

Tesis de Posgrado

Relación entre la temperatura de la superficie del mar en el Océano Pacífico sur subtropical y la precipitación de primavera en el sudeste de Sudamérica durante los eventos ENSO

Silvestri, Gabriel E.

2003

Tesis presentada para obtener el grado de Doctor en Ciencias de la Atmósfera de la Universidad de Buenos Aires

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

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

Cita tipo APA:

Silvestri, Gabriel E.. (2003). Relación entre la temperatura de la superficie del mar en el Océano Pacífico sur subtropical y la precipitación de primavera en el sudeste de Sudamérica durante los eventos ENSO. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales. Universidad de Buenos Aires. http://digital.bl.fcen.uba.ar/Download/Tesis/Tesis_3575_Silvestri.pdf

Cita tipo Chicago:

Silvestri, Gabriel E.. "Relación entre la temperatura de la superficie del mar en el Océano Pacífico sur subtropical y la precipitación de primavera en el sudeste de Sudamérica durante los eventos ENSO". Tesis de Doctor. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales. Universidad de Buenos Aires. 2003. http://digital.bl.fcen.uba.ar/Download/Tesis/Tesis_3575_Silvestri.pdf

EXACTAS UBA

Facultad de Ciencias Exactas y Naturales



UBA

Universidad de Buenos Aires

**Relación entre la temperatura de la superficie del
mar en el océano Pacífico sur subtropical y la
precipitación de primavera en el sudeste de
Sudamérica durante los eventos ENSO**

Tesis de doctorado en Ciencias de la Atmósfera

Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires

Doctorando: Gabriel E. Silvestri

Director: Vicente R. Barros

Codirectora: Carolina S. Vera

marzo de 2003

Indice

Resumen	iii
Abstract	v
Motivación y objetivos	vii

Capítulo 1

Características de la señal de los eventos El Niño y La Niña en la precipitación sobre el sudeste de Sudamérica

1.1. Introducción	1
1.2. Datos	2
1.3. Características climáticas de la precipitación sobre SESA	3
1.4. La señal de los eventos ENSO en la precipitación sobre SESA	4
a) Análisis de la señal ENSO según la clasificación del CPC	5
b) Análisis de la señal ENSO según la clasificación de Trenberth	6
1.5. Conclusiones del Capítulo 1	7
Figuras y tablas del Capítulo 1	9

Capítulo 2

Relación entre la precipitación en el sudeste de Sudamérica y la temperatura de la superficie del mar

2.1. Introducción	23
2.2. Datos	24
2.3. Relación entre la TSM y la precipitación en SESA	24
2.4. Predictabilidad estacional	30
2.5. Conclusiones del Capítulo 2	32
Figuras y tablas del Capítulo 2	33

Capítulo 3

Patrones de circulación atmosférica asociados con la variabilidad de la temperatura de la superficie del mar en el océano Pacífico sur subtropical durante los eventos ENSO

3.1. Objetivo	55
3.2. Datos	55
3.3. Diferencia entre los eventos EN y LN en la circulación del Hemisferio Sur	56
3.4. Importancia relativa de las TSM en las regiones EN y PSS en el patrón de diferencia de circulación del HS asociado con los eventos EN y LN	60
3.5. Conclusiones del Capítulo 3	62
Figuras y tablas del Capítulo 3	64

Capítulo 4

Diagnóstico de las fuentes y regiones de propagación de los patrones de circulación atmosférica durante los eventos ENSO

4.1. Introducción	72
4.2. Datos	73
4.3. Circulación media de la primavera austral	73
4.4. Condiciones atmosféricas y oceánicas durante El Niño	74
4.5. Condiciones atmosféricas y oceánicas durante La Niña	78
4.6. Evolución temporal de los patrones de circulación asociados a los eventos El Niño	80
4.7. Conclusiones del Capítulo 4	83
Figuras del Capítulo 4	85

Capítulo 5

Sumario y conclusiones finales	129
--------------------------------------	-----

Apéndice: Análisis de patrones de circulación atmosférica del Hemisferio Sur según la teoría de onda de Rossby barotrópica	132
--	-----

Bibliografía	137
--------------------	-----

Resumen

En este trabajo se analiza la relación entre la variabilidad interanual de la lluvia en el sudeste de Sudamérica (SESA), la región al este de los Andes entre 20°S y 40°S, y la variabilidad interanual de la temperatura de la superficie del mar (TSM) y la circulación atmosférica asociada durante la primavera austral. La relación entre la precipitación en SESA y la TSM es estudiada usando un análisis de Correlación Canónica. Los dos primeros modos muestran el bien conocido patrón caliente-húmedo/frío-seco entre la TSM del océano Pacífico ecuatorial y la precipitación sobre gran parte de SESA. Sin embargo, la TSM de las regiones ecuatoriales no modula la variabilidad de la lluvia entre años El Niño (EN) y entre años La Niña (LN). Esto indica que la respuesta de la lluvia en SESA a la TSM del Pacífico ecuatorial es no lineal, resultando independiente de ella en los extremos del registro. En contraste, entre eventos EN, la TSM en el océano Pacífico sur subtropical (PSS) modula la precipitación estacional sobre gran parte de SESA. Además, cuando se considera el período completo, la TSM del PSS está correlacionada con la precipitación en una magnitud similar a la correspondiente a la TSM del Pacífico ecuatorial. Consistente con esto, el campo de circulación presenta un aumento de la advección ciclónica (anticiclónica) sobre la parte subtropical de SESA cuando la TSM en el PSS es más fría (caliente).

La TSM del Pacífico ecuatorial está correlacionada negativamente con la del PSS pero esta correlación es prácticamente cero cuando se consideran sólo los casos EN o sólo los casos neutros y es muy pequeña en los casos LN. Esto permite realizar un análisis de composición de casos de acuerdo a diferente TSM en las regiones del Pacífico ecuatorial pero con TSM casi constante en el PSS y también se puede hacer una composición de casos con diferente TSM en el PSS pero con TSM casi constante en el Pacífico ecuatorial. Los eventos EN asociados con condiciones más frías en el PSS exhiben un patrón de onda de Rossby bien definido en el este del Pacífico sur, patrón que se observa menos intenso y más al oeste en los casos EN con mayor TSM en el PSS.

La variabilidad de la circulación del Hemisferio Sur (HS) entre eventos LN también muestra una influencia de las condiciones de la TSM del PSS. Los eventos LN con mayor TSM en el PSS tienen mejor definido un patrón de onda entre latitudes ecuatoriales y altas del HS.

La posibilidad de que las características de la TSM en el PSS puedan ser consideradas como un índice para discriminar entre eventos EN y LN de diferentes características no implica que esta TSM sea la causa de esas diferencias. Si las anomalías de TSM del Pacífico subtropical son inducidas por teleconexiones atmosféricas asociadas con el ENSO o si resultan de procesos oceánicos independientes del ENSO son cuestiones que escapan a los objetivos de este trabajo.

Abstract

In this study we analyze the relationship between the interannual variability of rainfall over southeastern South America (SESA), the region east of the Andes between 20°S and 40°S, and the interannual variability of sea surface temperature (SST) and its associated atmospheric circulation during the austral spring. Rainfall in SESA and SST interannual variability is explored using canonical correlation analysis. The first two modes show the well-known warm-wet/cold-dry pattern between SST in equatorial Pacific and rainfall over most of SESA. However, SST in the equatorial regions does not modulate rainfall variability among EN years or among LN years, indicating that the SESA rainfall response to equatorial Pacific SST is not linear over the observed SST range, having no dependence on the extremes of this range. In contrast, among EN events, SST in the subtropical south Pacific (SSP) modulates the seasonal rainfall over most of SSA. In addition, when the complete period is considered, SST of the SSP has a correlation with precipitation of magnitude similar to those corresponding to the SST in equatorial Pacific. Consistent with this, the circulation field has enhanced cyclonic (anticyclonic) advection over subtropical SESA when SST in the SSP is cold (warm).

SSTs in equatorial Pacific and in the SSP are negatively correlated, but their correlation is practically zero when only EN cases or only neutral cases are considered, and very small in LN cases. This allows a stratification analysis composing cases according to different SSTs in equatorial Pacific with almost constant SST in the SSP and similarly according to different SST in the SSP with approximately constant SST in equatorial Pacific. EN events associated with cold conditions in the SSP shows a well-defined Rossby wave pattern in the southeastern Pacific, pattern that is less intense and most to the west in EN cases associated with warm conditions in the SSP.

The Southern Hemisphere (SH) circulation variability among LN events also shows an influence of the conditions of the SST in the PSS. LN events with warmest SST in the SSP presents

better-defined Rossby wave patterns extending between the equatorial central Pacific and the SH high latitudes than those occurring during the rest of LN events.

The possibility of that the SST features in the SSP can be considered as a index to discriminate atmospheric circulation changes among EN or LN events, it does not necessarily mean that they are the cause of the observed changes in the SH circulation response. If the SST anomalies in the subtropical Pacific are induced by atmospheric teleconnections associated with ENSO or result from ocean processes independent of ENSO are questions that escape to the scope of this thesis.

Motivación y objetivos

El estudio de la variabilidad de la precipitación sobre el sudeste de Sudamérica (SESA) es de gran importancia por su impacto en las actividades socio-económicas de la región. La misma abarca el este de la Argentina, sur de Brasil, Paraguay y Uruguay y en ella se desarrollan las actividades agropecuarias más productivas de esos países como así también la producción de energía hidroeléctrica sobre los ríos de la cuenca del Plata, entre otras actividades.

El mayor porcentaje de la varianza de la precipitación en SESA es explicado por el ciclo estacional. Este se caracteriza por una marcada estación seca invernal en el norte y oeste mientras que en el sudeste la dispersión anual es poco importante (Hoffmann 1975, Prohaska 1976, González y Barros 1996, entre otros). Sin embargo, existe una considerable porción de variabilidad de la precipitación cuyo origen no es del todo conocido y, por lo tanto, requiere de una mayor exploración.

Estudios previos muestran que existe una fuerte señal de los eventos ENSO en la precipitación sobre SESA (por ejemplo: Aceituno 1988 y más recientemente Grimm y otros 2000). Sin embargo, no toda la variabilidad interanual de la precipitación en esta parte de Sudamérica es explicada por la variabilidad de la temperatura de la superficie del mar (TSM) del Pacífico ecuatorial. En particular, en la señal de los eventos El Niño (EN) existen diferencias de un evento a otro que parecieran no estar explicadas por los cambios del Pacífico ecuatorial. Algo similar ocurre en los eventos La Niña (LN). Entonces es probable que existan otras regiones oceánicas relacionadas con la precipitación en SESA que pueden explicar parte de su variabilidad. En consecuencia, el objetivo principal de esta tesis es el de investigar la influencia de regiones oceánicas fuera del Pacífico ecuatorial en la variabilidad de la precipitación en SESA durante los eventos ENSO. El análisis se concentró en la primavera austral porque, como se describirá en este trabajo, es la estación en la cual la señal de los eventos ENSO es más intensa. El trabajo se organizó a través de los siguientes objetivos particulares:

1. Analizar detalladamente las características espaciales y temporales de la señal de los eventos ENSO en la precipitación sobre SESA.
2. Explorar la variabilidad de la precipitación sobre SESA entre eventos EN y entre eventos LN.
3. Identificar las regiones oceánicas fuera del Pacífico ecuatorial que influyen en la precipitación sobre SESA.
4. Explorar los patrones de circulación atmosférica de gran escala asociados con la influencia remota de los cambios en la TSM de esas regiones oceánicas sobre la precipitación en SESA durante los eventos ENSO.

CAPITULO 1

Características de la señal de los eventos El Niño y La Niña en la precipitación sobre el sudeste de Sudamérica

1.1. Introducción

En el sudeste de Sudamérica (SESA), en la región subtropical al este de los Andes entre 20°-40°S, existen señales significativas de El Niño-Oscilación del Sur (ENSO) en la variabilidad interanual de la precipitación. Aceituno (1988) encuentra correlaciones negativas significativas entre la precipitación y el Índice de Oscilación del Sur (SOI) durante octubre-noviembre. Ropelewski y Halpert (1987,1989) identifican una amplia región abarcando Uruguay, nordeste de Argentina y sudeste de Brasil en donde existen anomalías positivas de precipitación desde noviembre del año de inicio de El Niño (EN) [año (0)] hasta febrero del año siguiente [año (+)] y anomalías negativas desde julio hasta diciembre del año de inicio de La Niña (LN). Para esa misma región pero incluyendo también Paraguay, Kiladis y Díaz (1989) muestran la existencia de una diferencia significativa en la precipitación estacional [setiembre (0) – noviembre (0)] entre años EN y LN. Grimm y otros (2000) muestran que la mayor señal de los eventos EN y LN en SESA se tiene en la primavera del año (0).

Hay también estudios regionales que detallan la respuesta interanual de la precipitación a eventos EN y LN. La precipitación mensual se correlaciona significativamente con el SOI durante la primavera austral en el sur de Brasil (Rao y Hada 1990). Para la misma región, Grimm y otros (1998) encuentran que las mayores anomalías de precipitación ocurren en noviembre del año EN [noviembre (0)] debido a una intensificación de la actividad convectiva de mesoescala, mientras que lo opuesto ocurre en años LN. Ellos también encuentran que en parte de esta región existen señales similares durante el invierno (+). En Uruguay, Pisciotano y otros (1994) describen una significativa tendencia a tener precipitación mayor que la normal durante años EN

desde noviembre (0) hasta enero (+) y desde marzo (+) hasta julio (+) en el norte del país. También muestran una tendencia a precipitaciones menores que la normal sobre Uruguay durante octubre (0) – noviembre (0) y desde marzo (+) hasta julio (+) de años LN.

Si bien en algunas regiones de SESA la respuesta de la lluvia a los eventos EN y LN es significativa desde un punto de vista estadístico, la respuesta de la lluvia entre eventos del mismo tipo puede ser, como se mostrará en el Capítulo 2, mayor que la diferencia media entre casos EN y LN. Esto también puede conjeturarse a partir de la variabilidad entre diferentes eventos EN (LN) en los caudales de ríos de SESA mostrada por Mechoso y Pérez Iribarren (1992).

Todos los trabajos citados describen las características de la señal de los eventos EN y LN en la precipitación sobre SESA. No obstante, en la sección 1.4 se presentará un análisis adicional que difiere de los anteriores en dos aspectos fundamentales: la selección de los casos EN-LN y la incorporación del análisis de las anomalías de estos eventos respecto de los casos neutros (NEU). En los estudios antes mencionados se definen *años EN* y *años LN* para luego realizar análisis estacionales referidos a esos años. En cambio en este trabajo se utilizan criterios que definen *períodos EN* y *períodos LN* permitiendo una mejor identificación en el tiempo del inicio y del fin de ambas fases del ENSO. Además se analizan las anomalías de los casos EN y LN no sólo como diferencias respecto a los promedios climáticos o a la diferencia entre sí sino también como su diferencia respecto al promedio de los casos NEU, que representan un estado intermedio entre ambas fases ENSO. Entonces, en este capítulo se presenta una descripción más detallada tanto en lo espacial como en lo temporal de la señal de los eventos EN y LN en la precipitación sobre SESA..

1.2. Datos

Si bien se dispone de más de 300 series de precipitación mensual muchas de ellas cubren períodos cortos de tiempo. También muchos registros presentan discontinuidades debidas a problemas operacionales o cambios en la ubicación de la estación. Es por eso que sólo 133 series

de precipitación de Argentina, Brasil, Paraguay y Uruguay fueron seleccionadas para este estudio (Figura 1.1). Además, el análisis fue hecho para el período 1952-88 debido a que es el mejor cubierto por el grupo de datos disponible.

En este conjunto de datos hay menos del 2% de datos ausentes y ninguna de las series tiene más del 7% de datos ausentes. Para asegurar la calidad de los datos la mayoría de las series seleccionadas corresponden a estaciones sinópticas, que fueron generalmente sometidas a un mayor control que otras estaciones. Las series de Argentina y Paraguay fueron provistas por el Servicio Meteorológico Nacional de Argentina y la Dirección Nacional de Meteorología de Paraguay, respectivamente. Para Brasil y Uruguay los registros de precipitación fueron tomados del National Center for Atmospheric Research (NCAR), *Monthly Climate Data for the World*, y también, en el caso de Brasil, del Instituto de Investigaciones Agrícolas de Rio Grande do Sul. Los datos faltantes fueron completados con los datos de estaciones vecinas solamente en Uruguay. Esta metodología resulta ser mejor que otras técnicas de interpolación más sofisticadas debido a la gran densidad de estaciones de precipitación en este país (Dirección Nacional de Meteorología y Universidad de la República 1998). Los datos faltantes en las series de Argentina y Paraguay fueron completados con el valor medio mensual mientras que las series de Brasil no presentan faltantes en el período considerado. Para evitar distorsiones debidas a una distribución irregular de las estaciones y suavizar las posibles singularidades de una estación particular los datos de precipitación fueron promediados en regiones de 5° de latitud por 5° de longitud (Figura 1.1).

1.3. Características climáticas de la precipitación sobre SESA

Si bien la precipitación en SESA muestra tendencias importantes desde 1960 (Barros y otros 2000a), las principales características de la precipitación media anual y mensual están bien representadas en los campos basados en datos previos a 1960, como por ejemplo los confeccionados por Hoffmann (1975). Los regímenes de precipitación anual fueron descriptos

por Prohaska (1976) y recientemente por González y Barros (1996). En términos generales la precipitación anual en SESA decrece de este a oeste pero en parte del noroeste de Argentina, alrededor de 65°W y entre 20°-28°S, se producen precipitaciones de más de 800 mm. Este máximo relativo se produce por la precipitación orográfica asociada con la cordillera subandina. La mayor precipitación anual (más de 1600 mm) se registra en el noreste entre 25°-30°S y 51°-56°W, mientras que al oeste de los 66°W la precipitación anual es menor que 200 mm. Existen considerables diferencias en el régimen de lluvia a nivel regional. En el oeste de Argentina gran parte de la precipitación anual se produce durante el verano austral y existe una estación seca muy pronunciada en el invierno. Hacia el este la estación seca tiende a desaparecer lo que resulta en un decrecimiento de la amplitud anual apareciendo un máximo en invierno en el este de Uruguay y en la zona costera del sur de Brasil. En el este de Argentina la lluvia al sur de los 25°S presenta una estructura bimodal con un máximo en octubre-noviembre, otro durante marzo-abril y un mínimo absoluto en invierno. Estas características se pueden ver en la Figura 1 de Grimm y otros (2000) y son descritas con más detalle por Montecinos y otros (2000). Una síntesis de ellas se presenta en la Figura 1.2.

1.4. La señal de los eventos ENSO en la precipitación sobre SESA

La característica de la señal de los eventos EN y LN en la precipitación sobre SESA es analizada utilizando dos criterios diferentes para definir el inicio y el fin de estos eventos extremos: el del Climatic Prediction Center (CPC, dependiente de National Oceanic and Atmospheric Administration, NOAA-U.S. Department of Commerce) y el realizado por Trenberth (1997). La clasificación del CPC es un proceso de clasificación subjetivo usando la TSM del Pacífico tropical (a lo largo del ecuador entre 180° y 150°W). La clasificación de Trenberth se basa en las anomalías de TSM de la región El Niño 3.4: en la serie de anomalías mensuales de la región El Niño 3.4 con un promedio móvil de cinco meses períodos con al

menos seis meses consecutivos de valores mayores (menores) a + (-) 0.4°C definen un evento EN (LN). Ambos análisis se presentan a continuación.

a) Análisis de la señal ENSO según la clasificación del CPC

El CPC realiza una clasificación de los trimestres enero-febrero-marzo (EFM), abril-mayo-junio (AMJ), julio-agosto-setiembre (JAS) y octubre-noviembre-diciembre (OND) en EN, LN y NEU que puede consultarse en la dirección de Internet <http://www.cpc.noaa.gov> y que es reproducida, para el período 1952-90, en la Tabla 1.1. A partir de esta clasificación se analiza la señal de los eventos EN y LN en la precipitación sobre SESA. El análisis consiste en determinar para cada trimestre la significancia de la diferencia entre la precipitación media en los eventos EN (LN) y la precipitación media climática (considerada como la media en el período 1952-88). El mismo análisis se realiza para las diferencias EN (LN) menos NEU y EN menos LN. Los resultados se muestran en la Figura 1.3. Las diferencias son expresadas como relación porcentual (porcentaje de la precipitación de los casos EN y LN que equivale al promedio climático o al promedio de los casos NEU, según corresponda). Es decir: para los casos EN respecto al promedio climático y respecto a los casos NEU se indican las relaciones $P1_{EN}$ y $P2_{EN}$, respectivamente, definidas como

$$P1_{EN} = \{ (\text{precipitación en eventos EN}) \times 100 / (\text{precipitación media climática}) \} - 100 \quad (1)$$

$$P2_{EN} = \{ (\text{precipitación en eventos EN}) \times 100 / (\text{precipitación en casos NEU}) \} - 100 \quad (2)$$

Expresiones equivalentes se utilizan para los eventos LN (indicadas como $P1_{LN}$ y $P2_{LN}$ en la Figura 1.3). La diferencia entre los casos EN y LN se indica con la relación $P3$ definida como

$$P3 = \{ (\text{precipitación en eventos EN}) \times 100 / (\text{precipitación en eventos LN}) \} - 100 \quad (3)$$

En todos los casos la significancia de las diferencias es calculada con el test t-Student (Panofsky y Brier 1965).

Coincidiendo con las conclusiones de los trabajos citados en la sección 1.1, las diferencias respecto a la media climática reflejan que la señal de ambos eventos extremos se tiene únicamente en OND, resultando una señal positiva (precipitación mayor que la normal) en los eventos EN y negativa (precipitación menor que la normal) en LN. La Figura 1.3d muestra también que la señal LN tiende a extenderse más hacia el oeste que la señal EN.

Al analizar las diferencias respecto de los casos NEU se observa que en EFM existe una señal EN positiva en el sudeste de SESA y también señal LN positiva en el norte de la región. Es bueno tener presente que los casos EN y LN de EFM corresponden a eventos iniciados en el año anterior, es decir: EFM está describiendo el verano (+), Tabla 1.1. En AMJ existe señal EN positiva en el sur de la provincia de Buenos Aires y en un par de regiones del norte de SESA. En OND la señal EN (señal positiva) se concentra en Uruguay y el este de Argentina mientras que la señal LN (señal negativa) abarca un área más extendida hacia el oeste.

b) Análisis de la señal ENSO según la clasificación de Trenberth

El análisis para los trimestres EFM, AMJ, JAS y OND realizado según la clasificación de Trenberth (1997) tiene las mismas características que las descritas en el punto anterior para la clasificación de CPC (no mostrado). En cierta forma esto es esperable a partir de que los años considerados EN y LN en cada trimestre son muy similares en ambos casos. Un resultado alternativo es el análisis de las diferencias EN (LN) menos NEU y EN menos LN en escala bimestral según la clasificación de Trenberth (1997). Los casos EN y LN en cada bimestre del período 1952-88 se indican en la Tabla 1.2 y las diferencias en la Figura 1.4. Como en el análisis de la sección anterior, las diferencias son expresadas como relaciones porcentuales y la significancia es calculada con el test t-Student.

En FEB-MAR existen señales EN y LN positivas en el centro y este de SESA (estos casos corresponden al verano (+), Tabla 1.2). También existe señal EN positiva en MAR-ABR en el sur de la región y en MAY-JUN en el norte pero resulta llamativo lo que se observa en JUN-JUL en el nordeste de SESA: ambos eventos extremos muestran una señal positiva de la más alta significancia. Al ser ambas señales positivas no es posible distinguirlas a partir de la diferencia EN menos LN (relación P3).

En OCT-NOV y NOV-DIC es donde se observa que la diferencia EN menos LN es significativa en casi toda SESA pero sin embargo la señal de ambos eventos es diferente en cada bimestre: la señal EN (señal positiva) se concentra en NOV-DIC en el nordeste y sur de SESA mientras que la señal LN (señal negativa) se tiene principalmente en OCT-NOV en una banda que se extiende entre el nordeste y el sudeste de SESA. Esta estructura es casi opuesta a la de EN de NOV-DIC y bien diferente a la señal LN de NOV-DIC, la cual se concentra en el centro-oeste de Argentina.

Este análisis permite conocer, además de las diferencias de las señales EN y LN en OCT-NOV y NOV-DIC, la existencia de una importante señal positiva de ambos eventos en JUN-JUL, señal que, debido a las metodologías adoptadas, no puede ser detectada en los trabajos citados en la sección 1.1.

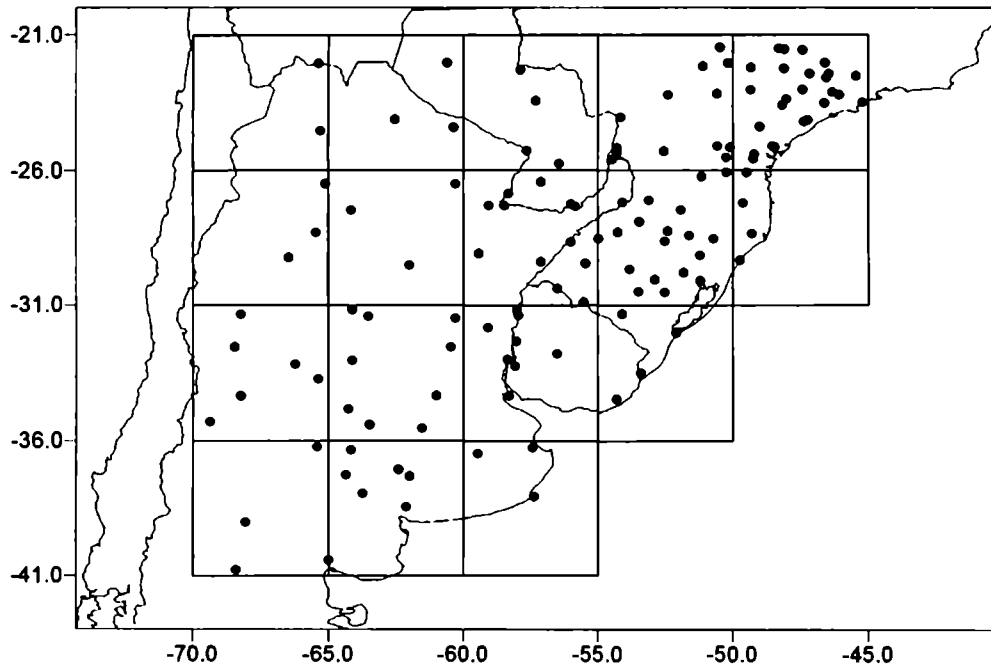
1.5. Conclusiones del Capítulo 1

En este capítulo se analizaron las características de la señal de los eventos EN y LN en la precipitación sobre SESA en escalas bimestral y trimestral. El análisis se hizo para las anomalías respecto al promedio climático y también respecto al promedio de los casos NEU. Los resultados para las anomalías climáticas son los ya ampliamente descriptos en la bibliografía, esto es: la señal de los eventos EN (LN) consiste, fundamentalmente, de anomalías positivas (negativas) en el este de SESA durante la primavera austral.

Considerar las señales de los eventos EN y LN en términos de las diferencias con los casos NEU es un criterio que permite aislar las señales de ambos eventos entre sí. Con este criterio los resultados mostrados indican que en el nordeste de SESA existe, a comienzos del invierno, una señal de estos eventos tanto o más intensa que la observada en primavera siendo una señal positiva en los eventos EN pero también en LN. Esta metodología también permite ver que en la primavera para un mismo bimestre (ON o ND) la señal de los eventos EN no tiene características opuestas a la de los eventos LN.

Finalmente, los resultados mostrados en este capítulo indican que al estudiar la señal de los eventos ENSO en escala trimestral se pierden varias de las características reflejadas por el análisis en escala bimestral. En otras palabras, anomalías que resultan importantes en parte de una estación del año se pierden al efectuar un análisis estacional. Esto coincide con lo mostrado para el verano austral por Grimm (2003).

a)



b)

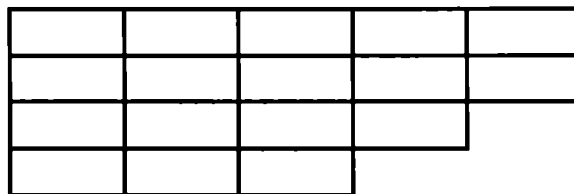
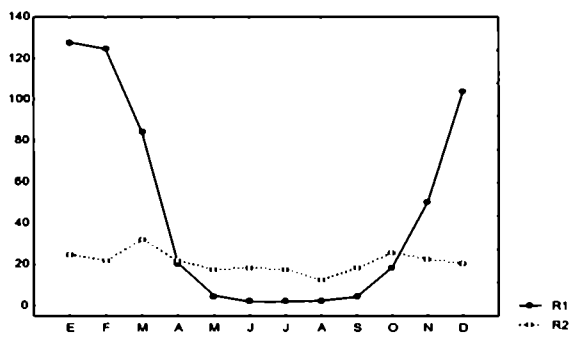


Figura 1.1: a) Estaciones y regiones de precipitación consideradas. b) Representación esquemática de las diecisiete regiones de a).

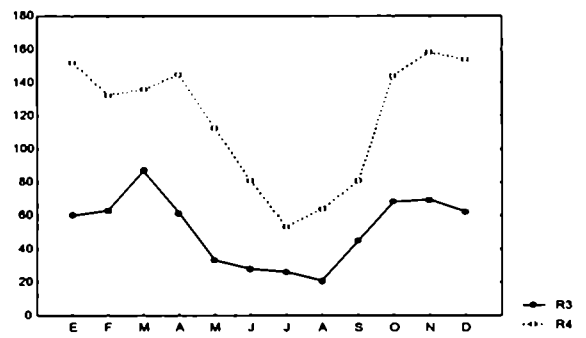
a)

R1		R4		R5
				R6
R2	R3			

b)



c)



d)

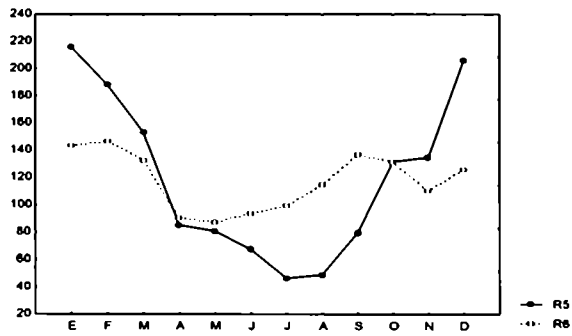


Figura 1.2: Ciclo anual de la precipitación en SESA. a) Regiones seleccionadas (representación esquemática como en Figura 1.1b); b), c) y d) precipitación en las regiones indicadas en a).

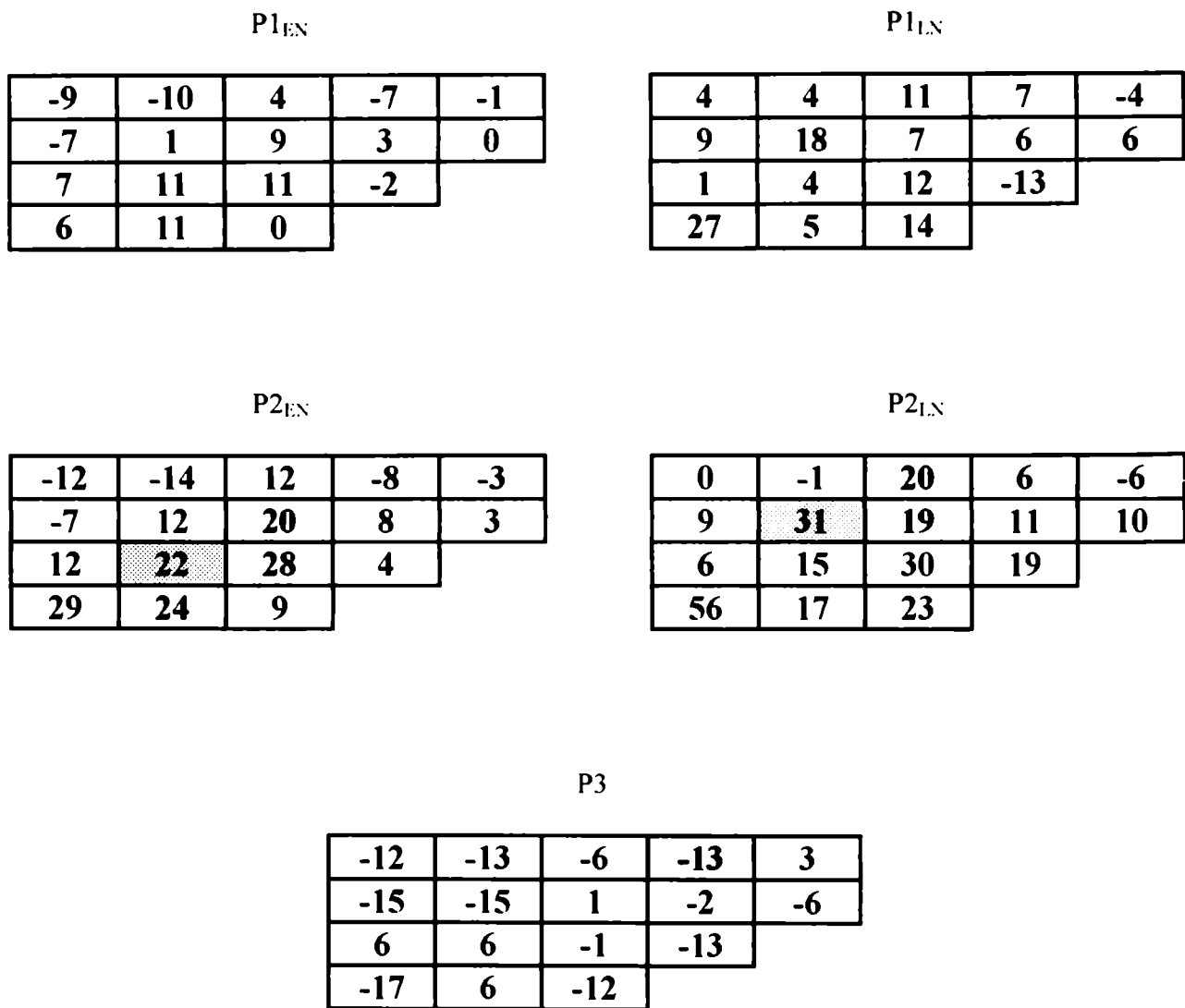


Figura 1.3a: Diferencias entre los valores medios de precipitación de los eventos EN, LN, NEU y promedio climático para el trimestre EFM (regiones como en Figura 1.1b). Los casos EN y LN corresponden a la clasificación del CPC. Las diferencias están expresadas por las relaciones $P1_{EN(LN)}$, $P2_{EN(LN)}$ y $P3$ definidas en el texto. Se indica la significancia al 90%, 95% y 99% según la siguiente convención:



(diferencias negativas en azul y positivas en rojo)

P1_{EX}

2	12	21	10	23
9	11	11	14	16
7	10	-6	1	
14	27	24		

P1_{LN}

-13	-15	-10	18	-1
-20	0	8	15	8
-10	-6	1	-4	
3	-6	6		

P2_{EX}

-2	13	28	22	36
7	17	20	28	29
7	13	-8	0	
23	41	42		

P2_{LN}

-16	-15	-5	32	9
-22	5	17	29	20
-10	-4	-1	-4	
11	4	20		

P3

17	32	35	-7	24
36	11	3	-1	8
19	17	-6	5	
11	35	18		

Figura 1.3b: Como en Fig. 1.3a pero para AMJ.

P1_{EX}

-21	8	1	16	10
25	-5	10	11	1
20	-5	-8	12	
29	11	11		

P1_{IN}

-7	-22	3	-5	-17
-12	-13	-8	-4	-1
-26	-9	-8	-15	
-1	-10	-6		

P2_{EX}

-32	1	4	27	8
39	-14	12	16	2
19	-13	-15	11	
58	12	15		

P2_{IN}

-21	-27	6	4	-19
-2	-21	-6	1	0
-27	-16	-16	-15	
21	-8	-3		

P3

-14	38	-2	22	32
42	9	19	15	2
62	5	1	31	
31	23	18		

Figura 1.3c: Como en Fig. 1.3a pero para JAS.

P1_{EN}

5	6	7	12	5
4	14	22	15	10
4	9	23	21	
18	20	24		

P1_{LN}

-12	-3	-4	-10	-5
-18	-22	-20	-15	-12
-8	-19	-23	-18	
-20	-23	-20		

P2_{EN}

-1	9	11	14	6
-9	7	24	16	8
-1	0	23	23	
16	16	28		

P2_{LN}

-17	-1	-1	-8	-5
-28	-27	-18	-15	-14
-12		-23	-17	
-22	-25	-17		

P3

16	9	11	20	10
21				20
12				
33	36			

Figura 1.3d: Como en Fig. 1.3a pero para OND.

P2 _{EN}				P2 _{LN}				P3					
-12	-13	-5	1	1	-7	-13	-3	-6	-14	-6	10	4	11
-5	4	18	11	10	22	13	11	11	-14	-15	4	0	-3
5	0	6	7	0	13	39	37		5	-11	-24	-22	
-7	-3	-3		33	22	23			-30	-21	-22		

Figura 1.4a: Diferencias entre los valores medios de precipitación de los eventos EN, LN y NEU para el bimestre enero-febrero (ENE-FEB). Regiones como en Fig. 1.1b. Los casos EN y LN corresponden a la clasificación de Trenberth. Las diferencias están expresadas por las relaciones P2_{EN(LN)} y P3 definidas en el texto. Se indica la significancia al 90%, 95% y 99% según la convención descripta en Fig. 1.3.

P2 _{EN}				P2 _{LN}				P3					
-15	-21	10	0	-10	-1	8	4	1	-6	-21	2	-4	-4
-23	16	25	21	6	37	19	22	27	-27	-16	5	-1	-9
-10	31	30	19	-2	10	13	10		-8	19	15	8	
19	30	4		57	29	13			-24	1	-8		

Figura 1.4b: Como en Fig. 1.4a pero para el bimestre febrero-marzo (FEB-MZ).

P2 _{EN}				P2 _{IN}				P3						
-17	-1	25	0	15	-20	-6	16	20	12	3	5	8	-16	3
-20	-1	9	14	10	11	15	15	14	28	-27	-14	-5	-1	-14
-8	34	32	18	-23	0	4	-16	20	34	26	41			
34	45	24	9	-6	16	23	54	7						

Figura 1.4c: Como en Fig. 1.4a pero para el bimestre marzo-abril (MZ-ABR).

P2 _{EN}				P2 _{IN}				P3						
2	12	26	17	22	-9	-20	-6	9	-16	9	41	33	7	45
13	34	14	21	28	-11	32	18	15	14	27	2	-3	5	12
36	26	0	-4	19	10	33	-4	14	14	-25	-1			
9	37	52	-13	6	27	25	30	19						

Figura 1.4d: Como en Fig. 1.4a pero para el bimestre abril-mayo (ABR-MAY).

P2 ^{EN}		P2 ^{IN}			P3			
48	5	37	6	-1	14	56	4	18
10	11	22	1	10	41	45	23	14
-1	8	-8	-6	15	35	11	24	
5	23	45	-14	44	28	68		

Figura 1.4e: Como en Fig. 1.4a pero para el bimestre mayo-junio (MAY-JUN).

P2 ^{EN}		P2 ^{IN}			P3			
5	-2	64	-1	-1	37	7	11	23
4	9	17	32	1	66	15	12	28
49	-11	-9	-11	-24	91	0	19	36
32	21	30	-18	1	43	48	29	

Figura 1.4f: Como en Fig. 1.4a pero para el bimestre junio-julio (JUN-JUL).

P2 _{EN}				P2 _{IN}				P3						
-40	-19	-15	34	25	-51	-9	13	21	5	21	-10	-25	11	19
-22	-40	-8	23	25	-38	-25	-2	-2	-1	25	-20	10	25	27
9	-38	-17	17	-39	-39	-23	-20	79	1	8	45			
23	-12	15	-18	-34	-4	50	34	20						

Figura 1.4g: Como en Fig. 1.4a pero para el bimestre julio-agosto (JUL-AGO).

P2 _{EN}				P2 _{IN}				P3						
-4	21	-2	14	16	-11	-19	0	-1	-11	8	49	-2	16	30
32	3	24	22	21	10	1	-2	5	13	20	3	26	16	7
5	7	-3	17	-38	0	-3	-15	70	7	0	38			
52	14	16	35	25	3	13	-9	13						

Figura 1.4h: Como en Fig. 1.4a pero para el bimestre agosto-setiembre (AGO-SET).

P2 _{EN}				P2 _{LN}				P3						
-15	-9	3	2	0	-3	-13	-1	-22	-15	-13	5	4	30	17
-30	7	18	5	4	-8	-8	-13	-11	-8	-24	16	34	18	13
-6	-9	8	4	-4	-8	-6			-2	-1	14	39		
-9	8	30	-6	-4	-11	-3	13			-3				

Figura 1.4i: Como en Fig. 1.4a pero para el bimestre setiembre-octubre (SET-OCT).

P2 _{EN}				P2 _{LN}				P3						
-12	-22	4	16	7	-5	-20	-9	-23	-17	-7	-3	14	49	28
-29	-2	20	32	16	-20	-26	-31	-26	-23	-11	32			
3	-7	15	6	9		-33			-5	32		57		
7	21	8	-14	-16	-26	25	44	47						

Figura 1.4j: Como en Fig. 1.4a pero para el bimestre octubre-noviembre (OCT-NOV).

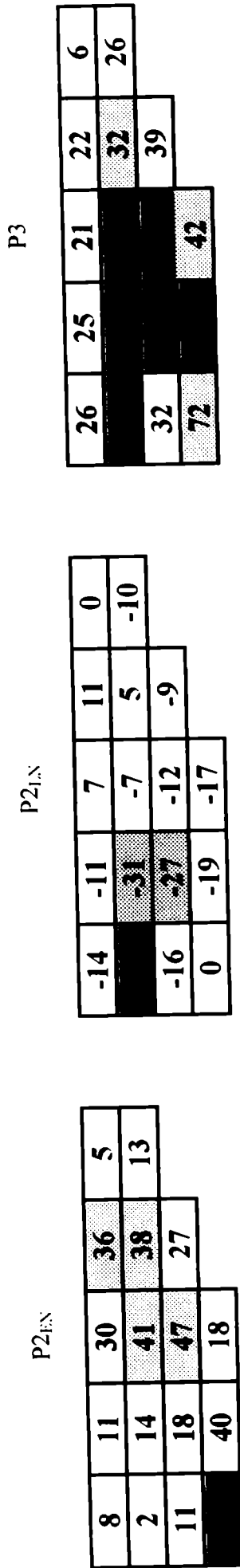


Figura 1.4k: Como en Fig. 1.4a pero para el bimestre noviembre-diciembre (NOV-DIC).

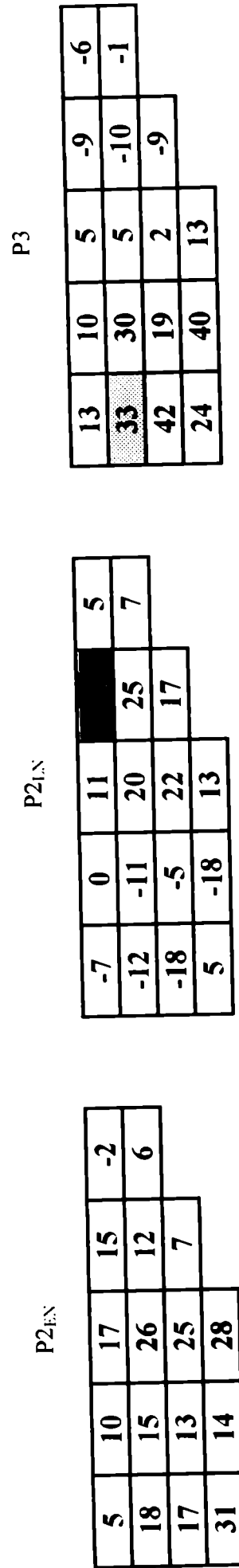


Figura 1.4l: Como en Fig. 1.4a pero para el bimestre diciembre-enero (DIC-ENE).

AÑO	EFM	AMJ	JAS	OND
1952				
1953				
1954				
1955				
1956				
1957				
1958				
1959				
1960				
1961				
1962				
1963				
1964				
1965				
1966				
1967				
1968				
1969				
1970				
1971				
1972				
1973				
1974				
1975				
1976				
1977				
1978				
1979				
1980				
1981				
1982				
1983				
1984				
1985				
1986				
1987				
1988				
1989				
1990				

Tabla 1.1: Casos EN (rojo) y LN (azul) según la clasificación del CPC.

AÑO	EF	FM	MA	AM	MJ	JJ	JA	AS	SO	ON	ND	DE
1952												
1953												
1954												
1955												
1956												
1957												
1958												
1959												
1960												
1961												
1962												
1963												
1964												
1965												
1966												
1967												
1968												
1969												
1970												
1971												
1972												
1973												
1974												
1975												
1976												
1977												
1978												
1979												
1980												
1981												
1982												
1983												
1984												
1985												
1986												
1987												
1988												

Tabla 1.2: Casos EN (rojo) y LN (azul) según la clasificación de Trenberth.

CAPITULO 2

Relación entre la precipitación en el sudeste de Sudamérica y la temperatura de la superficie del mar

2.1. Introducción

De aquí en adelante se adopta el criterio del CPC para definir el inicio y el fin de los eventos ENSO.

En el capítulo anterior se mostró que durante la primavera austral existe una marcada señal de los eventos EN y LN en la precipitación sobre SESA. En esta estación el desvío standard interanual de la lluvia es casi un tercio de la media (Tabla 2.1). Las regiones indicadas en la Tabla 2.1 son las mostradas en la Figura 2.1 y fueron seleccionadas de acuerdo al Análisis de Correlación Canónica (ACC) entre la precipitación en SESA y la TSM global, como será explicado en la sección 2.3. Parte de la variabilidad interanual de la lluvia está relacionada con los eventos EN (LN), que incrementan (reducen) los procesos físicos relacionados con condiciones de lluvia (Grimm y otros 2000). Sin embargo, existe una considerable variabilidad de la lluvia entre eventos EN y entre eventos LN. La Figura 2.2 ilustra este aspecto, mostrando que en la precipitación de primavera en la región N (Figura 2.2a) hay casos EN (LN) con precipitación menor (mayor) que la media climática. Esto también es observado en las regiones NE y SE (figuras 2.2b y 2.2c, respectivamente). Esta característica puede obedecer a la variabilidad en la intensidad y evolución de los eventos EN (LN) pero también puede ser causada por la modulación de la lluvia por otros forzantes regionales o remotos. Como un primer paso para conocer las causas de esta variabilidad, en este capítulo se analiza la relación estacional entre la precipitación sobre SESA y la TSM global.

2.2. Datos

El análisis es hecho para el período 1952-90 con las series de precipitación mostradas en la Figura 2.1. Este grupo de datos es el mismo que el indicado en la Figura 1.1 pero sin 42 de las series distribuidas entre Paraguay y el sur de Brasil. Es importante mencionar que al quitar esas series no se producen diferencias significativas en el promedio de precipitación de la región respecto de los valores obtenidos con las series de la Figura 1.1.

Los datos de temperatura de la superficie del mar (TSM) utilizados son los *Global Sea-Ice and SST dataset* (GISST) del United Kingdom Meteorological office (versión 2.2; Rayner y otros 1996) en una grilla de 1° de longitud por 1° de latitud para el período 1952-1990.

