

Estimación de cambios en la precipitación en la península Ibérica a partir de experimentos con modelos de circulación general

EDUARDO ZORITA Y HANS VON STORCH
Max-Planck-Institut für Meteorologie, Hamburgo, Alemania

RESUMEN

Se ha desarrollado un método estadístico para reinterpretar los resultados de los experimentos con modelos de circulación general (GCM) a escalas regionales. Esencialmente, el método consiste en encontrar, mediante un análisis de correlación canónica (CCA), las relaciones empíricas que existen entre las variables climáticas globales y las regionales. De esta forma se puede construir un modelo estocástico sencillo, que permite proyectar a escala regional los cambios climáticos globales estimados por un GCM.

Este método se ha aplicado a la precipitación invernal (DEF) en la península Ibérica. En este caso se ha tomado como variable global el campo de presión a nivel del mar (SLP) en el Atlántico Norte. Para determinar la validez de este método, se han comparado las estimaciones de la precipitación invernal con los valores realmente observados en el pasado. En un segundo paso se ha aplicado este método para estimar los posibles cambios en la precipitación debido a un aumento de la concentración de CO_2 en la atmósfera. Para ello se han utilizado los resultados de un experimento realizado con el GCM ECHAM1. Mientras que una lectura directa de los datos proporcionados por el modelo indica una disminución de la precipitación invernal promedio de 10 mm/mes, casi igualmente repartido por toda la región, el método propuesto en este trabajo da como resultado un aumento de aproximadamente 1 mm/mes, concentrado principalmente en la vertiente occidental de la península.

1. INTRODUCCION

Los modelos de circulación general (GCM) son ahora frecuentemente utilizados para la estimación del posible cambio climático producido por un

aumento de la concentración de gases de invernadero en la atmósfera. Hoy por hoy se acepta generalmente que estos modelos son capaces de simular, de forma realista, las características del clima actual a escala global y se cree que son el mejor instrumento para poder predecir el cambio climático. En este trabajo el término «escala global» se utiliza para denotar aquellas escalas espaciales que son mucho más grandes que la resolución del modelo. Por el contrario, las características regionales, es decir, aquellas que poseen escalas típicas del orden de la resolución del modelo no están generalmente adecuadamente representadas. En los modelos actuales la escala que separa las características regionales de las globales se puede cifrar groseramente en unos 2.000 km.

Como ilustración de lo dicho en el párrafo anterior, hemos representado en la figura 1 la precipitación anual media observada (Shea, 1986) y la simulada por el modelo ECHAM1, que es una versión del modelo atmosférico de circulación general T21 del ECMWF modificada en la Universidad de Hamburgo. Puede comprobarse que las características principales, como son las bandas de precipitación de las zonas de convergencia intertropical sobre los continentes, así como las zonas desérticas subtropicales, están bien representadas en el modelo. Una deficiencia importante, sin embargo, se observa en el Pacífico Tropical oriental, donde la precipitación está severamente subestimada. En la figura 2 está representado el ciclo anual de precipitación promedio observado (29 estaciones, ver figura 3) y simulado (4 puntos de red, ver figura 7) en la península Ibérica. En esta figura puede observarse que, aunque la forma del ciclo anual está correctamente simulada, la precipitación está claramente sobreestimada en los meses de invierno y subestimada en los meses de verano.

A la hora de hacer estimaciones regionales del cambio climático a partir de los resultados de los GCM, normalmente se parte de la suposición de que estos modelos simulan adecuadamente las características globales del clima. En algunos casos (Cohen y Allsop, 1989), se han intentado simplemente interpolar los resultados de los GCM a escalas espaciales más pequeñas. Es claro que este método no tiene en cuenta las características regionales, como orografía o tipo de suelo, que son importantes para el clima regional. Otros autores (Giorgi, 1990), más razonablemente, han puesto a punto «modelos de área limitada», cuya resolución es aproximadamente un orden de magnitud mayor que la de los GCM y han simulado climas regionales, imponiendo para estos modelos regionales las condiciones de contorno calculadas por los GCM.

En el presente trabajo hemos investigado la posibilidad de utilizar las relaciones empíricas existentes entre las variables climáticas globales y las regionales para proyectar los cambios climáticos globales, simulados por un GCM a escala regional. Este último método exige suponer que las relaciones entre las anomalías de las variables globales y regionales son independientes de la causa que haya podido causar aquéllas, ya sea la variabilidad intrínseca del clima o sea una perturbación exterior. Esta suposición puede considerarse razonable siempre que el cambio climático sea suficientemente pequeño.

Como ejemplo de variable regional hemos elegido la precipitación invernal en la península Ibérica. La razón de esta elección es que en un trabajo anterior (Zorita *et al.*, 1990) se ha confirmado mediante análisis de correlación canónica (CCA) que existe una fuerte relación entre las anomalías de la precipitación invernal (diciembre, enero y febrero) en esta región y el

