



Viento y forzamiento radiativo en la Península Ibérica en el último milenio

Autor: Rubén Cruz García

Institución: Universidad de Murcia

Otros autores: Pedro Jiménez Guerrero (Universidad de Murcia); Juan Pedro Montávez Gómez (Universidad de Murcia)

Resumen

Para comprender el clima del futuro debemos antes estudiar y comprender el clima pasado, y precisamente esa es la misión de la ciencia paleoclimática. Utilizando modelos regionales de simulación paleoclimática este trabajo se centra en el estudio del viento simulado en la Península Ibérica durante el último milenio (1002-1989), con el fin de hallar si existe alguna relación con el forzamiento radiativo.

La metodología incluye el análisis de dos simulaciones regionales con el modelo MM5 (ERIK1 y ERIK 2) forzadas por el modelo global ECHO-G, utilizando ambas simulaciones los mismos forzamientos climáticos pero empezando cada uno de ellos desde un estado del clima diferente (más frío en ERIK2). El modelo ECHO-G consiste en el modelo atmosférico espectral ECHAM4 acoplado al modelo oceánico HOPE-G. El modelo ECHAM4 fue utilizado con una resolución horizontal T30 (~3,75° x 3,75°) y 19 niveles verticales. La resolución horizontal del modelo oceánico es de aproximadamente 2,8°, mientras que la resolución del modelo regional alcanza los 30 km sobre toda la Península Ibérica.

Se comprobó la capacidad de dichos experimentos ERIK1 y ERIK2 para reproducir las climatologías de viento, comparando los vientos medios en el periodo de estudio con los patrones de viento real actuales. Los resultados mostraron que ambas simulaciones representaban adecuadamente la climatología del viento.

A continuación se hallaron las correlaciones temporales entre el módulo y las componentes u y v del viento para ERIK1 y ERIK2 durante el periodo a estudiar; y se atribuyeron las distintas causas de la alta correlación encontrada en virtud de la relación de ambos experimentos a través del forzamiento radiativo. Por último, se estimó la diferencia de medias de viento entre un periodo cálido (1100-1200) y otro frío (1700-1800), obteniendo un reforzamiento de los fenómenos de depresión térmica peninsular y depresión térmica norteafricana.

Palabras clave: Viento, clima, modelos de simulación paleoclimática, forzamiento radiativo, correlación temporal, depresión térmica.

Abstract

To understand the climate of the future we must first study and understand the past, and that is the mission of the palaeoclimatic science. By using regional palaeoclimatic simulation models (MM5-RCM forced by ECHO-G global circulation model) we have focused on studying the wind parameter over the Iberian Peninsula for most of the last millennium (1002-1989) to find whether there is any connection with the radiative forcing, obtaining an indirect relationship through temperature, more pronounced in summer.

The capacity of our experiments to reproduce the real climatologies was checked by comparing the average winds in the period under study with the actual current wind patterns, obtaining that they represented the wind climatology adequately.

We first found the temporal correlations between the module of the wind and its u and v components for two experiments (ERIK1 and ERIK2) during the study period, each of them beginning from a different climate state (colder in ERIK2) and having different internal variability conditions.

Finally, to attribute different causes under the relationship between both experiments through the radiative forcing, we performed the difference of wind means between a warm (1100-1200) and a cold (1700-1800) period, obtaining a reinforcement of the phenomena of thermal depression in the Iberian Peninsula and North African thermal depression.

1. Introducción

1.1 Introducción a la paleoclimatología

Se puede definir el clima como la síntesis del conjunto fluctuante de las condiciones atmosféricas, en un área determinada, correspondiente a un periodo de tiempo lo suficientemente largo para que sea geográficamente representativa (Font Tullot, 2007).

Según Cuadrat & Pita (1997), la paleoclimatología es la ciencia que se ocupa del estudio y la reconstrucción de los climas del pasado, intentando identificar las tendencias naturales de los cambios climáticos a largo plazo. Aquí es donde se halla su importancia y, según Gómez Navarro (2011), es también una buena base de pruebas para los modelos climáticos, ya que esa capacidad de reproducir la evolución pasada es un punto de referencia para proyectar los cambios climáticos futuros (González-Rouco et al., 2009).

La ciencia paleoclimática ha logrado avances significativos desde la década de 1970, cuando el enfoque principal estaba en el origen de las edades de hielo, la posibilidad de una futura era de hielo inminente, y las primeras exploraciones de la llamada Pequeña Edad de Hielo y el Período Cálido Medieval (Jansen et al., 2007).

La tarea del análisis climático se enfrenta a numerosas dificultades, entre las cuales una de las más importantes es la insuficiencia de las fuentes disponibles para el estudio, dado que las observaciones climáticas instrumentales proceden, en el mejor de los casos, de hace tres siglos y, en el caso más frecuente, cubren un periodo inferior al siglo (Cuadrat & Pita, 1997).

Uno de los conceptos más importantes en paleoclimatología es el concepto de registro *proxy*. Definimos un registro *proxy* como aquella variable cuyas características son medibles y cuantificables (por ejemplo el espesor de los anillos de los árboles) y que nos permiten reconstruir el clima pasado de manera indirecta.

Como es común en todos los aspectos del ámbito, las reconstrucciones paleoclimáticas raramente se basan en un método *proxy*, sino en varios. Esto proporciona una más rica y amplia visión de la variabilidad climática de la que se dispondría con una sola clase de registro *proxy*. De esta manera, los resultados pueden ser verificados de forma cruzada y las incertidumbres conocidas (IPCC, 2007).

Algunos ejemplos destacables de registros *proxy* útiles son los que menciona el Quinto informe (AR5) del Panel Intergubernamental de Expertos sobre el Cambio Climático (IPCC, 2013), como los numerosos registros de anillos de árboles del Mediterráneo oriental (Figura 1) que atestiguan la aparición regular de sequías en los últimos milenios (por ejemplo, Akkemik et al., 2008; Nicault et al., 2008; Gornitz, 2009; Luterbacher et al., 2012). Otro ejemplo es la información contenida en las dunas fósiles, que han ayudado a dar una idea del grado de cambio y la ubicación de las zonas áridas en el mundo (Goudie, 1983), pero también puntos de fuertes vientos y sus direcciones.

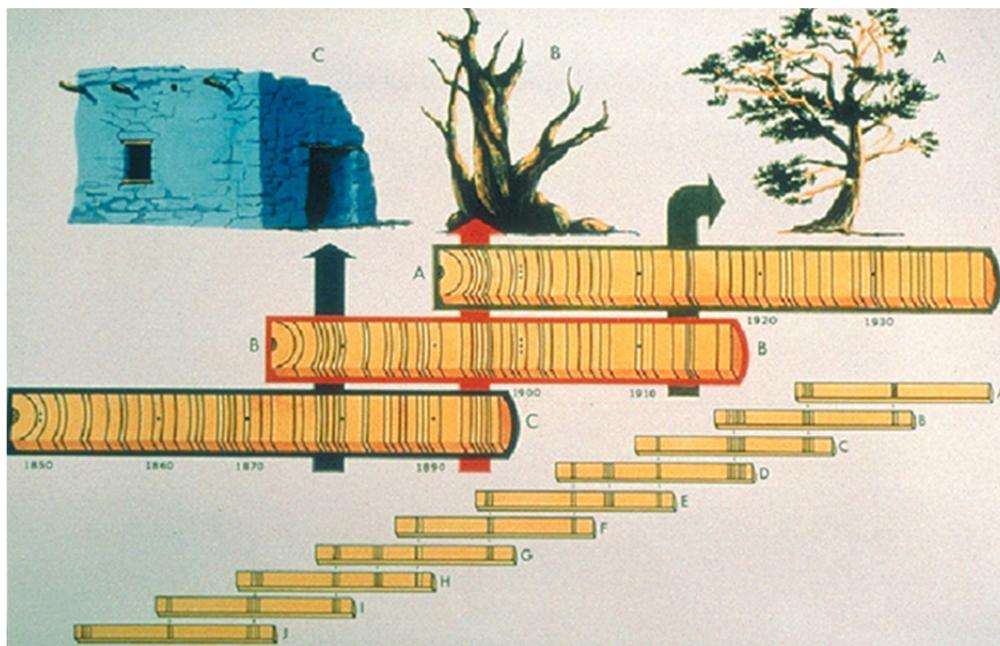


Figura 1. Representación esquemática de la datación de las muestras tomadas de una colección de árboles muestreados, bosques relictos y materiales arqueológicos, para los cuales se ha realizado una estimación coherente -desde el punto de vista regional- de las variaciones cronológicas de los espesores anuales de los anillos de los árboles (Evans et al., 2013).

Dentro de los registros proxy encontramos los datos documentales, que incluyen todas las formas de información histórica escrita sobre el clima y el tiempo del pasado. Las fuentes son numerosas y variadas, yendo desde observaciones humanas directas (de hielo marino, lagos y ríos congelados o líneas de nieve), a través de los efectos del tiempo en aspectos importantes del crecimiento de los cultivos, como la producción y las fechas de cosecha, hasta las pinturas de los glaciares de los Alpes (Jones et al., 2009).

Para épocas más remotas, las épocas geológicas, esta fuente de información también desaparece y el único recurso disponible son los datos paleogeográficos que han permanecido en el medio y que, indirectamente, pueden constituir un indicativo de las condiciones climáticas existentes en los momentos de su formación. Estos datos son de dos tipos: datos inertes (rocas, depósitos, sedimentos...) y datos biológicos (restos de fauna y flora) (Cuadrat & Pita, 1997).

1.2 El clima pasado

Con el fin de centrar el periodo de estudio de esta contribución, que tal y como se verá más adelante es el clima del último milenio, y representar sus principales características, a continuación se realiza un recorrido por la historia del clima terrestre, prestando especial atención a la época actual (Holoceno) y a los últimos mil años.

Durante los primeros setecientos millones de años la superficie terrestre bullía de calor y de energía (Uriarte, 2003), por lo tanto, la reconstrucción del paleoclima más antiguo inferido data de hace aproximadamente 3800 millones de años (Riviera et al., 2011).

Según Crowley & North (1991), hasta hace 2500 millones de años la Tierra estuvo libre de hielo, a pesar de la inferior luminosidad solar (lo que se conoce en inglés como *Faint Sun Paradox*).

Lo más llamativo del Proterozoico (2500-540 Ma) es la evidencia de glaciaciones generalizadas cerca del principio y el final del mismo (Young, 2002).

Como comentan Riviera et al. (2011), aunque durante el Paleozoico (540-252 Ma) existieron seis periodos glaciares, de manera general puede decirse que el clima era relativamente más cálido en comparación con el Precámbrico (4600-540 Ma). Por su parte, durante el Mesozoico (252-66 Ma) la evidencia geológica indica la prevalencia de climas cálidos y secos. En cambio, a principios de la Era Cenozoica (desde hace 66 Ma a la actualidad) el clima experimentó cambios que tendieron al enfriamiento del planeta, hasta el Mioceno (23-5 Ma), que se caracterizó por un clima un poco más cálido que el actual, y el Pleistoceno (2,6 Ma-10000 a.C.) con cuatro ciclos glaciares e interglaciares.

