

DIVERGENCIA EN LAS PREDICCIONES DE LA FUTURA INTENSIDAD DE LA OSCILACIÓN DEL ATLÁNTICO NORTE

Eduardo ZORITA y Jesús Fidel GONZÁLEZ-ROUCO
Instituto de Hidrofísica, GKSS Research Centre, Geesthacht, Alemania

RESUMEN

Se ha estudiado la futura intensidad de la Oscilación del Atlántico Norte (NAO) en dos simulaciones con sendos Modelos de Circulación General sometidos al mismo escenario futuro de concentraciones de gases de invernadero: el modelo ECHAM4-OPYC3 y el modelo HadCM2. Se ha encontrado que los modelos predicen signos opuestos de las tendencias a largo plazo del índice de la NAO. Este desacuerdo es causa importante de las diferencias en la predicción regional de cambio de temperatura en el invierno del hemisferio norte.

Palabras Clave: Oscilación del Atlántico Norte, modelo ECHAM, modelo HadCM2

ABSTRACT

The future intensity of the North Atlantic Oscillation (NAO) has been studied in simulations with two General Circulation Models forced by the same greenhouse gas concentration scenarios: the ECHAM4-OPYC3 model and the HadCM2 model. It has been found that both models predict opposite signs of the future long-term trends of the NAO index. This disagreement may be an important cause for the different regional temperature change predictions in the Northern Hemisphere in wintertime.

Key words: North Atlantic Oscillation, ECHAM model, HadCM2 model

1. INTRODUCCIÓN

La Oscilación del Atlántico Norte (NAO) es uno de los fenómenos coherentes más importantes de la circulación troposférica global en el invierno del hemisferio norte. Esencialmente la NAO consiste en la variación coherente de la intensidad del anticiclón de las Azores y la zona de bajas presiones de Islandia (LAMB y PEPPLER, 1987). La presión de ambos centros de acción está negativamente correlacionada en escalas temporales superiores a un mes aproximadamente, de forma que tanto el anticiclón como las bajas presiones tienden a ser más o menos intensas simultáneamente.

La NAO esta asociada por la relación geostrófica a la intensidad de la circulación troposférica zonal sobre el Atlántico Norte y sobre Europa Occidental a una latitud aproximada de 50°N. Numerosas anomalías climáticas están asociadas con el índice de la NAO (HURREL y VAN LOON, 1995). Índices positivos producen una precipitación menor de lo normal en todo el sur de Europa, precipi-

tación mayor de lo normal en el Norte de Europa, temperaturas más suaves de lo normal en toda Europa occidental y temperaturas más frías en Groenlandia. En el continente americano un índice positivo de la NAO viene asociado a temperaturas superiores a lo normal en la costa suroriental de los USA.

Las tendencias a largo plazo del índice de la NAO durante las últimas décadas están por tanto asociadas a tendencias climáticas en todo el hemisferio norte. Se ha llegado a sugerir que buena parte del calentamiento observado en las últimas décadas en el hemisferio norte se debe a una intensidad de la NAO por encima de lo que sería el promedio a muy largo plazo (WALLACE *et al.*, 1995; MANN y PARK, 1996). En el marco de cambio climático global surge por tanto naturalmente la pregunta de cómo afectará el aumento de la concentración de gases de invernadero en la atmósfera a la NAO. Evidentemente, el nuevo balance radiativo producido por este aumento de gases de invernadero producirá probablemente un aumento de las temperaturas del aire en la superficie promediado globalmente. Sin embargo, si el aumento de gases de invernadero produce a su vez indirectamente un cambio en la circulación atmosférica, y en concreto en la intensidad de la NAO, este aumento de las temperaturas podría verse acrecentado o atenuado en regiones concretas del hemisferio norte en invierno. Asimismo, el aumento de gases de invernadero podría producir una intensificación del ciclo hidrológico global, pero su distribución geográfica se verá probablemente afectada por los posibles cambios en la circulación atmosférica en una medida quizá mayor que las temperaturas del aire.

