



Ministerio de Medio Ambiente
Dirección General del Instituto Nacional de Meteorología

Nota Técnica número 1
del Servicio de Variabilidad y Predicción
del Clima (INM)

**ANÁLISIS DE CORRELACIÓN
CANÓNICA ENTRE LAS SST
DE ZONAS DETERMINADAS DEL
ATLÁNTICO Y DEL PACÍFICO Y LOS
VOLÚMENES DE PRECIPITACIÓN DE
LA PENÍNSULA IBÉRICA**

*Nota Técnica número 1 del
Servicio de Variabilidad
y Predicción del Clima.*

Edita: Centro de Publicaciones
Secretaría General Técnica
Ministerio de Medio Ambiente ©

NIPO: 310-99-019-4
ISBN: 84-8320-089-9
Depósito Legal: M-42540 -1999

Imprime: Centro de Publicaciones

Impreso en papel reciclado

ANÁLISIS DE CORRELACIÓN CANÓNICA ENTRE
LAS SST DE ZONAS DETERMINADAS DEL
ATLÁNTICO Y DEL PACÍFICO Y LOS VOLÚMENES
DE PRECIPITACIÓN DE LA PENÍNSULA IBÉRICA

Nota Técnica núm. 1

Servicio de Variabilidad y Predicción del Clima
Instituto Nacional de Meteorología



24 ENE 2000

ELIA DíEZ MUYO
MARÍA LÓPEZ BARTOLOMÉ
Marzo de 1999

INDICE

1- INTRODUCCIÓN

2- DATOS

3- ANALISIS DE COMPONENTES PRINCIPALES

3.1- INTRODUCCIÓN TEORICA

3.2- RESULTADOS

3.2.1- EOF DE LAS SST EN LA ZONA DE EL NIÑO-3

3.2.2- EOF DE LAS SST EN EL ATLANTICO NORTE

3.2.3- EOF DE LAS SST EN EL ATLANTICO TROPICAL

3.2.4- EOF DE LOS VOLUMENES DE PRECIPITACIÓN EN LA PENINSULA
IBERICA

4- ANALISIS DE CORRELACION CANONICA Y VALIDACIÓN

4.1- INTRODUCCIÓN TEORICA

4.2- RESULTADOS Y VALIDACIÓN

4.2.1- NIÑO-3

4.2.2- ATLANTICO NORTE

4.2.3- ATLANTICO TROPICAL

5- CONCLUSIONES

BIBLIOGRAFIA

FIGURAS

1- INTRODUCCIÓN

La influencia que el océano ejerce sobre la variabilidad atmosférica es de importancia primordial para la predicción en escalas de tiempo estacional. Sin embargo, todavía no se sabe bien como y en que extensión las anomalías de las temperaturas superficiales del agua del mar (SST) ejercen su retroalimentación sobre la atmósfera.

La fuente de variabilidad oceánica más importante y mejor conocida es El Niño. Aunque no hay una influencia directa de El Niño sobre Europa, existen pruebas de una influencia indirecta (Fraedrich and Muller 1992, Halpert and Ropelewski, 1992,). En nuestra área las anomalías de SST del Atlántico tropical pueden tener una influencia mayor que la de El Niño, aunque no se conoce bien todavía. Los estudios de Rowntree (1976), Wolter (1989), y Buchmann et al. (1990) incluyen teleconexiones entre estas anomalías y anomalías de circulación en invierno sobre el Atlántico Norte. En lo que concierne al Atlántico Norte Ratcliffe and Murray (1970) y Palmer and Sun (1985) encontraron una relación entre las anomalías de SST en el NW del Atlántico y la circulación sobre Europa. Sin embargo, no está clara cual es la relación entre las anomalías de SST y la circulación atmosférica. Respecto a la península ibérica Zorita et al. (1992) establecen en sus conclusiones que el proceso responsable de la variabilidad de la precipitación es la intensidad de los vientos del oeste y la frecuencia de tormentas, no la presencia de anomalías de SST regionales o remotas.

Dentro de este contexto, se intenta ver si las posibles relaciones estadísticas entre las anomalías de SST de zonas determinadas y la precipitación sobre la Península Ibérica delatan alguna influencia de estas temperaturas sobre la variabilidad atmosférica en nuestra área.

El análisis de correlación canónica es una generalización de la regresión múltiple que permite establecer la relación o dependencia entre dos grupos de variables (predictores y predictandos). El objetivo principal es encontrar una combinación lineal de predictores por una parte y de predictandos por otra, de tal manera que la correlación entre ambas sea máxima. Esta técnica ha sido usada con éxito por numerosos investigadores (Barnett y Preisendorfer 1987, Barnston A.G. et al. 1996,..) para buscar relaciones entre las anomalías de SST y de campos de geopotencial con las variables de temperatura en superficie y precipitación.

En este trabajo se realiza un análisis de correlación canónica entre los dos conjuntos de variables siguientes:

- las anomalías de SST en tres zonas (Niño3, Atlántico tropical y Atlántico Norte).
- las anomalías de volumen de agua precipitada en cada una de las cuencas hidrográficas de la Península Ibérica, considerando estos volúmenes como índices de zonas geográficamente homogéneas.

El primer límite del análisis de correlación canónica es que el número variables predictores debe ser menor que el número de predictandos. Esto se evita efectuando con anterioridad un análisis de componentes principales que, además, permitirá eliminar la posible singularidad de las matrices de covarianza y prefiltrar los datos eliminando ruido. Pero desafortunadamente, al reducir el número de variables se puede eliminar

información que es potencialmente útil. El procedimiento elegido para chequear el modelo es la validación cruzada según el trabajo de Barnett and Preisendorfer (1987).

2- DATOS

Los datos de las SST proceden del GISST2.2 proporcionado por el centro Hadley. Son valores mensuales, con un grid regular latitud-longitud de 1°, del periodo Enero-1946 hasta Diciembre-1994. Las zonas elegidas son las siguientes:

- Atlántico Tropical: 30N-20S y 15E-60W
- Atlántico Norte: 30-60N y 10-80W
- Niño-3: 5N- 5S y 90-150W

Los datos de los volúmenes de precipitación (VP) de las cuencas en las que se divide la Península Ibérica (Pirineo Oriental, Norte, Duero, Tajo, Guadiana, Guadalquivir, Sur, Segura, Levante y Ebro) proceden del I.N.M. Son valores mensuales para el periodo Enero-1946 hasta Diciembre-1994.

A partir de las series mensuales se calculan las series de anomalías estacionales tanto para las SST como para los VP. Las estaciones que se consideran son las siguientes:

- Invierno: diciembre-enero-febrero (DEF) y enero-febrero-marzo (EFM)
- Transición del invierno a la primavera: febrero-marzo-abril (FMA)
- Primavera: marzo-abril-mayo (MAM) y abril-mayo-junio (AMJ)
- Transición de la primavera al verano: mayo-junio-julio (MJJ)
- Verano: junio-julio-agosto (JJA) y julio-agosto-septiembre (JAS)
- Transición del verano al otoño: agosto-septiembre-octubre (ASO)
- Otoño: septiembre-octubre-noviembre (SON) y octubre-noviembre-diciembre (OND)
- Transición del otoño al invierno: noviembre-diciembre-enero (NDE)

3- ANALISIS DE COMPONENTES PRINCIPALES

3.1- INTRODUCCIÓN TEORICA

El objetivo del análisis de componentes principales (ACP) es transformar el conjunto original de p variables en un conjunto más pequeño de m variables que serán combinaciones lineales (componentes principales (CP)) de las anteriores y que explican la máxima varianza del conjunto original. La intención del ACP es poder explicar con pocas componentes la mayor parte de la información que contienen las variables originales.

Las componentes principales son extraídas de tal forma que la primera componente principal explica la cantidad más grande de la variación total del dato. La segunda componente principal es la segunda que más explica y que no esta correlacionada con la primera; y así, sucesivamente para todas las variables originales. Sin embargo, el objetivo de las aplicaciones de las componentes principales es explicar la máxima variación del conjunto original con el menor número de componentes principales como sea posible.

En ACP se utiliza la varianza total de un conjunto de n puntos en un espacio de dimensión p para introducir un nuevo conjunto de p variables ortogonales y no correlacionadas. El nuevo conjunto esta formado por combinaciones lineales normalizadas del conjunto original.