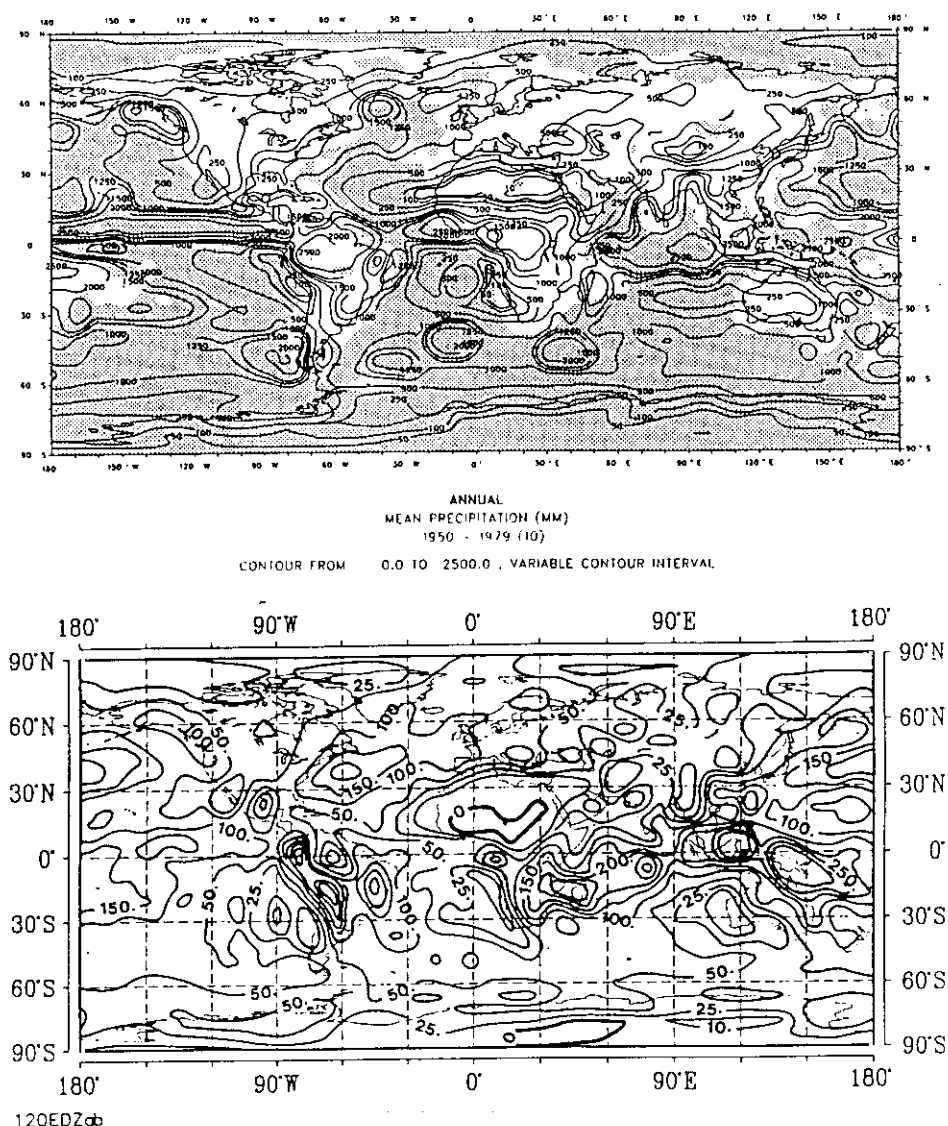


Figura 1.—Precipitación media anual sobre el globo. Panel superior, observaciones (Shea, 1986); Panel inferior, simulación con el GCM ECHAM1. Las unidades son mm mes.

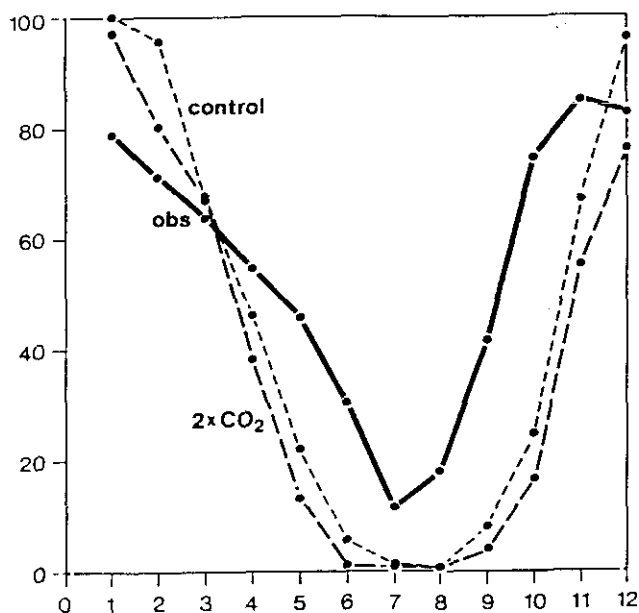


Figura 2. Ciclo anual de precipitación en la península Ibérica: línea continua, observaciones sobre 29 estaciones de la red WMSC; línea de puntos, simulación con el experimento de control con el GCM ECHAM1 (ver texto); línea discontinua simulación con el experimento «2xCO₂» (ver texto). Unidades son mm/mes.

campo de presión a nivel del mar (SLP) en el Atlántico Norte. El CCA es una técnica estadística que, dadas dos variables aleatorias multivariantes, permite identificar parejas de patrones en cada una de ellas que están correlacionadas óptimamente. En este caso se encontró que el patrón de precipitación era capaz de describir una gran proporción de la variabilidad de la precipitación invernal ibérica (65 %). El patrón de SLP correspondiente resultó ser muy similar a la Oscilación del Atlántico Norte, un fenómeno de la circulación atmosférica en el Atlántico Norte, especialmente usado en los meses de invierno, y ya conocido desde hace tiempo (Walker and Bliss, 1932; Rogers and van Loon, 1979; van Loon and Rogers, 1978; Barnston and Livezey, 1978). Resultados similares a éstos han sido descritos previamente en relación con la precipitación en el Norte de Africa (Lamb, 1987).

Esta contribución está dividida de la forma siguiente: en la sección 2 se resumen resultados del análisis previo de correlación canónica y se describe el modelo estocástico para la proyección regional de los resultados de los GCM. En esta sección se contrastan también las estimaciones de los cambios de precipitación invernal con los valores observados en los periodos 1904-14 y 1951-60, en los que se cree que la circulación atmosférica en el Atlántico era diferente. En la sección 3 se hace una breve descripción del experimento realizado con el modelo ECHAM1 para la estimación del cambio climático global debido a un aumento de la concentración de CO₂ y, con los datos

obtenidos de esta forma, se aplica el método propuesto para la estimación de los posibles cambios en la precipitación invernal ibérica.

