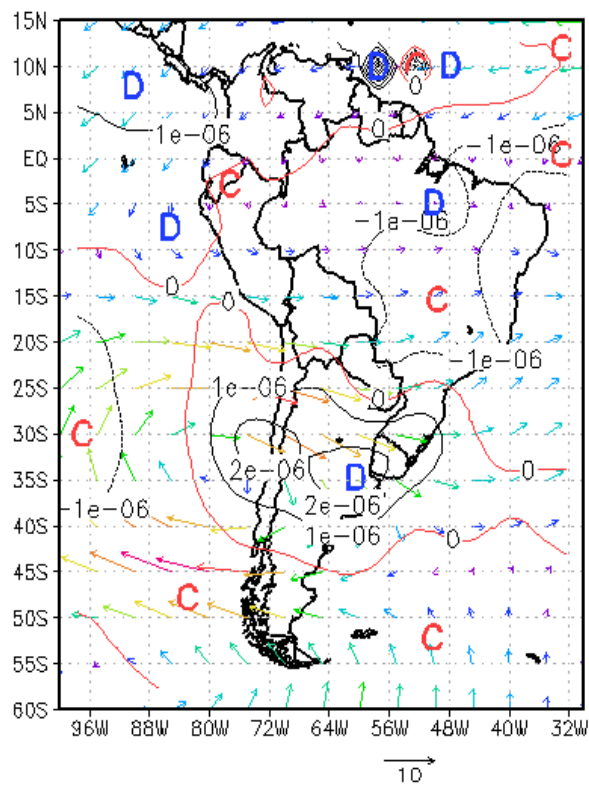


Figura 4.6.14: Compuesto del campo de divergencia en 200 hPa superpuesta a las anomalías del campo de movimientos en el mismo nivel correspondientes a la fase negativa del modo 6. Magnitud de los vectores en m/s.

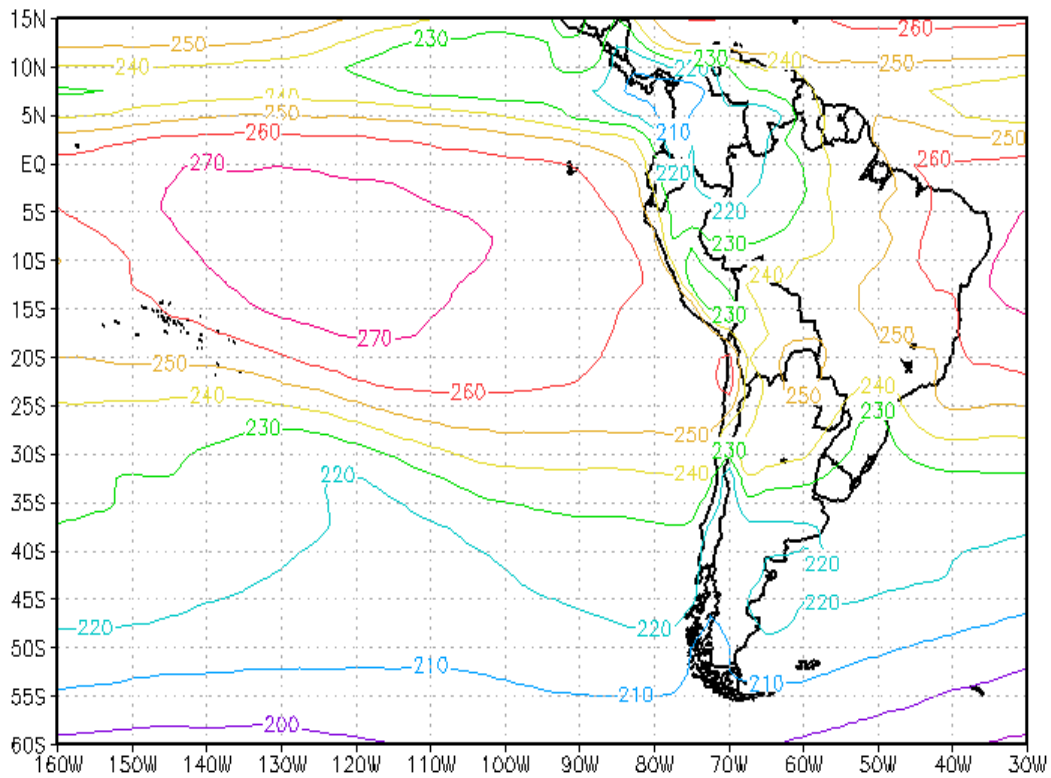


Figura 4.6.15: Compuesto del campo de de radiación de onda larga saliente (ROLS,  $W/m^2$ ) correspondientes a la fase negativa del modo 6.

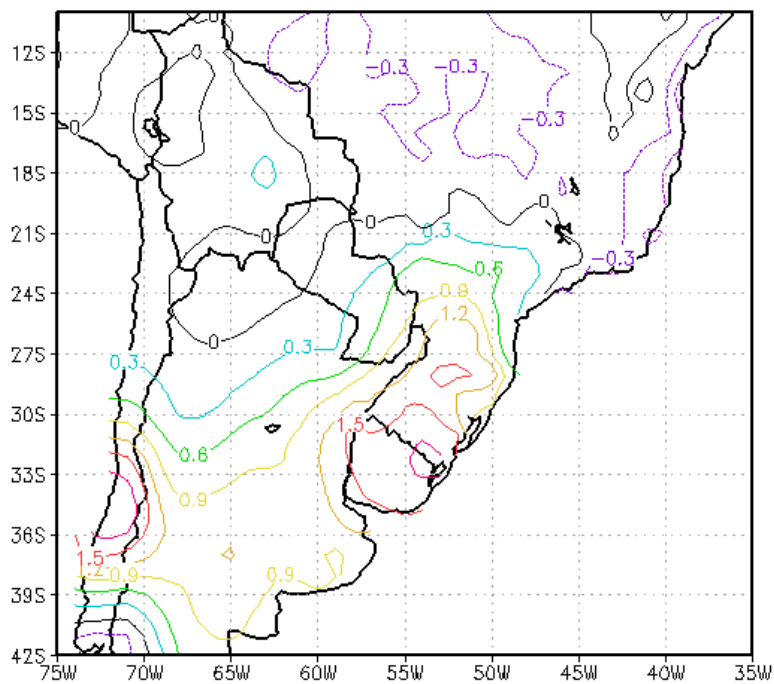


Figura 4.6.16: Compuesto de las anomalías diarias del campo de precipitación ( $mm/día$ ) correspondientes a la fase negativa del modo 6.

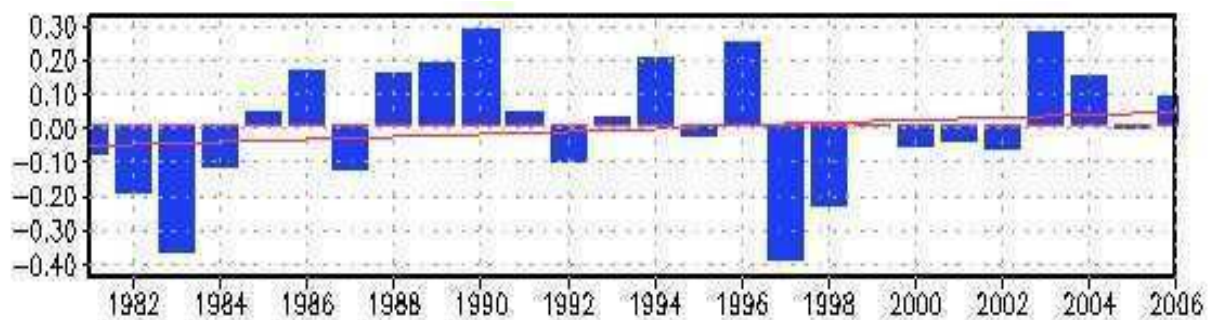


Figura 4.6.17: Promedios anuales de la cp6 correspondientes a los años comprendidos entre 1981-2006. La línea de color rojo indica la tendencia para todo el período.

## 5. Discusión

Por medio de un análisis de FEOC de los campos del viento diario en 850 se examinaron los aspectos característicos de la circulación atmosférica y su vinculación con la precipitación en el continente sudamericano y en particular en el SESA para el período comprendido entre enero de 1981 y diciembre de 2006. Dado que el análisis de FEOC realizado es continuo en el tiempo, es decir no se hacen diferencias entre períodos húmedos y secos, verano e invierno, por ejemplo, en los resultados analizados la amplitud de las señales asociadas a los distintos modos (ENOS, ZACS, entre otros) pueden quedar ligeramente atenuados debido a que sobresalen los modos propios del ciclo anual. Asimismo, los aportes de aquellas frecuencias superiores a 0,1 ciclos/día (básicamente los sistemas sinópticos) quedaron excluidos debido al filtrado realizado.

El conjunto de los seis primeros modos retenidos, que en total representan el 61,1 % de la varianza explicada, capta los efectos de los múltiples regímenes e interacciones de la circulación en SA y su asociación con la precipitación.

Aunque en el capítulo 4 se ha analizado la estacionalidad de los modos considerando los valores medios de las *cps* resulta interesante observar como se comporta la misma en sus valores extremos, que son precisamente los que han sido tenidos en cuenta para la elaboración de las composiciones de los respectivos campos.

El modo 1 tiene un marcado ciclo anual, con la fase positiva comprendida entre los meses de mayo y septiembre y la negativa entre noviembre y marzo. El escaso aporte de los meses de abril y octubre estaría indicando precisamente el cambio del régimen de invierno al régimen de verano, caracterizado particularmente con el inicio (fin) del SMSA (figura 5.1.a). Esto refuerza la interpretación hecha en el capítulo 4 que asocia este modo a la circulación invernal en su fase positiva y a la de verano en el modo ZACS.

Los extremos del modo 2, en su fase positiva, son más característicos en otoño y primavera y la fase negativa, básicamente en invierno, particularmente entre junio y agosto. De todos modos esta componente contribuiría durante todo el año como se puede apreciar en la figura 5.1.b. Este modo presenta una vaguada (cuña) sobre el eje Malvinas-Chile Central que tiene claras asociaciones con la precipitación.

La fase positiva de los extremos del modo 3 es representativa de los meses del otoño, del

invierno y la primavera mientras que la fase negativa está presente a lo largo de todo el año (figura 5.1.c). Esto es consecuencia (ya mencionada en el capítulo 4) del desplazamiento este-oeste de los anticiclones, aunque en realidad la fase negativa es más característica del estado medio de la circulación atmosférica. Como la fase positiva está asociada al establecimiento de una masa de aire frío sobre el continente después del pasaje de algún frente es lógico que ocurra con escasa frecuencia en los meses de verano

Los aspectos que presenta la fase positiva de los extremos del modo 4 son similares a los de la fase positiva del modo 2, aunque ahora desplazados hacia el fin del verano y el invierno. La contribución de la fase negativa está distribuida a lo largo del año de manera irregular, aunque contribuyendo más en el invierno y en el verano (figura 5.1.d).

Las contribuciones de los extremos de las fases del modo 5 se corresponden con un ciclo anual muy marcado, pero desfasado un cuarto de ciclo con respecto al ciclo característico (figura 5.1.e). Es decir, los máximos se corresponden con los meses julio a septiembre, en el caso de la fase positiva y con los meses febrero a mayo en el caso de la fase negativa. Cabe recordar que este modo representa los desplazamientos meridionales de los anticiclones en forma opuesta al que corresponde estacionalmente cosa que sucede frecuentemente en los períodos estival e invernal y en el inicio de la respectiva estación de transición que son, precisamente, los períodos de máximo desplazamiento norte-sur de los anticiclones.

Las 2 fases del modo 6 contribuyen a lo largo de todo el año aunque en ambas los extremos tienden a ser más importante durante los meses más fríos, como es de esperar dado que este modo estaría más vinculado a los trenes de ondas originados en el Pacífico tropical asociados con la fase positiva de los eventos ENOS (figura 5.1.f).

Las tendencias de los valores extremos de las fases positivas y negativas de los modos 1 a 6 en el lapso 1981-2006 se muestran en las figuras 5.2. El modo 1 muestra en su fase positiva una tendencia creciente y una decreciente en su fase negativa (significativa al 95%). Estas tendencias en conjunto estarían indicando un cierto crecimiento del modo invierno sobre el modo ZCAS del verano. Esto no quiere decir que los inviernos serían más intensos que los veranos sino que el modo de invierno incluye una corriente del norte sobre el flanco este de los Andes que llega más al sur que la típica de invierno (figura

5.2.a). Los modos 2 a 4 no muestran tendencias significativas (figuras 5.2.b, 5.2.c y 5.2.d). Sin embargo, son estadísticamente significativas (al 95%) las tendencias de ambas fases del modo 5 (figura 5.2.e). La fase positiva muestra una tendencias creciente como resultado de un salto de importancia a finales de la década del 90. Como contraparte, la fase negativa muestra una tendencia negativa general, determinada básicamente por valores muy bajos que este modo tiene a partir de 1996. El salto observado alrededor del final de la década del 90 implica un desplazamiento de los anticiclones hacia el sur que puede ser producto del calentamiento global. Tampoco se observan tendencias significativas en ambas fases del modo 6 (figura 5.2.f).