El vector de observaciones $X'=(X_1, X_2, \dots, X_p)$ tiene una matriz de varianza-covarianza Σ . Se considera que la media de X_i es cero para todo $i=1, 2, \dots, p$. Para encontrar la primera componente principal $Y_{(1)}$ se busca un vector de coeficientes $\gamma'=(\gamma_1, \gamma_2, \dots, \gamma_p)$ tal que la varianza de $\gamma'X$ sea máxima sobre todas las combinaciones lineales de X y que $\gamma'\gamma = 1$.

Se puede demostrar que los coeficientes γ satisfacen las p ecuaciones lineales simultaneas

$$(\Sigma - \lambda_{(1)}I)\gamma_{(1)} = 0$$

Si la solución de estas ecuaciones es el vector nulo, el valor de $\lambda_{(1)}$ debe ser elegido tal que

$$|\Sigma - \lambda_{(1)}I| = 0$$

Así, se encuentra que $\lambda_{(1)}$ es el autovalor más grande de Σ y la solución requerida para γ es el autovector correspondiente, $\gamma_{(1)}$. Entonces, la primera componente principal puede ser escrita como $Y_{(1)} = \gamma'_{(1)}X$.

Para la segunda componente se busca un segundo vector normalizado $\gamma_{(2)}$, ortogonal a $\gamma_{(1)}$, tal que $Y_{(2)} = \gamma'_{(2)}X$ tenga la segunda varianza más grande entre todos los vectores que satisfacen $\gamma'_{(1)}\gamma_{(2)} = 0$ y $\gamma'_{(2)}\gamma_{(2)} = 1$. Entonces, $\gamma_{(2)}$ es el autovector asociado al segundo autovalor más grande de Σ , $\lambda_{(2)}$. El proceso continua hasta que los p autovectores se generan. Se considera que todas las raíces de Σ son distintas, lo cual implica que sus autovectores asociados son mutuamente ortogonales.

La traza de una matriz cuadrada esta dada por la suma de los elementos de la diagonal principal. En términos de Σ ,

$$tr(\Sigma) = \sum_{j=1}^p \sigma_{jj}^2$$

donde σ_{jj}^2 es la varianza de la variable j . Sin embargo, sustituyendo Σ se ve que

$$tr(\Sigma) = tr(P\Lambda P') = tr(P'P\Lambda) = tr(\Lambda) = \sum_{j=1}^p \lambda_{(j)}$$

con lo que, la varianza total de las variables originales es igual a la suma de las varianzas de las p componentes principales.

La interpretación de las componentes principales es más fácil con el cálculo de los autovectores. Los autovectores dan la correlación ordinaria producto-momento de cada variable y la componente respectiva. Se observa que la covarianza de la variable i con la componente j es $\gamma_{i(j)}\lambda_{(j)}$, se puede obtener la correlación dividiendo por la desviación standard de X_i y $Y_{(j)}$; esto es,

$$\frac{\gamma_{i(j)}\sqrt{\lambda_{(j)}}}{\sqrt{\Sigma_{ii}}}$$

que da el autovector para la variable i en la componente principal j , también llamado función ortogonal empírica (EOF) de la componente principal j .

El ACP se utiliza para intentar generar un conjunto reducido de variables que expliquen la mayor parte de la variabilidad de los datos originales, y que pueda ser utilizado en análisis posteriores. Por lo tanto, se tiene que decidir cuantas componentes se retienen; sin embargo, no hay un método universalmente aceptado. El criterio para discriminar las componentes principales es el de Preisendorfer-Barnett según el trabajo de Conde (1996).

3.2- RESULTADOS

3.2.1- EOF DE LAS SST EN LA ZONA DE EL NIÑO-3

Las componentes principales que se retienen y su varianza explicada son las siguientes:

	DEF	EFM	FMA	MAM	AMJ	MJJ	JJA	JAS	ASO	SON	OND	NDE
CP1	89.1	84.7	77.0	75.7	78.4	81.1	82.6	83.8	86.5	88.9	88.9	90.5
CP2	3.8	4.3	8.3	10.7	9.1	7.6	7.6	6.4	5.2	4.1	3.9	3.9
CP3		3.1	4.4	3.7	3.1	3.2						

En la configuración espacial de la primera componente principal (EOF1) se observan anomalías positivas en toda la zona en todas las estaciones y en la serie temporal se ven los años de ocurrencia del fenómeno ENSO (fig 1).

El EOF2 presenta una configuración similar en primavera y verano (FMA, MAM, AMJ, MJJ, JJA) y de signo contrario a la del resto del año (fig 2 a y 2 b).

3.2.2- EOF DE LAS SST EN EL ATLANTICO NORTE

Las componentes principales que se retienen y su varianza explicada son las siguientes:

	DEF	EFM	FMA	MAM	AMJ	MJJ	JJA	JAS	ASO	SON	OND	NDE
CP1	30.2	29.2	27.0	25.1	24.3	27.7	30.8	30.4	29.4	28.4	29.5	30.9
CP2	24.2	25.2	25.5	22.9	20.6	17.9	15.7	15.1	15.7	17.2	17.2	22.0
CP3	10.4	9.2	9.9	11.7	12.7	12.7	11.8	12.5	13.4	13.7	14.1	14.1
CP4	7.8	7.6	8.5	10.2	9.5	8.1	8.3	10.6	11.0	10.4	8.7	7.2
CP5	5.8	6.1	5.8	6.1	7.4	7.1	7.3	8.3	7.3	6.9	7.3	5.6
CP6	5.2	4.2	4.8	4.7	5.1	5.4	5.6	5.9	5.1	5.8	6.1	4.7
CP7	3.6	3.6	3.4	3.5	3.7	3.8	4.4	3.6	4.3	3.6	4.0	3.6
CP8				2.5		2.5	2.7	2.5	2.7	2.5		

En el EOF1 (fig 3) se observa en verano y otoño (JJA, JAS, ASO, SON) una anomalía positiva en el centro del Atlántico que podría ser debido al debilitamiento de la NAO en verano y cuyas series temporales se corresponden a grosso modo con las de la NAO y anomalías de signo contrario en otoño-invierno (OND, NDE, DEF).

El EOF2 (fig 4) presenta un dipolo de orientación SW-NE con anomalías positivas en el SW y negativas en el NE en invierno y primavera (DEF, EFM, FMA, MAM) y de signo contrario en verano (AMJ, MJJ, JJA, JAS). También se observa un fuerte gradiente de anomalías en la dirección SW-NE.

La configuración del EOF3 (fig. 5) es un modelo espacial más complejo que los anteriores y explica la máxima varianza en otoño.

3.2.3- EOF DE LAS SST EN EL ATLANTICO TROPICAL

Las componentes principales que se retienen y su varianza explicada son las siguientes:

	DEF	EFM	FMA	MAM	AMJ	MJJ	JJA	JAS	ASO	SON	OND	NDE
CP1	39.4	33.5	38.5	39.5	36.6	39.6	43.5	44.0	44.6	46.2	45.6	41.9
CP2	23.5	28.5	28.9	30.9	32.3	26.6	20.9	19.7	19.8	18.0	17.5	21.6
CP3	6.6	6.1	5.7	5.0	6.7	9.2	11.0	8.6	7.9	8.3	8.1	7.1
CP4	5.7	5.8	4.5	4.2	4.2	4.5	4.8	5.8	5.9	5.0	5.5	5.9
CP5	4.8	4.3	3.5	3.6	3.7	4.0	3.9	4.7	4.2	3.9	4.7	4.9
CP6	3.6	4.1	3.1	2.3	2.7	2.8	3.4	3.4	3.4	3.2	2.7	2.8
CP7	2.6	2.6		2.3						2.4	2.3	2.7

El EOF1 (fig 6) presenta una configuración espacial con un máximo de anomalías negativas en la zona del Cabo Verde durante la primavera y un máximo de anomalías positivas en otoño (estación en la que explica la máxima varianza) en el Golfo de Guinea, siendo las estaciones de verano e invierno de transición entre estos dos modelos espaciales. Este EOF es comparable a los obtenidos por Weare y Ditruech F. (comunicación personal).

En el EOF2 (fig.7) se observa un dipolo NW-SE con un mínimo en el Golfo de Guinea y un máximo en la zona de Cabo Verde en verano y en fase opuesta el resto del año.