2.3. Relación entre la TSM y la precipitación en SESA

El ACC (Barnston 1994; Grahan y otros 1987) entre la TSM y la precipitación estacional sobre SESA es realizado para detectar los posibles forzantes remotos en los campos de precipitación. La Figura 2.3 muestra el primer modo para las cuatro estaciones considerando al trimestre EFM como verano, AMJ como otoño, JAS como invierno y OND como primavera. En cada figura se muestra una de las dos series temporales debido a que son prácticamente idénticas (su correlación es cercana a 0.99 en los cuatro trimestres). La significancia de las correlaciones es calculada con el test t-Student. En la Figura 2.4 se muestra el segundo modo del ACC para OND omitiéndose los correspondientes a las otras tres estaciones porque no presentan correlaciones significativas en el campo de precipitación. Por lo tanto, el ACC indica que para los trimestres considerados la mayor asociación de la lluvia sobre SESA con la TSM se observa en OND. Este resultado sumado a las características de la señal de los eventos ENSO descripta en el Capítulo 1 hacen que el presente trabajo sea focalizado en esta época del año. Todo análisis presentado de aquí en adelante corresponde entonces a la primavera austral, es decir: al trimestre OND.

En la Figura 2.4 también se muestra sólo una de las dos series temporales debido a que la correlación entre ellas es 0.98.

En el primer modo de OND las mayores y más significativas correlaciones se tienen sobre el sur de Brasil, noreste de Argentina y este de Paraguay. Correlaciones opuestas y significativas aparecen en el sudoeste de Argentina. El resto de la región presenta correlaciones pequeñas o no significativas. Respecto a la TSM, aparecen áreas con correlación significativa en el Atlántico Norte (con una estructura muy parecida al tripolo del Atlántico Norte descrito por Deser y Timlin 1997) en el Pacífico y en el Índico pero las mayores correlaciones se observan en el Atlántico Sur. El centro en la región El Niño 3 (EN3) tiene el mismo signo que el núcleo de precipitación del noreste de SESA, mientras que las dos áreas en las regiones subtropicales de cada hemisferio tienen signos opuestos. Esto significa que temperaturas más frías en la parte central del océano Pacífico Sur Subtropical entre 130° - 170° W (PSS) tienden a estar asociadas con un aumento de la lluvia en la región noreste de SESA.

El patrón de correlación de la TSM del primer modo del ACC, con valores débiles en el oeste de océano Pacífico ecuatorial y signos opuestos en latitudes subtropicales de ambos hemisferios, se parece a la figura dominante de la *Interdecadal Pacific Oscillation* (Power y otros 1999). Esta figura también se puede ver parcialmente en el modo decádico del Pacífico norte descrito por Zhang y otros (1997) quienes analizan el campo de la TSM al norte de 30° S, y en el modo interdecádico de Garreaud y Battisti (1999), trabajo que de ahora en más será referido como GB. Esto sugiere que la TSM en el PSS tiene considerable variabilidad de baja frecuencia, lo que puede confirmarse con la Figura 2.5. En efecto, las series de tiempo del modo interdecádico de GB (Figura 1 de ese trabajo), tiene un cambio en el valor medio en 1976. Este cambio en el modo interdecádico es parte de un cambio climático global ampliamente documentado (Nitta y Yamada 1989 y Trenberth 1990, entre otros). Esto es indicativo de que parte de la variabilidad de la lluvia sobre el este de SESA relacionada con la TSM del Pacífico subtropical puede pertenecer a esta escala. Las series temporales de nuestro primer modo del

ACC tienen un cambio similar, pero menos abrupto, alrededor de 1972 (Figura 2.3d) acompañado de un repentino incremento en la precipitación en el norte de SESA (Barros y otros 2000a). Este cambio es simultáneo y consistente con el aumento del caudal del río Paraná documentado por García y Vargas (1998).

El segundo modo tiene correlaciones significativas con la precipitación sobre casi toda la región con un máximo sobre Uruguay y parte del este de Argentina (Figura 2.4). Este segundo modo presenta menos variabilidad interdecádica que el primero (ver series temporales en las figuras 2.3d y 2.4). Como en el primer modo, en el campo de TSM existen varias áreas con correlación significativa, varias de las cuales coinciden con las del primero. Las correlaciones en el Pacífico son mayores que en el primer modo y el máximo ecuatorial está desplazado hacia la región El Niño 3.4 (EN3.4). Los campos en los océanos Pacífico y Atlántico son muy similares a la proyección del primer modo del Análisis de Componentes Principales (ACP) de la TSM global en OND que contiene la mayor parte de la variabilidad de la TSM asociada con el ENSO (Figura 2.6). En el primer modo del ACP, que explica el 20 % de la varianza del campo de TSM, en el océano Pacífico existe una intensa señal en la región ecuatorial de signo opuesto al de los dos centros localizados en latitudes subtropicales y medias de ambos hemisferios. Esta figura se muestra en muchos estudios, GB por ejemplo, y es parte tanto de la variabilidad interanual (ENSO) como de la interdecádica (tipo ENSO), indicando que las variaciones de la TSM en el PSS tienden a estar asociadas con variaciones de signo opuesto al de la TSM ecuatorial. La estructura espacial del primer modo del ACP sugiere que la TSM en las regiones EN y en PSS, como también su equivalente en el Pacífico Norte (PN), están todas recíprocamente correlacionadas. Estas regiones oceánicas son descritas en Figura 2.7. En efecto, la correlación entre la TSM en PSS y la TSM en EN3 y EN3.4 es -0.58 y -0.63, respectivamente, mientras que entre las TSM subtropicales, PSS y PN, es 0.41. La correlación entre la TSM en PN y las TSM en EN3 y EN3.4 es -0.54 y -0.52, respectivamente. Estas correlaciones son todas significativas al 95 %. Sin embargo, cuando se calcula la regresión de las series de TSM en PSS y en PN con la

TSM de la región EN3.4 y se obtienen las series de los residuos, la correlación entre estos residuos es de sólo 0.13 y no significativa. Esto puede indicar que, excepto por la asociación común con la variabilidad de la TSM ecuatorial, las TSM de estas dos regiones no están conectadas. Esta no es una conclusión definitiva puesto que ambas variables pueden estar relacionadas no de una manera simultánea sino con un cierto desfase temporal o pueden tener alguna conexión de baja frecuencia.

Díaz y otros (1998) realizaron un ACC entre la TSM global y la precipitación estacional. Su análisis se restringe a Uruguay y parte del sur de Brasil y muestra la influencia tanto del Pacífico como del Atlántico sur en la variabilidad de la precipitación de esa región. Es decir, sus resultados son consistentes con los presentados acá para esa parte de SESA.

El ACC indica que es posible regionalizar la precipitación de acuerdo a su correlación con los modos principales. Por lo tanto, de acuerdo a la correlación con los dos primeros modos del ACC (figuras 2.3d y 2.4) se seleccionaron regiones de precipitación agrupando las regiones iniciales de 5° de latitud por 5° de longitud en áreas más grandes. Esta clasificación regional es adoptada solamente con el propósito de discutir la relación entre la TSM y la precipitación de la primavera austral en SESA; otras clasificaciones pueden resultar más convenientes para otros propósitos. Sobre SESA, la precipitación tiene la mayor respuesta a la TSM en el este, donde se correlaciona con el primer modo canónico en la región norte y con el segundo modo en el sur. Entonces se seleccionaron tres regiones en la parte este de SESA: N en el norte, SE en el sur y NE, que es influenciada por ambos modos, en el centro (Figura 2.1). El resto de la región subtropical al este de los Andes es dividido en otras tres regiones. El noroeste (NO) responde al segundo modo y tiene una pequeña variabilidad interanual, especialmente entre casos EN y LN (Tabla 2.1). En el oeste (O) existe correlación significativa con el primer modo y pequeña correlación con el segundo mientras que en el extremo sudeste (S) hay relativamente débil respuesta al segundo modo.

La Tabla 2.2 presenta la correlación entre las regiones de precipitación consideradas y la TSM de las áreas oceánicas que aparecen más correlacionadas con los dos primeros modos del ACC. La Tabla 2.2 incluye no solo la correlación para las 39 primaveras del período 1952-90 sino también la correlación en los casos EN, LN y NEU. Cuando todos los años son considerados, la precipitación en el este de SESA se correlaciona en forma positiva, y en casi todas las regiones significativamente, con la TSM de la región EN3. Sin embargo, entre casos EN esto es cierto sólo en la región N. Además, en gran parte de la Argentina subtropical, regiones SE, NO y S, esta correlación es negativa, aunque no significativa, Tabla 2.2b. Similares resultados se encuentran con la región EN3.4, aunque existen menores correlaciones en la región N. En otras palabras, considerando sólo los eventos EN, la TSM de las regiones EN3 y EN3.4 no se correlaciona significativamente con la precipitación sobre la mayor parte de SESA. La misma conclusión se obtiene para los casos LN, excepto en las regiones SE y NO donde la precipitación se correlaciona marcada y positivamente con la TSM de las regiones EN3 y EN3.4, Tabla 2.2d. Por otro lado, excepto para las regiones del sur la correlación en los años NEU entre la TSM en ambas regiones EN y la precipitación regional son siempre positivas y en algunos casos significativas, Tabla 2.2c.

Estos resultados indican que, excepto en la región N, la TSM del Pacífico ecuatorial no modula la dispersión en la lluvia entre años EN o entre años LN sobre SESA. Sí modula la lluvia entre casos EN, LN y NEU, indicando que la respuesta de la lluvia en SESA a la TSM del Pacífico ecuatorial es no lineal sobre el rango observado de TSM, resultando aproximadamente constante en ambos extremos de este rango. Para ilustrar este punto en la Figura 2.8 se presenta el diagrama de dispersión entre la precipitación estacional en la región NE y la TSM en estas regiones oceánicas. El PSS y el Atlántico Norte tropical (ANT) son regiones oceánicas cuya TSM modula la lluvia entre casos EN, aportando una importante información para la predicción en la escala estacional de tiempo (Tabla 2.2b y Figura 2.8). En el caso de la TSM del PSS esto es posible debido a que no es dependiente de la TSM ecuatorial entre casos EN, como puede verse

en el diagrama de dispersión entre la TSM de las regiones PSS y EN3.4 en el período 1952-90 (Figura 2.9). En los casos NEU tampoco hay dependencia entre estas TSM regionales mientras que en los años LN existe cierta dependencia cuando la TSM de EN3.4 está por debajo de los 25.5° C. Similares resultados se encuentran cuando se considera la TSM de la región EN3 en vez de la de EN3.4 (no mostrado). Sin embargo cuando se consideran todos los casos sin distinguir entre años EN, LN y NEU, existe una clara dependencia entre ambas TSM (Figura 2.9) presentando una correlación de -0.62 significativa al 95%. Por lo tanto, debido a que el ACC fue calculado tomando en consideración todos los años del período 1952-1990, no es sorprendente que no separe la variabilidad de la TSM del Pacífico sur subtropical y la TSM del Pacífico tropical en diferentes modos principales.

Para los casos LN, ni la TSM del Pacífico ecuatorial ni la del PSS modulan la lluvia sobre la mayor parte de SESA mientras que esto sí es producido por la TSM del Atlántico Sur Subtropical (ASS) y del ANT, Tabla 2.2d y Figura 2.8. En las regiones SE y NO, no obstante, tanto EN3 como EN3.4 modulan la lluvia con una correlación positiva.

En la región NE, la lluvia tiene mayor valor absoluto de correlación con la TSM del PSS que con la TSM de las regiones EN cuando se consideran solo los años EN. Cuando todos los años son considerados, esta TSM tiene correlaciones de magnitud similar a las de la TSM de las regiones EN (tablas 2.2a y 2.2b). En este último caso, las correlaciones entre la TSM del PSS y la precipitación en las regiones N y NE, si bien no son mayores que en el caso de la TSM de las regiones EN, son también significativas. Esto plantea la inquietud sobre cuáles son los mecanismos que causan la variabilidad interanual de la lluvia de primavera en SESA en conexión con la variabilidad de la TSM en el Pacífico ecuatorial y en el PSS. En los próximos capítulos esto es analizado a partir de la discusión de los patrones de circulación asociados con estas TSM.

La Tabla 2.2 también muestra la correlación de la precipitación regional en SESA con la TSM de otras regiones oceánicas. En este análisis se excluye la TSM del PN porque, de acuerdo

a la descripción previa, la correlación con la precipitación en SESA puede deberse a su correlación con las regiones EN. Para esas otras regiones oceánicas las correlaciones no alcanzan el nivel de 95% de significancia, con dos excepciones en el caso de la zona del océano Índico y del ANT (tablas 2.2a y 2.2d). Está fuera del alcance de este trabajo discutir la posible conexión física entre la precipitación de primavera en SESA y la TSM en cada una de las áreas oceánicas con correlación significativa. Algunos de los mecanismos que tienen relación con la TSM y que pueden afectar a la precipitación sobre SESA fueron descritos por Mechoso y Robertson (1998) en el caso del océano Atlántico tropical y por Robertson y Mechoso (2000) y Barros y otros (2000b) en el caso del océano Atlántico sur subtropical. Por lo tanto, puesto que la TSM del PSS junto con la TSM de las regiones EN tienen la mayor señal en la precipitación sobre SESA, el resto de este trabajo se concentra en discutir los patrones atmosféricos relacionados con estas TSM.

2.4. Predictabilidad estacional

Con el fin de entender mejor el forzante que la TSM produce sobre la precipitación en SESA se construyó la Tabla 2.4 que es como la Tabla 2.2 pero considerando la TSM del trimestre JAS y la precipitación en OND, esto es: la TSM es la de la estación previa de la precipitación en las regiones de SESA. De manera similar a lo encontrado para las correlaciones simultáneas, al considerar el período completo la TSM del Pacífico tropical discrimina entre casos más y menos lluviosos pero esta propiedad del océano tropical se pierde al considerar sólo los casos EN, sólo los casos LN o sólo los años NEU. Como caso particular la Figura 2.10 muestra la correlación entre la TSM global de JAS y la precipitación de OND en las regiones N y SE. Se muestran los campos de correlación para el período completo y para los casos EN. Resulta claro que la TSM del Pacífico tropical en JAS no es un elemento adecuado de predictabilidad de la precipitación en OND sobre SESA asociada a los eventos EN y LN si bien al considerar el período completo se mantiene, coincidiendo con los resultados de Montecinos y

otros (2000), la relación del tipo caliente-húmedo/frío-seco observada en la primavera. Además, esta figura junto con la Tabla 2.4a permite observar la existencia de un dipolo en la relación entre la TSM del PSS y la precipitación en el este de SESA durante los eventos EN: con un PSS más frío mayores (menores) precipitaciones ocurren en la región N (SE). Esta característica también se observa, aunque no tan claramente, en la Tabla 2.2 y tiene una estructura similar al dipolo en la precipitación del verano austral en SESA descrito por Doyle y Barros (2002). Se destaca una relación similar entre la TSM del Atlántico sur y la precipitación sobre SESA con anomalías positivas de TSM en esa región oceánica y aumento (disminución) de la precipitación sobre la región N (SE), aunque el estudio de esta relación está fuera de los objetivos de este trabajo.

A partir de los resultados sintetizados por las tablas 2.2 y 2.3 resulta de interés conocer los posibles predictores de la TSM de las regiones tropicales y subtropicales del Pacífico. Por tal motivo, en la Figura 2.11 se muestra la correlación entre la TSM del PSS en OND y la TSM global en los trimestres previos EFM, AMJ y JAS para el período completo 1952-90 y sólo para los casos EN. También se muestra el caso de la TSM global de OND. En el caso de la TSM de EFM al tomar el período completo se observan valores positivos significativos en el entorno del PSS mientras que no existen correlaciones significativas al considerar sólo los casos EN. En los trimestres AMJ y JAS la correlación significativa con las regiones del Pacífico tropical que se observa al considerar el período completo se pierde al considerar sólo los casos EN siendo el PSS y el Pacífico Norte subtropical las regiones donde se observan valores significativos tanto en AMJ como en JAS. El caso de la TSM global de OND junto con la Figura 2.12 permite ver las características de la relación entre la TSM del PSS y de las regiones del Pacífico tropical descritas en la Figura 2.9. Por lo tanto, la persistencia de condiciones frías (calientes) en el PSS desde AMJ constituye un buen elemento de previsión de un PSS más frío (caliente) en OND durante los eventos EN no existiendo relaciones equivalentes con la TSM del Pacífico tropical. En otras palabras, en los eventos EN la TSM del PSS en OND tiene una *buena memoria* de las

características de la TSM de las regiones subtropicales del océano Pacífico pero no de las regiones tropicales.

Un análisis equivalente al de la Figura 2.11 para la TSM de la región EN3.4 se muestra en la Figura 2.13. Se observa que en los casos EN en el trimestre previo EFM existen correlaciones significativas en la parte subtropical del Pacífico Sur mientras que en AMJ los valores significativos se tienen al oeste del Pacífico subtropical en ambos hemisferios. Recién en JAS aparecen las correlaciones positivas significativas en el Pacífico tropical (desde 180° hasta la costa de Sudamérica) y existen correlaciones negativas significativas en el extremo oeste del Pacífico. El campo de OND junto con la Figura 2.14 reflejan las características descritas en la Figura 2.9 para la relación con la TSM del PSS pero muestran que tanto en los casos EN como LN persiste la relación opuesta entre esta región del Pacífico tropical y la TSM del oeste del Pacífico subtropical en ambos hemisferios. Estas características de la región EN3.4 son similares a las que se obtienen para la región EN3 (no mostrado).

2.5. Conclusiones del Capítulo 2

La variabilidad interanual de la lluvia sobre SESA y de la TSM global es estudiada usando un ACC. Durante la primavera austral los dos primeros modos muestran el bien conocido patrón caliente-húmedo/frío-seco entre la TSM del Pacífico tropical y la lluvia sobre la mayor parte de SESA. Sin embargo, la TSM en estas regiones tropicales no modula la variabilidad de la lluvia entre años EN ni entre años LN indicando que la respuesta de lluvia sobre SESA a la TSM del Pacífico tropical es no lineal sobre el rango observado de TSM, no teniendo dependencia en los extremos de este rango. En contraste, entre eventos EN la TSM en el PSS modula la precipitación estacional sobre gran parte de SESA. Lo mismo ocurre con la TSM del ASS en los eventos LN.

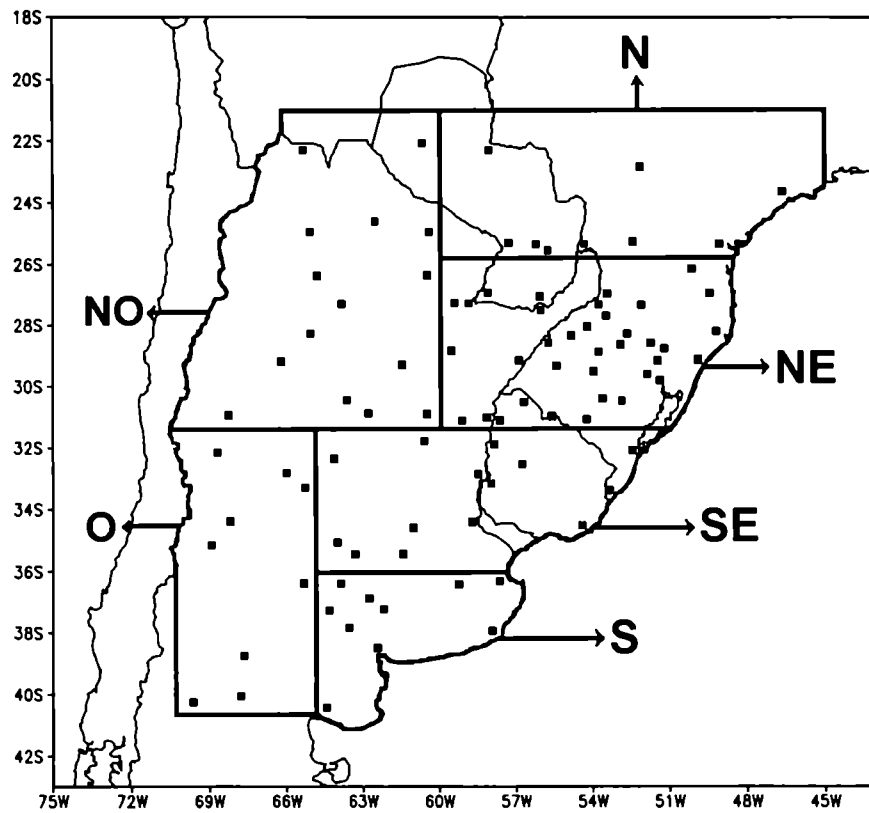


Figura 2.1: Estaciones y regiones de precipitación consideradas.

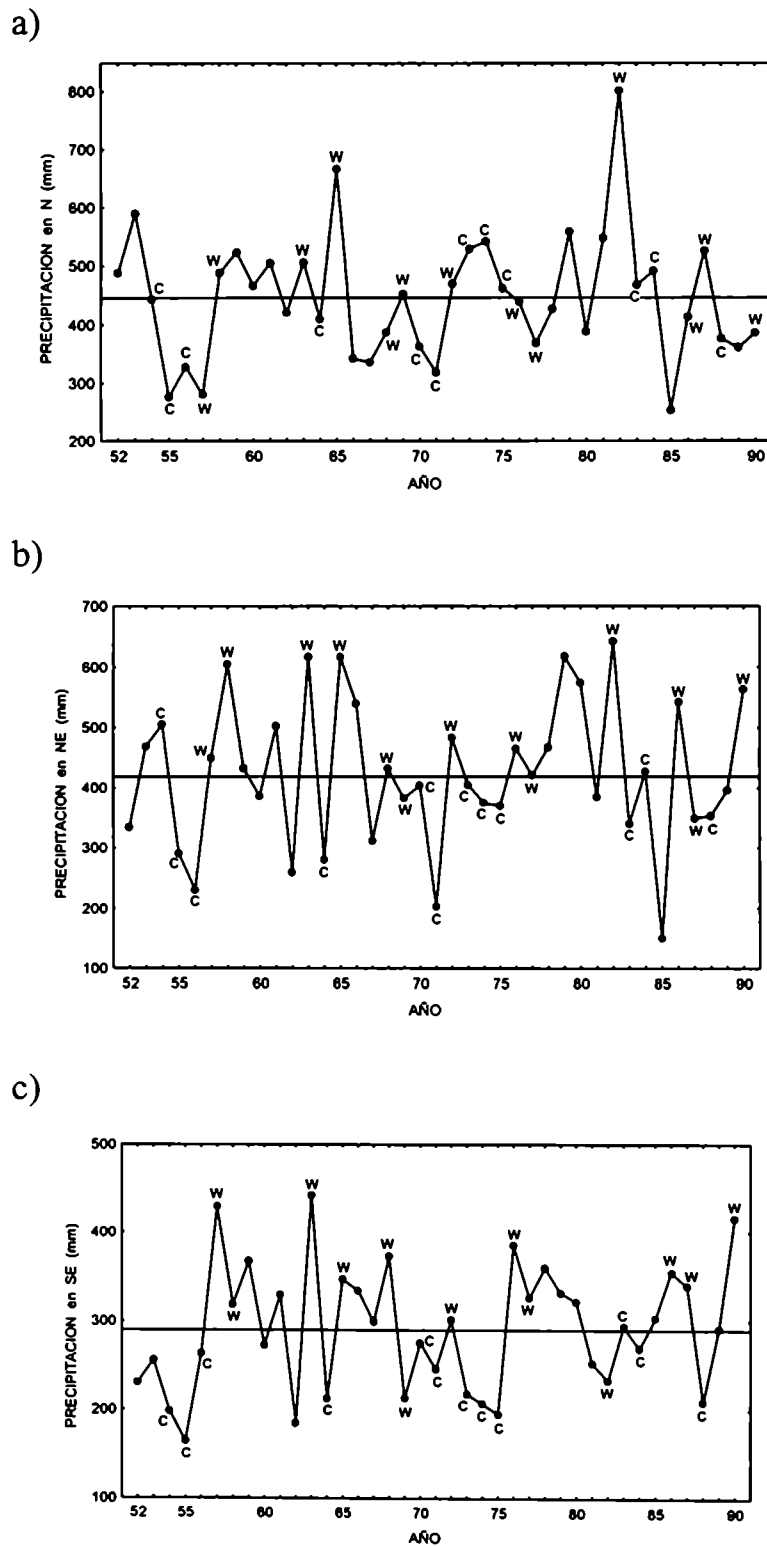
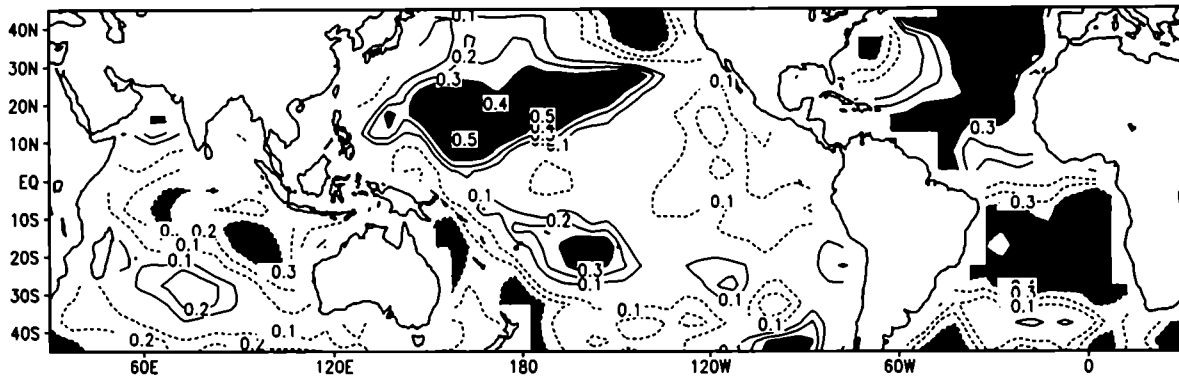
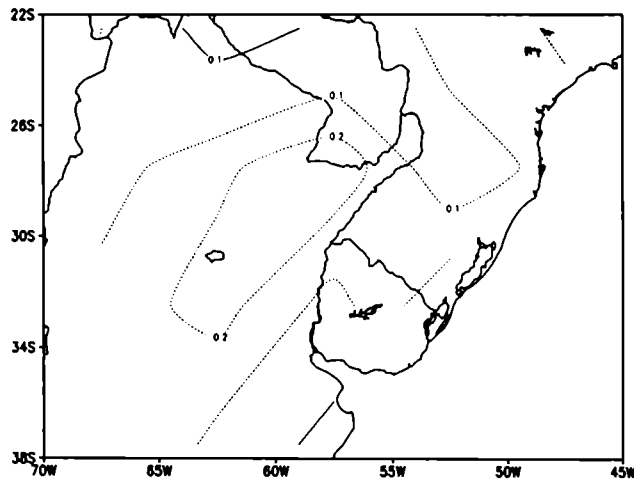


Figura 2.2: Precipitación en las regiones (a) N, (b) NE y (c) SE durante OND. La línea horizontal indica el valor medio para el período 1952-90. Las letras W (C) individualizan los casos EN (LN).

a)



b)



c)

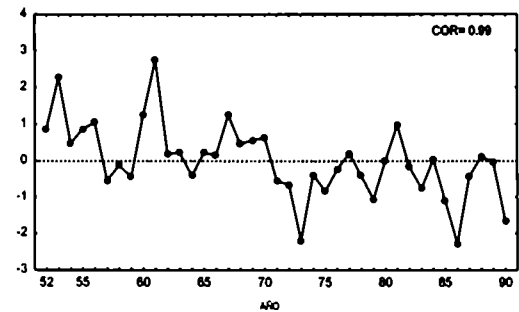
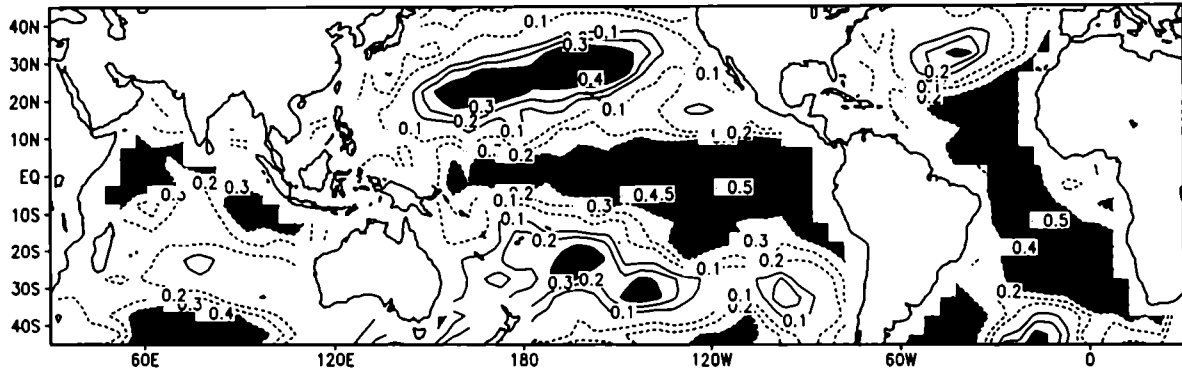
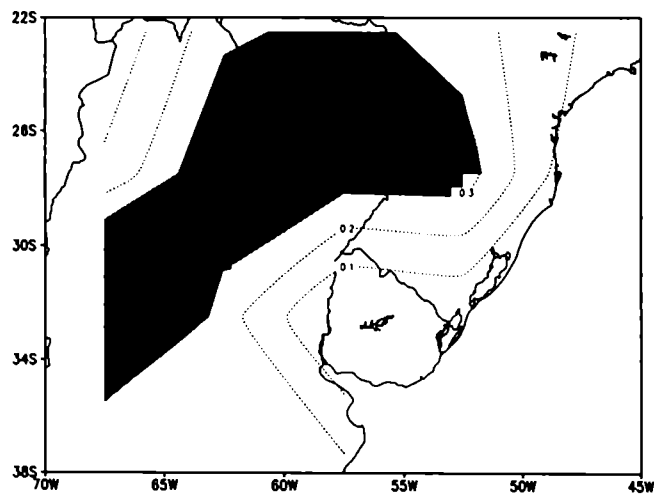


Figura 2.3a: Primer modo de Correlación Canónica en EFM. a) Patrón canónico correspondiente a TSM. b) Patrón canónico correspondiente a la precipitación. c) Vector canónico como función del año. Las áreas sombreadas representan regiones con valores significativos al nivel de 95%.

a)



b)



c)

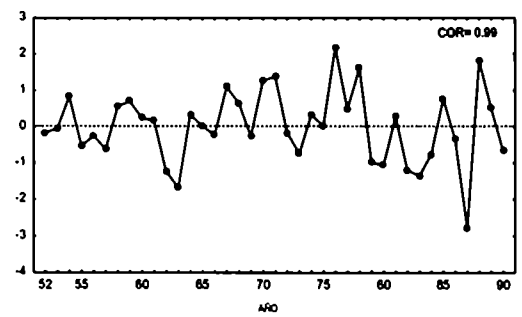
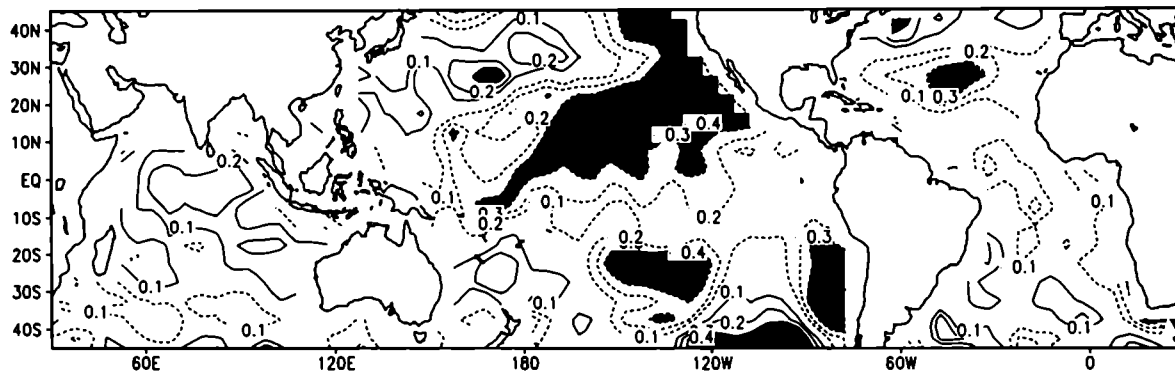
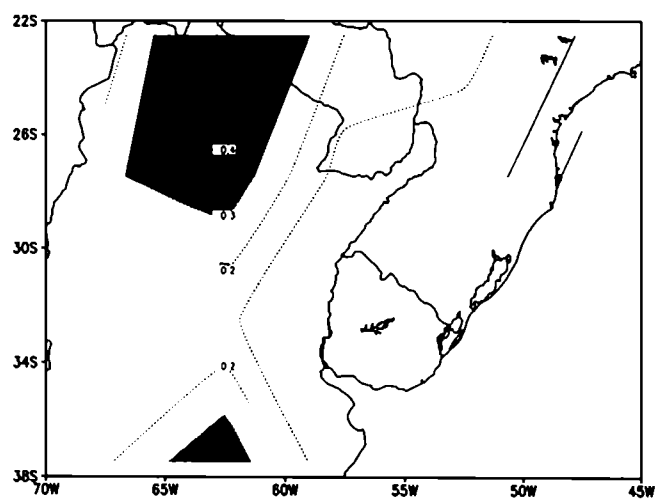


Figura 2.3b: Como en Fig. 2.3a pero para AMJ.

a)



b)



c)

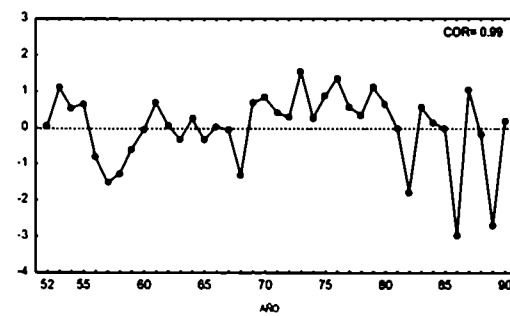


Figura 2.3c: Como en Fig. 2.3a pero para JAS.

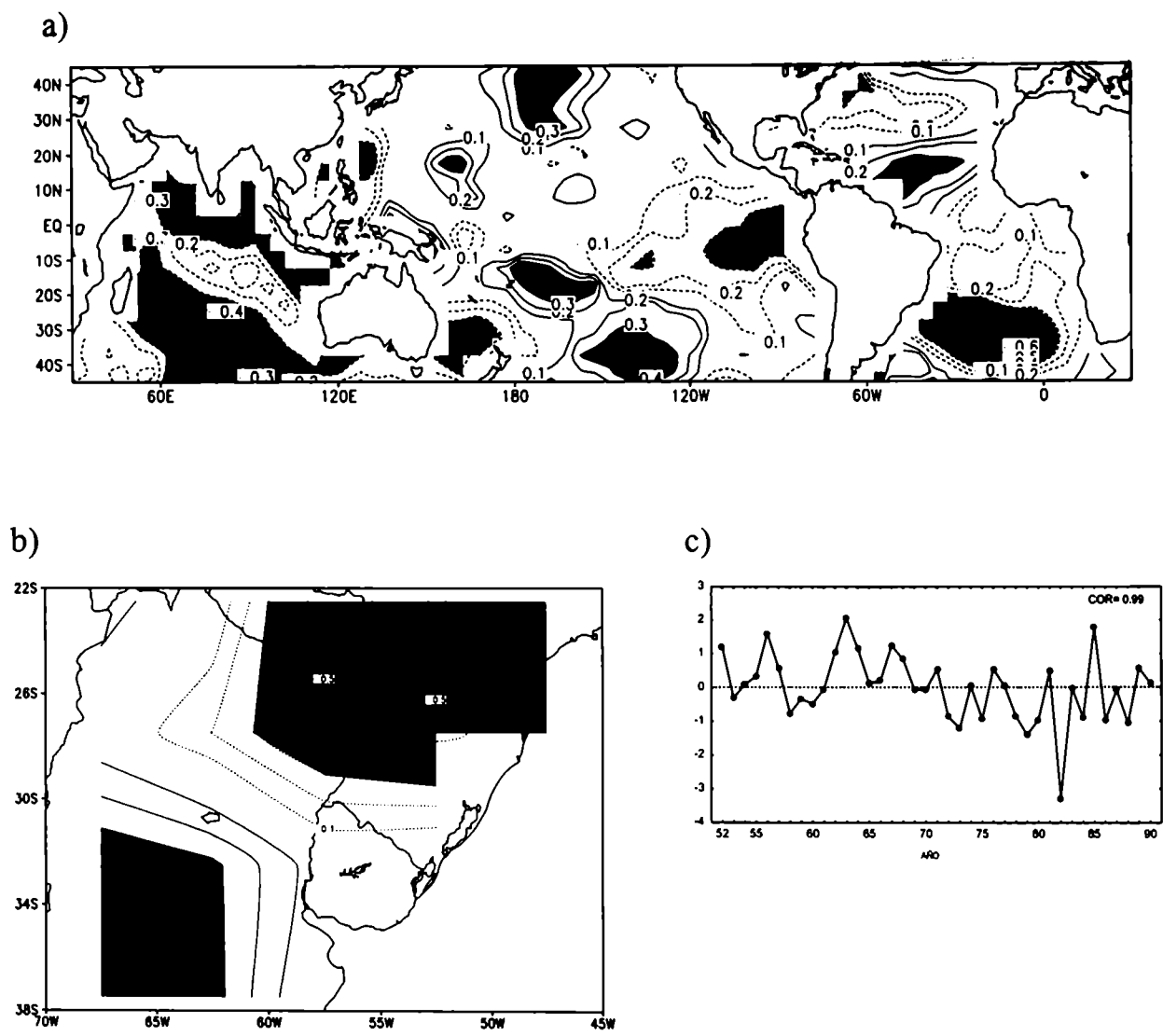
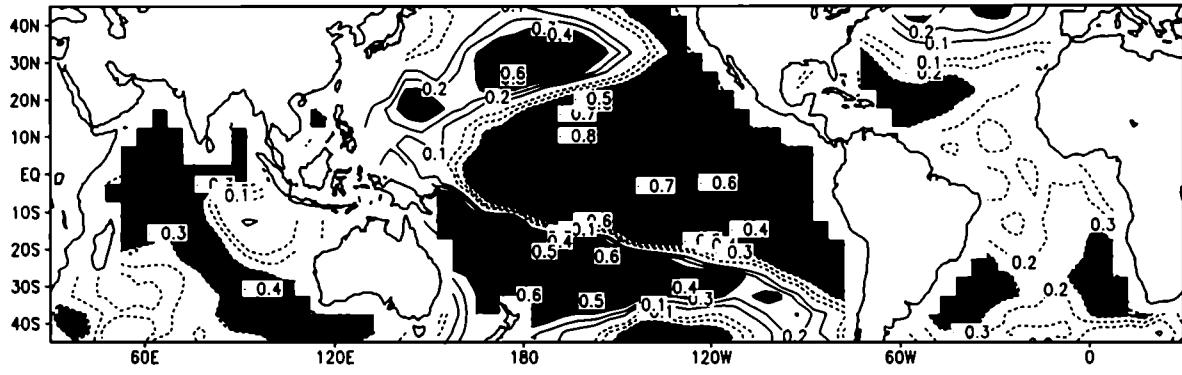
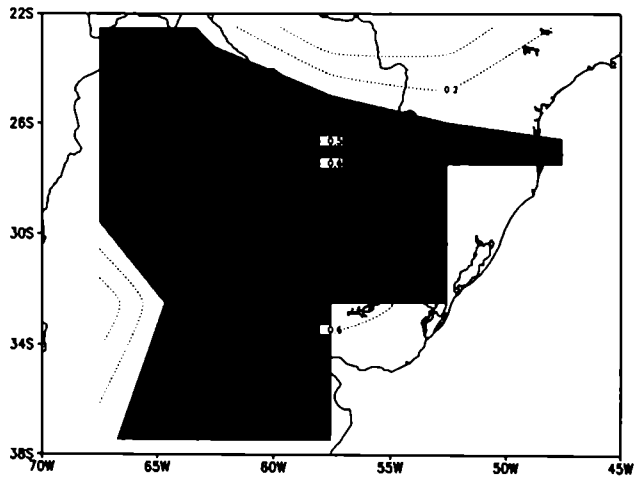


Figura 2.3d: Como en Fig. 2.3a pero para OND.

a)



b)



c)

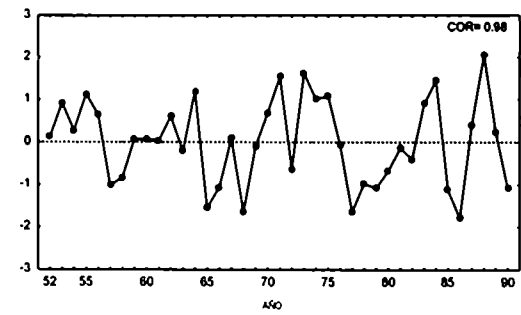


Figura 2.4: Como en Fig. 2.3a pero para el segundo modo de Correlación Canónica en OND.

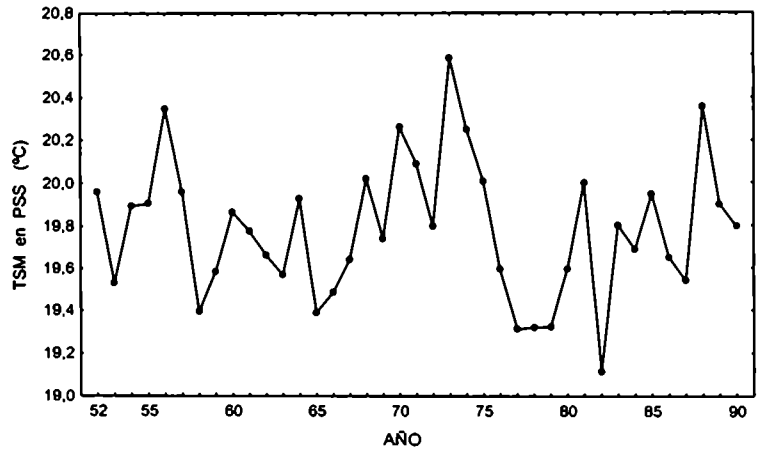
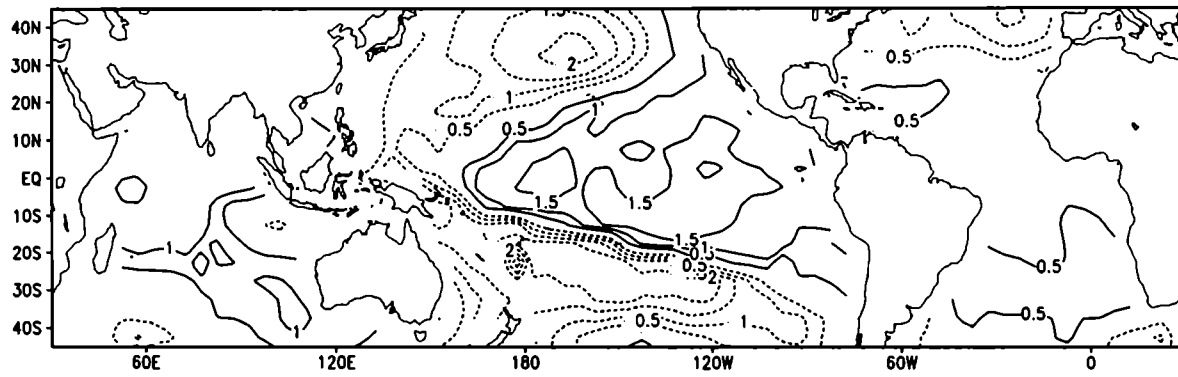


Figura 2.5: TSM en el PSS durante OND.

a)



b)

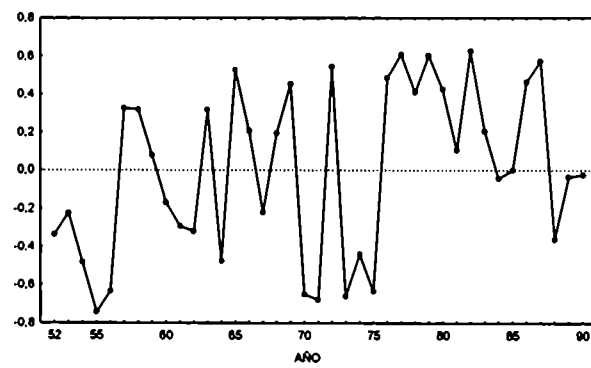


Figura 2.6: Primer modo del ACP para la TSM global en OND. a) Autovector. b) Componente Principal.

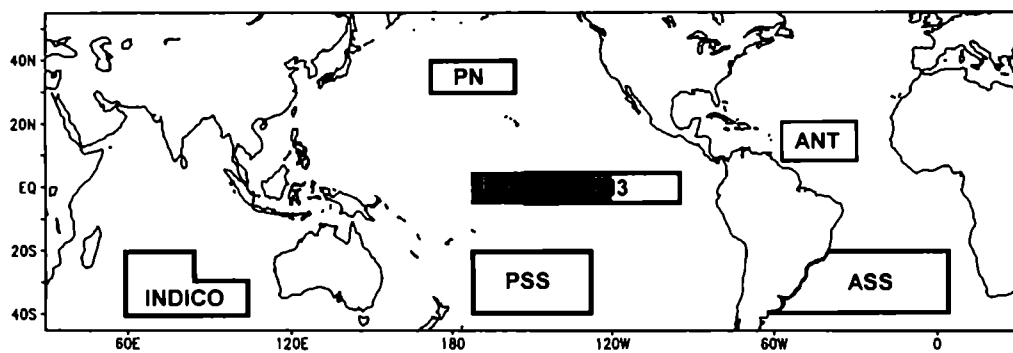


Figura 2.7: Regiones oceánicas de mayor correlación con la precipitación sobre SESA en OND.

El área sombreada en el océano Pacífico ecuatorial representa la región EN3.4.

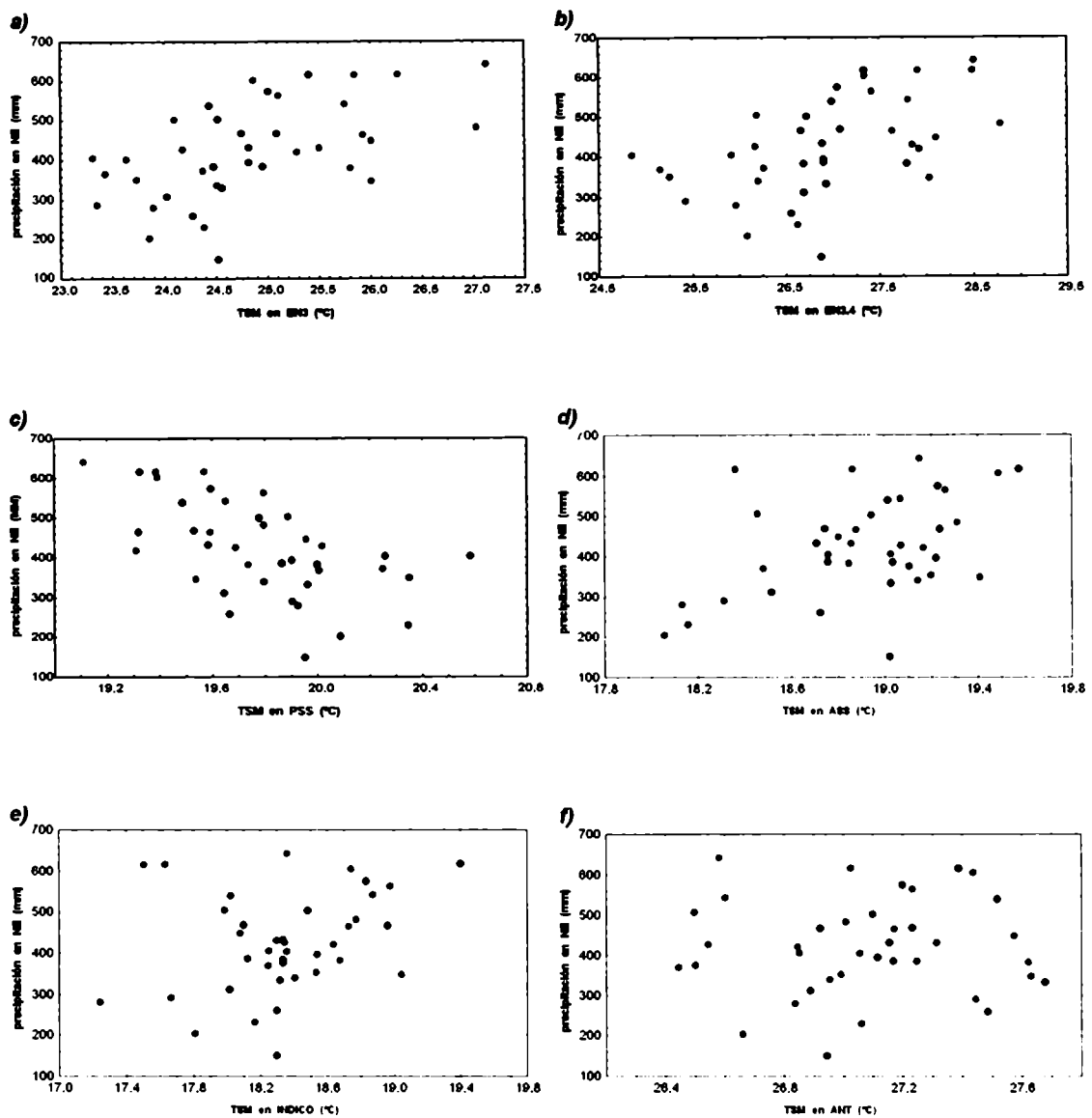


Figura 2.8: Diagrama de dispersión para OND entre la precipitación en la región NE y la TSM de las regiones oceánicas de la Fig. 2.7. Se individualizan los casos que corresponden a eventos EN (rojo), LN (azul) y NEU (negro).