El Último Máximo Glacial dio paso, tras una desglaciación de 9000 años, al Holoceno (últimos 11700 años) (Gornitz, 2009), que representa el periodo interglacial actual, un periodo cálido y relativamente húmedo que se ha considerado estable en comparación con el estadio glacial anterior (1200000-11700 años antes del presente, BP).

En el intervalo de tiempo de hace 7000 a 5000 años las latitudes templadas experimentaron periodos secos seguidos por periodos húmedos y más fríos, siendo estos cambios abruptos (Riviera et al., 2011).

Según el AR5, nuevos datos confirman un aumento general de la extensión de los glaciares en el hemisferio norte y una disminución en el hemisferio sur durante el Holoceno (Davis et al., 2009; Menounos et al., 2009), en consonancia con las tendencias locales de insolación y temperaturas en verano (IPCC, 2013).

Tal y como explican Pérez & Boscolo (2010), la variabilidad climática de los últimos milenios se ha podido correlacionar con cambios en la actividad solar, observándose que condiciones de máxima aridez coinciden con etapas de máxima actividad solar como es el caso de la Anomalía Climática Medieval entre otros y, en cambio, condiciones de mayor humedad se corresponden con periodos de menor actividad como ocurre durante la Pequeña Edad del Hielo (Magny et al., 2008; Martín-Puertas et al., 2008; Morellón et al., 2011).

El pasado milenio comenzó con el llamado Periodo Cálido Medieval (~1000-1250) (Gornitz, 2009), seguido por un periodo de enfriamiento (Pequeña Edad de Hielo, que comprende aproximadamente del 1420 al 1830) (Crowley & North, 1991), durante el cual grandes ríos como el Támesis o el Tíber se congelaban regularmente (Gornitz, 2009).

Según Gómez Navarro (2011), la tendencia final de calentamiento a partir de aproximadamente 1850 hasta el día de hoy está correlacionada con la tendencia al aumento de la concentración de gases de efecto invernadero. Según este autor, varios

mínimos observados en las anomalías de la temperatura del aire de superficie pueden ser identificados en torno a los períodos de 1430-1450, 1600-1620, 1675-1710 y 1800-1830, en general, más notablemente en verano. Algunos de estos períodos fríos coinciden justamente con períodos históricos bien conocidos, como el Mínimo de Spörer (1420-1440), el Mínimo de Maunder (1675-1710) y el Mínimo de Dalton (1800-1830). Además, parecen ser accionados directamente por variaciones en el forzamiento externo (Gómez Navarro et al., 2012).

1.3 Modelos de simulación paleoclimática

La abundancia relativa de registros *proxy* durante el último milenio (Jones et al., 2009) ofrece la posibilidad de reconstruir parámetros climáticos como la temperatura y la precipitación, mejorando nuestra comprensión de la variabilidad climática regional del pasado en escalas de tiempo interdecadales y mayores (Jansen et al., 2007). Es aquí donde surge la necesidad de reconstruir también el parámetro del viento, dada la inexistencia de estudios posteriores y su gran interés. Este profundo conocimiento sobre la evolución a largo plazo del clima es igualmente fundamental para la proyección de su evolución futura.

Actualmente, hay dos enfoques principales utilizados para avanzar en esta línea de investigación: (1) reconstrucciones climáticas mediante pruebas documentales o proxies ambientales tales como parámetros de anillos de árboles (anchura, densidad, contenido isotrópico), corales, espeleotemas (Jones et al., 2009); y (2) las simulaciones de la variabilidad climática natural y forzada que utilizan los modelos climáticos (González-Rouco et al., 2009).

Puesto que en esta contribución se utilizarán simulaciones paleoclimáticas para estudiar el viento en el pasado milenio, nos centraremos en la definición de dichas simulaciones.

Según Flato et al. (2013), los modelos climáticos son programas informáticos muy sofisticados que encapsulan nuestra comprensión del sistema climático y simulan, con tanta fidelidad como es posible en la actualidad, las complejas interacciones entre la atmósfera, el océano, la superficie terrestre, la nieve y el hielo, el ecosistema global y una gran variedad de procesos químicos y biológicos.

La complejidad de los modelos climáticos se ha incrementado sustancialmente desde el Primer Informe del IPCC en 1990, así que en ese sentido, los actuales modelos del sistema terrestre son mucho más exactos que los modelos de esa época. Este desarrollo ha continuado desde el Cuarto Informe de Evaluación del IPCC (AR4), mientras que otros factores también han contribuido a modelar la mejora. Los superordenadores más potentes permiten que los modelos actuales resuelvan detalles espaciales más pequeños. Los modelos de hoy también reflejan una mejor comprensión de cómo funcionan los procesos del clima, comprensión que ha sido fruto de la investigación y el análisis, junto con las observaciones nuevas y mejoradas.

Existen diferentes tipos de modelos climáticos, aunque nos interesan principalmente dos:

- Modelos de circulación general (MCG): Consisten en el acoplamiento de varios submodelos, incluyendo al menos un modelo atmosférico completo (Legutke and Voss, 1999) y un modelo oceánico. Cada uno de estos modelos simula el mundo en su

conjunto, y están acoplados de forma que se ejecutan de forma simultánea e intercambian energía, materia y cantidad de movimiento. Debido a los muchos submodelos incluidos en un MCG y el gran número de puntos de rejilla donde estos modelos tienen que ser resueltos de forma iterativa para cubrir todo el planeta, requieren un gran coste computacional.

- Modelos de clima regionales (MCR o RCMs por sus siglas en inglés): Se aplican sobre dominios de área limitada con condiciones de frontera procedentes bien sea de reanálisis globales o de las salidas de un modelo climático global. El uso de modelos climáticos regionales para regionalización dinámica ha crecido desde el AR4. Tal y como indica el AR5 (Flato et al., 2013), su resolución se ha incrementado, las descripciones de los procesos físicos se han desarrollado aún más, se han añadido nuevos componentes, y la experimentación coordinada se ha vuelto más amplia (Laprise, 2008; Rummukainen, 2010).

Este último tipo de modelos será el que proporcionará la información de vientos necesaria para la realización de la parte de investigación asociada a esta contribución. En el apartado de Metodología se describirá en mayor grado de detalle la base de datos proporcionada por el RCM seleccionado.

1.4 Los agentes forzantes

El sistema climático varía naturalmente con un amplio rango de frecuencia, desde días a millones de años (Huybers & Curry, 2006; Gómez Navarro et al., 2012). Esta variabilidad es la combinación de un indeterminado nivel de variabilidad interna superpuesta al efecto neto de un número de forzamientos externos.

El forzamiento radiativo es el cambio neto en el balance de energía del sistema terrestre debido a alguna perturbación impuesta. Generalmente se expresa en vatios por metro cuadrado ($W m^{-2}$) promediados durante un período determinado de tiempo y cuantifica el desequilibrio energético que se produce cuando el cambio ocasionado tiene lugar. Aunque por lo general es difícil de observar, el forzamiento radiativo calculado proporciona una base cuantitativa sencilla para comparar algunos aspectos de la respuesta climática potencial a diferentes agentes impuestos, especialmente temperatura media mundial, y por lo tanto se utiliza ampliamente en la comunidad científica. El forzamiento a menudo se presenta como el valor debido a las variaciones entre dos momentos determinados, como por ejemplo desde la época preindustrial a la actualidad, mientras que su evolución en el tiempo proporciona una visión más completa. Denominaremos forzamiento radiativo efectivo (FRE, o ERF por sus siglas en inglés) a un forzamiento que considera ajustes rápidos al comparar dos agentes forzantes (Myhre et al., 2013).

Para Riviera et al. (2011) cualquier cambio en el sistema climático -en los agentes forzantes- originará un cambio en el clima. Estos cambios pueden ser producidos por factores que pueden ser externos o internos. Los factores externos son aquellos que actúan fuera del sistema climático, mientras que los factores internos involucran al clima en sí mismo (Buchdahl, 1999).

Los principales factores externos son:

- **Forzamiento solar:** La forma más sencilla de incorporar efectos de irradiación solar sobre el clima es cambiar la constante solar (más exactamente descrita como la irradiancia solar total -TSI por sus siglas en inglés de Total Solar Irradiance-) (Jones et al., 2009). Sin embargo, las observaciones muestran que la variabilidad solar es altamente dependiente de la longitud de onda, teniendo las bandas UV alrededor de diez veces cambios más grandes de amplitud que la TSI en un ciclo solar (Lean, 2000).

Según Barry & Chorley (1999), existen ciclos solares que duran aproximadamente 11 años (y de campo magnético, de 22 años) que provocan una fluctuación en la irradiación solar y efectos mucho mayores sobre la radiación ultravioleta. Pero además, según Cuadrat & Pita (1997), la actividad solar registra un ciclo de ochenta a cien años en el cual se inscribe el ciclo anterior. De todos modos no parece haberse demostrado hasta ahora la existencia de una correlación suficientemente clara entre el comportamiento de las temperaturas y los ciclos de actividad solar a esas escalas.

- **Forzamiento volcánico:** Según Myhre et al. (2013), las erupciones volcánicas que inyectan grandes cantidades de SO₂ gas en la estratosfera son la causa natural dominante de forzamiento externo en la escala anual y multidecadal de tiempo, tanto a causa de la variabilidad multidecadal de las erupciones y la escala de tiempo de la respuesta del sistema climático, y puede explicar gran parte del cambio climático preindustrial del último milenio (Schneider et al., 2009; Brovkin et al., 2010; Legras et al., 2010; Miller et al., 2012).

El promedio anual global de emisiones de CO₂ de las erupciones volcánicas desde 1750 ha sido 100 veces menor que las emisiones antropogénicas y sin consecuencias para el clima en escalas milenarias y más cortas de tiempo (Gerlach, 2011).

Para algunos autores, esta repercusión debería ser mínima dado que la presencia en la atmósfera de los aerosoles es demasiado corta en relación con el tiempo requerido para influir en el almacenamiento de calor en los océanos y, en consecuencia, las anomalías térmicas generadas tenderían a ser poco persistentes (Barry & Chorley, 1999).

- **Forzamiento orbital:** Este término se utiliza para referirse al cambio en la radiación solar incidente originado por las variaciones en los parámetros orbitales de la Tierra así como los cambios en su inclinación axial (Masson Delmotte et al., 2013). Hay una alta confianza de que el forzamiento orbital es el controlador externo principal de los ciclos glaciales (Kawamura et al., 2007; Cheng et al., 2009; Lisiecki, 2010; Huybers, 2011, citados por el IPCC, 2013).

