

Westerly Index (WI) en modelos regionales

Almudena García García

Junio 2014

Trabajo Fin de Grado
Departamento de Física
Universidad de Murcia



Director: Juan Pedro Montávez Gómez
Codirector: Juan José Gómez Navarro

Agradecimientos

Como no empezar estas líneas agradeciendo a Juan Pedro Montávez su paciencia conmigo y mis errores, que no han sido pocos. Además quiero agradecerle el tiempo que ha dedicado en enseñarme a programar, que aun sabiendo que estoy lejos de estar al nivel que me gustaría, con este trabajo he alcanzado las primeras bases de lo que espero algún día sea mi profesión. Agradecerle también a Juan José Gómez su disposición a ayudarme a pesar de estar en Suiza.

Me gustaría mencionar en estas líneas a todas las personas que he conocido en estos cinco años de carrera. Gracias por hacer de estos años una etapa de mi vida que nunca olvidaré. Por otro lado me gustaría agradecer a las personas que no solo me han aguantado durante la realización de este trabajo, sino durante toda mi vida. A mi padre Juan García, a mi madre Soledad García y a mis hermanos Míriam y Juan Andrés porque siempre me han apoyado y se que siempre lo harán. Por último me gustaría agradecerle a Francisco José Cuesta su confianza en mi capacidad, mayor que la mía propia. Y sobre todo porque sin él me habría rendido mucho antes de presentar este trabajo.

Resumen

La paleoclimatología es fundamental para comprender el clima presente y futuro de la Tierra. No obstante la mayor parte de los datos que documentan esta ciencia provienen de datos *proxy*. Estas bases de datos tiene limitaciones y puede introducir errores sistemáticos en las reconstrucciones climáticas que se realicen a partir de ellas. Los datos *proxy* pueden ser también utilizados para reconstrucciones de índices climáticos. Los índices climáticos simplifican variaciones climáticas extensas mediante un único grado de libertad (serie).

Los modelos climáticos permiten realizar simulaciones paleoclimáticas acordes a un forzamiento prescrito. Las variables físicas del clima generado serán consistentes con el forzamiento utilizado y entre ellas mismas, tanto espacial como temporalmente. Los climas generados mediante este procedimiento pueden ser utilizados para evaluar los conjuntos de reconstrucciones paleoclimáticas realizadas a partir de datos *proxy* provenientes de distintas fuentes.

En este trabajo se presenta una evaluación de los resultados presentados en el artículo de Barriopedro et al. (2013). Se ha reproducido el comportamiento del Westerly Index (WI) utilizando experimentos paleoclimáticos generados con el modelo MM5, usando condiciones de contorno proporcionadas por el modelo ECHO-G. El índice WI es un índice de persistencia que mide el número de días al mes que el viento sopla del oeste en el Canal de la Mancha. Este índice puede ser reconstruido con datos meteorológicos de hace 500 años. Estos datos experimentales han sido recopilados en documentos navales de la marina Británica. El potencial de este índice reside en el gran periodo de datos experimentales disponibles para su elaboración.

Existen otros índices climáticos, siendo el más importante actualmente el índice de la NAO (North Atlantic Oscillation). Este índice, al contrario que el WI, es un índice de intensidad. La NAO puede definirse como la anomalía de la diferencia de presión entre dos puntos geográficos, normalmente uno situado en el Atlántico norte y otro situado más al sur. A estos puntos se les denomina centros de acción y no permanecen estáticos con el paso del tiempo.

En la primera parte de este estudio se comparan los patrones espaciales de respuesta en temperatura, precipitación y presión en el modelo con los obtenidos a partir de las observaciones. Para ello se emplean tanto índices de correlación temporal como cálculos de anomalías a partir de los composites de las distintas variables. Se llega a la conclusión de que el índice WI (experimental y simulado) es un claro indicador del clima en una gran parte de Europa. El modelo es capaz de reproducir satisfactoriamente los patrones de anomalías asociados, dándose la mayor coherencia entre el WI y el clima europeo en la estación del invierno.

También se estudia la relación de la NAO con el clima de Europa. Se obtienen y analizan los patrones espaciales asociados a las variaciones de este índice y se comparan con los obtenidos con el índice WI. En general, los resultados indican que el modelo reproduce de nuevo de forma satisfactoria la variabilidad asociada a este índice. Otro resultado interesante es que las reconstrucciones climáticas realizadas con la NAO pueden ser complementarias a las del WI en primavera, verano y otoño. De este modo el índice WI puede ser de gran ayuda, complementando a las reconstrucciones paleoclimáticas de la NAO.

En la segunda parte de este trabajo, se estudia la relación entre ambos índices en el periodo de 2000 años disponibles. En general ambos índices presentan una alta correlación en la variabilidad de alta frecuencia y no tienen apenas relación en la variabilidad de baja frecuencia. Además, en el dominio de la alta frecuencia los resultados muestran la existencia de periodos de acople y desacoplo entre la NAO y el WI. Este resultado confirma la no estacionariedad de las relaciones entre los índices, encontrada en Barriopedro et al. (2013) a partir de reconstrucciones experimentales de los índices.

Finalmente se investiga cuáles son las causas de este desacoplamiento. Se estudia la influencia del movimiento de los centros de acción de la NAO en los cambios temporales de la relación entre estos dos índices. Los resultados muestran que un movimiento de los centros de acción puede explicar el acople y desacoplo entre los índices. En concreto se obtienen que las épocas con baja correlación entre WI y NAO corresponden con un desplazamiento hacia el este del centro de altas presiones que conlleva una menor zonalidad en el flujo. En principio no se ha encontrado ninguna relación entre el forzamiento y la pérdida de estacionariedad en la relación de ambos índices. No obstante, estos resultados aún hay que tratarlos con cautela, pues no se han analizado posibles relaciones indirectas.

Abstract

Paleoclimatology is critical to understand the present and future climate of the Earth. However most of the data documenting this science come from *proxy* data. These databases have limitations and may introduce systematic errors in climate reconstructions that are made from them. The *proxy* data can also be used for reconstructions of climate indices. The climate indices simplify large climatic variations using a single degree of freedom (series).

Climate models allow complete paleoclimatic simulations to a prescribed forcing. The physical climate variables generated will be consistent with the forcing used and each other, spatially and temporally. The weather generated by this method can be used to evaluate sets of paleoclimatic reconstructions based *proxy* data from different sources.

In this paper, we present an evaluation of the results that are presented in the article Barriopedro et al. (2013). We have reproduced the behavior of Westerly Index (WI) using paleoclimatic experiments with MM5 generated using boundary conditions provided by the ECHO-G model. The WI is an index that measures the persistence of the number of days per month that the wind blows from the West in the English Channel. This index can be rebuilt with meteorological data from 500 years ago. These experimental data have been collected in logbooks of the British navy. The potential of this index resides in the great period of experimental data available for processing it.

There are other climate indices, currently the most important index is the NAO (North Atlantic Oscillation). This index, unlike the WI, is an index of intensity. The NAO anomaly can be defined as the pressure difference between two geographical points, usually one located in the North Atlantic and another set in the South. These points are called centers of action and do not remain static over time.

In the first part of this study the spatial patterns of WI with temperature, precipitation and pressure in the model with those obtained from observations. To this end, we use temporal correlation of both indices and the anomalies from the composites of

the variables are used. It concludes that the index WI (experimental and simulated) is a clear indicator of the climate in much of Europe. The model is able to satisfactorily reproduce the patterns associated anomalies, with the highest consistency between WI and European climate in the winter season.

The relationship of the NAO with the climate of Europe is also studied. Are obtained and analyzed the spatial patterns associated with variations of this index and compared with those obtained with the WI index. Overall, the results reproduce satisfactorily again the variability associated with the index. Another interesting result is that climatic reconstructions with the NAO may be complementary to the WI in the spring, summer and autumn. Thus the WI index can be helpful, complementing paleoclimatic reconstructions of the NAO.

In the second part of this paper, we studied the relationship between the two indices in the period available (2000 years). Overall both indices are highly correlated in the high frequency variability and have not just relationship in lowfrequency variability. Moreover, in the high frequency domain results show the existence of coupling and decoupling periods between NAO and WI. This result confirms the non-stationarity of the relations between the indexes, found in (Barriopedro et al., 2013) from experimental reconstructions of the indices.

Finally we investigate what causes this decoupling. The influence of the movement of the centers of action of the NAO in the temporal changes of the relationship between these two indices is studied. The results show that a movement of the centers of action may explain the coupling and decoupling between indices. Specifically that times are obtained with low correlation between WI and NAO correspond to a shift to the east of downtown high pressures of less zonal flow. In principle, we have not found any connection between the forcing and the loss of stationarity in the relationship of both indices. However, even these results must be treated with caution, as we have not analyzed possible indirect relationships.

Índice general

1. Introducción	1
1.1. Introducción	1
1.2. Objetivos y estructura del trabajo	4
2. Datos y Metodología	5
2.1. Datos	5
2.2. Metodología	6
2.2.1. The Westerly Index (WI)	6
2.2.2. Correlación	6
2.2.3. Composites	7
2.2.4. Índice NAO	7
2.2.5. Herramientas utilizadas	8
3. Resultados	11
3.1. Serie del índice WI	11
3.2. Relación entre el WI y la temperatura, la precipitación y la presión	13
3.3. Patrones asociados al WI en temperatura, precipitación y presión	17
3.4. Patrones de anomalías en la temperatura, precipitación y presión asociados a la NAO	21
3.4.1. Robustez de los patrones de anomalías	25
3.4.2. Correlación móvil entre el WI y la NAO	26
3.5. Estacionariedad en la relación entre WI y NAO	31
4. Conclusiones	37

Capítulo **1**

Introducción

1.1. Introducción

El estudio del clima de la Tierra a escalas paleoclimáticas es fundamental para comprender el clima presente y futuro. La paleoclimatología documenta las variaciones climáticas desde siglos a miles de años atrás. Las reconstrucciones de los últimos milenios son útiles porque nos sirven para poner en contexto el cambio climático observado recientemente. De este tipo de estudios se concluye que el calentamiento del sistema climático es inequívoco. La atmósfera y el océano se han calentado, los volúmenes de hielo y nieve han disminuido, el nivel del mar se ha elevado y las concentraciones de gases de efecto invernadero han aumentado (IPCC, 2013). Uno de los puntos más importantes del estudio del Cambio Climático son las causas del mismo. En especial se estudia si la procedencia de este cambio es humana, en forma de cambios del uso del suelo, emisiones abusivas de gases de efecto invernadero etcétera. Aunque es claro que el aumento de gases de efecto invernadero provocan el aumento de la temperatura global del planeta, es difícil cuantificar el papel de cada una de las modificaciones antrópicas, debido a la complejidad del sistema atmosférico (IPCC, 2013).

La climatología ha experimentado un gran avance en las últimas décadas. En gran medida, este avance ha sido debido al desarrollo computacional. El estudio del clima está limitado experimentalmente, por ello se recurre a la modelización del sistema climático. Los modelos climáticos permiten realizar proyecciones futuras y evaluar las variaciones climáticas en el pasado. Las proyecciones futuras son útiles para estudiar los posibles impactos del cambio climático. Las proyecciones pasadas nos dan una información muy útil sobre la variabilidad del clima como respuesta a los distintos forzamientos impuestos y a la variabilidad natural (Gómez Navarro, 2011). Los modelos climáticos resuelven numéricamente las ecuaciones dinámicas y los procesos físicos, que describen al sistema climático (Trenberth, 2010). Dichos modelos tienen en cuenta los intercambios de energía, humedad y momento, en la atmósfera, el océano, la litosfera, la criósfera y la biosfera. Atendiendo

al espacio que abarcan, los modelos climáticos se clasifican en globales o regionales. Los primeros simulan la evolución temporal en todo el planeta a partir de unas condiciones iniciales y un forzamiento, sin incluir condiciones de contorno (condiciones de contorno periódicas). Los modelos regionales simulan la evolución temporal en una zona específica. Usualmente utilizan los datos generados con un modelo global como condiciones de contorno. El uso de modelos regionales reduce costes computacionales permitiendo aumentar la resolución del modelo (Gómez Navarro, 2011).

Para estudiar el grado de fiabilidad de cada modelo es vital tener bases de datos observacionales o procedentes de otros modelos alimentados con valores observados. La tarea de recopilación de datos experimentales pasados no es sencilla. Ésto es especialmente complicado cuando queremos conocer el clima del pasado, ya que no hace tanto tiempo, no existían estaciones ni satélites meteorológicos. Con el fin de realizar esta tarea aparecen las reconstrucciones paleoclimáticas, que se basan en datos *proxy*. Los datos *proxy* son datos que tienen cierta relación con datos meteorológicos. Al fin y al cabo son formas de interpretar las huellas que el clima ha dejado en la Tierra. Las fuentes de información *proxy* son muy amplias (Cook et al. (2002), entre otros muchos). Podemos encontrar *proxy* antrópicos y naturales. Los *proxy* antrópicos pueden ser por ejemplo registros documentados tales como datos de navegación, ceremonias eclesiásticas, etc. (Gómez Navarro, 2011). Algunos ejemplos de *proxies* naturales pueden ser el estudio de los núcleos de hielo, los anillos de los árboles, los núcleos de sedimentos y la vida microbiana (Bradley and Raymond, 1999). Los datos *proxy* se suelen utilizar para reconstruir variables como precipitación, temperatura o presión en áreas determinadas. Pero algunas veces estos pueden utilizarse para la reconstrucción de índices climáticos. A su vez, estos índices nos pueden dar valiosa información sobre la variabilidad en grandes zonas de la Tierra.

La variabilidad de la circulación atmosférica es a menudo evaluada por medio de los índices climáticos (Lamb, 1995). Los índices climáticos consisten en la simplificación de un determinado proceso atmosférico mediante un simple número (serie). Algunos ejemplos pueden ser el índice del Niño, la oscilación del Sur, la oscilación del Atlántico Norte (NAO)(Luterbacher et al., 2001), o el Westerly Index (WI)(Barriopedro et al., 2013). Tomando como ejemplo el niño, una sola serie puede explicar gran parte de la variabilidad climática en una zona muy amplia del planeta (Ropelewski and Halpert, 1987). Otro ejemplo es el índice de la Oscilación del Atlántico Norte (NAO). Este índice se construye a partir de la diferencia de presiones entre dos puntos geográficos, que puedan dar idea de la intensidad del flujo zonal atmosférico en el Atlántico Norte (Hurrell and James, 1995). La NAO mide las diferencias de presiones entre dos centros, uno de alta presión y otro de baja. Estos centros no permanecen estáticos en el tiempo. El centro de alta presión suele situarse sobre las Islas Azores. El centro de baja presión suele situarse sobre Islandia.

A pesar de la utilidad de los índices, éstos presentan ciertas limitaciones, especialmente

cuando son reconstruidos a partir de datos *proxy* (Jones et al., 2001). Las limitaciones más notables son: su resolución temporal, sus limitaciones espaciales y la calibración de los datos. Una alternativa a veces utilizada es el uso de informes meteorológicos históricos (Luterbacher et al., 1999). Esta fuente de datos es muy irregular en el tiempo y sólo permite llegar hasta finales del siglo XVII. Una de las limitaciones más importantes, que aparecen en la reconstrucción climática a partir de índices, es la suposición de que las relaciones entre el índice reconstruido y los patrones espaciales de distintas variables climáticas asociados a ellas, son estacionarios (Vicente-Serrano and López-Moreno, 2008). Esta limitación viene dada por la insuficiente longitud del periodo observacional. En este contexto, la dinámica desarrollada por los modelos climáticos en períodos más largos de tiempo puede servir para superar esta limitación.

El uso de modelos climáticos tanto de Circulación General como de modelos regionales para experimentos paleoclimáticos (último milenio) (Gómez-Navarro et al., 2012) permite la generación de climas consistentes con un determinado forzamiento (reconstruido), que además presentan una coherencia física entre todas sus variables. En este sentido los modelos pueden ser utilizados para testear la bondad de las reconstrucciones *proxy*.