2. EL METODO ESTADISTICO DE PROYECCION REGIONAL DE LOS RESULTADOS DEL GCM

En la figura 3 se muestran los patrones de presión a nivel del mar (SLP) en el Atlántico Norte y de precipitación ibérica, resultado del análisis de correlación canónica entre ambas variables, llevado a cabo recientemente (Zorita *et al.*, 1990)¹. La varianza es de 35 % y 65 % respectivamente, mientras la correlación temporal entre ambos es 0.75. Un simple razonamiento sirve para explicar los resultados de esta figura: un desplazamiento hacia el sur (norte) de la latitud de máxima intensidad de los vientos occidentales está asociada a un aumento (disminución) de la precipitación en la península. Como se dijo anteriormente, el patrón de SLP está íntimamente asociado a la Oscilación del Atlántico Norte (NAO), que a veces ha sido definida como la función empírica ortogonal (EOF) más importante de la variabilidad de la SLP sector del Atlántico Norte. El patrón de precipitación indica que la influencia de la NAO disminuye en dirección oeste-este y es prácticamente nula en el Mediterráneo.

Para describir el modelo estocástico asociado a este análisis de correlación canónica se necesita describir brevemente los fundamentos de este tipo de análisis. Para una descripción más detallada ver por ejemplo el trabajo de Barnett y Preisendorfer (1988).

Cada uno de los patrones de correlación canónica, digamos $G(r)$ y $R(r)$ ², lleva asociada una serie temporal, $g(t)$ y $r(t)$, que se obtiene mediante la proyección lineal de los patrones respectivos sobre los campos observados, $SLP(r)$ y $PREC(r)$:

$$(1) \quad s(t) = SLP(r).G^*(r) \quad r(t) = PREC(r).R^*(r)$$

El coeficiente de correlación entre $s(t)$ y $r(t)$ es en este caso 0.75 y es el máximo que se puede obtener mediante proyecciones lineales del tipo (1). En cada tiempo t las señales espaciales que están óptimamente relacionadas se obtienen simplemente mediante multiplicación de los patrones respectivos por las series temporales respectivas: $g(t).G(r)$ y $r(t).R(r)$.

Las series $g(t)$ y $r(t)$ están relacionadas por la fórmula de regresión

$$(2) \quad r(t) = \alpha g(t)$$

α viene dado por el producto $\alpha = \rho_{sr} (\sigma_r / \sigma_s)$ donde ρ es el coeficiente de correlación entre las series $s(t)$ y $r(t)$ y σ son las desviaciones típicas

¹ El análisis fue realizado con datos del período 1951-87 de la fuente Comprehensive Ocean Atmosphere Data Set (COADS, Woddruff, 1987) y de World Monthly Surface Station Climatology (WMSC).

² El CCA fue llevado a cabo después de un filtrado de las series originales mediante análisis de EOF. Los patrones de EOF resultantes contienen las unidades físicas, es decir, las series temporales correspondientes a cada EOF están normalizadas.

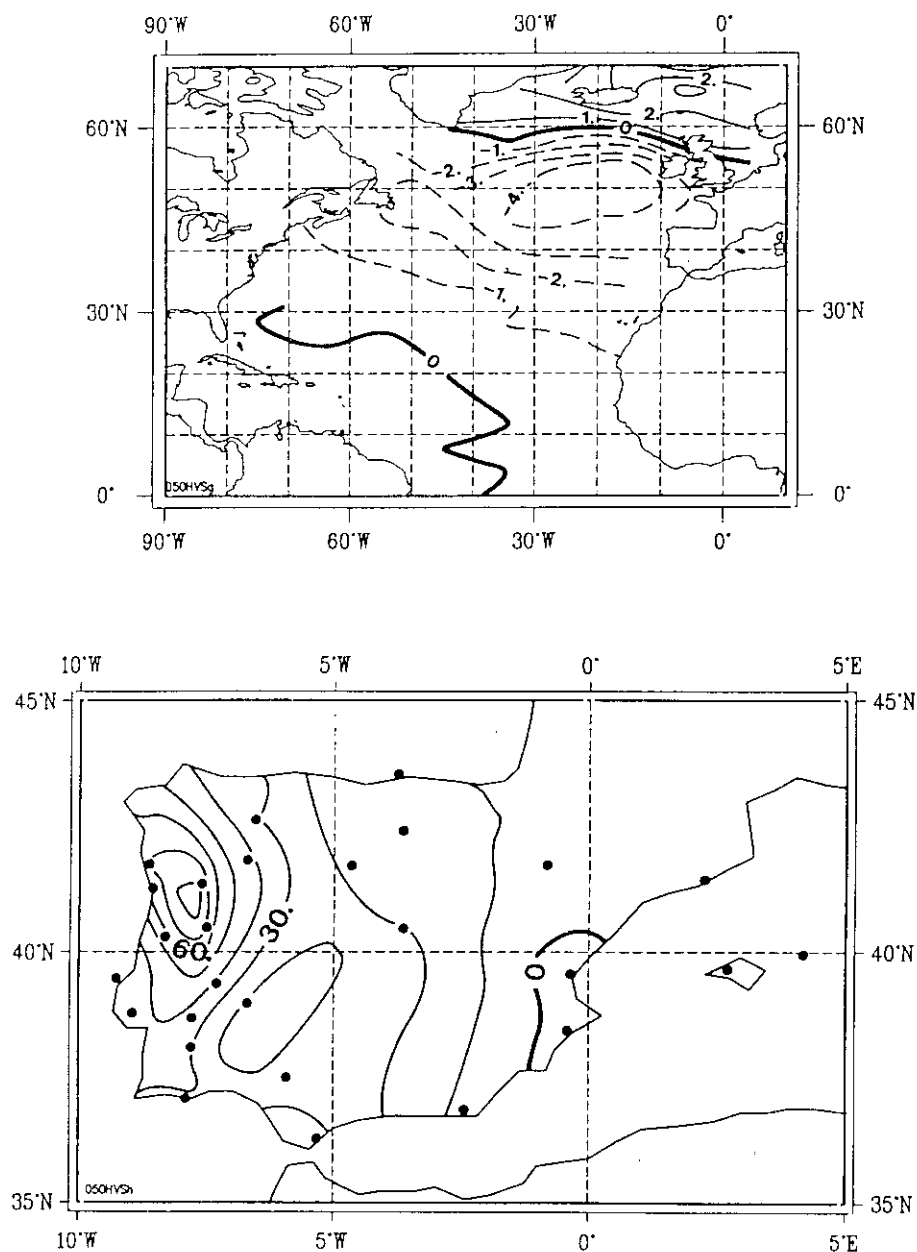


Figura 3. Patrones de correlación canónica de la SLP en el Atlántico Norte en invierno y de la precipitación ibérica invernal. La correlación temporal es 0.75 y las varianzas explicadas son 35% y 65% respectivamente. Las unidades son mb y mm mes. Las estrellas indican la posición de las estaciones que se han utilizado en el cálculo.

