



GOBIERNO
DE ESPAÑA

MINISTERIO
DE AGRICULTURA, ALIMENTACIÓN
Y MEDIO AMBIENTE

AEMet
Agencia Estatal de Meteorología

Ondas de Rossby barotrópicas libres como conductoras de las variaciones del NAFDI, la baja térmica sahariana y las intrusiones de polvo hacia el Atlántico y el Mediterráneo

Ángel J. Gómez-Peláez, Emilio Cuevas, Sergio Rodríguez,
Enric Terradellas, Sara Basart, Rosa D. García, Omaira E.
García, Silvia Alonso-Pérez

Seminario del Centro de Investigación Atmosférica de Izaña (AEMET)
19/05/2016

Acaba de ser publicado en la fase de Discusión de Atmospheric Chemistry and Physics el artículo científico:

"Pivotal role of the North African Dipole Intensity (NAFDI) on alternate Saharan dust export over the North Atlantic and the Mediterranean, and relationship with the Saharan Heat Low and mid-latitude Rossby waves", E. Cuevas, A. J. Gómez-Peláez, S. Rodríguez, E. Terradellas, S. Basart, R. D. García, O. E. García, and S. Alonso-Pérez.

<http://www.atmos-chem-phys-discuss.net/acp-2016-287/>

La **primera parte** de dicho paper **ya fue expuesta por Emilio Cuevas** en un seminario del CIAI que tuvo lugar el 17 de diciembre de 2015.

La **segunda parte** es el **objeto de este seminario**, siendo el enfoque empleado más pedagógico que en el artículo.

ESQUEMA DE LA PRESENTACIÓN:

Primera parte. Ondas de Rossby Libres. Conceptos y soluciones.

- Ecuaciones de la **teoría quasi-geostrófica** atmosférica
- Aplicación de **perturbaciones lineales**: distribución de amplitud en altura y la relación de dispersión de las **ondas de Rossby barotrópicas libres** para una atmósfera isoterma
- **Guía de onda** para las ondas de Rossby
- Solución de **Geisler y Dickinson** para ondas de Rossby libres en **atmósfera con cizalladura vertical del viento**

Segunda parte. Ondas de Rossby barotrópicas libres como conductoras de las variaciones del NAFDI, y éste a su vez de la fase de la baja térmica sahariana y de las intrusiones de polvo hacia el Atlántico y el Mediterráneo.

Escalas características de variación para movimientos de **escala sinóptica en latitudes medias**:

$U \sim 10 \text{ m/s}$

$W \sim 1 \text{ cm/s}$

$L \sim 1.000 \text{ km}$

$H \sim 10 \text{ km}$

$L/U \sim 100.000 \text{ s} \sim 1 \text{ día}$ (escala temporal)

$(\delta p)/(\rho * g) \sim 100 \text{ m}$ (cambio de altura geopotencial en dirección horizontal)

Se cumple la aproximación hidrostática (las ondas internas de gravedad desaparecen)

A orden dominante hay un **equilibrio entre las fuerzas horizontales de gradiente de presión y de Coriolis** (las ondas de sonido desaparecen).

Viento geostrófico (no sirve para hacer pronóstico):

$$\vec{V}_g = \vec{k} \times \frac{1}{\rho f} \nabla p \quad , \text{ donde } f \text{ es el parámetro de Coriolis } (f = 2\Omega \sin \phi)$$

Siguiente orden: Ecuaciones Quasi-Geostróficas en coordenadas isobáricas (x,y,p)



$$\vec{V} = \vec{V}_g + \vec{V}_a \quad , \text{ con } |\vec{V}_g| \gg |\vec{V}_a|$$

Aproximación del plano beta en latitudes medias: $f = f_0 + \beta \cdot y$

Ecuaciones Quasi-Geostróficas en troposfera libre:

Viento geostrófico: $\vec{V}_g \equiv \frac{1}{f_0} \vec{k} \times \nabla \Phi$;

Continuidad: $\nabla \cdot \vec{V}_a + \frac{\partial \omega}{\partial p} = 0$

Momento horizontal: $\frac{D_g \vec{V}_g}{Dt} = -f_0 \vec{k} \times \vec{V}_a - \beta y \vec{k} \times \vec{V}_g$; con $\frac{D_g}{Dt} = \frac{\partial}{\partial x} + \vec{V}_g \cdot \nabla$

Momento vertical: equilibrio hidrostático $\frac{\partial \Phi}{\partial p} = -\frac{R \cdot T}{p}$

Energía: $\frac{D_g T}{Dt} = \frac{\sigma p}{R} \omega + \frac{J}{c_p}$; con $\sigma = -\frac{R \cdot T}{p} \frac{\partial \ln \theta}{\partial p}$

Sigma solo depende de p a orden dominante.

7 ecuaciones escalares y 7 campos incógnita

Podemos eliminar del sistema de EDPs la velocidad ageostrófica (es “incomoda”) aplicando la componente vertical del rotacional a la ecuación de momento horizontal, y usando la ecuación de continuidad; a cambio de introducir la vorticidad geostrófica:

$$\zeta_g = \vec{k} \cdot \nabla \times \vec{V}_g = \frac{1}{f_0} \nabla^2 \Phi$$

El sistema de ecuaciones Quasi-Geostróficas queda:

Viento geostrófico: $\vec{V}_g \equiv \frac{1}{f_0} \vec{k} \times \nabla \Phi$;

Vorticidad geostrófica: $\zeta_g = \frac{1}{f_0} \nabla^2 \Phi$

Momento vertical: equilibrio hidrostático $\frac{\partial \Phi}{\partial p} = -\frac{R \cdot T}{p}$

Energía: $\frac{D_g T}{Dt} = \frac{\sigma p}{R} \omega + \frac{J}{c_p}$; con $\sigma = -\frac{R \cdot T}{p} \frac{\partial \ln \theta}{\partial p}$

Vorticidad Quasi-Geostrófica: $\frac{D_g \zeta_g}{Dt} = -\beta v_g + f_0 \frac{\partial \omega}{\partial p}$

6 ecuaciones escalares y 6 campos incógnita

Suponiendo evolución temporal adiabática y combinando ecuaciones, podemos eliminar del sistema de EDPs Omega y T, y el sistema se reduce a:

Viento geostrófico: $\vec{V}_g \equiv \frac{1}{f_0} \vec{k} \times \nabla \Phi$;

Vorticidad geostrófica: $\zeta_g = \frac{1}{f_0} \nabla^2 \Phi$

Ecuación de la Vorticidad Potencial Quasi-Geostrófica:

$$\frac{D_g}{Dt} \left[\zeta_g + f + \frac{\partial}{\partial p} \left(\frac{f_0}{\sigma} \frac{\partial \Phi}{\partial p} \right) \right] = 0$$