2. DATOS Y METODOLOGÍA

Los datos de las simulaciones con los modelos de circulación general provienen del IPCC Data Distribution Center. Los modelos analizados son: 1) el modelo ECHAM4-OPYC3 (ROECKNER *et al.*, 1998), desarrollado en el Instituto Max-Planck de Meteorología de Hamburgo. El submodelo atmosférico ECHAM es un modelo espectral con una resolución horizontal de aproximadamente 2.8 x 2.8 grados y 19 niveles verticales que está acoplado al modelo oceánico de circulación general OPYC, con una resolución horizontal similar y formulado en coordenadas verticales isopícnicas. 2) El modelo HadCM2 (JOHNS *et al.*, 1997), desarrollado en el Hadley Centre for Climate Prediction and Research de Reading. Es un modelo diseñado en una red regular con una resolución de 2.5 latitud x 3.75 longitud. Las simulaciones con ambos modelos fueron realizadas con las mismas condiciones de concentraciones atmosféricas de gases de invernadero antropogénicos: desde 1860 hasta 1900 se tomaron las concentraciones observadas realmente y a partir de 1990 hasta el año 2100 se tomaron las concentraciones estimadas por el IPCC según el escenario A ("business as usual"), que supone un aumento constante de las concentraciones de un 1% anual.

Aunque el índice de la NAO se define habitualmente como la diferencia de las presiones atmosféricas medias mensuales entre Azores y Akureiry (Islandia) la estructura espacial de la circulación asociada a este índice es muy similar a la primera Función Empírica Ortogonal (EOF) (PREISENDORFER, 1988) del campo de presiones atmosféricas medias mensuales en superficie. Por esta razón hemos definido en este trabajo la estructura de la NAO, tanto en las observaciones como en las simulaciones con los modelos numéricos, como la primera EOF de esta variable. Esta definición es más objetiva y realmente no cambia las conclusiones finales de este trabajo.

3. LA NAO EN LAS SIMULACIONES DE CONTROL

La figura 1 muestra la primera EOF de las presiones a nivel del mar (SLP) medias mensuales en invierno calculadas a partir de datos observados y de las simulaciones con ambos modelos. Se puede observar que las tres estructuras son muy similares (índices de correlación espacial entre las tres por encima de 0.70). En las tres está presente la estructura de anomalías positivas de presión sobre las Azores, de anomalías negativas sobre Islandia y el polo Norte y de anomalías positivas sobre las Islas Aleutianas en el Pacífico Norte. El índice de la NAO que describe la evolución temporal de la intensidad de la NAO es entonces el Componente Principal asociado a esta primera EOF. La similitud entre las estructuras espaciales presentes en las observaciones y en las simulaciones permite en términos prácticos identificar la NAO con la primera EOF del campo de SLP simulado por cada modelo. Se debe notar que a pesar de que los dos modelos están formulados técnicamente de forma muy diferente, los dos son capaces de reproducir la estructura más importante de variabilidad de la SLP con gran exactitud.

Las anomalías de temperatura del aire a 2 metros de la superficie, que evolucionan coherentemente con la NAO, puede calcularse mediante la regresión del índice de la NAO y las series de temperatura media mensual en cada punto de malla del hemisferio norte, para cada uno de los tres conjuntos de datos separadamente. Los resultados se muestran en la figura 2. Las estructuras de esta figura son las que en promedio aparecen cuando el índice de la NAO se desvía una desviación típica en sentido positivo. Se pueden reconocer en esta figura que un índice positivo de la NAO está asociado, tanto en las observaciones como en los datos simulados, con temperaturas superiores a las normales en Europa Occidental y en la mitad oriental de Norteamérica y temperaturas más bajas de las normales en Groenlandia, la mitad occidental de Norteamérica y Alaska. Es de subrayar también en este caso la capacidad de los modelos de reproducir las anomalías de temperatura asociadas al índice de la NAO.