respectivas. Si consideramos $g(t)$ como un índice del estado de la NAO, la relación (2) permite calcular en cada tiempo t el valor de $r(t)$ y, multiplicando este valor por el patrón $R(r)$, se puede obtener la distribución espacial de la precipitación ibérica que en cada momento está asociada a la NAO. La relación (2) puede aplicarse a anomalías observadas en el campo de SLP o a anomalías simuladas mediante un experimento con un GCM. Naturalmente, este método sólo tiene en cuenta los cambios en la precipitación que están asociados a la NAO, pero dado que el patrón de precipitación obtenido mediante el análisis de correlación canónica describe 65 % de la varianza total no es probable que exista otro fenómeno que sea tan importante para la precipitación en la península.

Comprobación de la validez del método estadístico

Algunos autores han indicado que la temperatura de la superficie del mar (SST) en el Atlántico ha sufrido cambios importantes a la largo de este siglo y han sugerido que estas anomalías deberían tener influencia en la circulación atmosférica en esta área del globo (Hense *et al.*, 1990 y otras referencias en este trabajo). Especialmente grandes fueron las diferencias entre las décadas 1904-13 y 1951-60, cuando hubo extensas áreas que superaron -0.75 K. Estos autores han analizado estadísticamente la diferencia de SLP en estas mismas

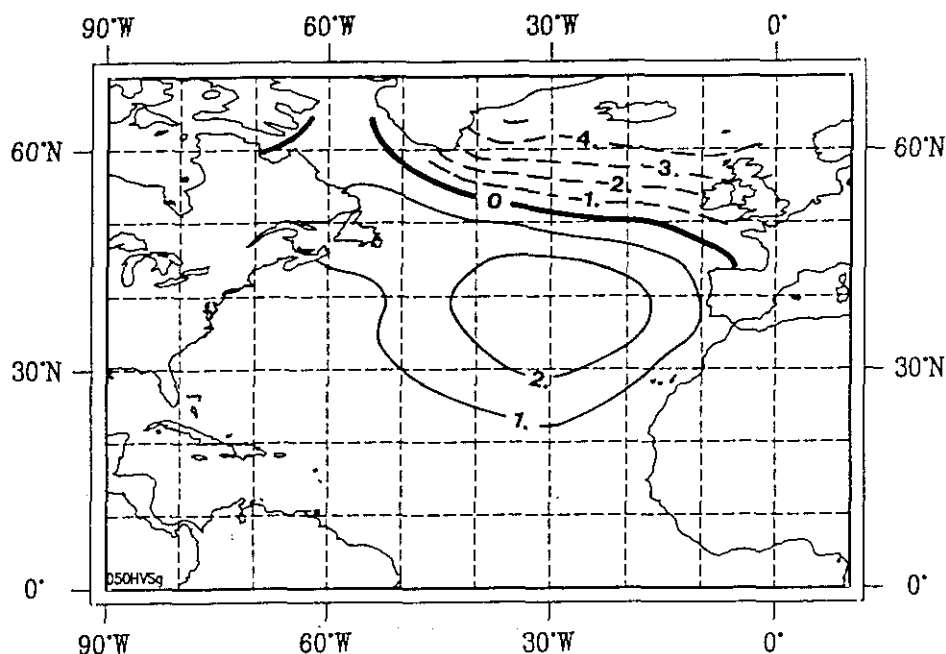


Figura 4.—Diferencias de SLP en el Atlántico entre las décadas 1904-13 y 1951-60, según Hense *et al.* (1990). Las unidades son mb.

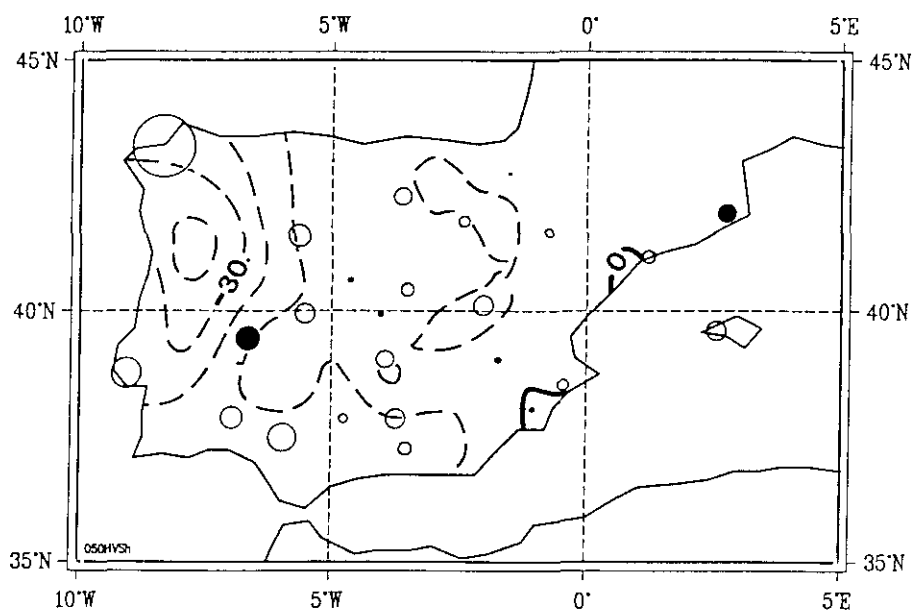


Figura 5.—Diferencias en la precipitación invernal ibérica entre las décadas 1904-13 y 1951-60. Las isohietas representan los valores estimados (ver texto). Los círculos representan los valores observados (blancos, valores negativos; negros, valores positivos). Los valores numéricos están recogidos en la tabla 1.

décadas y han encontrado que existe una señal estadísticamente significativa. Asimismo, algunos experimentos con un GCM indicaron que esta diferencia de SLP puede representar una respuesta de la atmósfera a las anomalías de SST. Podemos suponer, por tanto, que a principio de este siglo la circulación atmosférica en el Atlántico era diferente a la observada en períodos más recientes.