Por otro lado tenemos los forzamientos antropogénicos, causados por las actividades humanas, y que principalmente son:

- Cambios en la composición de la atmósfera: Incluyen a los gases de efecto invernadero, como el dióxido de carbono y metano, que son factores muy importantes en la regulación del clima (Riviera et al., 2011), y los clorofluorocarbonos (CFCs), que destruyen la capa de ozono, y que a elevadas latitudes absorben la radiación entrante de onda corta (Barry & Chorley, 1999).
- Modificación de la cobertura terrestre: Los cambios en la cobertura terrestre y en los usos del suelo se han producido tanto por una modificación por los seres humanos (deforestación, agricultura, incendios provocados) así como por una retroalimentación debida al cambio climático (Jones et al., 2009). Esta situación modifica el albedo terrestre, siendo un buen ejemplo los casquetes polares, que en virtud de su elevadísimo albedo, es una de las superficies con mayor capacidad para intervenir sobre el balance energético de la Tierra; por otro lado, el *feedback* (retroalimentación) positivo que ejerce sobre la temperatura le otorga una gran capacidad para generar cambios climáticos globales como consecuencia de pequeñas variaciones en su extensión (Cuadrat & Pita, 1997).

Es útil considerar el periodo preindustrial por separado del pasado más reciente, ya que la influencia humana en muchos aspectos de la composición de la atmósfera ha aumentado de forma espectacular en el siglo veinte. En particular, el conocimiento sobre los aerosoles y los cambios de uso del suelo son limitados antes de finales del siglo veinte, y cuentan con grandes incertidumbres (Jones et al., 2009).

Según el AR5, la evolución en el tiempo muestra un aumento casi continuo en la magnitud del FRE antropogénico (IPCC, 2013). Este es el caso tanto para el CO₂ y otros gases de efecto invernadero bien mezclados como para varios componentes individuales de aerosoles.

Las emisiones de CO₂ han sido el mayor aporte al aumento del forzamiento antropogénico en cada década desde 1960, por su parte, el FRE total de los aerosoles (Figura 2) tiene el forzamiento negativo más fuerte (excepto en breves periodos con gran forzamiento volcánico) (IPCC, 2013).

El forzamiento volcánico tiene un patrón temporal muy irregular y para ciertos años tiene un forzamiento fuertemente negativo. No se ha producido ninguna gran erupción volcánica en la última década, pero algunas erupciones más débiles (como la del volcán islandés Eyjafjallajökull en 2010) han provocado que el forzamiento actual sea ligeramente negativo en relación a 1750 y un poco más fuerte en magnitud en comparación con 1999-2002 (Myhre et al., 2013).

Durante el período 1951-2011 la tendencia en el forzamiento antropogénico es casi 0,3 W m⁻² por década y por lo tanto el forzamiento antropogénico durante este período es de más de 1,5 W m⁻². El forzamiento antropogénico para 1998-2011 es un 30% más alto y con menor incertidumbre que para el período anterior (Myhre et al., 2013).

Los resultados para 1970-2011 muestran que el balance global de energía está dominado por fuerzas antropogénicas en comparación con el forzamiento natural, a excepción de las dos grandes erupciones volcánicas durante este período, como puede verse fácilmente en la Figura 2 (Myhre et al., 2013).

En comparación con toda la era industrial el predominio del CO₂ como agente forzante es mayor para el periodo de 1980-2011. El forzamiento debido a los aerosoles es bastante débil lo que conduce a un muy fuerte FRE positivo para este último periodo. Más del 40% del FRE antropogénico total se ha producido a lo largo del periodo de 1980-2011, con un valor cercano a 1,0 (0,7 a 1,3) W m⁻² (Myhre et al., 2013).

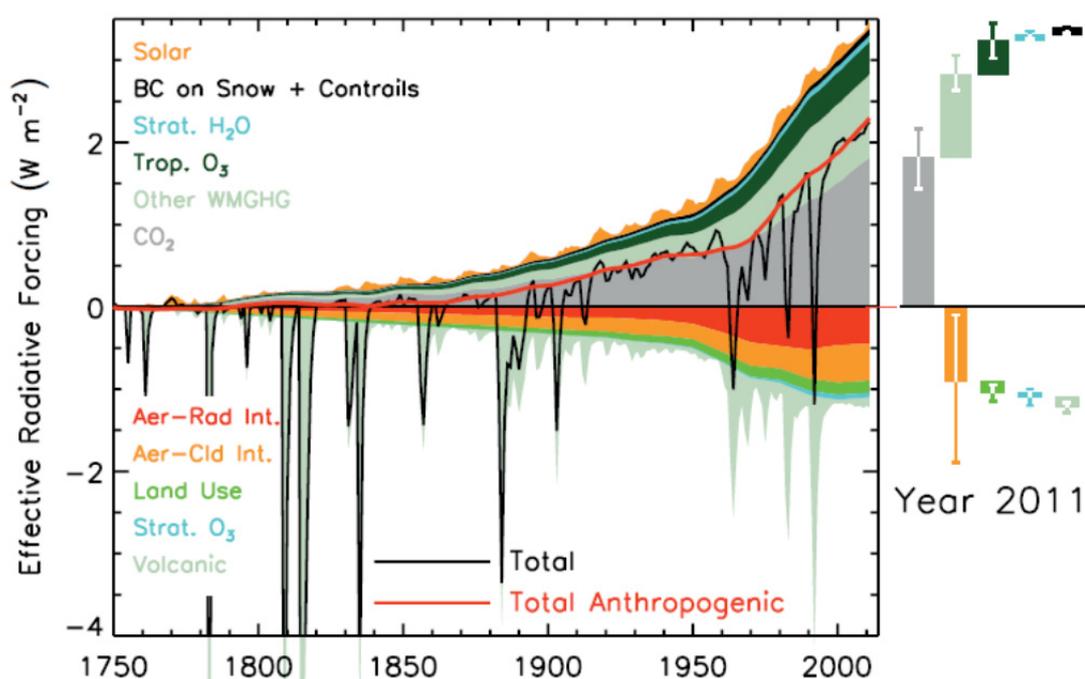


Figura 2. Evolución en el tiempo del forzamiento para los mecanismos antropogénicos y naturales. Las barras con el forzamiento y los rangos de incertidumbre (5 a 95% margen de confianza) en la actualidad se dan en la parte derecha de la figura. Para los aerosoles se muestra el forzamiento radiativo efectivo (FRE) debido a la interacción del aerosol-radiación y el FRE total del aerosol. Los rangos de incertidumbre son para la actualidad (2011 frente a 1750). Para los aerosoles, se da sólo la incertidumbre en el FRE total del aerosol. Para varios de los agentes forzantes la incertidumbre relativa puede ser mayor para ciertos períodos de tiempo en comparación a la actualidad. El forzamiento antropogénico total fue de 0,57 (0,29 a 0,85) W m⁻² en 1950, 1,25 (0,64 a 1,86) W m⁻² en 1980 y 2,29 (1,13-3,33) W m⁻² en 2011 (IPCC, 2013).

1.5 El viento en la Península Ibérica

Según Lorente Plazas et al. (2014), la caracterización y la comprensión de la variabilidad del viento ha despertado gran interés recientemente. Un mejor conocimiento del comportamiento del viento podría beneficiar a varios sectores, como las industrias de seguros y de energía eólica (Changnon et al., 1999; Jerez & Trigo, 2013; Jerez et al., 2013, citados por Lorente Plazas et al., 2014) o el estudio de la erosión costera (Costas et al., 2012, citado por Lorente Plazas et al., 2014) o el transporte de aerosoles y contaminantes (Darby, 2005; Beaver & Palazoglu, 2006, citados por Lorente Plazas et al., 2014).

Velocidad y dirección del viento responden de una manera compleja a los cambios en la circulación a gran escala, los flujos de energía de superficie y la topografía (Stull, 1988; Oke, 1996; Whiteman, 2000). Como resultado, los campos de viento presentan una alta variabilidad en diferentes escalas temporales y espaciales (Palutikof et al., 1987, citado por Lorente Plazas et al., 2014).

Si la Península fuese más llana y su altitud media bastante inferior a la real, entonces los mapas de isobaras medias, al nivel del mar, nos darían una fiel imagen esquemática de la circulación media del aire, ya que de acuerdo con las leyes de la dinámica atmosférica, y descartando los efectos perturbadores del relieve y del razonamiento con el suelo, el aire fluye siguiendo aproximadamente la dirección de las isobaras (Font Tullot, 2007). Pero debido a la compleja orografía de la Península Ibérica, hay una gran influencia en la distribución espacial de las distintas regiones de viento.

Tal y como obtuvieron Lorente Plazas et al. (2014), las zonas con más viento en la Península Ibérica son la costa gallega, el valle del Ebro y el Estrecho de Gibraltar junto con otros puntos dispersos ubicados en altitudes elevadas, mientras que las zonas menos ventosas se encuentran principalmente a lo largo de la costa mediterránea y el valle del Guadalquivir (Figura 3).

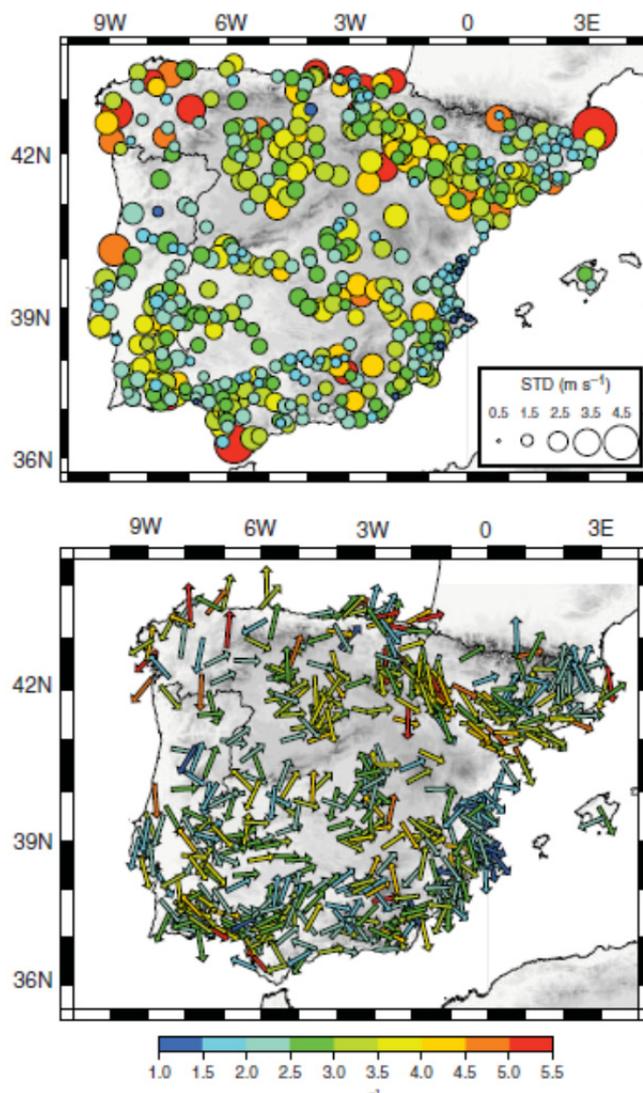


Figura 3. Velocidad anual del viento (color), desviación estándar (tamaño de los círculos) y dirección media (flechas) para el período 2002-2007. La dirección se calcula promediando las componentes zonal y meridional (Lorente Plazas et al., 2014).