Estas anomalías de temperatura invernal pueden ser razonablemente explicadas simplemente por advección anómala de masas de aire de diverso origen. Así, por ejemplo, cuando el índice de la NAO es positivo, los vientos occidentales sobre el sector europeo del Atlántico Norte y sobre Europa Occidental son más fuertes de lo normal y traen consigo masas de aire sobre Europa de origen oceánico, suavizando las temperaturas del aire en invierno. En Alaska y en Canadá Occidental, la NAO arrastra masas de aire de origen polar, produciendo temperaturas inferiores a lo normal.

4. LA NAO EN UN CLIMA PERTURBADO

De acuerdo con la sección anterior, la evolución futura del índice de la NAO en un clima perturbado también debería tener consecuencias importantes para el reparto regional del calentamiento global. Si la NAO tiende a hacerse más intensa en el futuro la advección de masas oceánicas sobre Europa tenderá a reforzar el calentamiento que ya de por sí se produciría por el nuevo equilibrio radiativo. Si, por el contrario, la NAO se debilita, el calentamiento radiativo se debería verse atenuado por la menor advección de masas de aire oceánicas sobre Europa.

Por tanto, una correcta predicción de la evolución de la intensidad de la NAO en un clima perturbado por el aumento de gases de efecto invernadero en la atmósfera debe ser importante para una

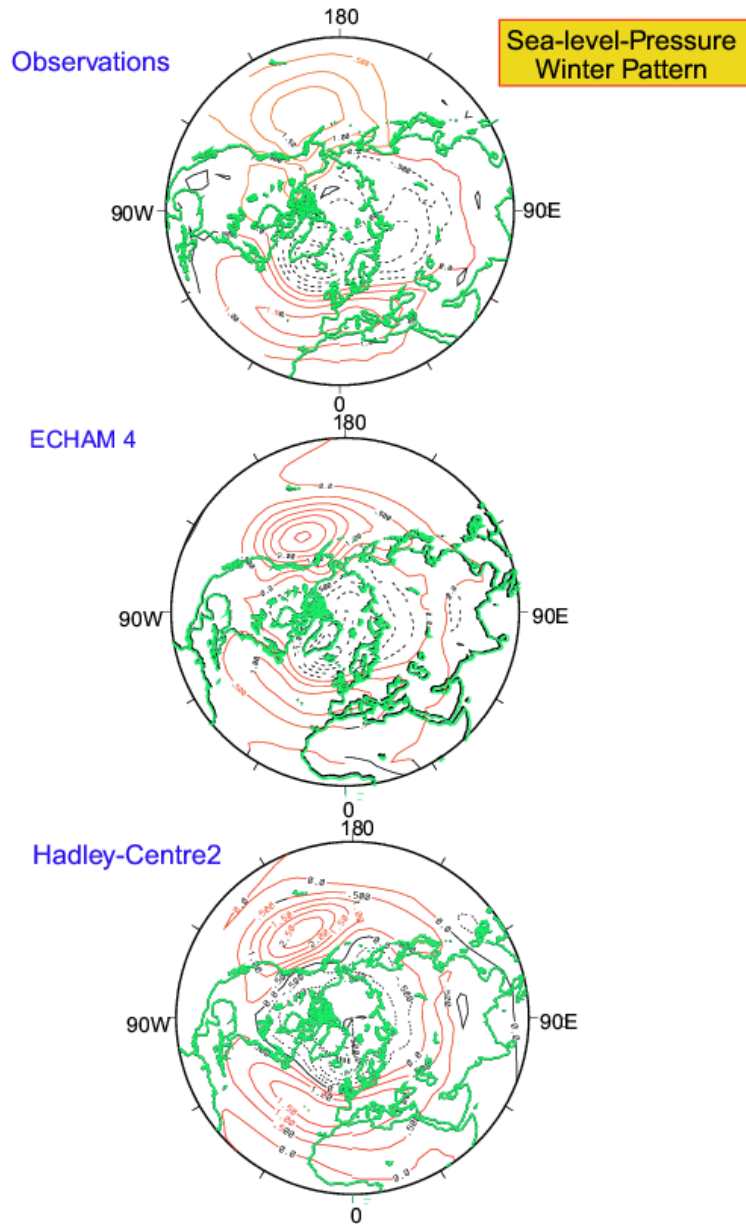
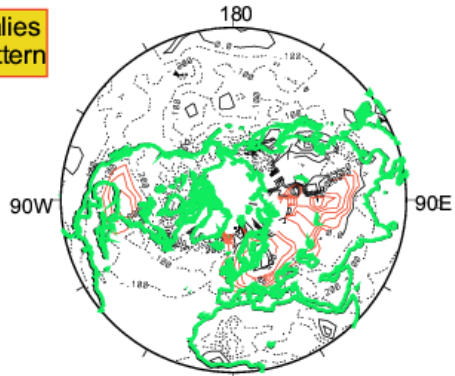