Y el único campo independiente a determinar es el de geopotencial

Cuando el término $\left[\frac{\partial}{\partial p} \left(\frac{f_0}{\sigma} \frac{\partial \Phi}{\partial p} \right) \right]$ es nulo, nos queda la ecuación de la vorticidad barotrópica:

$$\frac{D_g}{Dt} [\zeta_g + f] = 0$$

Ondas de Rossby barotrópicas libres en atmósfera isoterma y con velocidad uniforme



Vamos a descomponer cada campo (A) en la suma de una componente no perturbada (A_0) y una componente perturbada (A_1 ; la onda), suponiendo que las perturbación son pequeñas (**perturbaciones lineales**; $|A_1| \ll |A_0|$)

Estado no perturbado: atmósfera isoterma con flujo zonal uniforme

Viento geostrófico no perturbado: $\overrightarrow{V}_{g0} = U_0 \vec{j} = \frac{1}{f_0} \vec{k} \times \nabla \Phi_0$;

Equilibrio hidrostático no perturbado: $\frac{\partial \Phi_0}{\partial p} = -\frac{R \cdot T_0}{p}$

Por lo que $\Phi_0(y, p) = -f_0 U_0 y - RT_0 \ln(p/p_r) + \Phi_0(y = 0, p = p_r)$

Vorticidad geostrófica no perturbada: $\zeta_{g0} = \frac{1}{f_0} \nabla^2 \Phi_0 = 0$

Ecuación de la vorticidad potencial cuasi-geostrófica perturbada:

$$\left(\frac{\partial}{\partial t} + U_0 \frac{\partial}{\partial x} \right) \left[\frac{1}{f_0} \nabla^2 \Phi_1 + \frac{\partial}{\partial p} \left(\frac{f_0}{\sigma} \frac{\partial \Phi_1}{\partial p} \right) \right] + \frac{\beta}{f_0} \frac{\partial \Phi_1}{\partial x} = 0$$

Soluciones por componentes Fourier en x, y, t del tipo:

$$\Phi_1(x, y, p, t) = \psi \left(\frac{p}{p_r} \right)^\alpha \exp[i(kx + ly - kct)]$$

Para alfa= 0 ó -1, el termino con las derivadas de presión se anula, y la ecuación de vorticidad se reduce a la **relación de dispersión de las ondas de Rossby para fluido barotrópico:**

$$(kc - kU_0) \left[-\frac{1}{f_0} (k^2 + l^2) \right] - k \frac{\beta}{f_0} = 0$$

$$c = U_0 - \frac{\beta}{k^2 + l^2}$$

La velocidad de fase depende de k y l: Ondas dispersivas.

Pero para alfa=0 no se cumple la condición de contorno en z=0 salvo para el caso de onda estacionaria (c=0), que corresponde a numero de onda 2 aproximadamente.

Pero alfa=-1 la energía de la onda tiende a infinito cuando z->infinito

El caso **alfa=-2/7 para atmósfera estática** (sin flujo zonal) no hace que el término que contiene derivadas de presión se anule, pero tras aplicar las 2 derivadas, el geopotencial perturbado queda igual que estaba (salvo multiplicado por una constante). **La relación de dispersión queda ligeramente distinta.** En este caso sí que **se cumple la condición de contorno en z=0.**

El caso con flujo zonal constante también admite solución parecida a la anterior, pero está fuera del objetivo de la charla el presentarla (es más complicada).

La **condición de contorno inferior** (en superficie plana) es $w=0$ en $z=0$, que en coordenadas isobáricas queda, tras tener en cuenta la relación geostrófica del viento, de la forma:

$$\omega_1 = \frac{p}{RT} \frac{\partial \Phi_1}{\partial t}$$

Las proximidades de los chorros de latitudes medias actúan como guías de onda para las ondas de Rossby (la onda queda confinada latitudinalmente y se propaga a lo largo de una banda aproximadamente zonal).

Esto ha sido comprobado en la literatura científica observacionalmente y resolviendo numéricamente la ecuación de vorticidad barotrópica con fuentes en el seno de un flujo no perturbado correspondiente a la media climatológica de la atmósfera real.

Para entender este resultado, se echa mano de la teoría WKB (también llamada Eikonal u Óptica Geométrica), que aplica cuando la longitud de onda es mucho menor que la escala característica de variación del medio no perturbado:

- Localmente la onda se comporta como un modo de Fourier plano que va modificando su longitud de onda y amplitud conforme se propaga por el medio
- Hay unas EDOs que describen la evolución de la longitud de onda y la amplitud (energía) a lo largo de los “rayos” determinados por la velocidad de grupo. Los rayos sufren refracción al acercarse a los bordes de la guía de onda y son devueltos a su interior.

Solución de Geisler y Dickinson para ondas de Rossby libres en atmósfera con cizalladura vertical del viento

La ecuación de la vorticidad potencial cuasi-geostrófica perturbada ahora tiene una **velocidad no perturbada dependiente de la presión:**

$$\left(\frac{\partial}{\partial t} + U_0(p) \frac{\partial}{\partial x} \right) \left[\frac{1}{f_0} \nabla^2 \Phi_1 + \frac{\partial}{\partial p} \left(\frac{f_0}{\sigma} \frac{\partial \Phi_1}{\partial p} \right) \right] + \frac{\beta}{f_0} \frac{\partial \Phi_1}{\partial x} = 0$$

y ya no es posible encontrar solución analítica para la parte de la solución que depende de la presión; sino que hay que resolver numéricamente un problema de autovalores para un sistema de dos EDOs (procedentes de la ecuación de la vorticidad y la condición de contorno que ahora es más compleja).

Realmente extraen una parte de la dependencia en presión y resuelven para la función remanente:

$$\Phi_1(x, y, p, t) = f_0 \psi(Z) \left(\frac{p}{p_r} \right)^{-1/2} \exp[i(kx + ly - kct)]$$

Siendo $Z = \ln(p_r/p)$, y $\psi(Z)$ la función para la que resuelven.

Para más detalles véase el artículo Geisler&Dickinson 1975, J.Atm.Sci, Vol. 32

Como veremos en la charla más adelante, **en presencia de cizalladura vertical del viento zonal (viento térmico), la distribución vertical de amplitud de la onda barotrópica muestra bastante más intensidad en la mitad inferior de la troposfera que en el caso sin viento zonal.**

La Ecuación Omega Cuasi-Geostrófica: da las fuentes de Omega (“Laplaciana” de Omega = fuentes de Omega)

Fuentes de Omega:

- **Variación en la vertical de la advección de vorticidad relativa y planetaria**
- **Laplaciana horizontal de la advección de temperatura**

La presencia de viento zonal con cizalladura exacerba las fuentes de Omega, y nos permite utilizar el Omega como trazador aproximado de la intensidad de la onda de Rossby en la mitad inferior de la troposfera.