En la tabla 5.1 se presenta de manera sintética las características más importantes de los modos 1 a 6 en la circulación atmosférica, la precipitación y sus relaciones con los índices climáticos, sobre el área de SA y océanos adyacentes.

Además de las características ya mencionadas sobre el ciclo anual que presenta el modo 1, los modos 3, 4 y 5 muestran en su conjunto desplazamientos de los anticiclones del Pacífico y del Atlántico, que determinan la circulación de capas bajas en SA y que representan apartamientos respecto del ciclo anual medio.

La circulación típica asociada a la ZCAS aparece en la fase negativa del modo 1 particularmente en los meses de verano, desde noviembre hasta marzo con un máximo en enero. Si bien la fase negativa de este modo es la que más representa a la circulación de la ZCAS, una pequeña contribución a la misma es aportada por la fase negativa del modo 4 que no tiene una gran variación estacional lo cual indica que la circulación de la ZACS puede ocurrir en cualquier época del año cuando ambos anticiclones se alejan del continente. No hay aportes de importancia de los otros modos en sus distintas fases a los regímenes asociados a la ZCAS.

Las circulaciones asociadas con el JCB están en varios modos aunque en cada uno de ellos con propiedades particulares. Es así como la fase negativa del modo 2 estaría vinculada a una circulación JCB de origen Atlántico. La fase negativa del modo 3 y la positiva del modo 4 representan la circulación característica del JCB cuando la circulación asociada al anticiclón del Atlántico alcanza el este de SA. Estos casos se producen indistintamente a lo largo de todo el año. Una componente de la circulación JCB dirigida hacia el este del SESA se encuentra la fase positiva del modo 5, que es preponderante en



los meses del invierno. El modo 2 en su fase negativa está asociado a la intensificación de la baja del noroeste y consecuentemente, y como ya fue mencionado, a la intensificación de la circulación del JCB.

El modo 2 y el modo 3 están distribuidos en todas las frecuencias pero muestran picos en 40 y 70 días el 2 y 40 días el 3, que determinan largos períodos de condiciones favorables a excesos o déficit de precipitación en el este de Argentina y Uruguay. En particular, el modo 2, vinculado a sistemas estacionarios representados por una cuña (vaguada) en la fase positiva (negativa) contribuye al déficit (exceso) de precipitación en esa región. Esto se confirma cuando se analizan las 3 crecidas máximas ocurridas en el río Uruguay juntamente con la evolución temporal de este modo. En la figura 5.3 se muestran las series temporales de la fase negativa del modo 2 para períodos cercanos a 30 días previos a la ocurrencia de las crecidas máximas observadas el 21/07/83, el 09/06/92 y el 07/01/98. En esta figura puede apreciarse la permanencia prolongada de la fase extrema negativa con antelación a la ocurrencia de la crecida. De la figura se desprende que la estacionalidad de la vaguada permanece a pesar de las ondas más cortas superpuestas. Este modo se encuentra todo el año y por tener una circulación JCB podría inferirse que sus anomalías responden a los meses de verano. Pero no es así porque para los meses comprendidos entre mayo y agosto, esta componente muestra un campo de anomalías diarias de precipitación altamente positivas en la zona del río Uruguay (figura 5.4). En consecuencia este modo contribuye además al máximo invernal en el sur de Brasil.

Como consecuencia de la metodología utilizada que solo filtra las altas frecuencias de orden sinóptico, la variabilidad interanual, que tiene menos energía que el ciclo anual y que la variabilidad intranual, queda reflejada en los modos de orden superior 4, 5 y 6 que tienen, además, cierta correlación con los índices de circulación hemisféricos. El IOA siempre presenta correlaciones bajas y esto puede deberse a que estos modos presentan anomalías en altas latitudes que coinciden con las de éste índice. Por su parte, El Niño, queda claramente reflejado en la componente 6, tanto en los aspectos característicos de la circulación como en la correlación.

## 5.1 Figuras

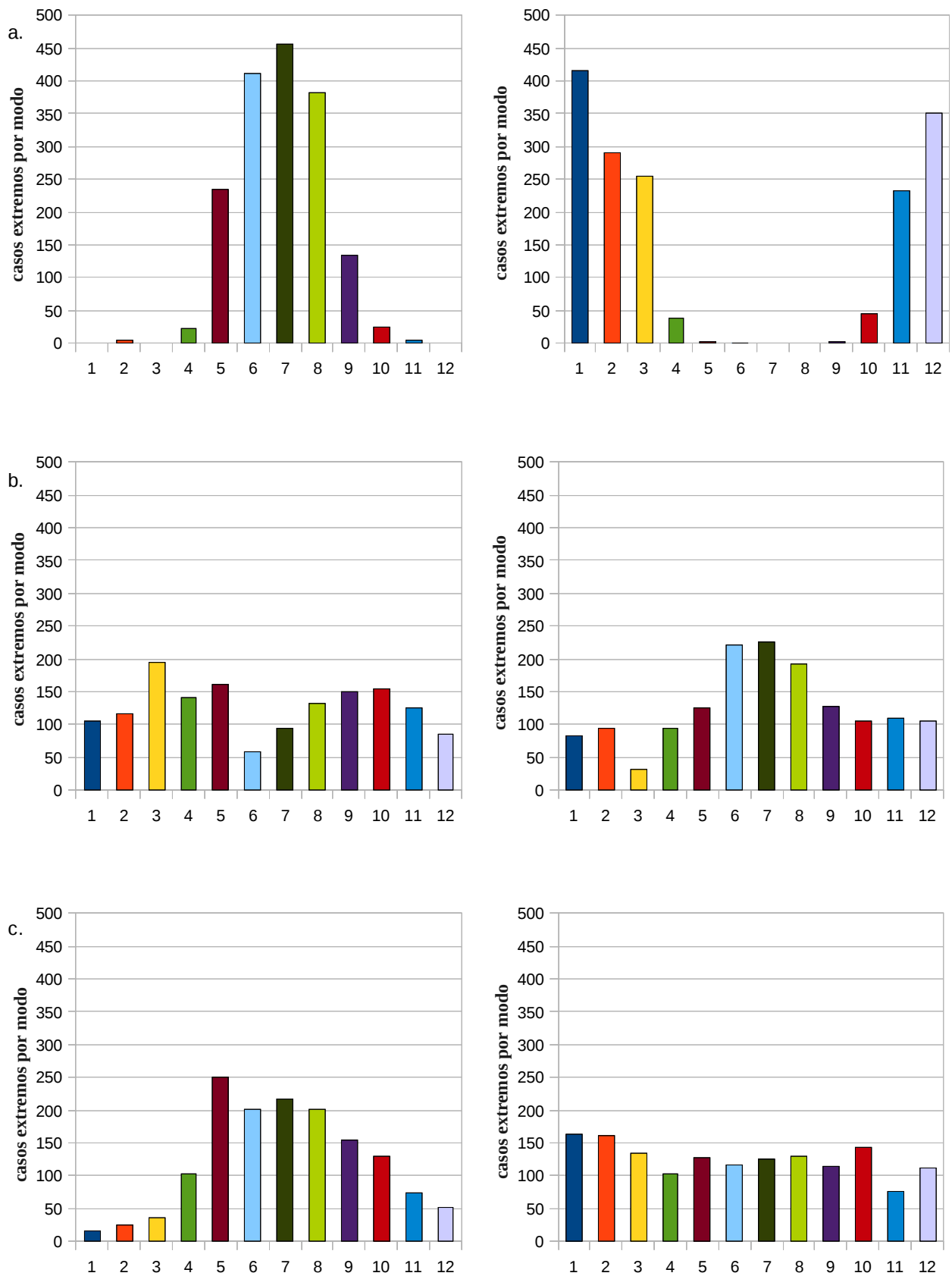


Figura 5.1: Ciclo anual de los extremos de los modos 1 a 3 (fase positiva a la derecha y negativa a la izquierda) utilizados en las composiciones del capítulo 4.

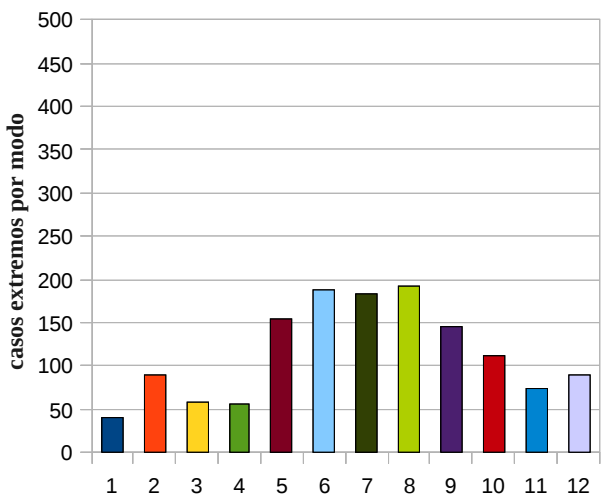
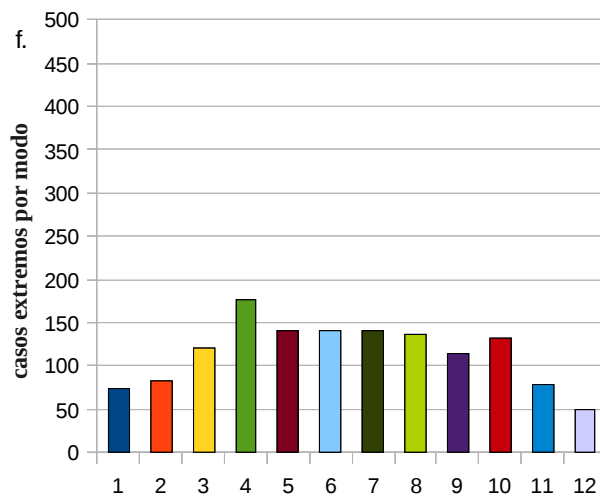
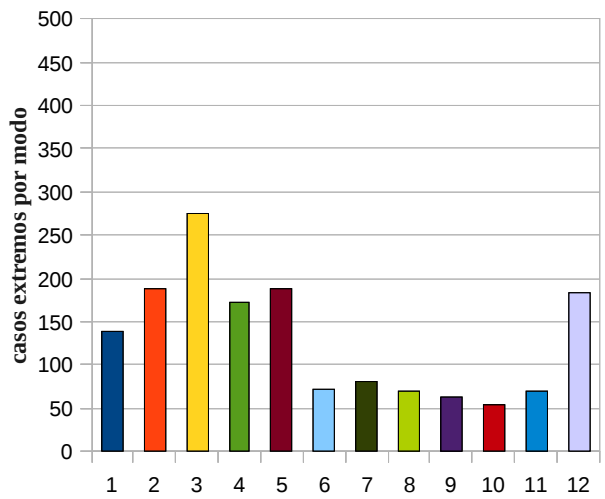
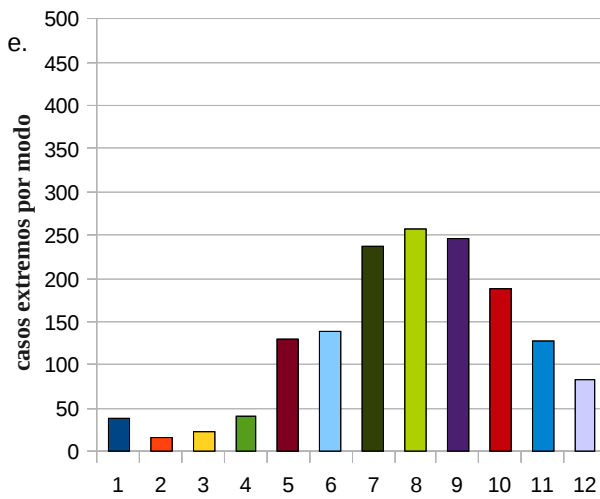
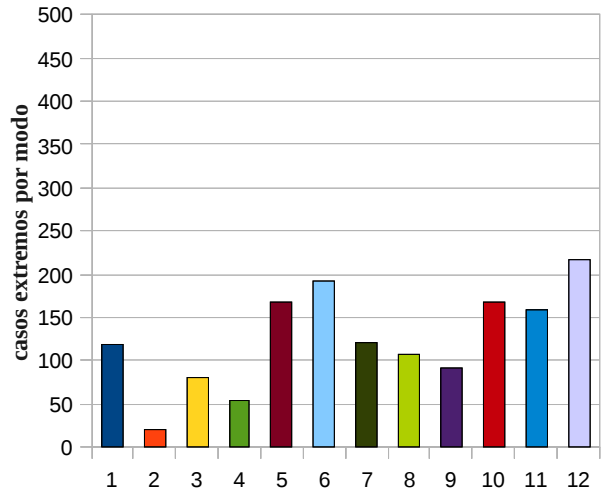
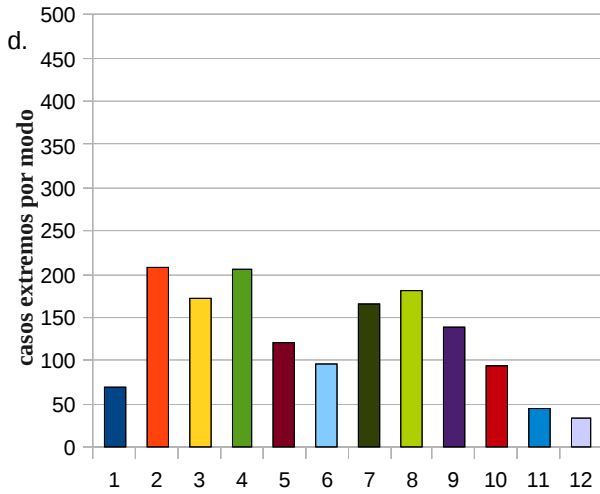


Figura 5.1 (continuación): Ciclo anual de los extremos de los modos 4 a 6 (fase positiva a la derecha y negativa a la izquierda) utilizados en las composiciones del capítulo 4.