La Figura 3 presenta la dirección media del viento anual, calculada como los valores medios de las componentes zonal y meridional del viento (también se muestra la velocidad del viento). El patrón espacial de la dirección media anual muestra una fuerte heterogeneidad. Sin embargo, se pueden identificar algunas zonas con una clara dirección predominante como, por ejemplo, los vientos noroeste en el valle del Ebro o los suroeste en el valle del Guadalquivir. En verano, los vientos en tierra predominan en las costas del Mediterráneo y del Cantábrico, pero la dirección del viento se invierte durante el invierno (Lorente Plazas et al., 2014).

1.6 Objetivo

En vista de lo expuesto anteriormente, el objetivo científico planteado puede resumirse como: obtener la posible relación directa entre el forzamiento radiativo y el viento, o su relación indirecta a través de la temperatura. Para la consecución de dicho objetivo, se plantea la metodología descrita a continuación.

2. Metodología

En esta contribución nos centraremos en la Península Ibérica, ya que es un área de estudio interesante debido a su heterogeneidad climática, en la cual la regionalización dinámica (*regional downscaling*) muestra un gran potencial.

La Península Ibérica está situada en una zona climática de transición entre latitudes templadas y tropicales. La existencia de ambientes semidesérticos, mediterráneos, atlánticos y de alta montaña da lugar a importantes variaciones espaciales de temperatura y precipitación a las que se añade una gran variabilidad interanual. En el AR4, la región del sur de Europa fue señalada como una zona de especial vulnerabilidad frente al cambio climático, para la cual se pronostica un aumento de los fenómenos extremos, una disminución de las precipitaciones y un aumento de las temperaturas.

La metodología a seguir en este trabajo será similar a la que desarrolló Gómez Navarro et al. (2011), en la que se analizaron dos simulaciones regionales que han sido alimentadas por el modelo ECHO-G, utilizando los mismos forzamientos.

El modelo global ECHO-G consiste en el modelo atmosférico espectral ECHAM4 acoplado al modelo oceánico HOPE-G (Legutke y Voss, 1999). El modelo ECHAM4 fue utilizado con una resolución horizontal T30 ($\sim 3,75^\circ \times 3,75^\circ$) y 19 niveles verticales. La resolución horizontal del modelo oceánico es de aproximadamente $2,8^\circ \times 2,8^\circ$, con un perfeccionamiento de la cuadrícula en las regiones tropicales y 20 niveles verticales.

Se realizaron dos experimentos con esta configuración, ambos forzados por las mismas reconstrucciones de varios forzamientos externos. Los dos experimentos (ERIK1 y ERIK2) cubren el último milenio casi en su totalidad (1002-1989), con la única diferencia en su estado inicial (ERIK2 comienza desde un estado del clima más frío). Se puede encontrar una descripción completa de estas simulaciones en González-Rouco et al. (2003), Zorita et al. (2005); y las referencias incluidas en estos artículos.

El RCM utilizado para regionalizar los dos MCGs acoplados atmosfera-océano es una versión climática de la quinta generación del modelo de mesoescala del Centro Nacional de Investigación Atmosférica de la Universidad Estatal de Pennsylvania (Dudhia, 1993; Grell et al., 1994; Montávez et al., 2006; Gómez Navarro et al., 2010; Gómez Navarro et al., 2011). Se aplicó un sistema de anidamiento doble, con una resolución más baja (90 km) para el dominio externo, que abarca Europa y el mar Mediterráneo, y con una mayor resolución (30 km) para el dominio interior que cubre la Península Ibérica, tal como se muestra en la Figura 4. Nos centraremos en el dominio 2 (D2). Ambos dominios están bidireccionalmente acoplados entre ellos, mientras que el RCM está unidireccionalmente acoplado al MCG que lo fuerza.

Estos dominios, así como la parametrización física elegida, son los mismos que los descritos previamente por Gómez Navarro et al. (2011).

Las simulaciones regionales fueron forzadas con exactamente las mismas reconstrucciones para el forzamiento externo como en las simulaciones del modelo global para evitar incoherencias físicas. En adelante haremos referencia a los dos experimentos como ERIK1 y ERIK2, respectivamente.

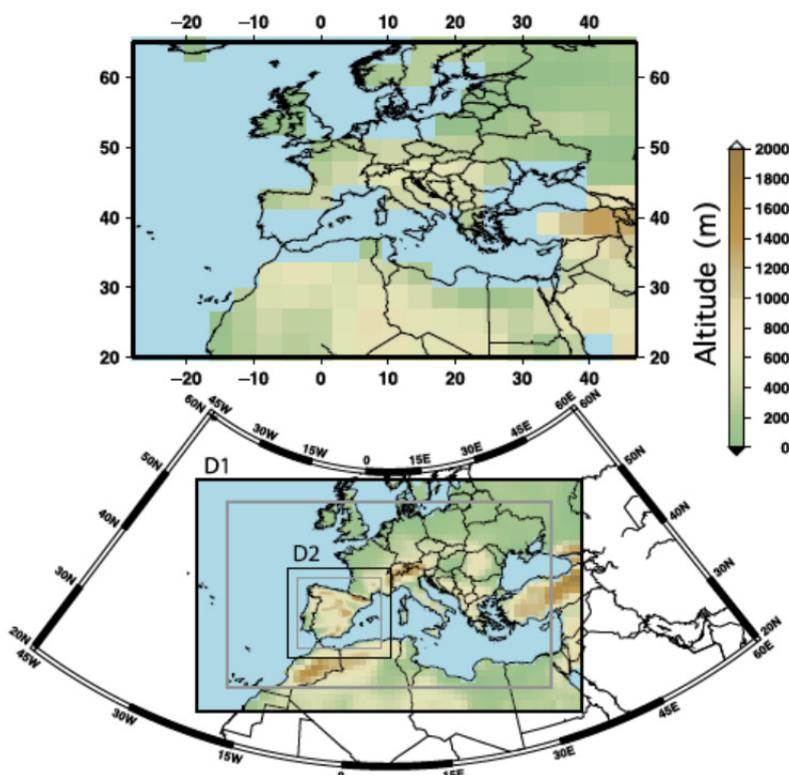


Figura 4. Máscara tierra-mar y orografía de la simulación AOGCM (arriba) y configuración espacial de los dos dominios anidados por dos vías de 90 a 30 km respectivamente utilizados en la simulación del RCM (abajo). El color de los cuadrados en ambas figuras representa la topografía implementada en los modelos. Los cuadros azules representan celdas del mar (adaptado de Gómez Navarro et al., 2011).

Para cada una de las dos simulaciones partimos de los datos de las componentes u y v (zonal y meridional, respectivamente) del viento con una resolución de 3 horas para el periodo 1002-1989. Estas dos componentes son las que forman el módulo del viento (velocidad) mediante la siguiente fórmula:

$$MV = \sqrt{u^2 + v^2}$$

(1)

La variable de viento puede ser considerada como una combinación del forzamiento externo más una contribución de ruido debido a la naturaleza caótica inherente de la simulación:

$$V = \alpha W + f$$

(2)

donde V es la variable de interés, α es una constante de proporcionalidad, f es el efecto directo del forzamiento externo en la variable y W es una variable aleatoria normalizada que representa la variabilidad interna, que no está correlacionada con el forzamiento.

Mediante la correlación temporal asociada a varias variables en dos experimentos, podemos cuantificar la proporción que ocupa la variabilidad interna en las simulaciones. Si ahora llevamos a cabo varias simulaciones idénticas, que sólo difieran en las condiciones iniciales, tenemos varias variables V_i . La cuestión aquí es que el ruido aleatorio impide que la correlación entre estas variables sea perfecta. En lugar de ello, la correlación entre estas variables se puede representar como:

$$\text{cor}(V_i, V_j) = \frac{\text{Var}(f)}{\text{Var}(f) + \alpha^2}$$

(3)

donde se supone que la varianza de la variable es la misma en todos los experimentos (esto es $\text{Var}(V_i) = \text{Var}(V_j)$, $\forall i, j$) y W y f no están correlacionadas. Por lo tanto, de acuerdo con la última ecuación, si el forzamiento juega un papel importante en la evolución de V , α puede considerarse insignificante y la correlación es cercana a uno. Por otro lado, si la evolución de la variable depende fuertemente de la variabilidad interna (α es grande), el término derecho de la ecuación (3) se hace pequeño y la evolución de la variable no se correlaciona entre los diferentes experimentos. De este modo, la correlación proporciona una medida cuantitativa de la importancia relativa de la variabilidad interna en la evolución de las diferentes variables de la simulación.

Es importante señalar, no obstante, que la influencia del forzamiento externo detectado de esta manera puede ser dependiente de la escala de tiempo, la estación y la zona. Esto es debido a la diferente amplitud de la variabilidad interna, desde diaria hasta interdecadal, y la amplitud del forzamiento externo en diferentes escalas de tiempo.

Se desea, por lo tanto, obtener la correlación temporal entre los experimentos ERIK1 y ERIK2 para las componentes u y v del viento. Para ello calculamos las medias móviles mensuales y por estaciones de las series de las que disponemos. Una media móvil (*running mean* en inglés) es un cálculo estadístico utilizado para suavizar una serie temporal. Cada una de las componentes de la nueva serie (k) vendrá dada por:

$$\text{runmean}(X, M, k) = \frac{\sum_{i=k-\frac{M}{2}}^{k+\frac{M}{2}} X_i}{M + 1}$$

(4)

donde X_i es el elemento temporal i de la variable X y M es la ventana temporal escogida. Nótese que si n es el número de tiempos de la serie original, la serie filtrada tendrá $n-(M+1)$ elementos, e irá desde $1+(M/2)$ hasta $n-(M/2)$.

3. Resultados

El principal objetivo de este trabajo es comprobar la existencia (o no) de una relación entre el forzamiento solar y el viento en la Península Ibérica. Para ello partimos de dos experimentos con el mismo forzamiento. Los dos experimentos no tienen por qué estar correlacionados si domina la variabilidad interna y, por lo tanto, si aparecen correlaciones éstas deben estar ligadas necesariamente al forzamiento, que es idéntico en ambas.

En primer lugar se analizará la bondad del modelo representando el campo real de vientos. En segundo lugar se buscarán las posibles relaciones comparando ambas simulaciones. Finalmente se intentará establecer la causa física que va ligada a la respuesta común al forzamiento.

3.1. Evaluación cualitativa de los modelos

La confianza que podemos tener en los experimentos numéricos depende de la capacidad que tengan para reproducir los datos obtenidos. Para ello se han calculado los vientos medios en ambos experimentos ERIK1 y ERIK2 (Figura 5).

Podemos observar que los patrones espaciales, tanto para el módulo como la dirección del viento, para los dos experimentos y la misma estación son prácticamente iguales, es decir, las climatologías generadas son independientes de las condiciones iniciales.

Con esto último, podemos afirmar que los dos experimentos son cualitativamente iguales, por lo que tienen que estar correlacionados. Esto puede atribuirse al forzamiento radiativo, que es igual en ambos.

Como aclaración queremos mencionar que las iniciales JJA representan el verano, por sus iniciales de las palabras en inglés *June, July, August*; mientras que DJF, representa el invierno, por sus iniciales de las palabras en inglés *December, January, February*.