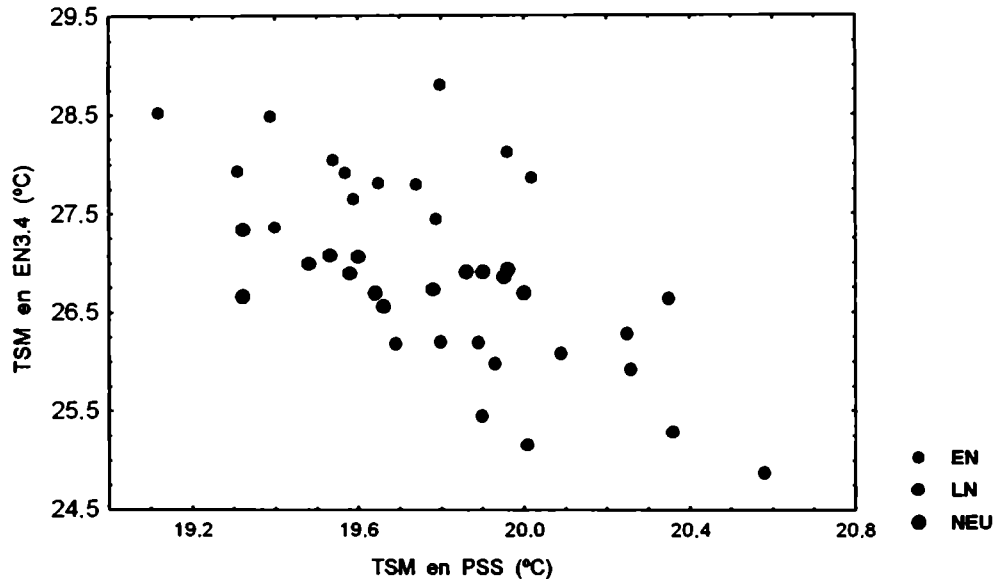


Figura 2.9: Diagrama de dispersión entre la TSM de las regiones PSS y EN3.4 en OND. Se individualizan los casos que corresponden a eventos EN (rojo), LN (azul) y NEU (negro).

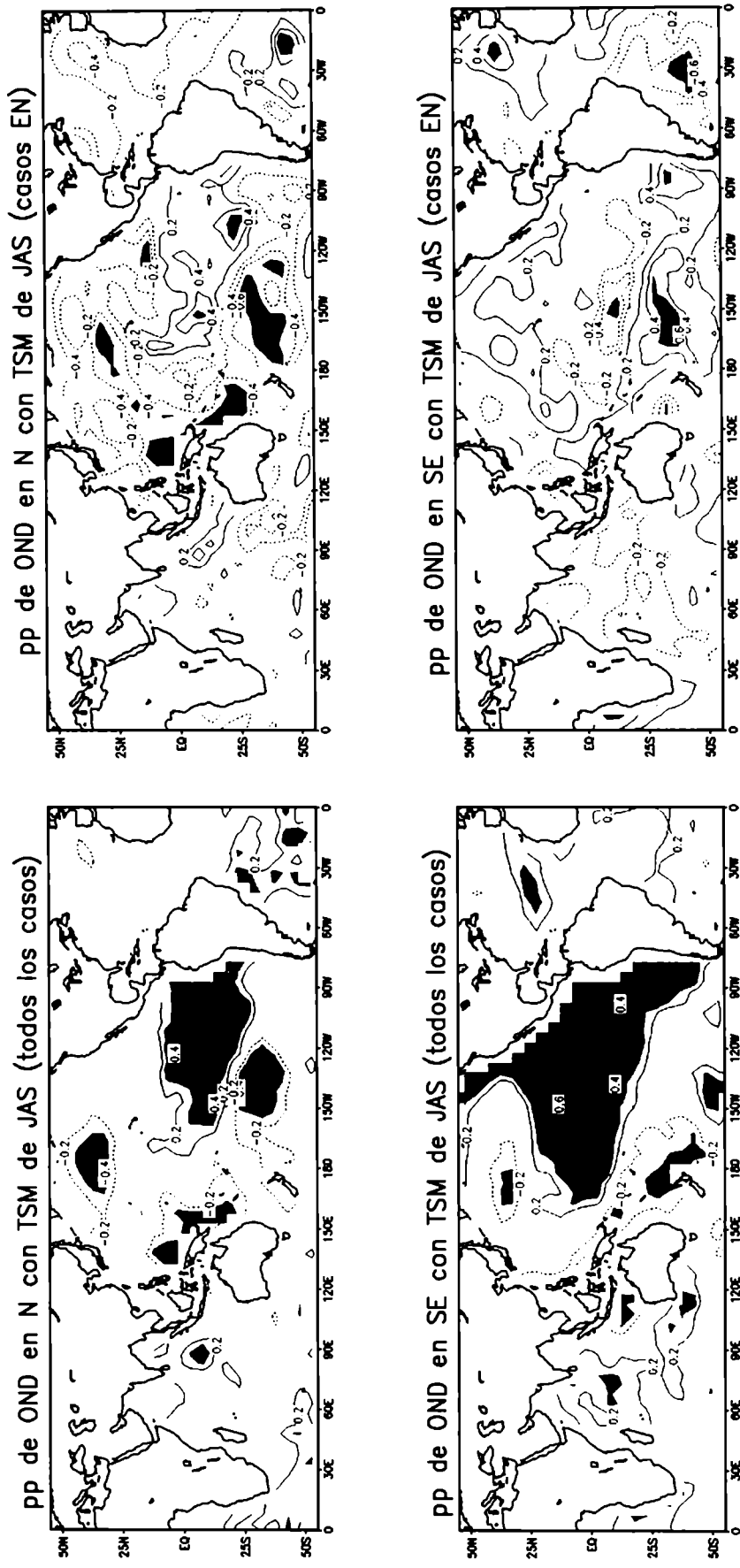


Figura 2.10: Correlación entre la precipitación en OND de las regiones N y SE y la TSM global en JAS para el periodo completo (izquierda) y casos EN (derecha). Las áreas sombreadas representan regiones con valores significativos al nivel de 95%.

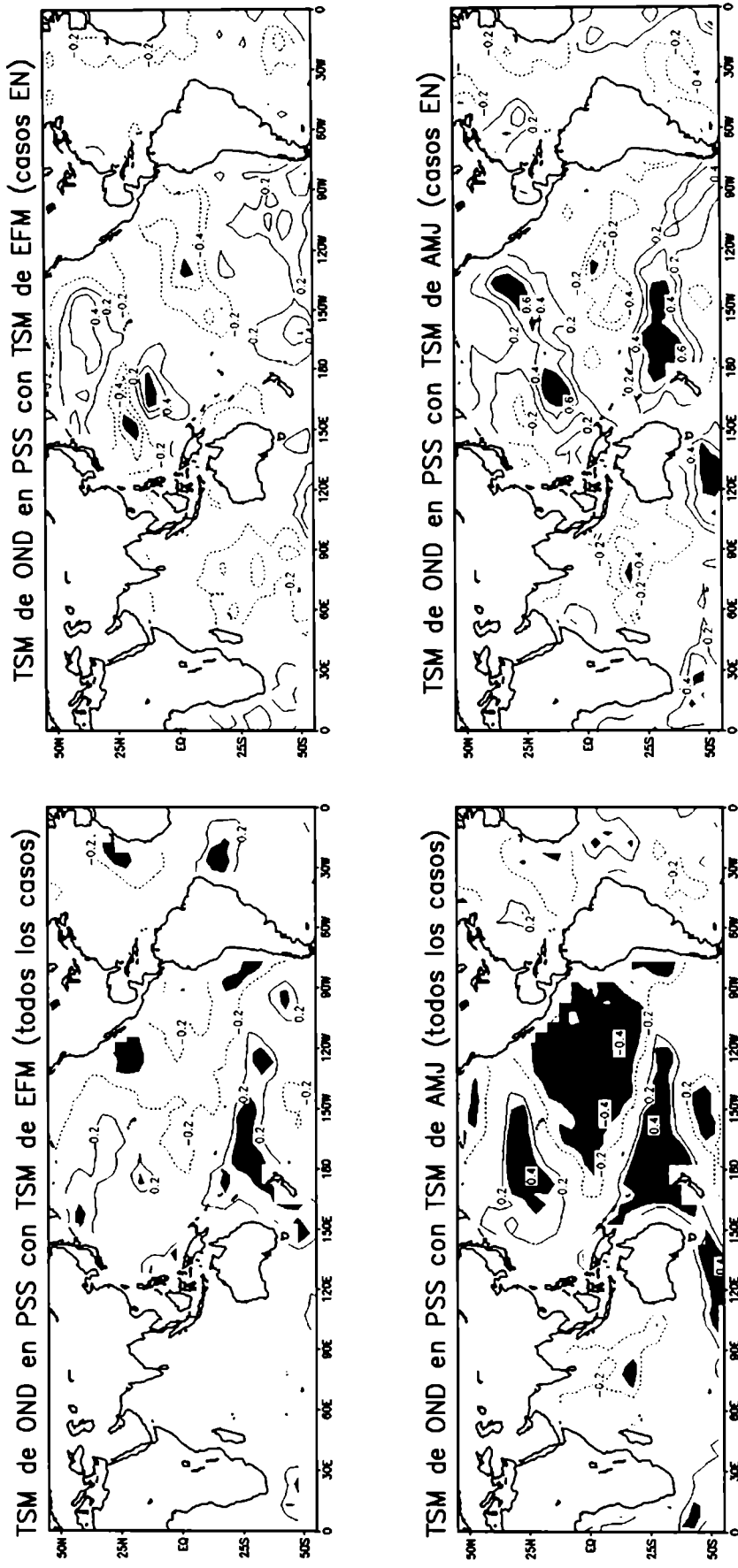


Figura 2.11: Correlación entre la TSM del PSS en OND y la TSM global en los trimestres previos EFM, AMJ y JAS y en OND. Periodo completo (izquierda) y sólo casos EN (derecha). Las áreas sombreadas representan regiones con valores significativos al nivel de 95%.

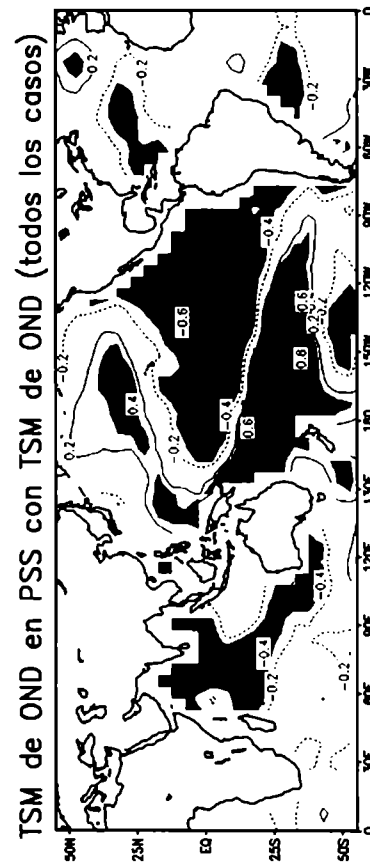
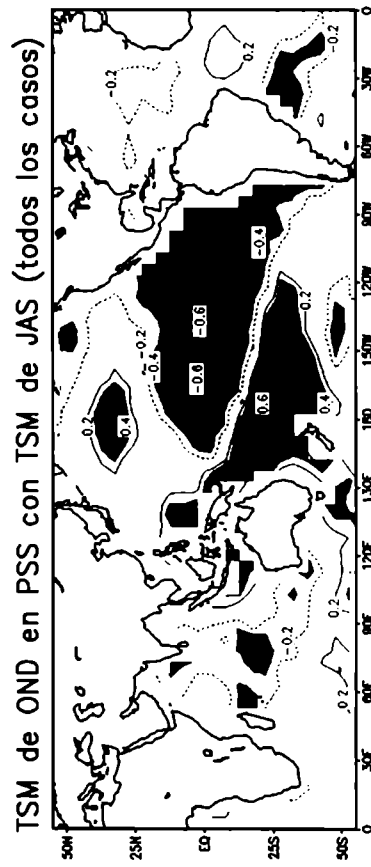
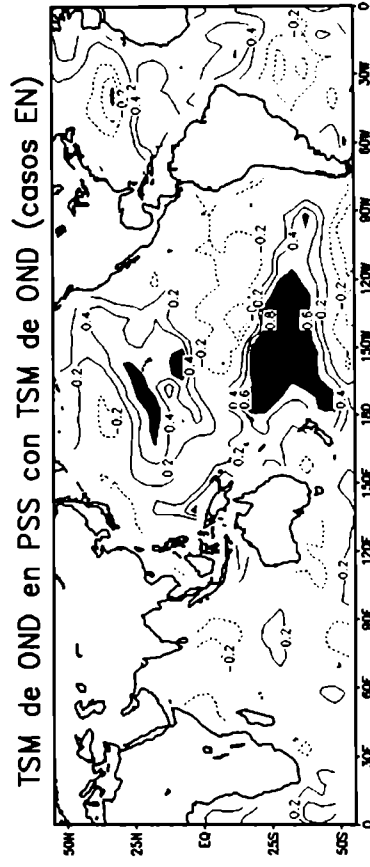
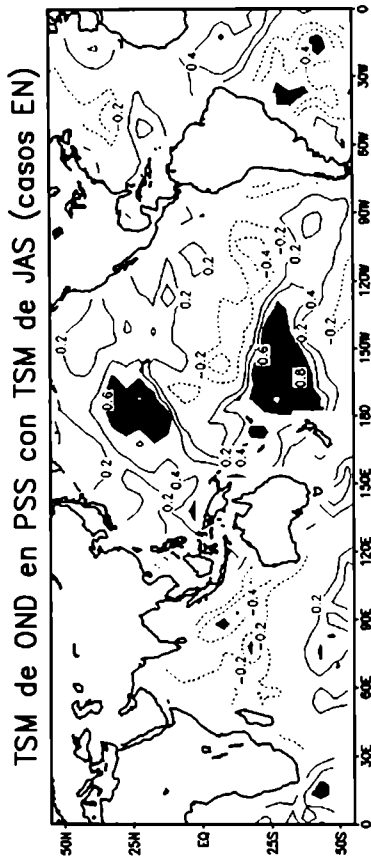


Figura 2.11 (continuación).

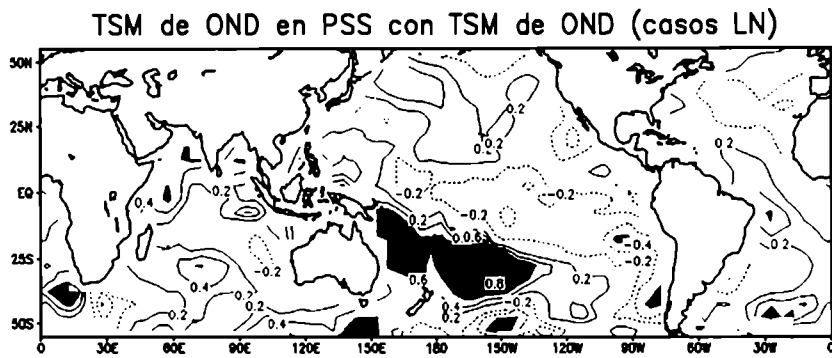


Figura 2.12: Correlación entre la TSM del PSS en OND y la TSM global en OND para los casos LN. Las áreas sombreadas representan regiones con valores significativos al nivel de 95%.

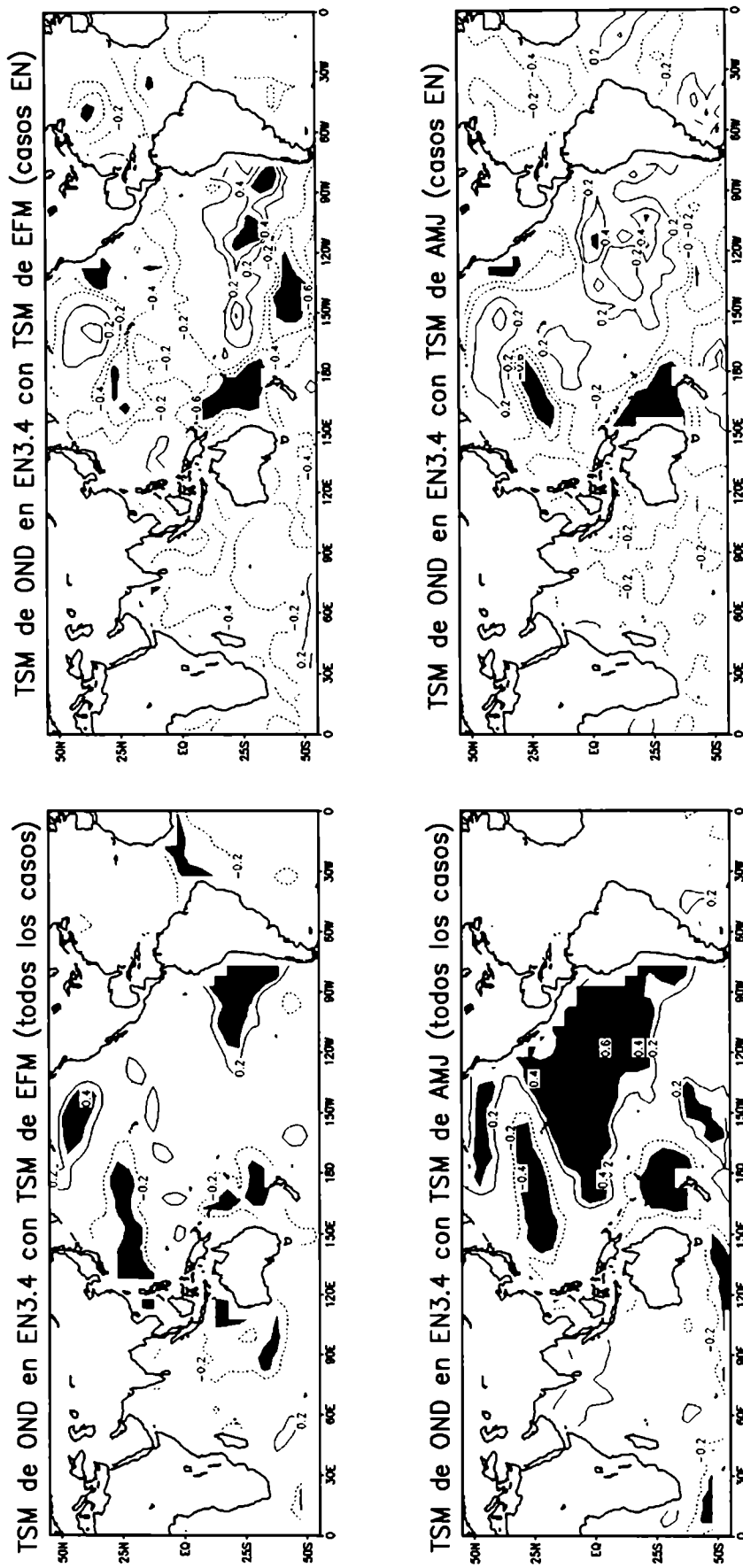


Figura 2.13: Como en Fig. 2.11 pero para la TSM de EN3.4.

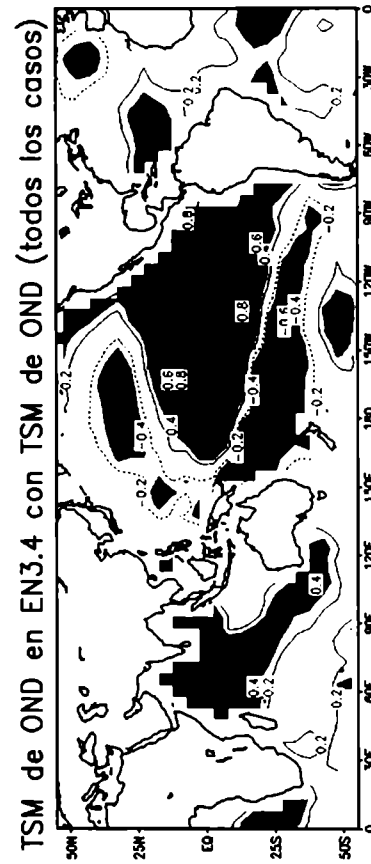
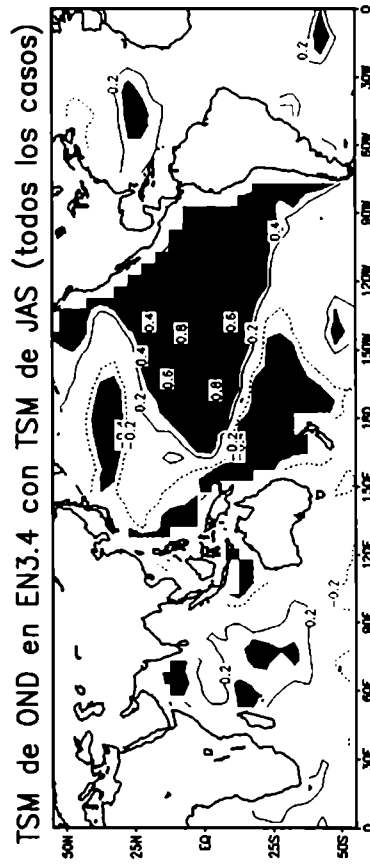
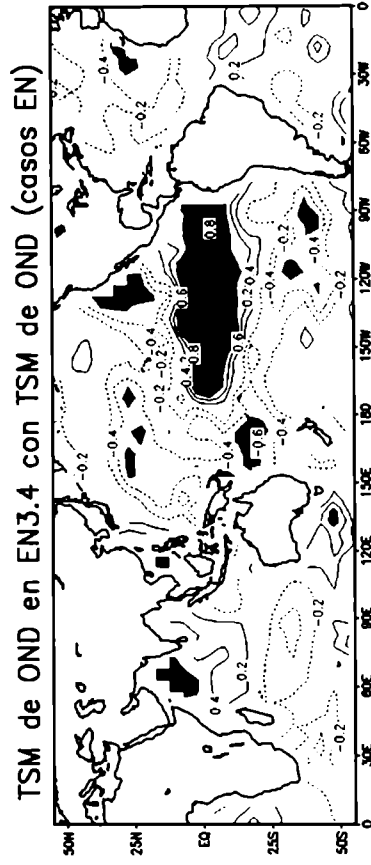
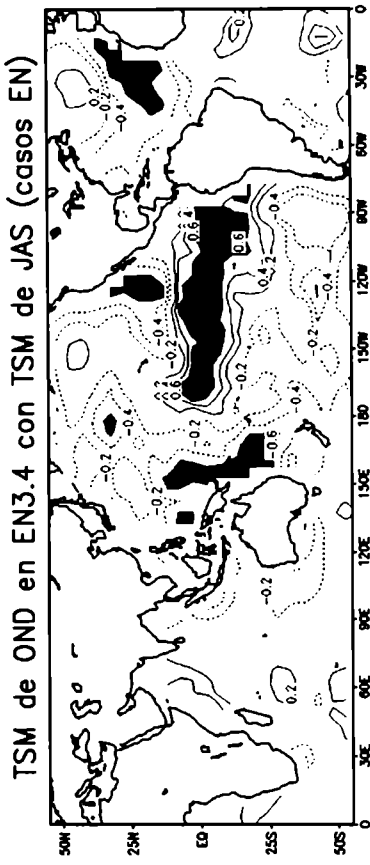


Figura 2.13 (continuación).

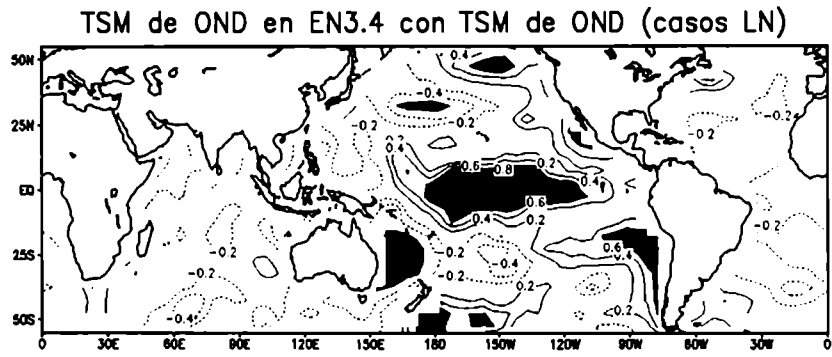


Figura 2.14: Como en Fig. 2.12 pero para la TSM de EN3.4.

CASO	REGION / ESTADISTICO											
	SE		NE		N		NO		O		S	
	M	DS	M	DS	M	DS	M	DS	M	DS	M	DS
PC	291.5	70.9	425.2	121.5	445.9	108.3	216.4	45.3	103.2	36.1	229.8	70.0
EN	344.5	68.7	505.3	98.2	475.5	134.6	234.7	33.3	111.9	37.2	277.4	81.0
NEU	295.4	51.5	416.1	126.8	443.2	98.4	225.2	44.7	105.5	29.7	227.7	51.4
LN	229.4	39.2	348.9	85.9	417.1	85.5	186.1	44.9	91.2	41.2	180.8	36.6

Tabla 2.1: Precipitación media (M) y desvío standard (DS) en mm para OND. Las regiones son descritas en Fig. 2.1. Período completo 1952-90 (PC), sólo casos El Niño (EN), sólo casos La Niña (LN) y sólo casos neutros (NEU).

REGION de TSM	REGION de PRECIPITACION					
	SE	NE	N	NO	O	S
EN3	0.54	0.55	0.44	0.39	0.22	0.45
EN3.4	0.62	0.51	0.29	0.50	0.25	0.48
PSS	-0.41	-0.57	-0.39	-0.31	-0.03	-0.28
ASS	0.28	0.45	0.30	0.34	-0.06	0.29
INDICO	0.28	0.29	0.09	0.37	-0.05	0.25
ANT	0.29	0.06	-0.13	0.17	0.32	0.11

Tabla 2.2a

REGION de TSM	REGION de PRECIPITACION					
	SE	NE	N	NO	O	S
EN3	-0.36	0.12	0.58	-0.35	0.07	-0.08
EN3.4	-0.30	0.07	0.48	-0.11	0.06	-0.12
PSS	0.42	-0.45	-0.73	0.29	0.36	0.12
ASS	-0.38	-0.11	0.08	0.45	-0.37	-0.11
INDICO	-0.28	-0.44	-0.29	0.25	-0.12	0.25
ANT	0.23	-0.46	-0.38	-0.02	0.27	-0.15

Tabla 2.2b

REGION de TSM	REGION de PRECIPITACION					
	SE	NE	N	NO	O	S
EN3	0.25	0.61	0.58	0.26	0.00	-0.20
EN3.4	0.27	0.57	0.26	0.38	0.05	0.05
PSS	-0.50	-0.63	-0.17	-0.04	0.07	0.10
ASS	0.32	0.50	0.05	0.43	-0.20	-0.02
INDICO	0.39	0.53	0.22	0.43	-0.09	-0.29
ANT	-0.47	0.19	0.32	-0.31	0.09	-0.28

Tabla 2.2c

REGION de TSM	REGION de PRECIPITACION					
	SE	NE	N	NO	O	S
EN3	0.55	-0.04	0.22	0.53	0.10	0.12
EN3.4	0.52	-0.18	-0.10	0.57	0.13	-0.16
PSS	-0.08	-0.11	0.03	-0.22	0.05	0.02
ASS	0.23	0.57	0.64	-0.17	-0.06	0.59
INDICO	0.40	0.43	0.40	0.02	-0.24	0.22
ANT	0.01	-0.41	-0.66	0.05	0.35	-0.15

Tabla 2.2d

Tabla 2.2: Correlación entre la precipitación sobre las regiones de SESA y la TSM en seis de las regiones descritas en Fig. 2.7 para (a) el periodo completo, (b) sólo casos El Niño, (c) sólo casos neutros y (d) sólo casos La Niña. Valores significativos al nivel de 95 % en rojo ($r > 0$) y azul ($r < 0$).

REGION de TSM	REGION de PRECIPITACION					
	SE	NE	N	NO	O	S
EN3	0.48	0.43	0.46	0.34	0.19	0.34
EN3.J	0.54	0.48	0.44	0.40	0.18	0.37
PSS	-0.22	-0.53	-0.49	-0.24	0.12	-0.25
ASS	0.17	0.39	0.38	0.31	-0.19	0.15

Tabla 2.3a

REGION de TSM	REGION de PRECIPITACION					
	SE	NE	N	NO	O	S
EN3	-0.03	0.00	0.29	-0.31	0.15	-0.21
EN3.J	-0.09	0.02	0.38	-0.14	-0.04	-0.40
PSS	0.60	-0.29	-0.78	0.26	0.42	0.11
ASS	-0.59	-0.20	0.33	0.35	-0.61	-0.14

Tabla 2.3b

REGION de TSM	REGION de PRECIPITACION					
	SE	NE	N	NO	O	S
EN3	-0.25	0.43	0.50	0.05	-0.18	-0.36
EN3.J	-0.26	0.39	0.34	0.00	-0.24	-0.18
PSS	-0.35	-0.49	-0.14	-0.28	0.11	-0.10
ASS	0.59	0.60	0.14	0.47	-0.36	-0.15

Tabla 2.3c

REGION de TSM	REGION de PRECIPITACION					
	SE	NE	N	NO	O	S
EN3	0.47	-0.15	0.35	0.45	0.05	0.21
EN3.J	0.62	-0.12	0.23	0.56	0.13	0.27
PSS	-0.22	-0.55	-0.14	0.02	0.29	-0.25
ASS	0.09	0.51	0.57	-0.14	-0.03	0.46

Tabla 2.3d

Tabla 2.3: Como en Tabla 2.2 pero para la TSM de JAS.

CAPITULO 3

Patrones de circulación atmosférica asociados con la variabilidad de la temperatura de la superficie del mar en el océano Pacífico sur subtropical durante los eventos ENSO

3.1. Objetivo

A partir de los resultados del Capítulo 2, resulta conveniente explorar como son las anomalías de circulación asociadas con la variabilidad de la TSM en PSS durante los eventos ENSO. Por tal motivo, en este capítulo se analizan las diferencias en la circulación del Hemisferio Sur (HS) entre los eventos EN y LN asociadas a diferentes condiciones en la TSM de las regiones EN y PSS.

3.2. Datos

Se utilizan datos de presión en superficie (SLP) y función corriente en el nivel $\sigma = 0.2101$ (STM) obtenidos de los reanálisis NCAR-NCEP (Kalnay y otros 1996). Estos reanálisis usan un conjunto de datos observacionales que incluye información de superficie, radiosondeos, aviones y satélites, constituyendo uno de los más completos y físicamente consistentes conjuntos de datos. Si bien se extienden en el tiempo desde 1948, su calidad declina en los años en que los satélites y radiosondas no estaban disponibles. En la mayoría de los países del HS las observaciones con radiosondas comenzaron después de 1958 y la información satelital se inició varios años después. Es por eso que mientras que el análisis de la precipitación y la TSM presentado en los capítulos 1 y 2 se refiere al período 1952-90 debido a la disponibilidad de datos de precipitación, el análisis de las características de la circulación basado en SLP y STM se restringe al período 1958-2000. Otro problema con los reanálisis NCEP-NCAR es el referido a la incorrecta asimilación de *Australian surface pressure bogus data (PAOBs)* entre 1979 y 1992, cuando estos datos fueron erróneamente corridos 180° en longitud. La evaluación hecha por

NCEP-NCAR indica que el impacto de este error en escalas mensual o mayores es pequeño (ver la dirección de Internet <http://westley.wwb.noaa.gov/paobs/>). Entonces, puesto que en este trabajo se usan promedios estacionales, el impacto de este error no es importante, si bien, como indican Trenberth y Caron (2000), puede agregar algún nivel de ruido en el análisis.

Los datos de TSM utilizados son los GISST para el período 1952-1994 y los datos *NCEP optimum interpolation SST analyses* (Reynolds y Smith 1994) para el período 1995-2000.

3.3. Diferencias entre los eventos EN y LN en la circulación del Hemisferio Sur

Es oportuno realizar un breve repaso de la señal de los eventos ENSO en la circulación del HS. Grimm y otros (2000) discuten la circulación anómala a lo largo de cada fase del ENSO sobre Sudamérica y los océanos vecinos, encontrando que las mayores anomalías tienden a estar aproximadamente en la misma posición durante los eventos EN y LN pero con signo opuesto. De esta forma, la composición de la diferencia entre los casos EN y LN provee una descripción sintética y aumentada de ambas señales.

La Figura 3.1a muestra la diferencia entre el campo medio de STM para la primavera austral de años EN y LN. Se observa un tren de onda sobre el océano Pacífico que se inicia con los dos anticiclones en bajas latitudes de ambos hemisferios centrados al este de los 180° de longitud. Esta onda se extiende hacia el sudeste hasta la Península Antártica, para luego retornar hacia el nordeste en dirección al Atlántico. En latitudes subtropicales este patrón implica un aumento del jet subtropical sobre gran parte del océano Pacífico. Este tren de onda fue documentado primero por Karoly y otros (1989) para el geopotencial de 300 hPa en invierno y atribuido a la propagación de una onda de Rossby barotrópica. Además, la estructura de la Figura 3.1a es básicamente similar a la de uno de los modos principales de la variabilidad interanual de la función corriente en 300 hPa relacionada con el ENSO descrita por Kidson (1999), pero en este caso con una amplitud que decrece con la latitud. Cerca de Sudamérica, la Figura 3.1a muestra un fuerte dipolo en el este del Pacífico con diferencias negativas en latitudes

subtropicales y diferencias positivas en latitudes medias y altas. Existe otro dipolo con signo inverso y menos intenso sobre el este de Sudamérica y el Atlántico Sur, aproximadamente en las mismas latitudes. Como resultado de esto se produce una intensificación de la advección de vorticidad ciclónica sobre SESA en los años EN con respecto a los años LN.

En el nivel de superficie hay un patrón similar en latitudes medias y altas indicando que esta señal es básicamente barotrópica equivalente en estas latitudes, como es discutido por Karoly y otros (1989), Figura 3.1b. Diferencias positivas sobre Australia y este del océano Indico, negativas sobre el Pacífico subtropical y sudoeste de Nueva Zelanda y positivas en el sudoeste de Sudamérica son las principales características del campo de presión en superficie (SLP) de la Figura 3.1b y han sido documentadas por varios autores, como van Loon y Shea (1987). Sobre el este de SESA se observa que durante los años EN la advección de aire cálido y húmedo desde la parte tropical del continente es mayor con respecto a la de los años LN. Ésta es la más importante fuente de vapor de agua para SESA (Nogués-Paegle y Mo 1997). Además, las anomalías sobre la región de Sudamérica pueden ser conectadas al mecanismo explicado por GB en el caso de los eventos EN de invierno y que es sintetizado como sigue: el aumento de circulación anticiclónica en el sudeste de Sudamérica refleja un incremento de episodios de bloqueo, como es reportado por Rutlant y Fuenzalida (1997) y Renwick (1998); esta figura, junto con el debilitamiento de la alta subtropical, revela la existencia de un corrimiento hacia el norte de las trayectorias de ciclones, como es confirmado por la mayor frecuencia de ciclones sobre la parte subtropical de Sudamérica durante los eventos EN (Sinclair y otros 1997). El mismo mecanismo puede estar actuando en primavera para los casos EN (Figura 3.1b). Por consiguiente, tanto la circulación de superficie como la de altura contribuyen a un aumento de los procesos de lluvia durante los años EN con respecto a los años LN, como es en efecto observado en todas las subregiones de SESA (Tabla 2.1).

Como se describió en el Capítulo 2, la TSM de la región EN3.4 muestra una dependencia con la TSM de la región PSS. Para el período 1958-2000 el diagrama de dispersión entre estas

dos TSM se muestra en la Figura 3.2. A partir de esta figura resulta evidente la existencia de una relación inversa entre ellas con una correlación de -0.63 (-0.67 si no se considera a 1997) significativa al 95% según el test t-Student. Sin embargo, cuando se consideran sólo los casos EN no existe dependencia entre estas dos regiones. Por lo tanto, los eventos ENSO son clasificados en los cuatro grupos descritos en la Figura 3.2. Se busca que los grupos que indican condiciones de TSM sobre una región (como WC y WW para EN3.4 o WW y CC para PSS) tengan promedios similares de TSM sobre esa región (Tabla 3.1). En esta selección se excluyen los casos del período 1952-57 por las razones referidas a la calidad de los reanálisis NCAR-NCEP discutidas en la sección 3.2. De esta manera es posible analizar diferencias entre años EN con la misma TSM en EN3.4 pero diferente TSM en PSS. En efecto, los casos WC y WW tiene diferente TSM en el PSS pero prácticamente las misma TSM en el Pacífico ecuatorial, tal como puede verse en la Tabla 3.1, y que será mostrado con mayor detalle en el Capítulo 4. La composición de las diferencias entre estos casos para STM se presentan en la Figura 3.3a. El patrón de onda en latitudes tropicales y subtropicales del Pacífico sur es similar, aunque con menor amplitud, que el asociado a la diferencia EN menos LN (Figura 3.1a). Además, el patrón está orientado de forma prácticamente meridional sobre el océano Pacífico pero al este de la posición observada en el caso EN menos LN. Se puede concluir que las anomalías frías en el PSS durante los casos EN intensifican la típica circulación en niveles altos en la parte oeste del HS asociada con estos eventos.

La diferencia en niveles altos entre casos EN con TSM más fría y más caliente en PSS no sólo tiene una estructura similar al patrón EN menos LN sobre el océano Pacífico sur sino que también tiene una estructura casi barotrópica equivalente en latitudes medias y altas (Figuras 3.3a y 3.3b).

En el análisis de Componentes Principales de la TSM en OND, el primer modo muestra que anomalías frías (calientes) en PSS están asociadas con anomalías calientes (frías) en el Pacífico ecuatorial (Figura 2.6). El análisis recién presentado permite atribuir a la variabilidad de

la TSM en PSS parte de la anómala circulación sobre el Pacífico sur asociada a los eventos EN (Figuras 3.1 y 3.3). Por este motivo es apropiado determinar la contribución de la variabilidad de la TSM del Pacífico ecuatorial a la señal EN menos LN en la circulación. De acuerdo a la Figura 3.2 y la Tabla 3.1, el promedio de la TSM en PSS en WW (grupo de casos EN) es prácticamente el mismo que en CC (grupo de casos LN). Esto permite una estratificación de casos EN y LN independiente de la TSM en PSS. La Figura 3.4 muestra la diferencia entre estos casos. La estructura espacial de STM sobre latitudes tropicales es similar a la correspondiente a la diferencia EN menos LN (Figuras 3.1a y 3.4a). La circulación tropical anticiclónica en el Hemisferio Norte es prácticamente la misma en ambos casos cerca de los 180° indicando que esta señal es inducida por la variabilidad de la TSM ecuatorial y no por la TSM en PSS (Figuras 3.1a y 3.4a). Por otro lado, la amplitud del patrón de onda sobre el océano Pacífico decrece hacia el sur y casi desaparece al oeste de la Península Antártica, donde en el caso de la diferencia EN menos LN se tiene una importante circulación anticiclónica. Esta distinción no se observa al nivel de superficie (Figuras 3.1b y 3.4b), puesto que el centro anticiclónico es casi tan intenso como en el caso EN menos LN. El patrón de onda está corrido cerca de 30° en longitud hacia el oeste respecto de la posición en la diferencia WC menos WW (Figuras 3.3a y 3.4a). Esto está relacionado con la diferente posición del forzante térmico, lo que será discutido en la siguiente sección de este capítulo.

Si en vez de usar la TSM de EN3.4, como se hizo en esta sección, se utiliza la TSM de EN3 los resultados son idénticos a los presentados debido a que los años con las TSM extremas son los mismos en ambos casos. De esta forma, se puede concluir que el campo de anomalías de circulación sobre la parte oeste del HS asociado a los casos EN o EN menos LN responde no sólo a la variabilidad de la TSM ecuatorial sino también a la del PSS. Como se verá en el Capítulo 4, esta conclusión es también válida para las respectivas anomalías regionales sobre Sudamérica y, consecuentemente, es consistente con la correlación entre la precipitación en SESA y la TSM en PSS presentada en el Capítulo 2.

3.4. Importancia relativa de las TSM en las regiones EN y PSS en el patrón de diferencia de circulación del HS asociado con los eventos EN y LN

Sobre la parte oeste del HS, gran parte de las figuras del campo de circulación asociadas con la diferencia EN menos LN (patrón tipo ENSO) son básicamente reproducidas cuando se consideran diferencias para TSM ecuatorial casi constante (diferencia WC menos WW) o TSM casi constante en el PSS (diferencia WW menos CC). Por lo tanto, es posible que la diferencia entre los casos más extremos en ambas TSM produzcan un patrón tipo ENSO más amplificado. La Figura 3.2 indica que en los casos LN hay una cierta dependencia entre la TSM de las regiones EN3.4 y PSS. Sin embargo los grupos CC y CW tienen casi la misma TSM media en la región EN3.4 (Tabla 3.1). Por lo tanto, es posible separar la señal entre los casos extremos, WC y CW, en dos partes: una con TSM casi constante en PSS y otra con TSM casi constante en la región EN3.4. En efecto, la diferencia entre los casos extremos WC y CW se puede expresar por la siguiente relación lineal:

$$WC - CW = (WW - CC) + \{(WC - WW) + (CC - CW)\} \quad (3.1)$$

donde el significado de WC, CW, WW y CC ya fue explicado antes. Entonces, la diferencia entre los casos extremos, el lado izquierdo de la ecuación (3.1), puede descomponerse en la diferencia entre casos con TSM casi constante en la región PSS, primer término del lado derecho de (3.1), y en las diferencias entre casos con TSM casi constante en la región EN3.4, segundo término del lado derecho de (3.1).

La Figura 3.5a muestra la diferencia en la STM de los casos extremos descritos por el lado izquierdo de (3.1). El patrón en todo el hemisferio occidental es muy similar al de la diferencia EN menos LN. Como era de esperar, la amplitud del patrón de onda que se extiende desde el Pacífico tropical central hasta el oeste de la Península Antártica es más intenso que el

del caso EN menos LN (Figuras 3.1a y 3.5a). Puesto que las diferencias en la región EN3.4 son aproximadamente similares en ambos casos, esta intensificación de la señal puede ser atribuida a la mayor diferencia en la TSM del PSS. Esto es confirmado cuando se comparan los respectivos campos asociados al primer y segundo término del lado derecho de la ecuación (3.1), Figuras 3.4 y 3.6.

El campo de diferencia asociado con el primer término del lado derecho de (3.1) ya fue discutido (Figura 3.4) mientras que el correspondiente al segundo término se muestra en Figura 3.6. De ahora en más ellos serán referidos como los campos del forzante ecuatorial (Figura 3.4) y subtropical (Figura 3.6). Si bien ambos en niveles altos presentan un patrón tipo ENSO en el hemisferio occidental, existe entre ellos un desfase en longitud de casi 30° . Ésta es precisamente la diferencia en latitud del forzante térmico entre estos casos, como es revelado por el movimiento vertical (Figura 3.7). En el caso del forzante subtropical, el centro de circulación subtropical en altura coincide aproximadamente con el forzante térmico. A pesar de que el forzante se tiene a diferentes latitudes, ambos casos pueden tener la fuente de vorticidad casi a la misma latitud. Esto es debido a que en el caso del forzante ecuatorial, la fuente de vorticidad es desplazada desde la región de la anomalía de divergencia hacia latitudes subtropicales (Sardeshmukh y Hoskins 1988). En efecto, en el campo del forzante ecuatorial, la circulación anticiclónica en altura está centrada en 20°S y coincide aproximadamente en longitud con la fuente térmica de este caso. La circulación anticiclónica en la parte tropical del Pacífico norte que aparece en la diferencia de los casos extremos, término del lado izquierdo de (3.1), puede ser atribuida principalmente al forzante ecuatorial. En esas longitudes esta anomalía no se observa en el caso del forzante subtropical (Figuras 3.4a y 3.6a).

Si en el caso del forzado subtropical no se considera la circulación anticiclónica al oeste de la Península Antártica, tanto en este caso como en el del forzado ecuatorial se tiene una propagación casi meridional desde la región de la fuente hasta 60°S donde el patrón disminuye su amplitud y es refractado primero hacia el este y luego hacia el noreste. Esto es consistente con

lo que se puede esperar en el HS (James 1994) a partir de la *linear ray tracing theory* (Hoskins y Karoly 1981) para un número de onda local zonal cercano a dos (Figuras 3.4 y 3.6). Esto será discutido con más detalle en el Apéndice.

La circulación anticiclónica al oeste de la Península Antártica está casi enteramente asociada con el forzante subtropical en el PSS (Figuras 3.4a, 3.5a y 3.6a). En el campo del forzante subtropical, ésta está casi 30° al oeste de la longitud del centro ciclónico de latitudes medias, una figura no consistente con la teoría lineal de propagación de ondas de Rossby.

En el resto del patrón de onda en altura sobre el océano Pacífico, ambos términos del lado derecho de la ecuación (3.1) contribuyen aproximadamente con la misma importancia. Por lo tanto, la estructura típica del patrón tipo ENSO en el oeste del HS no es sólo el resultado del forzante ecuatorial sino que es forzado tanto por la TSM del Pacífico ecuatorial como por la TSM subtropical.

En el nivel de superficie, las anomalías de SLP al oeste de la Península Antártica asociadas con el forzante subtropical son casi de igual magnitud que las del caso EN menos LN (Figuras 3.1b y 3.6b) y que las del caso del forzante ecuatorial (Figuras 3.4b y 3.6b).

Finalmente, debe mencionarse nuevamente que si en lugar de la TSM de la región EN3.4 se utiliza la de la región EN3, todo el análisis precedente no cambia debido a que los años con valores extremos de TSM en los casos EN y LN resultan ser los mismos.