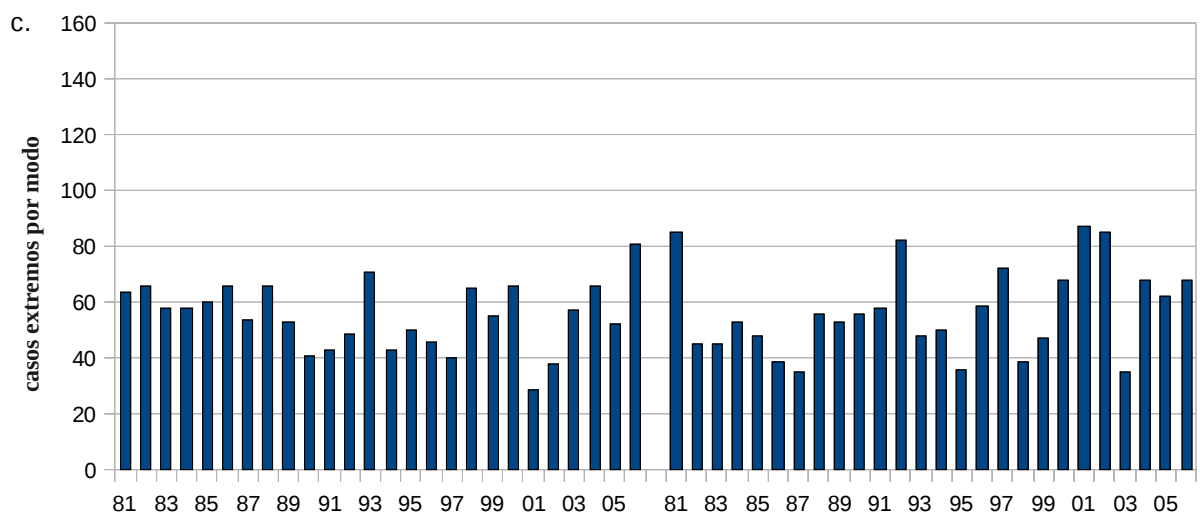
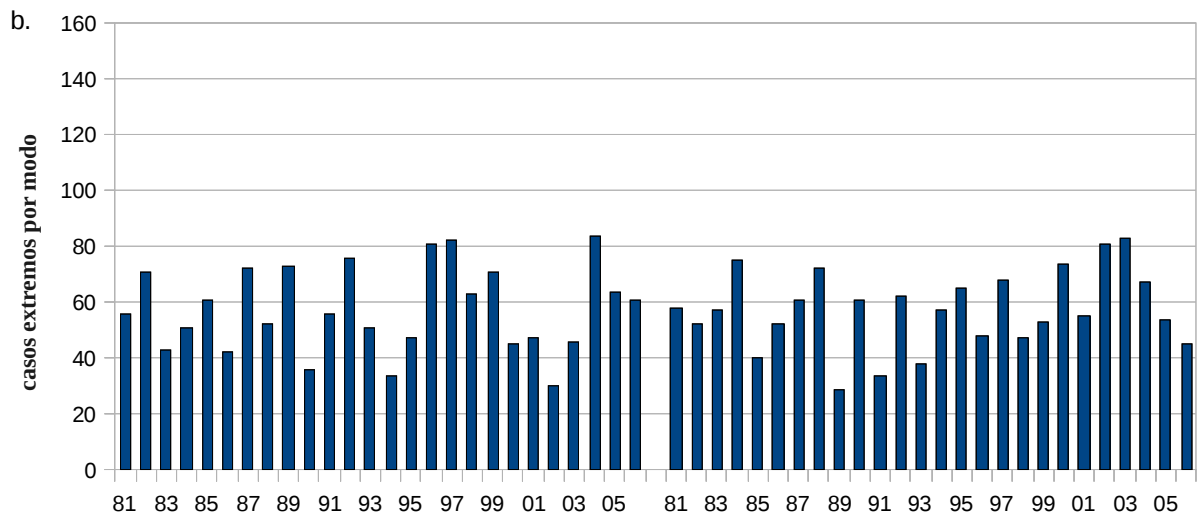
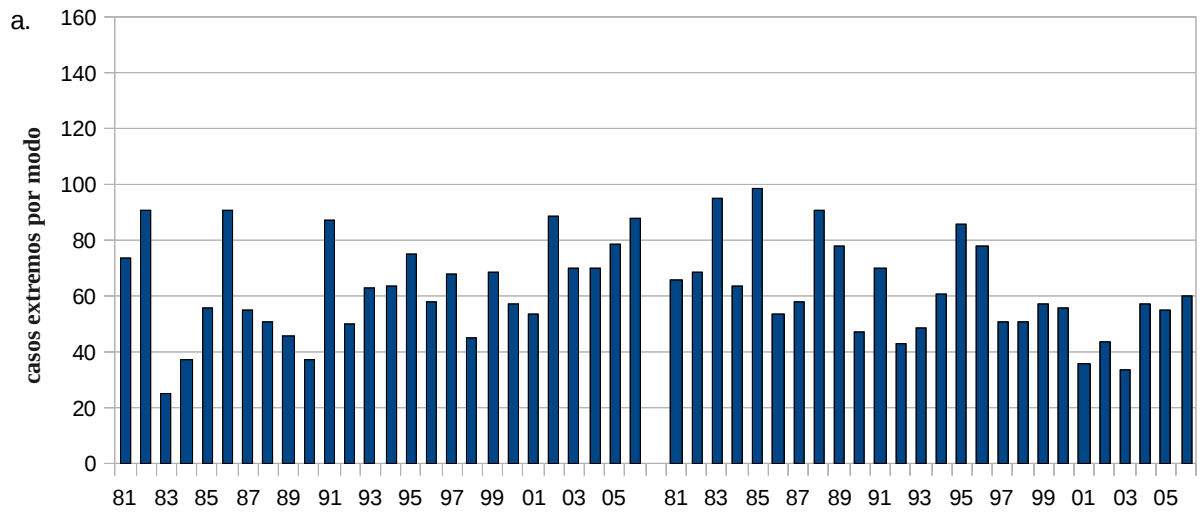


Figura 5.2: Distribución anual de los extremos de los modos 1 a 3 (fase positiva a la derecha y negativa a la izquierda) utilizados en las composiciones del capítulo 4.

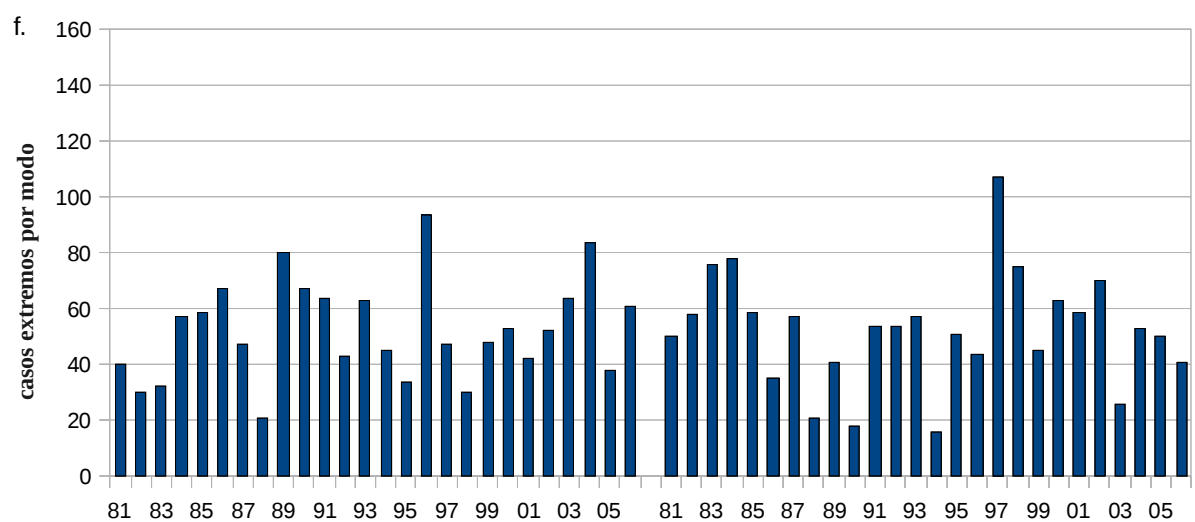
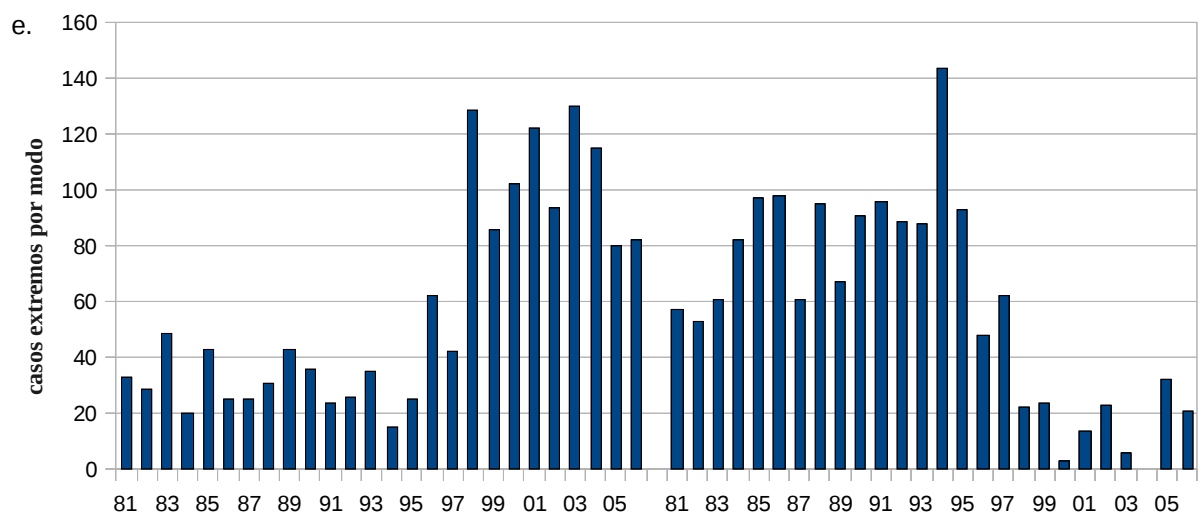
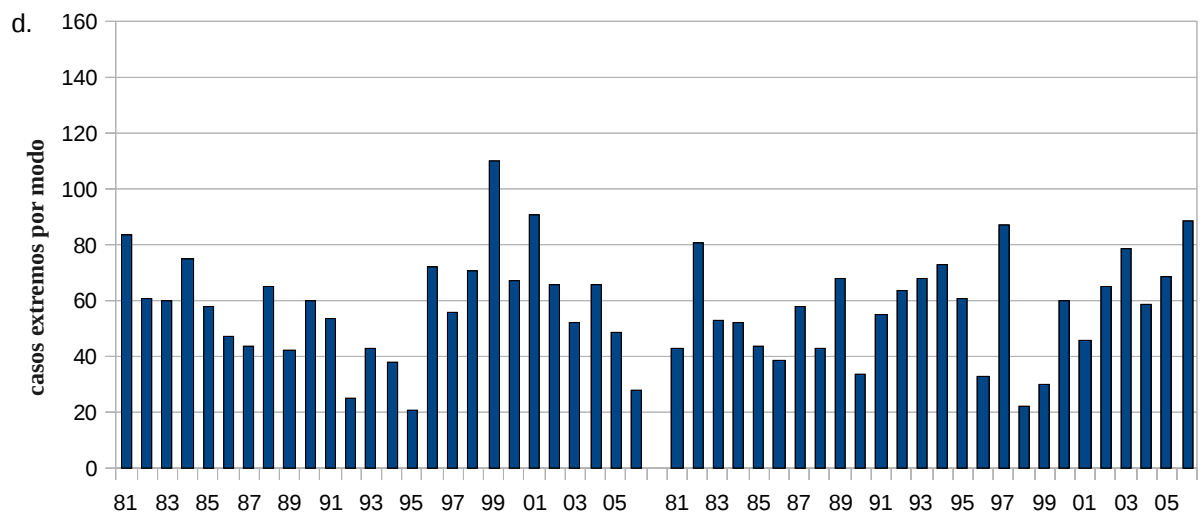


Figura 5.2 (continuación): Distribución anual de los extremos de los modos 4 a 6 (fase positiva a la derecha y negativa a la izquierda) utilizados en las composiciones del capítulo 4.