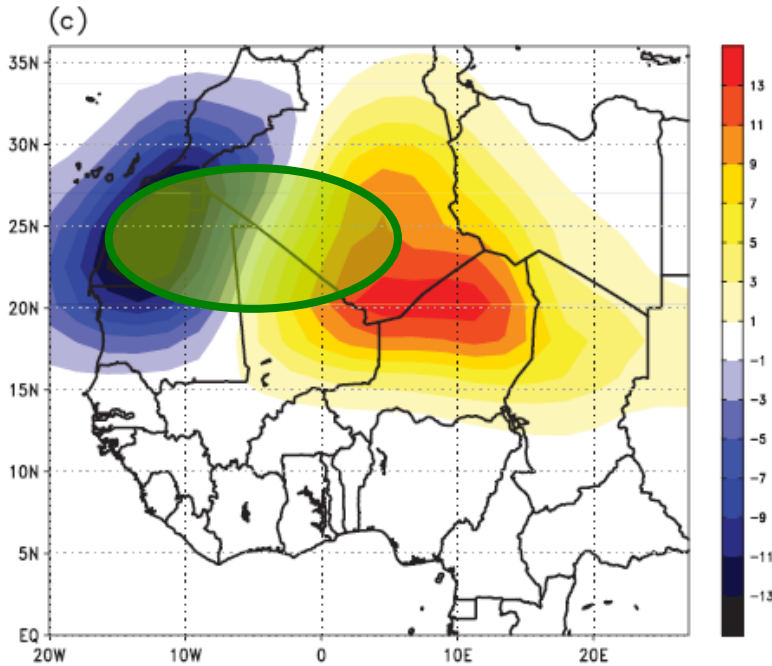
La **primera parte** del estudio objeto de esta charla **ya fue expuesta por Emilio Cuevas** en un seminario del CIAI que tuvo lugar el 17 de diciembre de 2015.

El NAFDI determina si la intrusión de polvo es hacia el Mediterráneo ó hacia el Atlántico subtropical:

- **Esto se demostró con mapas de AOD** (a partir de observaciones de MODIS y reanálisis de MACC).
- **Se mostraron los campos meteorológicos asociados a cada fase del NAFDI, y como estos explicaban el transporte.**
- **Se demostró la conexión del NAFDI con la posición longitudinal de la SHL a escala mensual para el periodo 2007-2011.**
- **Se explicó como las variaciones a escala sinóptica en niveles medios y bajos conducían las variaciones del NAFDI y la SHL.**

Variabilidad Este-Oeste en la posición de la SHL (Segundo autovector en EOF de espesor de geopotencial 925-700 mb realizado solo sobre las posiciones en las que la EOF suele estar; que muestra un dipolo; Lavaysse et al.,2013)

Fase Oeste



Fase Este

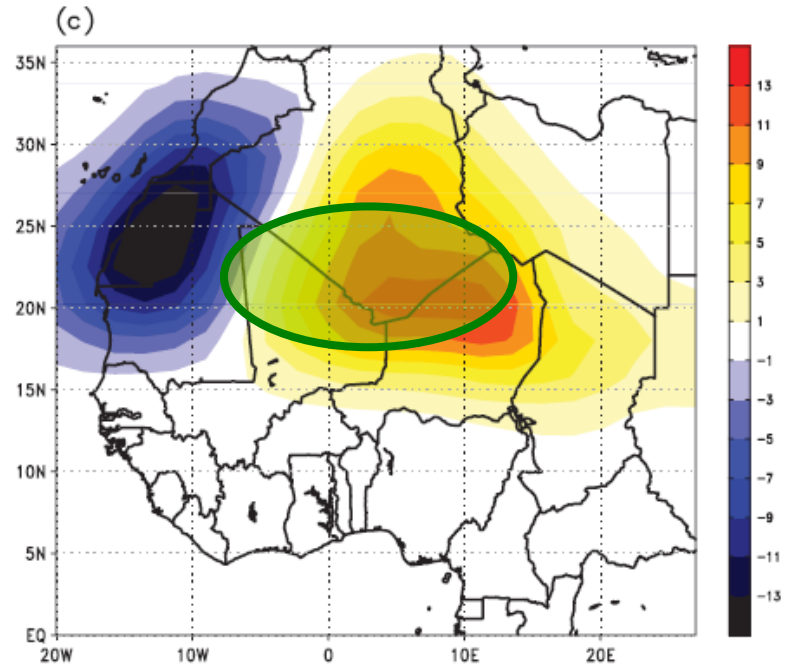


Figura de Lavaysse et al. (2013), Atmospheric Science Letters 14, 263-271;
a la que se le ha añadido para facilitar su interpretación la posición aprox.
de la SHL

Hemos definido el índice diario SHLWEDI, que da la fase de la SHL (fase oeste si $SHLWEDI > 0$) a partir de la diferencia de anomalía de la temperatura NCEP a 850 mb entre los dos centros del dipolo del autovector EOF mencionado (más detalles en Cuevas et al., 2016):

$$SHLWEDI = [(T_W - \langle T_W \rangle) - (T_E - \langle T_E \rangle)]$$

Hemos definido un índice diario para el NAFDI, de forma análoga a como se definió el índice mensual (más detalles en Cuevas et al., 2016). **El punto sur del NAFDI ha sido desplazado un poco hacia el Este** (tanto en la versión mensual como diaria).

Ambos índices han sido calculados para el periodo 1980-2013 (20 Junio-17 Septiembre). 3060 valores en cada serie de índice.