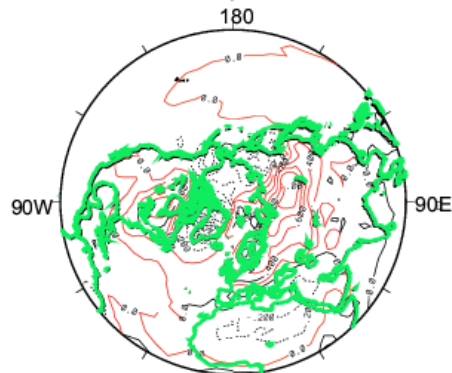
Figura 1. Primera función empírica Ortogonal del campo de presión a nivel del mar en el invierno del hemisferio norte, observado en el período 1961-1990 y simulado por los modelos ECHMA4 y Had2. Las unidades son Hpa, cada isolínea representa ,5Hpa. Los valores positivos están representados por líneas continuas, los negativos por líneas a trazos.

Air-temperature anomalies
linked to SLP winter pattern

Observations



ECHAM 4



Hadley-Centre2

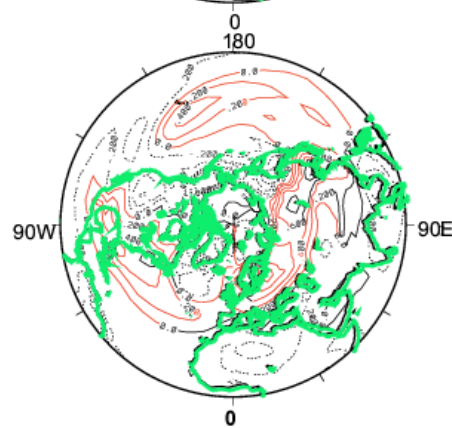


Figura 2. Mapa de regresión entre el índice de la NAO y las temperaturas del aire en superficie en el invierno del hemisferio norte, calculado a partir de datos observados y de simulaciones con el modelo ECHAM4 y Had2. Los mapas representan las anomalías típicas de temperatura cuando el índice de la NAO alcanza una anomalía de una desviación standard. Las unidades son K, las isolíneas están separadas 1K. Valores positivos están representados por líneas continuas, los negativos por discontinuas.

correcta predicción de los cambios de temperatura a nivel regional. En este trabajo se ha analizado la evolución del índice de la NAO, tal como se ha definido en la sección anterior, en las simulaciones con los dos modelos de circulación general citados anteriormente. El índice de la NAO en el periodo 1860-2100 puede calcularse simplemente mediante proyección de los datos simulados de SLP sobre la estructura de la NAO representada en la figura 1. Los resultados de este cálculo pueden verse en la figura 3. Las series de tiempo de los índices se han suavizado con un filtro pasa-baja de tres años para hacer más evidente la variabilidad de baja frecuencia. De una forma un tanto sorprendente, el índice de la NAO en cada modelo evoluciona de forma opuesta. Aproximadamente hacia el año 2000, cuando el efecto del aumento de los gases de invernadero antropogénicos empieza a hacerse evidente, la NAO tiende a intensificarse en el modelo ECHAM y a debilitarse en el modelo HadCM2.