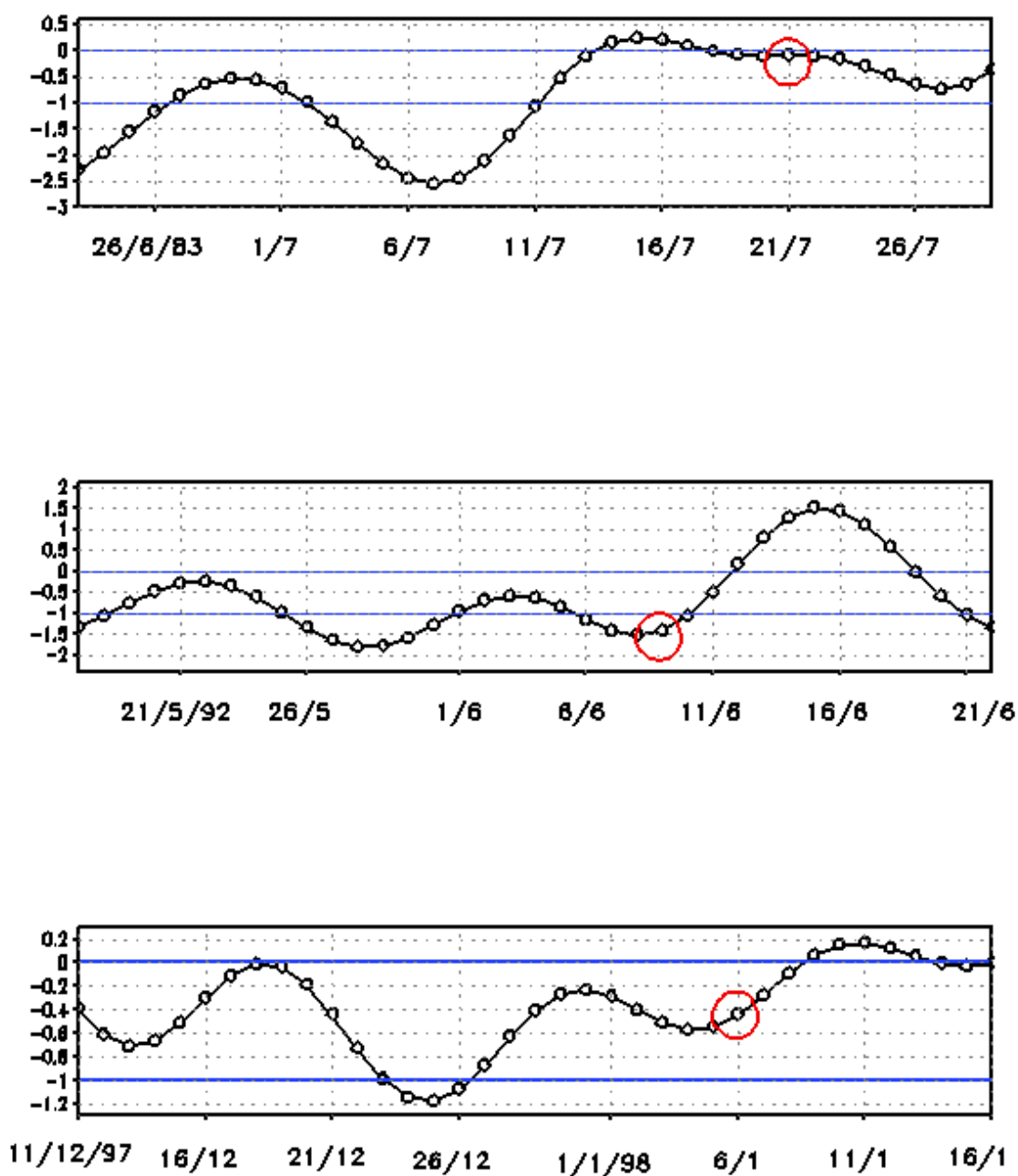


Figura 5.3: Secuencia de las series temporales de la fase negativa del modo 2 para períodos cercanos a 30 días previos a la ocurrencia de las crecidas máximas observadas (círculo de color rojo) el 21/07/83, el 09/06/92 y el 07/01/98 en el río Uruguay

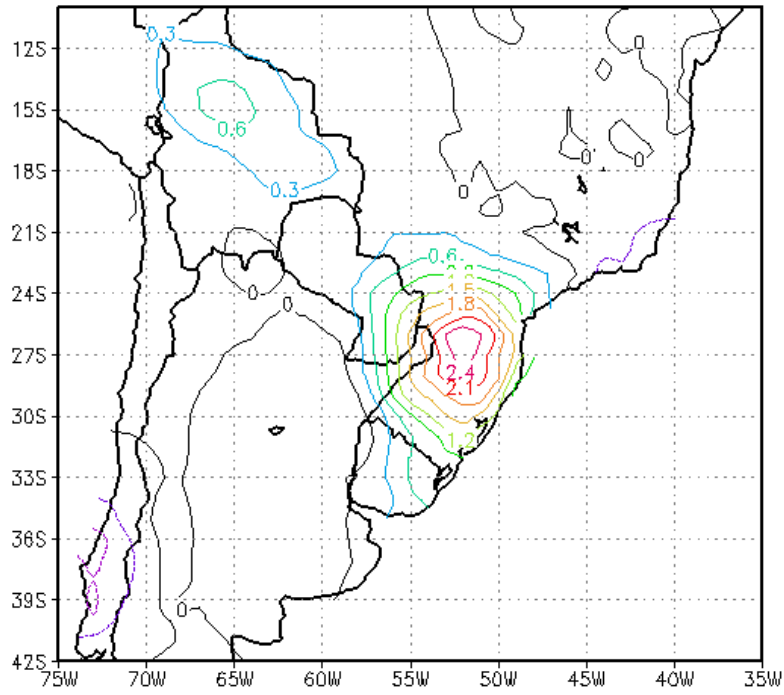


Figura 5.4: Compuesto de las anomalías diarias de precipitación correspondientes a la fase negativa del modo 2 exclusivamente para los meses mayo, junio, julio y agosto.



Componente		Características generales de la circulación	Características específicas de la circulación	Anomalías de la precipitación	Relaciones con índices climáticos	Tendencia del modo	
						medios	extremos
cp1	+	Representa aproximadamente el ciclo anual de la circulación media	Circulación típica del invierno	Negativas al norte del máximo invernal del este de SA Positivas al sur del mismo	---	Levemente positiva	Positiva poco significativa
	-		Circulación de verano correspondiente a la fase positiva de la <b>ZCAS</b>	Positivas en la <b>ZCAS</b> Negativas en la zona del foco sur del dipolo <b>ZCAS</b>		Levemente negativa	Negativa significativa
cp2	+	Ondas estacionarias barotrópicas con frecuencias significativas en 40 y 70 días que se complementan en el ciclo anual con una onda semianual	Cuña con eje Malvinas-Chile central	Positivas en el SO de Argentina Negativas en SESA al sur de la <b>ZCAS</b> con el centro cerca de la triple frontera	Correlación positiva y significativa con el IOA, especialmente en otoño y primavera Correlación débil con OMJ	---	---
	-		Vaguada con eje Malvinas-Chile central Intensificación de la Baja del NOA Circulación típica del <b>JCB</b>	Positivas en SESA al sur de la <b>ZCAS</b> y con foco en la triple frontera		---	---
cp3	+	Desplazamiento este-oeste de los anticiclones de los dos océanos Es parte del ciclo anual y con una frecuencia significativa en 40 días	Tren de ondas proveniente del Pacífico ecuatorial Irrupción de frentes fríos estacionarios hasta 20°S Anticiclones desplazados hacia el este	Seco al sur del trópico (23°S) y húmedo al norte	Débil con OA	---	---
	-		Desplazamiento al oeste de los anticiclones Circulación del <b>JCB</b> y tren de ondas zonal	Anomalía positiva en el este de Argentina y Uruguay		---	---

Tabla 5.1: Características más importantes de los modos 1 a 3 en la circulación atmosférica, la precipitación y sus relaciones con los índices climáticos, sobre el área de SA y océanos adyacentes.

Componente	Características generales de la circulación	Características específicas de la circulación	Anomalías de la precipitación	Relaciones con índices climáticos	Tendencia del modo	
					medios	extremos
cp4	Movimiento de acercamiento y alejamiento simultáneo de ambos anticiclones  Parte del ciclo anual con frecuencias en 180 y 360 días	Los anticiclones se acercan a SA entre febrero y abril y junio y septiembre  Circulación típica <b>JCB</b>	Anomalías positivas sobre toda Argentina con centro en Entre Ríos y Uruguay	Correlación con todos los índices	---	---
		Los anticiclones se alejan de SA  Predominante entre mayo y junio y entre octubre y diciembre	Muy pequeñas anomalías con distribución espacial tipo <b>ZCAS</b>		---	---
cp5	Anticiclones desplazados meridionalmente en forma opuesta a la típica de la estación con una clara onda anual	Predomina en invierno y primavera temprana los anticiclones están desplazados hacia el sur  Circulación <b>JCB</b> al este de SA	Se intensifica la precipitación sobre la zona de máximos en el este del continente	Correlación débil con OA y OMJ	Salto + década 90	Salto + década 90
		Predomina en verano y otoño temprano los anticiclones están desplazados hacia el norte	Anomalías negativas sobre el este de SA al sur de la zona de la <b>ZCAS</b>		Salto - década 90	Salto - década 90
cp6	Tren de ondas típico de <b>El Niño</b> y tiene una componente anual	Circulaciones opuestas a la de situaciones típicas El Niño	Lluvia no exactamente Niña sino más bien opuesta a El Niño	Correlaciones significativas con ENOS y OMJ	---	---
		Circulaciones características de situaciones <b>El Niño</b>	Lluvia típica de <b>El Niño</b>		---	---

Tabla 5.1 (continuación): Características más importantes de los modos 4 a 6 en la circulación atmosférica, la precipitación y sus relaciones con los índices climáticos, sobre el área de SA y océanos adyacentes.

## 5. Conclusiones

Se resumen los principales aportes originales de este estudio.

El análisis realizado a partir de los campos diarios de la circulación de capas bajas en la región sudamericana filtrando la escala sinóptica ha permitido determinar los principales patrones que caracterizan a la circulación atmosférica y su relación con la precipitación en las escala temporales por encima de aquella y especialmente debajo de la interanual.

El primer modo de variabilidad representa aproximadamente el ciclo anual y muestra una tendencia creciente de su fase positiva que es muy similar a la circulación media del invierno. La diferencia con la circulación media del invierno radica en que sobre el centro del continente subtropical, este modo muestra una circulación del norte en capas bajas de modo que su tendencia creciente indica que los flujos al este de la cordillera de los Andes llegan más al sur y es una probable causa de la creciente tendencia a que se registren inviernos menos severos.

El segundo modo está asociado a un tren de ondas en la tropósfera que en su fase positiva (negativa) presenta una cuña (vaguada) sobre Chile Central y una anomalía de circulación ciclónica (anticiclónica) en el Atlántico subtropical, lo que configura una situación de advección anticiclónica (ciclónica) sobre el sudeste de América del Sur. El análisis espectral de este modo muestra picos significativos en 40 y 70 días, lo que indica que este modo suele persistir en cualquiera de sus fases por periodos de entre 20 días y algo más de un mes. Esto es propio de ondas estacionarias que mantienen una cuña (vaguada) sobre Chile Central y que provocan déficit (excesos) hídricos sobre parte del este de la América del Sur subtropical. Asociadas a estas ondas estacionarias se superponen ondas cortas que modulan la variabilidad de la precipitación y que en fase con las ondas estacionarias contribuyen a la ocurrencia de esos excesos (figura 5.3).

Aspectos indicativos de la circulación atmosférica y su variabilidad son las posiciones y los desplazamientos de los anticiclones del océano Pacífico y del océano Atlántico que aparecen caracterizados por los modos de orden superior, 3, 4 y 5. Estos modos de variación de la posición de los anticiclones son sugestivos porque aparecen aún cuando la zona de cálculo de las FEOC no los comprenden cabalmente lo que indica que sus variaciones están vinculadas a las de las circulaciones sobre el continente sudamericano.