3.2.4- EOF DE LOS VOLUMENES DE PRECIPITACIÓN EN LA PENINSULA IBERICA

Al realizar el análisis de componentes principales de las 10 cuencas de la península Ibérica solo se obtiene una componente principal, que es la precipitación de origen Atlántico. La varianza que explica la componente principal para las diferentes estaciones es la siguiente:

DEF	EFM	FMA	MAM	AMJ	MJJ	JJA	JAS	ASO	SON	OND	NDE
82.4	87.2	77.6	71.7	68.5	66.9	70.9	67.4	72.5	72.5	66.8	75.9

4- ANALISIS DE CORRELACIÓN CANONICA

4.1- INTRODUCCION TEORICA

El ACC es una técnica estadística multivariante y consiste en el estudio de las relaciones entre un conjunto de variables predictoras (variables independientes) y otro conjunto de variables predictandos (variables dependientes o medidas de respuesta).

En la regresión múltiple se busca la combinación lineal de variables predictoras que mejor explican la variación de una variable predictando. En el análisis canónico la idea es la misma, excepto que ahora buscamos dos combinaciones lineales, una para el conjunto predictor y otro para el conjunto predictando, tal que su correlación sea máxima. Cuando solo hay una variable predictando, el ACC se reduce a análisis de regresión múltiple.

Sea m el número de predictoras y p el número de predictandos, y se considera que $m \geq p$. Sea $X' = (X_1, \dots, X_m)$ el vector de variables predictoras, y $Y' = (Y_1, \dots, Y_p)$ el vector de variables predictandos. Sea μ_x y μ_y los vectores medios de las variables X y Y , las matrices de varianza-covarianza se definen como:

$$\begin{aligned}\Sigma_{xx} &= E\{(X - \mu_x)(X - \mu_x)'\} \\ \Sigma_{yy} &= E\{(Y - \mu_y)(Y - \mu_y)'\} \\ \Sigma_{xy} &= E\{(X - \mu_x)(Y - \mu_y)'\}\end{aligned}$$

El objetivo del ACC es encontrar combinaciones lineales de m predictoras que tienen una correlación máxima con una combinación lineal de los p predictandos, entonces

$$\begin{aligned}X^* &= a'x = a_1x_1 + a_2x_2 + \dots + a_mx_m \\ Y^* &= b'y = b_1y_1 + b_2y_2 + \dots + b_py_p\end{aligned}$$

La correlación entre X^* y Y^* es

$$\rho(a, b) = \frac{a'\Sigma_{xy}b}{\{(a'\Sigma_{xx}a)(b'\Sigma_{yy}b)\}^{1/2}}$$

por lo tanto, se busca el conjunto de combinaciones lineales que hacen máxima la correlación $\rho(a, b)$. Ya que $\rho(a, b)$ es invariante bajo la escala de a y b , se requiere que a y b sean tal que X^* y Y^* tengan varianza unidad, esto es, $a'\Sigma_{xx}a = b'\Sigma_{yy}b = 1$, y que $E(X^*) = E(Y^*) = 0$. Este problema es equivalente a resolver las ecuaciones canónicas

$$\left(\Sigma_{xx}^{-1}\Sigma_{xy}\Sigma_{yy}^{-1}\Sigma_{yx} - \lambda I\right)a = 0$$

$$\left(\Sigma_{yy}^{-1}\Sigma_{yx}\Sigma_{xx}^{-1}\Sigma_{xy} - \lambda I\right)b = 0$$

donde I es la matriz identidad y λ es el autovalor más grande de las ecuaciones características

$$\left|\Sigma_{xx}^{-1}\Sigma_{xy}\Sigma_{yy}^{-1}\Sigma_{yx} - \lambda I\right| = 0$$

$$\left|\Sigma_{yy}^{-1}\Sigma_{yx}\Sigma_{xx}^{-1}\Sigma_{xy} - \lambda I\right| = 0$$

El autovalor más grande de la matriz producto $\Sigma_{xx}^{-1}\Sigma_{xy}\Sigma_{yy}^{-1}\Sigma_{yx}$ o $\Sigma_{yy}^{-1}\Sigma_{yx}\Sigma_{xx}^{-1}\Sigma_{xy}$ es el coeficiente de correlación canónica cuadrado máximo. Los autovectores asociados al autovalor λ , serán los vectores de coeficientes a y b . Se puede demostrar que

$$a = \frac{\Sigma_{xx}^{-1}\Sigma_{xy}b}{\sqrt{\lambda}}$$

$$b = \frac{\Sigma_{yy}^{-1}\Sigma_{yx}a}{\sqrt{\lambda}}$$

lo cual significa que no es necesario resolver cada ecuación característica, ya que los autovectores a y b dependen uno del otro.

Los autovectores a y b son los pesos canónicos y no dependen de la escala original de medida; y $a^{(1)}x$ y $b^{(1)}y$ son el primer par de variables canónicas.

El rango de las matrices producto $\Sigma_{xx}^{-1}\Sigma_{xy}\Sigma_{yy}^{-1}\Sigma_{yx}$ o $\Sigma_{yy}^{-1}\Sigma_{yx}\Sigma_{xx}^{-1}\Sigma_{xy}$ es $\min(m,p)$; por lo tanto, al menos se pueden extraer p variables canónicas. Se extrae el segundo par de variables canónicas que será la segunda correlación más alta de entre todas las posibles combinaciones lineales que no están correlacionadas con el primer par de variables canónicas; y así, sucesivamente.

VALIDACIÓN CRUZADA.

Es útil solo si los predictores no están muy correlacionados. Se repite el ACC n veces. En cada repetición se elimina el dato r , tanto del predictor como del predictando, siendo $1 \leq r \leq n$. Así se obtiene una serie de $n+1$ pares de variables canónicas. Estas correlaciones canónicas se clasifican en terciles (por debajo, normal o por encima). Se define N_c como el número de correlaciones que esta en el intervalo normal y entonces se tiene que la fiabilidad del método:

$$S = 100 \left(\frac{N_c}{n+1} \right)$$

4.2- RESULTADOS Y VALIDACIÓN

Se ha realizado el ACC entre las componentes principales de las SST y la de los volúmenes de precipitación, correlacionando cada estación para las SST con todas las estaciones para los volúmenes de precipitación como se muestra en las tablas. Se han considerado los casos en que la correlación es mayor del 30% y la fiabilidad del método es mayor del 60%, estos valores se muestran en las tablas siguientes de la forma correlación/fiabilidad.

4.2.1- NIÑO-3

Las correlaciones entre las anomalías de SST de la zona Niño3 y los volúmenes de precipitación son las siguientes:

SST \ V. PR.	JJA	JAS	ASO	SON
JJA	31.9 \ 85.7			
JAS		42.6 \ 73.4		
ASO			55.1 \ 61.2	
SON				45.5 \ 75.5

Se observa una relación simultanea entre ambas anomalías en verano y otoño. Si se representan la primera componente principal de la zona Niño-3 en ASO que explica 86.5% de la varianza total junto con la componente principal de los volúmenes de precipitación en ASO que explican el 72.5% de la varianza total (fig. 8), se observa que

en los periodos en que se ha dado un fenómeno de La Niña las anomalías de los volúmenes de precipitación son negativas.

4.2.2- ATLANTICO NORTE

Las correlaciones entre las anomalías de SST del Atlántico Norte y los volúmenes de precipitación son las siguientes:

SST \ V. PR.	NDE	DEF	EFM	FMA	MAM	AMJ
NDE	47.5 / 63.3					
DEF		54.7 / 55.1				
EFM			64.8 / 73.5			
FMA				62.3 / 77.5		
MAM					49.8 / 85.7	
AMJ						31.1 / 67.3

SST \ V. PR.	ASO	SON
ASO	42.3 / 85.7	
SON		62.0 / 69.4

Se observan correlaciones simultaneas entre ambas anomalías en otoño, invierno y primavera.

SST \ V. PR.	NDE	DEF	EFM
ASO	50.8 / 65.3		
SON		49.8 / 70.8	
OND			31.5 / 60.4

Se observan correlaciones con una estación de retardo del otoño al invierno.