La fuerza y dirección del viento son reconocidos como componentes esenciales de la circulación atmosférica. No es de extrañar que existan índices climáticos relacionados con la variación de estas magnitudes. En este estudio se trabaja con uno de ellos, el llamado The Westerly Index (WI). Este índice se define como la proporción mensual de días en los que el viento sopla con dirección oeste en el Canal de la Mancha (10°W - 5°E , 48°N - 52°N). De este modo se mide la persistencia del viento del oeste por debajo de la zona de salida de la corriente de chorro del Atlántico Norte (Wheeler et al., 2010). Los datos diarios del viento experimentales disponibles se encuentran en archivos de navegación del museo marítimo nacional de Greenwich y del archivo nacional del Reino Unido. El periodo de tiempo que abarcan estos datos es de 1685 a 1850. En el artículo Barriopedro et al. (2013) del que parte este estudio, se trabaja con esta base de datos. Del trabajo realizado en dicho artículo se concluye que el índice WI experimental es un buen indicador del clima europeo. Además obtienen que las relaciones entre el WI y la NAO no son estacionarias. No obstante la limitación temporal, la abundancia de valores desconocidos y la propia incertidumbre asociada al proceso de reconstrucción tanto del índice WI como de la NAO impiden que los resultados obtenidos tengan una certeza total. Si ese mismo comportamiento se da en las integraciones paleoclimáticas se puede tener una mayor confianza en los resultados aportados por ellos.

1.2. Objetivos y estructura del trabajo

En el artículo de Barriopedro et al. (2013) se presenta que la relación entre el índice WI (Westerly Index) y la NAO (North Atlantic Oscillation) no es estacionaria, atribuyéndose a una modificación de los centros de acción de la NAO. En este trabajo se plantea verificar dicha hipótesis utilizando una integración regional de los últimos 2000 años. En primer lugar se comprobará la capacidad del modelo regional para representar los patrones de anomalías climáticas asociadas a dichos índices. En segundo lugar se estudiará la no estacionariedad de la relación entre el WI y la NAO y finalmente se presentará la relación entre la pérdida de correlación entre ambos índices y la modificación del principal modo de variabilidad del Atlántico Norte.

Este trabajo se estructura de la siguiente forma. En el Capítulo 2 se compone por dos secciones. En la Sección 2.1 se describen los datos utilizados en todos los cálculos de este trabajo. La metodología utilizada en cada cálculo se describe en la Sección 2.2. Esta sección a su vez se divide en cinco subsecciones. En la Subsección 2.2.1 se define el índice WI. En la Subsección 2.2.2 se define el término de correlación, muy utilizado a lo largo de todo el trabajo. El concepto de composite será explicado en la Subsección 2.2.3. Las tres definiciones de la NAO utilizadas en este trabajo se describen en la Subsección 2.2.4. Esta sección acaba mencionando las herramientas utilizadas para el manejo y cálculo de datos, Subsección 2.2.5. En el Capítulo 3 se recopilan los resultados obtenidos en el trabajo, este capítulo se divide en cinco secciones. La Sección 3.1 presenta la serie del índice WI computada con la simulación OETZI. Los patrones de correlación entre esta serie y las variables de temperatura, precipitación y presión se presentan en la Sección 3.2. En la Sección 3.3 se presentan los composites del WI con las mismas variables que en la sección anterior. Al igual que para el WI, se realizan los composites de la NAO con cada una de las definiciones comentadas, y se presentan en la Sección 3.4. Esta última sección se divide en dos subsecciones. La Subsección 3.4.1 presenta los resultados del estudio de las zonas con correlaciones significativas con cada uno de los índices. La relación directa entre el WI y la NAO se estudia en la Subsección 3.4.2. Este capítulo concluye con el estudio de la influencia del movimiento de los centros de acción de la NAO en la no estacionariedad entre el WI y la NAO, Sección 3.5. Este trabajo finaliza con el capítulo 4 donde se ofrece la recopilación de todas las conclusiones obtenidas en el capítulo anterior.

Capítulo 2

Datos y Metodología

2.1. Datos

Para este estudio se han utilizado los datos procedentes de la simulación climática regional que cubre los últimos 2000 años. La integración se llevó a cabo en el Instituto de Investigación Costera del Helmholtz-Zentrum de Geesthacht (Alemania) bajo el paraguas del DKRZ. La simulación climática regional ha sido realizada con una versión climática del *Fifth-Generation Pennsylvania State University - National Center for Atmospheric Research Mesoscale Model (MM5)* (Grell et al., 1994). MM5 ha sido ampliamente usado en estudios climáticos (Jerez et al. (2012), Jerez et al. (2013)) , y diversos estudios apoyan su adecuada habilidad para reproducir el clima en la Península Ibérica (Fernández et al. (2007), Gómez-Navarro et al. (2010) entre otros muchos) y Europa (Gómez Navarro, 2011).

La configuración espacial utilizada ha consistido en dos dominios anidados bidireccionalmente con una resolución de 135 y 45km para el dominio madre e hijo respectivamente. En la Figura 2.1 se presenta la orografía en el dominio hijo. Las salidas han sido grabadas cada 3 horas. Las condiciones de frontera provienen del modelo ECHO-G, concretamente del experimento OETZI, con una frecuencia de 6 horas. Dicho experi-

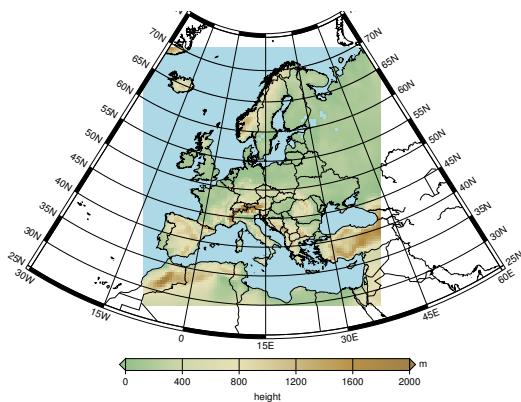


Figura 2.1: Dominio espacial hijo empleado en la simulación

mento consiste en una integración de 2000 años con forzamiento solar, gases de efecto invernadero y factores orbitales. El forzamiento utilizado es equivalente al empleado en (Gómez-Navarro et al., 2012). No se ha tenido en cuenta el forzamiento radiativo debido a las erupciones volcánicas.

El modelo regional fue forzado de forma idéntica al modelo Global. La cubierta vegetal y los usos de suelo se mantuvieron constantes en todo el periodo de integración. La configuración física empleada ha sido seleccionada teniendo en cuenta previos estudios sobre la Península Iberica (Fernández et al. (2007), Jerez et al. (2013)). Se ha usado; la parametrización de cúmulos de Grell (Grell, 1993), el esquema Simple Ice para microfísica (Dudhia, 1989), MRF para la capa límite (Hong and Pan, 1996) y el esquema de radiación de onda larga RRTM (Mlawer et al., 1997). El modelo de suelo usado es NOAH (Chen and Dudhia, 2001).

2.2. Metodología

A continuación se presenta los métodos utilizados para obtener los resultados que se presentarán en el capítulo 3.

2.2.1. The Westerly Index (WI)

El índice WI se define como la proporción mensual de días con viento predominante del oeste. Se considerará que el viento es del oeste cuando sopla entre los 225° y 315° desde el norte. El WI es un índice mensual adimensional definido entre 0 y 1, en la zona del canal de la Mancha (10°W - 5°E , 48°N - 52°N). Se obtiene un promedio diario del vector director del viento en el área indicada y se calcula la proporción mensual con dirección del oeste. Nótese que este índice no marca la velocidad del viento sino únicamente su dirección, por lo tanto es un índice que nos indica persistencia.

Para establecer la influencia de este índice sobre los campos de anomalías (desviaciones respecto al nivel medio) tales como temperatura, precipitación y presión se pueden utilizar distintos procedimientos. En este trabajo se utilizarán la correlación temporal y las diferencias entre los composites (valores medios de un conjunto de datos) de fases positivas y negativas. En este trabajo se utilizarán estas técnicas tanto para el índice WI como para la NAO.

2.2.2. Correlación

El coeficiente de correlación representa la calidad de un ajuste por mínimos cuadrados de los datos. La correlación temporal relaciona cada punto de la malla de dos campos durante todo un periodo temporal. Esta definición se expresa en la Ecuación 2.1, donde las $i(t,x)$ representan los campos de datos y $S(x)$ el espacio de la malla (Schulzweida et al.,

2006).

$$o(1, x) = \frac{\sum_{t \in S(x)} i_1(t, x) i_2(t, x) - n \overline{i_1(t, x)} \overline{i_2(t, x)}}{\sqrt{\left(\sum_{t \in S(x)} i_1(t, x)^2 - n \overline{i_1(t, x)}^2\right) \left(\sum_{t \in S(x)} i_2(t, x)^2 - n \overline{i_2(t, x)}^2\right)}} \quad (2.1)$$

2.2.3. Composites

En el artículo (Barriopedro et al., 2013) se representan los composites del WI experimental con las anomalías de la presión, la precipitación y la temperatura. Para comparar los resultados del WI experimental con el WI simulado se calcularán las diferencias de los composites de los valores extremos del índice. Los composites representan la anomalía de una variable, en períodos temporales especialmente seleccionados por tener una característica común.

La serie del índice WI muestra mucha variabilidad, distinguiéndose fases de alto y bajo WI. Las fases altas se han tomado como los períodos en los que el WI supera el percentil 75. De la misma forma, las fases bajas se definen como el periodo de años en los que el índice no supera el percentil 25. El composite del WI será la diferencia de la magnitud elegida (temperatura, precipitación o presión) en el periodo de años de fase alta menos esa magnitud en el periodo de años con fase baja del índice.

2.2.4. Índice NAO

El índice de la Oscilación del Atlántico Norte (NAO, de sus siglas en Inglés) nos da idea de la intensidad del flujo zonal promedio en Europa. Nos informa sobre las fluctuaciones irregulares de la presión atmosférica sobre el Océano Atlántico Norte. Esta fluctuación tiene un fuerte efecto sobre el clima invernal de Europa, Groenlandia, el noroeste de América del Norte, África del Norte y el norte de Asia (Hurrell and James, 1995). La NAO presenta varias posibles definiciones. En general se puede definir como la anomalía de la diferencia de presión entre dos puntos, normalmente uno situado en el Atlántico norte y otro situado más al Sur. La definición más comúnmente usada utiliza Reikiavik y las Azores, aunque es común encontrar en la literatura la utilización de otras localizaciones como Londres, Gibraltar o incluso París. La NAO es un modo de variabilidad fundamental de la dinámica atmosférica (Hurrell and James (1995), Trigo et al. (2004)). Otra forma habitual de calcularlo es mediante el uso de funciones empíricas ortogonales (EOFs). El índice de la NAO es uno de los más utilizados actualmente y tiene diferentes definiciones. El índice de la NAO es una serie de datos mensual.

El cálculo de la NAO como gradiente de presiones, se reduce a calcular las diferencias mensuales entre los promedios espaciales de las presiones. En el caso de París-Londres se han utilizado regiones limitadas por las coordenadas (0°E, 4°E, 46°N, 50°N) y (0°E, 4°E, 49°N, 53°N) respectivamente. Para Islandia y Las Azores se han utilizado las regiones (11°W, 5°W, 62°N, 68°N) y (30°W, 26°W, 36°N, 40°N) respectivamente. En nuestro caso

el índice de la NAO se ha calculado como la Componente principal asociada a la primera EOF. Para el caso de la definición de la NAO como los coeficientes asociados a la primera EOF de la presión se ha utilizado el área limitada por las coordenadas 70°W, 20°E, 30°N, 80°N.

La metodología utilizada con la EOF se reduce a descomponer un campo espacial y temporal (en nuestro caso la presión) en funciones espaciales(EOF(s)) con sus correspondientes índices temporales asociados (PC(t)) como se puede ver en la ecuación 2.2.

$$P(s, t) = \sum_{i=1}^N PC_i(t) EOF_i(s) \quad (2.2)$$

La letra N representa el número de modos del campo de presiones, $EOF_i(s)$ las autofunciones espaciales y $PC_i(t)$ los autovalores, también llamados componentes principales. De entre todos los componentes principales el más significativo es el primero. Se ha demostrado que la información más relevante del campo de presiones reside en el primer coeficiente por ello se define la oscilación del atlántico norte (NAO en inglés) como este primer componente principal. A partir de los datos mensuales de presiones descritos en la sección 2.1 se calcula la primera EOF de los mismos para cada mes. Una vez se tiene la primera EOF se calcula la proyección de ésta con las presiones, obteniendo así el primer coeficiente principal, que corresponde a la serie de la NAO.

A partir de estas tres definiciones de la NAO, se calcularán los composites de diferencias de anomalías para la temperatura, la precipitación y la presión. En ellos se toman las fases altas y bajas de la NAO con el mismo criterio utilizado con el WI, es decir el percentil 75 y 25. Además se calcularán los coeficientes de correlación móvil entre los dos índices, utilizando ventanas de tamaño variable para el periodo de años disponible en la simulación OETZI (1-1998). Se tomarán ventanas de 10 a 100 años, de 10 en 10.

El patrón espacial de la NAO es bipolar. Tiene dos centros de acción, uno asociado a los centros de bajas presiones y otro al de altas. La localización de estos puntos se hará buscando los máximos y mínimos de las funciones ortogonales asociados. Estos puntos no se mantienen estáticos con el paso del tiempo. En la Sección 3.5 se representa el movimiento de ambos centros en el periodo de 2000 años. También se estudiará la relación de este movimiento con los resultados obtenidos en la correlación entre el WI y la NAO (EOF). Con este fin se representarán los composites de las EOF's de los periodos temporales de mayor y menor correlación.

2.2.5. Herramientas utilizadas

Las salidas del modelo se guardaron en formato NetCDF. Este formato ha sido creado por UNIDATA con la característica de contener la suficiente información para comprender los datos incluidos (tipo de variable, unidades, dimensiones, descripción, etc.). La manip-

ulación de los datos y los cálculo pertinentes se ha llevado a cabo mediante el paquete CDO Schulzweida et al. (2006). El paquete CDO consiste en un conjunto de operadores que se ejecutan en línea de comandos y ha sido creado especialmente para manipular y analizar datos climáticos.

La ilustración de los resultados se ha llevado a cabo con GMT y GNUPLOT. GMT es una colección de herramientas de código abierto, creadas para manipular datos geográficos. GNUPLOT es otra línea de comandos que permite visualizar funciones matemáticas y datos de forma interactiva.

Capítulo 3

Resultados

En este capítulo se exponen los resultados obtenidos en este estudio.

3.1. Serie del índice WI

A partir de los datos descritos en la Sección 2.1 se calcula el promedio mensual de días con dirección del oeste. Se utilizan los datos de la simulación OETZI, descritos en la sección 2.1. Esta serie estará comprendida entre 0 y 1 y abarcará el periodo temporal del año 1 al 1998. En la Figura 3.1 se representa la serie del índice WI en el invierno (línea gris). La linea negra representa la media móvil calculada tomando periodos de 30 años, es decir 90 datos. Como se aprecia la media móvil es casi constante a pesar de la gran variabilidad que muestra la serie mensual. La línea roja de la misma figura es la media móvil normalizada, es decir la diferencia de la media móvil en cada año y la media para todo el periodo. De igual modo, la línea verde representa la media móvil normalizada de la serie del índice de la NAO. Esta serie se ha calculado como la primera EOF de la presión, de la forma detallada en la Subsección 2.2.4. Observando la evolución con el tiempo de dichos índices, se aprecian periodos de acople y desacople entre ambos. En los primeros 500 años se aprecia como ambas series están acopladas prácticamente todo el periodo. En los siguientes 500 años se observan periodos de desacople importantes, siendo digno de destacar el periodo del año 800 al 900. En los siguientes años la variación entre ambas series se mantiene hasta el año 1250, en el que parece que ambas series vuelven a acoplarse. En los últimos 500 años este paralelismo se rompe por la extrema periodicidad que muestra la media del índice WI. Desde el 1500 al 1800 la serie del WI se vuelve claramente periódica. A partir del 1800 parece que ambos índices vuelven a unirse, pero solo aparentemente ya que el índice WI comienza un periodo de pequeñas oscilaciones (1820-1920) que rompen esta sincronización.

Para poder cuantificar la relación entre las medias móviles del WI y la NAO se calcula la correlación temporal entre ellas utilizando distintas medias móviles. En la Figura 3.2 se representa dicha correlación utilizando periodos de 0 a 200 años para dichas medias.