El tercer modo representa el desplazamiento este-oeste de los anticiclones. Lo interesante del mismo es que es independiente de los otros modos conocidos de circulación hemisférica y aunque es parte del ciclo anual, también tiene una frecuencia característica de 40 días vinculada con un tren de ondas proveniente del Pacífico ecuatorial. Su fase positiva se vincula con el desplazamiento de un frente cuasi-estacionario hacia el norte con lo cual se generan condiciones secas al sur y húmedas al norte del trópico de capricornio. Por el contrario la fase negativa presenta una circulación típica del JCB con anomalías positivas de precipitación en el este de Argentina y Uruguay.

El alejamiento y acercamiento de los anticiclones entre sí es la característica sobresaliente del cuarto modo que es también parte del ciclo anual. No parece ser un modo independiente de otros fenómenos hemisféricos ya que presenta correlaciones débiles pero significativas con los indicadores del Niño, de la oscilación de Madden-Julian y la OA.

El quinto modo está asociado a posiciones atípicas en latitud para la época del año de los anticiclones del Atlántico y del Pacífico, que se encuentran desplazadas respecto de la media anual en dirección contraria a la propia de la estación. La evolución de este modo se ha dado de una manera abrupta hacia el final de la década del 90 siendo consistente con los desplazamientos esperables de los anticiclones hacia el sur por el calentamiento global.

Respecto del sexto modo presenta conocidas características de la variabilidad interanual de la circulación asociada al fenómeno de El Niño.

## 7. Referencias

Barros, V.R., M. Gonzalez, B. Liebmann e I. Camilloni, 2000: Influence of the South Atlantic Convergence Zone and South Atlantic Sea Surface Temperature on Interannual Summer Rainfall Variability in southeastern South America. *Theoretical and Applied Climatology*, **67**, 123-133.

Barros, V., M. Doyle, M. González, I. Camilloni, R. Bejarán y R. Caffera, 2002: Climate Variability Over Subtropical South America And The South American Monsoon: A Review. *Meteorológica*, Vol. 27 Nº 1 y 2, 33-57.

Berberly, E.H., y V.R. Barros, 2002: The hydrologic cycle of the La Plata Basin in South America, *J. Hydromet.*, **3**, 630-645.

Barros, V.R., M.E. Doyle e I. Camilloni, 2008: Precipitation trends in southeastern South America: relationship with ENSO phases and with low-level circulation, *Theo. Applied Meteorology*, **93**, 19-33.

Camilloni, I. y V.R. Barros, 2003: Extreme discharge events in the Paraná River and their climate forcing, *J. of Hydrology*, **278**, 94-106.

Campetella, C.M., y C.S. Vera (2002), The influence of the Andes mountains on the South American low-level flow. *Geophys. Res. Lett.*, 29(17), 1826, doi:10.1029/2002GL015.

Carvalho, L.M.V. y C. Jones, 2001: A satellite method to identify structural properties of Mesoscale Convective Systems based on Maximum Spatial Correlation Tracking Technique (MASCOTTE). *J. Appl. Meteor.*, **40**, 1683-1701.

Carvalho, L.M.V., C. Jones, y B. Liebmann, 2002: Extreme precipitation events in southeastern South America and large-scale convective patterns in the South Atlantic convergence zone. *J. Climate*, **15**, 2377-2394.

Carvalho, L.M.V., C. Jones, y B. Liebmann, 2004: The South Atlantic Convergence Zone: Intensity, form, persistence, and relationships with intraseasonal to interannual activity and extreme rainfall. *J. Climate*, **17**, 88-108.

Carvalho, L. M. V., C. Jones, y T. Ambrizzi, 2005: Opposite phases of the Antarctic Oscillation and relationships with intraseasonal to interannual activity in the Tropics during the austral summer. *J. Climate*, **18**, 702–718.

Casarin, D.P., y V.E. Kousky, 1986: Anomalias de precipitacao no sul do Brasil e variacoes na circulacoes atmosferica. *Rev. Bra. Meteor.*, **1**, 83-90.

Collini, E.A., E.H. Berberly, V.R. Barros y M.E. Pyle, 2008: How Does Soil Moisture Influence the Early Stages of the South American Monsoon?. *J. Climate*, **21**, 195.

Castro Cunningham, C.A., y I.F.A. Cavalcanti, 2006: Intraseasonal modes of variability affecting the South Atlantic Convergence Zone, *Int. J. Climatol.*, **26**, 1165-1180.

Cattell, R.B., 1966: The scree test for the number of factors. *Multivariate Behavioral Research*, **1**, 245-76.

- Cressman, G.P., 1959: An operational objective analysis system. *Mon. Wea. Rev.*, **87**, 367–374.
- Charba, J. P., A.W. Harrell III, y A C. Lackner III, 1992: A monthly precipitation amount climatology derived from published atlas maps: Development of a digital database. NOAA TDL Office Note 92-7, 20 pp.
- Chaves, R.R., y I.F.A. Cavalcanti, 2001: Atmospheric Circulation Features Associated with Rainfall Variability over Southern Northeast Brazil, *Mon. Wea. Rev.*, **129**, 2614–2626.
- de Souza, E.B., y T. Ambrizzi, 2006: Modulation of the intraseasonal rainfall over tropical Brazil by the Madden-Julian oscillation. *Int. J. Climatol.*, **26**, 1759.
- Dettinger, M.D., Ghil, M., Strong, C.M., Weibel, W., y Yiou, P., 1995: Software expedites singular-spectrum analysis of noisy time series, *Eos, Trans. American Geophysical Union*, v.76, p. 12, 14, 21.
- Díaz, A., y P. Aceituno, 2003: Atmospheric Circulation Anomalies during Episodes of Enhanced and Reduced Convective Cloudiness over Uruguay. *J. Climate*, **16**, 3170-3185.
- 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. *J. Climate*, **15**, 3394-3410.
- Drumond, A.R., y T. Ambrizzi, 2005: The role of SST on the South American atmospheric circulation during January, February and March 2001, *Climate Dynamics*, **24**,781-791.
- Duchon, C.E., 1979: Lanczos Filtering in One and Two Dimensions. *J. Appl. Meteor.*, **18**, 1016–1022.
- Falvey, M., y R.D. Garreaud (2005), Moisture variability over the South American Altiplano during the South American Low Level Jet Experiment (SALLJEX) observing season, *J. Geophys. Res.*, 110, D22105, doi:10.1029/2005JD006152.
- Fernandes, A.A., M.K. Antony, Y.K. Somayajulu, Y.V.B. Sarma, A.M. Almeida y R. Mahadevan, 2005: Multivariate data análisis, National Inst. of Oceanography; NIO Tech. Rep. No. NIO/TR-10/2005; pp. 199.
- Ferreira, R.N., T.M. Rickenbach, D.L. Herdies, y L.M.V. Carvalho, 2003: Variability of South American Convective Cloud Systems and Tropospheric Circulation during January–March 1998 and 1999. *Mon. Wea. Rev.*, **131**, 961–97
- Figueroa, S.N., P. Satyamurty y P.L. Silva Dias, 1995: Simulations of the summer circulation over South American region with an eta coordinate model. *J. Atmos. Sci.*, **52**, 1573-1584.
- Gan, M.A., y V.B. Rao, 1994: The influence of the Andes Cordillera on Transient Disturbances. *Mon. Wea. Rev.*, **122**: 1141-1157.
- Gandu, A.W., y J.E. Geisler, 1991: A Primitive Equations Model Study of the Effect of Topography on the Summer Circulation over Tropical South America. *J. Atmos. Sci.*, **48**, 1822-1836.

- Gandu, A.W., y P.L. Silva Dias, 1998: Impact of tropical heat sources on the South American tropospheric upper circulation and subsidence. *J. Geophys. Res.*, **103**, 6001–6015.
- Gillett, N.P., F.W. Zwiers, A.J. Weaver y P.A. Stott, 2003: Detection of human influence on sea-level pressure, *Nature*, **422**, 292-294.
- Garreaud, R., y J.M. Wallace, 1998: Summertime incursions of mid-latitude air into tropical and subtropical South America. *Mon. Wea. Rev.*, **126**, 2713-2733.
- Garreaud, R., M. Vuille y A.C. Clement, 2003 : The climate of the Altiplano: observed current conditions and mechanisms of past changes. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, **194**, 5-22.
- Ghil M., R.M. Allen, M.D. Dettinger, K. Ide, D. Kondrashov, M.E. Mann, A. Robertson, A. Saunders, Y. Tian, F. Varadi, y P. Yiou, 2002: Advanced spectral methods for climatic time series. *Rev. Geophys.*, **40**(1), pp. 3.1-3.41, 10.1029/2000GR000092.
- Glahn, H. R., T.L. Chambers, W.S. Richardson, y H.P. Perrotti, 1985: Objective map analysis for the local AFOS MOS Program. NOAA Tech. Memo. NWS TDL 75, 34 pp.
- Gong, D., y S. Wang, 1999: Definition of Antarctic Oscillation Index. *Geophys. Res. Lett.*, **26**: 459-462.
- Grimm, A. M., y P.L. Silva Dias, 1995: Use of barotropic models in the study of the extratropical response to tropical heat sources. *J. Meteor. Soc. Japan*, **73**, 765-779.
- Grimm, A.M., V.R. Barros y M. Doyle, 2000: Climate Variability in Southern South America Associated with El Niño and La Niña Events. *J. Climate*, **13**, 35-58.
- Holton, J.R., 2004: *An Introduction to Dynamic Meteorology (4<sup>th</sup> Edition)*, Elsevier Academic Press, San Diego, 553pp.
- Horel, J.D., 1984: Complex Principal Component Analysis: Theory and Examples. *J. Appl. Meteor.*, **23**, 1660–1673.
- Jones, C., y L.M.V. de Carvalho, 2002: Active and break phases in the South American Monsoon System. *J. Climate*, **15**, 905-914.
- Kaiser, H.F., 1958: The varimax criterion for analytic rotation in factor analysis. *Psychometrika*, **23**: 187–200.
- Kalnay, E., K.C. Mo, y J. Paegle, 1986: Large-amplitude, short-scale stationary Rossby waves in the Southern Hemisphere: Observations and mechanistic experiments to determine their origin. *J. Atmos. Sci.*, **43**, 252–275.
- Kalnay, E., M. Kanamitsu, R. Kistler, W. Collins, D. Deaven, L. Gandin, M. Iredell, S. Saha, G. White, J. Woolen, Y. Zhu, A. Leetma, R. Reynolds, M. Chelliah, W. Ebisuzaki, W. Higgins, J. Janowiak, K.C. Mo, R. Jenne y D. Joseph, 1996: The NCEP/NCAR 40-Year Reanalysis Project, *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **77**: 437-471.
- Kanamitsu, M., W. Ebisuzaki, J. Woolen, S.K. Yang, J. Hnilo, M. Fiorino y G.L. Potter, 2002: NCEP/DOE AMIP Reanalysis (R-2), *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **83**: 1-20.

- Kodama, Y.M., 1992: Large-scale common features of subtropical precipitation zones (the Baiu frontal zone, the SPCZ, and the ZCAS) Part I: Characteristics of subtropical frontal zones. *J. Meteor. Soc. Japan*, **70**, 813-835.
- Kodama, Y.M., 1993: Large-scale common features of subtropical precipitation zones (the Baiu frontal zone, the SPCZ, and the ZCAS) Part II: Conditions of the circulation for generating the STCZs. *J. Meteor. Soc. Japan*, **71**, 581-610.
- Kousky, V.E., y M.A. Gan, 1981: Upper tropospheric cyclonic vortices in the tropical South Atlantic. *Tellus*, **33**, 538-551.
- Kousky, V.E. 1985: Atmospheric circulation changes associated with rainfall anomalies over tropical Brazil. *Mon. Wea. Rev.*, **113**, 1951-7.
- Kousky, V., y M. Kayano, 1994: Principal modes of outgoing longwave radiation and 250-mb circulation for the South American sector. *J. Climate*, **7**, 1131-1143.
- Kutzbach, J.E., 1967: Empirical Eigenvectors of Sea-Level Pressure, Surface Temperature and Precipitation Complexes over North America. *J. Appl. Meteor.*, **6**, 791–802.
- Kutzbach, J.E., 1970: large-scale features of monthly mean northern hemisphere anomaly maps of sea-level pressure. *Mon. Wea. Rev.*, **98**, 708–716.
- Lenters, J.D., y K.H. Cook, 1995: Simulation and diagnosis of the regional summertime precipitation climatology of South America. *J. Climate* **8**, 2988-3005.
- Lenters, J.D., y K.H. Cook, 1997: On the Origin of the Bolivian High and Related Circulation Features of the South American Climate. *J. Atmos. Sci.*, **54**, 656–678.
- Li W., y R. Fu, 2004: Transition of the Large-Scale Atmospheric and Land Surface Conditions from the Dry to the Wet Season over Amazonia as Diagnosed by the ECMWF Re-Analysis. *J. Climate*, **17**, 2637-2651.
- Li W., y R. Fu, 2006: Influence of Cold Air Intrusions on the Wet Season Onset over Amazonia. *J. Climate*, **19**, 257–275.
- Lichtenstein, E.R., 1980: La depresión del noroeste argentino, Tesis doctoral, Universidad de Buenos Aires, 223 pp.
- Liebmann B. y C.A. Smith, 1996: Description of a Complete (Interpolated) Outgoing Longwave Radiation Dataset, *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **77**, 1275-1277.
- Liebmann, B., G.N. Kiladis, J.A. Marengo, T. Ambrizzi y J.D. Glick, 1999: Submonthly convective variability over South America and the South Atlantic Convergence Zone. *J. Climate*, **12**, 1877-1891.
- Liebmann, B., C. Jones, y L.M.V. Carvalho, 2001: Interannual variability of daily extreme precipitation events in the state of Sao Paulo, Brasil. *J. Climate*, **14**, 208-218.
- Liebmann, B., G.N. Kiladis, C.S. Vera, A.C. Saulo, y L.M.V. Carvalho, 2004: Subseasonal variations of rainfall in South America in the vicinity of the low-level jet east of the Andes and comparison to those in the South Atlantic convergence zone. *J. Climate*, **17**, 3829-3842.