3.5. Conclusiones del Capítulo 3

En el Capítulo 2 se mostró que la TSM del PSS modula la lluvia sobre gran parte de SESA entre eventos EN durante la primavera austral y que en estos casos la TSM del PSS resulta ser independiente de la TSM de las regiones del Pacífico ecuatorial. En el análisis presentado en este capítulo se mostró que la diferencia entre los casos más fríos y más calientes en el PSS durante los eventos EN están asociados con un patrón de circulación atmosférica sobre el oeste de HS que es, en muchos aspectos, similar al patrón tipo ENSO. En la alta tropósfera este patrón

favorece la advección ciclónica sobre SESA, característica asociada con aumento de precipitación en la región. Por otra parte, la intensificación de la circulación anticiclónica sobre el oeste de la Península Antártica durante los eventos EN respecto de los casos LN está asociada tanto con el forzante en la región del PSS como con el forzante de las regiones ecuatoriales. De esta manera, en períodos con menor TSM en el PSS se puede favorecer el desplazamiento hacia el norte de las trayectorias de ciclones, incrementando la precipitación en el este de SESA.

La anomalía de circulación del ENSO en el HS es forzada no sólo por la variabilidad de la TSM de las regiones EN sino también por la variabilidad de la TSM en el PSS. En el caso del forzado por la TSM del ecuador, la respuesta en la STM en latitudes tropicales se corresponde con la teoría, presentando una circulación anticiclónica desplazada hacia mayores latitudes desde la zona de divergencia en altura (Sardeshmukh y Hoskins 1988). Para el forzado por la TSM subtropical, la respuesta del movimiento vertical está centrada en 20°S y 140°W coincidiendo con la circulación anticiclónica. En ambos casos se observa un patrón de onda que se propaga casi de norte a sur sobre el océano Pacífico, girando hacia el este en altas latitudes y luego hacia el noreste sobre Sudamérica y el océano Atlántico sur. Los patrones de onda de estos casos están desfasados en longitud casi 30° entre sí, respondiendo a un desfase similar en el respectivo forzante térmico.

Finalmente, la propagación hacia el sudeste del patrón de onda tipo ENSO en el oeste del HS no se debe sólo al forzado de la TSM ecuatorial sino que es causado por el forzado tanto de la TSM de las regiones ecuatoriales como por la TSM de la región subtropical del Pacífico.

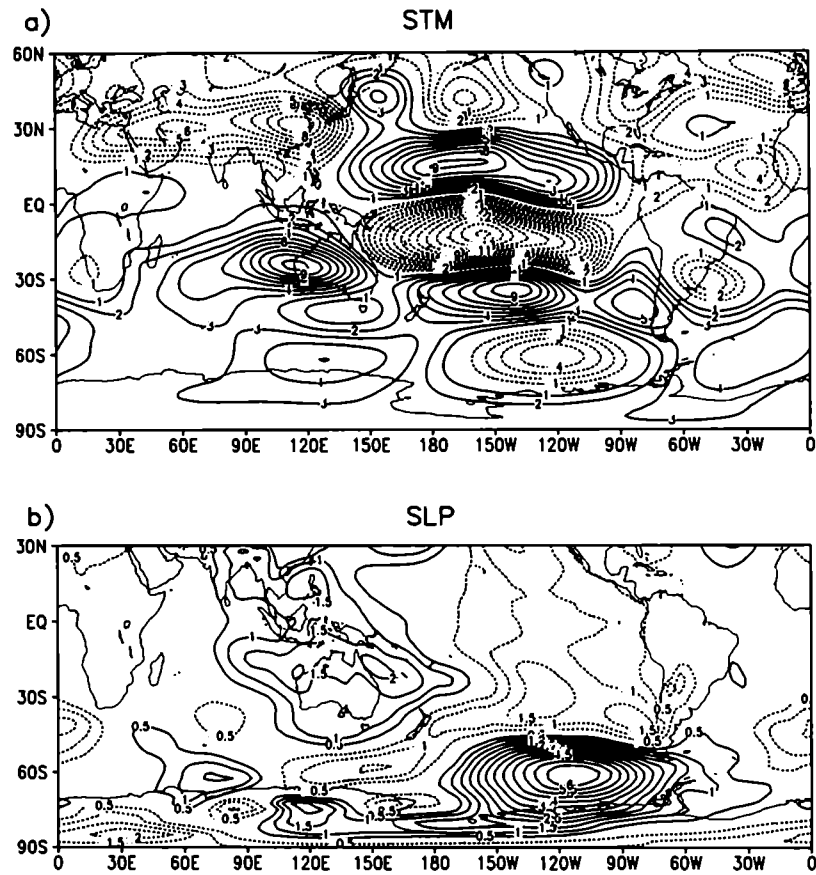


Figura 3.1: Composición EN menos LN. (a) STM; (b) SLP. El intervalo de contornos es (a) $1 \times 10^6 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$; (b) 0.5 hPa. Se omite el cero.

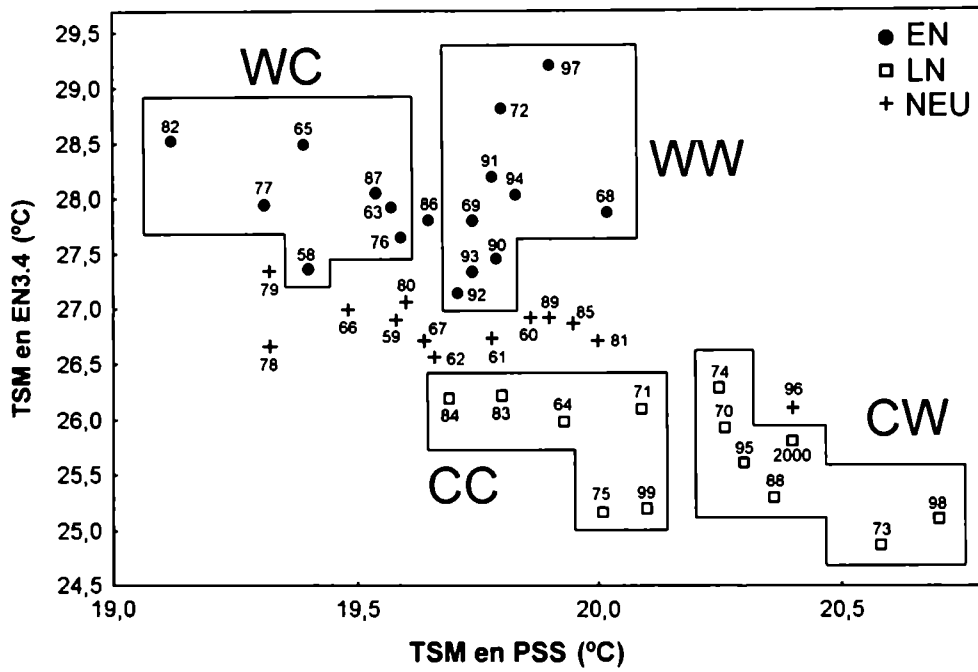


Figura 3.2: Diagrama de dispersión entre la TSM de las regiones PSS y EN3.4 en OND. Se individualizan los casos que corresponden a eventos EN (puntos negros), LN (cuadrados blancos) y NEU (cruces). El significado de WC, WW, CC y CW se describe en el texto.

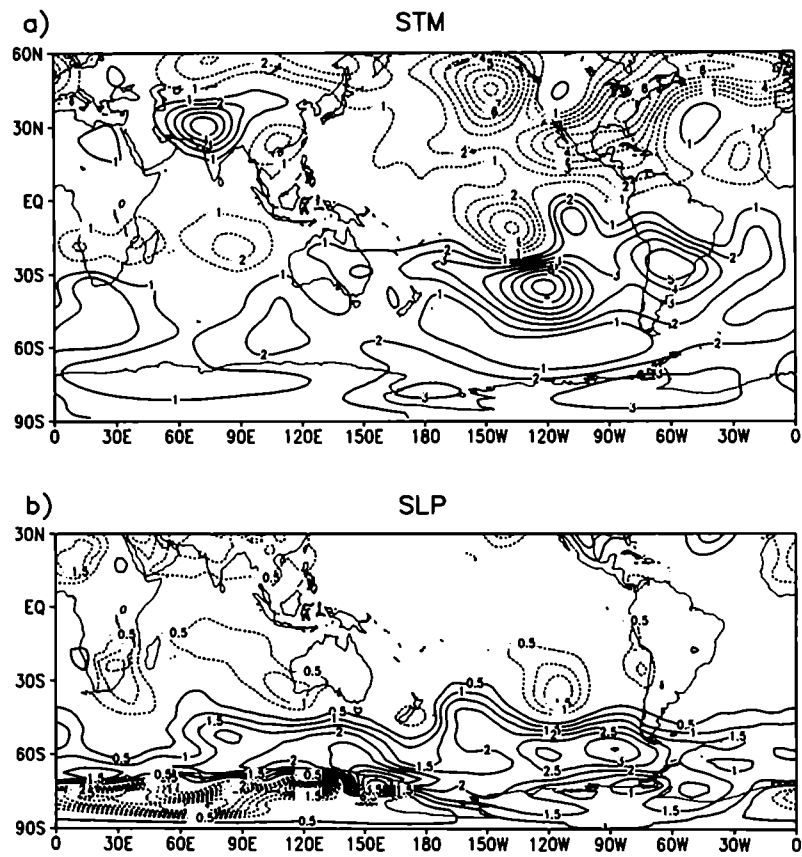


Figura 3.3: Como en Fig. 3.1 pero para el caso WC menos WW.

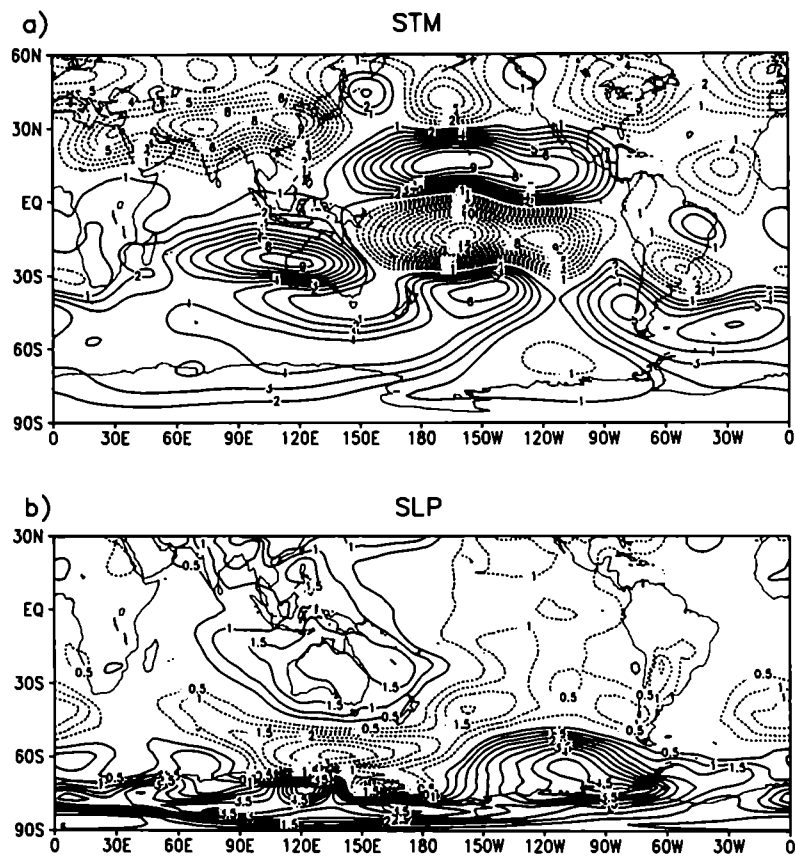


Figura 3.4: Como en Fig. 3.1 pero para el caso WW menos CC.

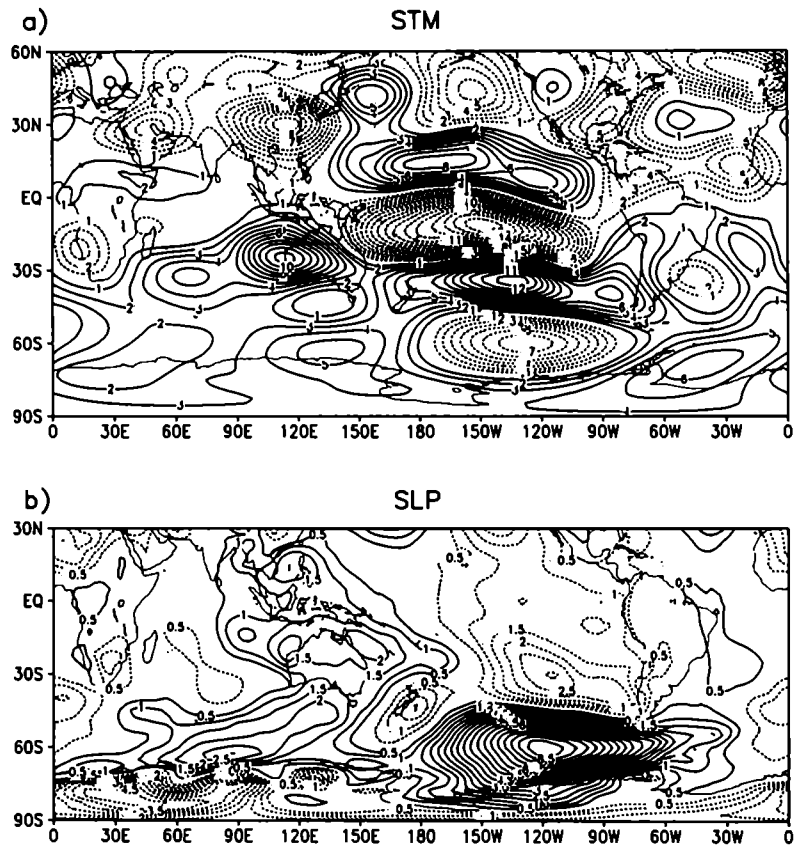


Figura 3.5: Como en Fig. 3.1 pero para el caso WC menos CW.

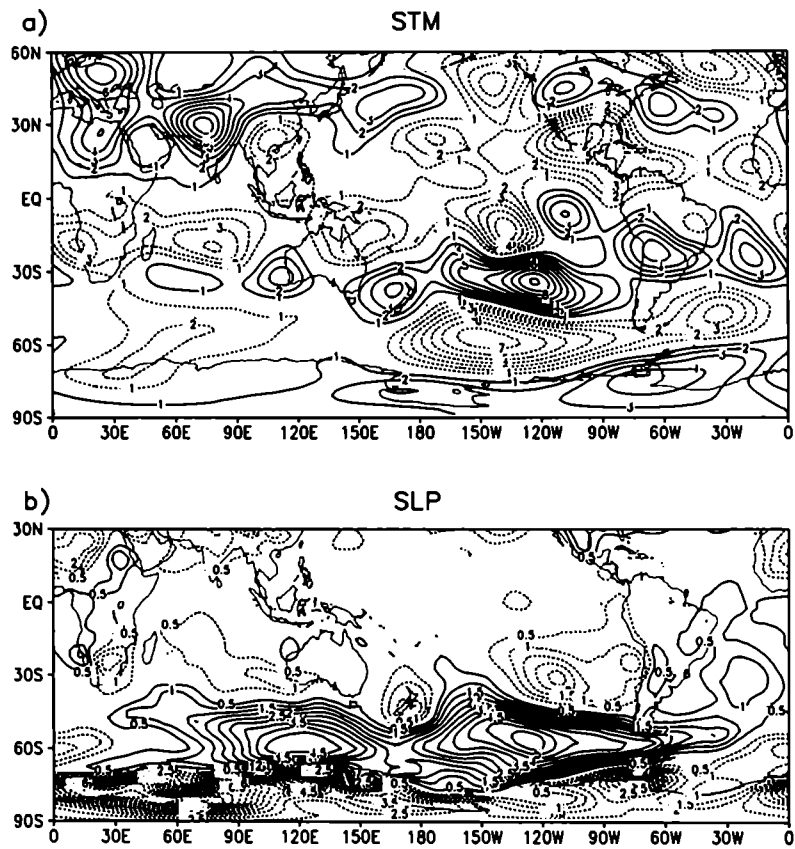


Figura 3.6: Como en Fig. 3.1 pero para el caso $\{(WC- WW) + (CC- CW)\}$.

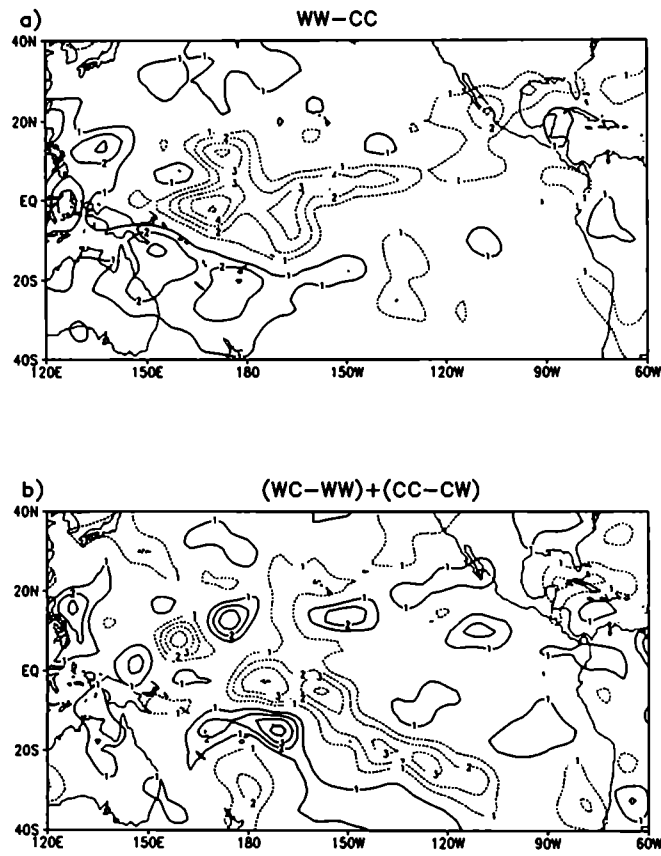


Figura 3.7: Velocidad vertical ω en 300 hPa. (a) Caso WW menos CC; (b) Caso $\{(WC- WW) + (CC- CW)\}$. El intervalo de contornos es $1 \times 10^{-2} \text{ Pa s}^{-1}$.

CASOS/REGION	EN	WC	WW	LN	CC	CW
EN3.4	28.0 ± 0.5	28.0 ± 0.4	28.0 ± 0.7	25.7 ± 0.5	25.8 ± 0.5	25.5 ± 0.2
PSS	19.6 ± 0.2	19.4 ± 0.2	19.8 ± 0.1	20.2 ± 0.3	19.9 ± 0.2	20.4 ± 0.0

Tabla 3.1: Promedio y desvío standard de TSM (en °C) en las regiones EN3.4 y PSS para los grupos mostrados en Fig. 3.2 y para todos los casos EN y LN.

CAPITULO 4

Diagnóstico de las fuentes y regiones de propagación de los patrones de circulación atmosférica durante los eventos ENSO

4.1. Introducción

En el Capítulo 3 se mostró que la circulación extratropical puede variar significativamente entre eventos EN y entre eventos LN. Esta variación puede deberse no sólo a condiciones diferentes en el océano y la atmósfera de los trópicos, afectando las fuentes de onda de Rossby, sino también a diferencias en las condiciones que encuentra la onda al propagarse hacia altas latitudes (Trenberth 1993).

La estructura de la Figura 3.1a contiene elementos del segundo y tercer modo principal de la variabilidad de la circulación en el HS en escala interanual (Kidson 1999, entre otros). Estos modos corresponden a los patrones *Pacific-South America* (PSA) descritos por Mo (2000) y están caracterizados por anomalías que se extienden desde el trópico con una estructura de onda 3 en latitudes medias. La región de origen del segundo modo principal (PSA1) es al este de los 180° de longitud mientras que la del tercer modo (PSA2) es en la vecindad de Australia. Estas estructuras se ilustran en la Figura 4.1. Mo (2000) muestra que el PSA1 está asociado con la variabilidad de baja frecuencia del ENSO con períodos dominantes de 40-48 meses mientras que el PSA2 está asociado con la componente casi-bianual de la variabilidad del ENSO con períodos de alrededor de 26 meses.

En este capítulo se profundiza el análisis de las diferencias en la circulación del HS entre los eventos EN y entre los eventos LN asociadas a diferentes condiciones en la TSM del PSS estudiando los mecanismos que mantienen los patrones hallados y analizando su relación con los modos de variabilidad interanual de la circulación del HS.

Mientras que en el capítulo anterior el análisis se basó en las diferencias entre grupos de años EN y grupos de años LN, el análisis que se presentará en este capítulo se basa en diferencias de grupos EN y grupos LN respecto al promedio de los años neutros. Este tipo de análisis permite, al igual que lo expresado en el Capítulo 1 para la señal de la precipitación sobre SESA, aislar las señales de ambos eventos extremos.

4.2. Datos

Los datos de TSM y STM utilizados son los mismos del Capítulo 3 mientras que los datos de OLR y componente zonal del viento en 200 hPa (U) son obtenidos de los reanálisis NCAR-NCEP (Kalnay y otros 1996).

4.3. Circulación media de la primavera austral

Los vientos zonales tropicales en niveles altos durante OND son similares a los del trimestre diciembre-enero-febrero (DEF) (Schubert y Park 1991), con estos desde África hasta los 180° de longitud y oestes en el resto de la banda tropical (Figura 4.2a). Fuera de los trópicos, la circulación del HS durante OND se asemeja a las condiciones del invierno austral (Berbery y otros 1992) con un todavía presente, aunque más débil, jet subtropical sobre el oeste del océano Pacífico Sur.

En OND la anomalía zonal de la STM media en niveles altos (Figura 4.2b) es muy parecida a la de DEF (Figura 6 de Schubert y Park 1991). Se observa un par de anticiclones en 120°E acompañados de ciclones sobre el Pacífico este y el Atlántico tropical. Un típico patrón de onda uno es evidente en latitudes subpolares del HS con un centro anticiclónico localizado cerca de 180° y 60°S. Sobre Sudamérica, la llamada *alta de Bolivia*, que es la figura dominante de la circulación de verano, ya puede observarse en la primavera austral.

En las siguientes secciones de este capítulo se presentan teleconexiones globales de las anomalías de STM que son interpretadas en términos de la teoría de propagación de ondas de

Rossby. Una herramienta de diagnóstico para representar la propagación tridimensional de ondas estacionarias involucra el cálculo de los vectores de flujo de actividad de onda definidos por Plumb (1985). Siguiendo la definición de Schubert y Park (1991), las componentes del flujo que son aplicables a ondas estacionarias casi-geostróficas en un flujo zonal son

$$F_{\lambda} = \frac{p}{2000a^2} \cos\varphi \left[\left(\frac{\partial\psi'}{\partial\lambda} \right)^2 - \psi' \frac{\partial^2\psi'}{\partial\lambda^2} \right] \quad (4.1a)$$

$$F_{\varphi} = \frac{p}{2000a^2} \left[\frac{\partial\psi'}{\partial\lambda} \frac{\partial\psi'}{\partial\varphi} - \psi' \frac{\partial^2\psi'}{\partial\lambda\partial\varphi} \right] \quad (4.1b)$$

siendo ψ' la anomalía zonal de STM, p la presión, φ latitud, λ longitud y a el radio de la Tierra.

Los flujos de actividad de onda en el HS asociados con la anomalía zonal de la STM climatológica de OND son más débiles que sobre el Hemisferio Norte (HN) (Figura 4.2c). No obstante, se observan regiones de propagación de onda zonal desde latitudes medias en el Pacífico hacia Sudamérica y África. También aparece un flujo de actividad de onda a través del ecuador desde el HS hacia el HN en el este del océano Pacífico.

4.4. Condiciones atmosféricas y oceánicas durante El Niño

La composición de las anomalías de los eventos EN calculadas con respecto al campo medio de los años NEU se muestra en la Figura 4.3. La significancia de las anomalías es calculada con el test t-Student. El campo de anomalías de TSM exhibe la típica lengua caliente en el ecuador extendiéndose casi desde los 180° hasta la costa de Sudamérica, con valores máximos que exceden 1.5°C al este de 120°W. Anomalías frías prevalecen al norte de Australia y en la vecindad de Nueva Zelanda (Figura 4.3a). Harrison y Larkin (1998) muestran que la

forma de la anomalía caliente en el ecuador resulta prácticamente la misma entre agosto (0) y enero (+) con un pico en noviembre (0).

Se observa un aumento de la convección durante los eventos EN en la parte ecuatorial entre 180° y 120°W , y una disminución sobre la región de Indonesia y también en latitudes subtropicales del Pacífico oeste y central (Figura 4.3b), evidenciando una modificación de las celdas de Walker y Hadley, respectivamente. El típico patrón de condiciones húmedo/seco sobre SESA/nordeste de Sudamérica identificado por Ropelewski y Halpert (1987), entre otros, es también observable. La Figura 4.3c muestra la correspondiente composición para las anomalías de STM. La característica más notoria es el bien conocido par de anómalos anticiclones en el ecuador que responden al calor diabático liberado en la atmósfera durante los eventos EN. Un tren de onda de Rossby similar al patrón PSA2 se extiende desde el noroeste de Australia hasta el oeste de la Península Antártica girando hacia el noreste sobre Sudamérica. También es remarcable la intensidad de la anomalía anticiclónica centrada cerca de 120°W , 70°S consistente con el incremento del número de eventos de bloqueo en esta región durante primavera y verano de eventos EN (Renwick 1998). Sobre Sudamérica, la onda presenta una anomalía ciclónica localizada en el extremo sur del continente y una anomalía anticiclónica sobre la costa este, estructura que favorece el aumento de precipitación sobre SESA (Figura 4.3b), como describen Grimm y otros (2000).

Las mayores magnitudes del flujo de actividad de onda se observan en las regiones tropicales y subtropicales del Pacífico central (Figura 4.3d). Flujos importantes cruzan el ecuador hacia el HN cerca de 120°W mientras que al oeste de esta longitud flujos hacia el sur convergen en latitudes subtropicales del Pacífico central. Desde el sur de Australia hasta la región subpolar del HS se observan flujos de actividad de onda de la forma de los asociados al patrón tipo PSA2 (Figura 4.3c). Los flujos muestran una reflexión hacia el ecuador sobre el sudeste del Pacífico, que contribuye a mantener el patrón de anomalías de circulación sobre SESA.

En el océano Pacífico, la composición de TSM para los casos WC muestra el calentamiento en el ecuador asociado con regiones de enfriamiento en latitudes subtropicales de ambos hemisferios (Figura 4.4a). Además, en el ecuador al este de 180°, importantes anomalías negativas de OLR describen una banda de intensificación de la convección extendiéndose en el HS con orientación NO-SE indicando una prolongación de la *South Pacific Convergence Zone* (SPCZ) hacia el este de su posición climatológica (Figura 4.4b). En la composición de STM (Figura 4.4c) se pueden distinguir los patrones PSA1 y PSA2. Ambos trenes de onda se unen en la anomalía anticiclónica del sudeste del Pacífico. En concordancia con esto, flujos de actividad de onda que se extienden hacia el sur a lo largo del Pacífico Sur central se unen sobre esta región con los que llegan desde el oeste de Australia (Figura 4.4d).

La composición WW muestra anomalías positivas de TSM más débiles en el Pacífico ecuatorial (Figura 4.5a) que en la composición WC y no se observan las anomalías frías en las regiones subtropicales de este océano como en las figuras 4.3a y 4.4a. Además, se observan anomalías negativas de OLR más débiles en el ecuador y las anomalías positivas en el Pacífico Sur subtropical están orientadas de manera más zonal (Figura 4.5b) que en los casos WC. Las principales diferencias entre los campos de circulación de los casos WC y WW (figuras 4.4c y 4.5c) son: i) La anomalía anticiclónica al sur del ecuador en WW está localizada más al oeste que en WC; ii) el caso WW muestra una propagación de actividad de ondas de Rossby más zonal que meridional en el Pacífico sur central; iii) el patrón PSA1 es apenas identificable en WW mientras que el patrón PSA2 no es estadísticamente significativo; y iv) en el caso WW la anomalía anticiclónica en el oeste de la Península Antártica es más débil aunque en ambos casos es no significativa.

Las diferencias entre los grupos WC y WW se muestran en la Figura 4.6. En el campo de TSM se observa que las diferencias significativas se concentran en las regiones subtropicales del Pacífico mientras que el campo de STM refleja las diferencias en el anticiclón tropical y en el ciclón subtropical del HS.

Si bien el evento EN de 1997 está incluido en el caso WW (Figura 3.2) se hace también un análisis individual del mismo debido a que presenta condiciones muy calientes en el Pacífico ecuatorial central, siendo considerado el evento más intenso registrado (McPhaden 1999). Las anomalías de OLR en la primavera 1997 (Figura 4.7b) son como las del caso WW pero mucho más intensas con signo negativo a lo largo del ecuador al este de los 180° y con signo positivo sobre el “continente marítimo” como también a lo largo de latitudes subtropicales del océano Pacífico subtropical central. Durante este evento particular se observa una intensa circulación caracterizada por un tren de onda de Rossby similar al PSA2 (figuras 4.7c y 4.7d), un patrón mejor definido que en la composición WW (figuras 4.5c y 4.5d). En particular, este patrón de onda favorece el desarrollo de una intensa anomalía ciclónica sobre SESA (Figura 4.7c), que propicia anomalías positivas de precipitación (Figura 4.7b) más intensas que en el caso WW (Figura 4.5b).

La circulación asociada a los casos WC y WW son claramente diferentes. La composición de los campos de divergencia para WC muestra regiones con divergencia en el Pacífico tropical y subtropical que no se observan en el caso WW (Figuras 4.8a y 4.8b). La divergencia extratropical en WC puede ser responsable de un mayor forzamiento de ondas de Rossby sobre esta región (Rasmusson y Mo 1993). Un método de diagnóstico del forzante de ondas de Rossby en la alta tropósfera es

$$S = -\nabla \cdot (\overline{V_x^p} (\zeta + f)) = \underbrace{-f \nabla \cdot V_x}_{(S1)} - \underbrace{\zeta \nabla \cdot \overline{V_x^p} - \overline{V_x^p} \cdot \nabla (\zeta + f)}_{(S2)} \quad (4.2)$$

donde $(\overline{\quad})$ denota promedio temporal, $\overline{V_x^p}$ es el viento divergente, ζ es la vorticidad relativa y S es la fuente de onda de Rossby derivada de la ecuación de vorticidad promediada en el tiempo (Sardeshmukh y Hoskins 1988; Rasmusson y Mo 1993). S es calculado para los casos WC, WW y NEU y las diferencias se muestran en las Figuras 4.8c y 4.8d. En el caso WC, anomalías de

fuentes de onda de Rossby aparecen donde el calor latente anómalo se extiende fuera del cinturón ecuatorial dentro de los subtrópicos, como es indicado por las anomalías de OLR (Figura 4.4b) y otra fuente adicional aparece centrada, aproximadamente, en 35°S-140°W, característica ausente en el caso WW. La contribución del término de *planetary vorticity-divergence stretching* (S1 de la ecuación 4.2) es muy similar al campo total de anomalía de la fuente (Figuras 4.8e y 4.8f), confirmando que este término es el contribuyente dominante a la fuente de onda de Rossby en la región del océano Pacífico Sur subtropical. Debe remarcarse que el cálculo de S aporta sólo un diagnóstico del forzante de ondas de Rossby en niveles altos en presencia de divergencia.

4.5. Condiciones atmosféricas y oceánicas durante La Niña

La composición de las anomalías para los eventos LN se muestra en la Figura 4.9. En la TSM se observan anomalías frías en una banda a lo largo del ecuador y en la costa oeste de América del Norte mientras que regiones de anomalías calientes se observan en latitudes medias del Pacífico central en ambos hemisferios (Figura 4.9a). En particular, anomalías de TSM de signos alternados se extienden desde las regiones ecuatoriales hacia altas latitudes del HS, una característica no observada en las composiciones EN (Figura 4.3a). Larkin y Harrison (2001) muestran que durante los eventos LN, anomalías frías de TSM tienen un crecimiento significativo en el centro-oeste del Pacífico ecuatorial en abril alcanzando sus mayores valores en el Pacífico ecuatorial central durante la primavera austral. Además, el calentamiento localizado en la región del PSS empieza a intensificarse en abril-mayo, persistiendo hasta el próximo año. Durante los eventos LN, la convección se encuentra inhibida en el ecuador al este de 180°, mientras que se incrementa al oeste en una banda orientada en dirección NO-SE correspondiendo a una prolongación de la SPCZ (Figura 4.9b). La composición correspondiente para STM (Figura 4.9c) muestra un par de ciclones, distintivo de los eventos LN, localizados sobre el Pacífico central a ambos lados del ecuador (el del HS es más intenso).

Un desfase en longitud del patrón de onda del HN identificado por Hoerling y otros (1997), entre otros, se observa entre las composiciones de los eventos EN y LN. Ellos argumentan que ambos trenes de onda parecen tener diferente origen tropical debido a que las anomalías de TSM de los eventos LN no son exactamente inversas a las de EN.

Una estructura como la del patrón PSA1 aparece en la composición de STM de los eventos LN, mientras que casi no hay evidencia de la presencia de un patrón tipo PSA2 (Figura 4.9c). Una anomalía ciclónica está presente cerca de 140°W , 60°S , siendo más débil que la anomalía anticiclónica observada durante los eventos EN y no resultando ser una anomalía significativa. Además, se observa una anomalía ciclónica sobre la costa este de SESA, que favorece la precipitación sobre el centro de Brasil (Grimm y otros 2000).

Los flujos de actividad de onda son muy intensos en la parte tropical y subtropical del Pacífico Sur central y se observa una pronunciada propagación a través del ecuador al este de 150°W (Figura 4.9d). Los flujos sobre el Pacífico Sur central son más intensos al norte de 50°S , dirigiéndose hacia el norte en 120°W y hacia el noreste sobre Sudamérica, resultando pequeños en latitudes subpolares del HS, particularmente sobre la región de la anomalía ciclónica subpolar. Estos flujos parecen describir un tren de onda propagándose entre el ecuador y 30°S desde Australia hasta Sudamérica.

Las composiciones de TSM para el caso CW, caracterizado por condiciones frías en la región EN3.4 y calientes en el PSS, se muestran en la Figura 4.10a. La alternancia de anomalías de TSM extendiéndose desde el Pacífico ecuatorial central hacia el sur en las composiciones LN (Figura 4.9a) está claramente definida en la composición CW. En el campo de STM se distingue una estructura tipo PSA1 pero el flujo de actividad de onda asociado indicaría que en realidad es un tren de onda que se extiende hacia el sur desde Australia girando al norte en proximidades de 60°S , 160°W (figuras 4.10c y 4.10d). La anomalía ciclónica en latitudes subpolares es especialmente intensa (y significativa). Además, esta anomalía ciclónica parece ser parte de un

patrón de onda 2 alrededor de la Antártida que otros autores han identificado como la Onda Circumpolar Antártica (White y Peterson 1996, entre otros).

La composición de TSM para el caso CC (Figura 4.11a) muestra anomalías más débiles que en los casos LN y CW sobre la parte extratropical del Pacífico Sur central, mientras que en el Pacífico Norte las características son muy similares. También se observan pequeñas anomalías positivas de TSM y negativas de OLR en el Pacífico oeste (Figura 4.11b). En el campo de STM aparece claramente el par de anomalías ciclónicas en el ecuador y la propagación de energía desde la región ecuatorial entre 150° - 120° W siguiendo un arco a través de Sudamérica (figuras 4.11c y 4.11d). No se observa actividad de ondas de Rossby al sur de 40° S. Además, es evidente una propagación de onda desde el Pacífico ecuatorial hacia altas latitudes del HN, seguida de una reflexión de onda sobre América del Norte y una progresión de energía de onda hacia el ecuador sobre el Atlántico Norte.

La diferencia CW menos CC (Figura 4.12) muestra las diferencias positivas en la TSM del Pacífico Sur subtropical y la anomalía ciclónica al sur.

4.6. Evolución temporal de los patrones de circulación asociados a los eventos El Niño

En la sección 4.5 se analizó como las variaciones de la TSM en el PSS modulan la señal de los eventos EN en la circulación del HS en OND. Se mostró que los eventos EN asociados con TSM más baja en el PSS (casos WC) exhiben una convección más intensa no sólo en el Pacífico ecuatorial sino también en las regiones subtropicales del sudeste del Pacífico que mantiene un patrón de circulación tipo PSA1 más intenso caracterizado por un tren de onda de Rossby que se extiende entre el Pacífico ecuatorial central y latitudes medias del HS. Este tren de onda aparece más débil en los casos con TSM más elevada en el PSS (casos WW). En ambos casos se observa un patrón tipo PSA2 naciendo al oeste de Australia.

En esta sección se analiza la evolución estacional de los campos de TSM, OLR y STM asociados a los casos EN, WC y WW de OND. Es decir: se estudia como es la configuración

previa y posterior de los campos mostrados en las figuras 4.3, 4.4 y 4.5. El análisis se inicia en el trimestre mayo-junio-julio (MJJ) previo y se extiende durante los ocho trimestres corridos que hay hasta el siguiente enero-febrero-marzo (EFM). Los campos para OND son, obviamente, los mismos de las figuras 4.3, 4.4 y 4.5. Al igual que en la sección 4.5, la composición de las anomalías de los casos EN, WC y WW son calculadas respecto al campo medio de los años NEU del trimestre respectivo.

En el caso de los eventos EN (figuras 4.13) el campo de anomalías de TSM exhibe desde MJJ valores positivos a lo largo del ecuador desde 180° hasta la costa de Sudamérica, con magnitudes que son aproximadamente la mitad de las observadas en OND. Regiones con anomalías frías se observan alrededor de Nueva Zelanda y en el Pacífico Norte. Desde MJJ también es observable el aumento de la convección en el Pacífico ecuatorial en la zona de 150°W y la disminución sobre la región de Indonesia. En el campo de las anomalías de STM se observa la presencia de un patrón tipo PSA1 (naciendo casi 30° más al oeste de su respectiva posición en OND) pero no resulta clara la existencia de un patrón tipo PSA2 y tampoco existe una clara manifestación de las anomalías positivas en el Pacífico ecuatorial. Los flujos de actividad de onda confirman la presencia de un modo tipo PSA1. La evolución estacional de los campos de TSM hasta OND muestra el aumento en la intensidad de las anomalías positivas en el Pacífico ecuatorial acompañado de la unión de las anomalías positivas de OLR sobre Indonesia con las del Pacífico Sur subtropical. En el campo de STM se observa la intensificación del par de anticiclones sobre el Pacífico ecuatorial y el corrimiento hacia el este de la región de origen del patrón tipo PSA1, patrón que no se observa en JAS. Un patrón tipo PSA2 sólo se distingue en OND. A partir de NDE se destaca la extensión hacia el Pacífico Norte de las anomalías positivas de OLR sobre Indonesia mientras que en el campo de circulación se observa la desaparición del patrón tipo PSA2 en NDE y de ambos patrones tipo PSA desde DEF. No obstante, perduran los anticiclones a ambos lados del Pacífico ecuatorial y la anomalía positiva sobre la región del PSS que tiende a desplazarse hacia el oeste en EFM.

La composición de TSM para los casos WC en MJJ (figuras 4.14) muestra la región de anomalías positivas en el Pacífico ecuatorial acompañada de anomalías negativas en latitudes subtropicales de ambos hemisferios, especialmente en el Pacífico Norte. Los campos de STM y de flujo de actividad de onda muestran claramente la presencia de un patrón tipo PSA1 mientras que la estructura tipo PSA2 es más débil o bien su presencia está oscurecida por la del patrón tipo PSA1. La evolución de los campos de TSM hasta OND permite ver que anomalías negativas cubren prácticamente todo el Pacífico Sur subtropical mientras que en las composiciones EN se restringen al entorno de Nueva Zelanda. Los campos de STM muestran que el patrón tipo PSA1 aparece siempre de forma más clara o intensa que el tipo PSA2 pero ambos desaparecen abruptamente a partir de NDE.

Las composiciones WW (figuras 4.15) muestran que desde MJJ las anomalías negativas de TSM en el Pacífico Sur subtropical se encuentran siempre restringidas al entorno de Nueva Zelanda. En el campo de circulación, el patrón tipo PSA2 se observa desde MJJ (excepto en JAS) mientras que el tipo PSA1 se manifiesta con claridad solamente en SON. Al igual que en las composiciones EN y WC a partir de NDE existe una abrupta desaparición de los patrones tipo PSA.

Se observa entonces que en todas las composiciones EN, independientemente de las características de la TSM del PSS, los patrones de circulación tipo PSA se pierden con el inicio del verano. Sólo permanecen los anticiclones a ambos lados del Pacífico ecuatorial y la anomalía ciclónica sobre la región del PSS; es decir: durante el verano (+) sólo perdura una parte de la estructura tipo PSA1 no existiendo evidencias de la presencia del patrón tipo PSA2.

El análisis presentado en esta sección indica que las diferencias observadas en la primavera austral entre eventos EN ocurriendo bajo diferentes condiciones en el PSS ya se manifiestan en el invierno previo. En otras palabras, desde el invierno previo existen elementos en la circulación del HS que hacen posible prever algunos aspectos de la misma en la primavera EN siguiente. En este sentido es importante analizar la evolución de las diferencias WC menos

WW desde el invierno previo, figuras 4.16. Desde MJJ en los campos de STM se observan las diferencias entre WC y WW en el anticiclón tropical y en el ciclón subtropical del HS pero todavía no se distingue claramente la diferencia de TSM en el Pacífico subtropical. Además, con el inicio del verano las diferencias en la TSM del Pacífico subtropical se mantienen pero las diferencias en el campo de circulación del HS se reducen a un pequeño centro positivo en latitudes medias. Es decir: las diferencias en el campo de circulación aparecen y desaparecen antes que las diferencias en la TSM del PSS.

4.7. Conclusiones del Capítulo 4

El análisis de las diferencias entre eventos EN realizada en base a las características de la TSM en el PSS muestra que aquellos eventos EN asociados con anomalías más frías (casos WC) exhiben una intensificación de la convección no sólo en la región ecuatorial del océano Pacífico sino también en su región subtropical del HS. Esta estructura aparece asociada con una fuente adicional de onda de Rossby en la parte central del Pacífico Sur subtropical. Bajo estas condiciones, el campo de circulación en el HS presenta un intenso patrón tipo PSA1 caracterizado por un tren de onda de Rossby que se extiende desde el Pacífico tropical central hacia latitudes medias y altas. Durante los eventos EN asociados con anomalías calientes en el PSS (casos WW) el patrón tipo PSA1 se presenta de manera menos intensa que en los casos WC y corrido hacia el oeste respecto de la posición en que es observado en esos casos. Tanto en WC como en WW se observa la presencia de un patrón tipo PSA2 extendiéndose desde el oeste de Australia siendo, de esta forma, la figura común del campo de circulación de los eventos EN en la primavera austral. Por otra parte, las diferencias entre los casos WC y WW en el campo de circulación del HS se manifiestan desde el invierno previo, aún antes de desarrollarse las anomalías en la TSM del Pacífico Sur subtropical.

En los eventos LN la estructura dominante en la circulación del HS es un patrón tipo PSA1, no observándose la presencia del patrón tipo PSA2. Existen diferencias en la circulación

del HS bajo distintas condiciones en la TSM del PSS. Los eventos LN con un PSS más caliente (casos CC) presentan un tren de onda de Rossby extendiéndose entre el Pacífico ecuatorial central y altas latitudes del HS mejor definido que en los eventos LN con un PSS más frío (casos CW).

Si bien la TSM de la región PSS resulta un buen índice para discriminar eventos EN y LN con diferentes características, el análisis del origen de esta variabilidad en la TSM escapa a los objetivos de este trabajo. Además, este análisis no permite determinar si la variabilidad descrita en la TSM del PSS en primavera es la causa o es el efecto de los cambios observados en los patrones de circulación atmosférica.

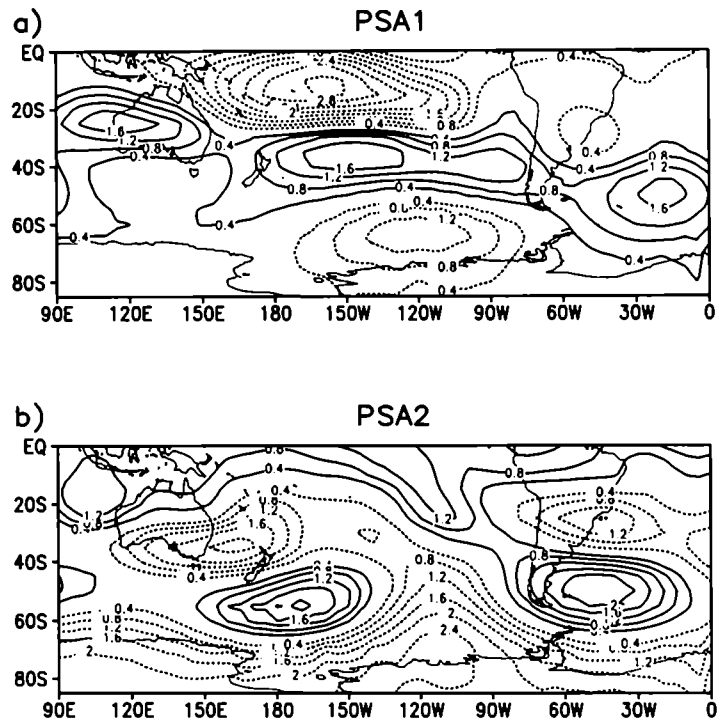


Figura 4.1: Patrones PSA1 (a) y PSA2 (b) obtenidos a partir del ACP de las anomalías de STM en el periodo 1960-2000. El intervalo de contornos es 0.4 y se omite el cero.

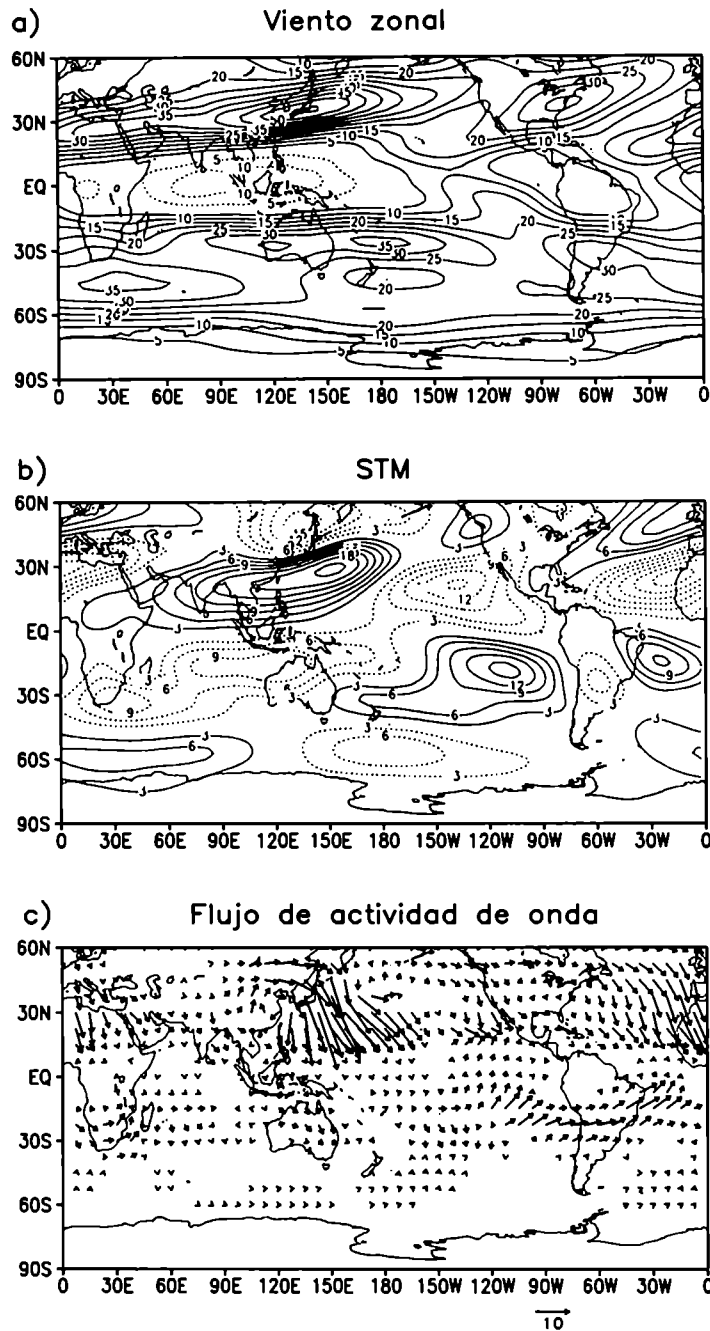


Figura 4.2: Climatología para OND basada en el periodo 1958-2000. (a) U ; (b) STM; (c) Flujos de actividad de onda en el nivel $\sigma = 0.2$ (en el extremo inferior de la figura se muestra un vector de referencia de $10 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$). El intervalo de contornos es (a) 5 ms^{-1} , (b) $3.0 \times 10^6 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$. Se omite el cero.