SST \ V. PR.	MJJ	JJA
NDE	33.1 / 79.2	
DEF		34.0 / 75.5

SST / V. PR.	SON	OND	NDE	DEF	EFM
MAM	37.9 / 81.6				
AMJ		50.51 / 75.5			
MJJ			44.5 / 71.4		
JJA				43.8 / 70.8	
JAS					41.9 / 68.7

Se observan correlaciones con dos estaciones de retardo desde el final del otoño-invierno al final de la primavera-verano y de la primavera-verano al otoño-invierno.

SST \ V. PR.	ASO	SON	OND
NDE	44.3 / 72.9		
DEF		38.3 / 73.4	
EFM			40.8 / 77.5

SST \ V. PR.	AMJ	MJJ
JAS	30.8 / 64.6	
ASO		46.5 / 68.7

Se observan correlaciones con tres estaciones de retardo desde finales del otoño-invierno al final del verano-otoño y del verano a la primavera del año siguiente.

4.2.3- ATLANTICO TROPICAL

Las correlaciones entre las anomalías de SST del Atlántico Tropical y los volúmenes de precipitación son las siguientes:

SST \ V. PR.	SON	OND
SON	52.9 / 79.6	
OND		69.2 / 63.3

Se observan correlaciones simultaneas en otoño.

SST \ V. PR.	SON	OND	AMJ	MJJ
MAM	47.2 / 63.3			
AMJ		36.3 / 73.4		
OND			33.5 / 62.5	
NDE				33.8 / 75.0

Se observan correlaciones con dos estaciones de retraso de la primavera al otoño y del otoño a la primavera del año siguiente.

SST \ V. PR.	DEF	EFM
MAM	40.3 / 66.7	
AMJ		37.6 / 70.8

Se observan correlaciones con tres estaciones de retraso entre la primavera y el invierno del año siguiente.

5- CONCLUSIONES

Se ha obtenido una correlación simultánea en verano y otoño entre las anomalías de SST de la zona Niño-3 y los volúmenes de precipitación de las cuencas de la península ibérica. La mayor variación las anomalías de SST de la zona Niño-3 esta explicada por el fenómeno ENSO y las anomalías de precipitación que son de origen Atlántico.

Con relación al Atlántico Norte se han obtenido correlaciones simultáneas entre las anomalías de SST y las de los volúmenes de precipitación en otoño invierno y primavera, correlaciones con una estación de retraso del otoño al invierno, con dos estaciones de retraso del final del otoño-invierno al final de la primavera-verano y de la primavera-verano al otoño-invierno y con tres estaciones de retraso del final del otoño-invierno al final del verano-otoño del año siguiente y del verano a la primavera del año siguiente.

Para el Atlántico Tropical se han obtenido correlaciones simultáneas en otoño, con dos estaciones de retraso de la primavera al otoño y del otoño a la primavera del año siguiente, con tres estaciones de retraso de la primavera al invierno del año siguiente.

BIBLIOGRAFIA

Barnett T.P. and Preisendorfer R., 1987: Origins and levels of monthly and seasonal forecast skill for United States surface air temperatures determined by canonical correlation analysis. *Monthly Weather Review*. Vol. 115. 1825-1849.

Barnston A.G. and Smith T.M., 1996: Specification and prediction of global surface temperature and precipitation from global SST using CCA. *J. of Climate*. Vol. 9, 2660-2697.

Conde J., 1997: Downscaling of global climate characteristics to regional scales: An application to winter mediterranean rainfall. In *Proceedings of the INM-WMO International Symposium on Cyclones and Hazardous Weather in the Mediterranean*. A. Jansa eds. Ministerio de Medio Ambiente. 583-588.

Curtis S. and Hastenrath S., 1995: Forcing of anomalous sea surface temperature evolution in the tropical Atlantic during Pacific warm events. *J. of Geophysical Research*. Vol. 100, NoC8, 15835-15847.

Dillon W.R. and Goldstein M., 1984: *Multivariate Analysis. Methods and Applications*.

Fraedrich K., 1990: European Grouse during the warm and cold extremes of the El Niño/Southern Oscillation. *Int. J. of Climatology*, Vol 10, 21-31.

Fraedrich K. and Muller K., 1992: Climate anomalies in Europe associated with ENSO extremes. *Int. J. Climatol.* 12, 25-31.

Fraedrich K., 1994: An Enso impact on Europe? A review. *Tellus* 46 A, 4, 541-552.

Halpert M.S. and Ropelewski C.F., 1992: Surface temperature patterns associated with the Southern Oscillation. *J. of Climate*. Vol. 5, 577-593.

Palmer T.N. and Zhabo S., 1985: A modelling and observational study of the relationship between sea surface temperature in the north-west Atlantic and the atmospheric general circulation. *Q.J.R.Met. Soc.* Vol. 111, 947-975.

Palmer T.N. and Anderson D.L.T., 1993: Scientific assessment of the prospects for seasonal forecasting: a European perspective. Technical Report. No 70, ECMWF.

Palmer T.N. and Anderson D.L.T., 1994: The prospects for seasonal forecasting- A review paper. *Quart. J. R. Met. Soc.* Vol 120, No 518, 755-793.

Peng S. and Mysak L.A., 1993: A teleconnection study of interannual sea surface temperature fluctuations in the northern North Atlantic and precipitation and runoff over western Siberia. *J. of Climate*, Vol. 6, 876-885.

Peng S. et al, 1995: The differences between early and midwinter atmospheric responses to sea surface temperature anomalies in the Northwest Atlantic. *J. of Climate*. Vol. 8, 137-157.

Ratcliffe R.A.S. and Murray R., 1970: New lag associations between North Atlantic sea temperature and European pressure applied to long-range weather forecasting. *Quart. J. R. Met. Soc.* 96, 226-246.

Rowntree P.R., 1976: Response of the atmosphere to a tropical Atlantic Ocean temperature anomaly. *Quart. J. R. Met. Soc.* 102, 607-625.

Shabbar A. and Barnston A.G., 1996: Skill of seasonal climatic forecast in Canada using canonical correlation analysis. *Monthly Weather Review*. Vol. 124. 2370-2385.

Ting M. and Peng S., 1995: Dynamics of the early and middle winter atmospheric responses to the Northwest Atlantic SST anomalies. *J. of Climate*, Vol. 8, 2239-2254.

Verbeek J., 1997: Wind stress and SST variability in the North Atlantic area: Observations and five coupled GCMs in concert. *Monthly Weather Review*. Vol. 125, 942-957.

Wallace J.M. and Jiang Q., 1987: On the observed structure of the interannual variability of the atmosphere/ocean climate system. *Atmospheric and Oceanic Variability*. 17-43.

Wallace J.M. et al, 1990: Spatial patterns of atmosphere-ocean interaction in the northern winter. *J. of Climate*. Vol. 3, 990-998.

Weare B., 1997: Empirical orthogonal analysis of Atlantic Ocean surface temperatures. *Q.J.R.Met. Soc.* Vol. 103, 467-478.

Wilby R., 1993: Evidence of El Niño in the synoptic climate of the British Isles since 1880. *Weather*, 48, 234-239.

Zorita E. et al, 1992: The atmospheric circulation and sea surface temperature in the North Atlantic area in winter: Their interaction and relevance for Iberian Precipitation. *J. of Climate*, Vol. 5, 1097-1108.