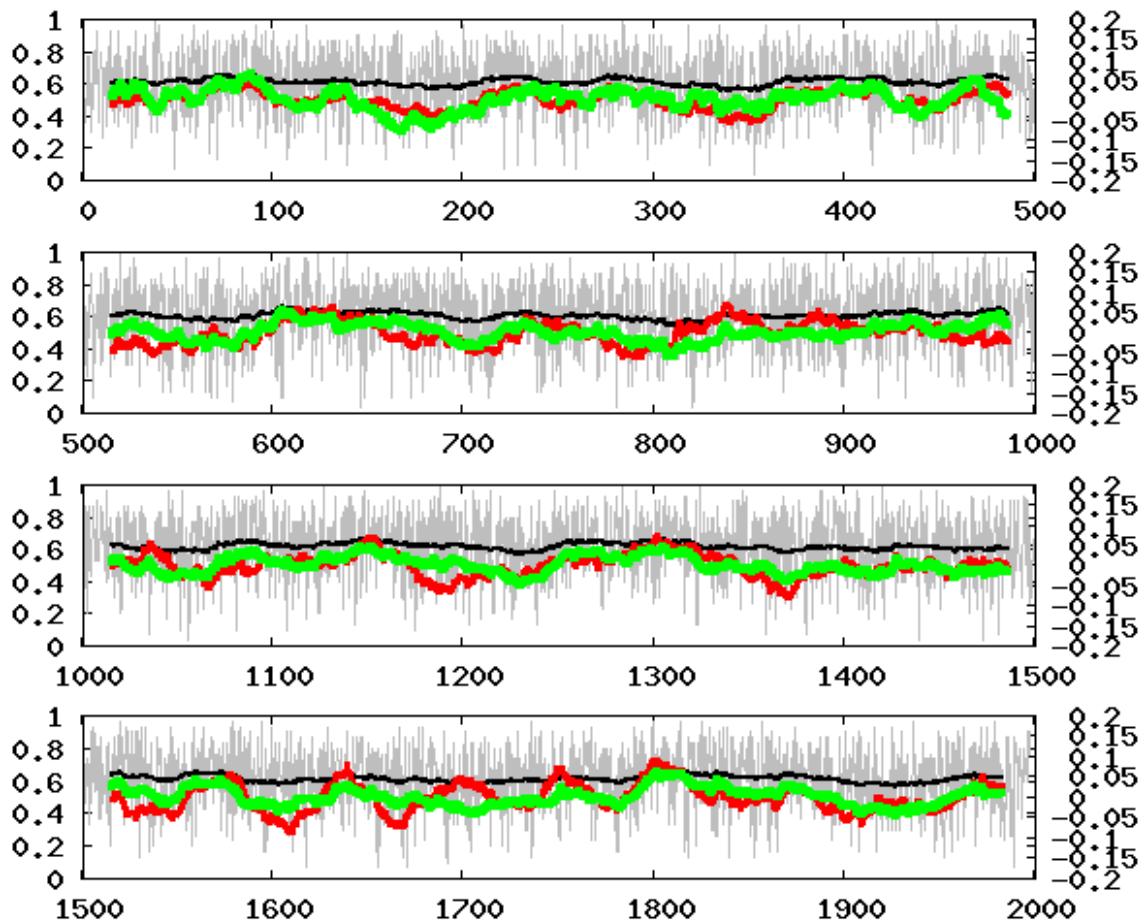


Figura 3.1: Serie del WI en el invierno dividida en periodos de 500 años. Se representa la media móvil utilizando períodos de 30 años, 90 meses, en negro. La línea roja representa la media móvil normalizada del índice WI con respecto al eje τ^* de la derecha. La línea verde representa la media móvil normalizada de la NAO (1°EOF). El eje "x" marca el periodo de años de la serie (1-1998), el eje τ^* de la izquierda marca el valor del índice. El eje τ^* de la derecha representa el valor del índice WI normalizado. Respecto a este eje se representan la línea roja y la verde.

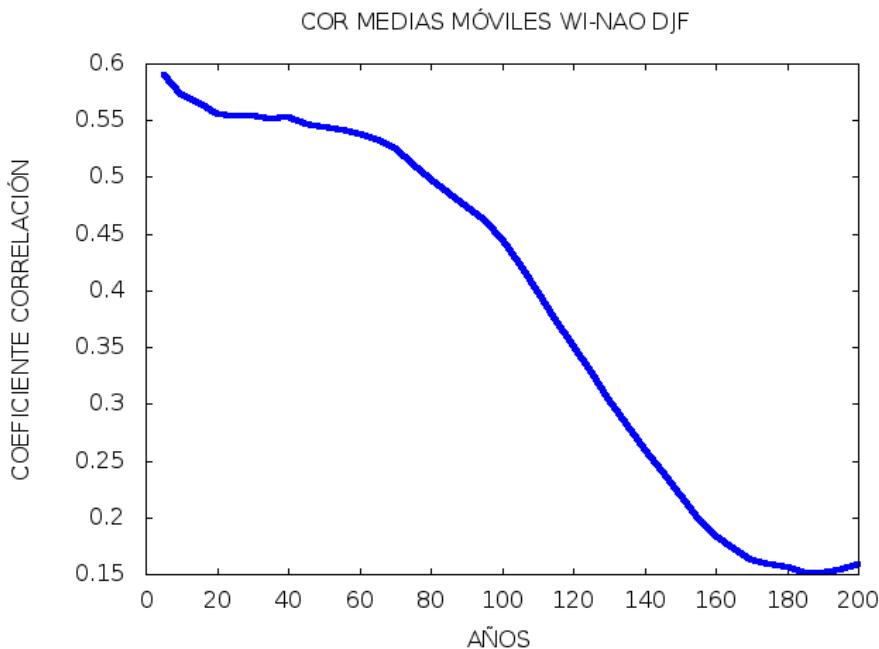


Figura 3.2: Correlación temporal entre las medias móviles de la NAO (1° EOF) y del WI. El eje "x" marca el número de años tomados para calcular las medias móviles de ambos índices. El eje "z" señala los coeficientes de correlación.

Como se aprecia en la figura a medida que tomamos períodos para la media móvil más largos la correlación entre ambos índices decae. Dicha correlación se pierde sobre los 150 años, donde la correlación deja de ser significativa. De esta observación se concluye que ambos índices se acoplan mejor en períodos de alta frecuencia (pequeños períodos) que en los de baja (grandes períodos). En la sección 3.2 se comprobará como aún en la alta frecuencia la correlación depende del periodo seleccionado.

3.2. Relación entre el WI y la temperatura, la precipitación y la presión

Tras obtener la serie del índice WI se dibujan los patrones de correlación estacionales entre esta serie y los campos de anomalías de temperatura (Figura 3.3), precipitación (Figura 3.4) y presión (Figura 3.5).

La Figura 3.3, muestra los patrones espaciales de correlación entre el WI y las anomalías en la temperatura. Las correlaciones son mayores en las zonas próximas al canal de la Mancha (CM) que en el resto de zonas. Esto ocurre en todas las estaciones. Este ligero aumento de la correlación en el CM es consecuencia directa de la definición del WI. El aumento del índice refleja un aumento de la advección de aire caliente durante el invierno, produciendo condiciones cálidas sobre una banda longitudinal. Esta banda se extiende

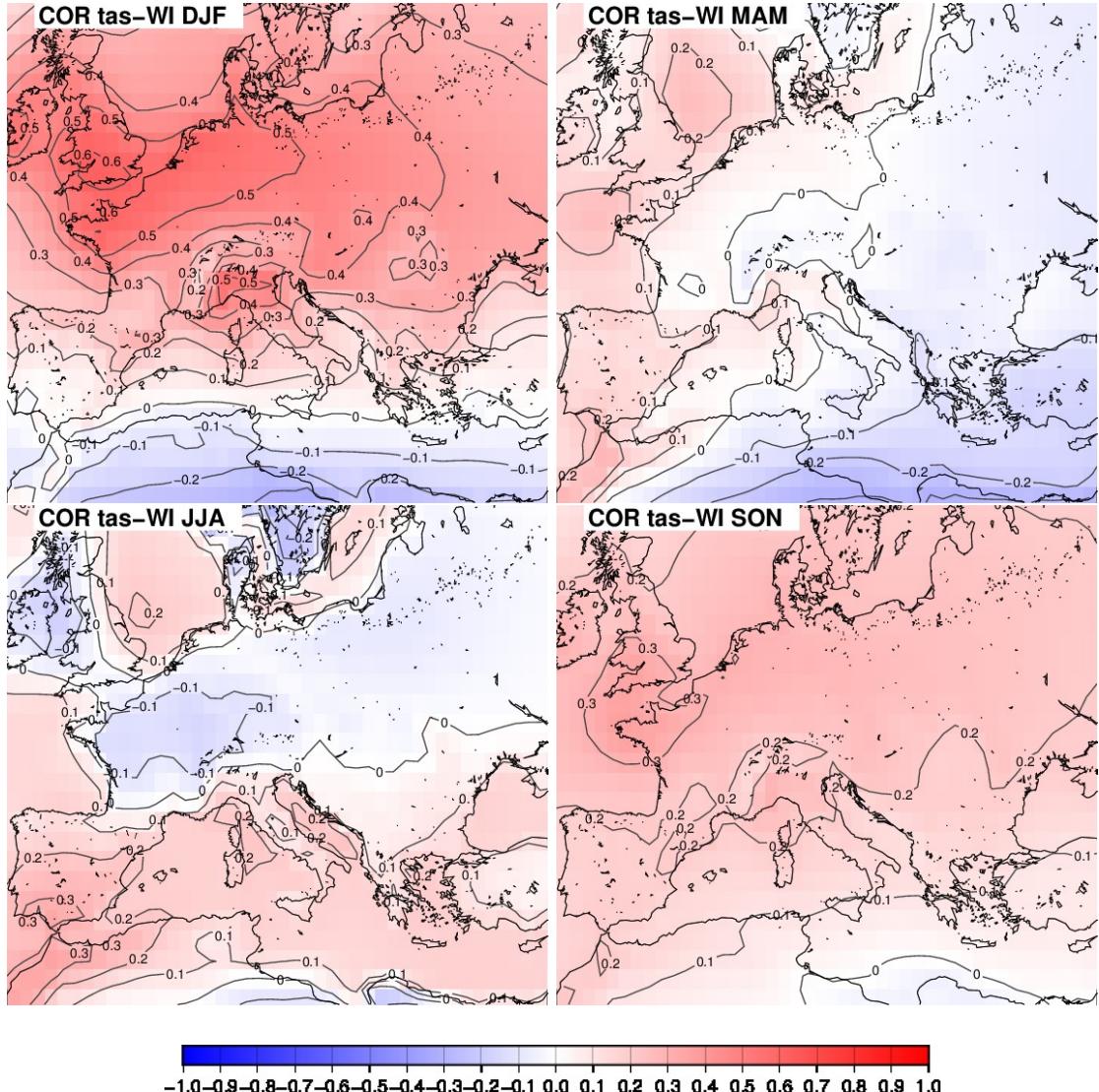


Figura 3.3: Coeficientes de correlación temporal entre el índice WI y las anomalías en la temperatura (escala de colores). Se han añadido las líneas de contorno que marcan los valores de la correlación, positiva (rojo) y negativa (azul). Se presentan para cada estación, invierno (DJF), primavera (MMA), verano (JJA) y otoño (SON). Las correlaciones han sido calculadas con los datos proporcionados por el modelo OETZI, considerando los 2000 años disponibles.

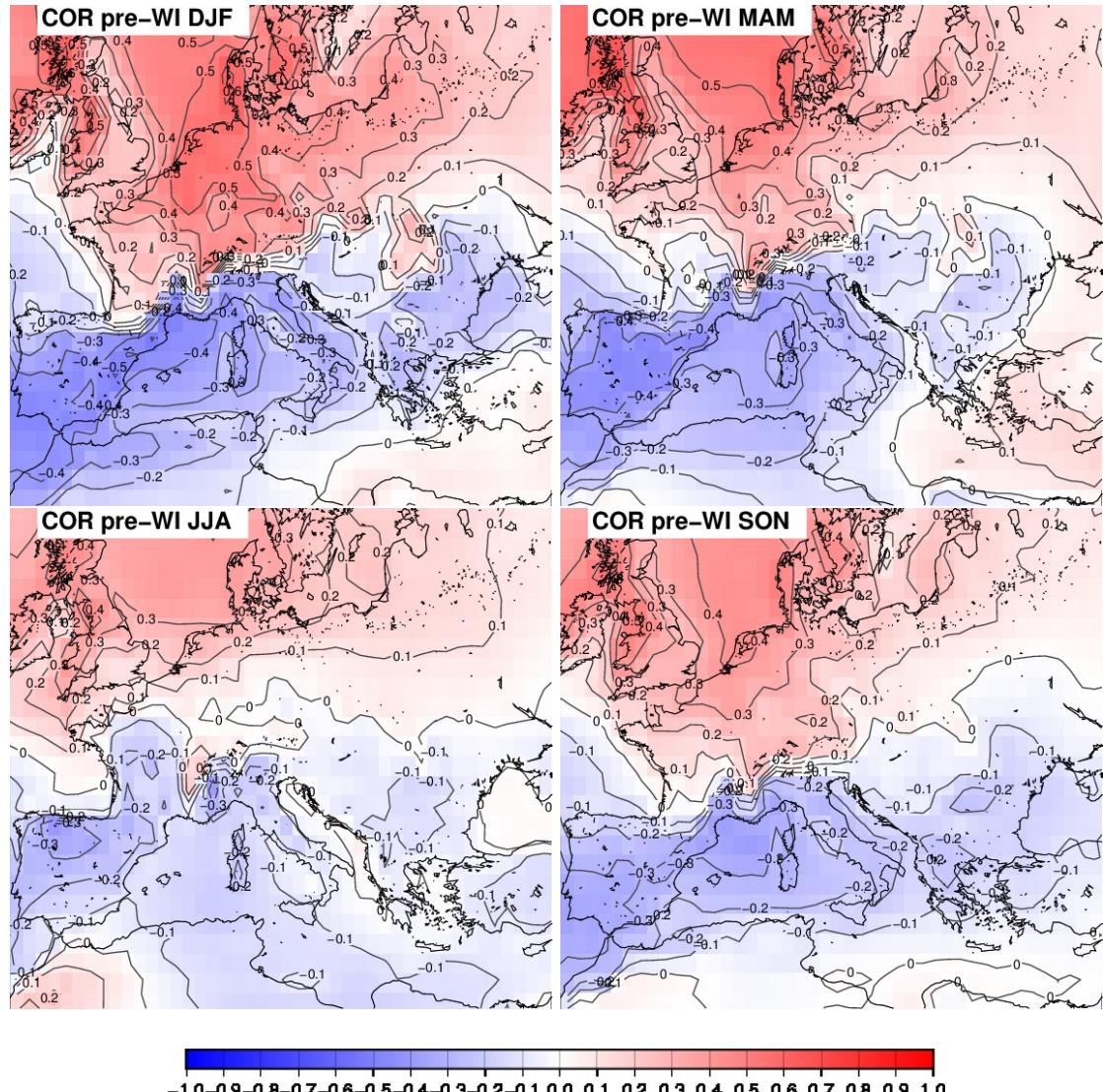


Figura 3.4: Coeficientes de correlación entre el índice WI y las anomalías en la precipitación (escala de colores). Se han añadido las líneas de contorno que marcan los valores de la correlación, positiva (rojo) y negativa (azul). Se presentan para cada estación, invierno (DJF), primavera (MMA), verano (JJA) y otoño (SON). Las correlaciones han sido calculadas con los datos proporcionados por el modelo OETZI, considerando los 2000 años disponibles.