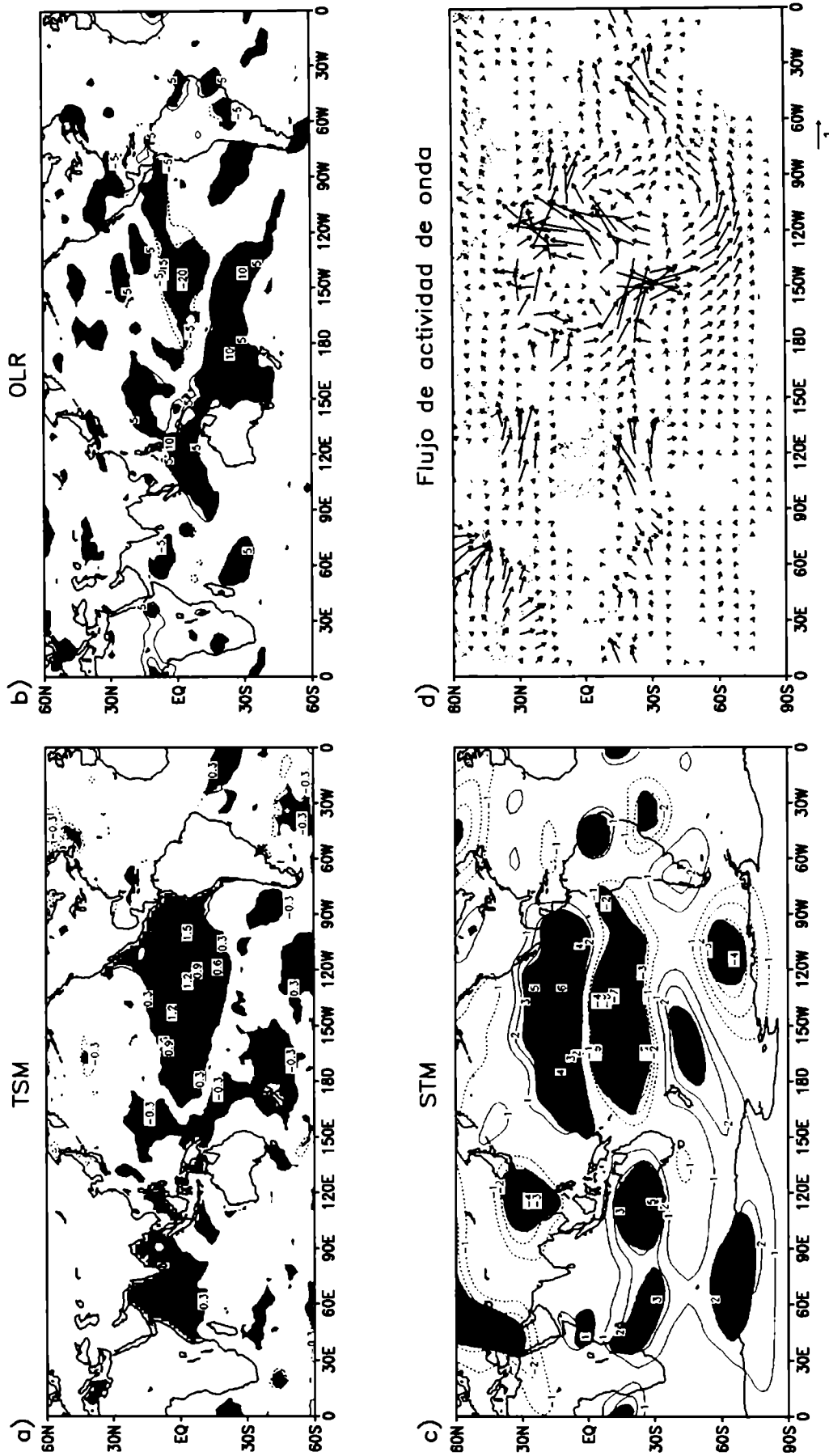


Figura 4.3: Composición EN menos NEU. (a) TSM; (b) OLR; (c) STM; (d) Flujos de actividad de onda en el nivel $\sigma = 0.2$ (en el extremo inferior de la figura se muestra un vector de referencia de $1 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$). El intervalo de contornos es (a) $0.3 \text{ }^\circ\text{C}$, (b) 5 W m^{-2} y (c) $1.0 \times 10^6 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$. Se omite el cero..

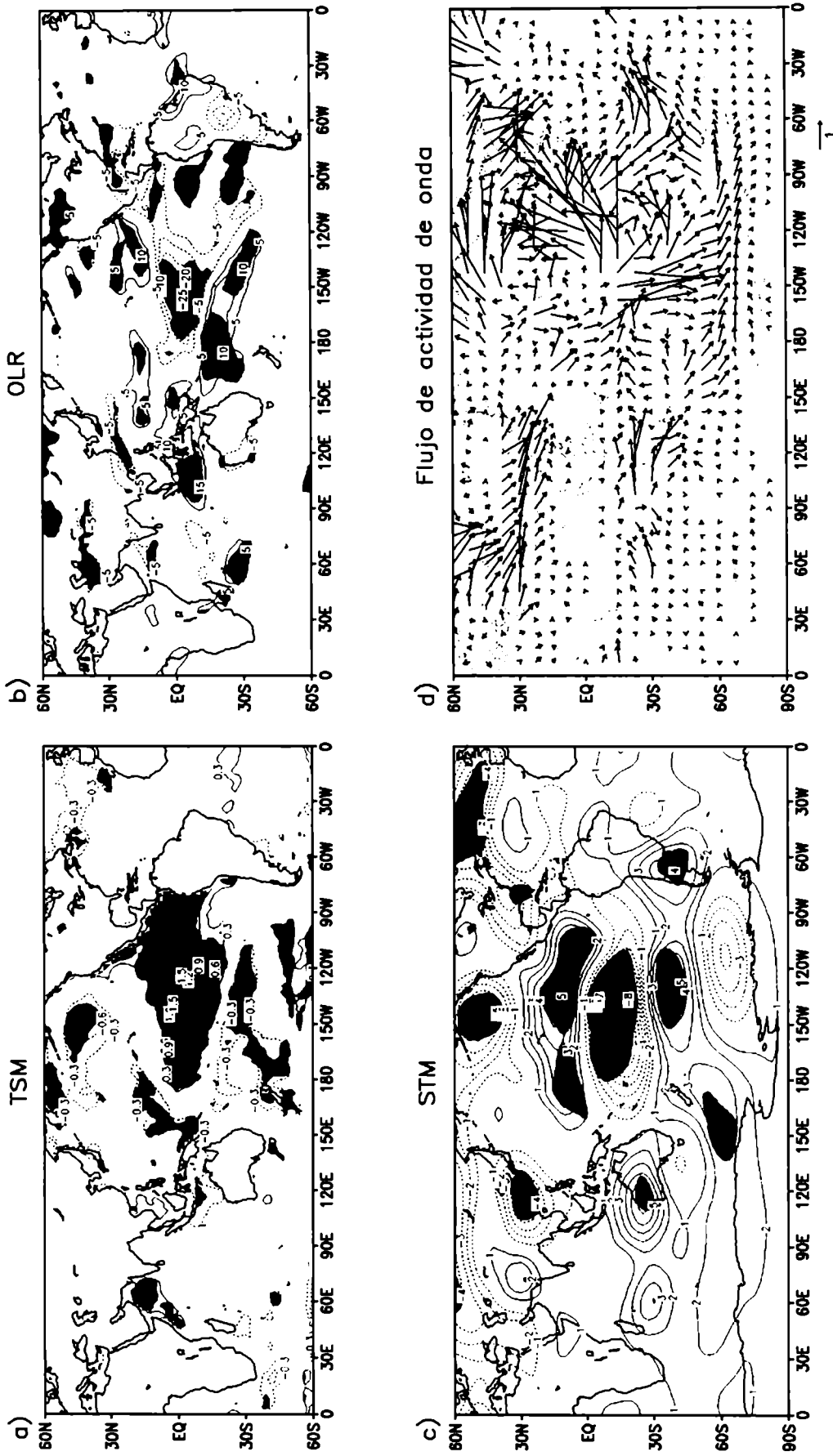


Figura 4.4: Como en Fig. 4.3 pero para el caso WC.

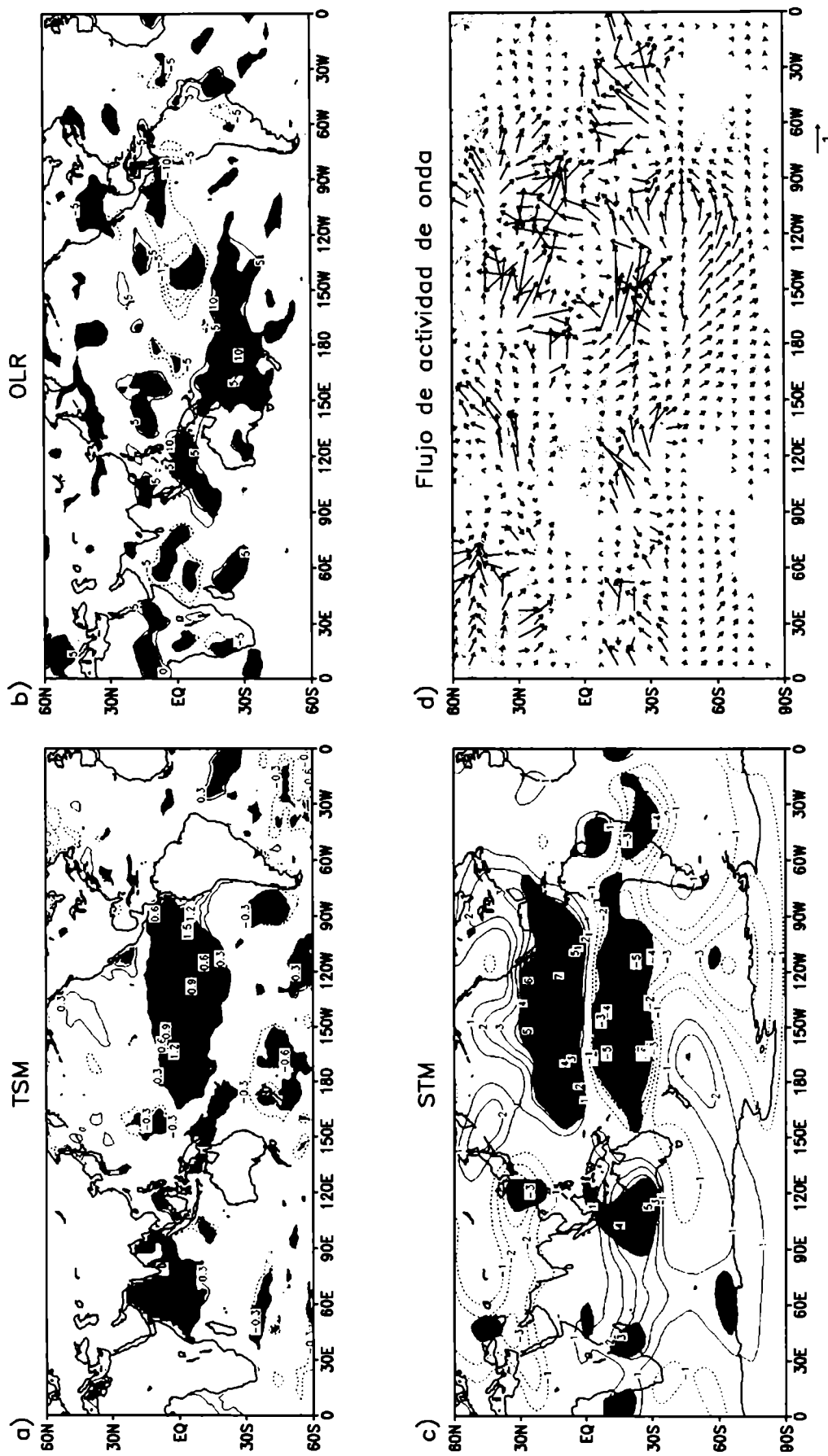


Figura 4.5: Como en Fig. 4.3 pero para el caso WW.

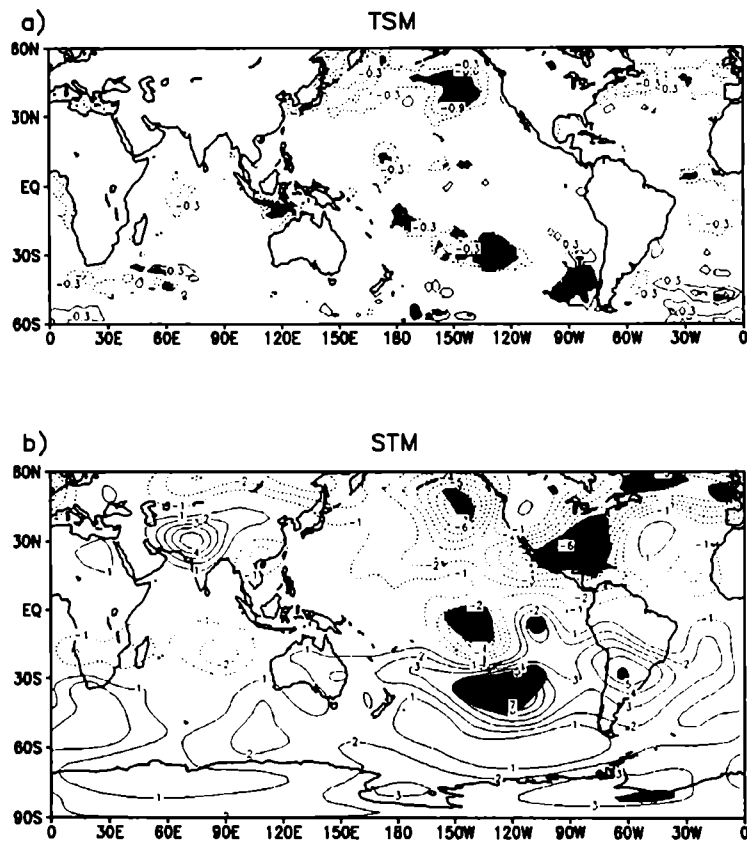


Figura 4.6: Composición WC menos WW. (a) TSM; (b) STM. El intervalo de contornos es (a) $0.3\text{ }^{\circ}\text{C}$; (b) $1.0 \times 10^6\text{ m}^2\text{ s}^{-1}$. Se omite el cero.

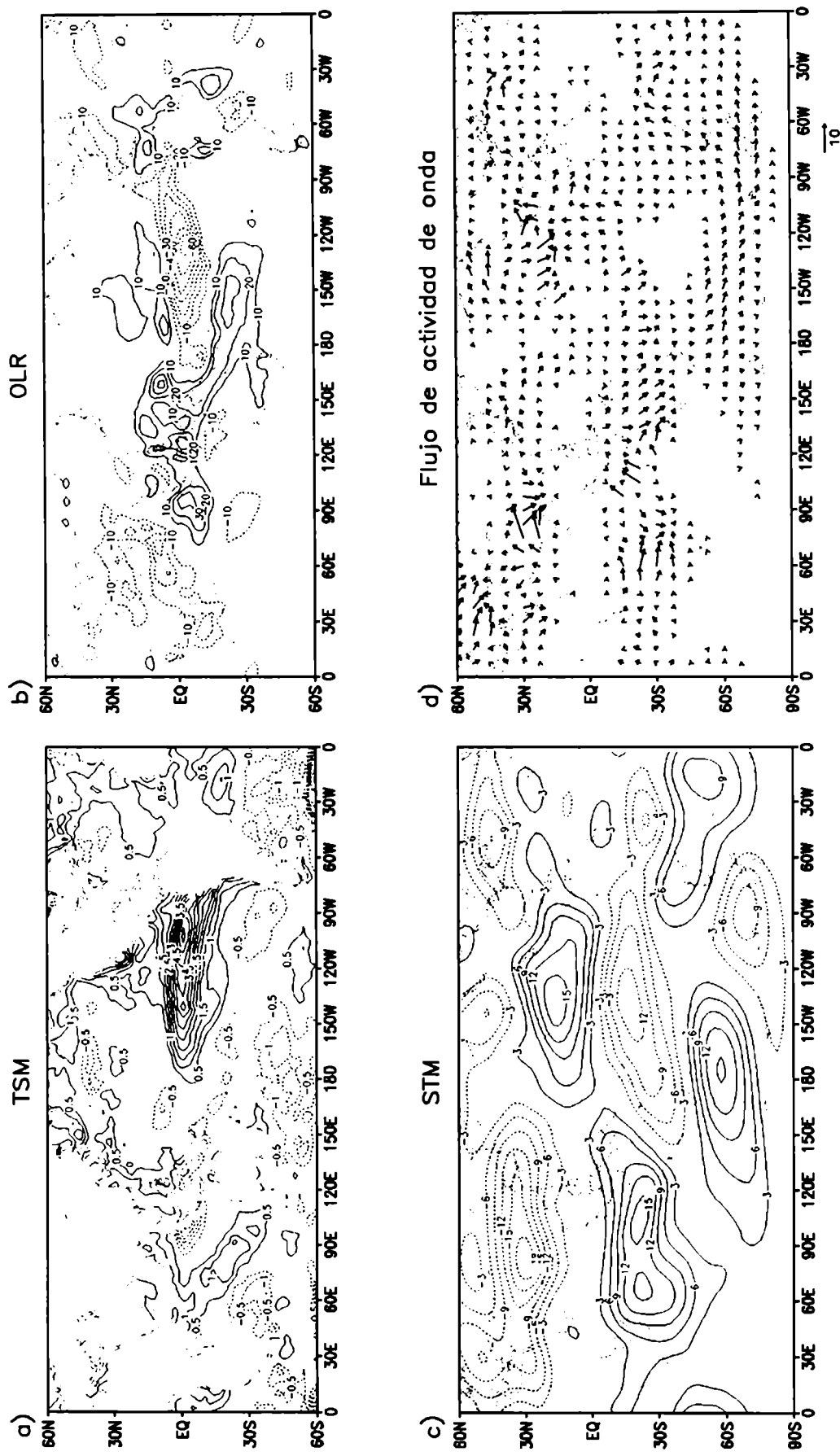


Figura 4.7: Diferencia EN de 1997 menos NEU. (a) TSM; (b) OLR; (c) STM; (d) Flujos de actividad de onda en el nivel $\sigma = 0.2$ (en el extremo inferior de la figura se muestra un vector de referencia de $10 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$). El intervalo de contornos es (a) 0.5°C , (b) 10 W m^{-2} y (c) $3.0 \times 10^6 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$. Se omite el cero.

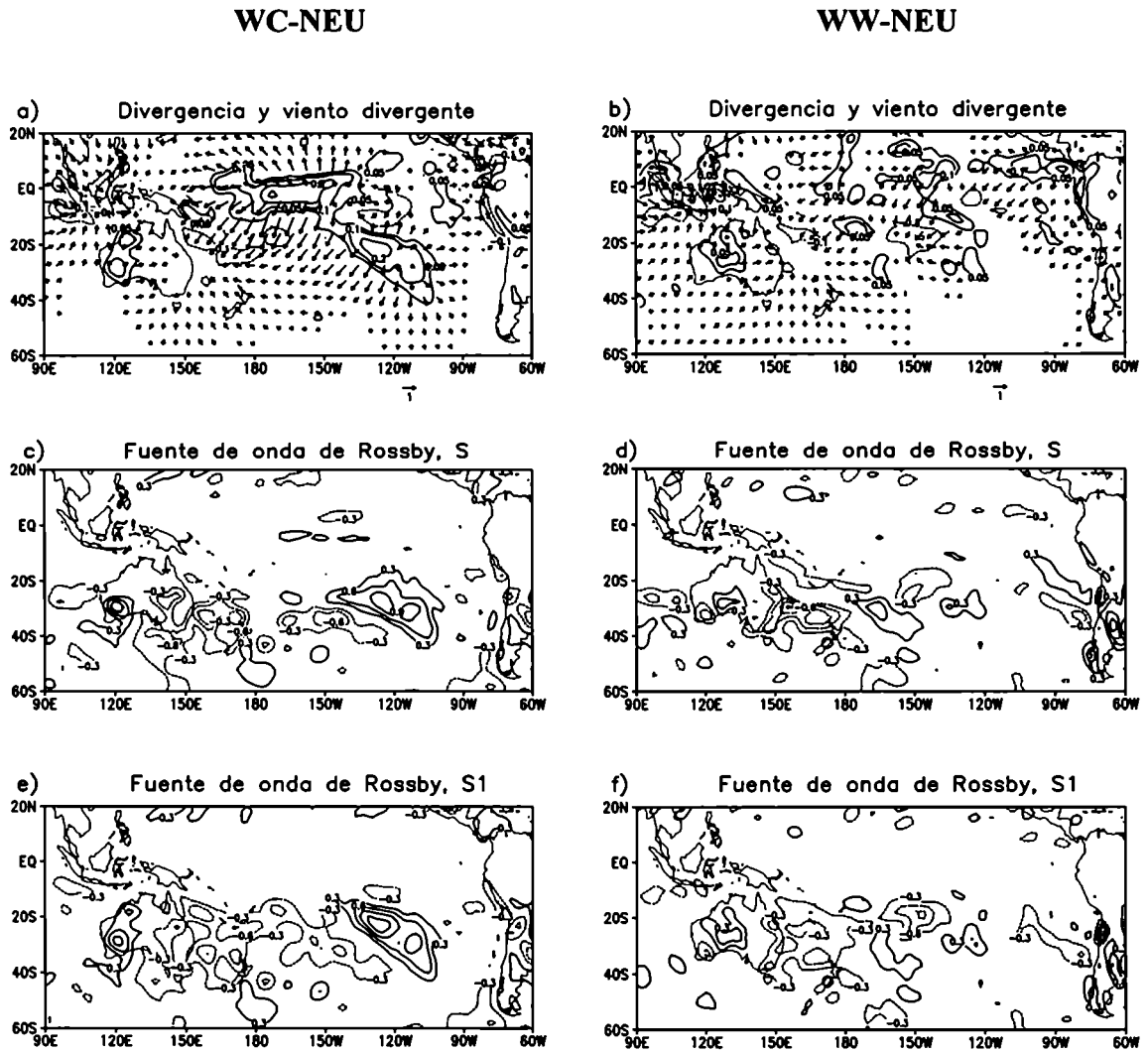


Figura 4.8: Campos de anomalía computados en el nivel $\sigma = 0.2$ para las diferencias WC menos NEU (izquierda) y WW menos NEU (derecha). (a) y (b) Divergencia y viento divergente; (c) y (d) fuente de onda de Rossby; (e) y (f) the planetary vorticity-divergence term. El intervalo de contornos es (a) y (b) $0.1 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ (se incluyen las líneas de $\pm 0.05 \text{ s}^{-1}$); (c), (d), (e) y (f) $0.3 \times 10^{10} \text{ s}^{-2}$. En todos los casos se omite el cero.

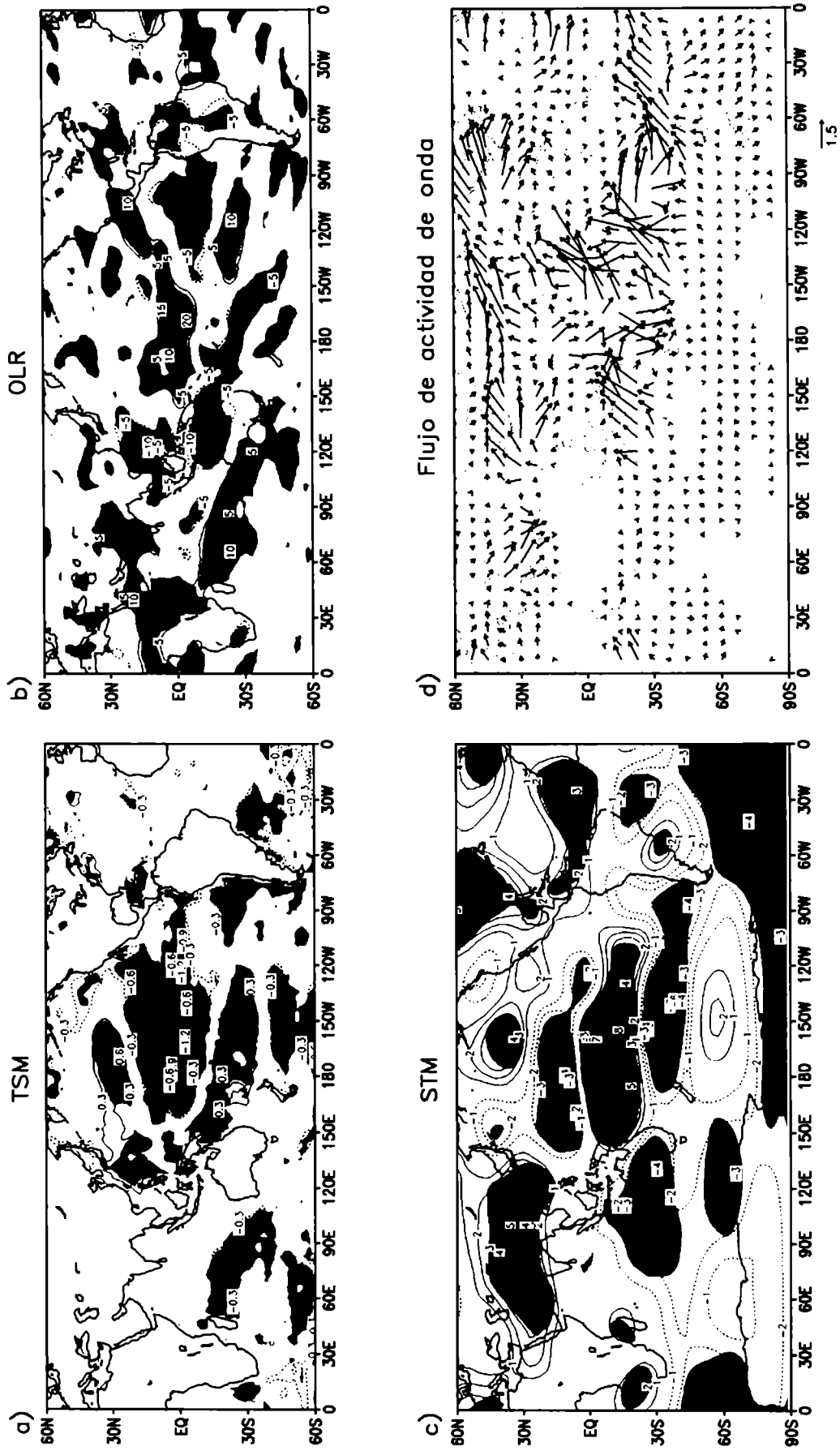


Figura 4.9: Como en Fig. 4.3 pero para el caso LN (el vector de referencia de los flujos de actividad de onda es de $1.5 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$).

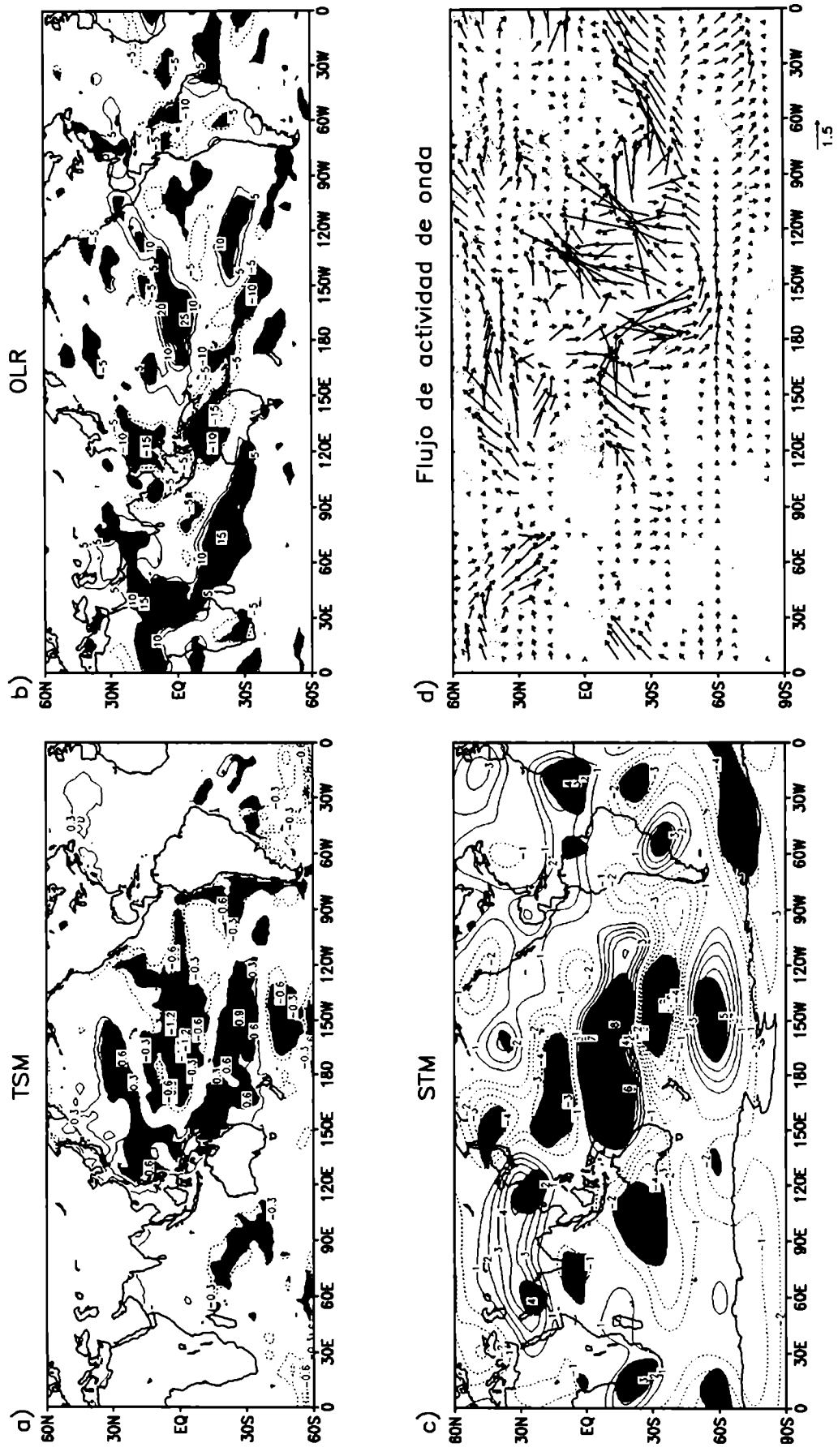


Figura 4.10: Como en Fig. 4.3 pero para el caso CW (el vector de referencia de los flujos de actividad de onda es de $1.5 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$).

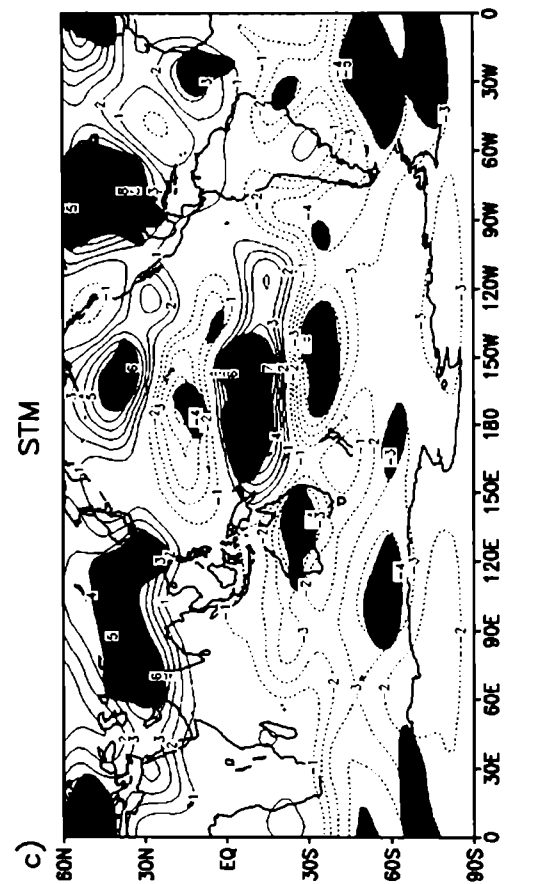
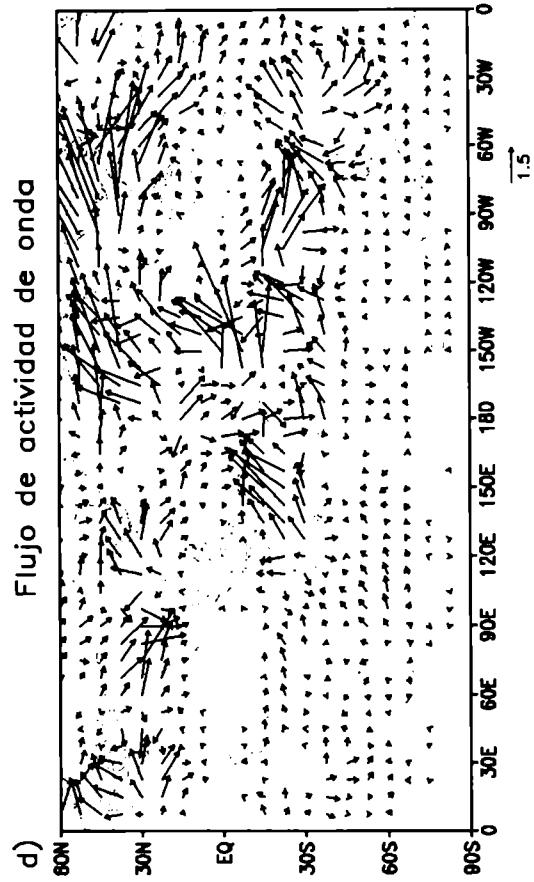
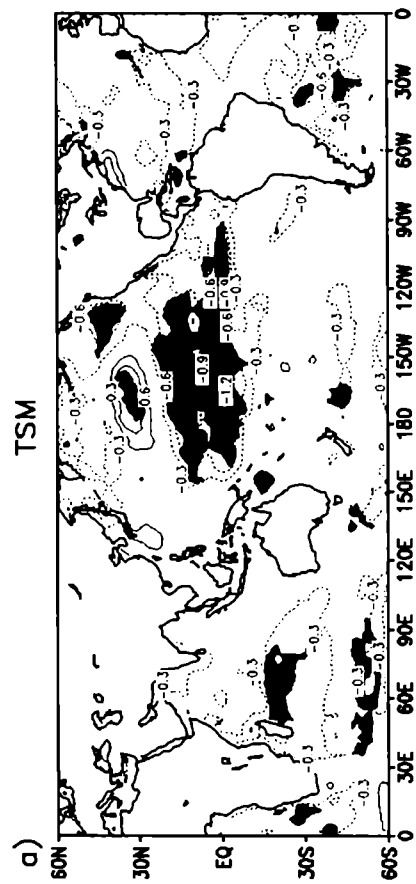
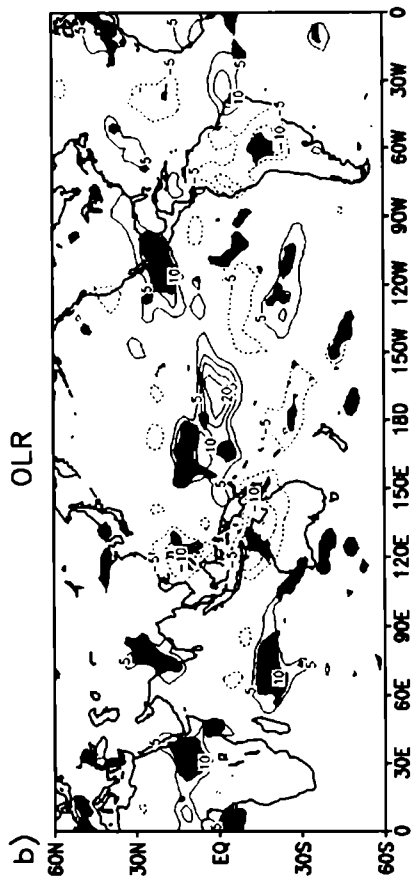


Figura 4.11: Como en Fig. 4.3 pero para el caso CC (el vector de referencia de los flujos de actividad de onda es de $1.5 m s^{-2}$).

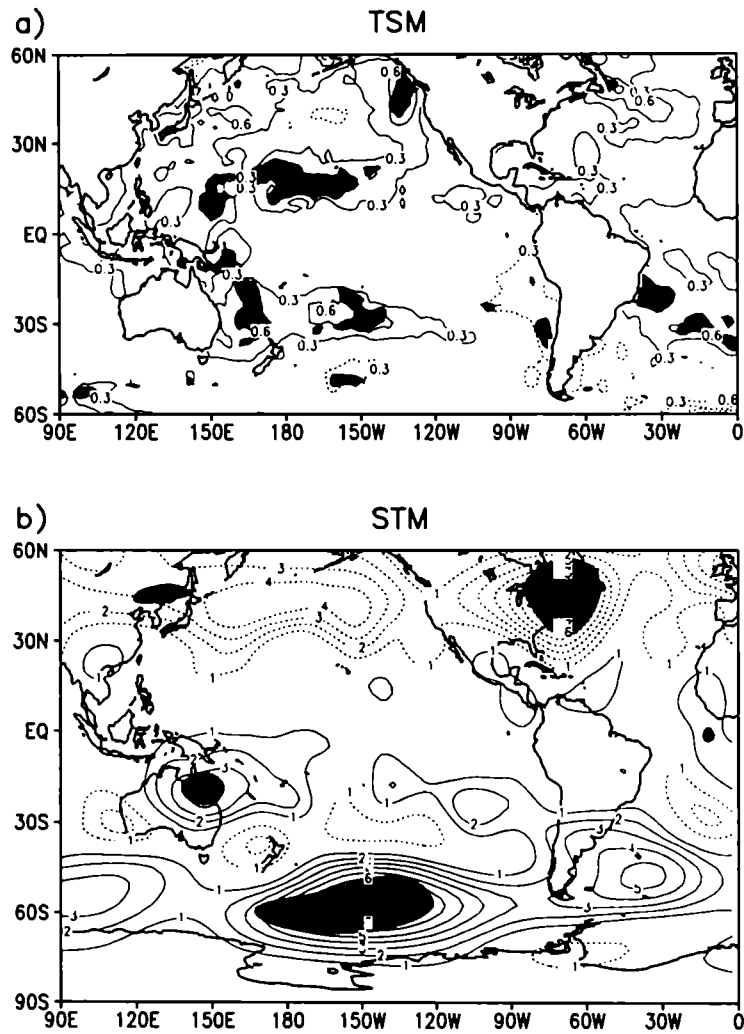


Figura 4.12: Composición CW menos CC. (a) TSM; (b) STM. El intervalo de contornos es (a) $0.3\text{ }^{\circ}\text{C}$; (b) $1.0 \times 10^6\text{ m}^2\text{ s}^{-1}$. Se omite el cero.

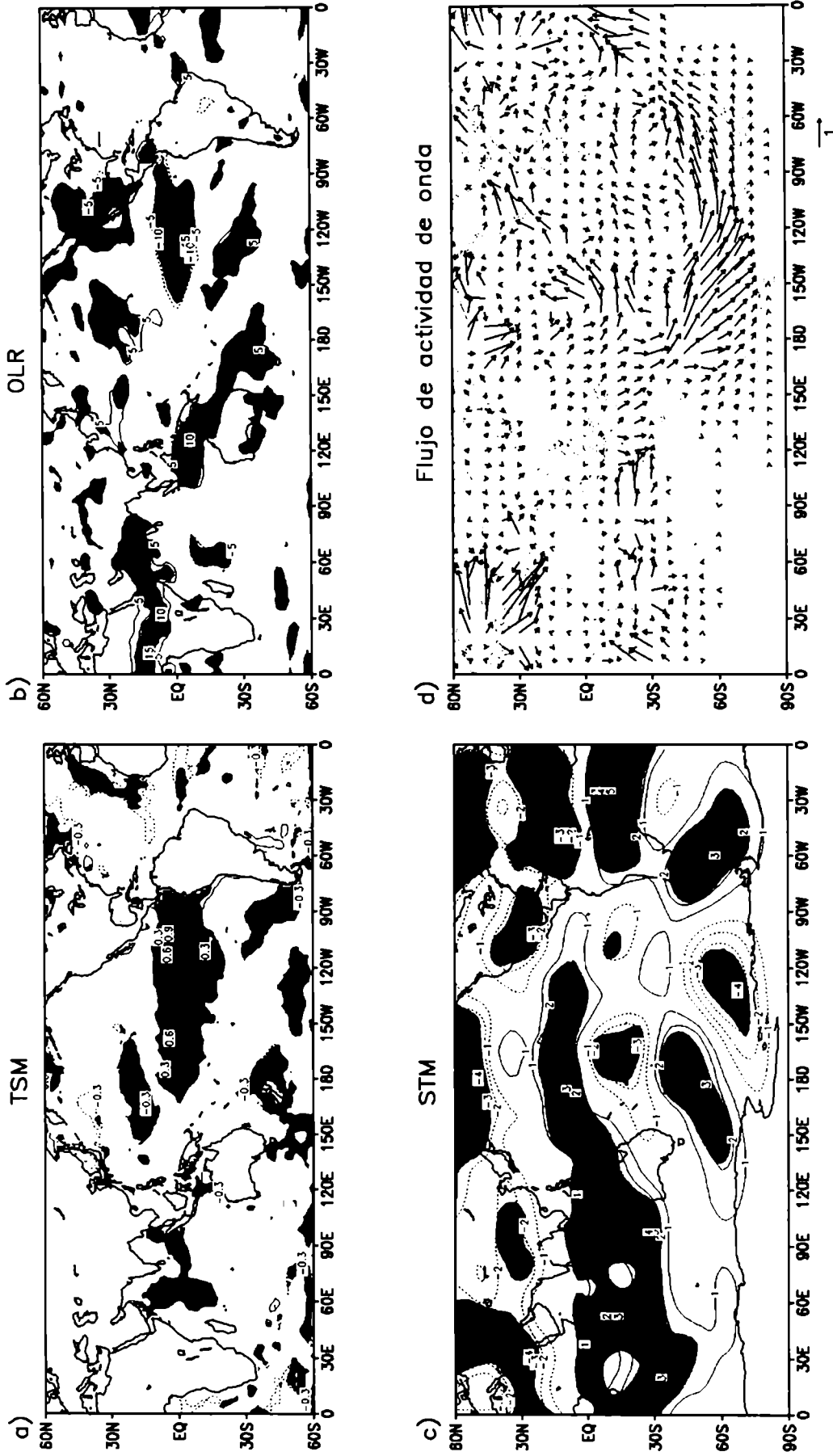


Figura 4.13a: Como en Fig. 4.3 pero para el trimestre mayo-junio-julio (MJJ).

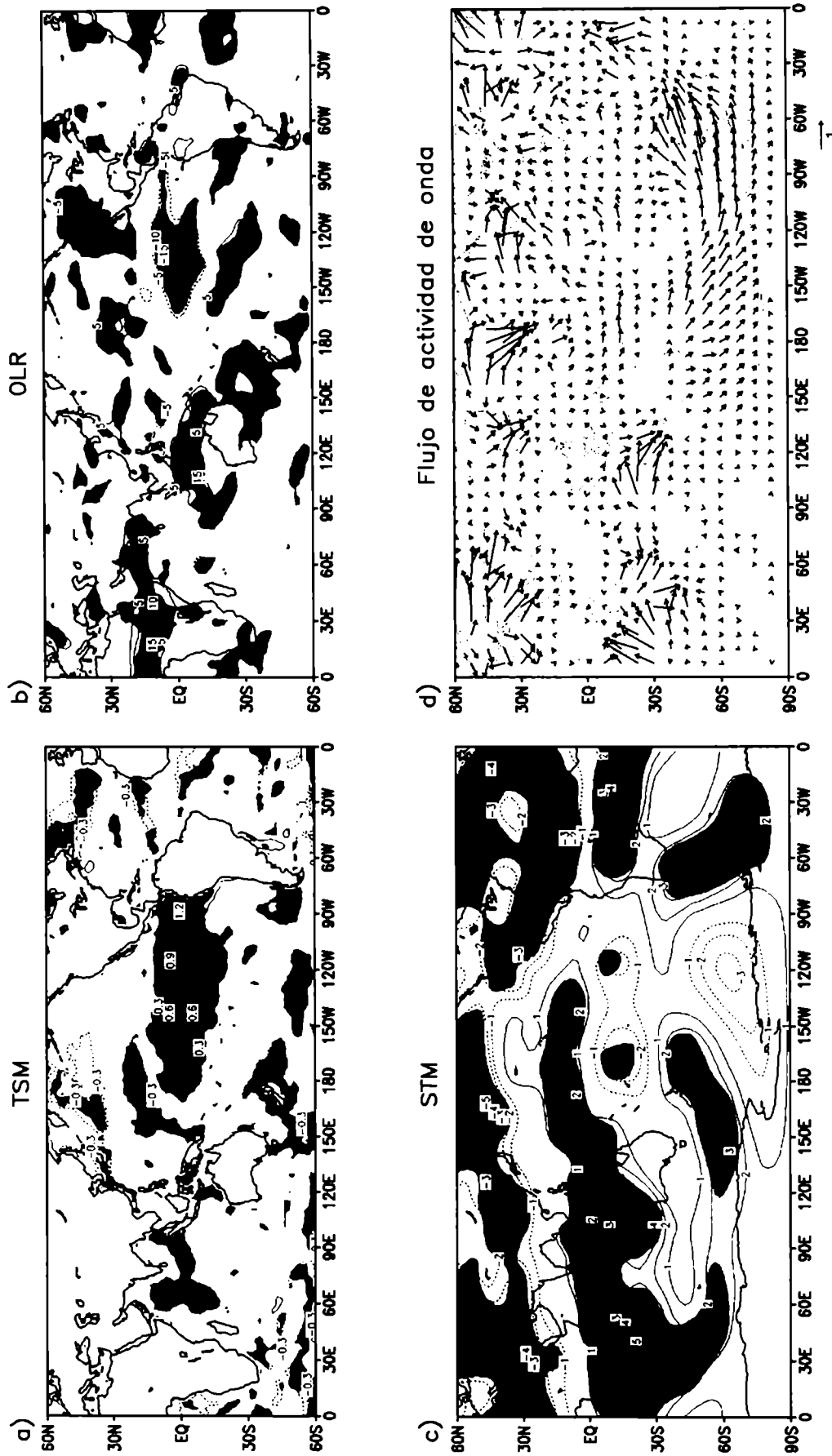


Figura 4.13b: Como en Fig. 4.3 pero para el trimestre junio-julio-agosto (JJA).