Esta circulación atmosférica diferente constituye una especie de «cambio climático natural» que ofrece la posibilidad de comprobar si el método estadístico expuesto en el apartado anterior es suficientemente realista. Para ello sólo es necesario proyectar la diferencia de SLP entre ambas décadas (fig. 4) sobre el patrón de SLP de correlación canónica (fig. 3) para calcular el valor de $r(t)$ y multiplicar este valor por el patrón de precipitación de la figura 3³. Los resultados se muestran en la figura 5. En ella las isohietas indican la diferencia de precipitación estimada mediante el método propuesto mientras que los circuitos representan las diferencias observadas realmente. (Para una comprobación más detallada, ver Tabla 1). Puede observarse que entre los valores estimados y observados existe una coincidencia básica: las mayores diferencias se obtienen en la vertiente atlántica y éstas tienden a ser más

³ En este cálculo se incluyeron datos de precipitación de otras estaciones españolas con registros más largos suministrados por E. Zorita y A. Ruiz de Elvira. Los patrones de correlación canónica no sufren apenas cambios al incluir estos nuevos datos.

TABLA I

Diferencias medias de precipitación invernal (1904-13) menos (1951-60) estimadas y observadas. Las unidades son mm/mes. El símbolo "--" indica que no hay observaciones disponibles. Estos datos están representados gráficamente en la figura 5.

	<u>EST.</u>	<u>OBS.</u>		<u>EST.</u>	<u>OBS.</u>
Albacete	-2	-5	Madrid	-8	-11
Alicante	1	8	Málaga	-12	1
Almería	-1	—	Murcia	1	-3
Badajoz	-13	0	Palencia	-7	—
Barcelona	-1	-3	Palma	-3	-18
Burgos	-9	-15	Pamplona	-1	0
Cáceres	12	22	Salamanca	-9	-18
Castellón	0	—	San Sebastián	2	—
Ciudad Real	-10	-17	Santander	1	—
Córdoba	-17	-7	Segovia	-6	-4
Coruña	-14	-62	Sevilla	-17	-28
Cuenca	-9	-19	Soria	-8	-11
Gerona	3	17	Tarifa	-19	—
Gijón	-4	—	Tarragona	-1	-13
Granada	-10	-12	Toledo	1	-5
Huelva	-13	-20	Valencia	-2	-3
Jaén	-16	-18	Valladolid	-10	-4
León	-12	—	Vigo	-29	—
Lérida	-2	—	Vitoria	0	—
Lisboa	-19	-29	Zamora	-8	-20
Logroño	-3	—	Zaragoza	-2	-7

pequeñas en la vertiente mediterránea. Es importante notar que, excepto en tres casos, el signo de las diferencias está estimado correctamente.

El párrafo anterior hace hincapié en la capacidad del método propuesto en captar la distribución espacial de los cambios en la precipitación. Sin embargo, también es interesante comprobar su validez a lo largo del tiempo. En la figura 6 se compara la precipitación invernal promedio observada (estaciones de la tabla I) y la estimada desde 1900 hasta 1980. Puede comprobarse que en general, la posición de máximos y mínimos coincide en ambas curvas. Un hecho, a nuestro juicio importante, es la presencia de tendencias ascendentes en ambas, aunque éstas son diferentes entre sí (1.2 y .87 mm/mes/década respectivamente). Esta diferencia en las tendencias a largo plazo puede ser debido simplemente a que en los primeros años existen menos datos de precipitación disponibles. De esta figura puede llegarse a la conclusión de que en el caso de que este aumento paulatino de la precipitación sea debido a un aumento del efecto invernadero a lo largo de este siglo, es entonces razonable esperar que esta tendencia se mantenga en el futuro.

3. EXPERIMENTOS CON MODELOS DE CIRCULACION GENERAL

En esta sección se han utilizado los resultados de dos experimentos recientemente realizados en el Instituto Max-Planck de Meteorología, en los

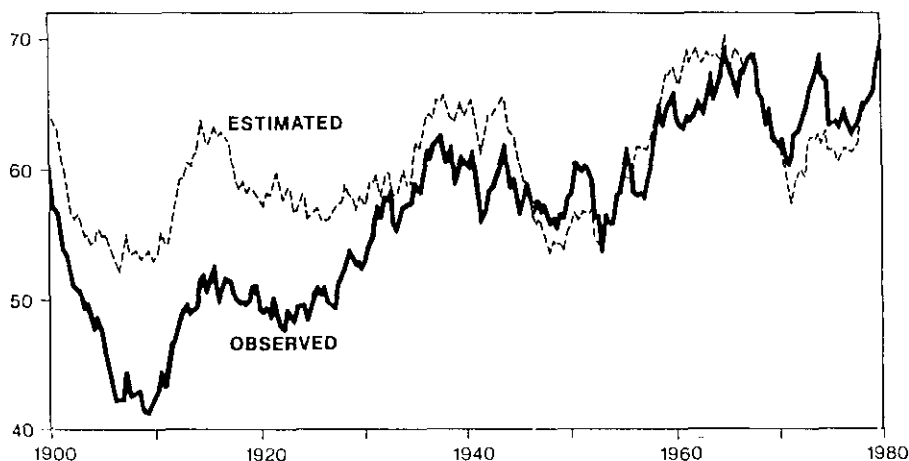


Figura 6. Media móvil (diez años) de la precipitación invernal promedio entre 1900 y 1980: línea continua, observaciones (estaciones de la tabla 1); línea de puntos, estimada (sobre las mismas estaciones) con el método propuesto.