Correlación entre NAFDI y SHL diarios: 0.69

Correlación entre NAFDI diaria y SHL atrasada un día: 0.77

El NAFDI conduce las variaciones de fase de la SHL

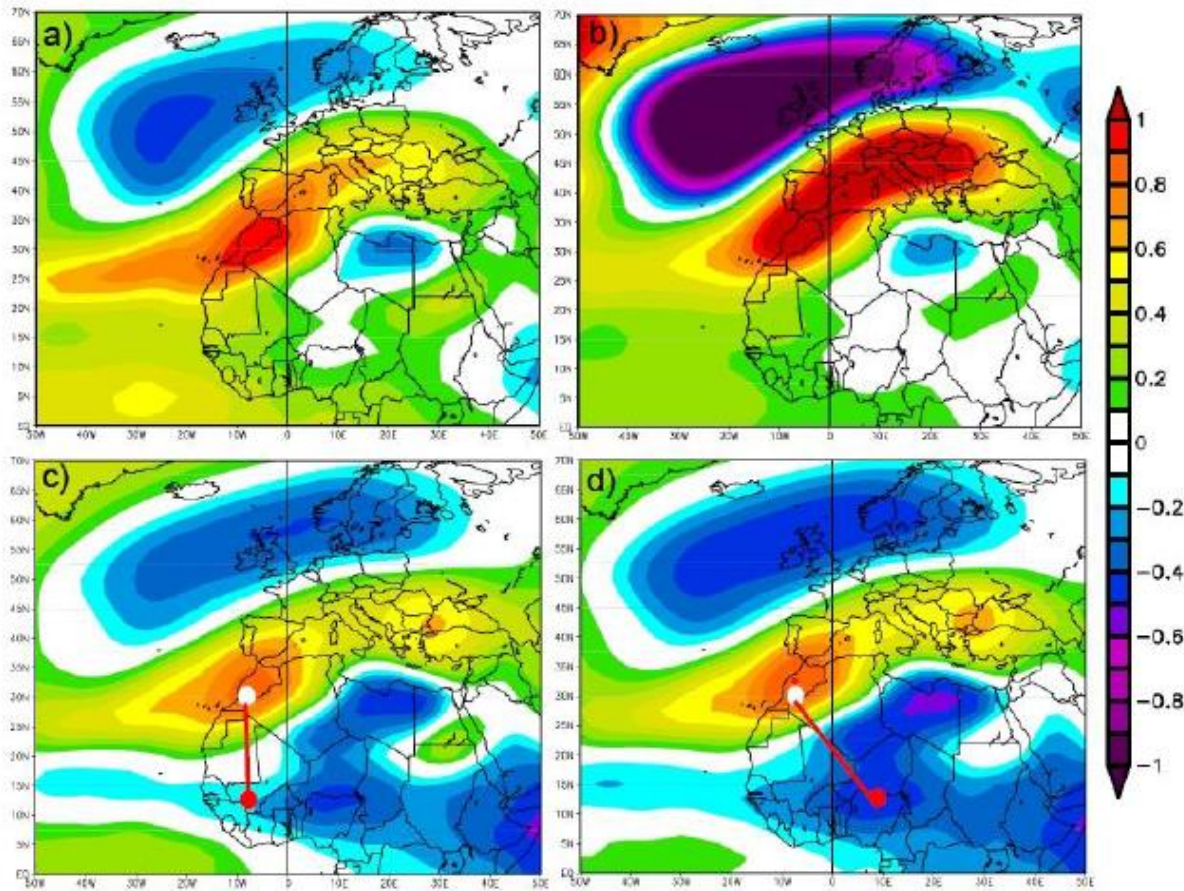


Figure 1. NCEP monthly correlation and regression plots for August months of the period 1980-2013: a) correlation between the geopotential height at 700 hPa over Morocco and the geopotential height field at 700 hPa; b) regression between the geopotential height at 700 hPa over Morocco and the geopotential height field at 700 hPa; c) correlation between the former NAFDI and the geopotential height field at 700 hPa; and d) correlation between the improved NAFDI and the geopotential height field at 700 hPa.

Condition on the Index	SHLWEDI	NAFDI
$< - \text{Sigma}/2$	25.5%	26.2%
$< \text{Index Mean} - \text{Sigma}/2$	26.5%	27.0%
< 0	43.0%	43.2%
$< \text{Index Mean}$	44.4%	45.4%
> 0	57.0%	56.9%
$> \text{Index Mean}$	55.6%	54.6%
$> \text{Sigma}/2$	35.3%	34.6%
$> \text{Index Mean} + \text{Sigma}/2$	33.5%	32.7%

**La fase Oeste es más frecuente y menos intensa que la Este.
Lo equivalente ocurre para el NAFDI.**

En el paper proponemos varias reflexiones y explicaciones al respecto; así como del impacto de la fase en la emisión de polvo (fuera del propósito de esta charla).