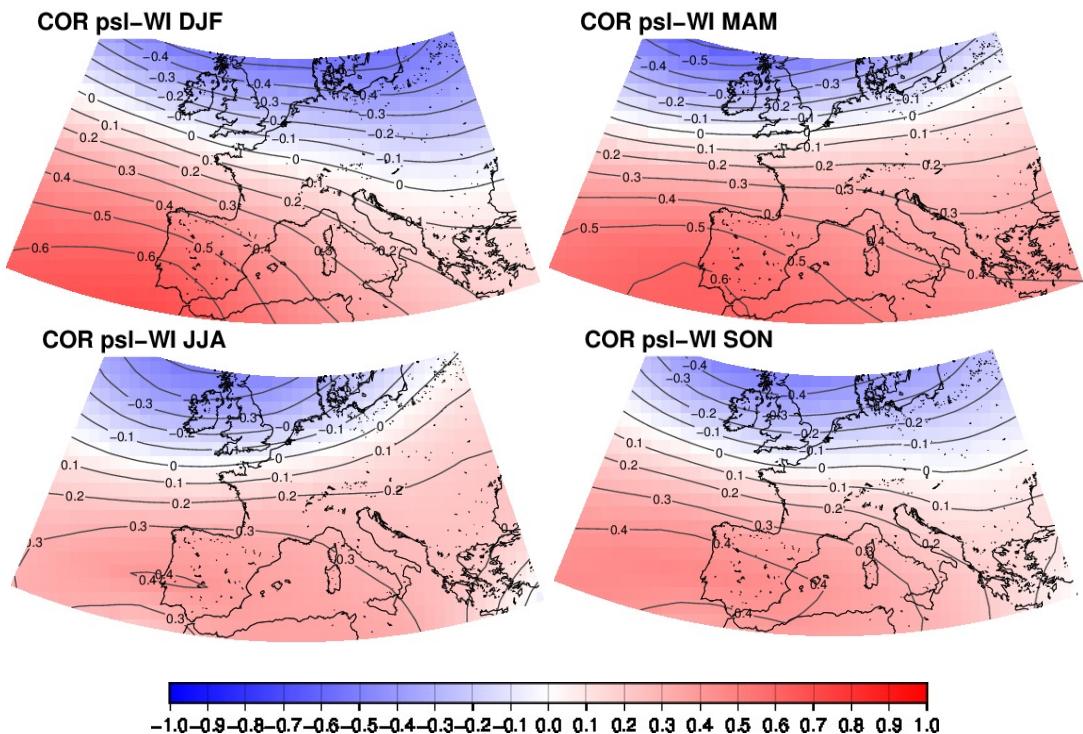


Figura 3.5: Coeficientes de correlación entre el índice WI y las anomalías en la presión (escala de colores). Se han añadido las líneas de contorno que marcan los valores de la correlación, positiva (rojo) y negativa (azul). Se presentan para cada estación, invierno (DJF), primavera (MMA), verano (JJA) y otoño (SON). Las correlaciones han sido calculadas con los datos proporcionados por el modelo OETZI, considerando los 2000 años disponibles. Se presentan en la proyección cónica Lambert.

desde el norte del Mediterráneo hasta el norte de Europa. En el resto de estaciones se reduce la intensidad de la relación entre el índice y las anomalías de la temperatura. Observando la correlación en verano, se ve que un aumento del viento de componente oeste en la zona del CM implica una reducción de las temperaturas en el norte y centro de Europa. Por último, se observa que los coeficientes de correlación en el invierno son apreciablemente más altos que en el resto de estaciones. Los coeficientes de correlación más bajos se encuentran en primavera y otoño.

Los patrones de correlación estacionales entre el WI y las anomalías de precipitación, se representan en la Figura 3.4. En invierno se vuelven a apreciar los máximos valores de correlación, aunque en este caso las correlaciones más bajas corresponden al verano. A pesar de esta diferencia, en todas las estaciones se aprecia la misma estructura. De este modo un aumento del viento de dirección oeste implica el aumento de precipitaciones en el centro y norte de Europa. Lo contrario ocurre en toda la zona del Mediterráneo.

En la Figura 3.5 se representan las correlaciones entre el índice WI y las presiones. Como se ve en este caso también se aprecia un claro descenso en la correlación para las estaciones de verano y otoño, siendo las del invierno las máximas de nuevo. Las fluctuaciones que se aprecian en la figura, se asocian a un gradiente meridional en las correlaciones con la presión. De este modo las presiones negativas quedan en el norte de Europa y las positivas en el sur. Atendiendo a la representación en el invierno se observa un dipolo meridional en las anomalías de la presión, indicando bajas anomalías dominando el norte de Europa y altas en el sur de Europa, el Mediterráneo y el Atlántico Norte. Este dipolo de presiones se observa en todas las estaciones, aunque cambiando de intensidad, extensión y localización.

Esta clara relación de las temperaturas, las precipitaciones y las presiones con la dirección del viento en el canal de la Mancha, indican que el índice WI es capaz de explicar las variaciones climáticas en una porción importante del continente europeo, especialmente en la estación invernal.

3.3. Patrones asociados al WI en temperatura, precipitación y presión

Tras los resultado de la Sección 3.2, se ha llegado a la conclusión de que el índice WI, calculado con la simulación OETZI, guarda una clara relación con el clima europeo. En el artículo Barriopedro et al. (2013) se llega a la misma conclusión utilizando un WI experimental. El objetivo de esta sección es comparar los patrones asociados en el modelo y en la realidad. Para ello se representan las diferencias entre los composites estacionales para temperatura, precipitación y presión. Estos composites han sido calculados realizando la diferencia entre las anomalías de la variable seleccionada en la fase de alto WI y las anomalías en la fase de bajo WI. Esta diferencia ha sido normalizada, dividiendo por el

valor máximo de la anomalía en cada mapa. Se considera fase de alto WI al periodo de meses en los que el valor del WI supera el percentil 75. Del mismo modo, se considera fase de bajo WI al periodo de meses en los que el valor del WI no supera el percentil 25.

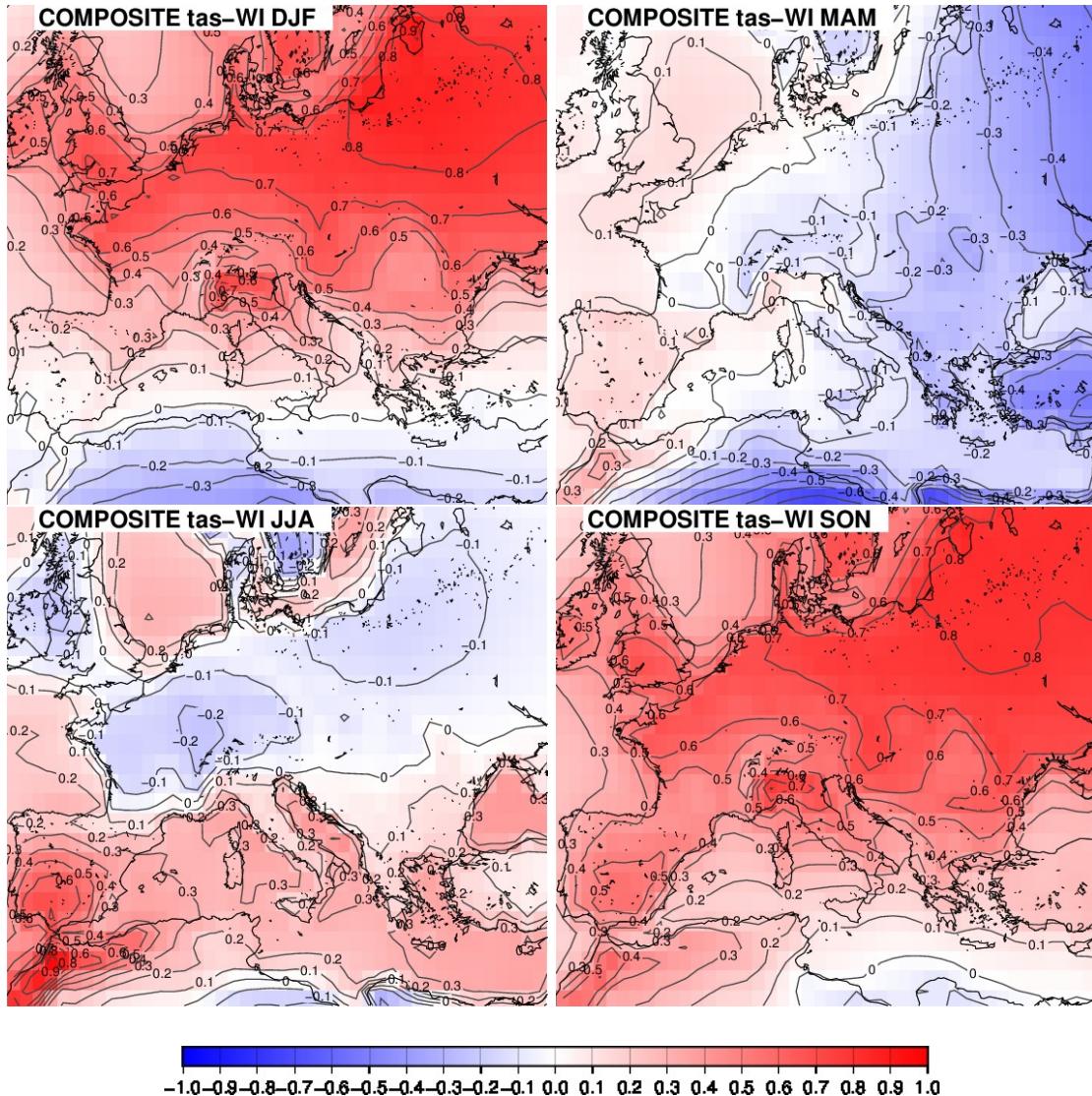


Figura 3.6: Diferencias estacionales a escala entre los composites de las fases altas y bajas del índice WI y las anomalías de temperatura. Estos datos están normalizados. Se han añadido las líneas de contorno que marcan los valores de la correlación, positiva (rojo) y negativa (azul).

En la Figura 3.6 se representan los composites de la temperatura entre las fases altas y bajas del índice WI. En todas las estaciones se observa la misma estructura que en la figura de las correlaciones entre el WI y las anomalías de temperatura, Figura 3.3. Comparando los composites en invierno y otoño de esta figura con los representados en el artículo Barriopedro et al. (2013), se observan exactamente las mismas estructuras. En el caso del invierno se aprecian zonas de alta anomalía en todo el centro y norte de Europa y zonas de baja anomalía en la Península Ibérica y el Mediterráneo. Para el verano

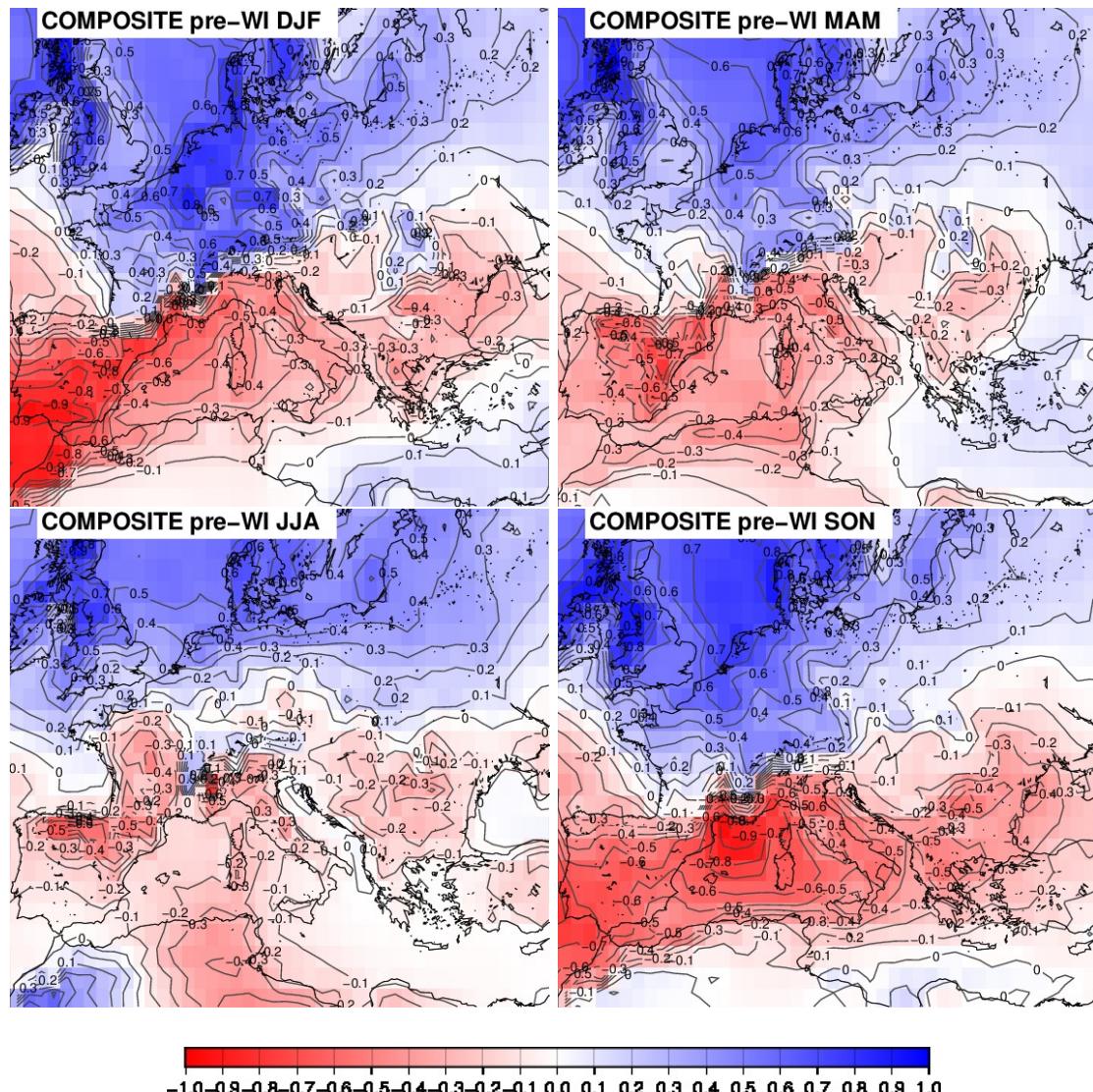


Figura 3.7: Diferencias estacionales a escala entre los composites de las fases altas y bajas del índice WI y las anomalías de precipitación. Las anomalías se han dividido por la desviación estándar de la precipitación. Estos datos están normalizados. Se han añadido las líneas de contorno que marcan los valores de la correlación, positiva (rojo) y negativa (azul).

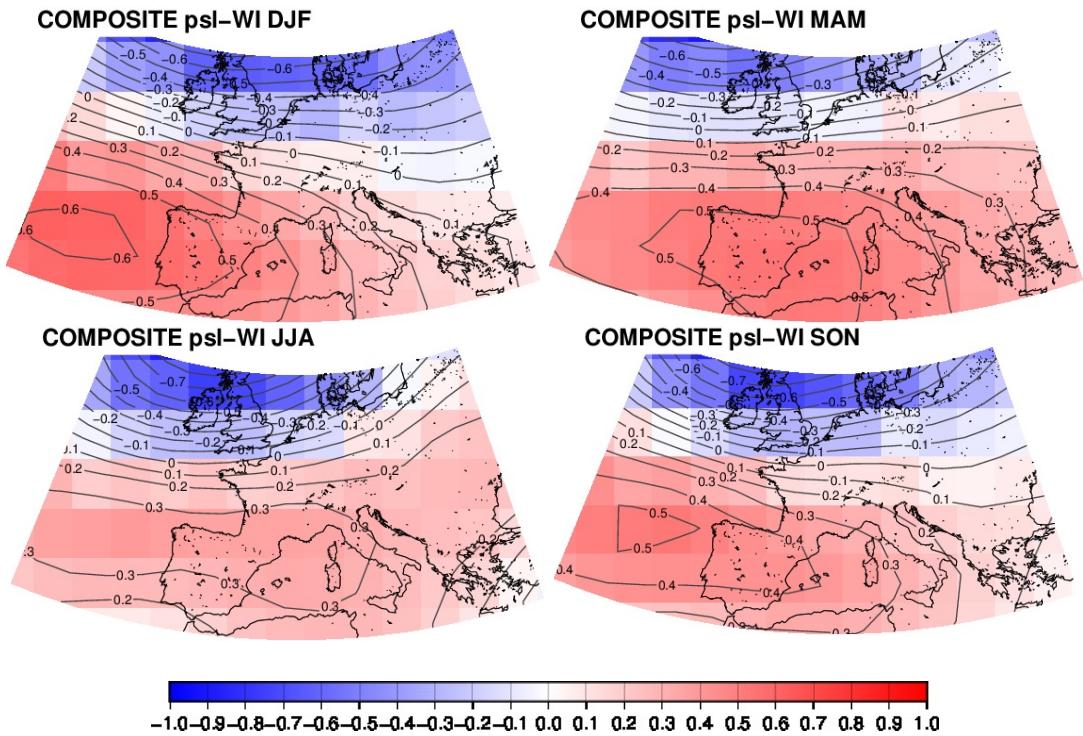


Figura 3.8: Diferencias estacionales a escala entre los composites de las fases altas y bajas del índice WI y las anomalías de temperatura. Estos datos están normalizados. Se han añadido las líneas de contorno que marcan los valores de la correlación, positiva (rojo) y negativa (azul). Se presentan en la proyección cónica Lambert.

las zonas de alta anomalía se extienden por toda Europa. Los valores numéricos para el WI experimental y el simulado también coinciden en estas estaciones. Comparando los composites de primavera se observan las mismas zonas con anomalías significativas pero con un cambio de signo en la zona del este de Europa (negativos para el WI simulado y positivos para el WI experimental). En el composite del verano del artículo Barriopedro et al. (2013) la zona con anomalías significativas se encuentra en todo el Reino Unido y la costa noroeste de Europa. Sin embargo en el composite de la Figura 3.6 en el verano, las zonas de alta anomalía se observan en la zona del Estrecho de Gibraltar.