que fueron acoplados un GCM atmosférico (ECHAM1; Roeckner, 1989) y un GCM oceánico (Large-Scale-Geostrophic model, Mikolajewitz y Maier-Reimer, 1990). Uno de estos experimentos, el experimento de control, se simuló 45 ciclos anuales, con una concentración de CO_2 en la atmósfera de 315 ppm, que corresponde aproximadamente a la observada en la actualidad. De ellos se tomaron los últimos diez años para el subsiguiente análisis. Un Procedimiento análogo se ha seguido para el segundo experimento, llamado experimento « $2\times\text{CO}_2$ », en el que la concentración de CO_2 en la atmósfera fue fijada en 630 ppm. Una descripción detallada de los resultados de estos experimentos pueden encontrarse en el trabajo de Cubasch (1990). Aquí sólo nos referiremos a aquellos aspectos que sean de importancia en este contexto.

a) *El experimento de control*

En la figura 2 ya se ha demostrado el ciclo anual medio de precipitación observado y simulado por el experimento de control. Por completitud incluimos también los resultados referentes a la temperatura del aire en la superficie y a la presión del mar (fig. 7). Puede comprobarse que la temperatura del aire está subestimada en invierno y sobreestimada en verano, de forma que el ciclo anual simulado es unos 8°C mayor que el real. El valor de la SLP simulada por el GCM es menor que el observado en todos los meses del año, aunque puede considerarse que la forma de la evolución anual se corresponde groseramente con la realidad. Esta deficiencia en la simulación de la SLP puede ser a su vez causa de que la precipitación esté sobreestimada en invierno, ya que el modelo tiende a sobreproducir inestabilidad atmosférica.

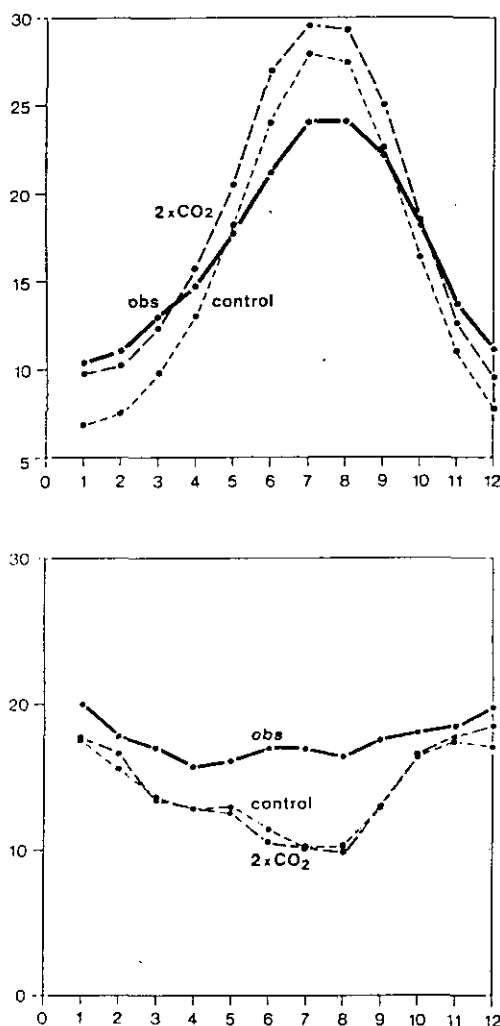


Figura 7.—Ciclo anual medio en la península Ibérica: panel superior, temperatura del aire en la superficie (°C); panel inferior, SLP (mb-1000). La línea continua representa observaciones; línea de puntos, datos simulados en experimento de control con el GCM ECHAM1; línea discontinua, datos simulados en el experimento «2xCO₂».

Como hemos indicado anteriormente, el campo de SLP en el Atlántico Norte, y en particular la NAO, son de gran importancia en la determinación de la precipitación invernal en la península Ibérica. Se plantea entonces la cuestión de si esta relación también está presente en los resultados del experimento de control. En la figura 8 está recogido el resultado de un análisis de correlación canónica de los datos simulados por el GCM, análogo al