Este comportamiento opuesto tiene consecuencias importantes para la predicción de cambios en la temperatura del aire en la superficie. La figura 4 muestra la diferencia de temperatura simulada por ambos modelos entre la última década de la simulación de cambio climático y la simulación de control en los meses de invierno en el hemisferio norte. Los cambios de temperatura simulados promediados para todo el hemisferio norte son muy similares para los dos modelos (Fig. 4), y sin embargo la correlación espacial de la estructura mostrada en la figura 4 es relativamente baja ($r=0.30$). Para comprobar hasta qué punto esta baja correlación espacial es causada por la diferente simulación de la intensidad de la NAO, se ha intentado estimar de una forma simple el efecto del cambio del índice de la NAO sobre la temperatura en cada punto de malla. Este efecto, dentro de una aproximación lineal, es simplemente la estructura mostrada en la figura 2 multiplicada por el cambio del índice de la NAO entre la última década de simulación de cambio climático y la simulación de control. Este cambio de las temperaturas asociado a la NAO puede entonces restarse de los cambios de temperatura simulados directamente por los modelos, obteniéndose la figura 4b. La correlación espacial de la estructura de cambios de temperatura, corregida del efecto de la NAO, es mucho más alta que anteriormente (0.60).

5. CONCLUSIONES

La primera conclusión de este trabajo se refiere al grado de confianza de las simulaciones de cambio climático con modelos de circulación general. Sorprendentemente, aunque dos de los modelos más modernos están de acuerdo en la simulación de la circulación media (no mostrado en este trabajo) y en la estructura principal de variabilidad de la circulación atmosférica en invierno, los dos modelos discrepan significativamente en la predicción de la futura intensidad de esta estructura.

Esta discrepancia se revela como una fuente importante de las diferencias en los cambios de temperatura en las simulaciones de cambio climático. En este trabajo hemos mostrado un ejemplo de cómo una corrección muy sencilla de los efectos dinámicos sobre la temperatura del aire en superficie puede aumentar notablemente el grado de acuerdo de dos modelos. Este ejemplo sugiere que una de las fuentes principales de incertidumbre podría encontrarse en la parte de los modelos que se ocupa de la simulación de la dinámica.

Otra conclusión se refiere a las técnicas de regionalización de cambio climático (llamadas también de *downscaling*). Es bien sabido que los Modelos de Circulación General, debido esencialmente a su