En la Figura 3.7 se representan los composites del índice WI con la precipitación. Comparando este resultado con la Figura 3.4, que representa la correlación entre la serie del índice WI simulado y las anomalías en la precipitación, se observa que la estructura de las estaciones se conserva también en este caso. Las estructuras estacionales se mantienen pero en los composites quedan zonas de alta y baja anomalía mejor definidas. Se puede observar la influencia de la orografía en precipitaciones, quedando señaladas en el mapa la cordillera Cantábrica, los Pirineos y los Alpes. Tras esto, se comparan los composites estacionales del índice WI simulado para la precipitación con los del WI experimental del artículo Barriopedro et al. (2013). La estructura de las figuras concuerda perfectamente para todas las estaciones. Se observa que las anomalías positivas (norte y centro de Europa) se suavizan utilizando la simulación OETZI. Sin embargo las anomalías negativas

(todo el Mediterráneo) se intensifican.

Los composites del índice WI simulado con las anomalías en la presión se representan en la Figura 3.8. Comparando estos composites con las correlaciones de la Figura 3.4, se observa la misma estructura dipolar en ambas. Tras esto se comparan los composites del WI simulado con los del WI experimental para el caso de la presión. En el artículo Barriopedro et al. (2013) se representan los composites estacionales del WI experimental con la anomalía de la altura geopotencial. A efectos prácticos los gradientes en la altura geopotencial coincidirán con los de la presión, por lo que se podrán comparar directamente con la Figura 3.8. La estructura de los composites del WI experimental y los del WI simulado, con las anomalías en la altura geopotencial y en la presión, presentan la estructura de un dipolo. Estos dipolos cambian de dirección y longitud estacionalmente para los dos índices, de forma paralela. En las estaciones del invierno y el verano los centros de altas presiones se encuentran en la misma posición (al oeste de la Península Ibérica) en los composites experimentales y el simulado. En el resto de estaciones la localización del centro de alta presión difiere aunque se siguen conservando las zonas de alta y baja presión.

Los resultados de esta sección confirman que los patrones asociados al índice WI en la simulación OETZI concuerdan con los obtenidos a partir de datos observacionales Barriopedro et al. (2013).

3.4. Patrones de anomalías en la temperatura, precipitación y presión asociados a la NAO

En esta sección se presentan los composites de la NAO con las anomalías de la temperatura, la precipitación y la presión en el invierno. El cálculo de estos composites es igual al realizado en la Sección 3.3. Se calculan las diferencias normalizadas entre las fases altas y bajas de la NAO de la anomalía de la magnitud elegida. La fase alta (baja) de la NAO se define con el percentil 75 (25). Se han utilizado las tres definiciones de la NAO detalladas en la Subsección 2.2.4. El objetivo de dicha ilustración es comparar la influencia sobre el clima Europeo de un índice de persistencia como es el WI con un índice de intensidad como la NAO. Por ello se compararán los resultados de la Subsección 3.3 con los que se presentan en este apartado.

En la Figura 3.9 se representan los composites en invierno de la NAO, calculada como la diferencia de presiones entre Islandia y Las islas Azores, con la anomalía en las temperaturas, en las precipitaciones y en las presiones. Estos composites se podrán comparar con los obtenidos para el WI simulado (Figuras 3.6, 3.7 y 3.8). El objetivo de esta comparación es encontrar las similitudes y diferencias entre ambos índices generados con la misma simulación (OETZI). Observando el composite de la anomalía en las temperaturas, se aprecia un desplazamiento meridional de las anomalías positivas, bastante considerable.

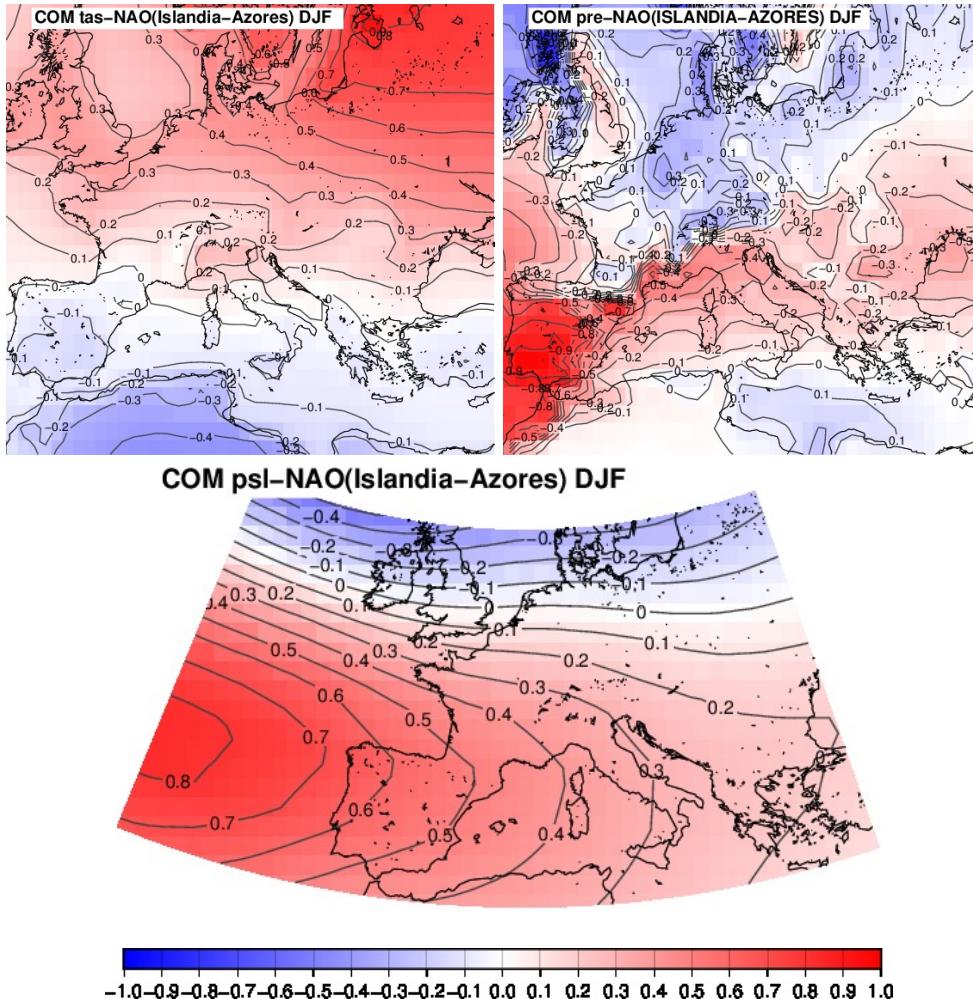


Figura 3.9: Composite entre la NAO (Islandia-Azores) y la anomalía en las temperaturas (tas), en las precipitaciones (pre) y en las presiones (psl) para el invierno. Estos datos están normalizados. Se han añadido las líneas de contorno que marcan los valores de la correlación, positiva (rojo) y negativa (azul), excepto en las precipitaciones que la escala está invertida. Para la presión se utiliza la proyección cónica Lambert.

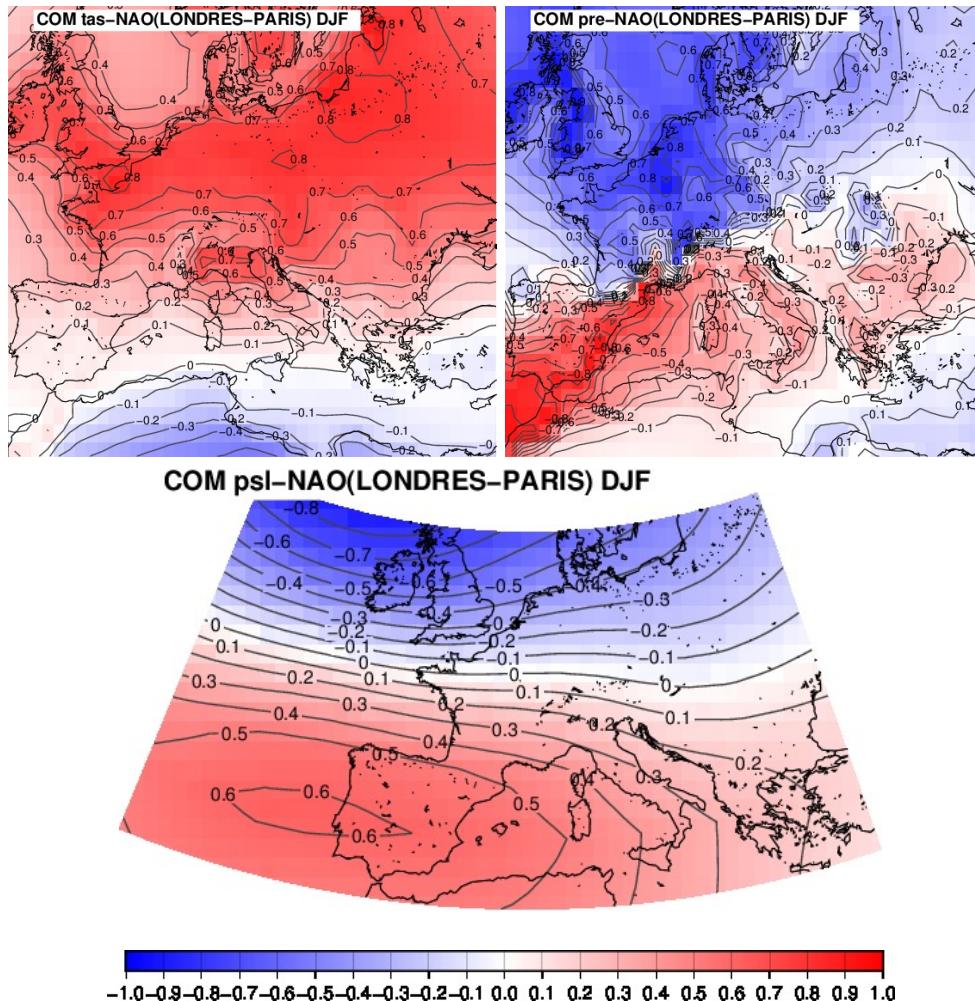


Figura 3.10: Composite entre la NAO (París-Londres) y la anomalía en las temperaturas (tas), en las precipitaciones (pre) y en las presiones (psl) para el invierno. Estos datos están normalizados. Se han añadido las líneas de contorno que marcan los valores de la correlación, positiva (rojo) y negativa (azul), excepto en las precipitaciones que la escala está invertida. Para la presión se utiliza la proyección cónica Lambert.

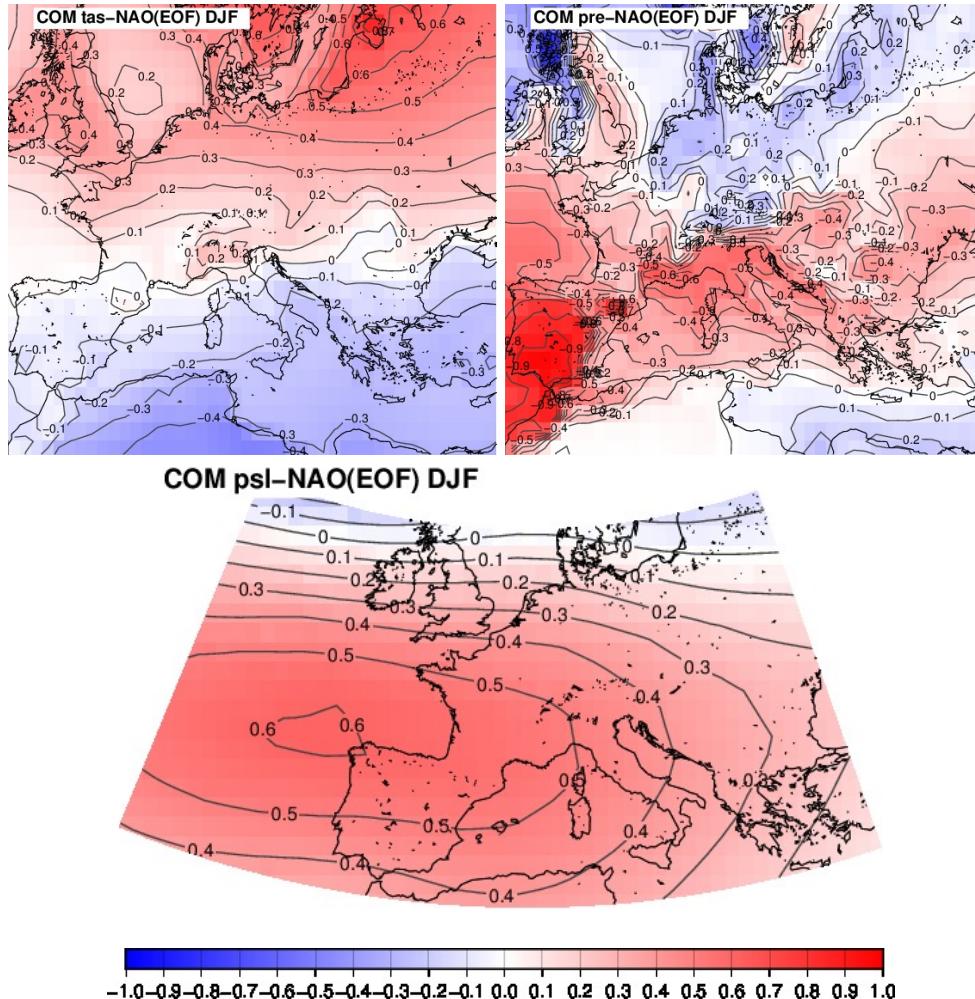


Figura 3.11: Composite entre la NAO (1° EOF) y la anomalía en las temperaturas (tas), en las precipitaciones (pre) y en las presiones (psl) para el invierno. Estos datos están normalizados. Se han añadido las líneas de contorno que marcan los valores de la correlación, positiva (rojo) y negativa (azul), excepto en las precipitaciones que la escala está invertida. Para la presión se utiliza la proyección cónica Lambert.

En el caso de las precipitaciones ambos composites se acoplan perfectamente en estructura, aunque las anomalías positivas (centro y norte de Europa) casi desaparecen para la NAO. En el composite de las presiones se vuelve a observar el desplazamiento meridional en las anomalías para la NAO con respecto a las del WI.

La Figura 3.10 representa los composites de la NAO calculada como la diferencia de presiones esta vez entre París y Londres, con la anomalía en la temperatura, en la precipitación y en la presión. Estos composites se comparan con los obtenidos para el WI simulado (Figuras 3.6, 3.7 y 3.8). En este caso los patrones espaciales para las temperaturas, las precipitaciones y las presiones de ambos índices encajan perfectamente. Esto se debe a que la diferencia de presiones tomada en este caso se encuentra muy cerca del Canal de la Mancha, zona de definición del WI.