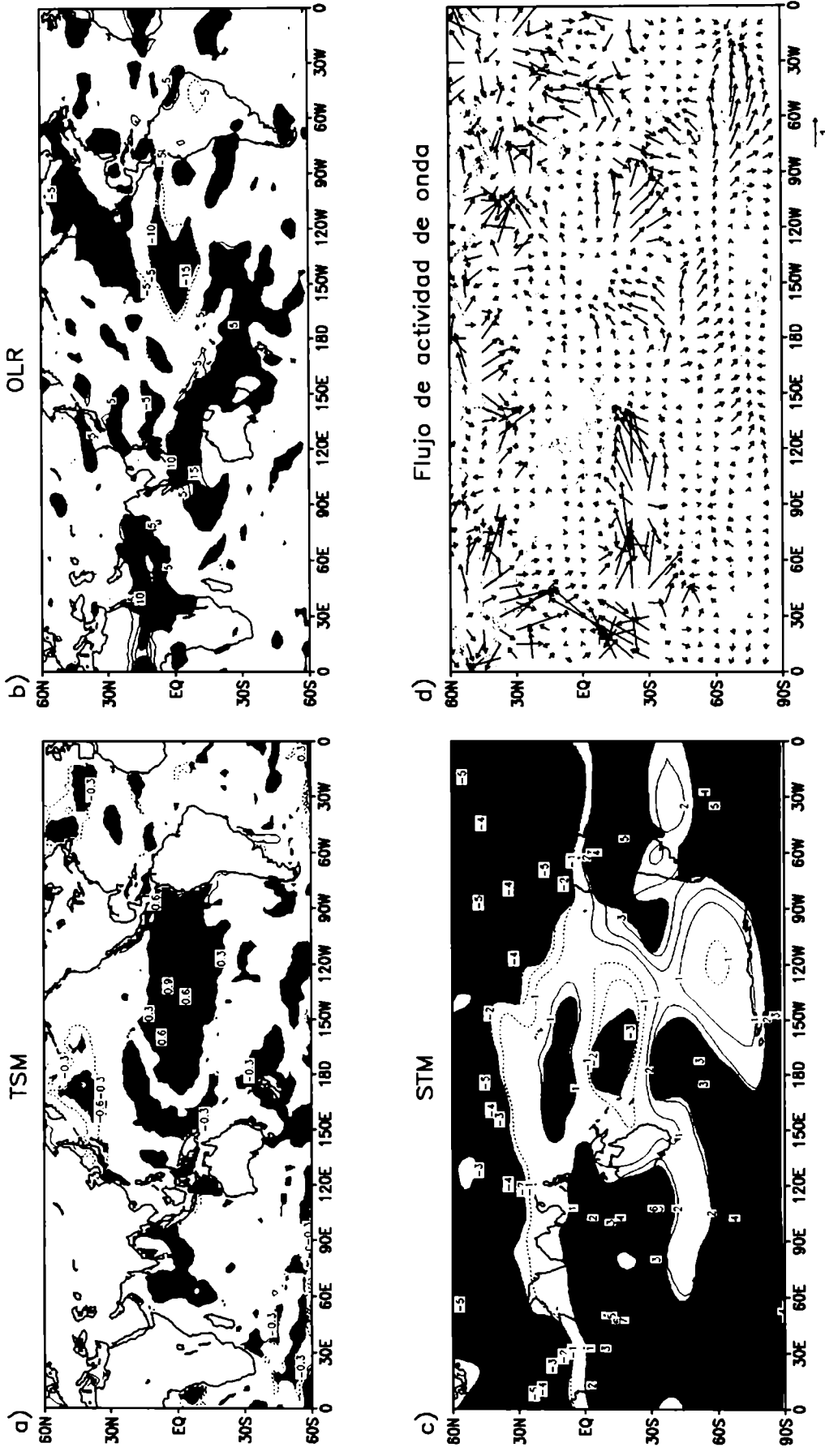


Figura 4.13c: Como en Fig. 4.3 pero para el trimestre julio-agosto-setiembre (JAS).

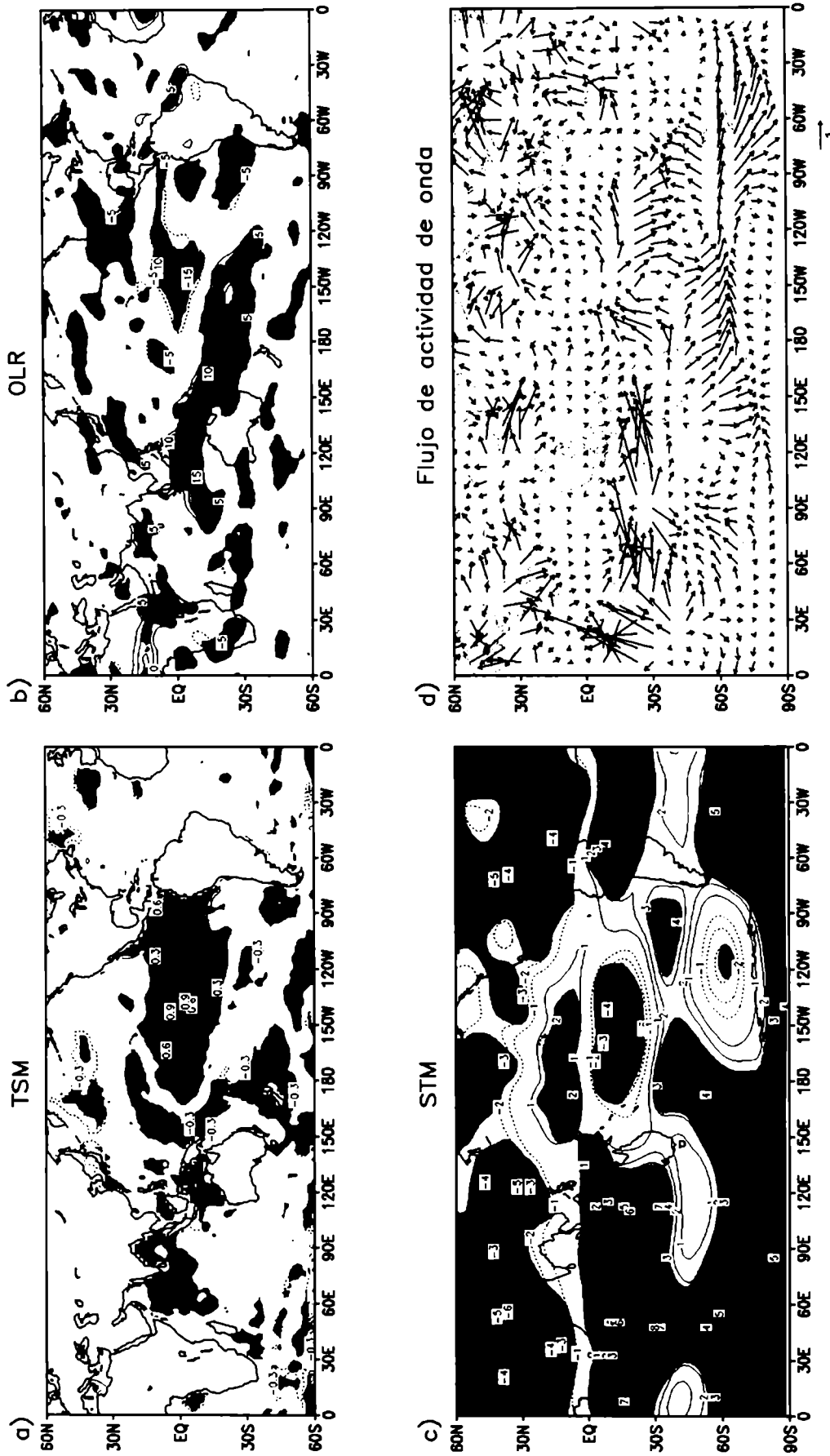


Figura 4.13d: Como en Fig. 4.3 pero para el trimestre agosto-setiembre-octubre (ASO).

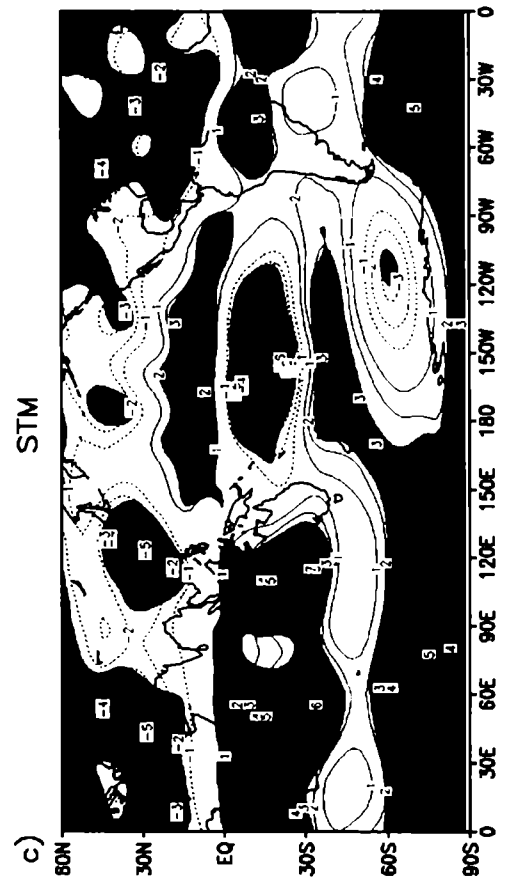
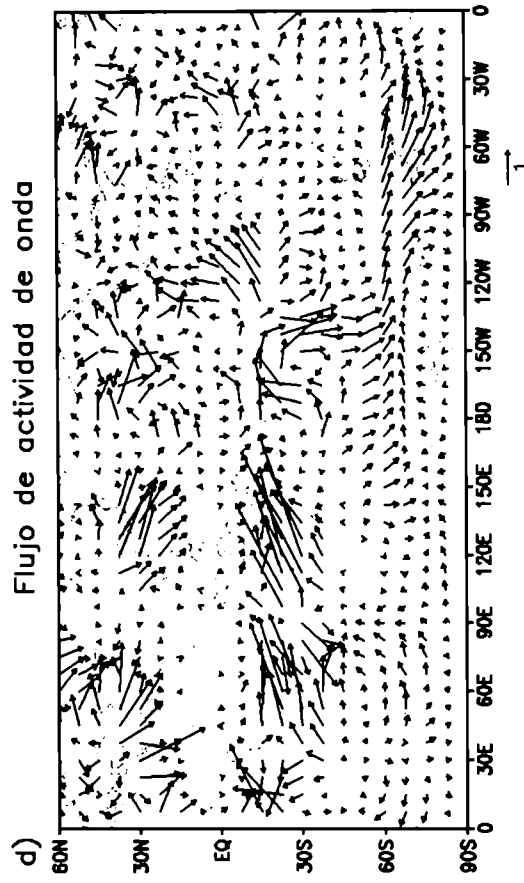
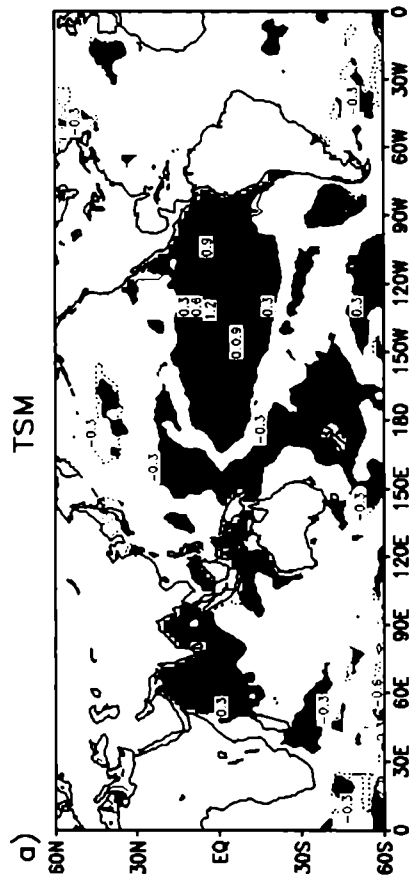
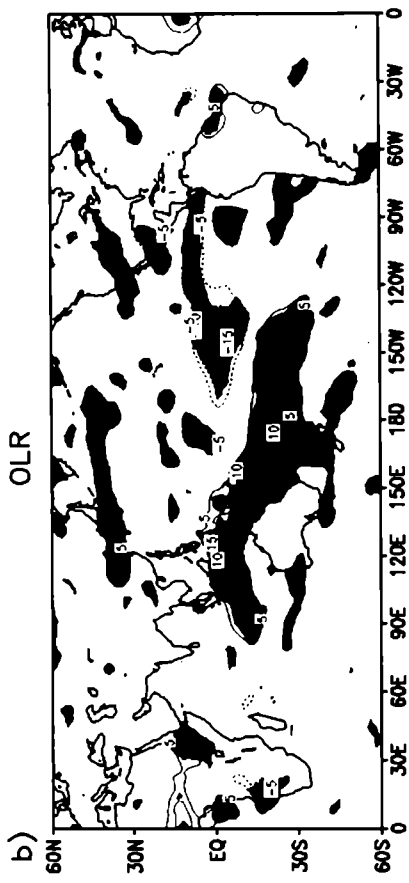


Figura 4.13e: Como en Fig. 4.3 pero para el trimestre setiembre-octubre-noviembre (SON).

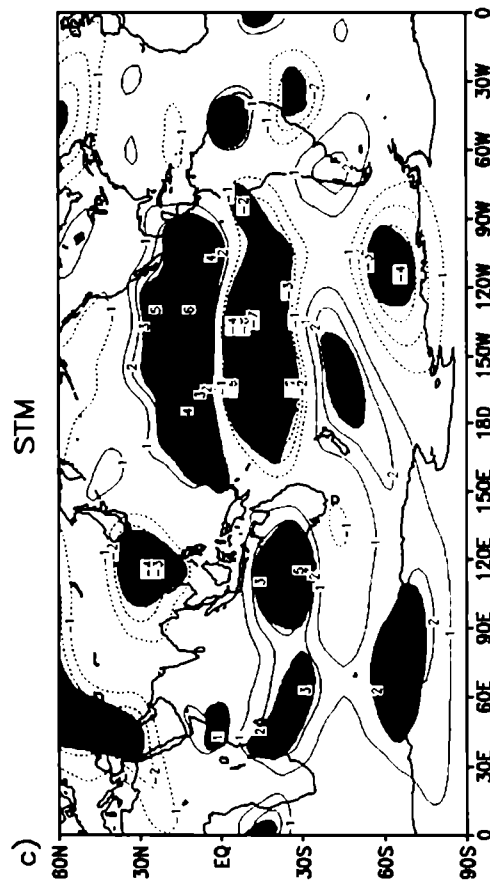
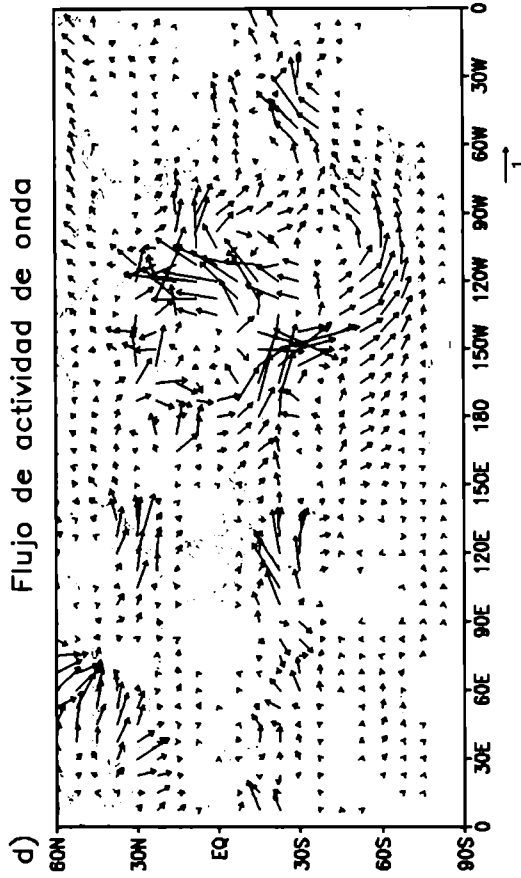
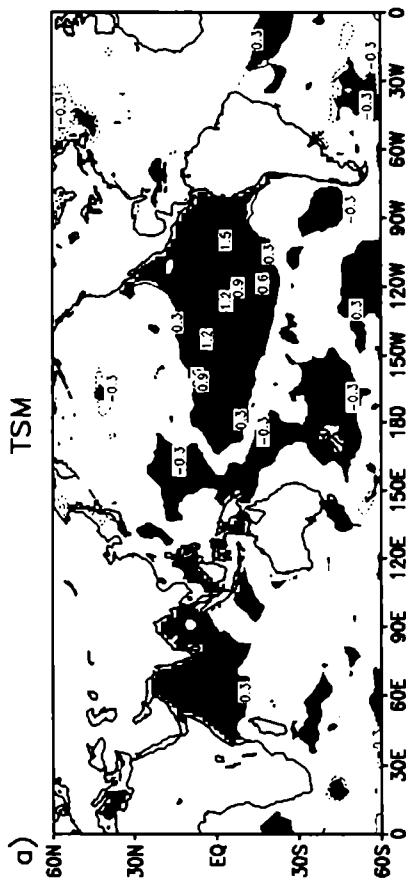
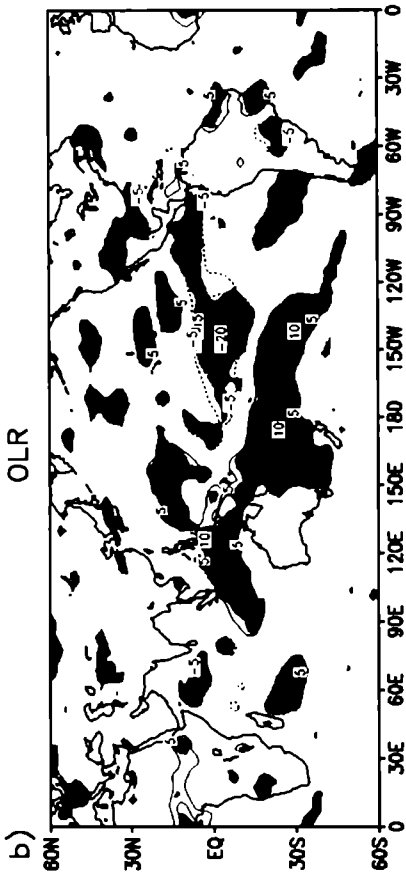


Figura 4.13f: Como en Fig. 4.3 pero para el trimestre octubre-noviembre-diciembre (OND).

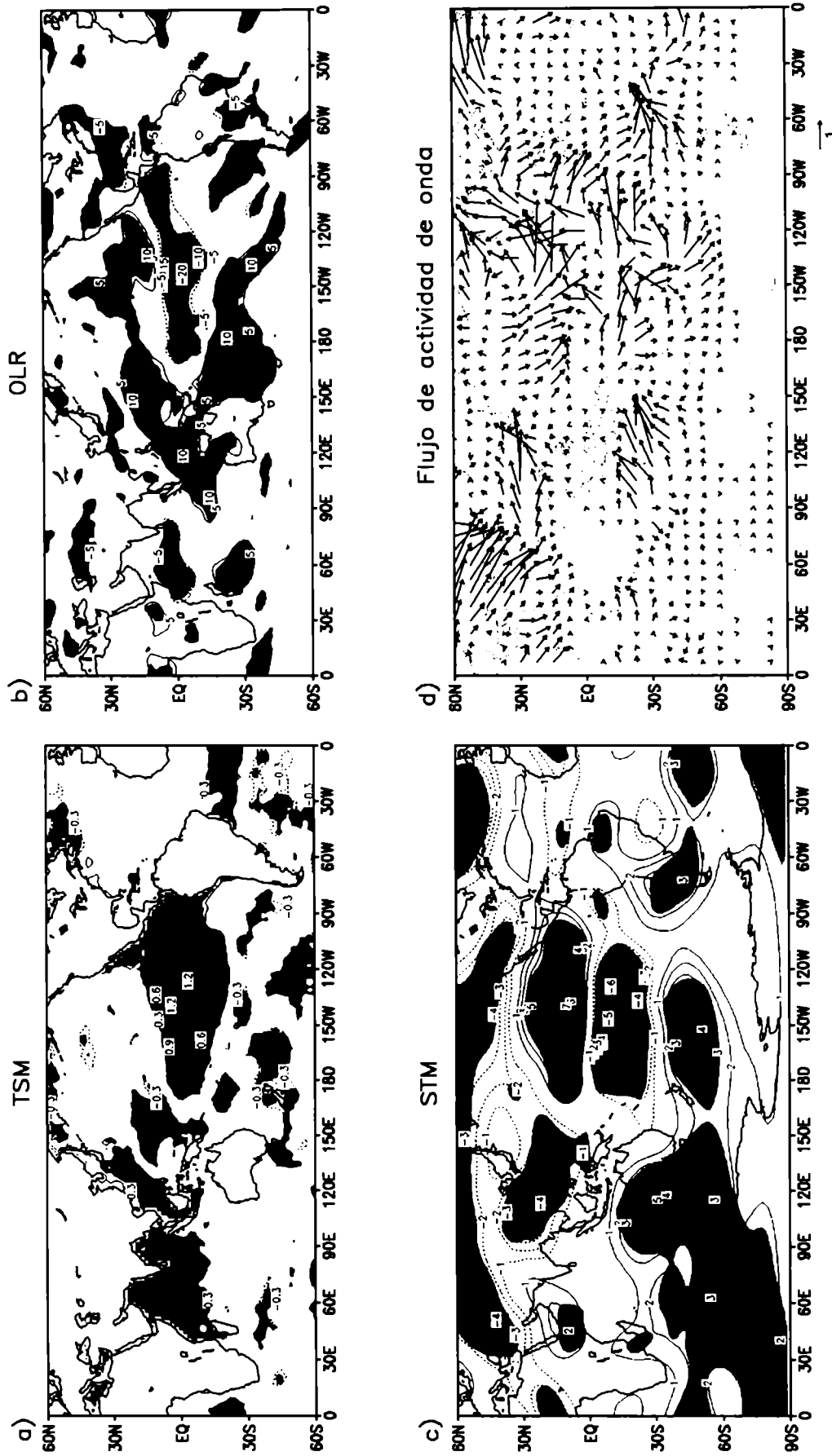


Figura 4.13g: Como en Fig. 4.3 pero para el trimestre noviembre-diciembre-enero (NDE).

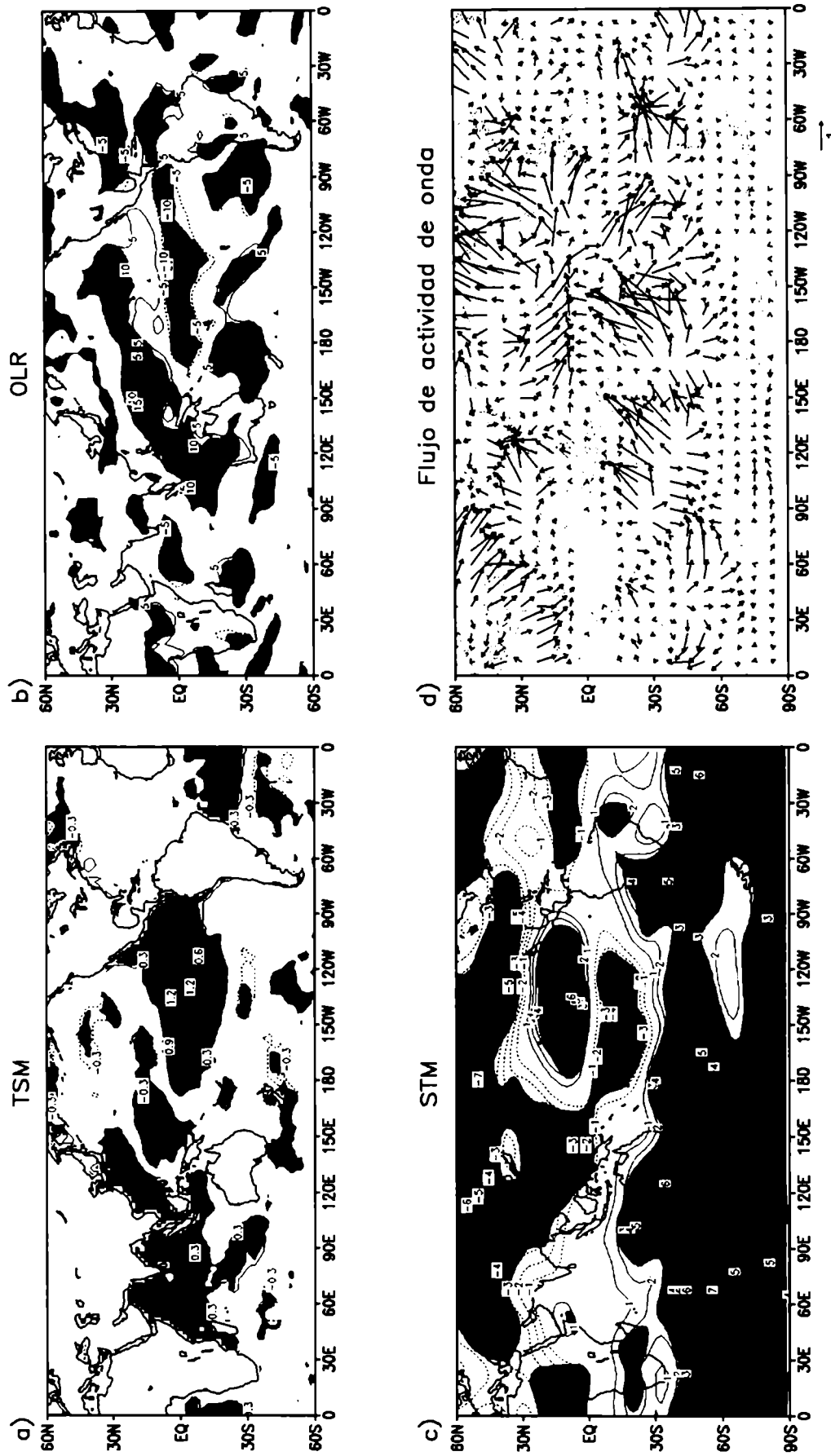


Figura 4.13h: Como en Fig. 4.3 pero para el trimestre diciembre-enero-febrero (DEF).

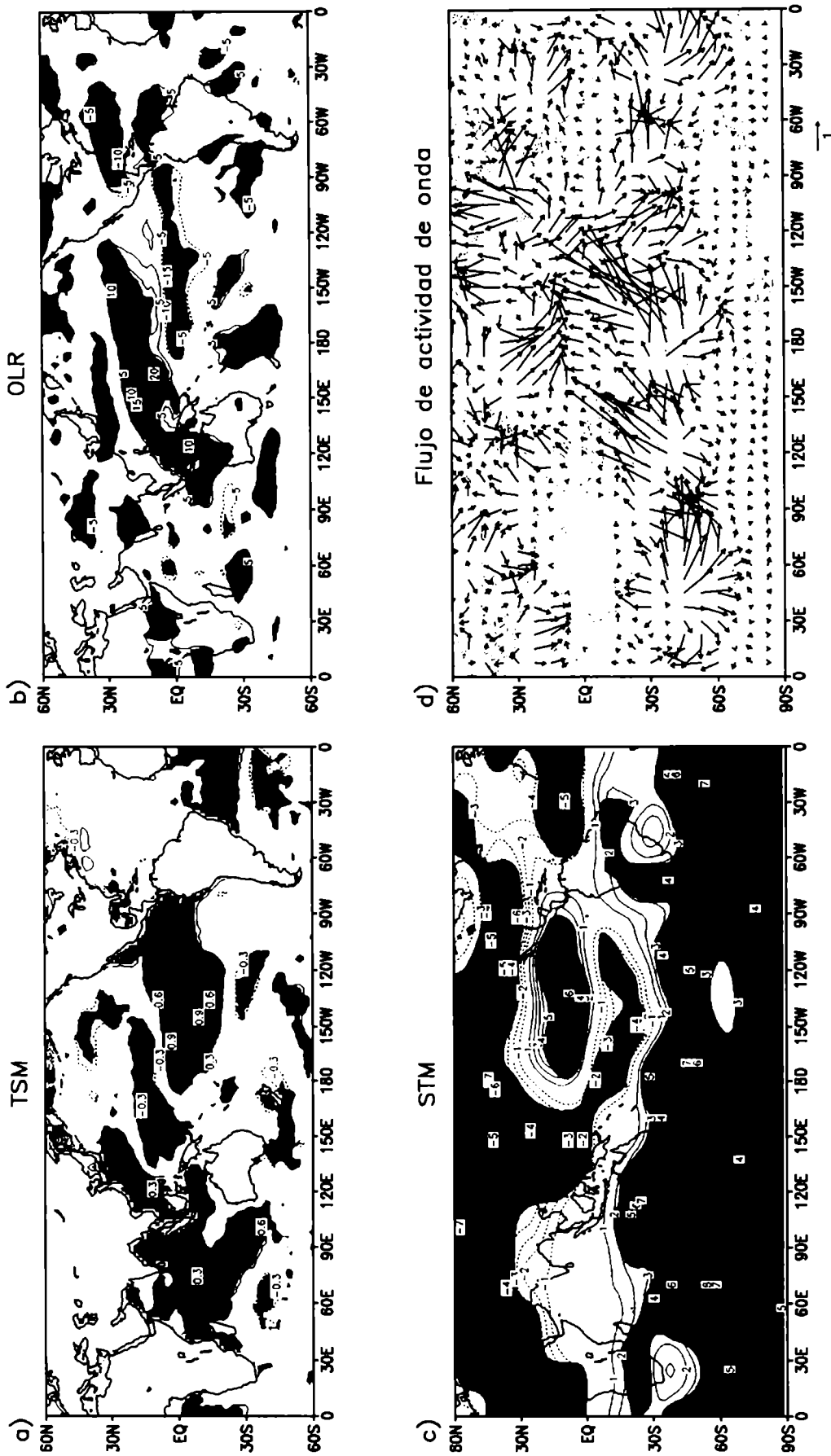


Figura 4.13i: Como en Fig. 4.3 pero para el trimestre enero-febrero-marzo (EFM).

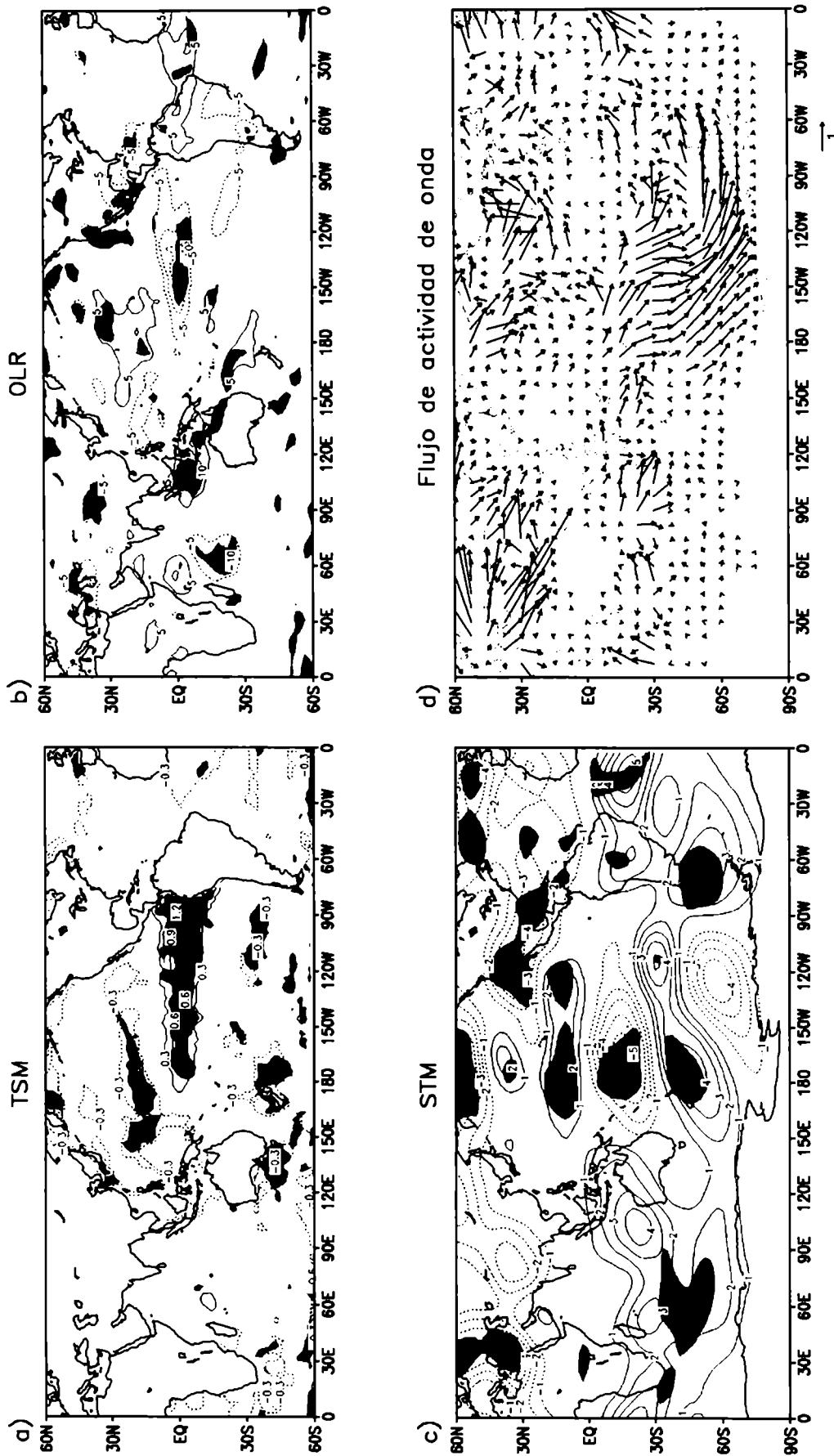


Figura 4.14a: Composición WC menos NEU para el trimestre MJJ. (a) TSM; (b) OLR; (c) STM; (d) Flujos de actividad de onda en el nivel $\sigma = 0.2$ (en el extremo inferior de la figura se muestra un vector de referencia de $1 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$). El intervalo de contornos es (a) $0.3 \text{ }^\circ\text{C}$, (b) 5 W m^{-2} y (c) $1.0 \times 10^6 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$. Se omite el cero.

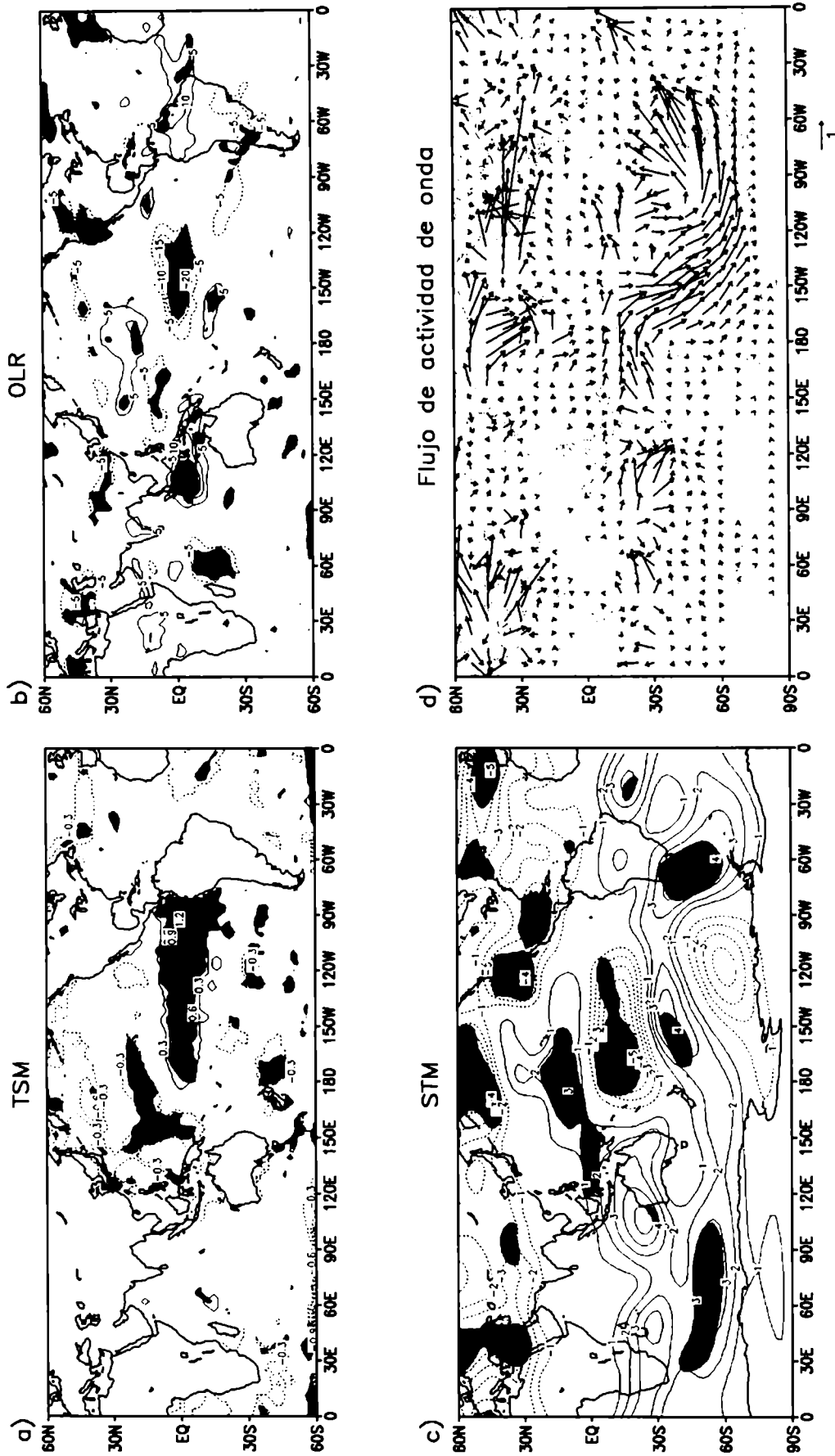


Figura 4.14b: Como en Fig. 4.14a pero para el trimestre JJA.

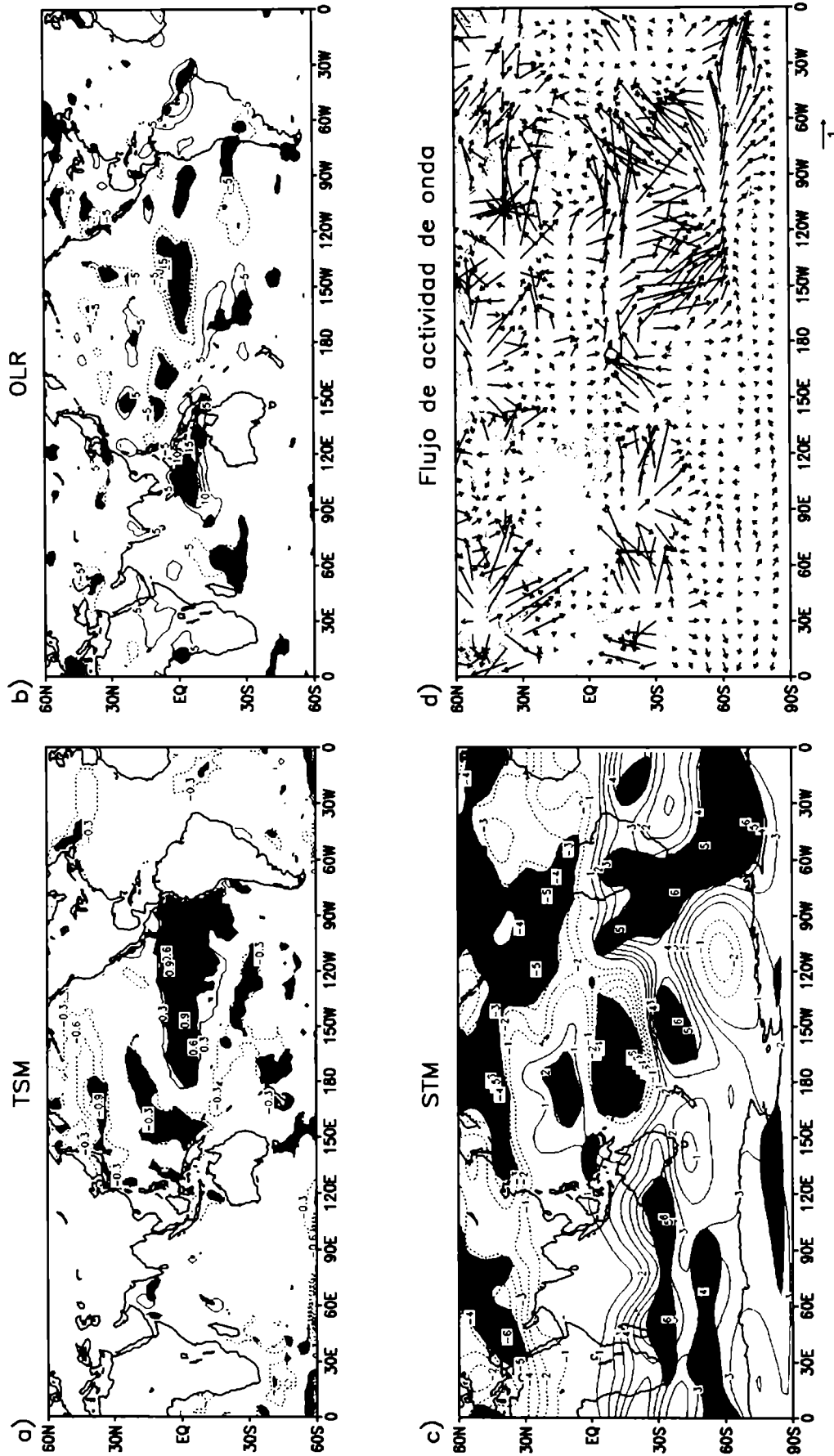


Figura 4.14c: Como en Fig. 4.14a pero para el trimestre JAS.

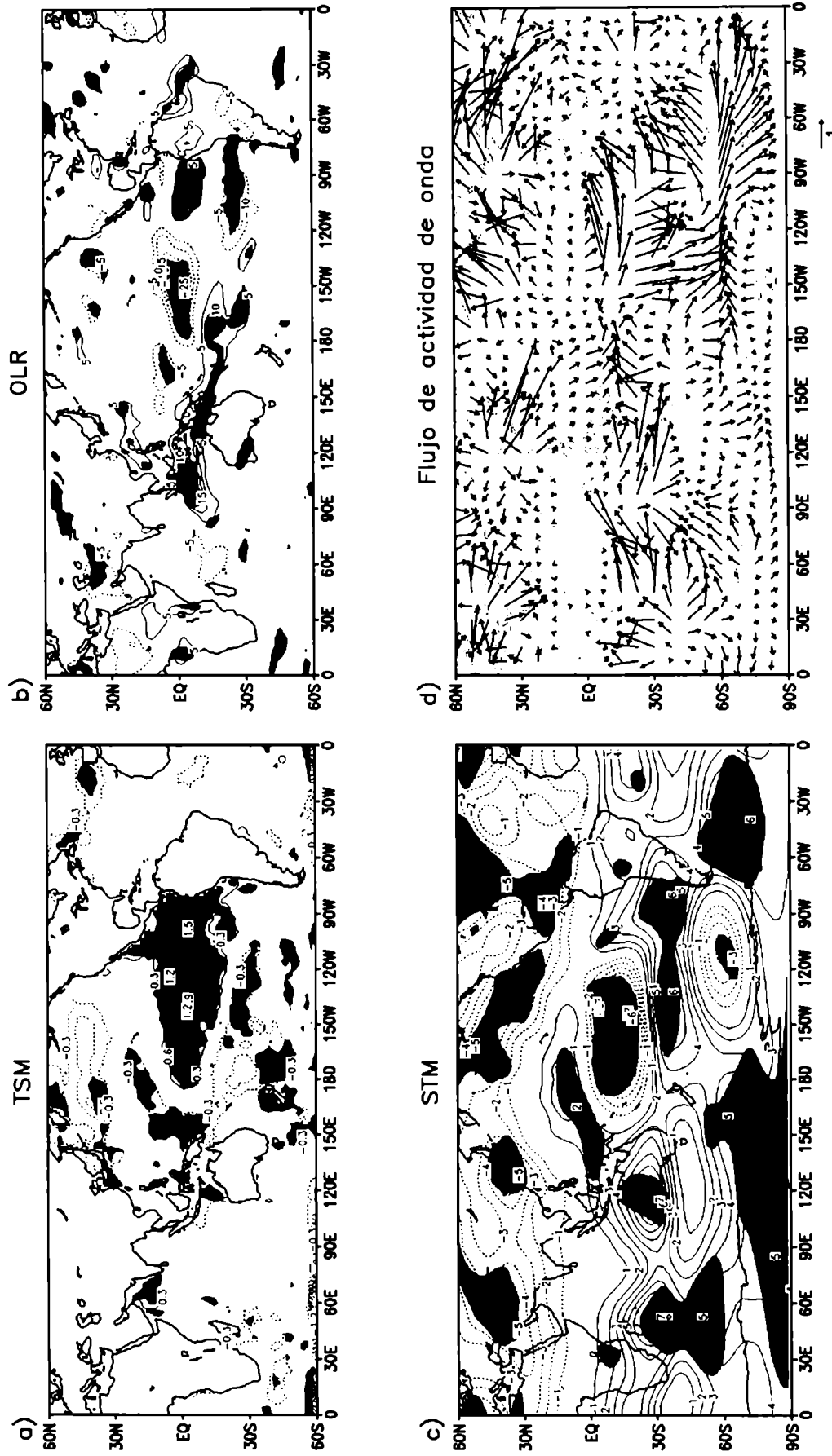


Figura 4.14d: Como en Fig. 4.14a pero para el trimestre ASO.