FIGURAS

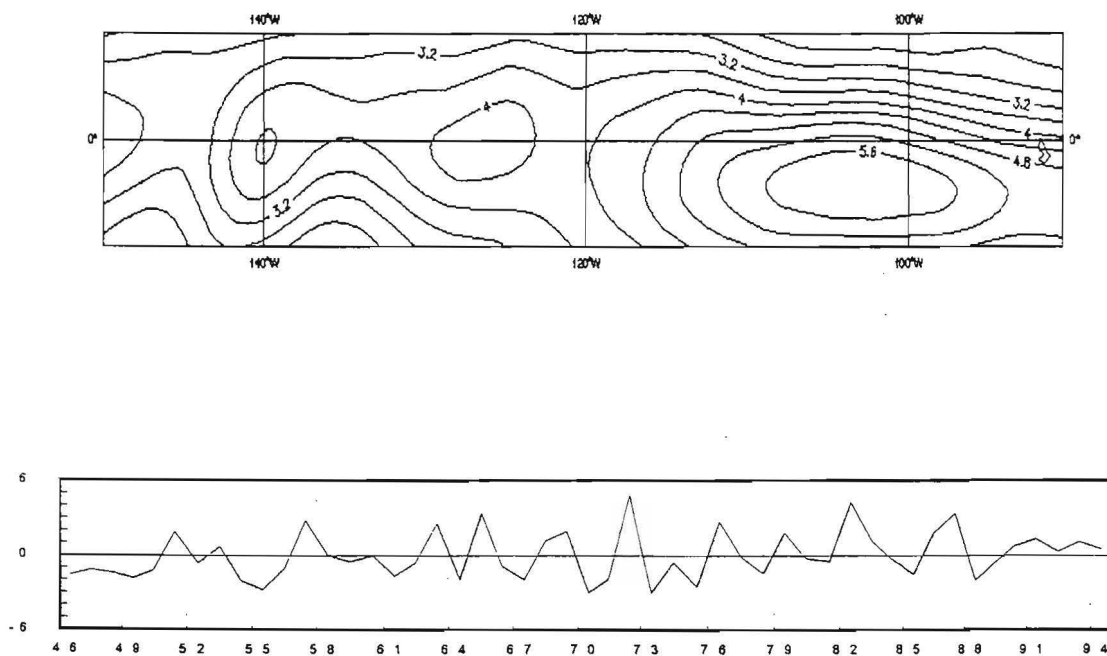


Figura 1 : EOF1 de la zona Niño-3 y su componente principal para la estación de ASO

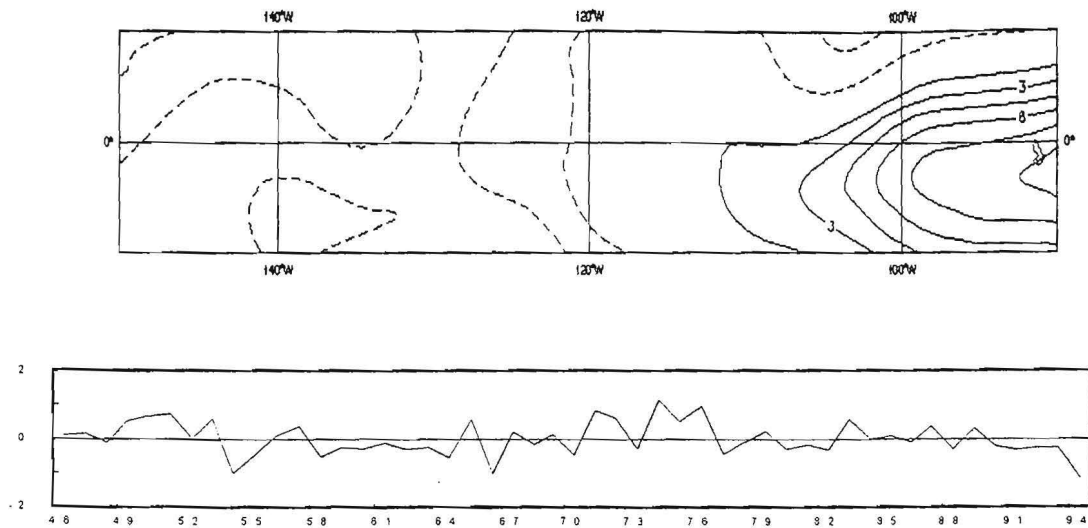


Figura 2 a: EOF2 de la zona Niño-3 y su componente principal para la estación de MAM.

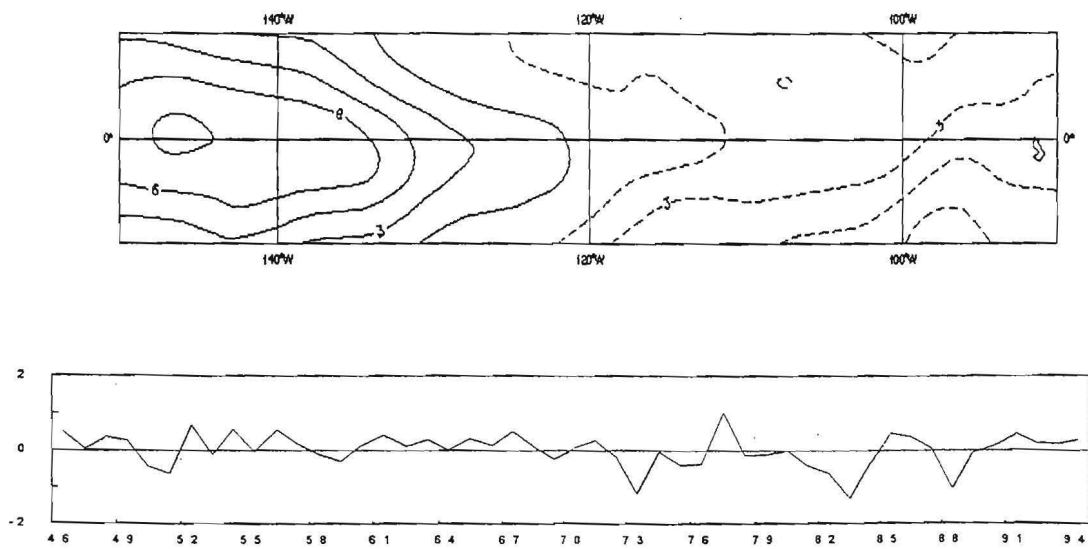


Figura 2 b: EOF2 de la zona Niño-3 y su componente principal para la estación de SON.

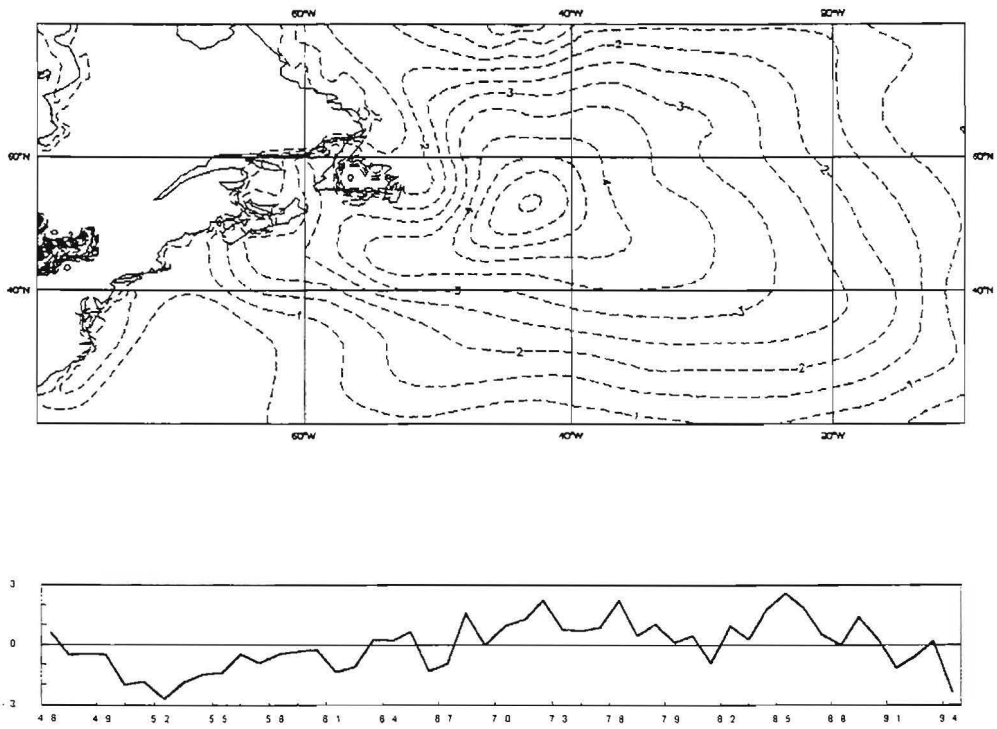


Figura 3 a: EOF1 de la zona Atlántico Norte y su componente principal para la estación de NDE.