- Madden, R.A., y P.R. Julian, 1972: Description of Global-Scale Circulation Cells in the Tropics with a 40–50 Day Period. *J. Atmos. Sci.*, **29**, 1109-1123.
- Madden, R.A., y P.R. Julian, 1994: Observations of the 40-50 day tropical oscillation: a review. *Mon. Wea. Rev.*, **122**, 814-837.
- 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., M. W. Douglas, y P. L. Silva Dias, 2002: The South American low-level jet east of the Andes during the 1999 LBA-TRMM and LBA-WET AMC campaign. *J. Geophys. Res.*, **107**, 8079, doi:10.1029/2001JD001188.
- Marengo, J. A., W. Soares, A.C. Saulo y M. Nicolini, 2004: Climatology of the low-level jet east of the Andes as derived from the NCEP-NCAR reanalyses: Characteristics and temporal variability. *J. Climate*, **17**, 2261-2280.
- Mo, K.C., y W. Higgins, 1998: The Pacific-South American modes and tropical convection during the Southern Hemisphere winter. *Mon. Wea. Rev.*, **126**, 1581-1596.
- Nicolini, M., Y. García Skabar, A.G. Ulke y A.C. Saulo, 2002: RAMS Model Performance In Simulating Precipitation During Strong Poleward Low Level Jet Events Over Northeastern Argentina. *Meteorológica*, Vol. 27 N° 1 y 2, 89-98.
- Nicolini M., C. Saulo, J. C. Torres, y P. Salio, 2002: Enhanced precipitation over southeastern South America related to low-level jet events during austral warm season, *Meteorologica*, **27**, 59–70.
- Nogués-Paegle, J., y K.C. Mo, 1997: Alternating wet and dry conditions over South America during summer. *Mon. Wea. Rev.*, **125**, 279 – 291.
- Nogues-Paegle J.; C.R. Mechoso; R. Fu; E.H. Berbery; W.C: Chao; T. Chen; K. Cook; A.F. Díaz; D. Enfield; R. Ferreira; A.M. Grimm; V. Kousky; B. Liebmann; J. Marengo; K. Mo; J.D. Neelin; J. Paegle; A.W. Robertson; A. Seth; C.S. Vera y Zhou J., 2002: Progress in Pan American CLIVAR Research: Understanding the South American Monsoon. *Meteorologica*. Vol. 27 N° 1 y 2, 3-32.
- North, G.R., T.L. Bell, R.F. Cahalan, y F.J. Moeng, 1982: Sampling errors in the estimation of Empirical Orthogonal Functions. *Mon. Wea. Rev.*, **110**, 699-706.
- Prohaska, F.J., 1976: The Climate of Argentina, Paraguay and Uruguay, in *Climates of Central and South America. World Survey of Climatology. Elsevier. Amsterdam. Vol.12*, pp. 57–67.
- Raia, A., y I.F.d.A. Cavalcanti, 2008: The Life Cycle of the South American Monsoon System. *J. Climate*, **21**, 6227–6246.
- Ratisbona, L.R., 1976: The climate of Brazil, in *Climates of Central and South America. World Survey of Climatology. Elsevier. Amsterdam. Vol.12*, pp. 219–293.
- Reynolds, R.W., 1988: A real-time global sea surface temperature analysis. *J. Climate*, **1**, 75-86.

- Reynolds, R.W. y D.C. Marsico, 1993: An improved real-time global sea surface temperature analysis. *J. Climate*, **6**, 114-119.
- Reynolds, R.W., N.A. Rayner, T.M. Smith, D.C. Stokes y W. Wang, 2002: An improved in situ and satellite SST analysis for climate, *J. Climate*, **15**, 1609-1625.
- Rickenbach, T. M., R. N. Ferreira, J. B. Halverson, D. L. Herdies, y M.A.F. Silva Dias (2002), Modulation of convection in the southwestern Amazon basin by extratropical stationary fronts. *J. Geo. Res.*, 107(D20), 8040, doi:10.1029/2000JD000263.
- Ropelewski, C., y M. Halpert, 1996. Quantifying Southern Oscillation-precipitation relationships. *J. Climate*, **9**, 1043-1059.
- Robertson, A.W., y C.R. Mechoso, 2000: Interannual and interdecadal variability of the South Atlantic Convergence Zone. *Mon. Wea. Rev.*, **128**, 2947-2957.
- Salio P., M. Nicolini y A.C. Saulo, 2002: Chaco Low-level jet events characterization during the austral summer season. *J. Geo. Res.*, **107**, D24, 4816, doi: 10.1029/2001JD001315.
- Salio, P., M. Nicolini, y E.J. Zipser, 2007: Mesoscale Convective Systems over Southeastern South America and Their Relationship with the South American Low-Level Jet. *Mon. Wea. Rev.*, **135**, 1290–1309.
- Saulo, A. C., y M. Nicolini, 2000: The atmospheric condition preceding the occurrence of a strong low level jets east of the Andes during January 1998. Preprints, Sixth Int. Conf. on Southern Hemisphere Meteorology and Oceanography, Santiago, Chile, Amer. Meteor. Soc., 336–337.
- Schubert, S.D., R.B. Rood, y J. Pfaendtner, 1993: An assimilated dataset for Earth science applications. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **74**, 2331-2342.
- Seluchi M.E., y J.A. Marengo, 2000: Tropical-Midlatitude Exchange of Air Masses during Summer and Winter in South America: Climatic aspects and examples of intense events. *Int. J. Climatol*, **20**, 1167-1190.
- Silva, V.B.S.. y E.H. Berbery, 2006. Intense rainfall events affecting the La Plata Basin. *J. Hydrometeor.*, **7**, 769-787.
- Silvestri, G.E., y C.S. Vera, 2003: Antarctic Oscillation signal on precipitation anomalies over south eastern South America, *Geophys.Res. Lett.*, **30**, 3.1-3.4.
- Siqueira, J.R., y L.A. Toledo Machado, 2004: Influence of the Frontal Systems on the Day-to-Day Convection Variability over South America. *J. Climate*, **17**, 1754–1766.
- Taljaard, J.J., 1972: Physical features of the southern hemisphere, *Meteorology of the southern hemisphere*, Meteorological Monographs **13**, 1-8.
- Thompson, D.W.J., y J.M. Wallace, 2000: Annular Modes in the Extratropical Circulation. Part I: Month-to-Month Variability, *J. Climate*, **13**, 1000-1016.

Todd, M.C., R. Washington y T. James, 2003: Characteristics of summertime daily rainfall variability over South America and the South Atlantic Convergence Zone. *J. Met. Atm. Phy.*, **83**, 1-2, 89-108.

Trenberth, K.E., y D.A. Paolino, 1981: Characteristic Patterns of Variability of Sea Level Pressure in the Northern Hemisphere. *Mon. Wea. Rev.*, **109**, 1169–1189.

Trenberth, K.E., y D.P. Stepaniak, 2001: Indices of El Niño Evolution. *J. Climate*, **14**, 1697–1701.

Trenberth, K. E., J. M. Caron, D. P. Stepaniak, y S. Worley, 2002: Evolution of El Niño–Southern Oscillation and global atmospheric surface temperatures, *J. Geophys. Res.*, **107**, 4065, doi:10.1029/2000JD000298.

Velasco, I., y J.M. Fritsch, 1987: Mesoscale convective complexes in the Americas. *J. Geo. Res.*, **92**, 9591–9613.

Vera, C. e I. Camillioni, 2001: Estudio de la variabilidad climática y su impacto en el MERCOSUR, Proyecto Piloto en la Cuenca del Paraná Río de la Plata: Impactos socioeconómicos, forzantes climáticos y balance hídrico en el suelo. 2do Taller Regional sobre Gestión de Riesgos ENSO en América Latina, Buenos Aires. 11/01.

Vera, C., G. Silvestri, V. Barros, y A. Carril, 2004: Differences in El Niño Response over the Southern Hemisphere, *J. Climate*, **17**, 1741–1753.

Vera, C., W. Higgins, J. Amador, T. Ambrizzi, R. Garreaud, D. Gochis, D. Gutzler, D. Lettenmaier, J. Marengo, C.R. Mechoso, J. Noguez-Paegle, P.L. Silva Dias, y C. Zhang, 2006: Toward a Unified View of the American Monsoon Systems. *J. Climate*, **19**, 4977–5000.

Vera, C., J. Baez, M. Douglas, C.B. Emmanuel, J. Marengo, J. Meitin, M. Nicolini, J. Noguez-Paegle, J. Paegle, O. Penalba, P. Salio, C. Saulo, M.A. Silva Dias, P. Silva Dias, y E. Zipser, 2006: The South American Low-Level Jet Experiment, *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **87**, 63–77.

Vincent, L.A., T.C. Peterson, V.R. Barros, M.B. Marino, M. Rusticucci, G. Carrasco, E. Ramirez, L.M. Alves, T. Ambrizzi, M.A. Berlato, A.M. Grimm, J.A. Marengo, L. Molion, D.F. Moncunill, E. Rebello, Y.M.T. Anunciação, J. Quintana, J.L. Santos, J. Baez, G. Coronel, J. Garcia, I. Trebejo, M. Bidegain, M.R. Haylock, y D. Karoly, 2005: Observed Trends in Indices of Daily Temperature Extremes in South America 1960–2000, *J. Climate*, **18**, 5011–5023.

Virji, H., 1981: A preliminary study of summertime tropospheric circulation patterns over South America estimated from cloud winds, *Mon. Wea. Rev.*, **109**, 599-610.

Vuille, M., y F. Keimig, 2004. Interannual variability of summertime convective cloudiness and precipitation in the central Andes derived from ISCCP-B3 data, *J. Climate*, **17**, 3334-3348.

Wang, H., y R. Fu, 2002: Cross-Equatorial Flow and Seasonal Cycle of Precipitation over South America. *J. Climate*, **15**, 1591–1608.

Wang, H., y R. Fu, 2004: Influence of Cross-Andes Flow on the South American Low-Level Jet, *J. Climate*, **17**, 61247-1262.

Wheeler, M.C., y H.H. Hendon, 2004: An All-Season Real-Time Multivariate MJO Index: Development of an Index for Monitoring and Prediction, *Mon. Wea. Rev.*, **132**, 1917-1932.

Xie, P., y P. A. Arkin, 1997: Global Precipitation: : A 17-Year Monthly Analysis Based on Gauge Observations, Satellite Estimates and Numerical Model Outputs. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **78**, 2539-2558.

Xue, Y., F. de Sales, W.P. Li, C.R. Mechoso, C.A. Nobre, y H.M. Juang, 2006: Role of land surface processes in South American monsoon development. *J. Climate*, **19**, 741-762.

Zhou, J.Y., y K.M. Lau, 1998: Does a Monsoon Climate Exist over South America? *J. Climate*, **11**, 1020-1040.

Zhou J.Y., y K.M. Lau, 2001: Principal modes of interannual and decadal variability of summer rainfall over South America. *Int. J. Climatol.*, **21**. 1623-1644.

Zipser, E., P. Salio, y M. Nicolini, 2004: Mesoscale convective systems activity during SALLJEX and the relationship with SALLJ events. *CLIVAR Exchanges*, Vol. 9, No. 1, International CLIVAR Project Office, 14–18.