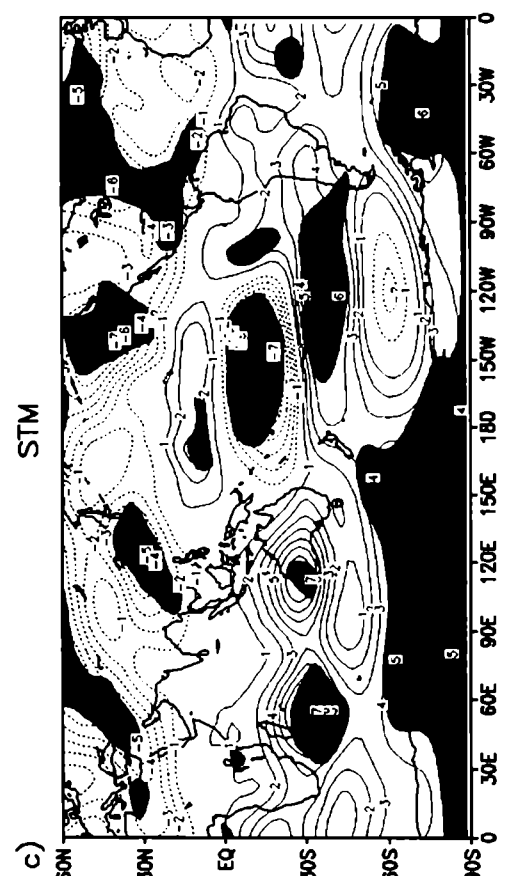
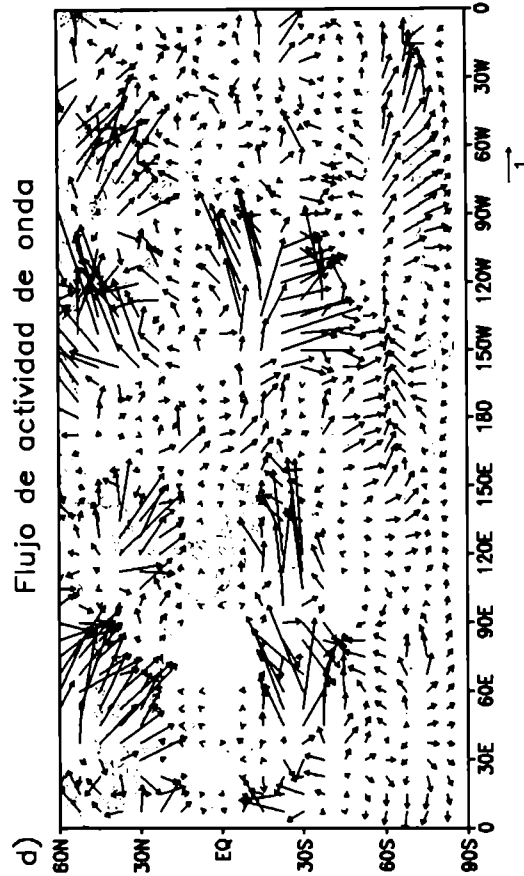
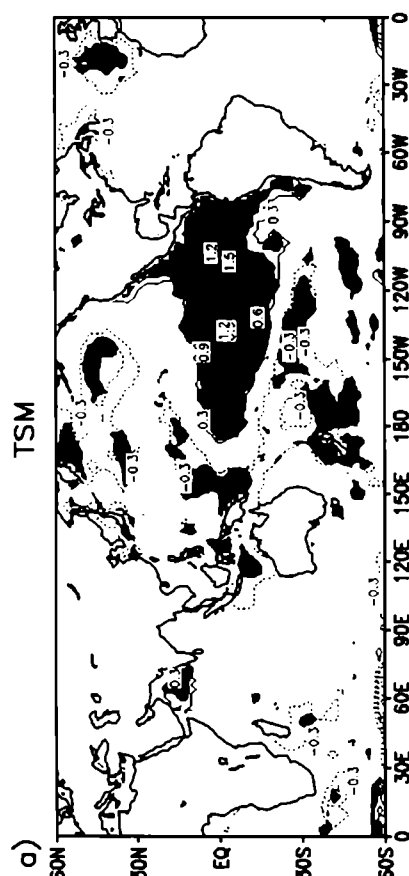
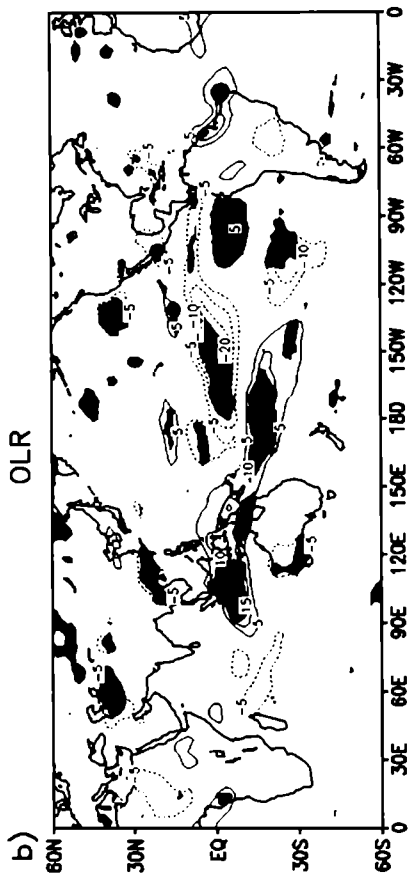


Figura 4.14e: Como en Fig. 4.14a pero para el trimestre SON.

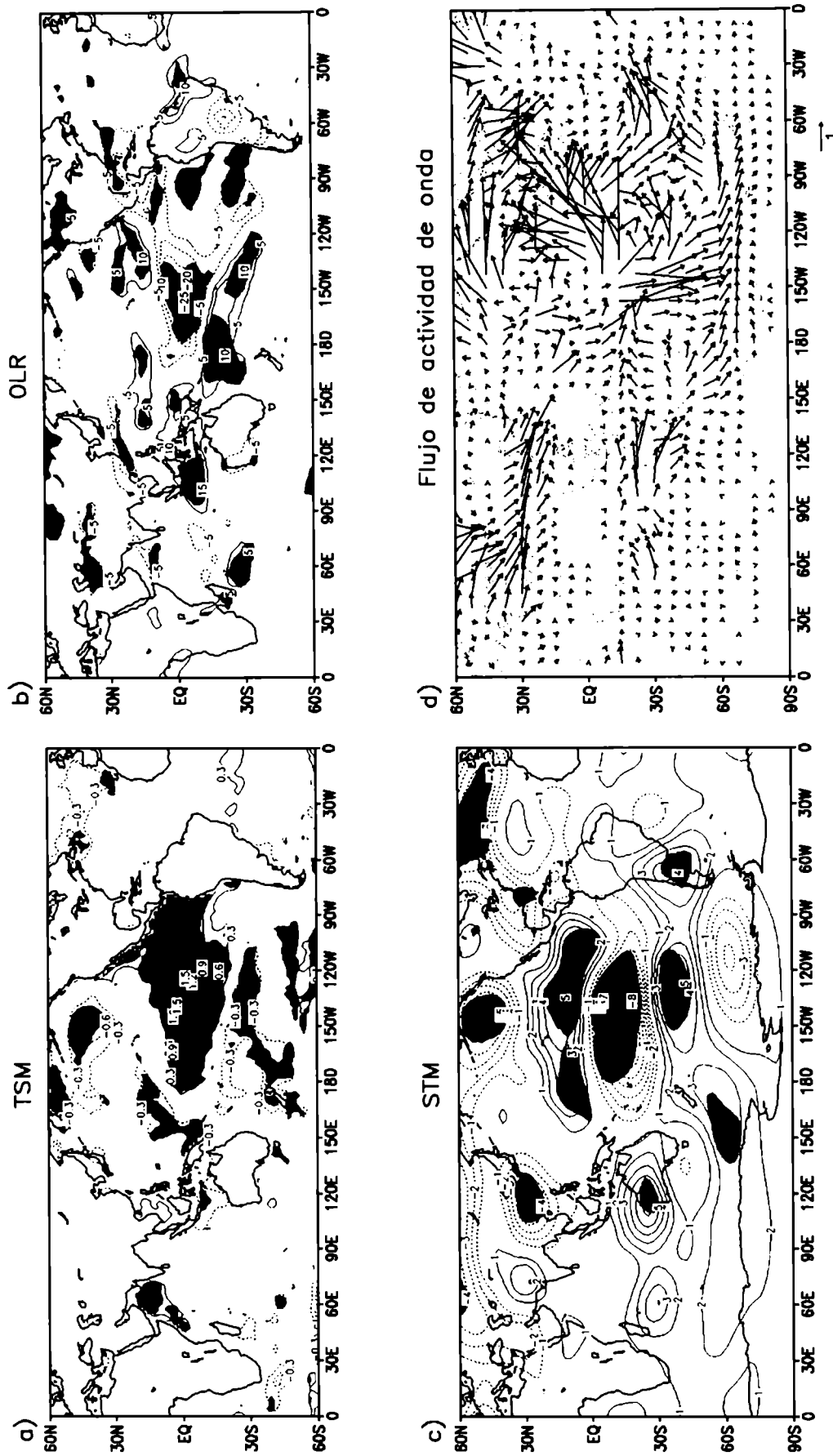


Figura 4.14f: Como en Fig. 4.14a pero para el trimestre OND.

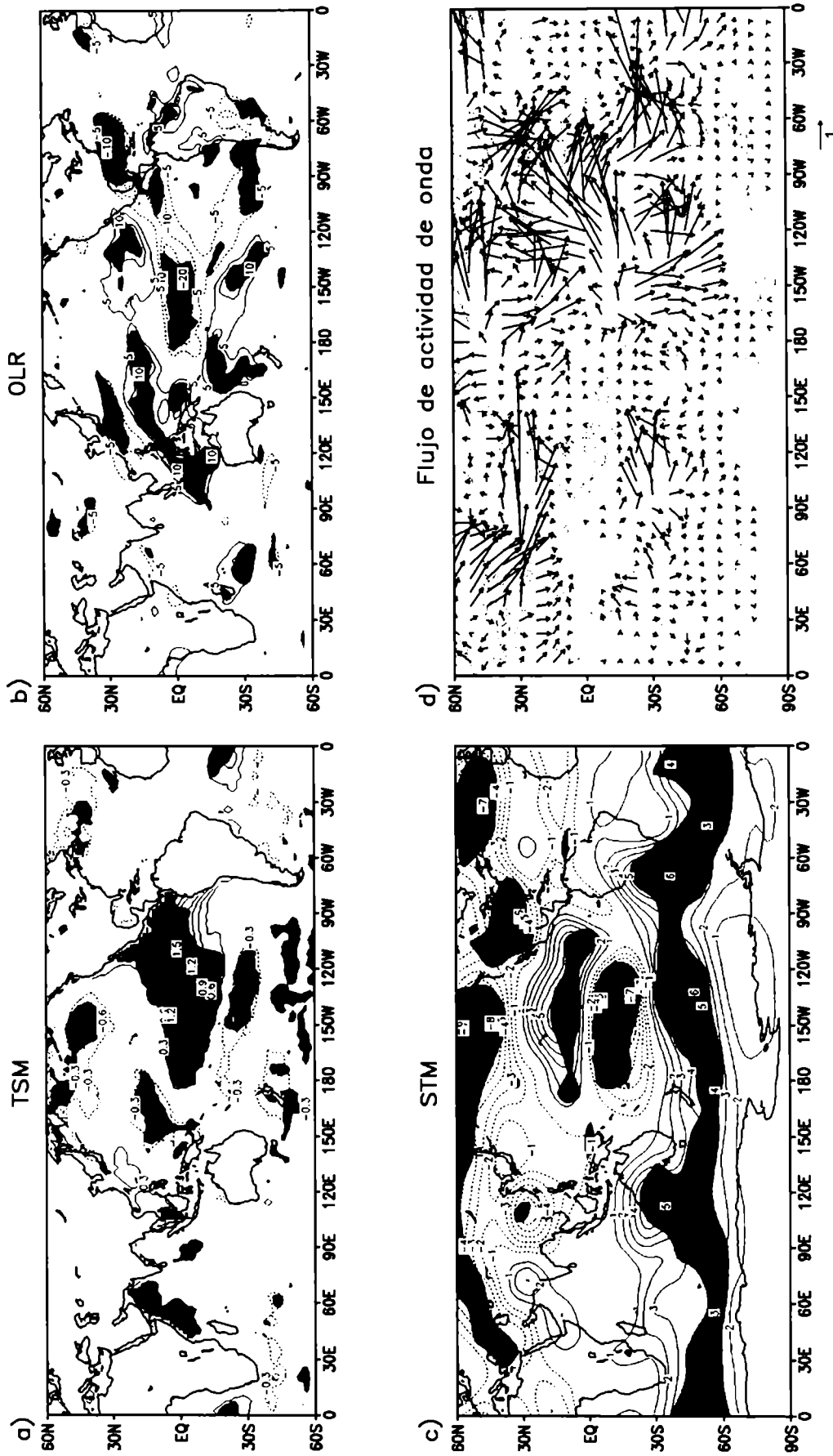


Figura 4.14g: Como en Fig. 4.14a pero para el trimestre NDE.

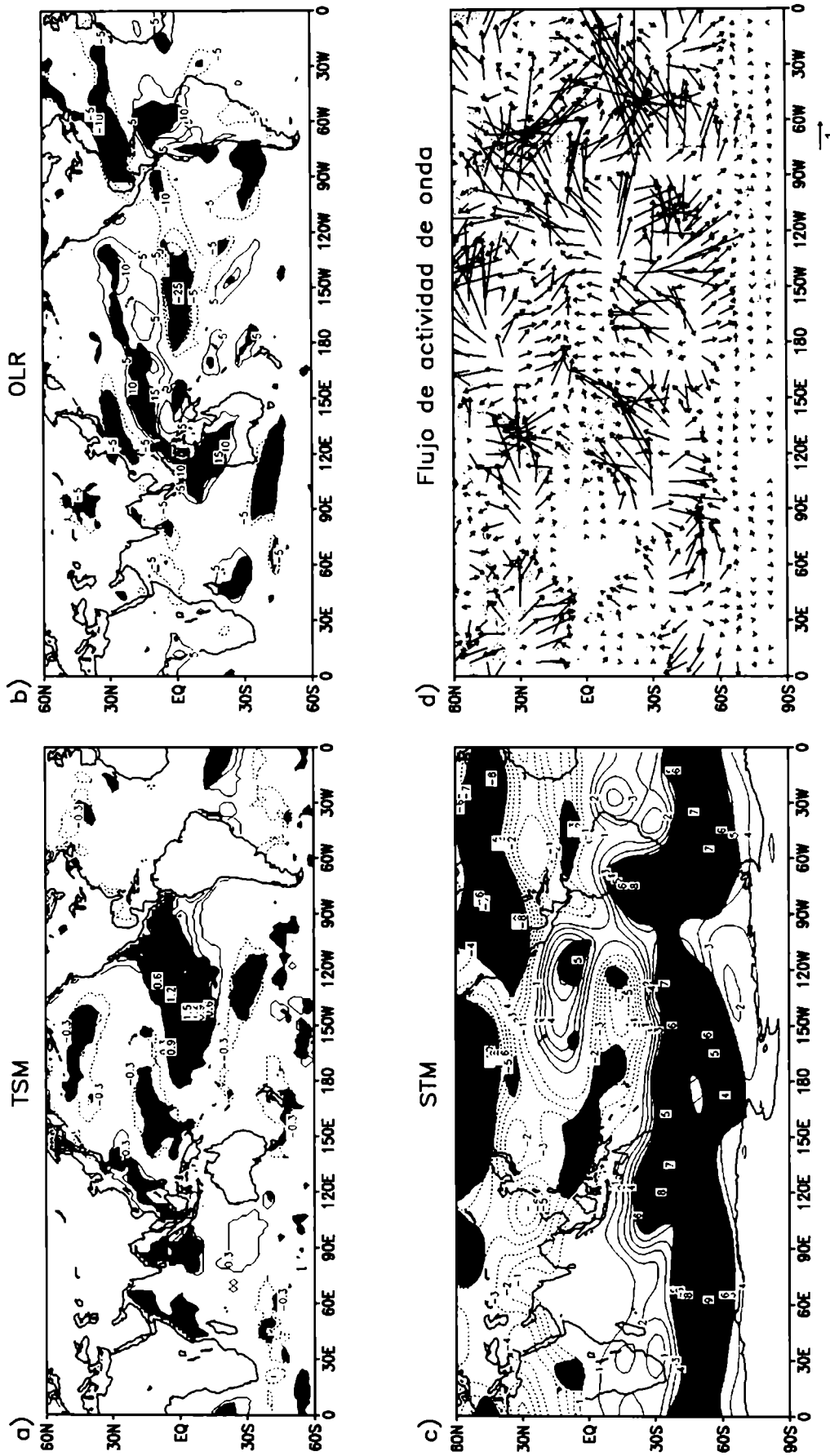


Figura 4.14h: Como en Fig. 4.14a pero para el trimestre DEF.

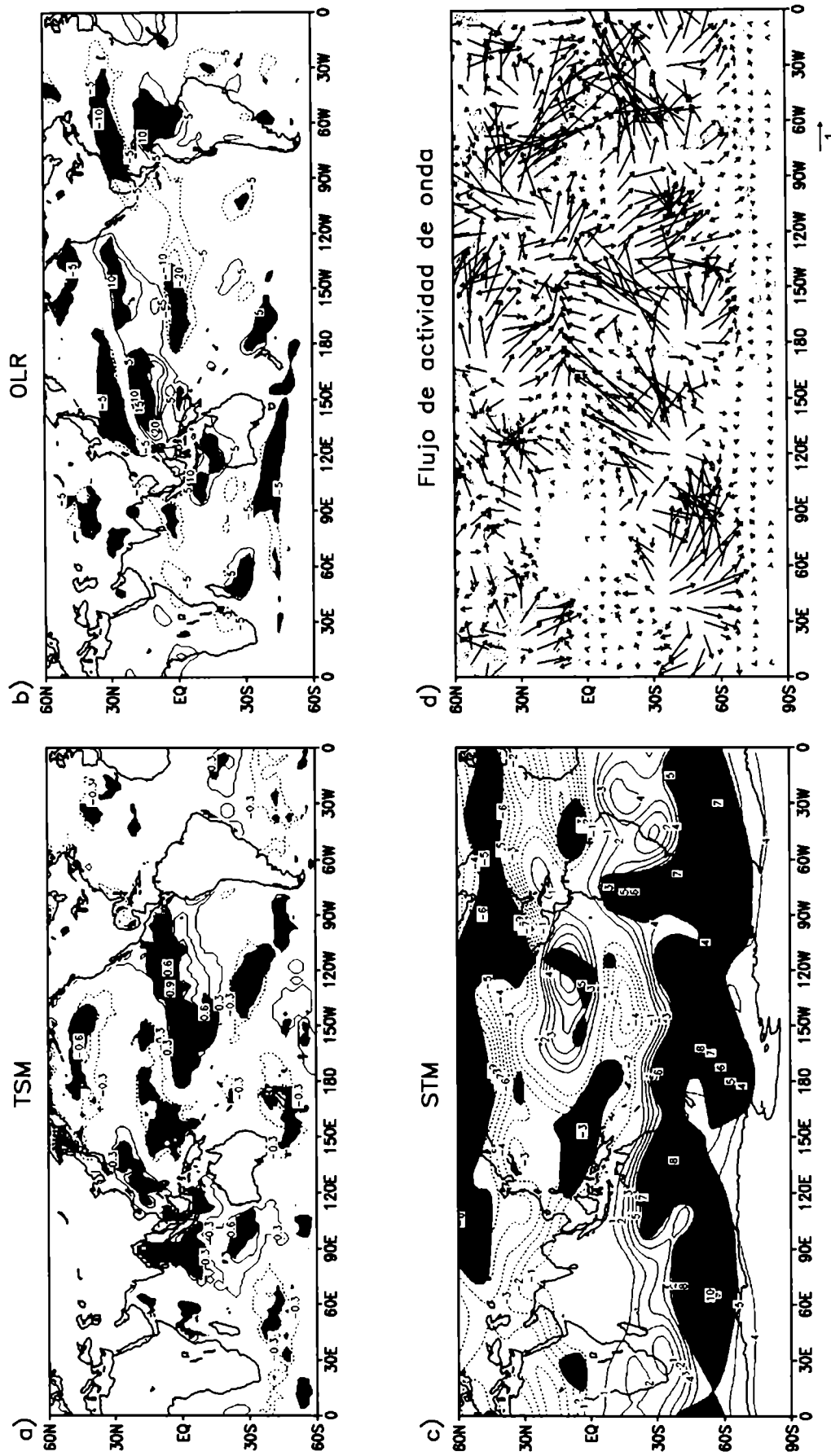


Figura 4.14i: Como en Fig. 4.14a pero para el trimestre EFM.

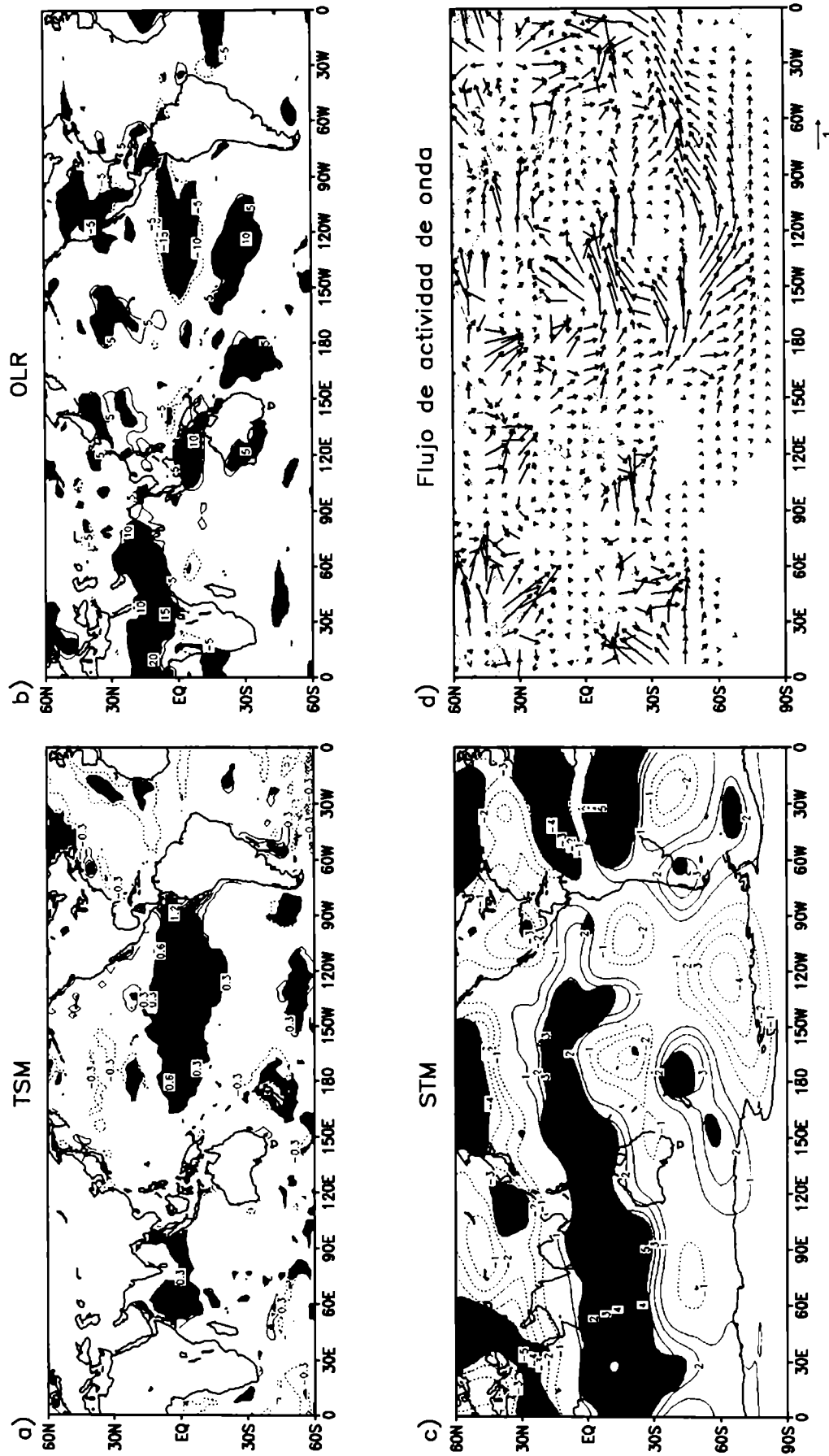


Figura 4.15a: Como en Fig. 4.14a pero para el caso WW.

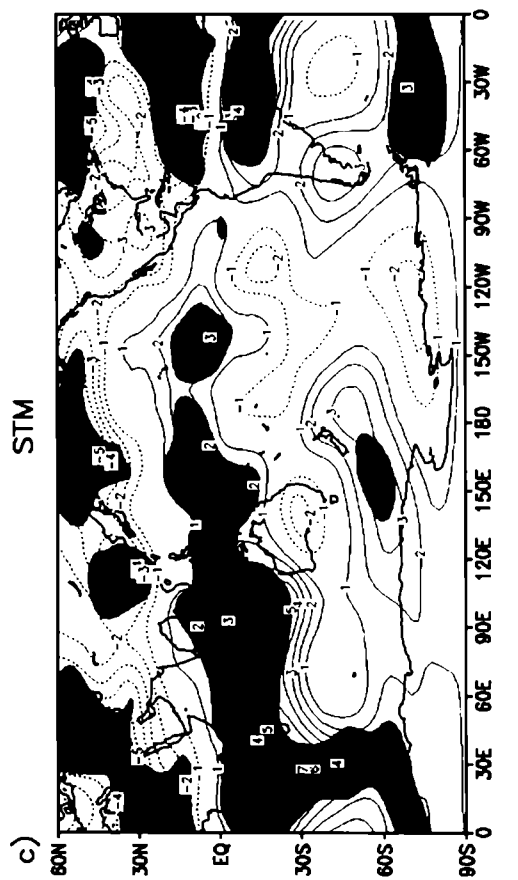
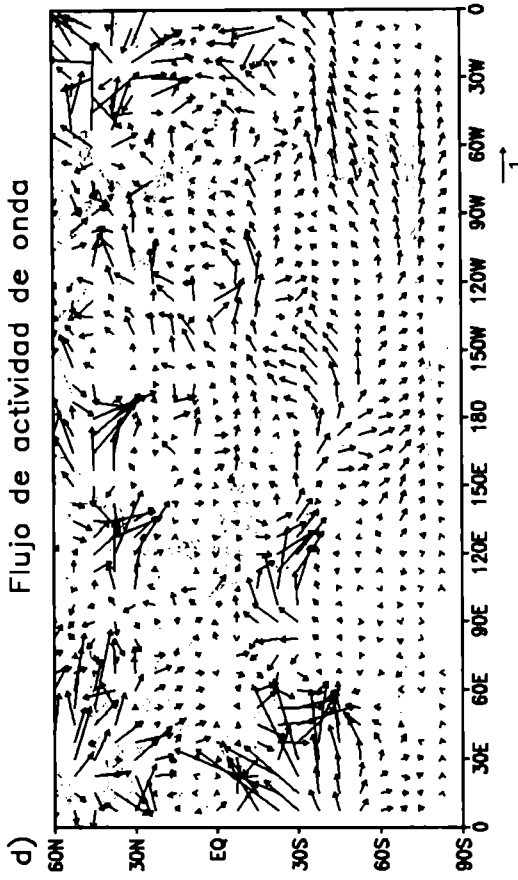
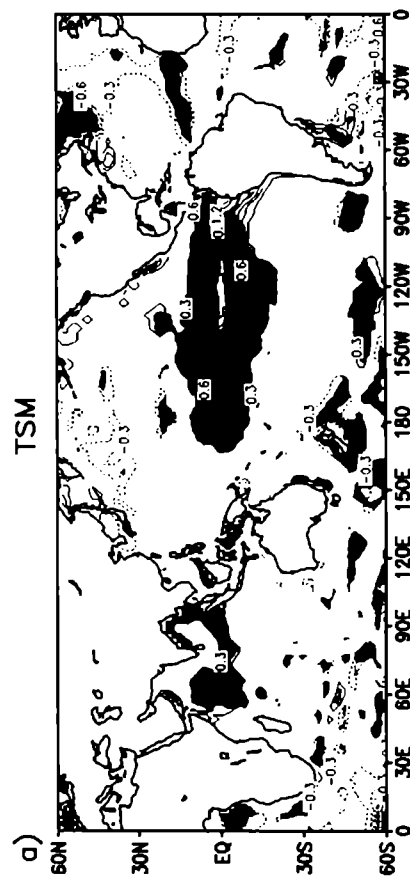
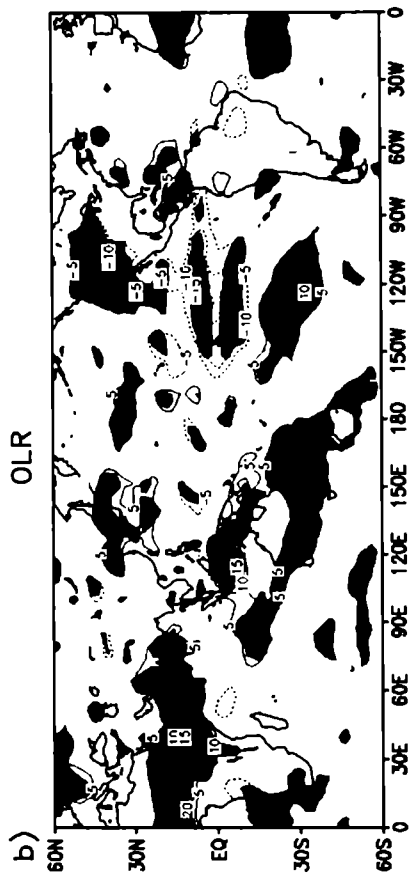


Figura 4.15b: Como en Fig. 4.14b pero para el caso WW.

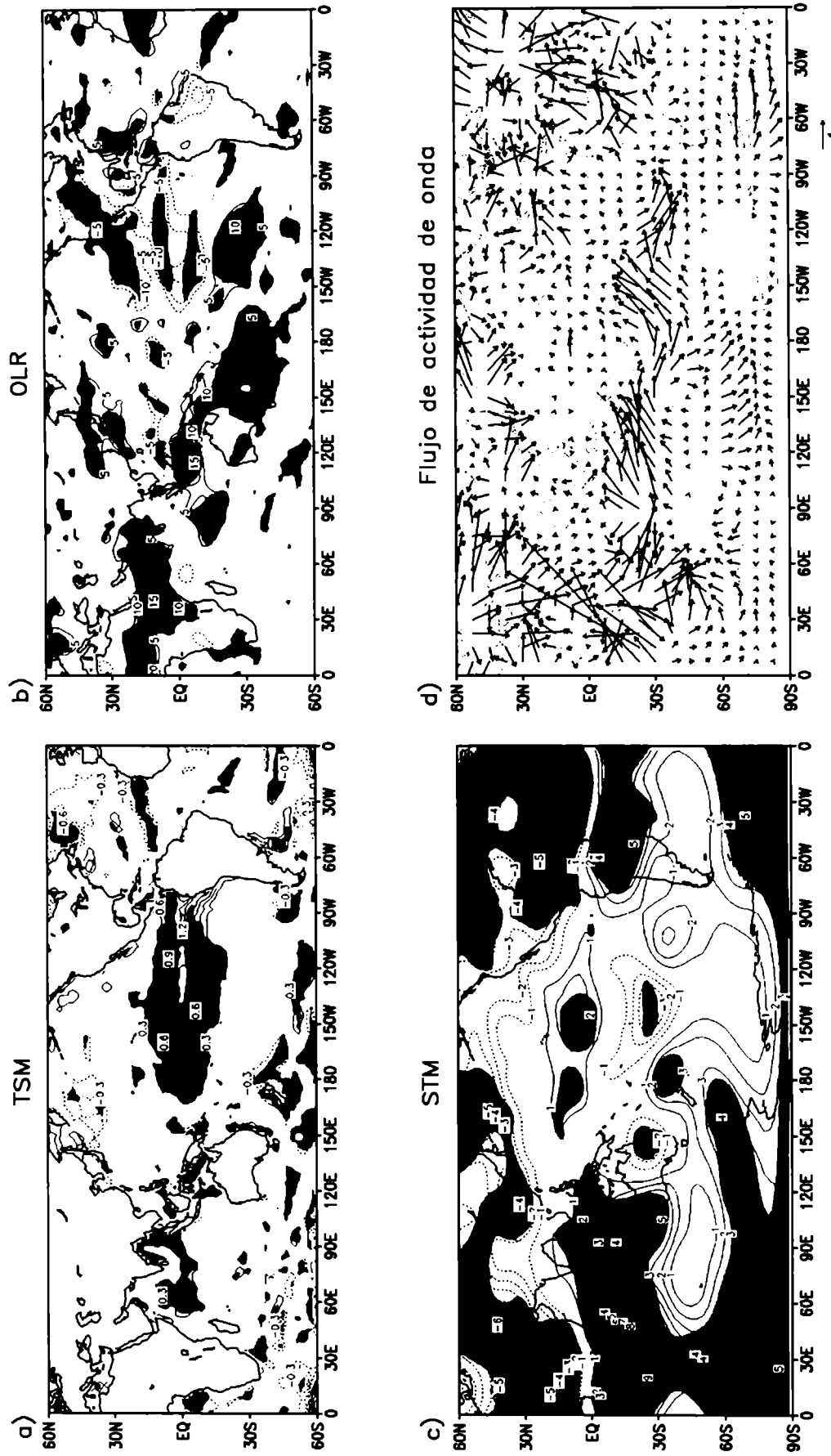


Figura 4.15c: Como en Fig. 4.14c pero para el caso WW.

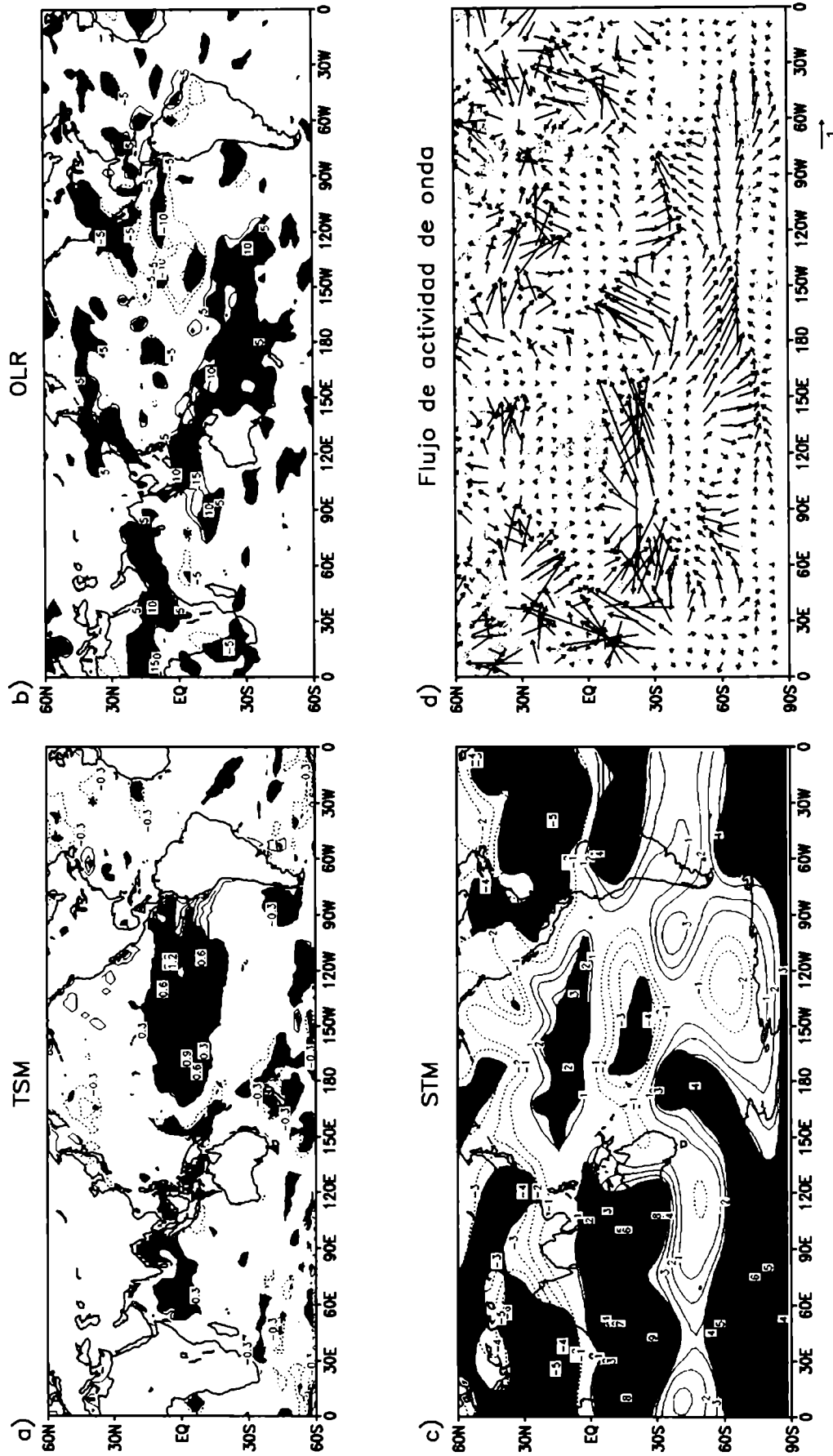


Figura 4.15d: Como en Fig. 4.14d pero para el caso WW.

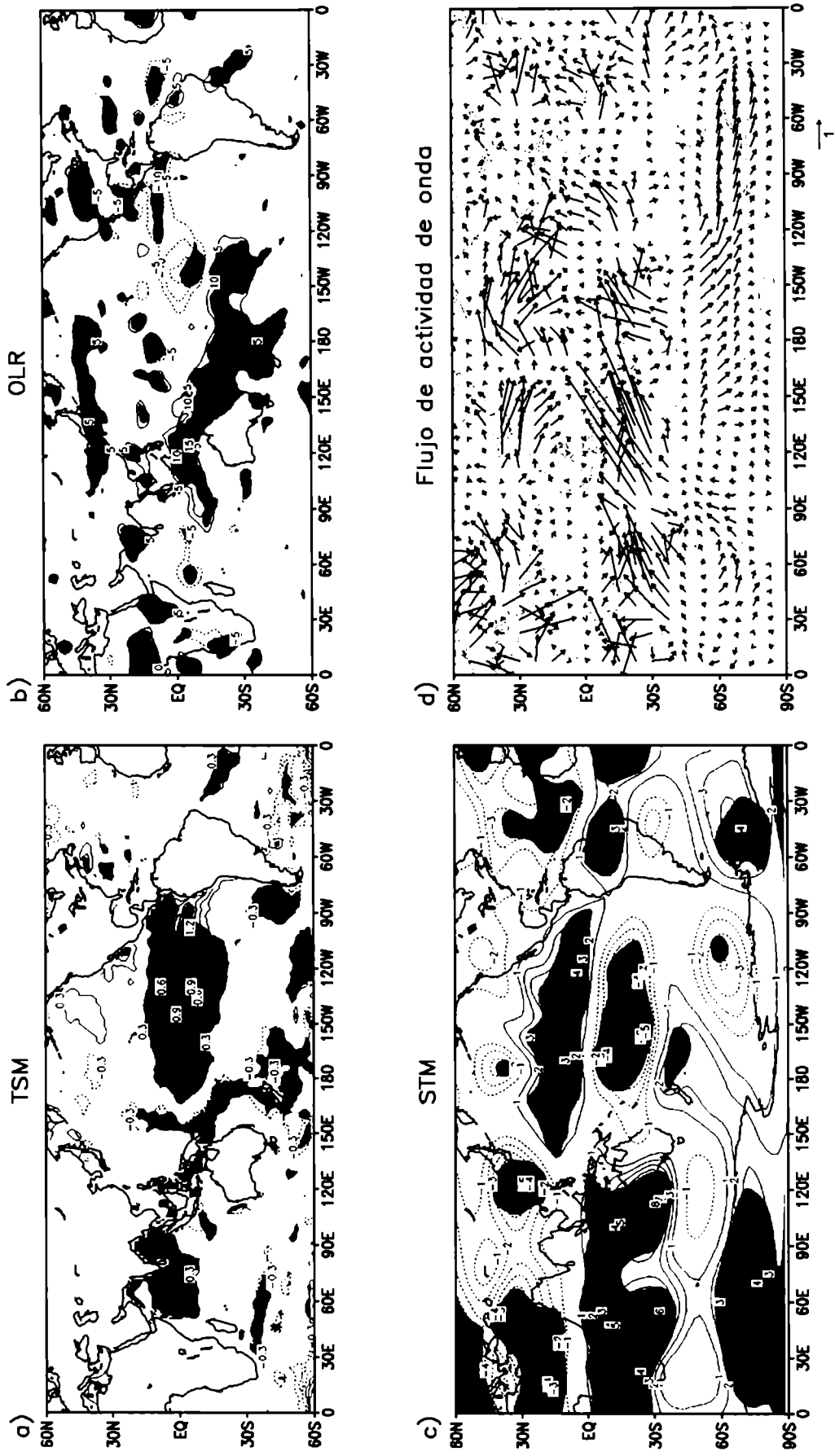


Figura 4.15e: Como en Fig. 4.14e pero para el caso WW.

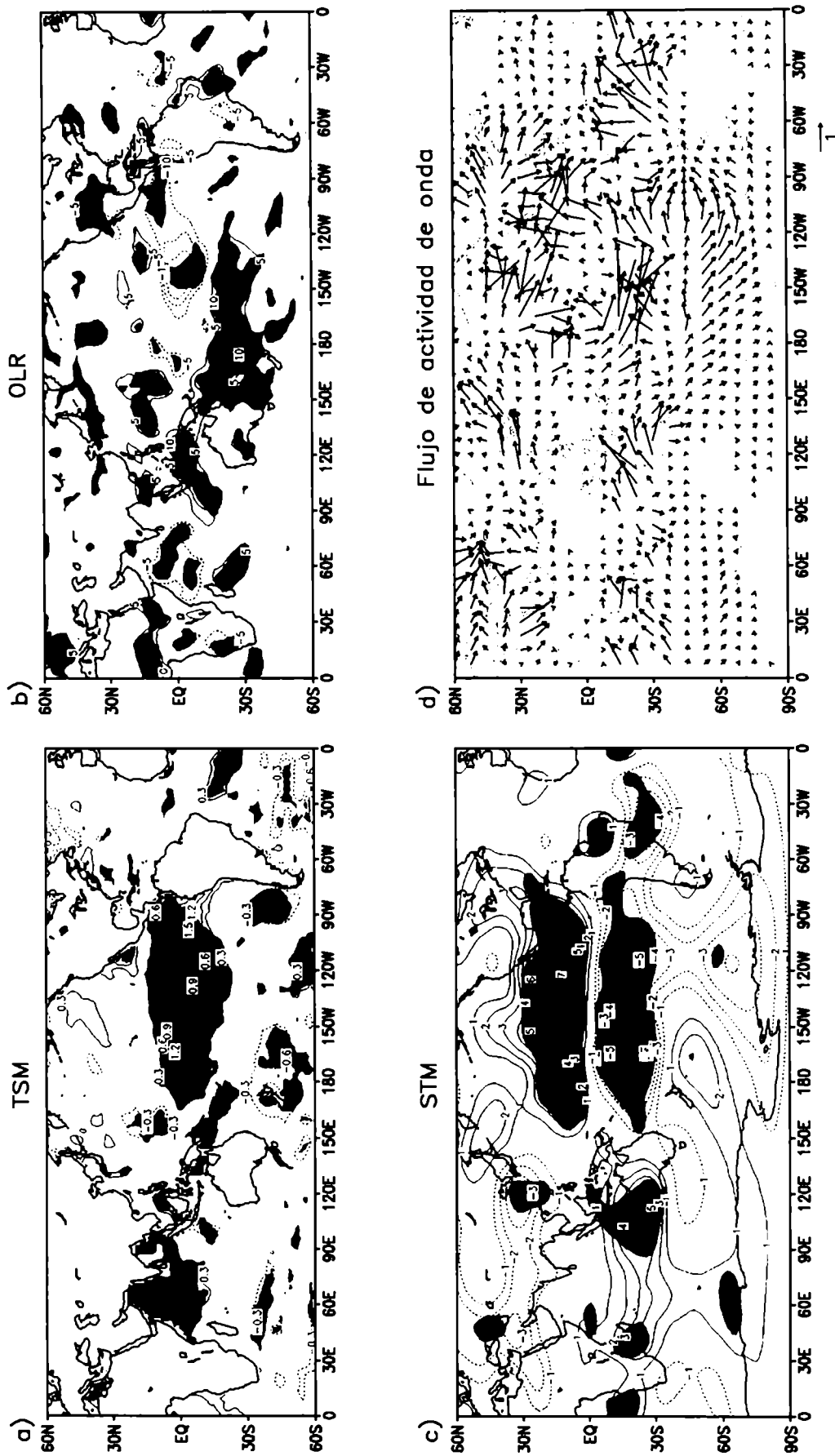


Figura 4.15f: Como en Fig. 4.14f pero para el caso WW.

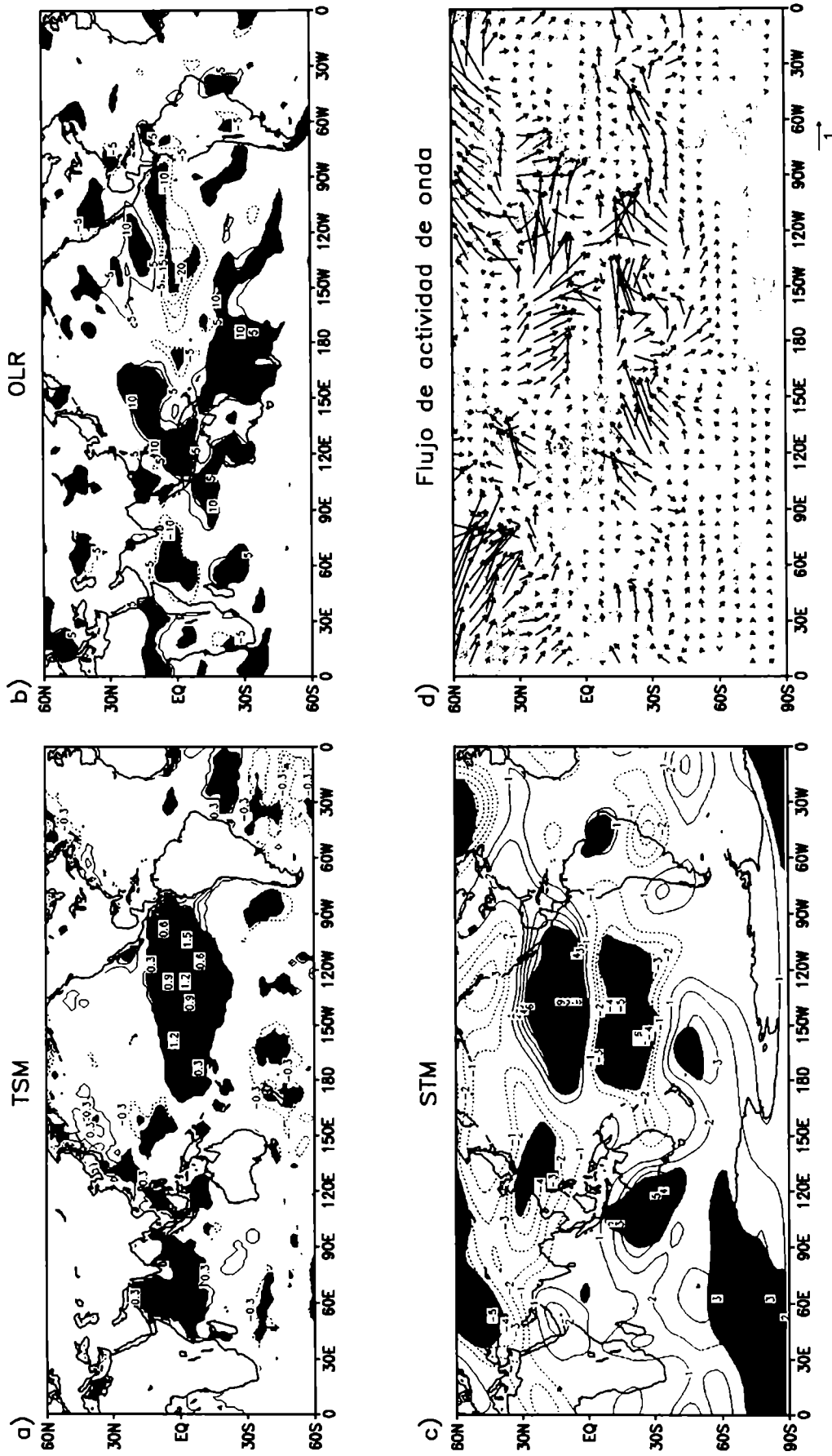


Figura 4.15g: Como en Fig. 4.14g pero para el caso WW.