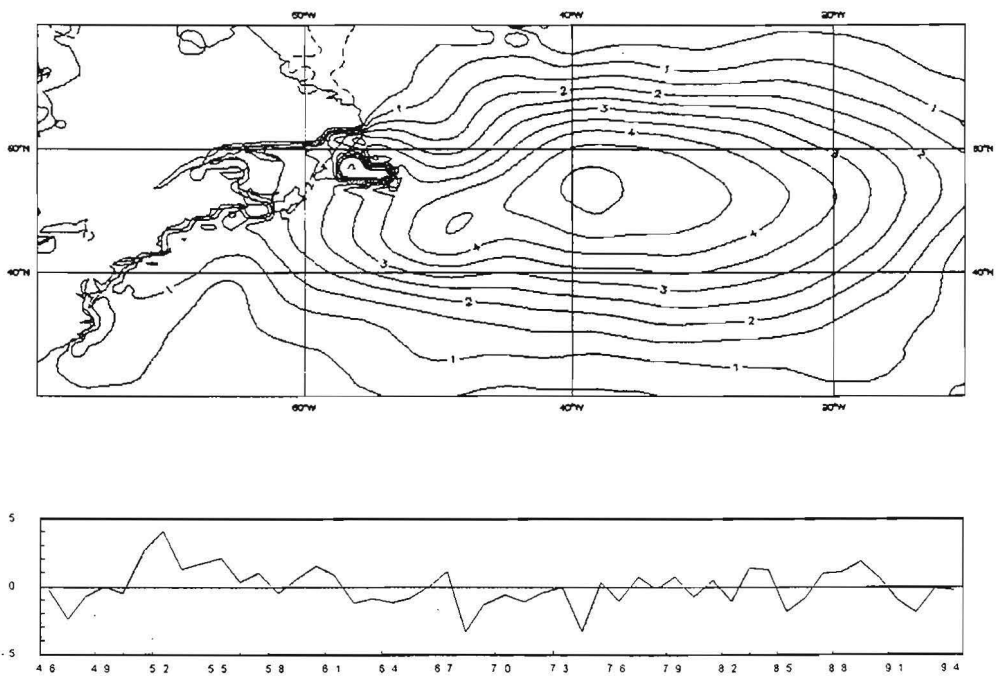


Figura 3 b: EOF1 de la zona del Atlántico Norte y su componente principal para la estación de JAS.

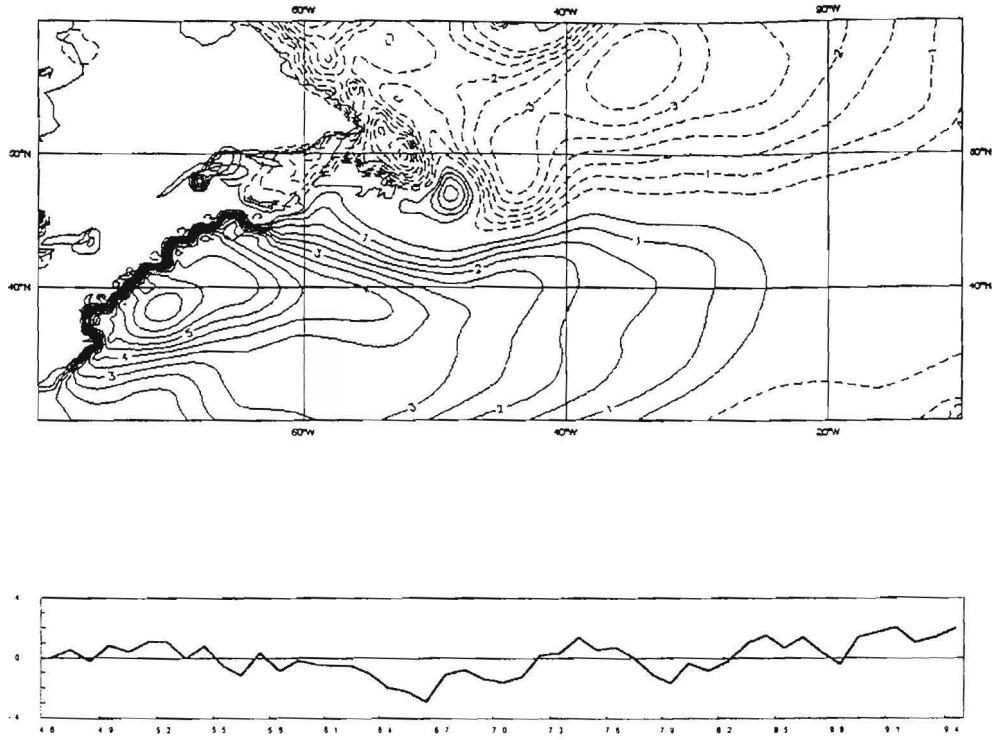


Figura 4 a: EOF2 de la zona del Atlántico Norte y su componente principal para la estación de FMA.

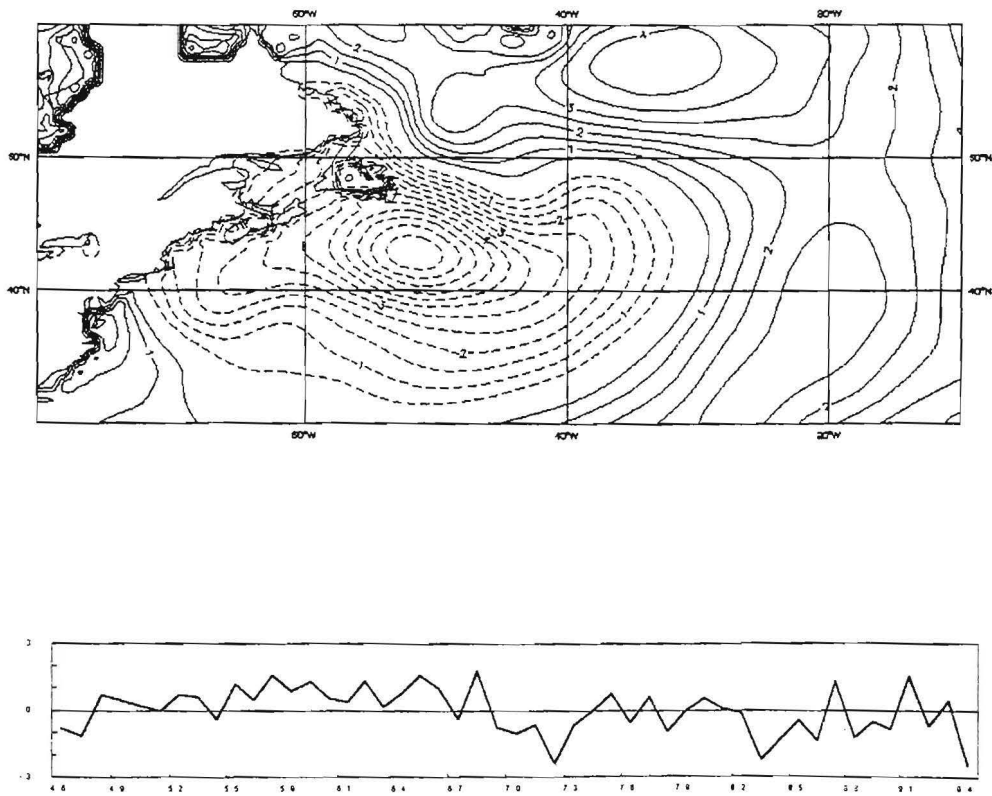


Figura 4 b: EOF2 de la zona Atlántico Norte y su componente principal para la estación de JJA.