Mediante los mapas de las rosas de vientos para el verano y el invierno, y los mapas de los ciclos anuales de vientos en la Península Ibérica de la Figura 6, se compararon de forma cualitativa los patrones de viento medio durante el último milenio, que se asemejan a los de la realidad actual (Lorente Plazas et al., 2014). Comprobamos que, en efecto, las direcciones fundamentales son las mismas, así como que los mapas captan los mayores vientos, como por ejemplo en la costa atlántica en verano o la costa cantábrica en invierno.

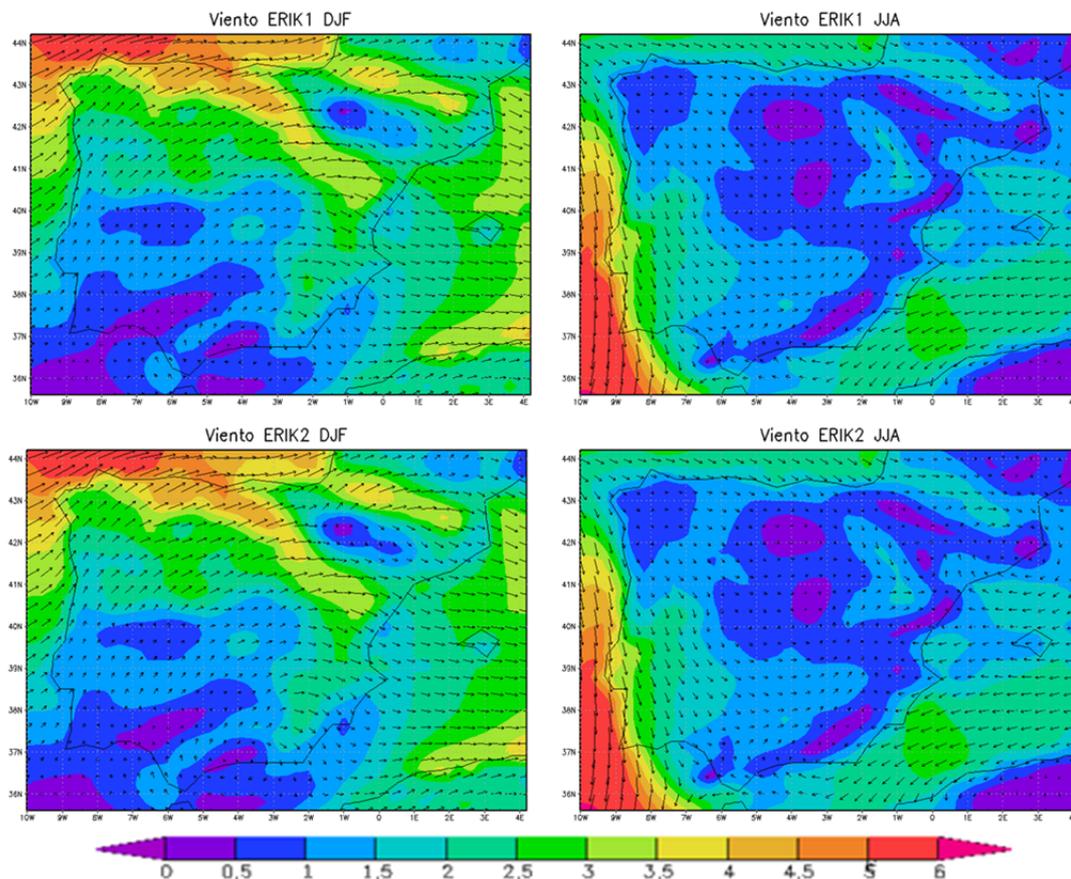


Figura 5. Viento medio (m s^{-1}) en la Península Ibérica durante el periodo 1002-1989 para los experimentos ERIK1 y ERIK2 en invierno y en verano.

Esta semejanza con los patrones de viento reales puede verse en detalle, por ejemplo, en verano con el viento noroeste (NW) de la Cordillera Cantábrica, que tiene una componente suroeste (SW) fuerte en invierno, que aparece en el ciclo anual. Cabe citar que en el periodo estival es más fuerte el viento de componente sudeste (SE) que recibe la costa Mediterránea, sin embargo en invierno es de componente NW. Otro ejemplo sería la diferencia en el viento que azota la costa Atlántica, siendo un viento NW en verano y SW en invierno. Por último cabe mencionar que el viento en el valle del Guadalquivir cambia de dirección SW en verano, adentrándose en la Península Ibérica, a una dirección noreste (NE) en invierno; en el valle del Ebro la dirección del viento no se ve prácticamente afectada por el cambio de estación.

Por lo tanto, podemos concluir que de manera cualitativa los experimentos representan razonablemente la climatología del viento, tanto su distribución espacial como temporal.

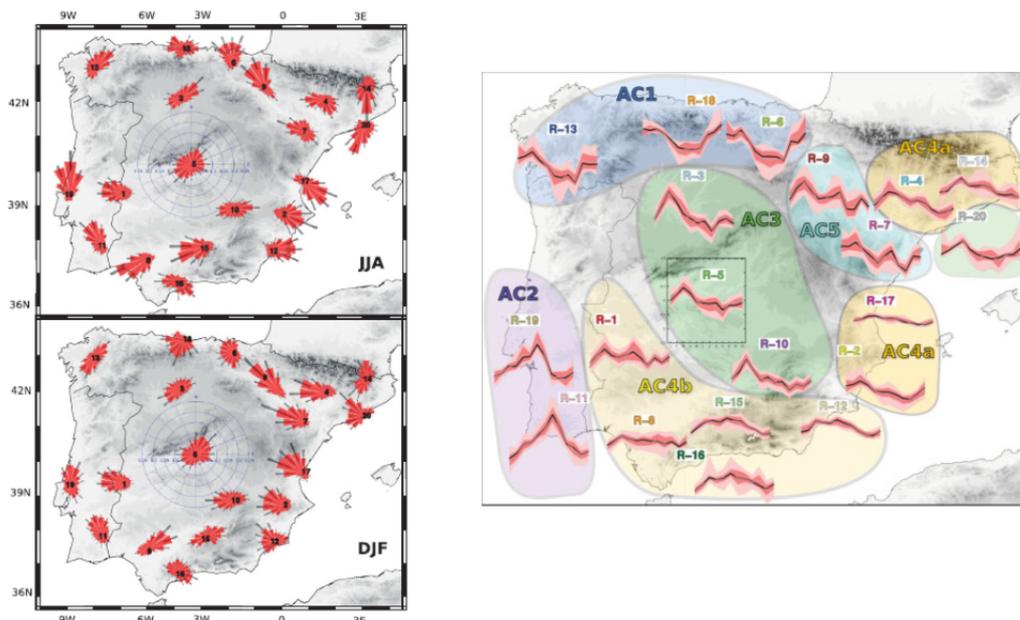


Figura 6. Ciclo anual de viento en la Península Ibérica por regiones en el que las series de color rojo representan el ciclo del viento a través de los diferentes meses (Izquierda) y rosas de viento en verano (JJA) e invierno (DJF) para la Península Ibérica (derecha) (Lorente Plazas et al., 2014).

3.2. Comparación de la evolución temporal en las simulaciones

En primer lugar se han calculado las correlaciones temporales punto a punto suavizando las series con distintos términos en la media móvil (20, 40, 60 y 80 años). Analizando los datos, obtuvimos los mapas de correlaciones temporales entre los experimentos ERIK1 y ERIK2 que pueden verse en las Figuras 7 y 8.

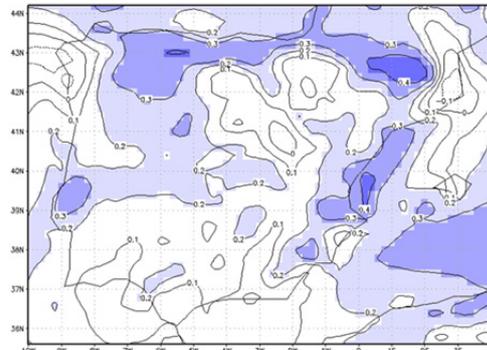
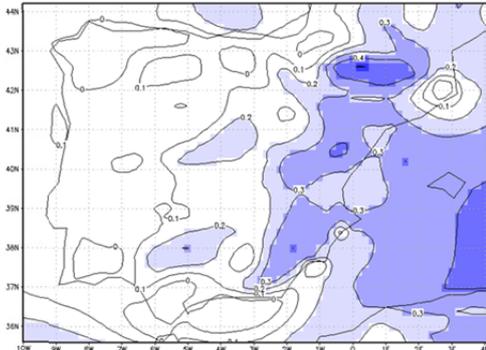
En la Figura 7 se representa la correlación temporal del módulo del viento para invierno y verano, habiéndose excluido primavera y otoño por presentar un comportamiento intermedio. Así, observamos que en invierno sólo hay correlaciones significativas cerca del Mar Mediterráneo, siendo en el resto de la Península Ibérica prácticamente nulas. Por su parte, en verano sí observamos correlaciones importantes que apenas se ven modificadas por el cambio de ventana temporal, sobre todo en el norte peninsular, costa mediterránea y costa atlántica.

Para detallar la mayor correlación en la estación de verano, en la Figura 8, se muestran las correlaciones para cada una de las componentes del viento por separado, utilizando 40 y 80 años como tamaño de ventana para realizar las medias móviles. Para la componente *u* vemos que las mayores correlaciones se encuentran en el norte peninsular y el Mar Mediterráneo en la ventana de 40 años, ampliándose aún más en la de 80 años.