En la Figura 3.11 se representan los composites de la NAO calculada como la componente principal asociada a la primera EOF, de las anomalías en la temperatura, en la precipitación y en la presión. Estos composites se comparan con los obtenidos para el WI simulado (Figuras 3.6, 3.7 y 3.8). En los composites de las anomalías en la temperatura y la presión se vuelve a apreciar un desplazamiento meridional de las anomalías con respecto a los composites del WI. Para el composite en la precipitación se aprecia una pérdida de anomalías negativas (centro y norte de Europa). Se aprecia una similitud entre los patrones de diferencias entre fases y los calculados utilizando la NAO definida como diferencia de presiones entre Islandia y las Azores.

Para las tres definiciones de la NAO se observan los mismos desplazamientos verticales de las correlaciones con respecto a las del índice WI. Este desplazamiento es la diferencia más relevante entre ambos índices en Europa.

3.4.1. Robustez de los patrones de anomalías

En las Subsecciones 3.3 y 3.4 se han visto los composites de los índices con cada una de las magnitudes meteorológicas. En esta parte del trabajo se estudiarán las zonas donde las correlaciones móviles entre cada índice y la magnitud indicada es relevante en cada estación. Para el cálculo de dichas correlaciones se tomarán periodos de 30 años, es decir 90 meses (datos) por estación. Se considerará que las correlaciones son significativas cuando superen el valor de 0.24 en valor absoluto. Este valor umbral ha sido calculado utilizando la distribución de probabilidad t de student con un intervalo de confianza del 99 por ciento. El porcentaje de las correlaciones significativas para el WI y la NAO (EOF) con las temperaturas y las precipitaciones se representan en las Figuras 3.12 y 3.13. Estas figuras también han sido reproducidas en el artículo Barriopedro et al. (2013) con una base de datos experimental. Comparando las figuras del WI para la temperatura se observan las mismas zonas de correlación relevante en el invierno. Para el resto de estaciones las zonas varían con la base de datos experimental o la simulada, al igual que ocurría

con los composites. Comparando las figuras de la columna de la derecha (NAO 1º EOF) con las de la izquierda (WI), se aprecia un desplazamiento meridional entre los resultados del invierno de ambos índices. Este resultado coincide con lo visto anteriormente en las Figuras 3.6 y 3.11. En el resto de estaciones no se aprecian apenas similitudes entre los patrones observados y simulados.

En cuanto a la precipitación, los resultados del artículo (Barriopedro et al., 2013) se acoplan bastante bien con los de la Figura 3.13 en invierno y otoño. En primavera y verano aparece un alto porcentaje de correlaciones significativas en la Península Ibérica para los datos de la simulación OETZI, mientras que para los experimentales no aparece tan marcada. Comparando los resultados de las precipitaciones para el WI (columna izquierda de la Figura 3.13) y para la NAO EOF (columna derecha de la Figura 3.13) se aprecian zonas comunes Gran Bretaña, la costa del norte de Europa y la Península Ibérica en el invierno. En el resto de estaciones las coincidencias se reducen a algunas zonas de la Península Ibérica.

Con esta representación se han podido observar de nuevo las conclusiones anteriores. El índice WI y la NAO coinciden en invierno y difieren en el resto de estaciones. Que en este estudio las zonas significativas de cada índice difieran para la primavera, el verano y el otoño, permite ver que en estas estaciones ambos índices son complementarios. (Subsección 3.4.2).

3.4.2. Correlación móvil entre el WI y la NAO

Una vez comprobado la capacidad de la simulación para representar los patrones de anomalías asociados a los índices es interesante calcular la relación directa entre estas dos series. En el trabajo de (Barriopedro et al., 2013) se presenta la dependencia de la relación con el periodo analizado comparando distintos índices reconstruidos de la NAO con el índice WI, utilizando distintas ventanas temporales y distinta longitud de períodos. En esta sección estudiamos si los cambios en la estacionariedad de las relaciones entre los índices es también variable. Para ello se han calculado las correlaciones móviles entre ambos índices tomando períodos de 10 a 100 años, de 10 en 10, para todos los años disponibles, del 1 al 1998. Se han utilizado las tres definiciones de la NAO.

En la Figura 3.14 se representa la correlación móvil entre el WI y la NAO (Islandia-Azores) en el invierno. En esta figura se observan períodos con coeficientes de correlación muy altos, cercanos a 1, y períodos con coeficientes más bajos, 0.6 aproximadamente, intercalados unos con otros. Esta discontinuidad en los períodos máxima y mínima correlación se va suavizando al aumentar el tamaño de la ventana escogida. Se debe destacar la rapidez de cambio en los períodos para ventanas pequeñas, por ejemplo en la ventana de 20 años, la correlación varía de 1 a 0.5 en apenas 40 años.

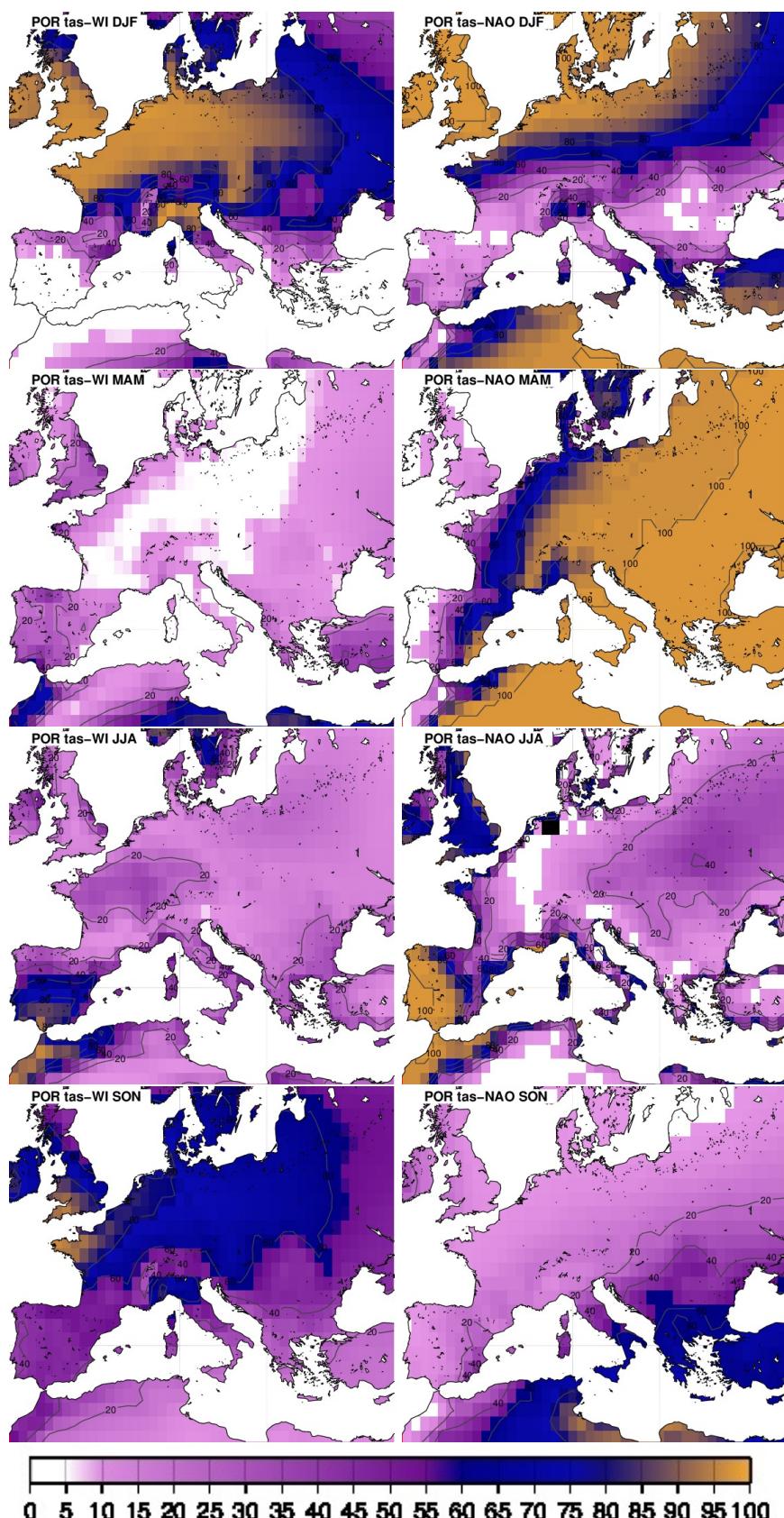


Figura 3.12: Porcentaje del número de veces en los que la correlación es significativa (mayor a 0.24), tomando intervalos de 30 años en el periodo de 1-1998. Se representa la correlación entre el WI (columna izquierda) y la NAO (1º EOF)(columna derecha) con la temperatura estacionalmente.

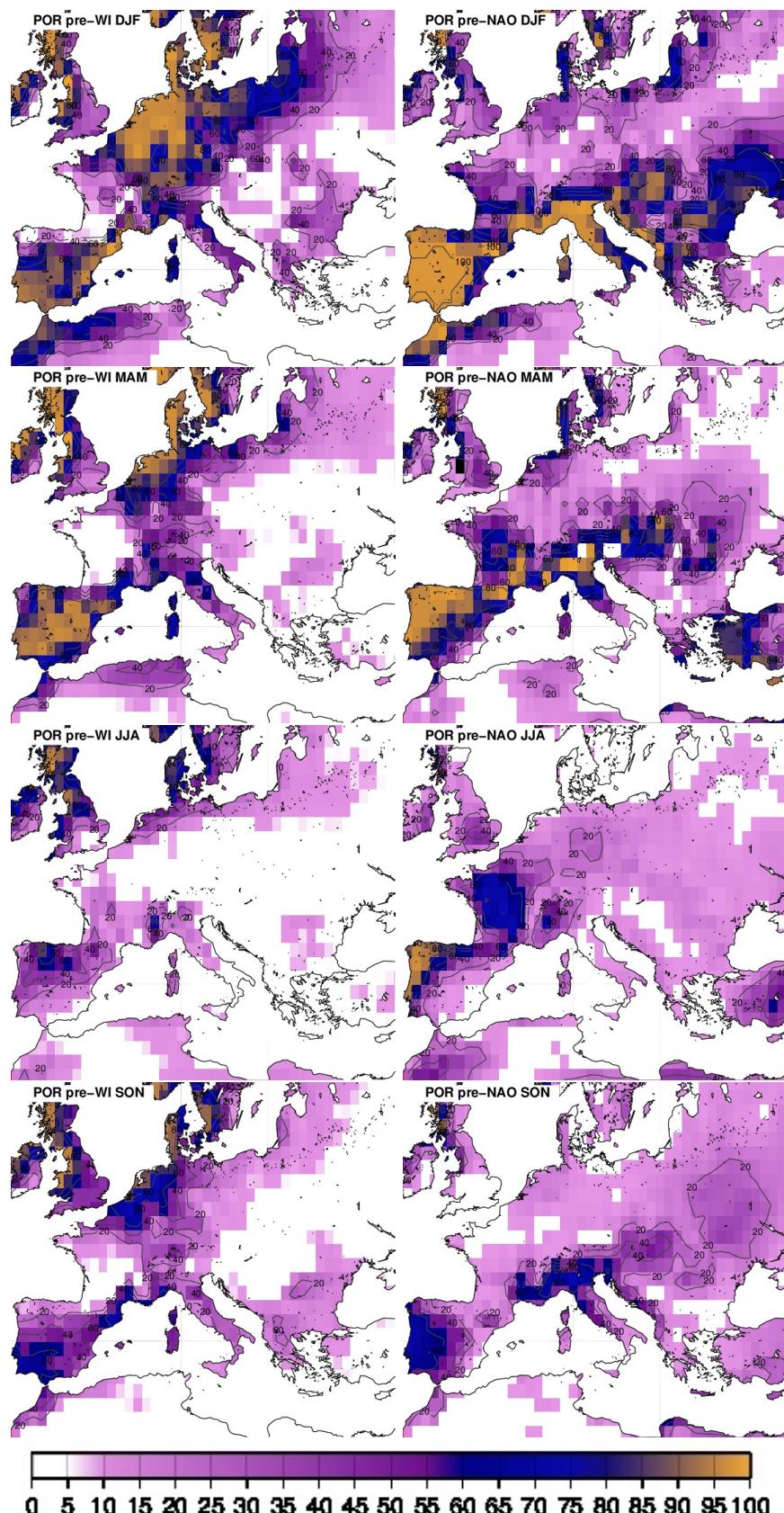


Figura 3.13: Porcentaje del número de veces en los que la correlación es significativa (mayor a 0.24), tomando intervalos de 30 años en el periodo de 1-1998. Se representa la correlación entre el WI (columna izquierda) y la NAO (1º EOF)(columna derecha) con la precipitación estacionalmente.

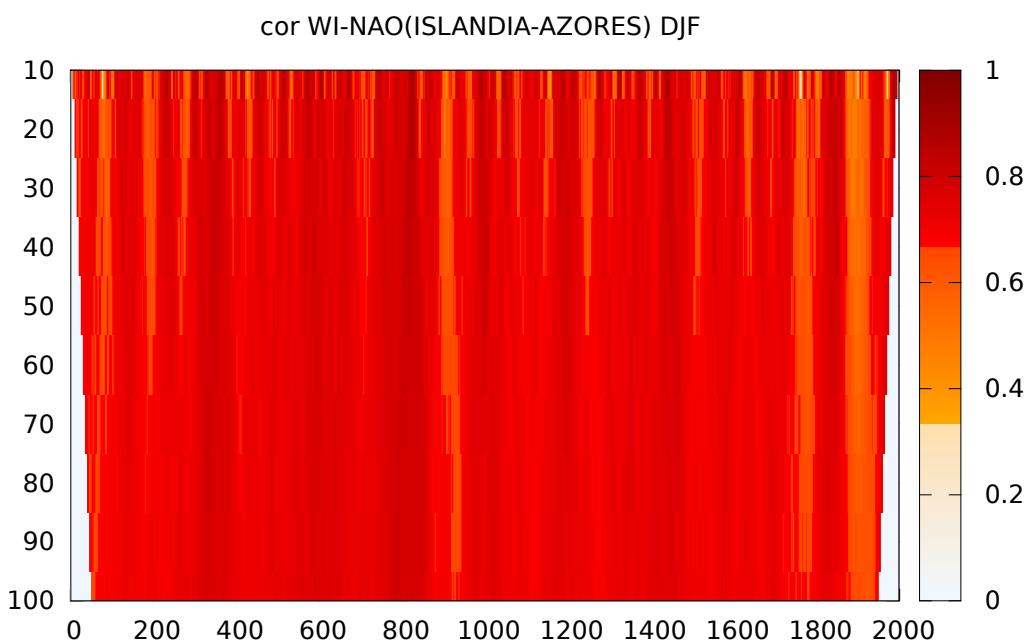


Figura 3.14: Coeficientes de correlación móvil entre el WI y la NAO (Islandia-Azores), tomando ventanas de tamaños diferentes (eje y) en el periodo del año 1 al 1998 (eje x). El eje vertical indica el número de años con los que se ha computado la correlación móvil. El eje horizontal representa el centro de la ventana usada para calcular la correlación móvil. Las correlaciones se calculan solo cuando el tamaño de la muestra de datos disponible excede el tamaño de la mitad de la ventana. Las zonas en las que no se cumple esta condición aparecen en blanco y corresponden a los laterales.

La Figura 3.15 representa la correlación móvil entre el WI y la NAO (París-Londres) en el invierno. Se observan coeficientes de correlación mayores que en la realizada para la NAO (Islandia-Azores). Esto es debido a que como ya se dijo la zona de definición del WI y la utilizada en esta gráfica para la NAO están muy próximas. Aún así se sigue observando la intercalación de periodos de alta y baja correlación en módulo para ventanas de pequeño tamaño.