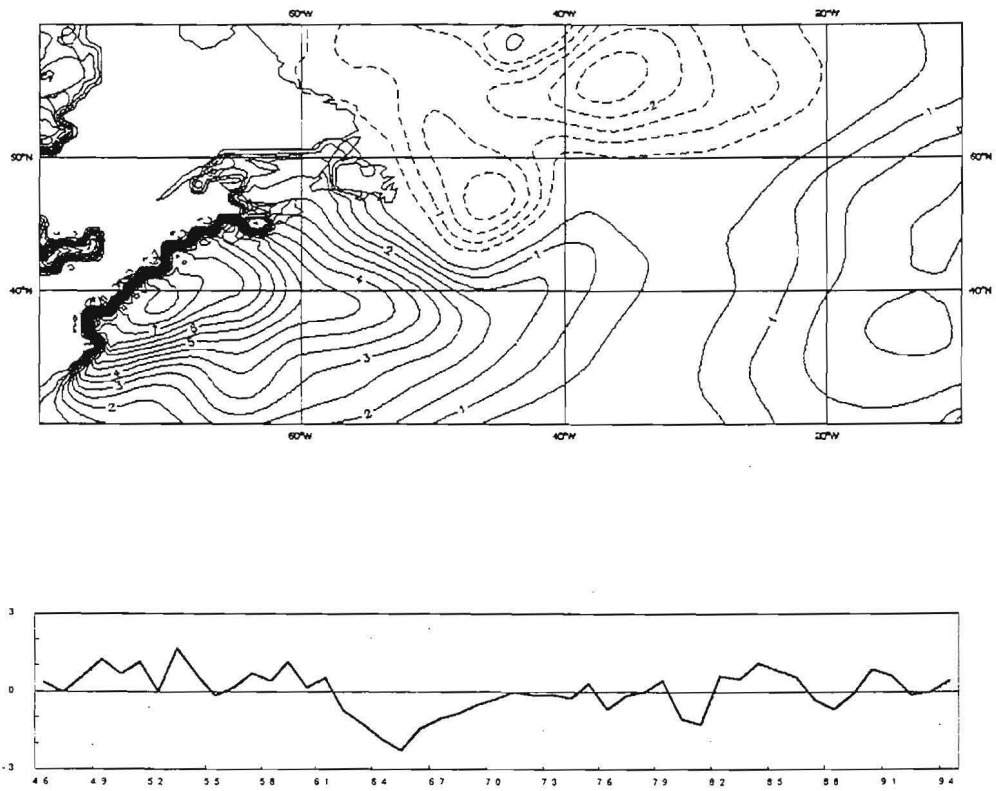


Figura 5: EOF3 de la zona Atlántico Norte y su componente principal para la estación de OND.

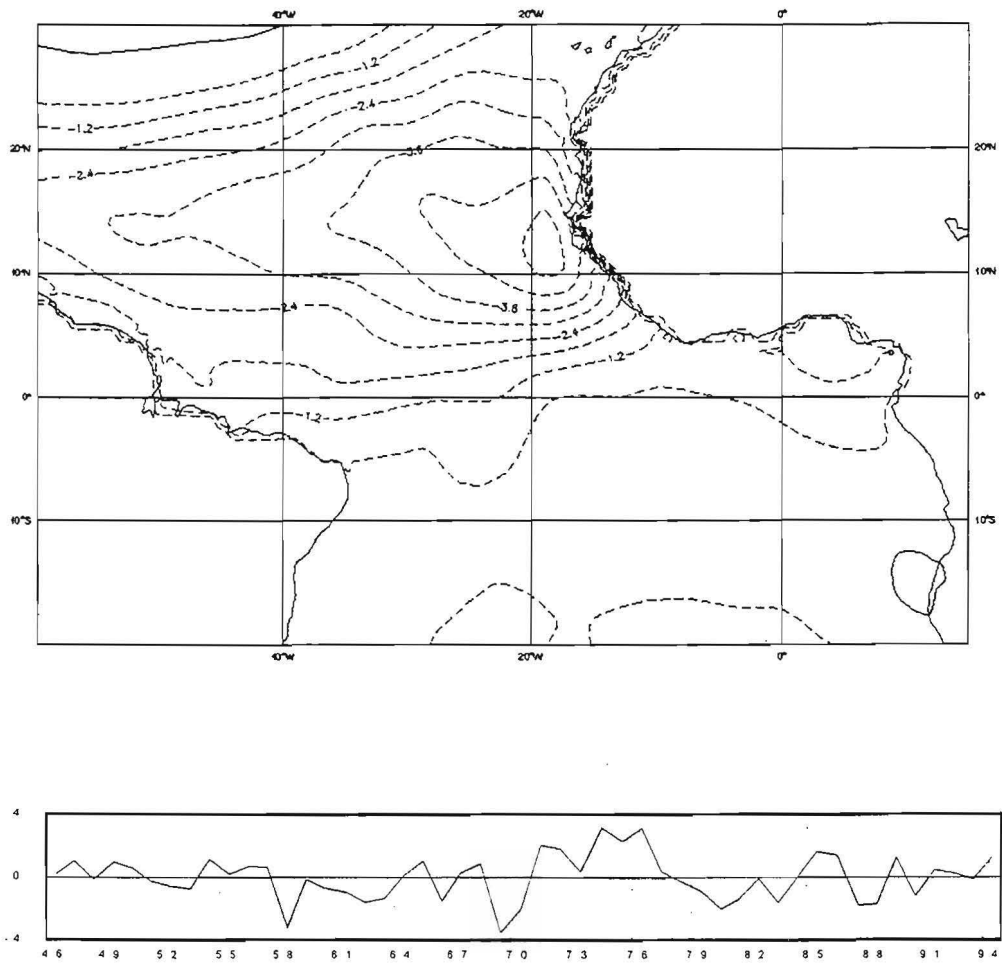


Figura 6 a : EOF1 de la zona Atlántico Tropical y su componente principal para la estación de MAM.

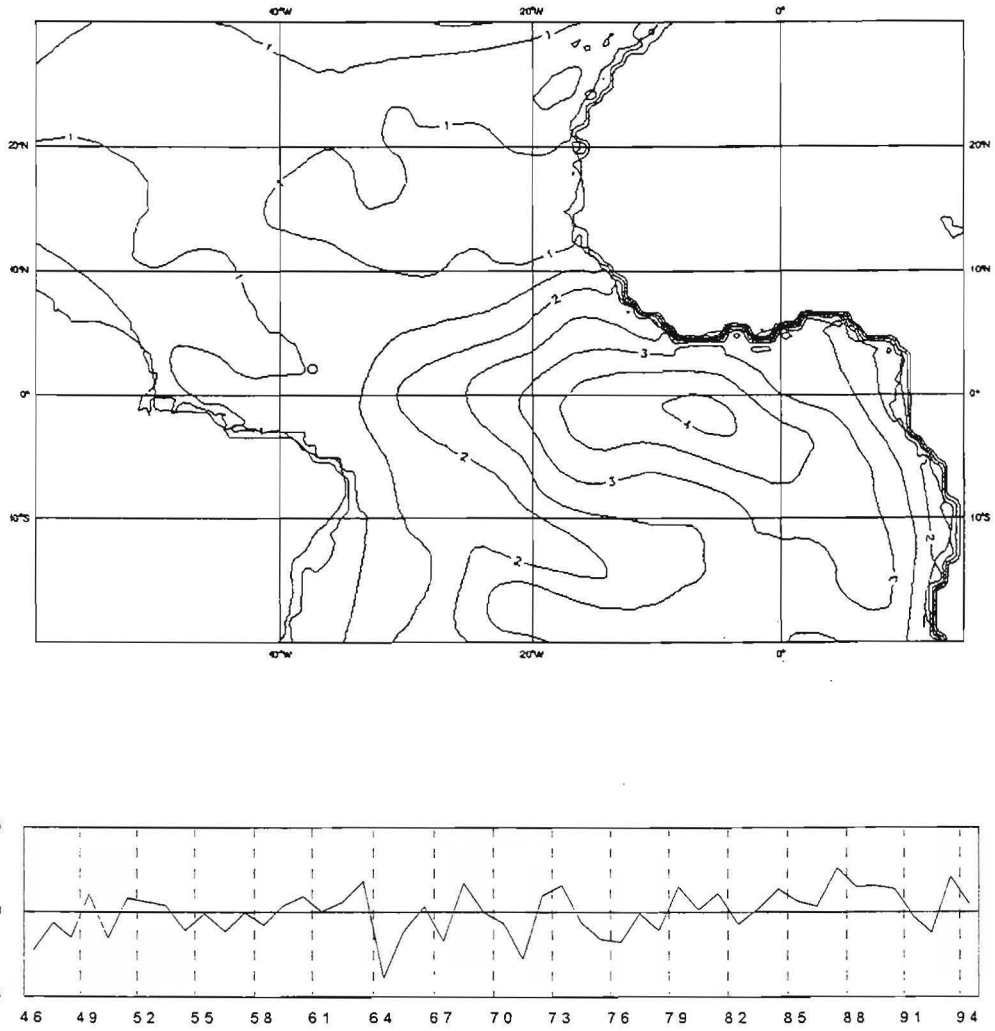


Figura 6 b: EOF1 de la zona Atlántico Tropical y su componente principal para la estación de SON.