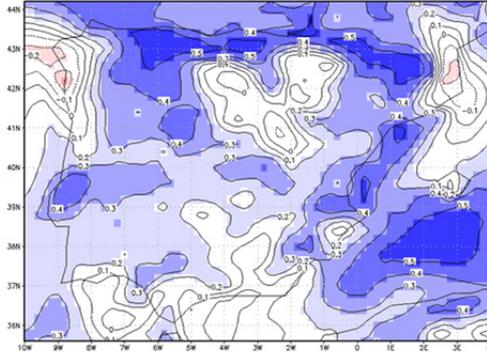
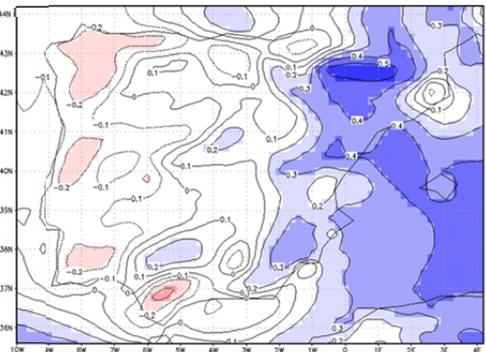
Invierno

Verano

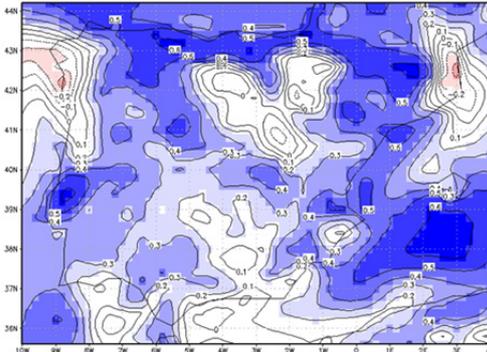
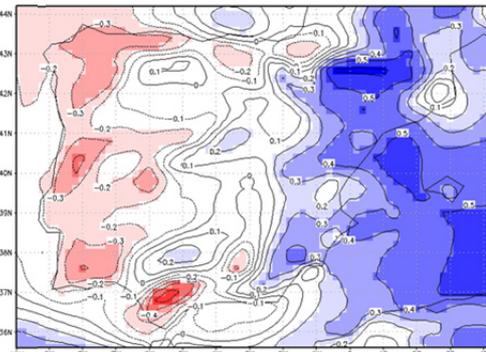
20 años



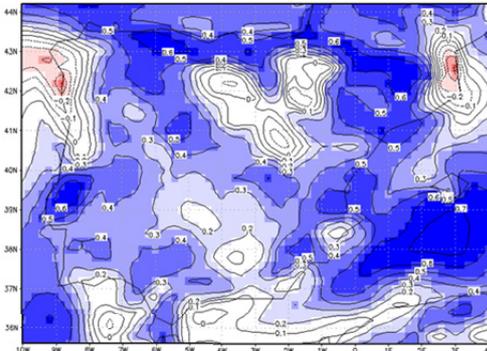
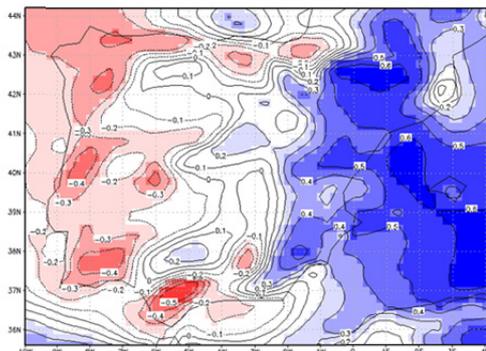
40 años



60 años



80 años



Correlación



Figura 7. Mapas de correlación temporal del módulo viento para invierno y verano entre los experimentos ERIK1 y ERIK2 con ventanas temporales de 20, 40, 60 y 80 años.

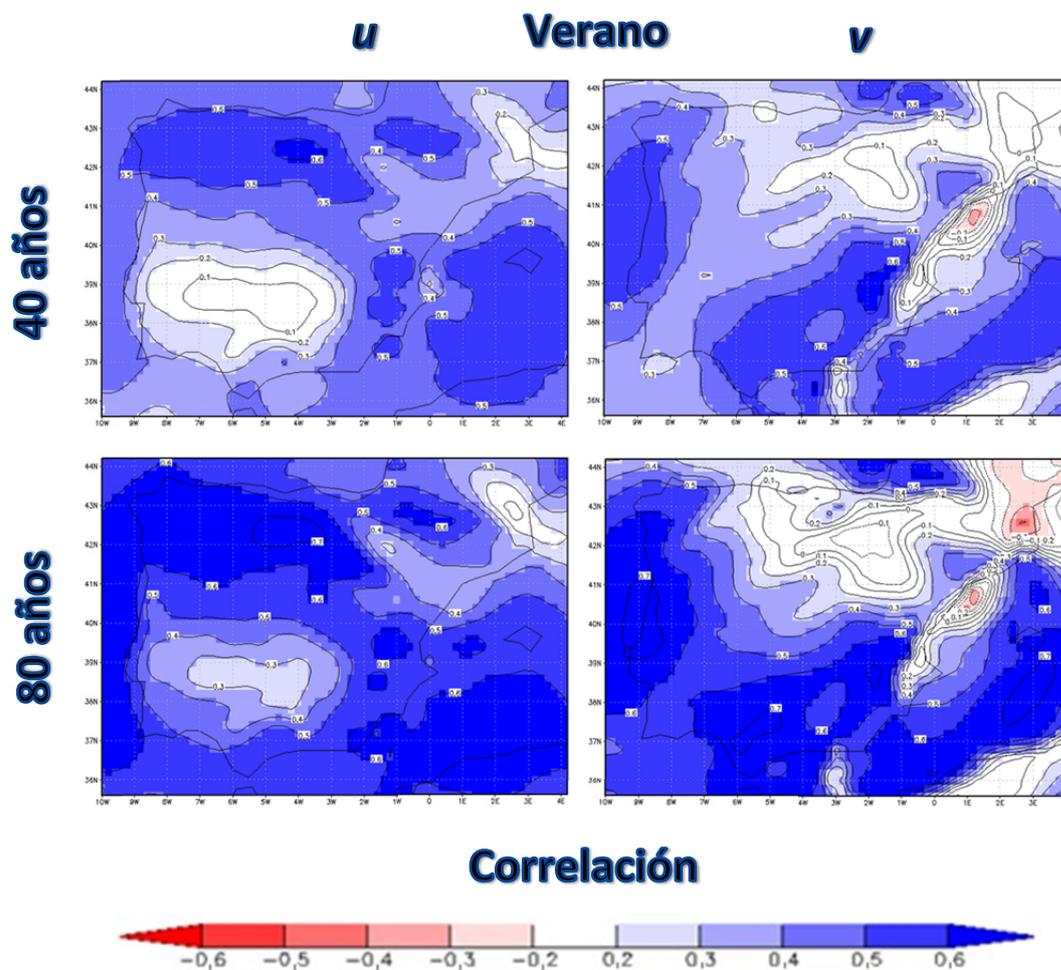


Figura 8. Mapas de correlación temporal de las componentes u y v del viento para verano entre los experimentos ERIK1 y ERIK2 con ventanas temporales de 40 y 80 años.

Por otra parte, la componente v presenta las mayores correlaciones temporales en la costa atlántica, sur peninsular y gran parte del Mar Mediterráneo para la ventana temporal de 40 años, ampliándose al igual que en la otra componente cuando cambiamos a 80 años de ventana. Vemos por lo tanto que los valores de las correlaciones cambian muy poco aun cambiando de ventana temporal. Esto indica que hay una relación en verano del viento con el forzamiento radiativo.

Otro aspecto importante de estos cálculos es que demuestran que, aunque la correlación entre los experimentos tiende a ser mayor cuando se aplican ventanas temporales más largas, el umbral para la significación estadística es también más grande, de manera que

el número de puntos de la cuadrícula que muestran una correlación significativa no aumenta de forma monótona (Gómez Navarro et al., 2011).

Para entender mejor de donde proviene la correlación de las series, se ha elegido un punto (N 42,5 – W 5) en el que se representan las series del módulo del viento y sus componentes (Figura 9).

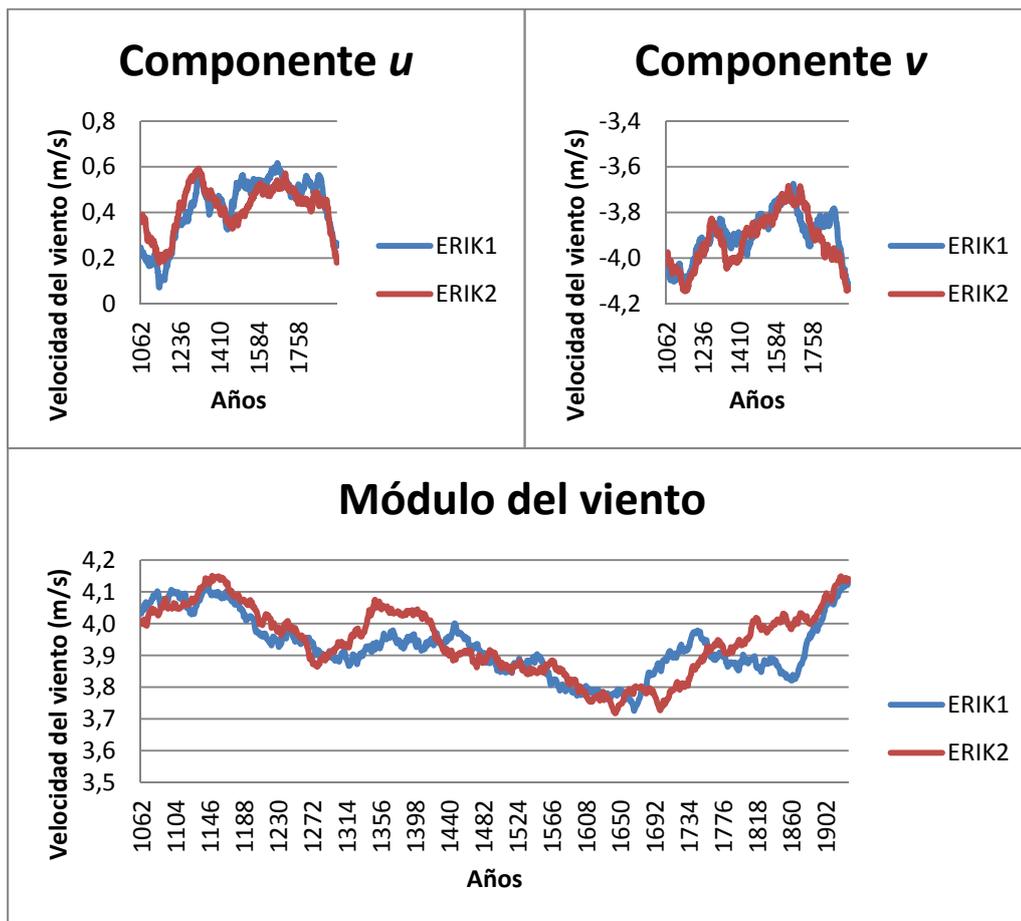


Figura 9. Series de velocidad del viento para el módulo y las componentes u y v del viento en el punto 42,5 N – W 5 durante el último milenio.

En este caso los coeficientes de correlación entre ambos experimentos en ese punto son de 0,83 para la componente u , 0,81 para la componente v y 0,80 para el módulo del viento.

Lo más interesante es que las correlaciones provienen de la baja frecuencia, mientras los datos son totalmente independientes en las altas frecuencias. En principio, estas series presentan cierta similitud con la evolución de la temperatura.

3.3. Atribución de causas

Como se ha mencionado anteriormente, si las dos integraciones están correlacionadas, esto podrá atribuirse al forzamiento radiativo. En la Figura 10 se presentan las diferencias de las medias de viento de un periodo con alta velocidad de viento (1100-1200) que coincide con un periodo más cálido, que se enmarca dentro del llamado Periodo Cálido Medieval (~1000-1250), y uno con menor viento (1700-1800) coincidiendo con un periodo más frío –como puede verse en la Figura 9–, dentro de la Pequeña Edad de Hielo, que comprende aproximadamente del 1420 al 1830, todo ello para la estación de verano.

No obstante, la relación puede ser debida a una causa directa o indirecta. Las correlaciones de las series de viento con el forzamiento son muy pequeñas. Esto nos indica que la relación no es directa, sino que es indirecta.