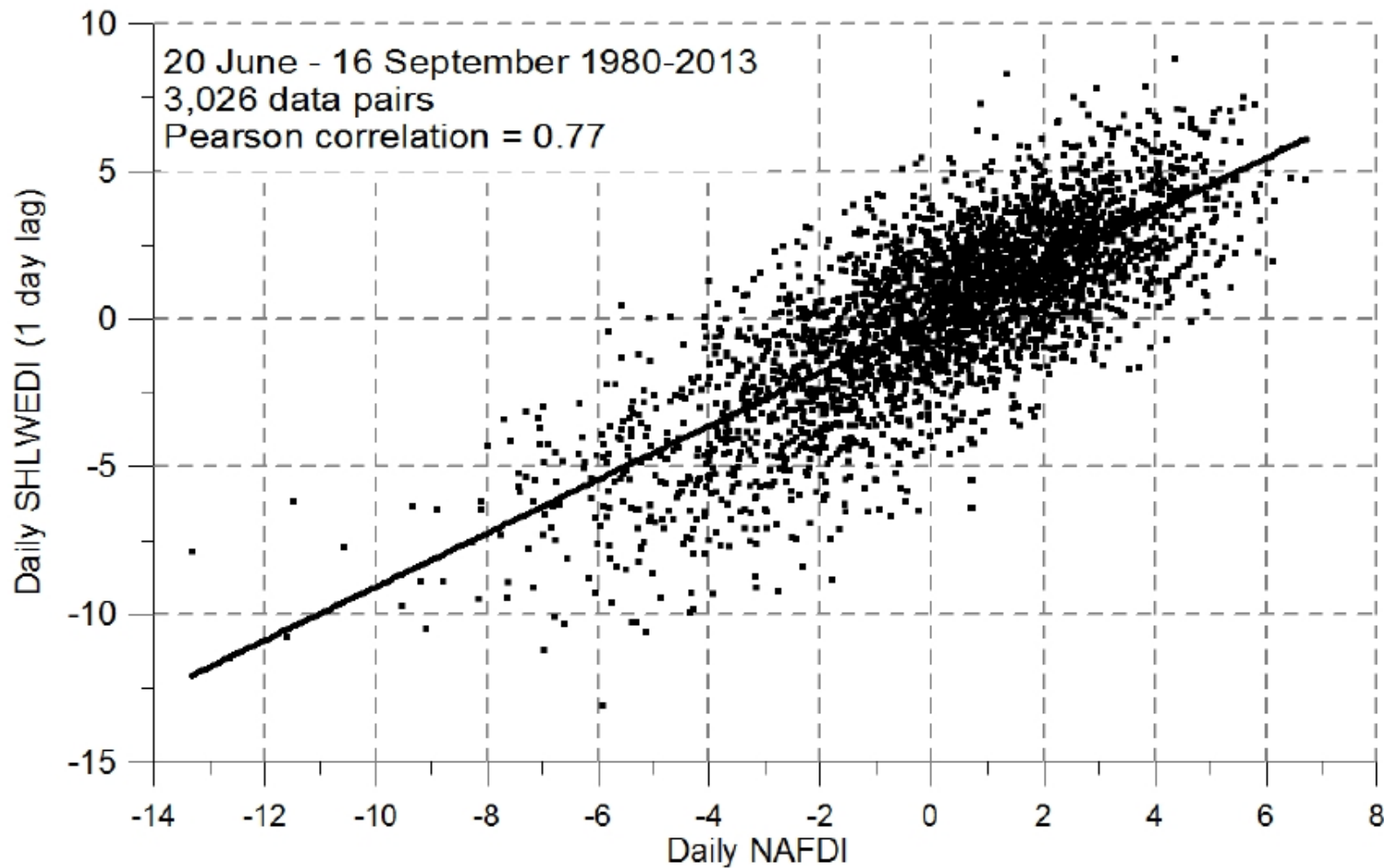


Figure 10. Daily NAFDI vs Daily SHLWEDI 1-day lag for 20 June – 16 September 1980-2013.

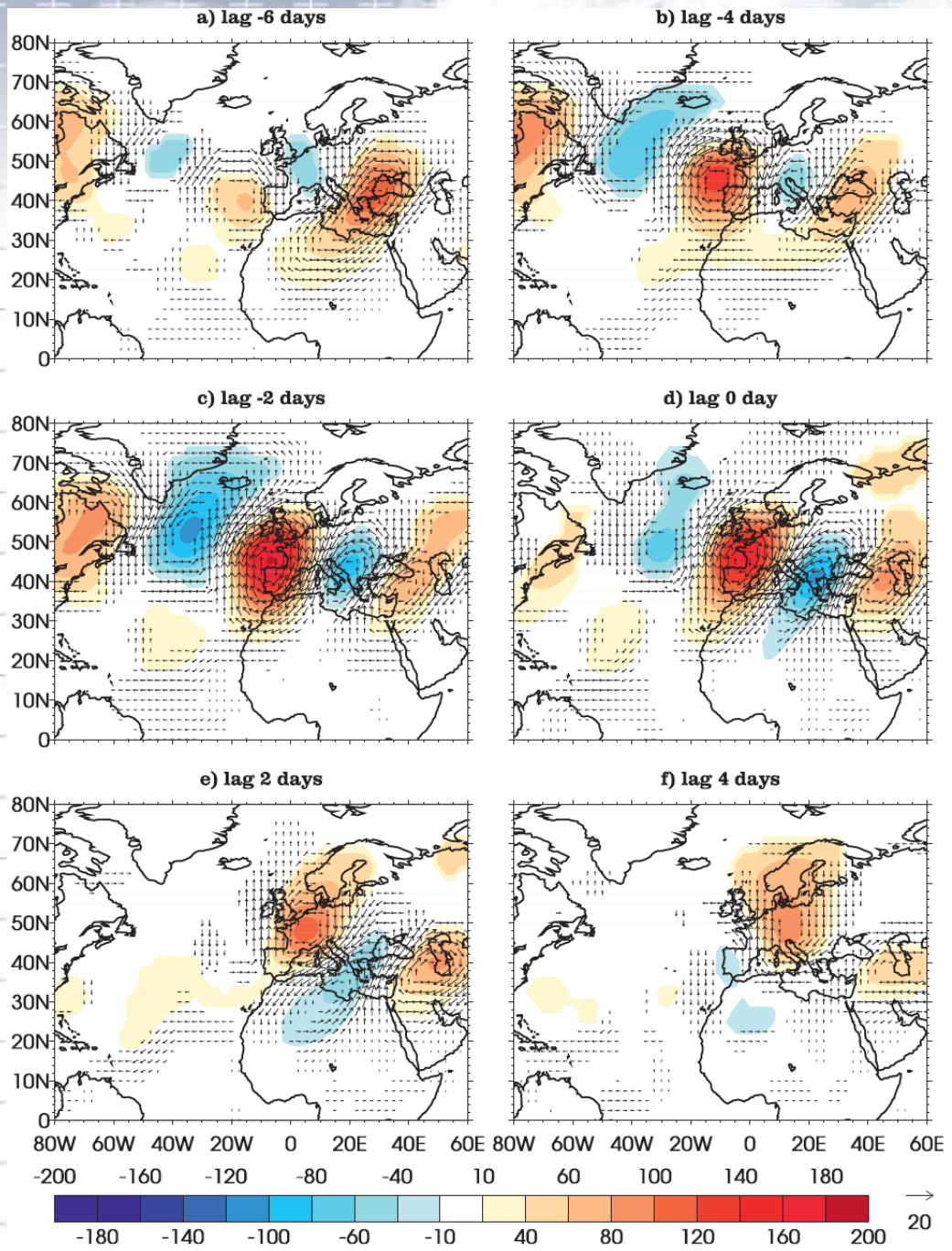


Figura de Chauvin et al. (2010), Journal of Climate, vol. 23

Figura: Diferencia del campo de geopotencial a 200mb (también para el viento) entre eventos de fase SHL máxima Oeste y máxima Este.

Se aprecia un patrón semejante en 850 mb para la temperatura y el viento.

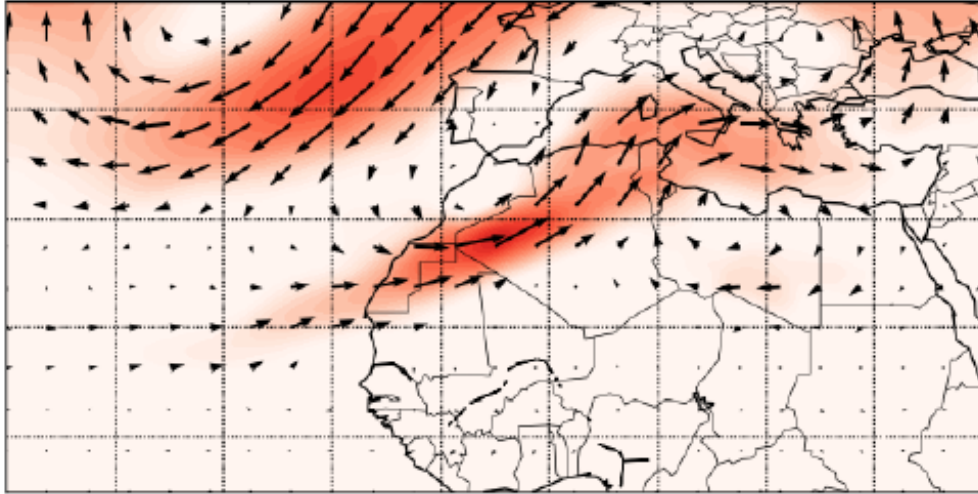
Estamos viendo la diferencia de dos ondas de Rossby barotrópicas desfasadas π radianes.