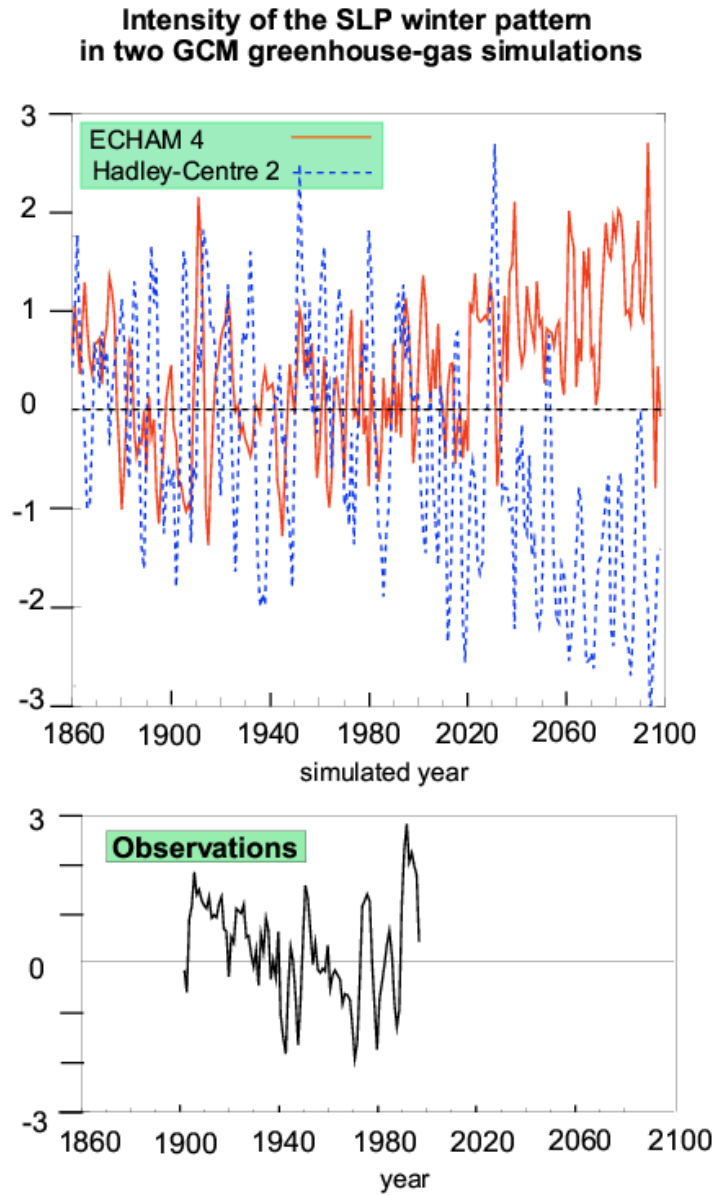


Figura 3. El índice de la NAO simulado por los modelos ECHAM4 y Had2 en las simulaciones de cambio climático. Las concentraciones de CO₂ atmosférico son las observadas desde 1860 hasta 1990 y siguen el escenario A del IPCC hasta el 2100. También se muestra el índice de la NAO observado en este siglo.