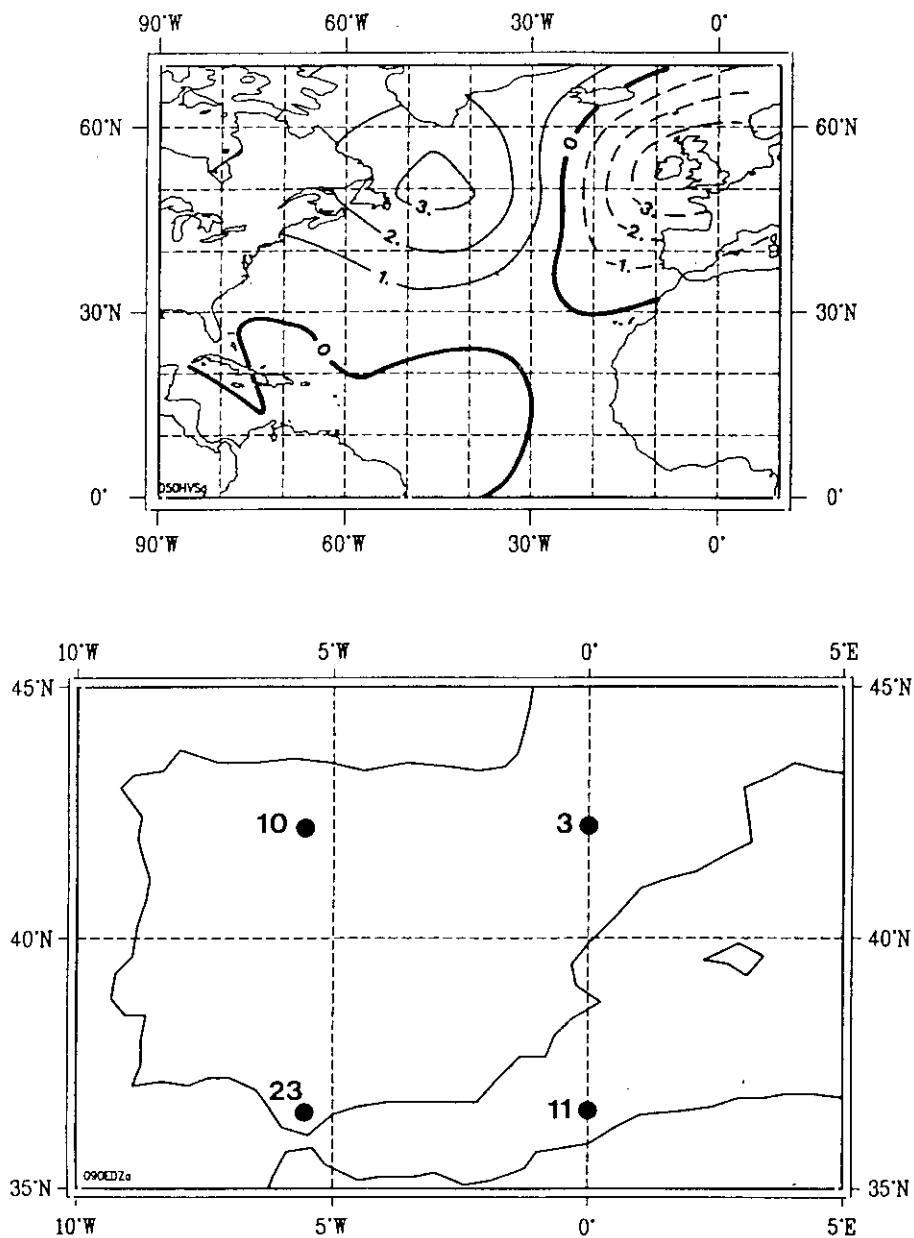


Figura 8. Patrones de correlación canónica obtenidos con los datos simulados en el experimento de control. (Análogamente a la figura 3). La correlación temporal es .35 y el porcentaje de varianza explicada es 23 % y 50 % respectivamente. Los puntos negros indican la posición de los cuatro puntos de red del GCM utilizados para este cálculo. El punto más sudoriental es considerado como tierra firme en el modelo.

realizado con datos reales. El patrón de SLP obtenido con datos simulados tiene una estructura dipolar que le hace claramente diferente al patrón real y ambos son casi ortogonales. Asimismo, el coeficiente de correlación canónica es mucho más pequeño (.35). La comparación del patrón de precipitación es más subjetiva, ya que el patrón simulado sólo contiene cuatro valores. Podría decirse que este patrón posee un gradiente norte-sur que no se obtiene con los datos reales.

Es claro entonces que el GCM no es capaz de simular la relación entre la NAO y la precipitación invernal ibérica y por tanto surgen dudas justificadas sobre el grado de verosimilitud que puedan tener las estimaciones realizadas con estos modelos sobre los cambios en la precipitación producidos por un aumento del efecto invernadero. Ello es debido a una deficiente representación de la precipitación en la península, tal y como se indicaba en la introducción, y es precisamente con método propuesto en este trabajo con el que se intenta paliar estas deficiencias del GCM.

b) *El experimento «2xCO₂»*

En las Figuras 2 y 7 están representados los ciclos anuales medios de precipitación, temperatura y SLP en la península Ibérica, simulados en el experimento «2xCO₂». En comparación con el experimento de control, la temperatura del aire sufre un aumento en todos los meses del año de aproximadamente 2-3° C y la precipitación disminuye ligeramente en todo el año, aunque más acusadamente en los meses de invierno, mientras que la SLP apenas muestra cambios apreciables. Sin embargo, de lo dicho hasta ahora puede pensarse que estos valores, que han sido calculados con los resultados del GCM en los cuatro puntos de red que cubren la península Ibérica, no son completamente fiables.

En lo que concierne a la precipitación invernal en la península Ibérica, el aspecto más importante es la diferencia media de SLP entre el experimento de control y el experimento «2xCO₂» en el área del Atlántico Norte en invierno. Esta diferencia está representada en la figura 9. Puede observarse que el GCM predice una disminución de la SLP media de esta zona y por tanto, de acuerdo a la relación empírica entre la NAO y la precipitación, si el modelo fuera consistente con la realidad debería esperarse que la precipitación ibérica simulada aumentase. Sin embargo, el GCM predice una disminución en la precipitación. Para obtener una estimación consistente de los cambios en la precipitación invernal se puede aplicar el procedimiento expuesto en las secciones anteriores. *Proyectando las diferencias medias de SLP entre ambos experimentos (fig. 9) sobre el patrón de SLP de correlación canónica (fig. 3) y multiplicando el valor obtenido por el patrón de precipitación (fig. 3) se obtienen los resultados indicados en la figura 10.* Por comparación se incluyen también en esta figura las diferencias medias de precipitación directamente calculadas por el GCM en los cuatro puntos de red que corresponden a la península Ibérica. Mientras que, como se dijo anteriormente, el GCM predice