Se aprecia claramente que la velocidad de grupo (la del paquete de ondas) es claramente mayor que la velocidad de fase.

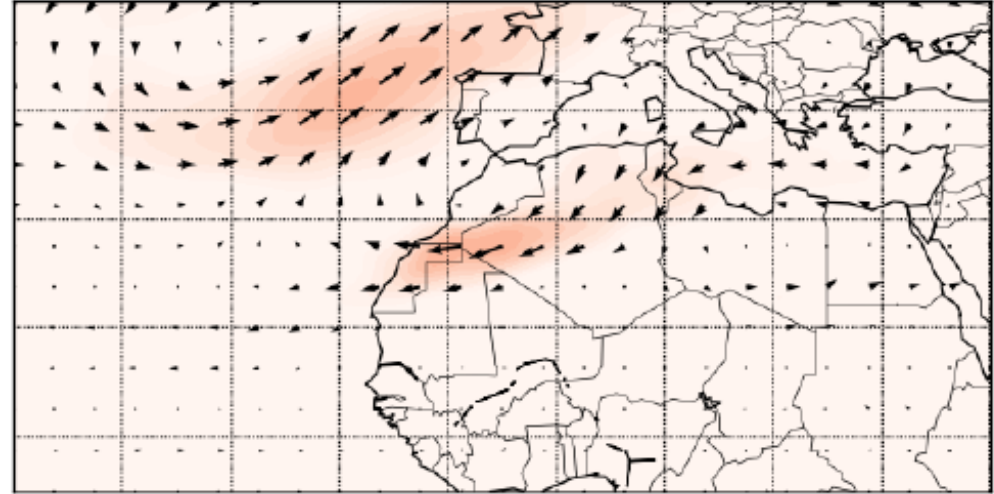
FIG. 7. As in Fig. 5, but for the geopotential height and wind at 200 hPa. Geopotential height anomalies are in m.



a) Wind anomaly 700 hPa. Summer. NAFDI < -0.4

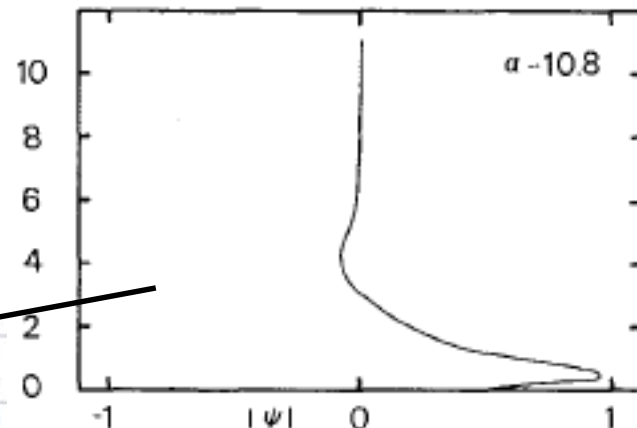
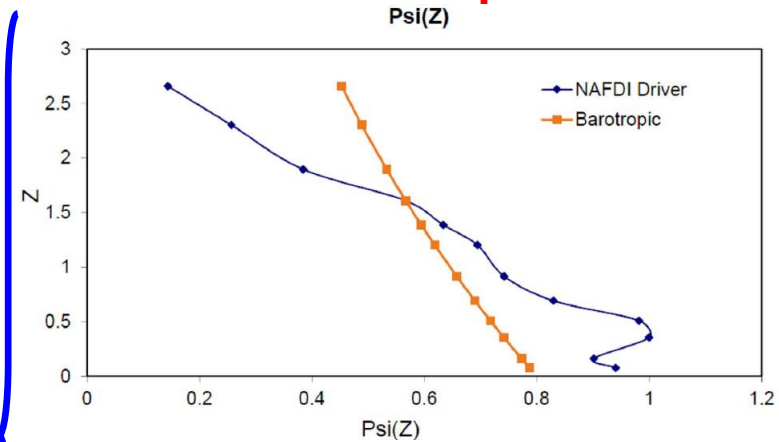
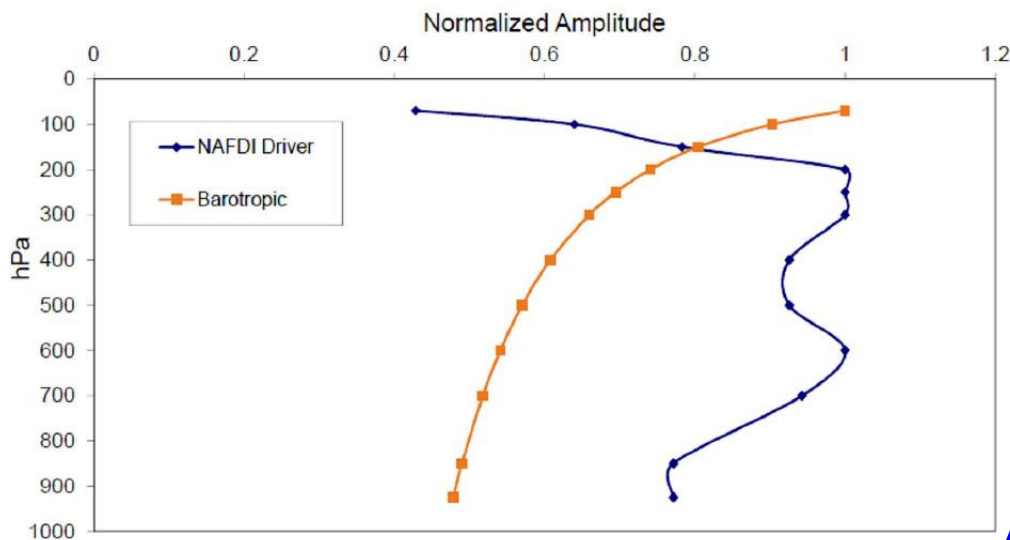


b) Wind anomaly 700 hPa. Summer. NAFDI > 0.4



Calculamos **mapas de correlación entre viento NCEP** (también para geopotencial y Omega) **a diferentes niveles** isobáricos **y el NAFDI mensual** para meses de agosto del **periodo 1980-2013**: **observamos la onda de Rossby con su característica barotrópica** (misma estructura en los diferentes niveles).