## Índice

	Resumen	II
	Abstract	IV
	Agradecimientos	VI
1.	Introducción	1
1.1	Campos medios	1
1.2	Variabilidad interanual	6
1.3	Objetivo	13
1.4	Naturaleza del aporte original proyectado	13
1.5	Figuras	15
2.	Metodología	21
2.1	Filtrado	21
2.2	Funciones empíricas ortogonales	22
2.3	Análisis espectral	24
2.4	Figuras	26
3.	Datos	31
3.1	Reanálisis	31
3.2	Radiación de onda larga al tope de la atmósfera	31
3.3	Precipitación	32
3.4	Temperatura de superficie del mar	32
3.5	Índices climáticos	33
3.6	Figuras	35
4.	Resultados	39
4.1	Primera componente	39
4.1.1	Composiciones correspondientes a la fase positiva ( <i>cp1+</i> )	39
4.1.2	Composiciones correspondientes a la fase negativa ( <i>cp1-</i> )	41
4.1.3	Variabilidad interanual	42
4.1.4	Figuras	44
4.2	Segunda componente	54
4.2.1	Composiciones correspondientes a la fase positiva ( <i>cp2+</i> )	54
4.2.2	Composiciones correspondientes a la fase negativa ( <i>cp2-</i> )	55
4.2.3	Variabilidad interanual	57

4.2.4	Figuras	59
4.3	Tercera componente	67
4.3.1	Composiciones correspondientes a la fase positiva ( <i>cp3+</i> )	67
4.3.2	Composiciones correspondientes a la fase negativa ( <i>cp3-</i> )	68
4.3.3	Variabilidad interanual	69
4.3.4	Figuras	71
4.4	Cuarta componente	81
4.4.1	Composiciones correspondientes a la fase positiva ( <i>cp4+</i> )	81
4.4.2	Composiciones correspondientes a la fase negativa ( <i>cp4-</i> )	82
4.4.3	Variabilidad interanual	83
4.4.4	Figuras	84
4.5	Quinta componente	92
4.5.1	Composiciones correspondientes a la fase positiva ( <i>cp5+</i> )	92
4.5.2	Composiciones correspondientes a la fase negativa ( <i>cp5-</i> )	93
4.5.3	Variabilidad interanual	94
4.5.4	Figuras	96
4.6	Sexta componente	105
4.6.1	Composiciones correspondientes a la fase positiva ( <i>cp6+</i> )	105
4.6.2	Composiciones correspondientes a la fase negativa ( <i>cp6-</i> )	106
4.6.3	Variabilidad interanual	107
4.6.4	Figuras	108
5.	Discusión	116
5.1	Figuras	120
6.	Conclusiones	128
7.	Referencias	130

## Lista figuras capítulo 1

Figura 1.1	Campos de presión media a nivel del mar para los meses enero, abril, julio y octubre.	14
Figura 1.2	Campos medios de movimiento (vectores) y altura de geopotencial en 850 hPa para los meses enero, abril, julio y octubre. En colores se indica la intensidad del viento en m/s.	15
Figura 1.3	Líneas de corriente medias en 850 hPa para los meses enero, abril, julio y octubre. En violeta está indicada la circulación ciclónica.	16
Figura 1.4	Campos medios de movimiento (vectores) y altura de geopotencial en 200 hPa para los meses enero, abril, julio y octubre. En colores se indica la intensidad del viento en m/s.	17
Figura 1.5	Líneas de corriente medias en 200 hPa para los meses enero, abril, julio y octubre. En violeta está indicada la circulación ciclónica.	18
Figura 1.6	Distribución de la precipitación media anual a partir de la base CMAP para el período 1981-2006 (en mm).	19
Figura 1.7	Distribución de la precipitación media estacional DEF-MAM a partir de la base CMAP para el período 1981-2006 (en mm).	19
Figura 1.7 )cont.)	Distribución de la precipitación media estacional JJA-SON a partir de la base CMAP para el período 1981-2006 (en mm).	20

## Lista figuras capítulo 2

Figura 2.1	Función respuesta para el filtro de Lanczos pasa bajos con 151 pesos.	26
Figura 2.2	Secuencia parcial de la componente zonal de viento en un punto arbitrario del dominio de estudio y la correspondiente señal resultante de la aplicación del filtro de Lanczos.	26
Figura 2.3	Espectro de la serie temporal de la componente zonal del viento en un punto arbitrario del dominio.	26
Figura 2.4	Espectro de la serie temporal de la componente zonal del viento en un punto arbitrario del dominio filtrada. Se observa el corte en la frecuencia 0,1, que corresponde a un período de 10 días.	27
Figura 2.5	Dominio en el cual se realizó el análisis con la aplicación de la metodología FEOC.	27
Figura 2.6	Diagrama de la varianza local explicada por cada modo en función del orden de cada autovalor. Las barras de error de cada autovalor fueron obtenidas de acuerdo al criterio de North y otros (1982).	28

Figura 2.7.a	Modos 1, 2 y 3 combinados de u y v en 850 hPa correspondientes al período 1981-2006. De izquierda a derecha, componente u, componente v y su representación vectorial.	28
Figura 2.7.b	Modos 4, 5 y 6 combinados de u y v en 850 hPa correspondientes al período 1981-2006. De izquierda a derecha, componente u, componente v y su representación vectorial.	29
Figura 2.8	Primeras 6 componentes principales resultantes de la aplicación de la metodología FEOC al campo de movimiento en 850 hPa. Las líneas en rojo son las mismas señales pero suavizadas con el objetivo de indicar las características principales de las series.	30
Figura 2.9	Primeras 3 ventanas utilizadas por la metodología SSA – MTM: ventana 1 en negro, ventana 2 en rojo y ventana 3 en verde.	30

### Lista figuras capítulo 3

Figura 3.1	Climatología de la precipitación de Sudamérica (1979-1995) obtenida a partir de los análisis que efectúa el CPC a partir de las observaciones que reporta el Sistema Global de Telecomunicaciones.	35
Figura 3.2	Regiones en las cuales se determinan los índices ENOS a partir de las anomalías de TSM. También se muestran los centros de los IMJ.	36
Figura 3.3	Series temporales de los índices mensuales ENOS (1981-2006) para las 4 regiones definidas en el océano Pacífico Tropical.	36
Figura 3.3 )cont.)	Series temporales de los índices mensuales ENOS (1981-2006) para las 4 regiones definidas en el océano Pacífico Tropical.	37
Figura 3.4	Series temporales de los índices mensuales 6, 7 y 8 de la OMJ que corresponden respectivamente a las longitudes 120 O, 40 O y 10 O.	37
Figura 3.5	Serie temporal del índice mensual de la OA (1981-2006).	38

### Lista figuras capítulo 4

Figura 4.1.1	Serie temporal normalizada asociada al modo 1.	44
Figura 4.1.2	Densidad espectral correspondiente a la serie temporal asociada al modo 1. En rojo, se indica la significancia al 95% con respecto al ruido blanco.	44
Figura 4.1.3	Serie temporal mensual normalizada asociada al modo 1.	44
Figura 4.1.4	Ciclo anual correspondiente a la serie temporal asociada al modo 1. En azul se indica el valor medio $+1\sigma$ y en verde el valor medio $-1\sigma$ .	44



Figura 4.1.5	Compuesto del campo de movimiento en 850 hPa y presión a nivel del mar correspondiente a la fase positiva del modo 1.	45
Figura 4.1.6	Campo medio de movimiento en 850 hPa y de presión a nivel del mar para los meses del Invierno.	45
Figura 4.1.7	Compuesto de las anomalías con respecto a la medias diarias de la temperatura de superficie del mar correspondientes a la fase positiva del modo 1.	46
Figura 4.1.8	Compuesto de las anomalías de la función corriente en 200 hPa correspondientes a la fase positiva del modo 1.	46
Figura 4.1.9	Compuesto del campo de divergencia en 200 hPa superpuesta a las anomalías del campo de movimientos en el mismo nivel correspondientes a la fase positiva del modo 1.	47
Figura 4.1.10	Compuesto del campo de de radiación de onda larga saliente (ROLS) correspondientes a la fase positiva del modo 1.	47
Figura 4.1.11	Compuesto del campo de precipitación diaria correspondientes a la fase positiva del modo 1.	48
Figura 4.1.12	Compuesto de las anomalías diarias del campo de precipitación correspondientes a la fase positiva del modo 1.	48
Figura 4.1.13	Compuesto del campo de movimiento en 850 hPa y presión a nivel del mar correspondiente a la fase negativa del modo 1.	49
Figura 4.1.14	Campo medio de movimiento en 850 hPa y de presión a nivel del mar para los meses del verano.	49
Figura 4.1.15	Compuesto de las anomalías con respecto a la medias diarias de la temperatura de superficie del mar correspondientes a la fase negativa del modo 1.	50
Figura 4.1.16	Compuesto de las anomalías de la función corriente en 200 hPa correspondientes a la fase negativa del modo 1.	50
Figura 4.1.17	Compuesto del campo de divergencia en 200 hPa superpuesta a las anomalías del campo de movimientos en el mismo nivel correspondientes a la fase negativa del modo 1.	51
Figura 4.1.18	Compuesto del campo de ROLS correspondientes a la fase negativa del modo 1.	51
Figura 4.1.19	Compuesto del campo de precipitación diaria correspondientes a la fase negativa del modo 1.	52
Figura 4.1.20	Compuesto de las anomalías diarias del campo de precipitación correspondientes a la fase negativa del modo 1.	52

Figura 4.1.21	Promedios anuales de la <i>cp1</i> correspondientes a los años comprendidos entre 1981-2006. La línea de color rojo indica la tendencia para todo el período.	53
Figura 4.1.22	Promedios anuales de la <i>cp1</i> para los meses de verano (panel superior) y para los de invierno (panel inferior) correspondientes a los años comprendidos entre 1981-2006. La línea de color rojo indica la tendencia para todo el período.	53
Figura 4.1.23	Diferencia de los campos medios de movimiento en 850 hPa y presión a nivel del mar en invierno (JJA) entre las décadas 1992-2000 y 1976-1991.	53
Figura 4.2.1	Serie temporal normalizada asociada al modo 2.	59
Figura 4.2.2	Serie temporal mensual normalizada asociada al modo 2.	59
Figura 4.2.3	Ciclo anual correspondiente a la serie temporal asociada al modo 2. En azul se indica el valor medio $+1\sigma$ y en verde el valor medio $-1\sigma$ .	59
Figura 4.2.4	Densidad espectral correspondiente a la serie temporal asociada al modo 2. En rojo, se indica la significancia al 95% con respecto al ruido blanco.	59
Figura 4.2.5	Compuesto del campo de movimiento en 850 hPa y presión a nivel del mar correspondiente a la fase positiva del modo 2.	60
Figura 4.2.6	Compuesto de las anomalías con respecto a la media anual de la temperatura de superficie del mar correspondientes a la fase positiva del modo 2.	60
Figura 4.2.7	Compuesto de las anomalías de la función corriente en 200 hPa correspondientes a la fase positiva del modo 2.	61
Figura 4.2.8	Compuesto del campo de divergencia en 200 hPa superpuesta a las anomalías del campo de movimientos en el mismo nivel correspondientes a la fase positiva del modo 2.	61
Figura 4.2.9	Compuesto del campo de radiación de onda larga saliente (ROLS) correspondientes a la fase positiva del modo 2.	62
Figura 4.2.10	Compuesto de las anomalías diarias del campo de precipitación correspondientes a la fase positiva del modo 2.	62
Figura 4.2.11	Compuesto del campo de radiación de onda larga saliente (ROLS) correspondientes a la fase positiva del modo 2.	63
Figura 4.2.12	Compuesto de las anomalías con respecto a la media anual de la temperatura de superficie del mar correspondientes a la fase negativa del modo 2.	63

Figura 4.2.13	Compuesto de las anomalías de la función corriente en 200 hPa correspondientes a la fase negativa del modo 2.	64
Figura 4.2.14	Compuesto del campo de divergencia en 200 hPa superpuesta a las anomalías del campo de movimientos en el mismo nivel correspondientes a la fase negativa del modo 2.	64
Figura 4.2.15	Compuesto del campo de radiación de onda larga saliente (ROLS) correspondientes a la fase negativa del modo 2.	65
Figura 4.2.16	Compuesto del campo de precipitación diaria correspondientes a la fase negativa del modo 2.	65
Figura 4.2.17	Compuesto de las anomalías diarias del campo de precipitación correspondientes a la fase negativa del modo 2.	66
Figura 4.2.18	Promedios anuales de la $cp2$ correspondientes a los años comprendidos entre 1981-2006. La línea de color rojo indica la tendencia para todo el período.	66
Figura 4.3.1	Serie temporal normalizada asociada al modo 3.	71
Figura 4.3.2	Serie temporal mensual normalizada asociada al modo 3.	71
Figura 4.3.3	Densidad espectral correspondiente a la serie temporal asociada al modo 3. En rojo, se indica la significancia al 95% con respecto al ruido blanco.	71
Figura 4.3.4	Ciclo anual correspondiente a la serie temporal asociada al modo 3. En azul se indica el valor medio $+1\sigma$ y en verde el valor medio $-1\sigma$ .	71
Figura 4.3.5	Compuesto del campo de movimiento en 850 hPa y presión a nivel del mar correspondiente a la fase positiva del modo 3.	72
Figura 4.3.6	Secuencia de valores de la $cp3 +1\sigma$ correspondiente a 12 días del mes de julio de 1996.	72
Figura 4.3.7	Campo de movimiento en 850 hPa y presión media a nivel del mar correspondiente a la misma secuencia de la figura 4.3.6.	73
Figura 4.3.8	Campo medio de movimiento en 850 hPa y presión media a nivel del mar correspondiente a la misma secuencia de la figura 4.3.6.	74
Figura 4.3.9	Campo medio de movimiento y función corriente en 200 hPa correspondiente a la misma secuencia de la figura 4.3.6.	74
Figura 4.3.10	Campo de movimiento y función corriente en 200 hPa correspondiente a la misma secuencia de la figura 4.3.6.	75
Figura 4.3.11	Compuesto de las anomalías con respecto a las medias diarias de la temperatura de superficie del mar correspondientes a la fase positiva del modo 3.	76