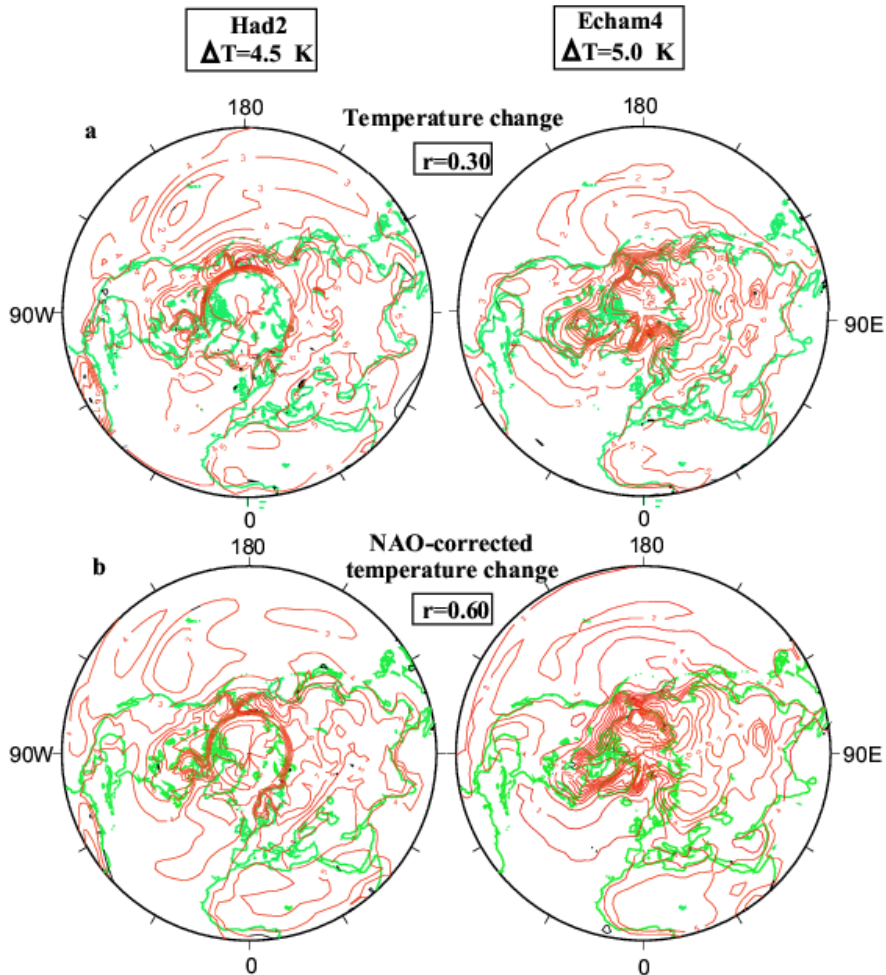


Figura 4. Cambios de la temperatura del aire en la superficie en el invierno del hemisferio norte simulados por los modelos ECHAM4 y Had2 entre las décadas 2091-2100 y 1961-1990: Panel superior, simulados directamente por los modelos de clima; panel inferior, después de corregir el efecto de los cambios del índice de la NAO en cada modelo. Se indica también la correlación espacial entre las parejas de mapas. Las unidades son K, las isóneas están separadas 1 K.

relativamente baja resolución, no son capaces todavía de estimar con gran grado de confianza los cambios climáticos a escala regional o local debido a un aumento de gases de efecto invernadero en la atmósfera. Actualmente se considera que dichos modelos pueden considerarse adecuados solamente en escalas espaciales superiores del orden de 2000 km aproximadamente. Las técnicas de regionalización intentan rodear este problema mediante la utilización de o bien modelos dinámicos regionales de alta resolución imbuídos en los modelos globales, o bien modelos estadísticos que

relacionan las anomalías climáticas de gran escala con las de escala regional, suponiendo en ambos casos que los modelos globales son capaces de simular los cambios climáticos de gran escala con exactitud. Este trabajo muestra que esta suposición no es correcta y que los modelos globales aún tienen grandes deficiencias en sus resultados, incluso en lo que se refiere a grandes escalas espaciales. Como ejemplo práctico, un modelo de regionalización estadística de la precipitación sobre la península Ibérica basada en los resultados del modelo ECHAM predice una disminución de la precipitación invernal en el año 2100 (STORCH *et al.*, 1993); por el contrario, basada en los resultados del modelo HadCM2 predice un aumento de la precipitación (GONZÁLEZ-ROUCO *et al.*, 1999).

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- GONZÁLEZ-ROUCO, J.F. *et al.* (1999): "Agreement between observed rainfall trends and climate change simulations in the southwest of Europe". Aceptado en *J. Climate*
- HURRELL, J.W. y VAN LOON, H. (1997): "Decadal variations in climate associated with the North Atlantic Oscillation". *Climatic Change* **36**, 301-326.
- JOHNS, T.C. *et al.* (1997): "The second Hadley Centre coupled ocean-atmosphere GCM: model description, spin-up and validation". *Climate Dynamics* **13**, 103-134.
- LAMB, P. y PEPPLER, R. (1987): "The North Atlantic Oscillation: concept and an application". *Bulletin of the American Meteorological Society* **68**, 1218-1225
- MANN, M. y PARK, J. (1996): "Joint spacio-temporal modes of surface temperature and sea-level-pressure variability in the Northern Hemisphere during the last century". *Journal of Climate* **9**, 2137-2162.
- PREISENDORFER, R. (1987): *Principal Components Analysis in Meteorology and Oceanography*, Elsevier, 418 pp.
- ROECKNER, E. *et al.* (1998): *Transient climate simulations with a coupled atmosphere-ocean GCM including the tropospheric sulphur cycle*. Max-Planck-Institut fuer Meteorologie Report No. **266**, Hamburgo.
- VON STORCH H.; ZORITA, E. y CUBASCH U, U. (1993): Downscaling of global climate change estimates to regional scales: an application to Iberian rainfall in wintertime. *J. Climate* **6**, 1161-1171.
- WALLACE, J.M.; ZHANG y RENWICK, J.A. (1995): Dynamic contribution to the hemispheric mean temperature trends. *Science* **270**, 78-783

AGRADECIMIENTOS

Parte de este trabajo ha sido financiada con una beca de la Fundación Ramón Areces. Agradecemos al IPCC Data Distribution Centre (www.dkrz.de/ddc*/el haber puesto a disposición de todos los investigadores los datos de las simulaciones de cambio climático.