A partir de estos mapas, obtenemos la distribución de la amplitud de la onda de Rossby en altura:

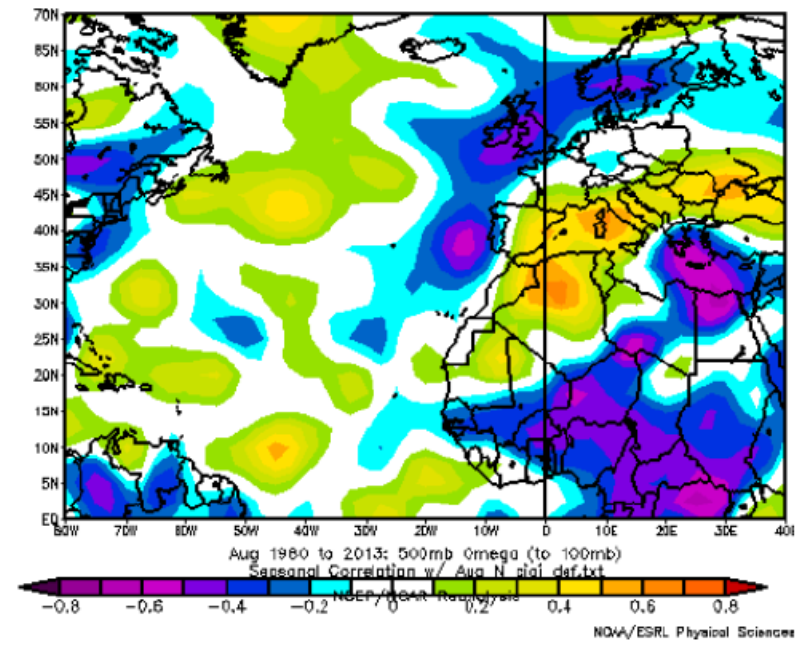
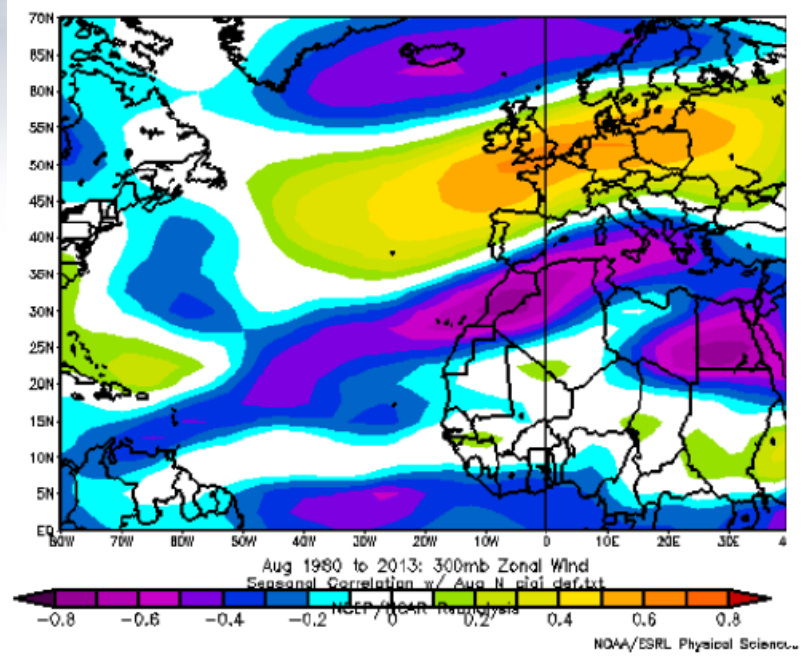


Usando las variables de Geisler&Dickinson

Fig. 10 de Geisler & Dickinson 1975, J. Atm. Sci., Vol 32

Definimos el **índice diario ZWA300** como la **anomalía de viento zonal sobre Marruecos a 300 mb multiplicada por -1**. Tiene en cuenta la amplitud de la onda en 300 mb, así como su fase.

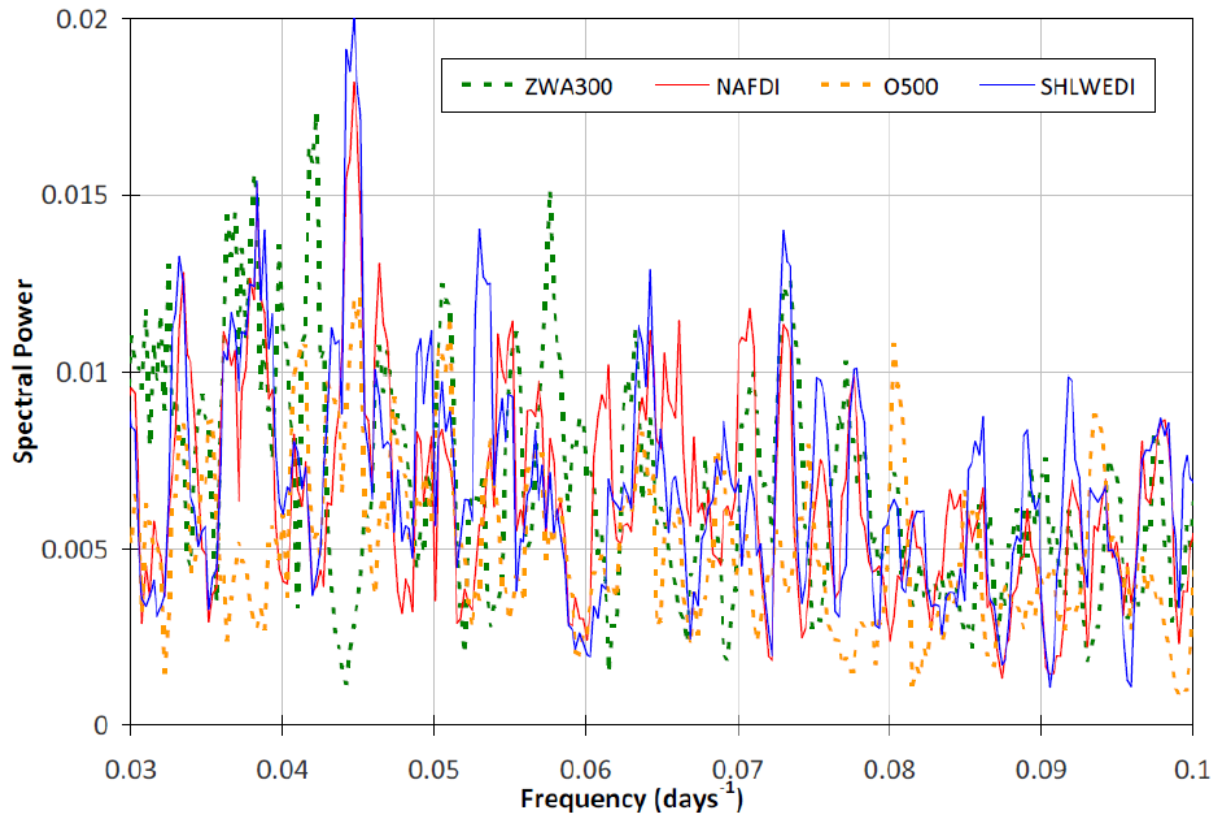
Definimos el **índice diario O500** como el **Omega sobre el NW Argelia a 500 mb**. Tiene en cuenta la penetración de la onda en la mitad inferior de la troposfera, así como su fase.