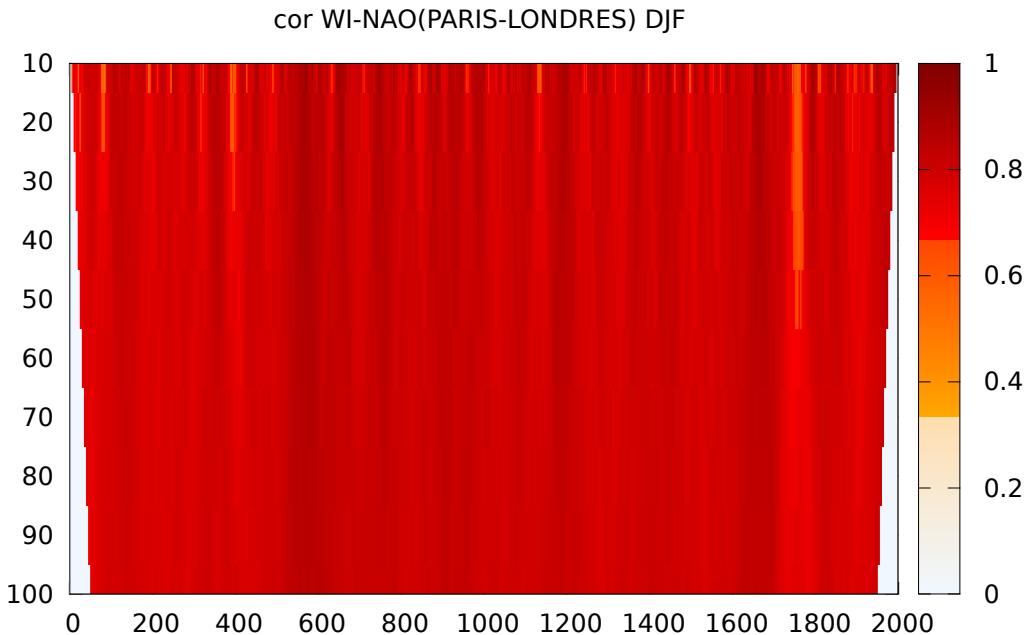


Figura 3.15: Coeficientes de correlación móvil entre el WI y la NAO (París-Londres), tomando ventanas de tamaños diferentes (eje y) en el periodo del año 1 al 1998 (eje x). El eje vertical indica el número de años con los que se ha computado la correlación móvil. El eje horizontal representa el centro de la ventana usada para calcular la correlación móvil. Las correlaciones se calculan solo cuando el tamaño de la muestra de datos disponible excede el tamaño de la mitad de la ventana. Las zonas en las que no se cumple esta condición aparecen en blanco y corresponde a los laterales.

En la Figura 3.16 se representa la correlación móvil entre el WI y la NAO (1° EOF) en el invierno. En esta figura aparece una mayor diferencia entre los períodos de alta y baja correlación. Observando los resultados de la ventana de 10 años se observan cambios en los coeficientes de 0.9 a 0.1. También se observa una disminución de estas diferencias con el uso de ventanas de mayor tamaño. Pero en este caso las variaciones siguen siendo fácilmente localizables. La Figura 3.17 representa la correlación entre el WI y la NAO (1° EOF) pero esta vez en el periodo de 1500 a 1998 años, tomando ventanas temporales de tamaños más pequeños, de 0 a 100 de 4 en 4 años. En esta figura se observan mejor los últimos períodos de pérdidas de correlación y cómo éstos se repiten incluso al aumentar el tamaño de la ventana temporal. Se observan dos grandes períodos de pérdida de correlación que se mantienen con el aumento del tamaño de las ventanas. Uno se encuentra del año 1730

al 1770 y el otro del año 1870 al 1920. Estos períodos coinciden con los señalados en la Figura 3.1 como períodos de desacoplo entre las medias móviles de ambos índices.

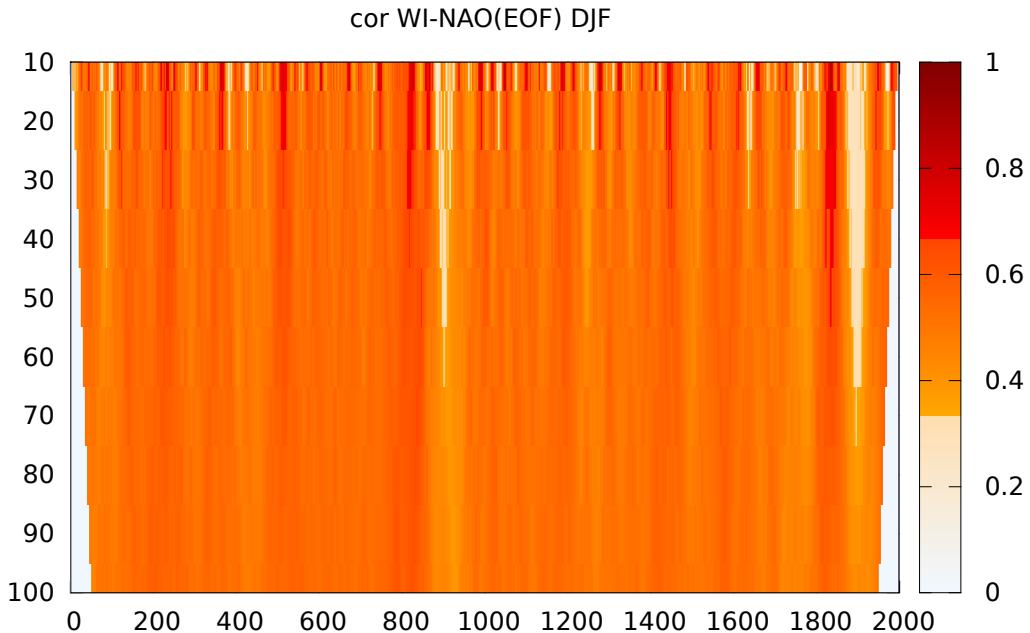


Figura 3.16: Coeficientes de correlación móvil entre el WI y la NAO (1° EOF), tomando ventanas de tamaños diferentes (eje y) en el periodo del año 1 al 1998 (eje x). El eje vertical indica el número de años con los que se ha computado la correlación móvil. El eje horizontal representa el centro de la ventana usada para calcular la correlación móvil. Las correlaciones se calculan solo cuando el tamaño de la muestra de datos disponible excede el tamaño de la mitad de la ventana. Las zonas en las que no se cumple esta condición aparecen en blanco y corresponden a los laterales.

En la sección 3.5 se estudiará la relación de estas pérdidas de correlación periódicas con el movimiento de los centros de acción de la NAO. La figura en la que se observan mayores contrastes en la correlación del WI y la NAO, para el periodo de años disponible, es la que utiliza la primera EOF de la presión. Por ello será esta definición la que se utilizará en el siguiente estudio.

3.5. Estacionariedad en la relación entre WI y NAO

La cuestión que se plantea es entender a qué puede ser debido el desacoplo entre los dos índices. Una posible explicación puede ser la modificación del modo de variabilidad descrito por la NAO. Para analizar esta hipótesis se ha calculado la posición de los centros de acción de la NAO. En todo este proceso se utilizará la definición de la NAO como la primera EOF de la presión.

Para encontrar la posición de los centros de acción, se calcula la primera EOF de la

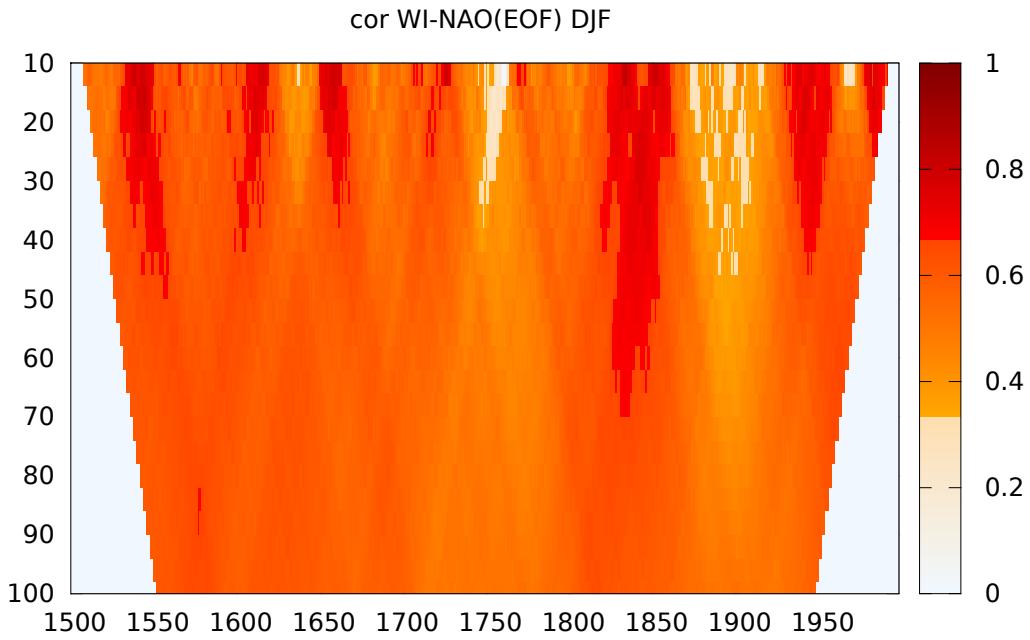


Figura 3.17: Coeficientes de correlación móvil entre el WI y la NAO (1° EOF), tomando ventanas de tamaños diferentes (eje y) en el periodo del año 1500 al 1998 (eje x). El eje vertical indica el número de años con los que se ha computado la correlación móvil. El eje horizontal representa el centro de la ventana usada para calcular la correlación móvil. Las correlaciones se calculan solo cuando el tamaño de la muestra de datos disponible excede el tamaño de la mitad de la ventana. Las zonas en las que no se cumple esta condición aparecen en blanco y corresponden a los laterales.

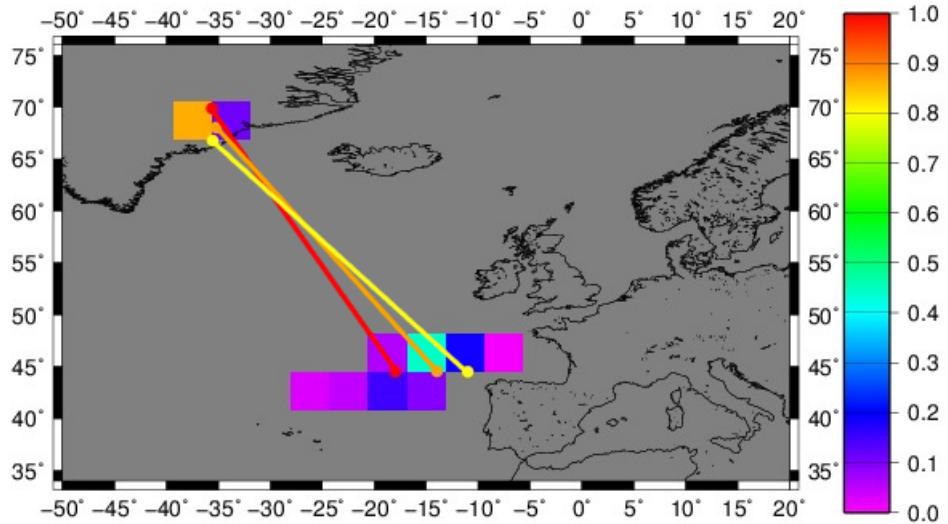


Figura 3.18: Posición de los centros de acción de la NAO. Centro de altas presiones en el sur. Centro de bajas presiones en el norte. La escala de colores indica la probabilidad de encontrar al máximo (sur) y al mínimo (Norte) en la posición que marca. El punto naranja indica el promedio de la posición del máximo y del mínimo. El punto rojo indica el promedio de la posición de los 100 centros en los que la correlación entre el WI y la NAO es máxima. El punto amarillo marca el promedio de la posición de los 100 centros en los que la correlación entre el WI y la NAO es mínima. Para el cálculos de los centros de acción y para las correlaciones entre el WI y la NAO se han utilizado ventanas temporales de 60 años

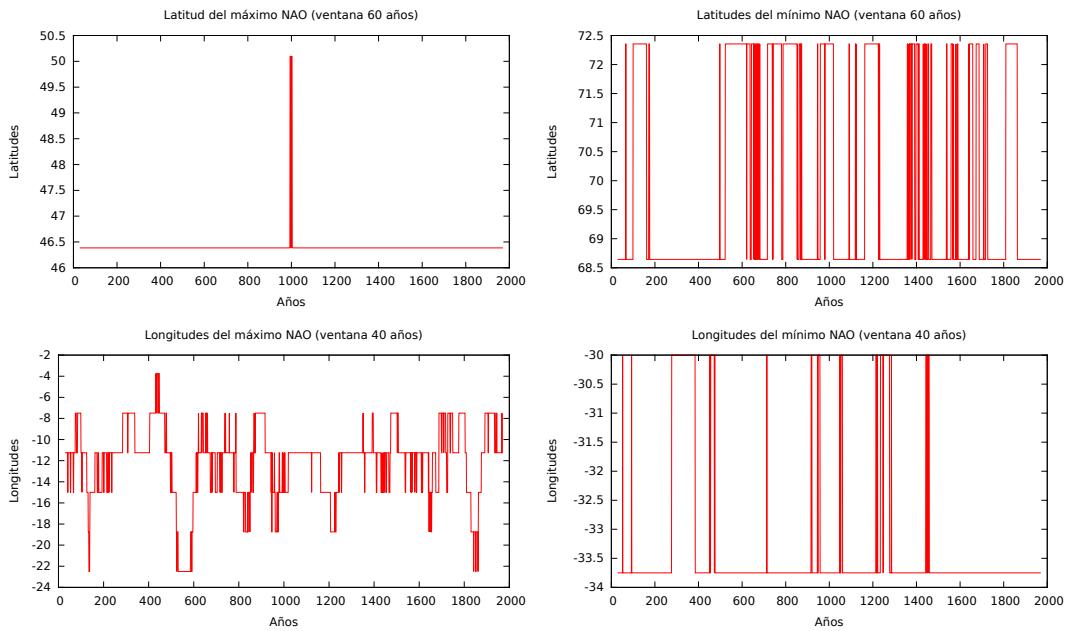


Figura 3.19: Latitud y longitud del máximo y del mínimo de la NAO. El eje x representa las longitudes y latitudes en grados. El eje y indica el año en el que se mide el máximo o el mínimo. En la computación de la correlación móvil de la NAO (EOF) con la presión, se ha utilizado una ventana de 60 años.

anomalía en la presión, tomando un periodo temporal de 60 años. Este proceso se repite para cada año en el periodo del año 1 al 1998. De esta forma se podrá calcular la posición del centro de altas presiones (sur) y el centro de bajas presiones (norte) en cada año. En la Figura 3.18 se representa la localización de estos puntos. La escala de colores indica la probabilidad de encontrar al máximo (sur) y al mínimo (norte) en la posición que marca. Los puntos de colores de la figura marcan los promedios de la posición de los centros de acción en tres situaciones diferentes. El punto naranja marca el promedio de todas las posiciones obtenidas para el máximo y el mínimo. El punto rojo marca el promedio de las 100 (percentil 95) posiciones en las que se obtiene la mayor correlación temporal entre el WI y la NAO. Del mismo modo el punto amarillo señala el promedio de las 100 (percentil 5) posiciones en las que la correlación entre ambos índices es menor. Como se aprecia en la Figura 3.18 la posición del centro de altas presiones cuando la correlación es máxima y mínima varía más de 5° en longitud, mientras la latitud permanece constante. En el caso del centro de bajas presiones es la latitud la que varía mientras la longitud permanece constante. Este cambio en las coordenadas provoca un cambio en la dirección del flujo advectado hacia el norte de Europa.

En la Figura 3.19 se representan la latitud y longitud de los centros de acción de la NAO (EOF), el centro de altas presiones (máximo) y el de bajas presiones (mínimo). Para el cálculo de los centros de acción se han utilizado periodos de 60 años. Comparando el movimiento meridional y zonal de ambos nodos, se ve que la latitud del mínimo apenas varía 4° mientras que la del máximo es constante para casi todo el periodo. La longitud

del máximo oscila en un rango de 22° de diferencia aproximadamente y la del mínimo varía 4° . Como se ve el centro de altas presiones se mueve más que el de altas y en una dirección zonal.