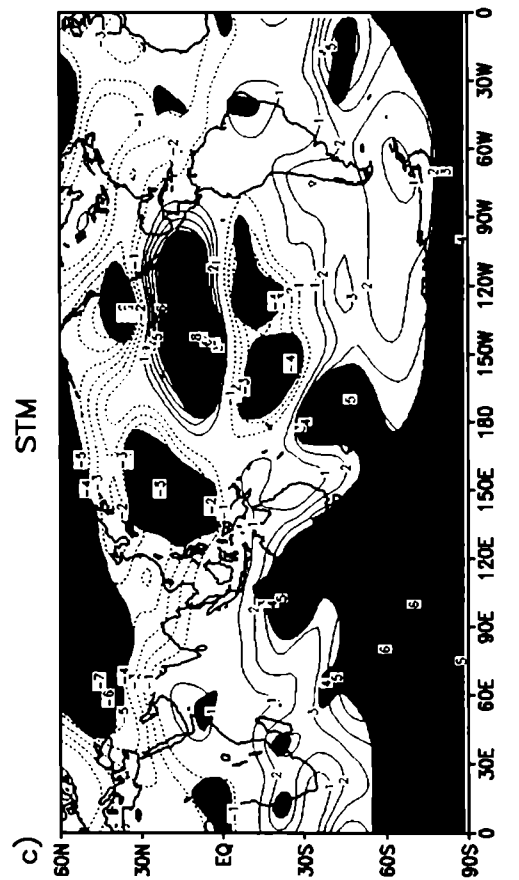
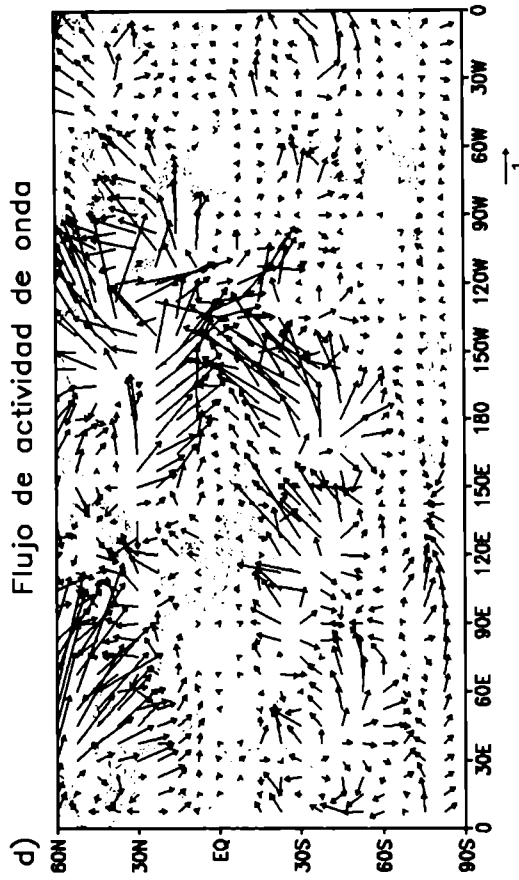
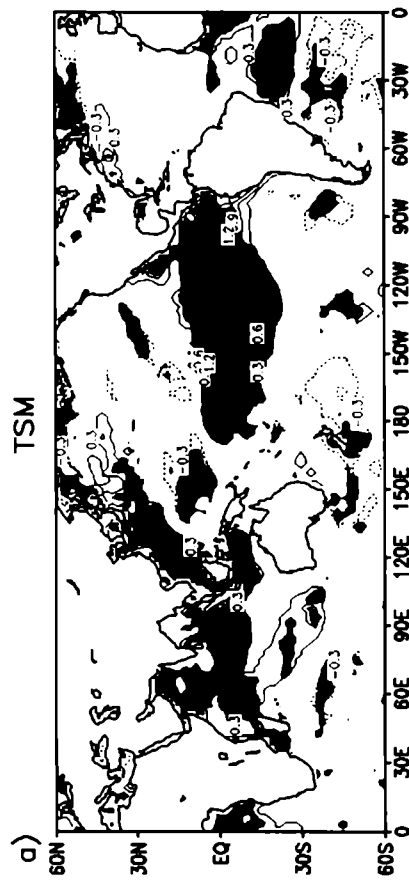
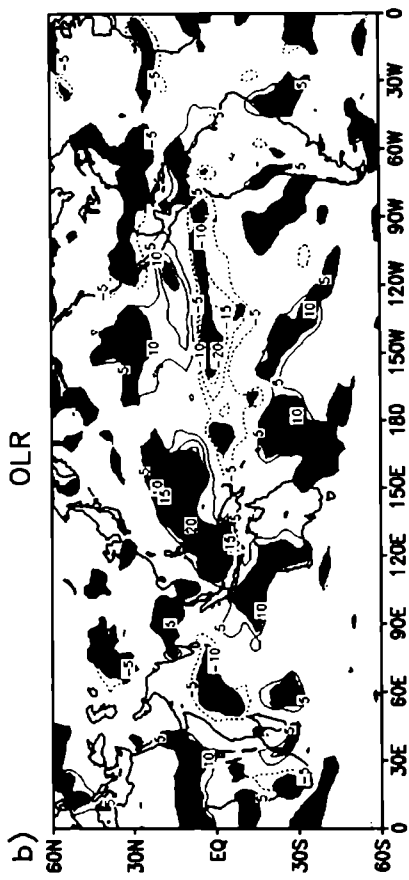


Figura 4.15h: Como en Fig. 4.14h pero para el caso WW.

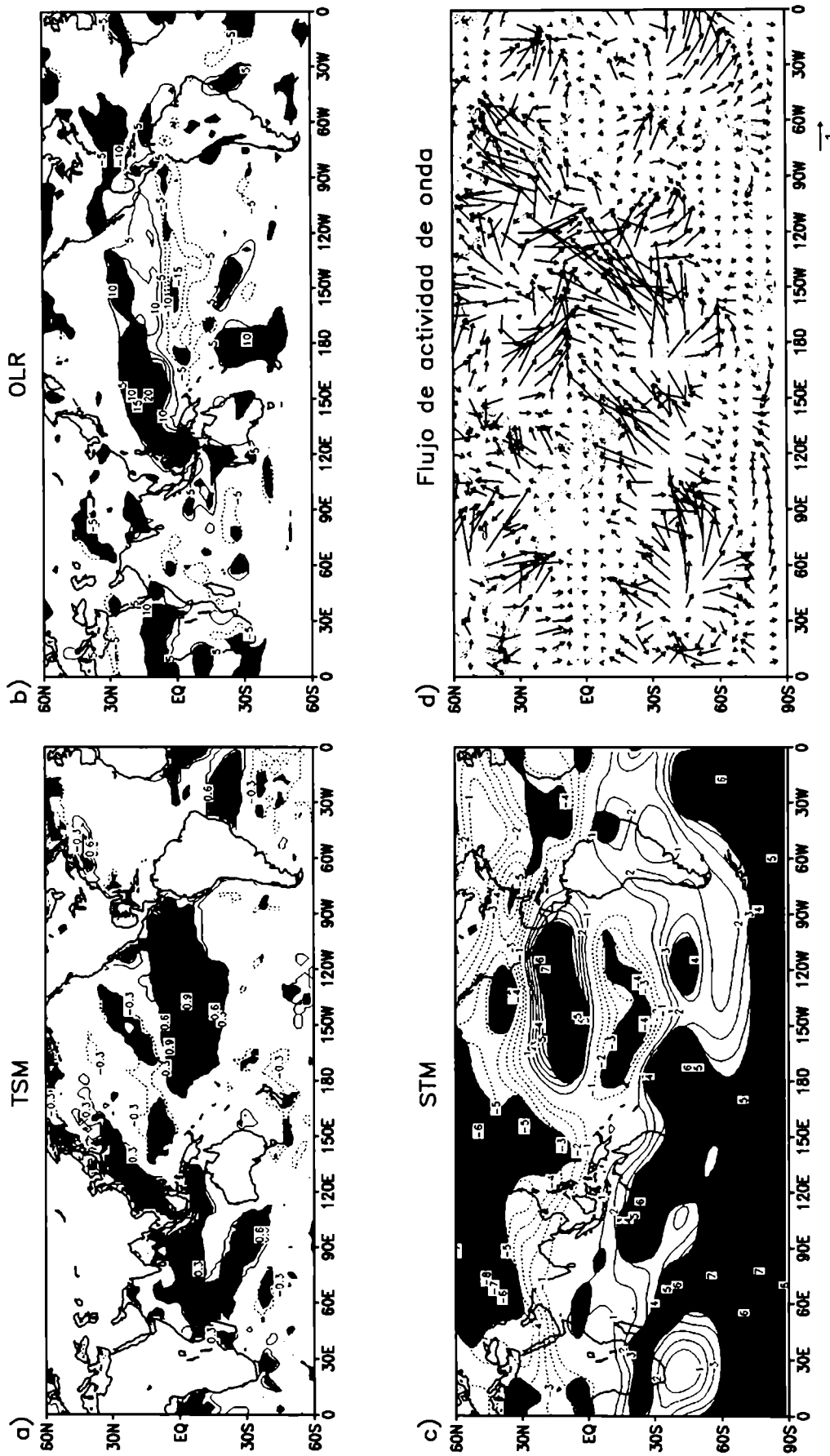


Figura 4.15i: Como en Fig. 4.14i pero para el caso WW.

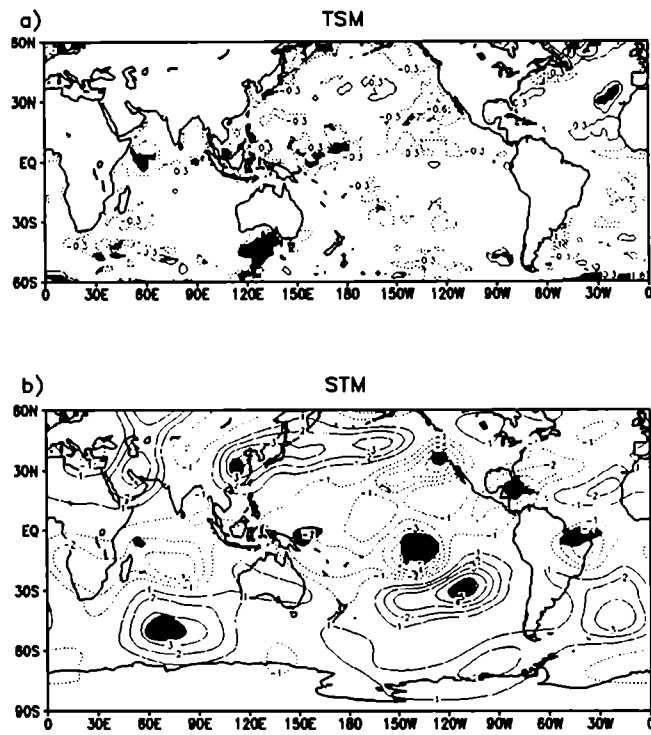


Figura 4.16a: Como en Fig. 4.6 pero para el trimestre mayo-junio-julio (MJJ).

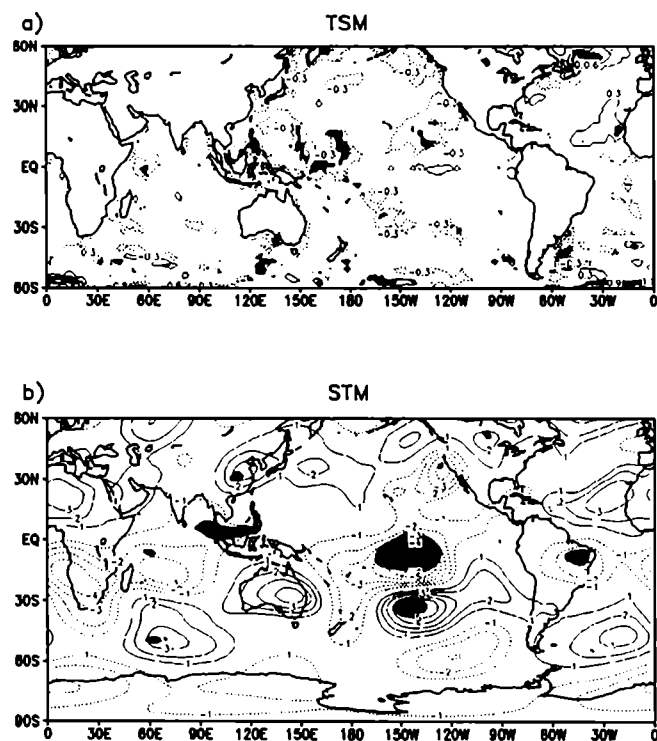


Figura 4.16b: Como en Fig. 4.6 pero para el trimestre junio-julio-agosto (JJA).

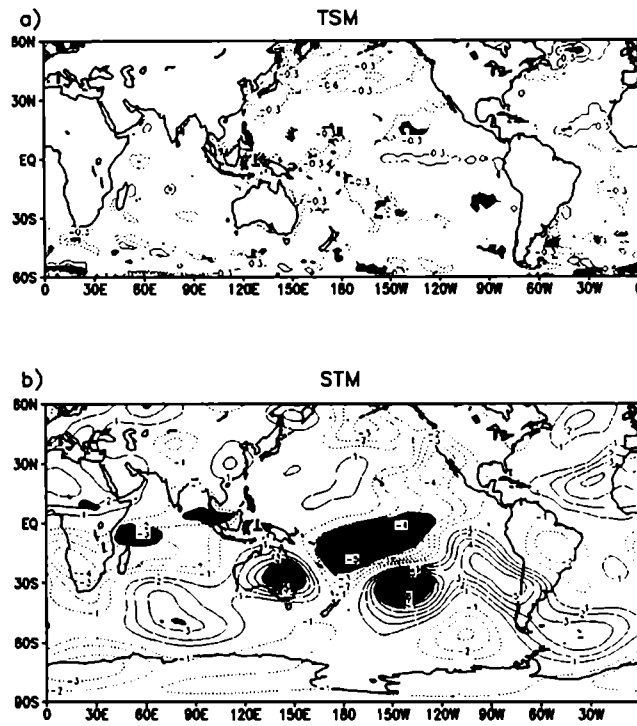


Figura 4.16c: Como en Fig. 4.6 pero para el trimestre julio-agosto-setiembre (JAS).

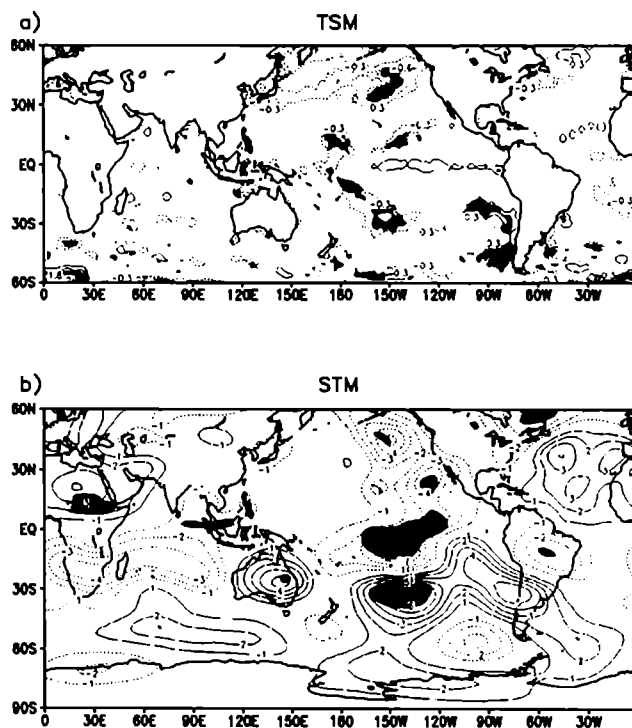


Figura 4.16d: Como en Fig. 4.6 pero para el trimestre agosto-setiembre-octubre (ASO).

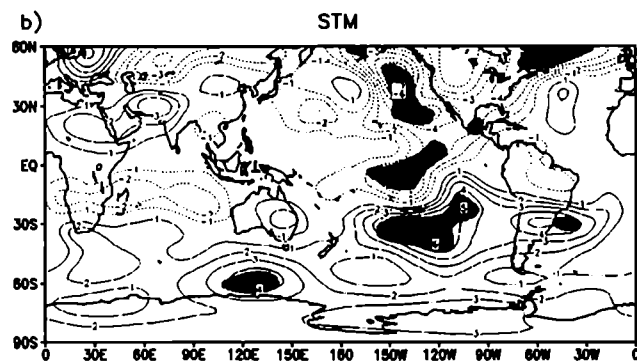
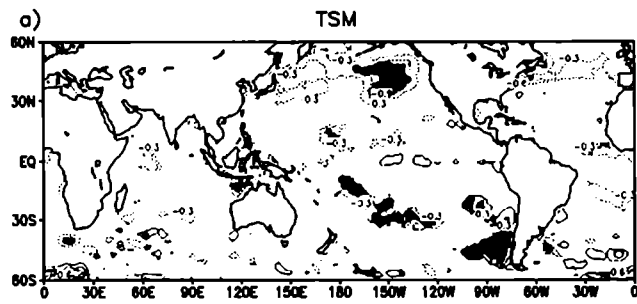


Figura 4.16e: Como en Fig. 4.6 pero para el trimestre setiembre-octubre-noviembre (SON).

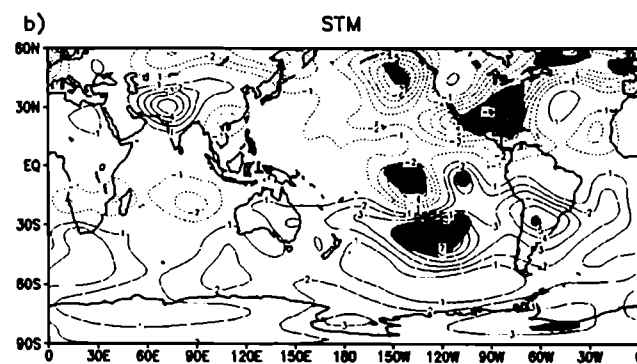
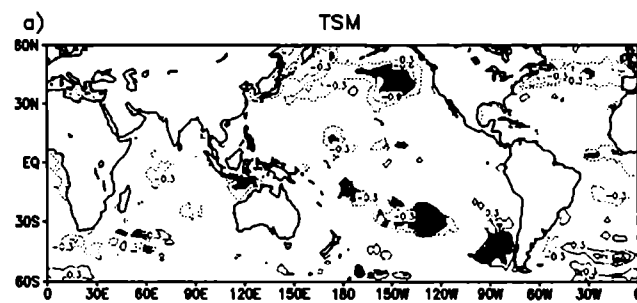


Figura 4.16f: Como en Fig. 4.6 (OND).

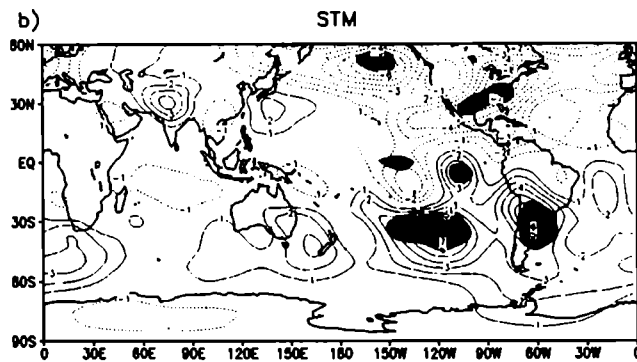
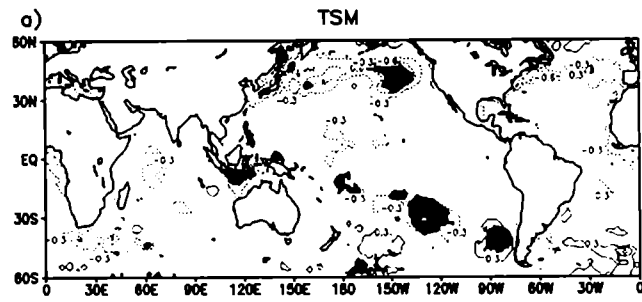


Figura 4.16g: Como en Fig. 4.6 pero para el trimestre noviembre-diciembre-enero (NDE).

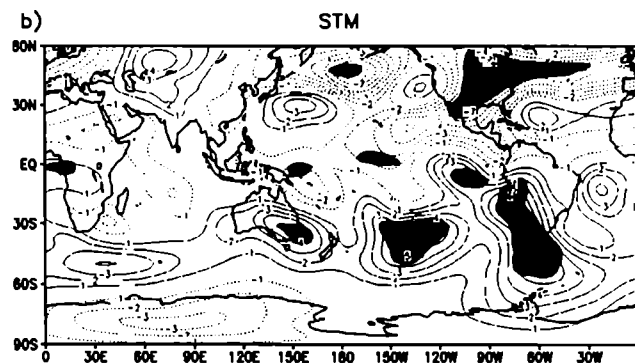
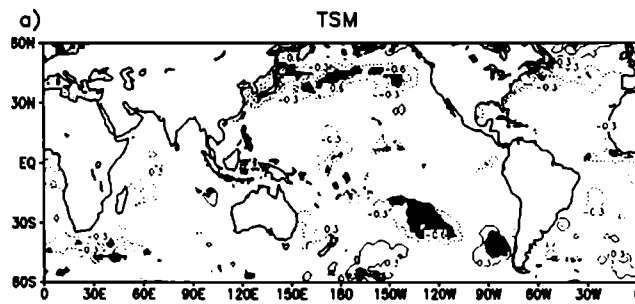


Figura 4.16h: Como en Fig. 4.6 pero para el trimestre diciembre-enero-febrero (DEF).

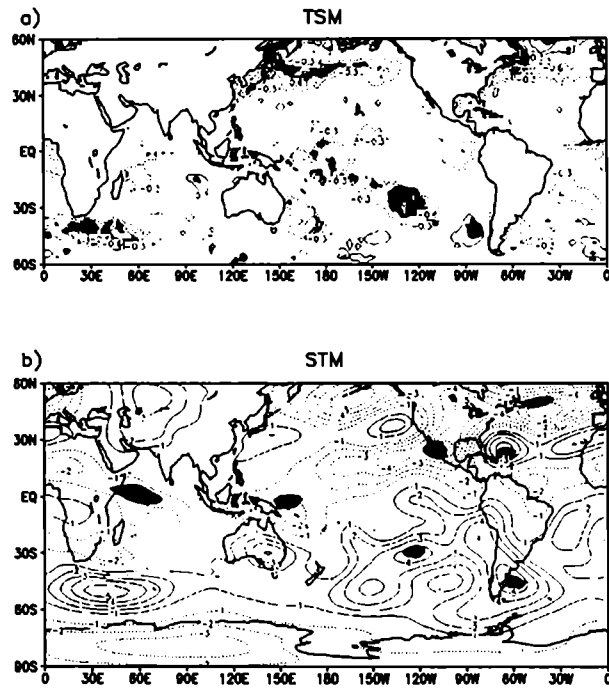


Figura 4.16i: Como en Fig. 4.6 pero para el trimestre enero-febrero-marzo (EFM).

CAPITULO 5

Sumario y conclusiones finales

En este trabajo se analizaron las características de la señal de los eventos EN y LN en la precipitación sobre SESA en escalas bimestral y trimestral. Este análisis se hizo para las anomalías respecto al promedio climático y para las anomalías respecto al promedio de los casos NEU. Los resultados para las anomalías climáticas reflejan la bien conocida señal de estos eventos en la precipitación sobre SESA: los eventos EN (LN) están asociados con anomalías positivas (negativas) en el este de SESA durante la primavera austral.

El análisis de las señales de EN y LN en términos de diferencias con los casos NEU permite aislar las señales de ambos eventos entre sí. Los resultados mostrados indican que en el nordeste de SESA existe, a comienzos del invierno, una señal de estos eventos tanto o más intensa que la observada en primavera. Esta metodología también permite ver que en la primavera la señal bimestral de los eventos EN no tiene características opuestas a la de los eventos LN.

Durante la primavera austral se observa una amplia variabilidad entre eventos EN y entre eventos LN en la precipitación sobre gran parte de SESA. Pero esta variabilidad no puede ser explicada por las características de la TSM del Pacífico ecuatorial. En contraste, entre eventos EN la TSM del PSS modula la precipitación estacional sobre gran parte de SESA ocurriendo algo similar con la TSM del ASS en los eventos LN.

El análisis de las diferencias entre los casos más fríos y más calientes en el PSS durante los eventos EN están asociados con un patrón de circulación atmosférica sobre el oeste de HS que es, en muchos aspectos, similar al patrón tipo ENSO. En la alta tropósfera este patrón favorece la advección ciclónica sobre SESA, característica asociada con aumento de precipitación en la región. Por otra parte, la intensificación de la circulación anticiclónica sobre el oeste de la Península Antártica durante los eventos EN está asociada tanto con el forzante en la región del

PSS como con el forzante de las regiones ecuatoriales. De esta manera, en eventos EN con menor TSM en el PSS se puede favorecer el desplazamiento hacia el norte de las trayectorias de ciclones, incrementando la precipitación en el este de SESA.

El análisis de las anomalías de los eventos EN y LN respecto del promedio de los años NEU revela que el campo de circulación en el HS de los eventos EN asociados con anomalías más frías en el PSS (casos WC) exhibe claramente un patrón tipo PSA1 caracterizado por un tren de onda de Rossby que se extiende desde el Pacífico tropical central hacia latitudes medias y altas. Durante los eventos EN asociados con anomalías calientes en el PSS (casos WW) el patrón tipo PSA1 se presenta de manera menos intensa que en los casos WC y corrido hacia el oeste respecto de la posición en que es observado en esos casos. Tanto en WC como en WW se observa la presencia de un patrón tipo PSA2 extendiéndose desde el oeste de Australia siendo, de esta forma, la figura común del campo de circulación de los eventos EN en la primavera austral.

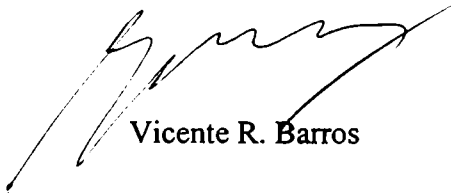
En los eventos LN, la característica dominante en el campo de circulación de las anomalías respecto a los casos NEU es la existencia de un patrón del estilo del PSA1. Los cambios en la circulación del HS entre diferentes eventos LN también aparecen relacionados con variaciones en la TSM del PSS. Los eventos LN con mayor TSM en el PSS (casos CW) presentan un patrón de onda de Rossby extendiéndose entre el océano Pacífico ecuatorial central y altas latitudes del HS mejor definido que en el resto de los eventos LN (casos CC).

Finalmente debe resaltarse que si bien la TSM de la región PSS resulta ser un buen índice para discriminar entre eventos EN y LN de diferentes características, no necesariamente los cambios observados en la circulación del HS son una respuesta a la variabilidad de la TSM en esta región. Es decir, aún no resulta claro si las anomalías de TSM en el Pacífico sur subtropical son inducidas por teleconexiones atmosféricas asociadas con el ENSO o si son el resultado de procesos oceánicos independientes del ENSO.



Gabriel E. Silvestri

Doctorando



Vicente R. Barros

Director de Tesis



Carolina S. Vera

Codirectora de Tesis

APENDICE

Análisis de patrones de circulación atmosférica del Hemisferio Sur según la teoría de onda de Rossby barotrópica

En este breve capítulo se aplicará un modelo barotrópico muy sencillo para estudiar la propagación de ondas de Rossby en los casos WC y WW definidos en los capítulos anteriores.

James (1994) muestra que en una atmósfera barotrópica con estado básico zonal U la trayectoria seguida por la propagación de ondas de Rossby puede describirse por

$$\frac{dx}{dt} = \frac{2k^2\beta^*}{K^4} \quad (\text{A.1})$$

$$\frac{dy}{dt} = \frac{2kl\beta^*}{K^4} \quad (\text{A.2})$$

donde k (l) es el número de onda zonal (meridional), $l = \pm\sqrt{Ks^2 - k^2}$, $K = \sqrt{k^2 + l^2}$,

$\beta^* = \beta - \frac{\partial^2 U}{\partial y^2}$, $Ks = \sqrt{(\beta - \frac{\partial^2 U}{\partial y^2})U^{-1}}$, $\beta = 2\Omega r_T^{-1} \cos\phi$ (con ϕ la latitud y r_T el radio de la Tierra).

Las ecuaciones (A.1) y (A.2) indican que la propagación de ondas es posible siempre que $U > 0$, $(Ks)^2 > 0$ y $k < Ks$. Además, el doble signo del número de onda meridional l indica dos posibles trayectorias meridionales (el $-$ indica trayectorias hacia el sur y el $+$ trayectorias hacia el norte).

A partir de las ecuaciones (A.1) y (A.2) se analiza la propagación de ondas de Rossby excitadas en distintos puntos bajo las condiciones impuestas por el campo medio del viento zonal U de 200 hPa en los casos WC y WW.

Para los números de onda zonal (k) 2, 3 y 4 de los casos WC y WW, en la Figura A.1 se muestran las regiones a través de las cuales no puede haber propagación de onda. A estas regiones, indicadas en rojo, se las llamará de acá en más “*zonas prohibidas*” (ZP) y son aquellas en las que $U \leq 0$ y/o $(Ks)^2 \leq 0$ y/o $k > Ks$. Para un dado k no se observan diferencias importantes entre WC y WW. Todos los casos tienen como características comunes las ZP en las regiones tropicales al norte de Australia y de Sudamérica y en latitudes polares. La principal diferencia que se observa es en la ZP al sur de Australia, la cual está asociada con la cortante del jet subtropical, que se vuelve más extensa y compacta a medida que aumenta k . En la Figura A.2 se muestran las posibles trayectorias seguidas en el caso WC por ondas con $k=3$ excitadas en proximidades de los puntos P1 (20°S, 140°W, líneas negras) y P2 (20°S, 120°E, líneas azules). Una onda excitada cerca del punto P1 se propagará hacia el sudeste hasta que en proximidades de la Península Antártica se refractará en la ZP de latitudes polares continuando una trayectoria hacia el noreste describiendo un arco alrededor de Sudamérica. En cercanías de 20°S, 30°W las velocidades u y v tienden a ser cero impidiendo entonces que la onda continúe su avance. Lo mismo ocurre en la zona tropical cerca de 140°W, razón por la cual no existe propagación hacia el norte desde P1. Si la onda es excitada más al oeste de P1 tampoco es posible una propagación hacia el sur debido a la existencia de la ZP al este de Nueva Zelanda. Por otra parte, una onda excitada al oeste de Australia (cerca de P2) se propagará hacia el sur a través de la *ventana* que existe en la ZP subtropical quedando luego canalizada zonalmente por efecto de las refracciones entre las ZP polares y subtropicales. La ZP subtropical impide el avance de la onda hacia al norte al oeste de los 120°W, por lo que ésta recién se desplaza hacia el ecuador pasada esa latitud. Para $k=4$ las ondas tienden a tener sólo propagación zonal dado que las ZP de las regiones subtropicales son más extensas en latitud impidiendo que las ondas excitadas en regiones tropicales se desplacen hacia altas latitudes. Para k mayores de 4 (figuras no mostradas) las ZP cubren todo el hemisferio al sur de los 30°S por lo que estas ondas sólo pueden tener un

desplazamiento zonal en regiones tropicales. En $k=2$ las ondas excitadas en P1 y P2 siguen trayectorias muy parecidas a las del caso $k=3$.

En el caso $k=3$ de WW una onda excitada en P1 tendrá una trayectoria como la descrita en WC para este número de onda pero la onda excitada en P2 puede llegar a desplazarse hacia el noreste sobre el océano Pacífico al oeste de Sudamérica debido a que la ZP subtropical no se extiende tan hacia el este como en WC. Una situación similar a ésta se tiene en $k=2$ mientras que en $k \geq 4$ se tiene algo parecido a lo descrito en WC para estos números de onda.

Este breve análisis muestra que, a pesar de todas las simplificaciones que contiene, el modelo barotrópico al que pertenecen las ecuaciones (A.1) y (A.2) es capaz de reproducir algunas de las características de la circulación de los casos WC y WW. Logra reproducir los modos tipo PSA1 y tipo PSA2 observados en WC y el tipo PSA2 observado en WW pero no se ajusta a lo descrito en el Capítulo 4 para el modo tipo PSA1 en WW dado que este modelo indica que el patrón PSA1 no es posible que exista en los casos WW debido al efecto de la ZP subtropical mientras que en la Figura 4.5 se observa que, aunque más débil, este patrón de circulación está presente en estos casos.

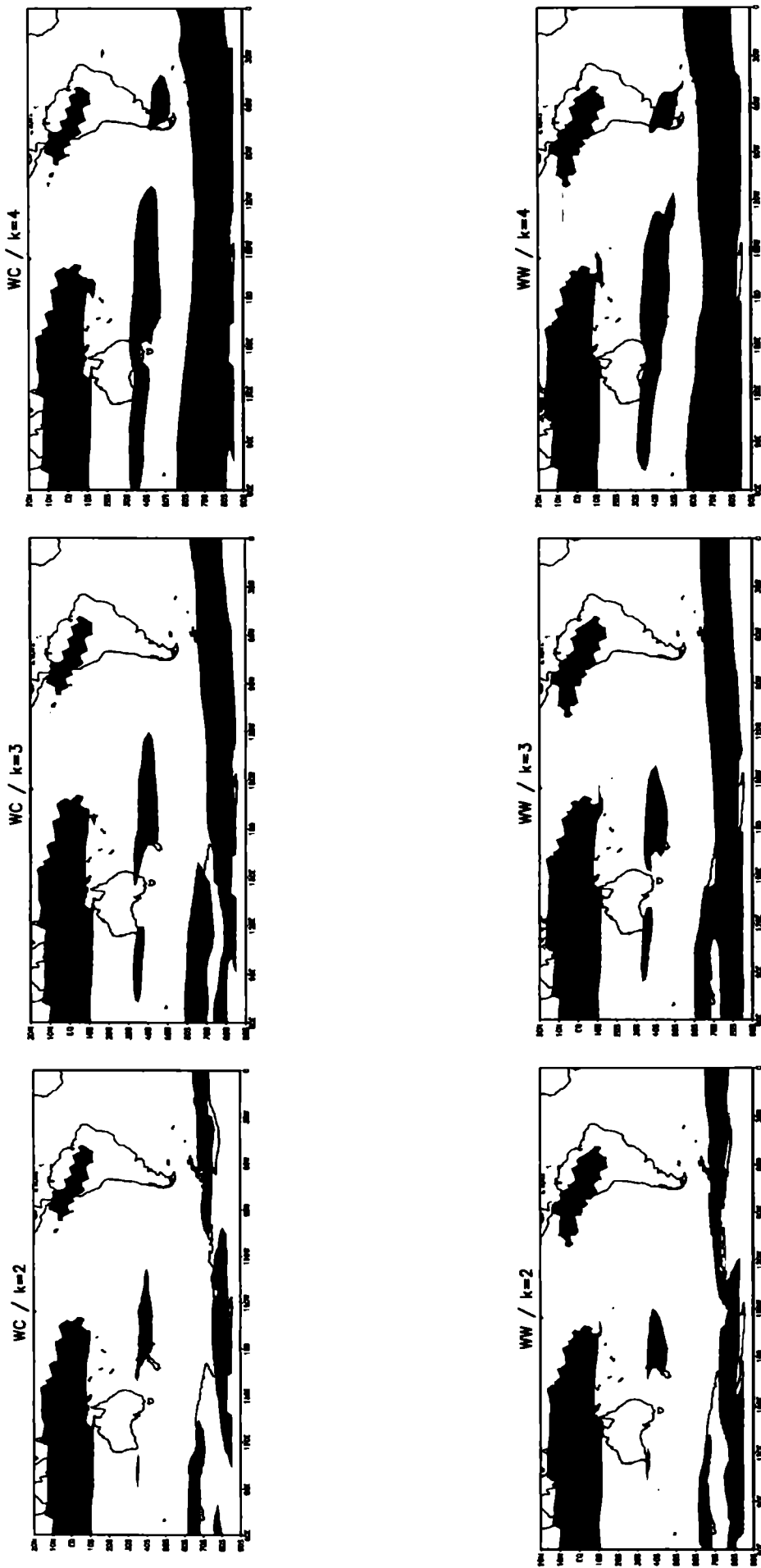


Figura A.1: Regiones ZP definidas en el texto para los casos WC (panel superior) y WW (panel inferior). En la parte superior de cada figura se indica el número de onda zonal (k) al que pertenece.

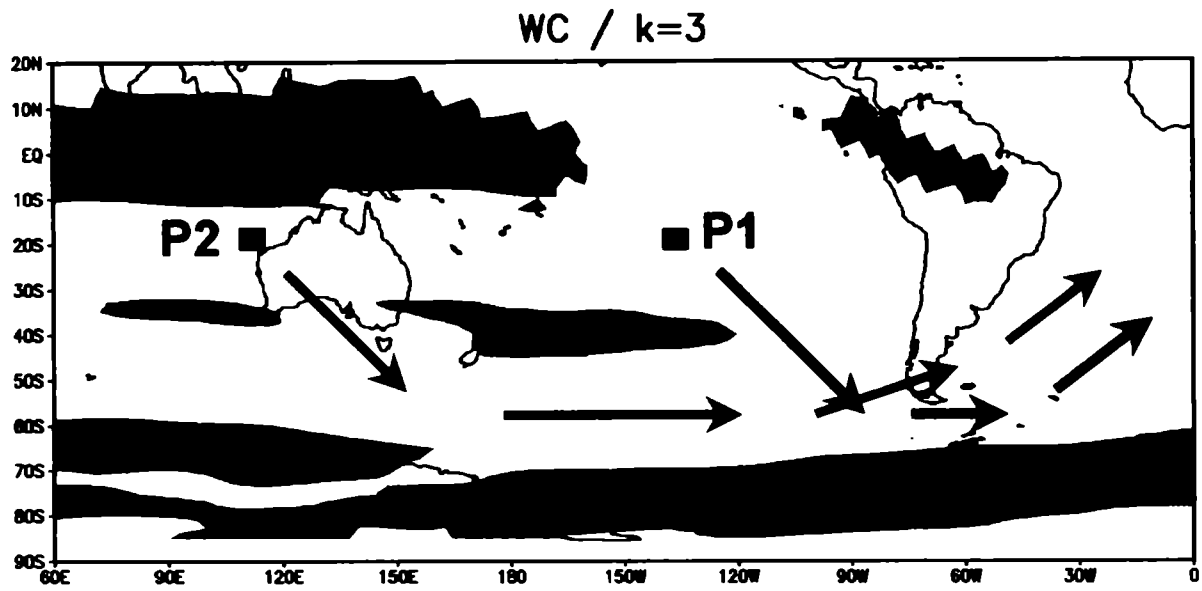


Figura A.2: Representación esquemática de las trayectorias de propagación de ondas de Rossby según el modelo barotrópico descrito en el texto.

Bibliografía

Aceituno, P., 1988: On the functioning of the Southern Oscillation in the South American sector. Part I: Surface climate. *Mon. Wea. Rev.*, **116**, 505-524.

Barnston, A. G., 1994: Linear statistical short-term climate prediction skill in the Northern Hemisphere. *J. Climate*, **7**, 2660-2697.

Barros, V. R., M. E. Castañeda and M. E. Doyle, 2000a: Recent precipitation trends in Southern South America east of the Andes: an indication of climatic variability. *Southern Hemisphere paleo- and neoclimates*. Eds.: P. P. Smolka, W. Volkheimer. Springer-Verlag Berlin Heidelberg New York, pp 187-206.

Barros, V. R., M. González, B. Liebmann and I. Camilloni, 2000b: Influence of the South Atlantic convergence zone and South Atlantic sea surface temperature on the interannual summer rainfall variability in southern South America. *Theor. Appl. Climatol.*, **67**, 123-183.

Berbery, E. H., J. Nogués-Paegle, and J. D. Horel, 1992: Wavelike Southern Hemisphere extratropical teleconnections. *J. Atmos. Sci.*, **49**, 155-157.

Deser, C., and M. S. Timlin, 1997: Atmosphere-ocean interaction on weekly timescales in the North Atlantic and Pacific. *J. Climate*, **10**, 393-408.

Diaz, A. F., C. D. Strudzinski, and C. R. Mechoso, 1998: Relationships between precipitation anomalies in Uruguay and Southern Brazil and sea surface temperature in the Pacific and Atlantic Oceans. *J. Climate*, **11**, 251-271.

Dirección Nacional de Meteorología and Universidad de la República, 1988: Development of methodologies for quality control and handling of missing data of meteorological variables. *CONICYT-BID Project 51/94*. Montevideo, Uruguay.

Doyle, M. E and V. 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.

García, N. O. and W. M. Vargas, 1998: The temporal climatic variability in the Río de la Plata basin. *Climatic Change*, **38**, 359-379.

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

Gonzalez, M., and V. Barros, 1996: Aspectos estadísticos del ciclo anual de precipitación y sus anomalías en Argentina subtropical. *Meteorológica*, **21**, 15-26.

Graham N. E., Michaelsen, J., and Barnett, T. P., 1987: Investigations of the El Niño- Southern Oscillation with statistical models. 1: Predictor field characteristics. *J. Geophys. Res.*, **92**, 14251-14270.

Grimm, A. M., S. E. T. Ferraz, and J. Gomes, 1998: Precipitation anomalies in Southern Brazil associated with El Niño and La Niña events. *J. Climate*, **11**, 2863-2880.

Grimm, A. M., Barros, V. and Doyle, M., 2000: Climate variability in southern South America associated with El Niño and La Niña events. *J. Climate*, **13**, 35-58.

Grimm, A. M., 2003: The El Niño impact on the summer monsoon in Brazil: regional processes versus

remote influences. *J. Climate*, **16**, 263-280.

Harrison, D. E. and N. K. Larkin, 1998: El Niño-Southern Oscillation sea surface temperature and wind anomalies, 1946-1993. *Rev. Geophys.*, **36**, 353-400.

Hoffmann, J. A., 1975: Maps of mean temperature and precipitation. *Climatic atlas of South America. Vol. 1*. WMO. UNESCO.

Hoskins, B. J. and D. J. Karoly, 1981: The steady linear response of a spherical atmosphere to thermal and orographic forcing. *J. Atmos. Sci.*, **38**, 1178-1196.

James, I. N., 1994: Wave propagation and steady eddies. *Introduction to circulation atmospheres*. Chapter 5. Cambridge atmospheric and space science series. Cambridge University Press. Cambridge, 422 pp.

Karoly, D. J., R. A. Plumb and M. Ting, 1989: Examples of the Horizontal propagation of Quasi-stationary Waves. *J. Atmos. Sci.*, **46**, 2802-2811.

Kalnay, E. and Coauthors, 1996: The NCEP/NCAR Reanalysis 40-year project. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **77**, 437-471.

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

Kiladis, G. N., and H. F. Diaz, 1989: Global climatic anomalies associated with extremes in the Southern Oscillation. *J. Climate*, **2**, 1069-1090.

Kiladis, G. N., and K. C. Mo, 1998: Interannual and intraseasonal variability in the Southern

Hemisphere. *Meteorology of the Southern Hemisphere*, D. J. Karoly and D. G. Vicent, Eds., Amer. Meteor. Soc., 307-336.

Hoerling, M. P., A. Kumar and M. Zhong, 1997: El Niño, La Niña and the nonlinearity of their teleconnections. *J. Climate*, **10**, 1769-1786.

Larkin, N. K. and D. E. Harrison, 2001: Tropical Pacific ENSO cold events, 1946-1995: SST, SLP and surface wind composite anomalies. *J. Climate*, **14**, 3904-3931.

McPhaden, M. J., 1999: Genesis and evolution of the 1997-1998 El Niño, *Science*, **283**, 950-954.

Mechoso, C. R. and G. Perez Iribarren, 1992: Streamflow in southeastern South America and the Southern Oscillation. *J. Climate*, **5**, 1535-1539.

Mechoso, C. R. and A. W. Robertson 1998: Interannual and decadal cycles in river flows of southeastern South America, *J. Climate*, **10**, 2570-2580.

Mo, K. C. 2000: Relationships between low-frequency variability in the Southern Hemisphere and sea surface temperature anomalies. *J. Climate*, **13**, 3599-3620.

Montecinos, A., A. Díaz and P. Aceituno, 2000: Seasonal diagnostic and predictability of rainfall in subtropical South America based on tropical Pacific SST. *J. Climate*, **13**, 746-758.

Nitta, T., and S. Yamada, 1989: Recent warming of tropical surface temperature and its relationship to the northern Hemisphere circulation. *J. Meteor. Soc. Japan*, **67**, 375-383.

Nogues-Paegle, J. and K. C. Mo, 1997: Alternating wet and dry conditions over South America summer. *Mon. Wea. Rev.*, **125**, 279-291.

Panofosky, H. A. and G. W. Brier, 1965: *Some applications of statistics to Meteorology*. Pennsylvania State University, 226 pp.

Pisciottano, G., A. Diaz, G. Cazes, and C. R. Mechoso, 1994: El Niño-Southern Oscillation impact on rainfall in Uruguay. *J. Climate*, **7**, 1286-1302.

Plumb, R. A., 1985: On the three-dimensional propagation of stationary waves. *J. Atmos. Sci.*, **42**, 217-229.

Power, S., Casey, T., Folland, C., Colman, A., and Mehta, V. 1999: Inter-decadal modulation of the Impact of ENSO on Australia. *Climate Dynamics*, **15**, 319-324.

Prohaska, F. J., 1976: Climates of central and South America *World Survey of Climatology, Elsevier Cientific Publishing Company*, Amsterdam.

Rao, V. B., and K. Hada, 1990: Characteristics of rainfall over Brazil: annual variations and connections with the Southern Oscillation. *Theor. Appl. Climatol.*, **42**, 81-90.

Rasmusson, E. M. and K. Mo, 1993: Linkages between 200-mb tropical en extratropical circulation anomalies during the 1986-1989 ENSO cycle. *J. Climate*, **6**, 595-616.

Rayner, N. A., E. B. Horton, D. E. Parker, C. K. Folland, and R. B. Hackett, 1996: A version 2.2 of the global sea-ice and sea surface temperature data set. 1903-1994. Hadley Centre for Climate Prediction and Research Tech. Note 74, 42 pp. [Available online at <http://podaac.jpl.nasa.gov>].

Renwick, J. A., 1998: ENSO-related variability in the frequency of South Pacific blocking. *Mon. Wea. Rev.*, **126**, 3117-3123.

Reynolds, R. W. and T. M. Smith, 1994: Improved global sea surface temperature analyses using optimum interpolation. *J. Climate*, **7**, 929-948.

Robertson, A. W. and C. R. Mechoso, 2000: Interannual and interdecadal variability of the South Atlantic convergence zone. *Mon. Wea. Rev.*, **128**, 3117-3123.

Ropelewski, C. H., and S. Halpert, 1987: Global and regional scale precipitation patterns associated with the El Niño-Southern Oscillation. *Mon. Wea. Rev.*, **115**, 1606-1626.

Ropelewski, C. H., and S. Halpert, 1989: Precipitation patterns associated with the high index phase of the Southern Oscillation. *J. Climate*, **2**, 268-284.

Rutlant, J. and H. Fuenzalida, 1991: Synoptic aspects of the Central Chile rainfall variability associated with the Southern Oscillation. *Int. J. Climatol.* **11**, 63-76.

Sardeshmukh, P.D. and B.J. Hoskins, 1988: The generation of global Rotational Flow by steady idealized tropical divergence. *J. Atmos. Sci.*, **45**, 1228-1251.

Sinclair, M. N., J. A. Renwick and J. W. Kidson, 1997. Low-frequency variability of Southern Hemisphere sea level pressure and weather system activities. *Mon. Wea. Rev.*, **127**, 2531-2542.

Schubert, S. D. and C.-K. Park, 1991: Low-Frequency intraseasonal tropical-extratropical interactions. *J. Atmos. Sci.*, **48**, 629-650.

Trenberth, K. E., 1990: Recent observed interdecadal climate changes in the Northern Hemisphere. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **71**, 988-993.

Trenberth, K. E., 1993: The different flavors of El Niño. Proc. 18th Annual Climate Diagnostic Workshop, Boulder, CO, National Oceanic and Atmospheric Administration, 50-53.

Trenberth, K. E., 1997: The definition of El Niño. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **78**, 2771-2777.

Trenberth, K. E. and J. M. Caron, 2000: The Southern Oscillation revisited: sea level pressures, surface temperatures, and precipitation. *J. Climate*, **13**, 4358-4365.

van Loon, H. and D. J. Shea, 1987: The Southern Oscillation. Part IV. Anomalies of the sea level pressure on the Southern Hemisphere and of Pacific sea surface temperature during the development of a warm event. *Mon. Wea. Rev.* **115**, 370-379.

White, W. B. and R. Peterson, 1996: An Antarctic circumpolar wave in surface pressure, wind, temperature, and sea ice extent. *Nature*, **380**, 699-702.

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