Figura 4.3.12	Compuesto de las anomalías de la función corriente en 200 hPa correspondientes a la fase positiva del modo 3.	76
Figura 4.3.13	Compuesto del campo de divergencia en 200 hPa superpuesta a las anomalías del campo de movimientos en el mismo nivel correspondientes a la fase positiva del modo 3.	77
Figura 4.3.14	Compuesto de las anomalías diarias del campo de precipitación correspondientes a la fase positiva del modo 3.	77
Figura 4.3.15	Compuesto del campo de movimiento en 850 hPa y presión a nivel del mar correspondiente a la fase negativa del modo 3.	78
Figura 4.3.16	Compuesto de las anomalías con respecto a la medias diarias de la temperatura de superficie del mar correspondientes a la fase negativa del modo 3.	78
Figura 4.3.17	Compuesto de las anomalías de la función corriente en 200 hPa correspondientes a la fase negativa del modo 3.	79
Figura 4.3.18	Compuesto del campo de divergencia en 200 hPa superpuesta a las anomalías del campo de movimientos en el mismo nivel correspondientes a la fase negativa del modo 3.	79
Figura 4.3.19	Compuesto de las anomalías diarias del campo de precipitación correspondientes a la fase negativa del modo 3.	80
Figura 4.3.20	Promedios anuales de la $cp3$ correspondientes a los años comprendidos entre 1981-2006. La línea de color rojo indica la tendencia para todo el período.	80
Figura 4.4.1	Serie temporal normalizada asociada al modo 4.	84
Figura 4.4.2	Serie temporal mensual normalizada asociada al modo 4.	84
Figura 4.4.3	Ciclo anual correspondiente a la serie temporal asociada al modo 4. En azul se indica el valor medio $+1\sigma$ y en verde el valor medio $-1\sigma$ .	84
Figura 4.4.4	Densidad espectral correspondiente a la serie temporal asociada al modo 4. En rojo, se indica la significancia al 95% con respecto al ruido blanco.	84
Figura 4.4.5	Compuesto del campo de movimiento en 850 hPa y presión a nivel del mar correspondiente a la fase positiva del modo 4.	85
Figura 4.4.6	Compuesto de las anomalías con respecto a la medias diarias de la temperatura de superficie del mar correspondientes a la fase positiva del modo 4.	85
Figura 4.4.7	Compuesto de las anomalías de la función corriente en 200 hPa correspondientes a la fase positiva del modo 4.	86

Figura 4.4.8	Compuesto del campo de divergencia en 200 hPa superpuesta a las anomalías del campo de movimientos en el mismo nivel correspondientes a la fase positiva del modo 4.	86
Figura 4.4.9	Compuesto del campo de radiación de onda larga saliente (ROLS) correspondientes a la fase positiva del modo 4.	87
Figura 4.4.10	Compuesto del campo de precipitación diaria correspondientes a la fase positiva del modo 4.	87
Figura 4.4.11	Compuesto de las anomalías diarias del campo de precipitación correspondientes a la fase positiva del modo 4.	88
Figura 4.4.12	Compuesto del campo de movimiento en 850 hPa y presión a nivel del mar correspondiente a la fase negativa del modo 4.	88
Figura 4.4.13	Compuesto de las anomalías con respecto a la media anual de la temperatura de superficie del mar correspondientes a la fase negativa del modo 4.	89
Figura 4.4.14	Compuesto de las anomalías con respecto a las medias diarias de la temperatura de superficie del mar correspondientes a la fase negativa del modo 4.	89
Figura 4.4.15	Compuesto de las anomalías de la función corriente en 200 hPa correspondientes a la fase negativa del modo 4.	90
Figura 4.4.16	Compuesto del campo de divergencia en 200 hPa superpuesta a las anomalías del campo de movimientos en el mismo nivel correspondientes a la fase negativa del modo 4.	90
Figura 4.4.17	Compuesto de las anomalías diarias del campo de precipitación correspondientes a la fase negativa del modo 4.	91
Figura 4.4.18	Promedios anuales de la cp4 correspondientes a los años comprendidos entre 1981-2006. La línea de color rojo indica la tendencia para todo el período.	91
Figura 4.5.1	Serie temporal normalizada asociada al modo 5.	96
Figura 4.5.2	Serie temporal mensual normalizada asociada al modo 5.	96
Figura 4.5.3	Ciclo anual correspondiente a la serie temporal asociada al modo 5. En azul se indica el valor medio $+1\sigma$ y en verde el valor medio $-1\sigma$ .	96
Figura 4.5.4	Densidad espectral correspondiente a la serie temporal asociada al modo 5. En rojo, se indica la significancia al 95% con respecto al ruido blanco.	96
Figura 4.5.5	Compuesto del campo de movimiento en 850 hPa y presión a nivel del mar correspondiente a la fase positiva del modo 5.	97

Figura 4.5.6	Compuesto de las anomalías con respecto a la media anual de la temperatura de superficie del mar correspondientes a la fase positiva del modo 5.	97
Figura 4.5.7	Compuesto de las anomalías con respecto a la media diaria de la temperatura de superficie del mar correspondientes a la fase positiva del modo 5.	98
Figura 4.5.8	Compuesto de las anomalías de la función corriente en 200 hPa correspondientes a la fase positiva del modo 5.	98
Figura 4.5.9	Compuesto del campo de divergencia en 200 hPa superpuesta a las anomalías del campo de movimientos en el mismo nivel correspondientes a la fase positiva del modo 5.	99
Figura 4.5.10	Compuesto del campo de precipitación diaria correspondientes a la fase positiva del modo 5.	99
Figura 4.5.11	Compuesto del campo de anomalías diarias de precipitación correspondientes a la fase positiva del modo 5.	100
Figura 4.5.12	Compuesto del campo de movimiento en 850 hPa y presión a nivel del mar correspondiente a la fase negativa del modo 5.	100
Figura 4.5.13	Compuesto de las anomalías con respecto a la media diaria de la temperatura de superficie del mar correspondientes a la fase negativa del modo 5.	101
Figura 4.5.14	Compuesto de las anomalías de la función corriente en 200 hPa correspondientes a la fase negativa del modo 5.	101
Figura 4.5.15	Compuesto del campo de divergencia en 200 hPa superpuesta a las anomalías del campo de movimientos en el mismo nivel correspondientes a la fase negativa del modo 5.	102
Figura 4.5.16	Compuesto del campo de radiación de onda larga saliente (ROLS) correspondientes a la fase negativa del modo 5.	102
Figura 4.5.17	Compuesto del campo de anomalías diarias de precipitación correspondientes a la fase negativa del modo 5.	103
Figura 4.5.18	Promedios anuales de la $cp5$ correspondientes a los años comprendidos entre 1981-2006. La línea de color rojo indica la tendencia para todo el período.	103
Figura 4.5.19	Promedios anuales de la $cp5$ para los meses del invierno correspondientes a los años comprendidos entre 1981-2006. La línea de color rojo indica la tendencia para todo el período.	103
Figura 4.5.20	Promedios anuales de la $cp5$ para los meses del verano correspondientes a los años comprendidos entre 1981-2006. La línea de color rojo indica la tendencia para todo el período.	104

Figura 4.6.1	Serie temporal normalizada asociada al modo 6.	108
Figura 4.6.2	Serie temporal mensual normalizada asociada al modo 6.	108
Figura 4.6.3	Ciclo anual correspondiente a la serie temporal asociada al modo 6. En azul se indica el valor medio $+1\sigma$ y en verde el valor medio $-1\sigma$ .	108
Figura 4.6.4	Densidad espectral correspondiente a la serie temporal asociada al modo 6. En rojo, se indica la significancia al 95% con respecto al ruido blanco.	108
Figura 4.6.5	Compuesto del campo de movimiento en 850 hPa y presión a nivel del mar correspondiente a la fase positiva del modo 6.	109
Figura 4.6.6	Compuesto de las anomalías con respecto a la media diaria de la temperatura de superficie del mar correspondientes a la fase positiva del modo 6.	109
Figura 4.6.7	Compuesto de las anomalías de la función corriente en 200 hPa correspondientes a la fase positiva del modo 6.	110
Figura 4.6.8	Compuesto del campo de divergencia en 200 hPa superpuesta a las anomalías del campo de movimientos en el mismo nivel correspondientes a la fase positiva del modo 6.	110
Figura 4.6.9	Compuesto del campo de radiación de onda larga saliente (ROLS) correspondientes a la fase positiva del modo 6.	111
Figura 4.6.10	Compuesto de las anomalías diarias del campo de precipitación correspondientes a la fase positiva del modo 6.	111
Figura 4.6.11	Compuesto del campo de movimiento en 850 hPa y presión a nivel del mar correspondiente a la fase negativa del modo 6.	112
Figura 4.6.12	Compuesto de las anomalías con respecto a la media diaria de la temperatura de superficie del mar correspondientes a la fase negativa del modo 6.	112
Figura 4.6.13	Compuesto de las anomalías de la función corriente en 200 hPa correspondientes a la fase negativa del modo 6.	113
Figura 4.6.14	Compuesto del campo de divergencia en 200 hPa superpuesta a las anomalías del campo de movimientos en el mismo nivel correspondientes a la fase negativa del modo 6.	113
Figura 4.6.15	Compuesto del campo de radiación de onda larga saliente (ROLS) correspondientes a la fase negativa del modo 6.	114
Figura 4.6.16	Compuesto de las anomalías diarias del campo de precipitación correspondientes a la fase negativa del modo 6.	114

Figura 4.6.17	Promedios anuales de la cp6 correspondientes a los años comprendidos entre 1981-2006. La línea de color rojo indica la tendencia para todo el período.	115
---------------	--	-----

### Lista figuras capítulo 5

Figura 5.1	Ciclo anual de los extremos de los modos 1 a 3 (fase positiva a la derecha y negativa a la izquierda) utilizados en las composiciones del capítulo 4.	120
Figura 5.1 )cont.)	Ciclo anual de los extremos de los modos 4 a 6 (fase positiva a la derecha y negativa a la izquierda) utilizados en las composiciones del capítulo 4.	121
Figura 5.2	Distribución anual de los extremos de los modos 1 a 3 (fase positiva a la derecha y negativa a la izquierda) utilizados en las composiciones del capítulo 4.	122
Figura 5.2 )cont.)	Distribución anual de los extremos de los modos 4 a 6 (fase positiva a la derecha y negativa a la izquierda) utilizados en las composiciones del capítulo 4.	123
Figura 5.3	Secuencia de las series temporales de la fase negativa del modo 2 para períodos cercanos a 30 días previos a la ocurrencia de las crecidas máximas observadas (círculo de color rojo) el 21/07/83, el 09/06/92 y el 07/01/98 en el río Uruguay.	124
Figura 5.4	Compuesto de las anomalías diarias de precipitación correspondientes a la fase negativa del modo 2 exclusivamente para los meses mayo, junio, julio y agosto.	125



## Lista de tablas

Tabla 2.1	Varianza explicada y acumulada de los 6 primeros modos resultantes de la aplicación del análisis FEOC.	23
Tabla 4.2.1	Correlaciones de Pearson de la componente <i>cp2</i> mensual vs. Índices climáticos y sus intervalos de confianza al 95 %.	58
Tabla 4.2.2	Correlaciones de Pearson y sus correspondientes intervalos de confianza al 95 % para trimestres y estaciones entre el modo 2 y la IOA.	58
Tabla 4.3.1	Correlaciones de Pearson de la componente <i>cpa</i> mensual vs. Índices climáticos y sus intervalos de confianza al 95 %.	70
Tabla 4.4.1	Correlaciones de Pearson de la componente <i>cp4</i> mensual vs. Índices climáticos y sus intervalos de confianza al 95 %.	83
Tabla 4.5.1	Correlaciones de Pearson de la componente <i>cp5</i> mensual vs. Índices climáticos y sus intervalos de confianza al 95 %.	95
Tabla 4.6.1	Correlaciones de Pearson de la componente <i>cp6</i> mensual vs. Índices climáticos y sus intervalos de confianza al 95 %.	107
Tabla 5.1	Características más importantes de los modos 1 a 3 en la circulación atmosférica, la precipitación y sus relaciones con los índices climáticos, sobre el área de SA y océanos adyacentes.	126
Tabla 5.1 (cont.)	Características más importantes de los modos 4 a 6 en la circulación atmosférica, la precipitación y sus relaciones con los índices climáticos, sobre el área de SA y océanos adyacentes.	127