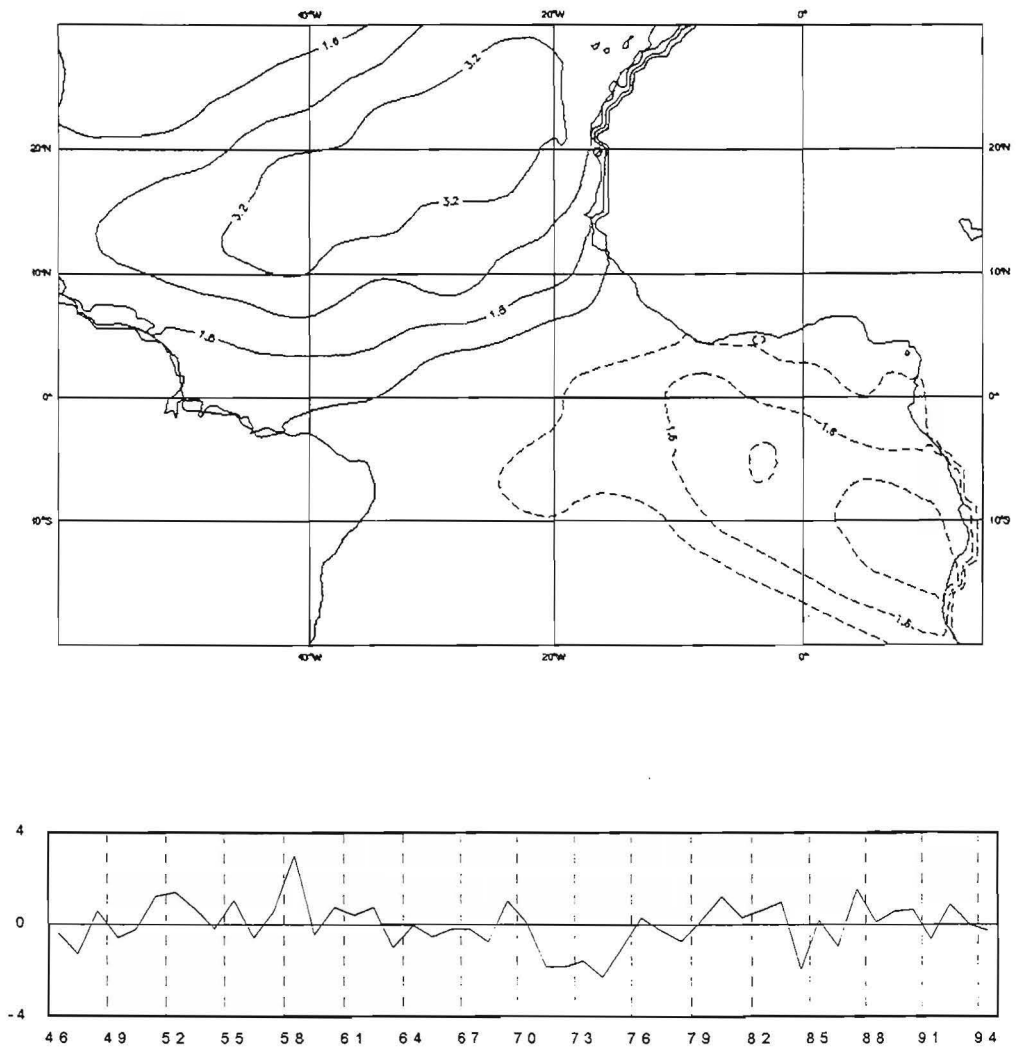


Figura 7 a : EOF2 de la zona Atlántico Tropical y su componente principal para la estación de JJA.

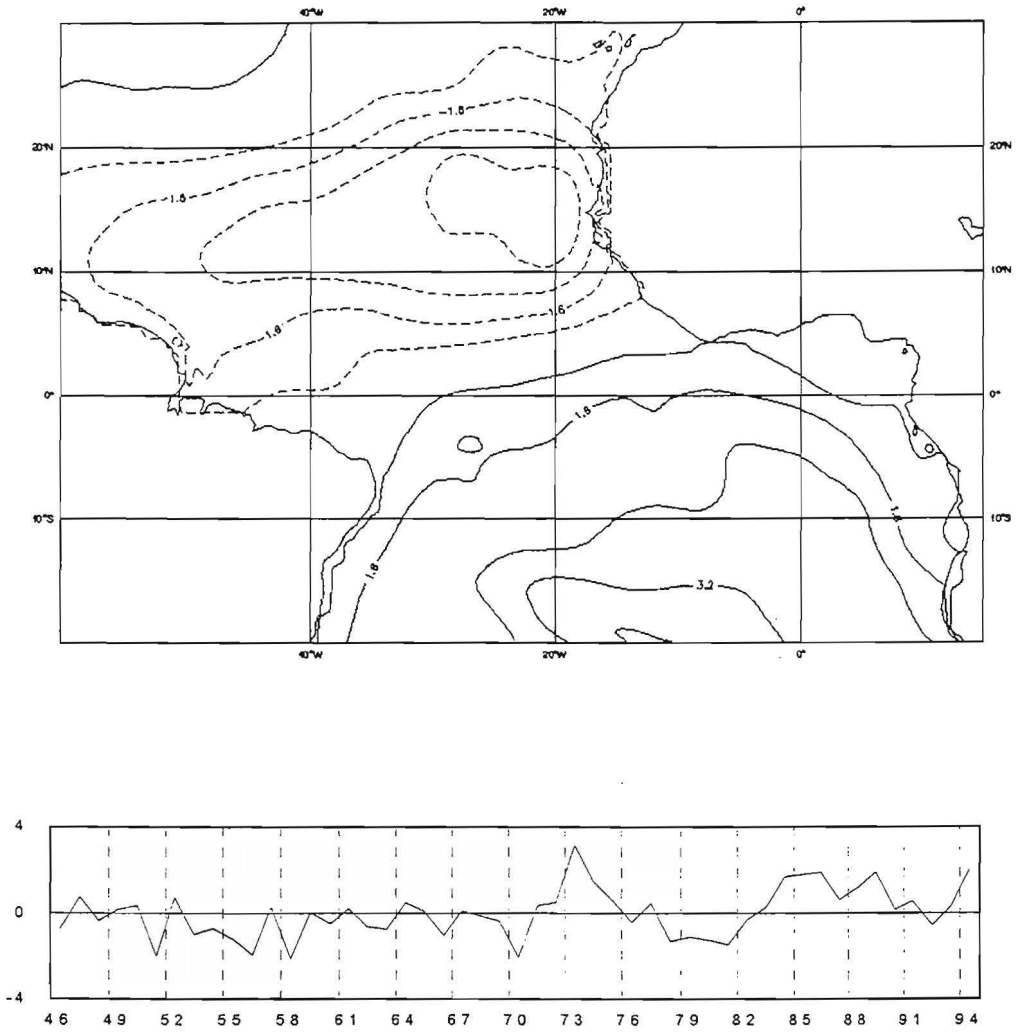


Figura 7 b: EOF2 de la zona Atlántico Tropical y su componente principal para la estación de EFM.

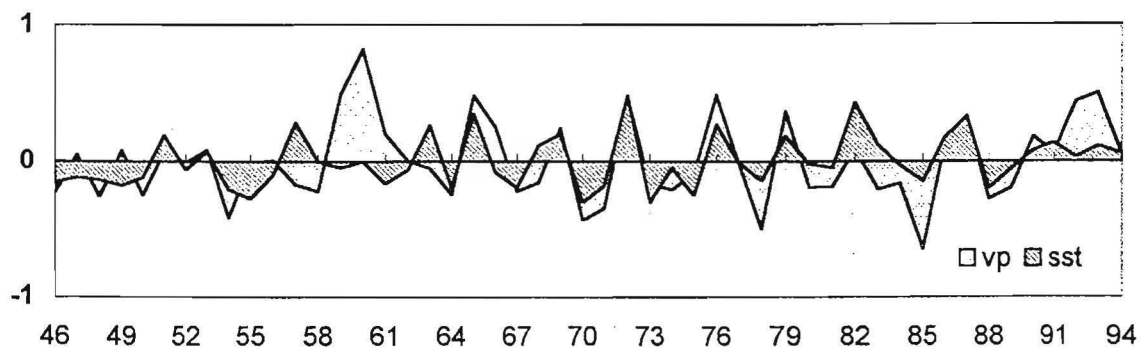


Figura 8: Primera componente principal de las anomalías de SST de la zona Niño-3 y primera componente principal de los volúmenes de precipitación, para la estación de ASO.