Correlation between	ZWA300	O500
ZWA300		
O500	0.105 (if 5drm: 0.205)	
O500 lagged 1 day	0.159	
NAFDI lagged 1 day		0.309
NAFDI	0.363 (if 5drm: 0.483)	0.426 (if 5drm: 0.534)
NAFDI lagged 1 day	0.386	0.395
NAFDI lagged 2 days	0.342	

- O500 y ZWA300 diarios correlan significativamente con NAFDI diario (con 5drm las correlaciones crecen).
- O500 y ZWA300: correlación baja entre si. Tienen en cuenta aspectos diferentes cuasi-independientes de la onda de Rossby.
- ZWA300 adelantado casi un día respecto a NAFDI (O500 adelantado menos de 12 horas respecto a NAFDI).
- Regresión múltiple con NAFDI dependiente: $R=0.53$ (si 5drm, $R=0.66$)



Espectro de potencias de las 4 series temporales en el rango de periodos intermedios (10-30 días)

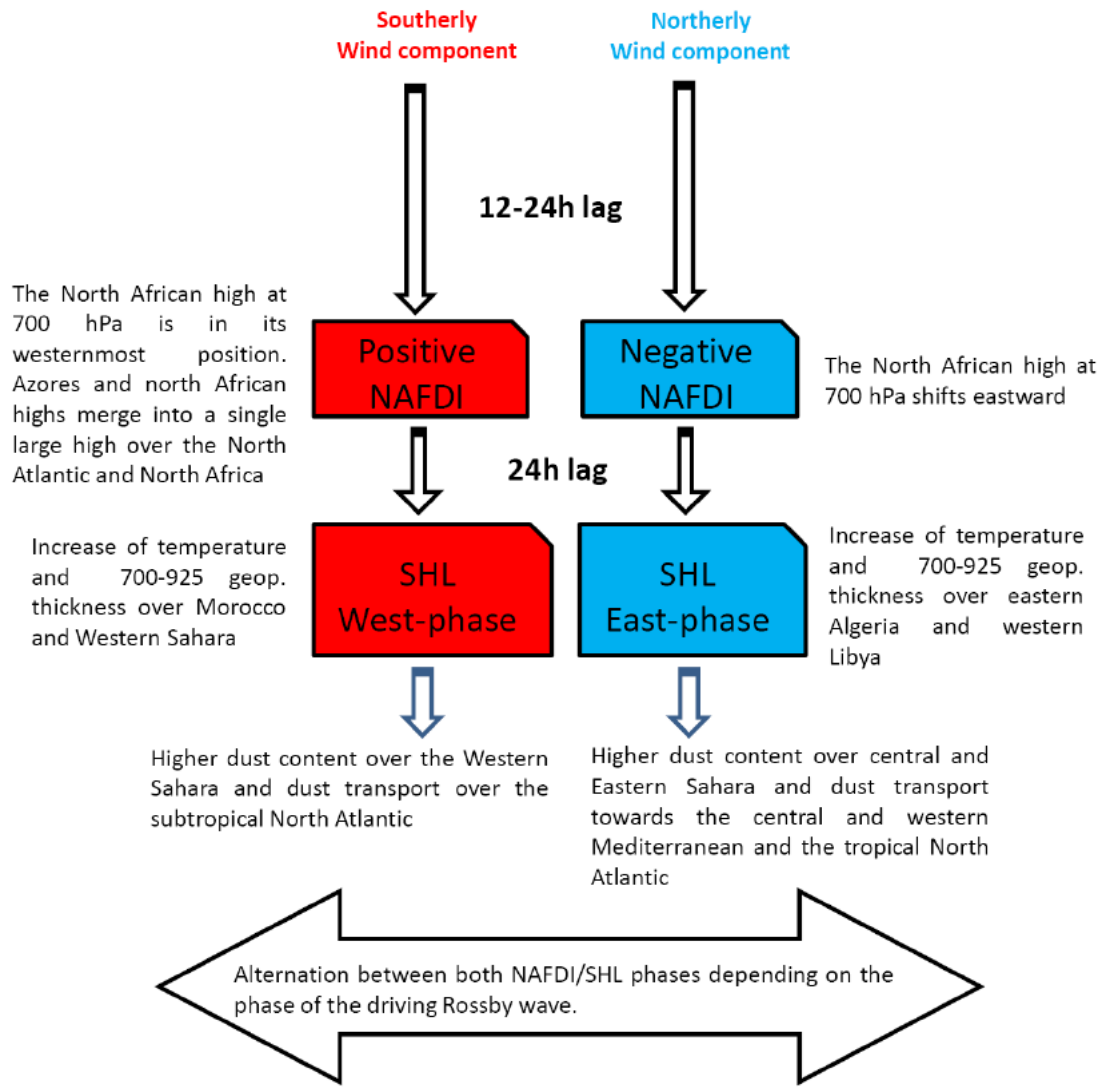
- **10 picos NAFDI más intensos: 30.0, 27.7, 26.1, 23.7, 21.6, 18.1, 15.6, 15.1, 14.1 y 13.7 días.**
- **La mayoría de los picos NAFDI también aparecen en el espectro del SHLWEDI**
- **Los picos NAFDI/SHLWEDI están asociados en muchos casos a picos ZWA300 y/o O500.**

Figure S14-2. Power spectra of the NAFDI, SHLWEDI, ZWA300 and O500 time series in the intermediate range, after applying a 5-point running mean.

Hay diferentes tipos de ondas de Rossby que conducen NAFDI/SHL: diferente frecuencia, diferente intensidad en 300 mb, y diferente profundización en la mitad inferior de la troposfera.

Mid-latitude Rossby waves

Free Rossby wave whose perturbation goes deep enough into the lower troposphere, producing over the subtropical 10°-20° W stripe a:



Resumen del modelo conceptual

Gracias por su atención