Observamos que disminuye la componente zonal en ambos experimentos, por lo que cabe intuir que durante el periodo cálido seleccionado (1100-1200) el viento en la dirección este era mayor que en el periodo frío (1700-1800). Vemos, por ejemplo, una disminución notable de la velocidad del viento este en el Estrecho de Gibraltar o la costa cantábrica.

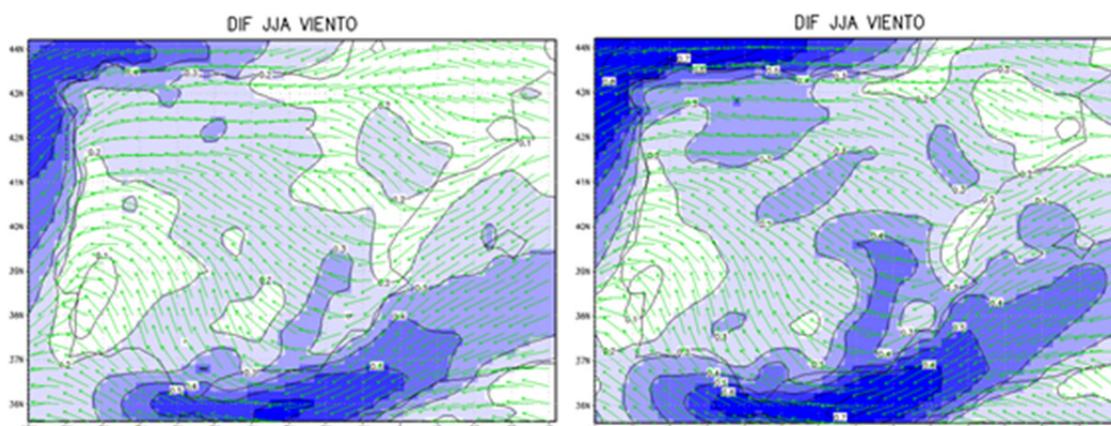


Figura 10. Diferencia de las medias de viento de un periodo cálido (1100-1200) y uno frío (1700-1800) para la estación de verano (JJA) para el experimento ERIK1 (izquierda) y para ERIK2 (derecha).

Por otro lado, podemos observar que los patrones espaciales de las diferencias para los dos experimentos son prácticamente iguales, por lo que volvemos a afirmar que, cualitativamente, las dos integraciones están relacionadas, y poseen las mismas características de forzamiento radiativo, siendo independientes de las condiciones iniciales.

Estos resultados permiten plantear que un aumento de la temperatura refuerza las situaciones de depresión térmica peninsular y de depresión térmica norteafricana, además de que en los periodos cálidos el viento es mayor que en los periodos fríos.

Las depresiones térmicas son típicas del verano. Su origen está relacionado con el intenso calentamiento que sufre el suelo durante el día, dando lugar así a la formación de

una baja presión de origen térmico a niveles bajos de la atmósfera, que tiende a desaparecer por la noche, cuando cesa el calentamiento solar que la había originado. Mientras tanto, en altura predominan las altas presiones de los anticiclones que durante esta estación ocupan la región. Pueden presentarse desde finales de mayo hasta últimos de septiembre, aunque sean julio y agosto los meses en que son más frecuentes (Font Tullot, 2007). En la Figura 11 podemos observar el tipo de circulación y el viento típicos de la depresión térmica peninsular.

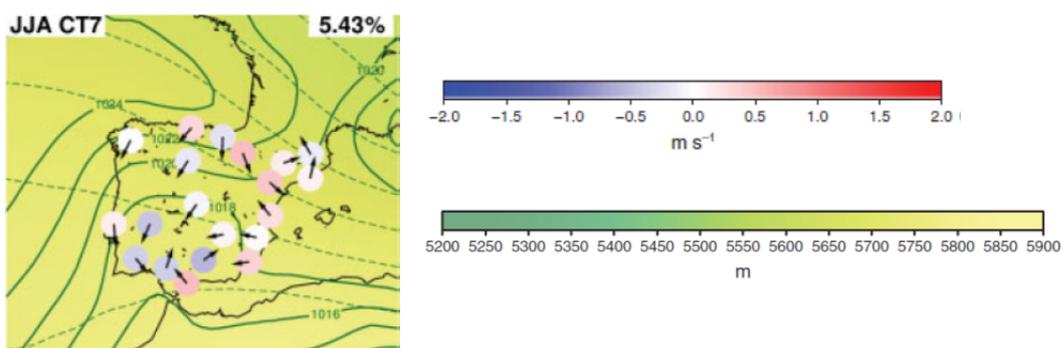


Figura 11. Tipo de circulación y viento en verano, en el que se observa la depresión térmica peninsular. La altura geopotencial (m) a 500 hPa está representada por el color de fondo sombreado y los contornos finos. La presión a nivel del mar (hPa) está representada por curvas de nivel. El color de los círculos representa la velocidad del viento de cada región. La flecha representa la dirección media de todos los días del tipo de circulación. El porcentaje de ocurrencia de este tipo de circulación para el período 2002-2007 se muestra en la esquina derecha (Lorente Plazas et al., 2014).

4. Conclusiones

El objetivo principal de esta contribución consistió en obtener una respuesta directa natural del viento al forzamiento radiativo, ya que se conoce la existencia de una relación directa entre la temperatura y el viento. Para ello se reprodujo el clima de la Península Ibérica mediante dos experimentos paleoclimáticos regionales (ERIK1 y ERIK2) durante el periodo de 1002-1989. ERIK1 comienza desde un estado del clima más cálido que ERIK2, además de que las condiciones de variabilidad interna son distintas en ambos experimentos. Gómez Navarro et al. (2012) ya comprobaron que el clima en ambos experimentos responde correctamente para la temperatura y para la precipitación, pero no para el viento.

Se comenzó, por lo tanto, comprobando la capacidad de nuestros experimentos para reproducir los datos obtenidos, mediante la comparación de los vientos medios en el periodo de estudio con los patrones de viento real actuales, obteniendo que cualitativamente representaban la climatología del viento.

A continuación se hallaron las correlaciones temporales entre el módulo y las componentes u y v del viento en el periodo de estudio y los dos experimentos.

Por último, de cara a poder atribuir distintas causas de la que deducimos como una relación entre ambos experimentos a través del forzamiento radiativo, se estimaron la diferencia de medias de viento entre un periodo con alto viento (1100-1200) y otro con poco viento (1700-1800), que coincidían con un periodo cálido y otro frío respectivamente, obteniendo un reforzamiento de los fenómenos de depresión térmica peninsular y depresión térmica norteafricana.

Las conclusiones fueron las siguientes:

- La reproducción de las climatologías es independiente de la elección del experimento, ya que los experimentos ERIK1 y ERIK2, aunque comiencen desde estados del clima distintos, están correlacionados por un mismo forzamiento radiativo. Esta correlación es visible en la muy baja frecuencia, mientras que son independientes en las altas frecuencias.
- La relación entre las componentes y el módulo del viento para los dos experimentos demuestra que hay una relación entre el viento y el forzamiento radiativo en la baja frecuencia. Ésta se ve derivada de la relación directa entre el viento y la temperatura: al aumentar el forzamiento radiativo aumenta la temperatura, y con ello el viento.
- La causa física ligada al aumento de temperatura es el debilitamiento de la componente zonal del viento y el aumento del módulo, y por lo tanto, el reforzamiento de los fenómenos de depresión térmica peninsular y norteafricana.

- Dadas las previsiones actuales del aumento en las temperaturas por las proyecciones de cambio climático, y teniendo en cuenta las relaciones obtenidas en este estudio, se puede prever que las circulaciones regionales de viento se van a ver afectadas por el cambio climático, siendo las temperaturas la herramienta de cambio e indirectamente el forzamiento solar.

Igualmente, este estudio puede dar lugar a posteriores investigaciones de cara a demostrar de forma cuantitativa que los experimentos reproducen las climatologías correctamente, así como otras relaciones, por ejemplo, entre el forzamiento y la humedad, aunque siempre utilizando como base la ciencia paleoclimática.

Agradecimientos

Los autores agradecen a los proyectos CGL2010-22158-C02-02, CGL2013-48491-R y RYC-2010-05688 del Ministerio de Economía y Competitividad y FEDER el soporte dado en la realización de esta investigación.

Bibliografía

- Akkemik, Ü., R. D'Arrigo, P. Cherubini, N. Köse, and G. C. Jacoby, 2008: Tree-ring reconstructions of precipitation and streamflow for north-western Turkey. *International Journal of Climatology*, 28, 173–183.
- Barry, R.G. & Chorley, R. J., 1999. *Atmósfera, tiempo y clima*. Ediciones Omega, Barcelona, 441 p.
- Beaver, S., Palazoglu, A., 2006. Cluster analysis of hourly wind measurements to reveal synoptic regimes affecting air quality. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 45(12), 1710–1726.
- Brovkin, V., Lorenz, S. J., Jungclaus, J., Raddatz, T., Timmreck, C., Reick, C. H., Segschneider, J., Six, K., 2010: Sensitivity of a coupled climate-carbon cycle model to large volcanic eruptions during the last millennium. *Tellus B*, 62, 674–681.
- Buchdahl, J., 1999. Global climatic change: a review. Manchester: Manchester Metropolitan University.
- Changnon, S. A., Fosse, E. R., Lecomte, E. L., 1999. Interactions between the atmospheric sciences and insurers in the United States. *Climate Change*, 42, 51–67.
- Costas, S., Jerez, S., Trigo, R.M., Goble, R., Rebêlo, L., 2012. Sand invasion along the Portuguese coast forced by westerly shifts during cold climate events. *Quaternary Science Review*, 42, 15–28.
- Crowley, T.J. & North, G.R., 1991. *Paleoclimatology*. Oxford University Press, New York, 339 p.
- Cuadrat, J.M. & Pita, M.F., 1997. *Climatología*. Ediciones Cátedra, Madrid, 496 p.
- Darby, L.S., 2005. Cluster analysis of surface winds in Houston, Texas, and the impact of wind patterns on Ozone. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 44(12): 1788–1806.
- Davis, P. T., B. Menounos, and G. Osborn, 2009: Holocene and latest Pleistocene alpine glacier fluctuations: A global perspective. *Quaternary Science Reviews*, 28, 2021–2238.
- Dudhia, J., 1993. A Nonhydrostatic Version of the Penn StateNCAR Mesoscale Model: Validation Tests and Simulation of an Atlantic Cyclone and Cold Front, *Monthly Weather Review*, 121, 1493–1513.
- Evans, M.N., Tolwinski-Ward, S.E., Thompson, D.M., Anchukaitis, K.J., 2013. Applications of proxy system modeling in high resolution paleoclimatology. *Quaternary Science Reviews*, 76, 16-28.