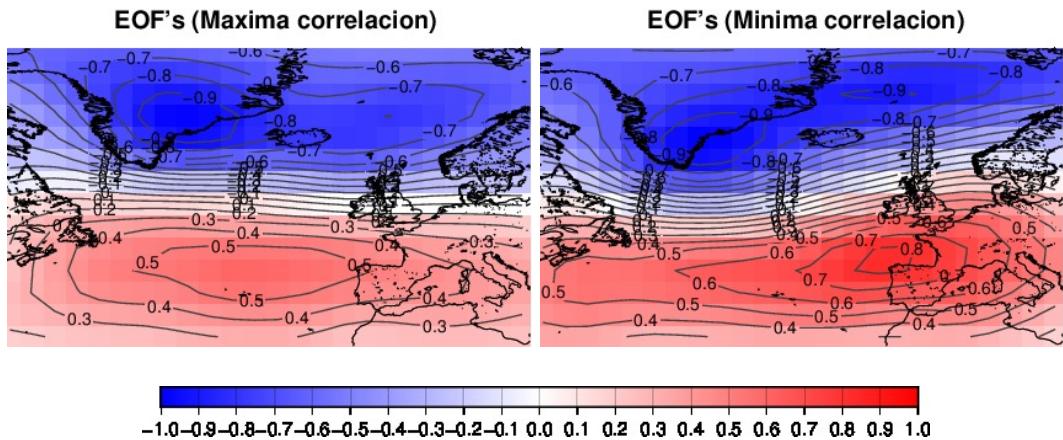


Figura 3.20: Medias del campo de presiones regresionadas con la primera EOF de la anomalía en la presión del Atlántico Norte, utilizando el periodo de años de máxima correlación (izquierda) y mínima correlación (derecha). Ambos resultados están normalizados. La ventana temporal utilizada para calcular los años de máxima y mínima correlación entre la NAO y el WI es de 40 años. Se han añadido las líneas de contornos.

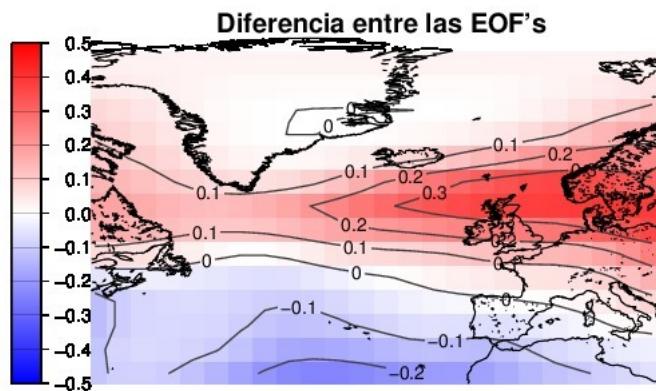


Figura 3.21: Diferencia entre las medias normalizadas de las EOF's en los periodos de máxima y mínima correlación. La ventana temporal utilizada para calcular los años de máxima y mínima correlación entre la NAO y el WI es de 40 años.

Para averiguar si el movimiento de los centros de acción está relacionada con las pérdidas de correlación temporal entre la NAO y el WI se representa la media de las primeras EOF's de la presión en los 100 años de máxima correlación y la media en los 100 años de mínima correlación (Figura 3.20). Para el cálculo de los años de máxima

y mínima correlación se han utilizado los resultados de tomar una ventana de 40 años. En cada composite las líneas de contorno facilitan la localización de los centros de acción para el periodo de máxima y mínima correlación. Comparando ambas figuras se observa un desplazamiento meridional de los centros de acción. Para observar mejor este desplazamiento, se representa la diferencia normalizada de los composites de ambas fases (correlación máxima y mínima), (Figura 3.21). En esta figura se aprecian las zonas mayor afectadas por el movimiento de los centros de acción de la NAO (EOF). La Figura 3.21 muestra claramente que una de las zonas más afectadas por este movimiento es el Reino Unido, justo el área en la que se define el índice WI. Esta figura demuestra que las variaciones periódicas en la correlación del WI con la NAO se debe a los movimientos de los centros de acción de la NAO.

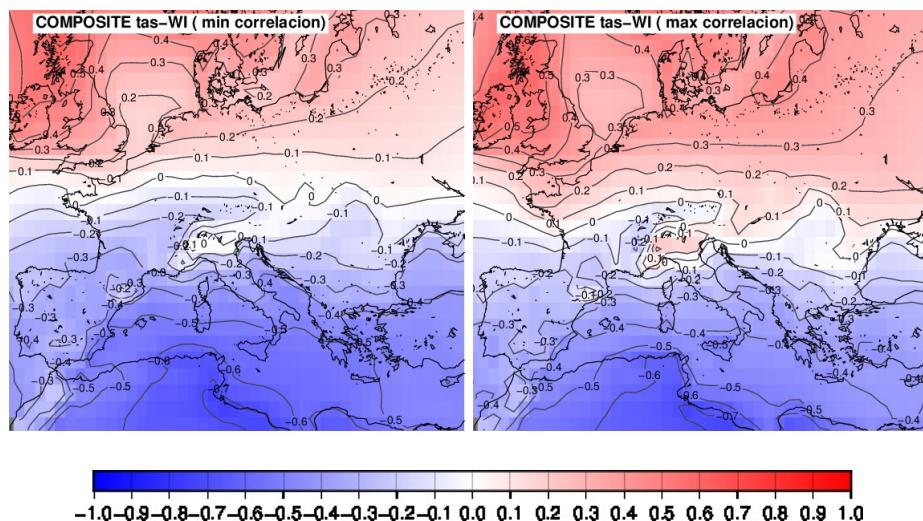


Figura 3.22: Correlación entre las anomalías en la temperatura y el índice WI en los periodos de máxima correlación (derecha) y mínima correlación (izquierda) entre la NAO y el WI. Se añaden las líneas de contorno que marcan el valor de los coeficientes de correlación temporal entre el WI y las precipitaciones en cada zona.

Una vez se ha comprobado la influencia del movimiento de los centros de acción de la NAO en la relación entre los índices WI y NAO, se calcula la correlación temporal entre el WI y la anomalía en la temperatura y la precipitación, en Europa, en el periodo de años de alta y baja correlación entre ambos índices (Figuras 3.22 y 3.23). Los periodos de alta y baja correlación temporal han sido calculados utilizando una ventana de 40 años. Comparando estas figuras se aprecia un desplazamiento vertical del cambio de signo en las correlaciones. Estando en los dos casos las correlaciones más al Norte cuando la correlación entre el WI y la NAO son mínimas. Observando la figura 3.18 comprobamos que cuando la correlación entre índices es mínima, el vector flujo, perpendicular a la unión de los centros de acción, tiene una dirección más al norte que cuando la correlación es máxima. Es decir, cuando la correlación entre ambos índices es máxima el vector flujo, marcado por los centros de acción de la NAO, apunta hacia el centro-norte de Europa.

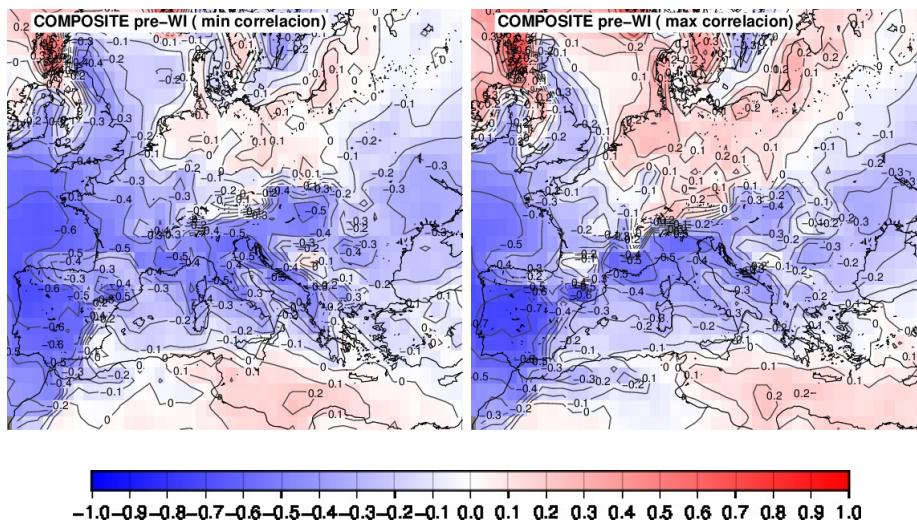


Figura 3.23: Correlación entre las anomalías en la precipitación y el índice WI en los períodos de máxima correlación (derecha) y mínima correlación (izquierda) entre la NAO y el WI. Se añaden las líneas de contorno que marcan el valor de los coeficientes de correlación temporal entre el WI y las precipitaciones en cada zona.

Mientras que cuando las correlaciones son mínimas esta dirección se gira hacia el Norte, al igual que ocurre con los composites mostrados en las Figuras 3.22 y 3.23.

Capítulo 4

Conclusiones

Este trabajo partía con el objetivo de estudiar la influencia del movimiento de los centros de acción de la NAO con los periodos de desacoplo entre el índice WI y la NAO. Los resultados obtenidos en este estudio reafirman las conclusiones del artículo de Barriopedro et al. (2013). El índice WI es un buen indicador del clima Europeo sobre todo en la estación invernal. Este índice es estacional, los valores de persistencia del viento del oeste dependen de la estación en la que se mida. La relación entre el WI y la NAO además de depender de la estación del año, es una relación no estacionaria. La relación entre ambos índices depende del movimiento de los centros de acción de la NAO, calculados con la definición de la 1º EOF.

Del estudio de la relación del WI y la NAO a lo largo del periodo del año 1 al 1998, se ha concluido que la relación entre ambos índices ocurre en la alta frecuencia, perdiéndose en la baja frecuencia. Este hecho indica la alta dependencia de la relación entre los índices con las pequeñas oscilaciones. Conclusión que refuerza la hipótesis de la dependencia de la pérdida de esta relación con los movimientos de los centros de acción de la NAO.

En otros trabajos se ha estudiado la variabilidad de la serie de la NAO con forzamientos naturales y antrópicos, concluyendo en ellos que dicha variabilidad no se ve afectada por estos forzamientos. Por esta razón, podemos decir que la no estacionariedad en la relación del WI y la NAO no se verá afectada por los forzamientos de los modelos climáticos utilizados. Concluyendo entonces que la razón de variabilidad en la correlación entre el WI y la NAO se deberá al movimiento de los centros de acción de ésta última. A pesar de llegar a esta conclusión, se abre la posibilidad de estudiar la relación de los forzamientos utilizados con el WI y la NAO en trabajos posteriores utilizando metodologías similares a las utilizadas en el trabajo de Gómez-Navarro et al. (2012).

Este trabajo demuestra que el uso de experimentos climáticos procedentes de modelos regionales es de gran ayuda para analizar y desarrollar reconstrucciones paleoclimáticas

a partir de datos *proxy*.

Bibliografía

Barriopedro, David, Gallego, David, Alvarez-Castro, M Carmen, García-Herrera, Ricardo, Wheeler, Dennis, Peña-Ortiz, Cristina, Barbosa, and Susana M. Witnessing north atlantic westerlies variability from ships' logbooks (1685–2008). *Climate Dynamics*, pages 1–17, 2013.

Bradley and S. Raymond. *Paleoclimatology: reconstructing climates of the Quaternary*, volume 68. Academic Press, 1999.

Fei Chen and Jimy Dudhia. Coupling an advanced land surface-hydrology model with the penn state-ncar mm5 modeling system. part i: Model implementation and sensitivity. *Monthly Weather Review*, 129(4):569–585, 2001.

Edward R Cook, Rosanne D D'Arrigo, and Michael E Mann. A well-verified, multiproxy reconstruction of the winter north atlantic oscillation index since ad 1400*. *Journal of Climate*, 15(13):1754–1764, 2002.

Jimy Dudhia. Numerical study of convection observed during the winter monsoon experiment using a mesoscale two-dimensional model. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 46(20):3077–3107, 1989.

J Fernández, JP Montávez, J Sáenz, JF González-Rouco, and E Zorita. Sensitivity of the mm5 mesoscale model to physical parameterizations for regional climate studies: Annual cycle. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres (1984–2012)*, 112(D4), 2007.

JJ Gómez-Navarro, JP Montávez, P Jimenez-Guerrero, S Jerez, JA Garcia-Valero, and JF Gonzalez-Rouco. Warming patterns in regional climate change projections over the iberian peninsula. *Meteorologische Zeitschrift*, 19(3):275–285, 2010.

JJ Gómez-Navarro, JP Montávez, P Jiménez-Guerrero, S Jerez, R Lorente-Plazas, JF González-Rouco, and E Zorita. Internal and external variability in regional simulations of the iberian peninsula climate over the last millennium. *Climate of the Past*, 8(1):25–36, 2012.

- Juan José Gómez Navarro. Modelización regional de la evolución climática del último milenio y proyecciones de futuro. 2011.
- Georg A Grell. Prognostic evaluation of assumptions used by cumulus parameterizations. *Monthly Weather Review*, 121(3):764–787, 1993.
- Georg A Grell, Jimy Dudhia, David R Stauffer, et al. A description of the fifth-generation penn state/ncar mesoscale model (mm5). 1994.
- Song-You Hong and Hua-Lu Pan. Nonlocal boundary layer vertical diffusion in a medium-range forecast model. *Monthly weather review*, 124(10):2322–2339, 1996.
- Hurrell and W. James. Decadal trends in the north atlantic oscillation. *Science*, 269: 676–679, 1995.
- IPCC. *Climate Change 2013 The Physical Science Basis: Working group I contribution to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC)*, volume 5. Cambridge University Press, 2013.
- S Jerez, JP Montavez, JJ Gomez-Navarro, PA Jimenez, P Jimenez-Guerrero, R Lorente, and JF Gonzalez-Rouco. The role of the land-surface model for climate change projections over the iberian peninsula. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres (1984–2012)*, 117(D1), 2012.
- Sonia Jerez, Juan Pedro Montávez, Pedro Jiménez-Guerrero, Juan Josó Gómez-Navarro, Raquel Lorente-Plazas, and Eduardo Zorita. A multi-physics ensemble of present-day climate regional simulations over the iberian peninsula. *Climate dynamics*, 40(11-12): 3023–3046, 2013.
- Jones, PD, Osborn, TJ, Briffa, and KR. The evolution of climate over the last millennium. *Science*, 292(5517):662–667, 2001.
- Hubert Horace Lamb. *Climate, history and the modern world*. Psychology Press, 1995.
- Luterbacher, Jürg, Schmutz, Christoph, Gyalistras, Dimitrios, Xoplaki, Eleni, Wanner, and Heinz. Reconstruction of monthly nao and eu indices back to ad 1675. *Geophysical Research Letters*, 26(17):2745–2748, 1999.
- J Luterbacher, E Xoplaki, D Dietrich, PD Jones, TD Davies, D Portis, JF Gonzalez-Rouco, H Von Storch, D Gyalistras, C Casty, et al. Extending north atlantic oscillation reconstructions back to 1500. *Atmospheric Science Letters*, 2(1-4):114–124, 2001.
- Eli J Mlawer, Steven J Taubman, Patrick D Brown, Michael J Iacono, and Sheppard A Clough. Radiative transfer for inhomogeneous atmospheres: Rrtm, a validated correlated-k model for the longwave. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres (1984–2012)*, 102(D14):16663–16682, 1997.

- Chester F Ropelewski and Michael S Halpert. Global and regional scale precipitation patterns associated with the el niño/southern oscillation. *Monthly weather review*, 115(8):1606–1626, 1987.
- Uwe Schulzweida, Luis Kornblueh, and Ralf Quast. Cdo user's guide. *Climate Data Operators, Version, 1(6)*, 2006.
- K. E. Trenberth. *Climate system modeling*. Cambridge University Press, 2010.
- Ricardo M Trigo, David Pozo-Vázquez, Timothy J Osborn, Yolanda Castro-Díez, Sonia Gámiz-Fortis, and María Jesus Esteban-Parra. North atlantic oscillation influence on precipitation, river flow and water resources in the iberian peninsula. *International Journal of Climatology*, 24(8):925–944, 2004.
- Sergio M Vicente-Serrano and Juan I López-Moreno. Nonstationary influence of the north atlantic oscillation on european precipitation. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres (1984–2012)*, 113(D20), 2008.
- Wheeler, D, Garcia-Herrera, R, Wilkinson, CW, and C Ward. Atmospheric circulation and storminess derived from royal navy logbooks: 1685 to 1750. *Climatic change*, 101(1-2):257–280, 2010.