- Flato, G., Marotzke, J., Abiodun, B., Braconnot, P., Chou, S.C., Collins, W., Cox, P., Driouech, F., Emori, S., Eyring, V., Forest, C., Gleckler, P., Guilyardi, E., Jakob, C., Kattsov, V., Reason, C., Rummukainen, M., 2013: Evaluation of Climate Models. In: *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Stocker, T.F., Qin D., Plattner, G.-K., Tignor, M., Allen, S.K., Boschung, J., Nauels, A., Xia, Y., Bex, V. and Midgley, P.M. (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- Font Tullot, I., 2007. *Climatología de España y Portugal*. Ediciones Universidad de Salamanca, Salamanca, 422 p.
- Gerlach, T., 2011: Volcanic versus anthropogenic carbon dioxide. *Eos*, 92, 201–202.
- Gómez Navarro, J. J., Montávez, J., Jiménez Guerrero, P., Jerez, S., García Valero, J., González Rouco, J., 2010. Warming patterns in regional climate change projections over the Iberian Peninsula, *Meteorologische Zeitschrift*, 19, 275–285.
- Gómez Navarro, J. J., Montávez, J. P., Jerez, S., Jiménez Guerrero, P., Lorente Plazas, R., González Rouco, J. F., Zorita, E., 2011. A regional climate simulation over the Iberian Peninsula for the last millennium, *Climate of the Past*, 7, 451–472, doi: 10.5194/cp-7-451-2011.
- Gómez Navarro, J.J., 2011. *Regional modelling of climate evolution in the last millennium and future projections*. Tesis Doctoral, Universidad de Murcia.
- Gómez Navarro, J.J., Montávez, J.P., Jiménez Guerrero, P., Jerez, S., Lorente Plazas, R., González Rouco, J.F., Zorita, E., 2012. Internal and external variability in regional simulations of the Iberian Peninsula climate over the last millennium. *Climate of the Past*, 8, 25–36, doi: 10.5194/cp-8-25-2012
- González Rouco, J. F., Beltrami, H., Zorita, E., and Stevens, M. B., 2009. Borehole climatology: a discussion based on contributions from climate modeling. *Climate of the Past*, 5, 97–127, doi: 10.5194/cp-5-97-2009.
- Gornitz, V., 2009. *Encyclopedia of Paleoclimatology and ancient environments*. Springer, Dordrecht (The Netherlands).
- Goudie, A.S., 1983. *The arid Earth*. In: Gardner, R & Scoging, H. (Eds.), *Megageomorphology*. Oxford: Clarendon Press, 152–171.
- Huybers, P. & Curry, W., 2006. Links between annual, Milankovitch and continuum temperature variability. *Nature*, 441, 329–332, doi: 10.1038/nature04745.
- IPCC, 2007. *Climate Change 2007: The Physical Science Basis: Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, Cambridge University Press, New York, 2007.
- IPCC, 2013. *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Stocker, T.F., Qin, D., Plattner, G.-K., Tignor, M., Allen, S.K., Boschung,

- J., Nauels, A., Xia, Y., Bex V., Midgley, P.M. (eds.)). Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 1535 pp.
- Jansen, E., Overpeck, J., Briffa, K. R., Duplessy, J. C., Masson-Delmotte, V., Olago, D., Otto Bliesner, B., Peltier, W. R., Rahmstorf, S., Ramesh, R., Raynaud, D., Rind, D., Solomina, O., Villalba, R., and Zhang, D., 2007. Paleoclimate, in: *Climate Change 2007: The Physical Science Basis, Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, edited by: Solomon, S., Qin, D., Manning, M., Chen, Z., Marquis, M., Averyt, K. B., Tignor, M., and Miller, H. L., Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, Cambridge University Press.
- Jerez, S., Trigo, R.M., 2013. Time-scale and extent at which large-scale circulation modes determine the wind and solar potential in the Iberian Peninsula. *Environmental Research Letters*, 8(4), 044035.
- Jerez S., Trigo, R.M., Vicente Serrano, S.M., Pozo Vázquez, D., Lorente Plazas, R., Lorenzo Lacruz, J., Santos Alamillos, F., Montávez, J.P., 2013. The impact of the North Atlantic Oscillation on the renewable energy resources in south-western Europe. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 52, 2204–2225
- Jones, P.D., Briffa, K.R., Osborn, T.J., Lough, J.M., van Ommen, T.D., Vinther, B.M., Luterbacher, J., Wahl, E. R., Zwiers, F.W., Mann, M.E., Schmidt, G.A., Ammann, C. M., Buckley, B.M., Cobb, K.M., Esper, J., Goosse, H., Graham, N., Jansen, E., Kiefer, T., Kull, C., Kuettel, M., Mosley-Thompson, E., Overpeck, J.T., Riedwyl, N., Schulz, M., Tudhope, A.W., Villalba, R., Wanner, H., Wolff, E., Xoplaki, E., 2009. High resolution palaeoclimatology of the last millennium: a review of current status and future prospects, *The Holocene*, 19, 3–49, doi: 10.1177/0959683608098952.
- Laprise, R., 200.: Regional climate modelling. *Journal of Computational Physics*, 227, 3641–3666.
- Lean, J., 2000. Evolution of the Sun's spectral irradiance since the Maunder Minimum. *Geophysical Research Letters* 27, 2425–28.
- Luterbacher, J., García-Herrera, R., Allan, A. R., Alvarez-Castro, B. G., Benito, G., Booth, J., Zorita, E., 2012: A review of 2000 years of paleoclimatic evidence in the Mediterranean. In: *The Climate of the Mediterranean Region: From the Past to the Future* [P. Lionello (ed.)]. Elsevier, Philadelphia, PA, USA, 87–185.
- Legras, B., Mestre, O., Bard, E., Yiou, P., 2010: A critical look at solar-climate relationships from long temperature series. *Climate of the Past*, 6, 745–758.
- Legutke, S. & Voss, R., 1999. The Hamburg atmosphere-ocean coupled circulation model ECHO-G, 18, DKRZ, Hamburg, Germany.
- Lorente Plazas, R., Montávez, J. P., Jiménez, P. A., Jerez, S., Gómez Navarro J. J., García Valero, J. A., Jiménez Guerrero, P., 2014. Characterization of surface winds over the Iberian Peninsula. *International Journal of Climatology*, doi: 10.1002/joc.4034.

- Magny, M., Gauthier, E., Vanniere, B., Peyron, O., 2008. Palaeohydrological changes and human-impact history over the last millennium recorded at Lake Joux in the Jura Mountains, Switzerland. *The Holocene*, 18, 255-265.
- Martín Puertas, C., Valero Garcés, B. L., Mata, P., González Sampériz, P., Bao, R., Moreno, A., Stefanova, V., 2008. Arid and humid phases in southern Spain during the last 4000 years: the Zoñar Lake record, Cordoba. *The Holocene*, 18, 907-921.
- Masson-Delmotte, V., Schulz, M., Abe-Ouchi, A., Beer, J., Ganopolski, A., González Rouco, J.F., Jansen, E., Lambeck, K., Luterbacher, J., Naish, T., Osborn, T., Otto-Bliesner, B., Quinn, T., Ramesh, R., Rojas, M., Shao, X., Timmermann, A., 2013: Information from Paleoclimate Archives. In: *Climate Change 2013: The Physical Science Basis*. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Stocker, T.F., Qin D., Plattner, G.-K., Tignor, M., Allen, S.K., Boschung, J., Nauels, A., Xia, Y., Bex, V. and Midgley, P.M. (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- Menounos, B., G. Osborn, J. Clague, and B. Luckman, 2009: Latest Pleistocene and Holocene glacier fluctuations in western Canada. *Quaternary Science Reviews*, 28, 2049–2074.
- Miller, G. H., et al., 2012: Abrupt onset of the Little Ice Age triggered by volcanism and sustained by sea-ice/ocean feedbacks. *Geophysical Research Letters*, 39, doi: 10.1029/2011GL050168.
- Montávez, J., Fernández, J., González Rouco, J., Saenz, J., Zorita, E., Valero, F., 2006. Climate change projections over the Iberian Peninsula (in Spanish), in: V Asamblea Hispano Portuguesa de geodesia y geofísica, Ministerio de Medio Ambiente, Sevilla.
- Morellón, M., Valero-Garcés, B., González-Sampériz, P., Vegas-Vilarrúbia, T., Rubio, E., Rieradevall, M., Delgado-Huertas, A., Mata, P., Romero, O., Engstrom, D. R., López-Vicente, M., Navas, A., Soto, J., 2011. Climate changes and human activities recorded in the sediments of Lake Estanya (NE Spain) during the Medieval Warm Period and Little Ice Age. *Journal of Paleolimnology*, 46, 423-452, doi: 10.1007/s10933-009-9346-3.
- Myhre, G., Shindell, D., Bréon, F.-M., Collins, W., Fuglestedt, J., Huang, J., Koch, D., Lamarque, J.-F., Lee, D., Mendoza, B., Nakajima, T., Robock, A., Stephens, G., Takemura, T., Zhang, H., 2013: Anthropogenic and Natural Radiative Forcing. In: *Climate Change 2013: The Physical Science Basis*. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Stocker, T.F., Qin D., Plattner, G.-K., Tignor, M., Allen, S.K., Boschung, J., Nauels, A., Xia, Y., Bex, V. and Midgley, P.M. (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- Nicault, A., S. Alleaume, S. Brewer, M. Carrer, P. Nola, J. Guiot, 2008: Mediterranean drought fluctuation during the last 500 years based on tree-ring data. *Climate Dynamics*, 31, 227–245, doi: 10.1016/j.quascirev.2013.05.024.

- Oke T.R., 1996. *Boundary Layer Climates*, 2nd edn. University Press: Cambridge, UK.
- Palutikof, J.P., Kelly, P.M., Davies, T.D., Halliday, J.A., 1987. Impacts of spatial and temporal wind speed variability on wind energy output. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 26, 1124–1133.
- Pérez, F.F. & Boscolo, R., 2010. *Clima en España: pasado, presente y futuro. Informe de Evaluación del Cambio Climático Regional*. Red Temática CLIVAR, España.
- Riviera, S., Gómez, C., Vargas, C., Tapia, A., Guadarrama, F.J., 2011. Cambio Climático Global a través del tiempo geológico. *Investigación Universitaria Multidisciplinaria: Revista de Investigación de la Universidad Simón Bolívar*, 10, 114-122.
- Rummukainen, M., 2010: State-of-the-art with regional climate models. *Climate Change*, 1, 82–96.
- Schneider, D. P., Ammann, C. M., Otto-Bliesner, B. L., Kaufman, D. S., 2009. Climate response to large, high-latitude and low-latitude volcanic eruptions in the Community Climate System Model. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 114, doi: 10.1029/2008JD011222.
- Stull R.B., 1988. *An Introduction to Boundary Layer Meteorology*. Kluwer Academic Publishers, Norwell, MA.
- Uriarte, A., 2003. *Historia del clima de la Tierra*. Servicio Central de Publicaciones del Gobierno Vasco.
- Whiteman, C.D., 2000. *Mountain Meteorology: Fundamentals and Applications*. Oxford University Press, New York, NY.
- Young, G. M., 2002. Stratigraphic and tectonic settings of Proterozoic glaciogenic rocks and banded iron-formations: relevance to the snowball Earth debate. *Journal of African Earth Sciences*, 35(4), 451-466.