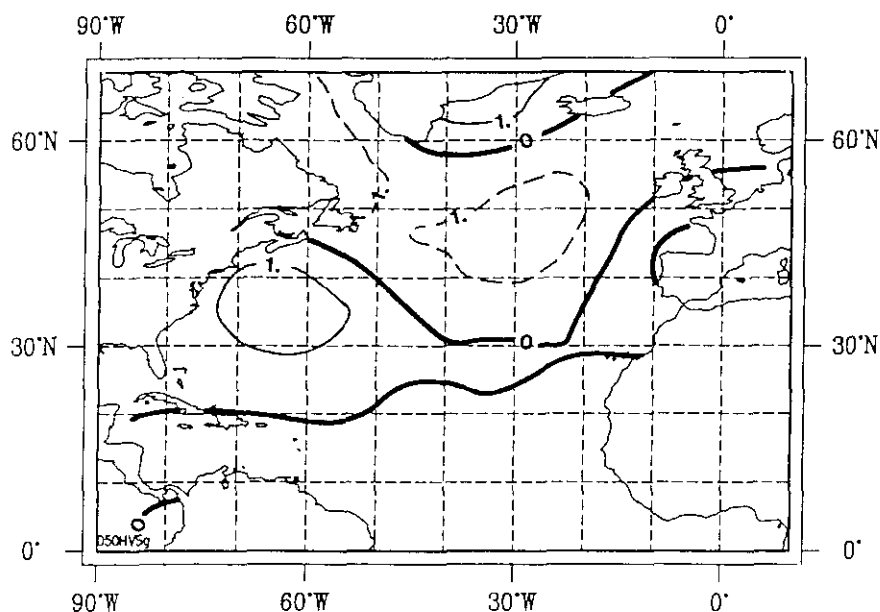


Figura 9. Diferencias de SLP invernal media en el Atlántico Norte entre el experimento «2xCO₂» y el experimento de control. Las unidades son mb.

una disminución promedio de aproximadamente 10 mm/mes; nuestra reinterpretación de los resultados del GCM estima un ligero aumento de 1 mm/mes, que se concentra en la vertiente Atlántica.

4. CONSIDERACIONES FINALES

En esta contribución hemos presentado un método estadístico para la estimación de cambios climáticos regionales, utilizando los resultados de experimentos con GCM. Este método debe ser considerado como una forma simple de paliar las deficiencias de los modelos de circulación general de forma consistente con las observaciones. Naturalmente, el objetivo final debería ser construir GCM, cuya resolución les haga fiables también a escala regional, pero es probable que la capacidad de computación necesaria para ello tarde todavía en ser alcanzada.

En comparación con el otro método típico de estimación de cambios climáticos regionales, como es la construcción de modelos a escala limitada, este método estadístico ofrece la ventaja de su simplicidad y el hecho de que incorpora de forma muy parametrizada las características microclimáticas que determinan la distribución media de la precipitación regional en gran parte de la península. En este sentido el hecho de que las estimaciones de la precipitación invernal en el periodo 1904-13 se ajusten razonablemente a los

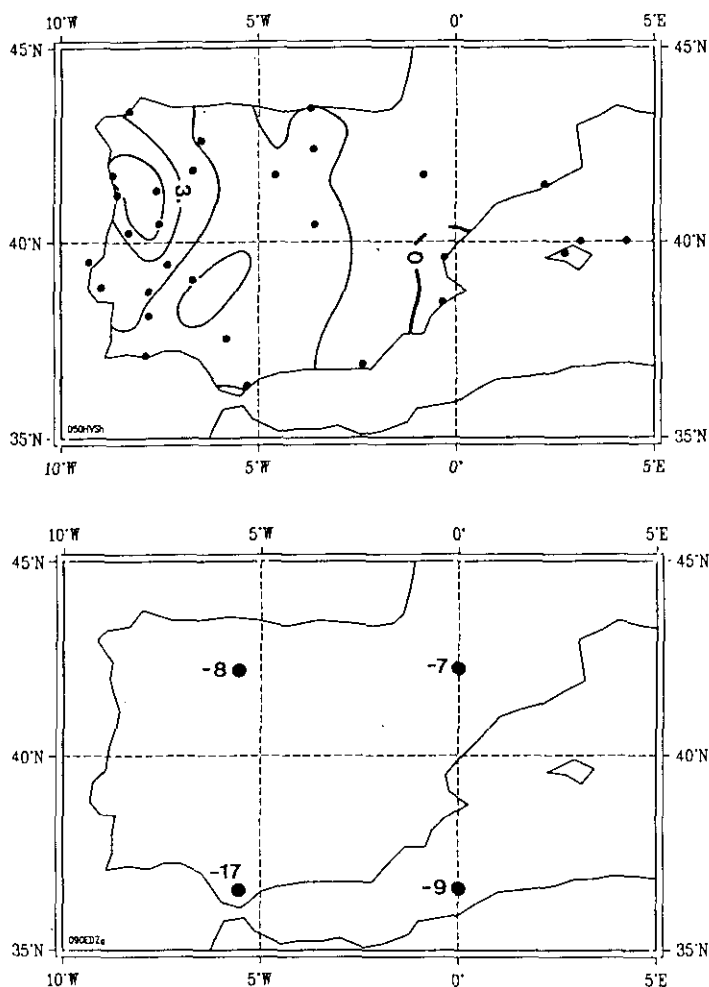


Figura 10. Cambios en la precipitación invernal ibérica media (mm mes) basados en la diferencia entre el experimento « $2\times\text{CO}_2$ » y el experimento de control: estimados por el método propuesto (panel superior) y directamente obtenidos por el GCM (panel inferior).

valores observados, es consistente con la idea expuesta anteriormente de que el índice de la NAO es el parámetro que determina más fuertemente la precipitación. Sin embargo, para poder afirmar con rotundidad que la variabilidad no explicada por la NAO es solamente ruido local, se debería completar este estudio con datos de la cuenca mediterránea.

Por otra parte es claro que el principal inconveniente de este método es su falta de aplicabilidad general. Para poder ser aplicado en otras partes del globo es evidentemente necesario identificar una relación entre la variable regional de interés y algún parámetro global. Por ejemplo, en el caso

particular de la península Ibérica, no está claro que una relación tan evidente como la que existe entre la precipitación invernal y la SLP en el Atlántico existe para otras variables.

5. AGRADECIMIENTOS

Queremos agradecer a Elvira Zurita (U. Complutense) y a Antonio Ruiz de Elvira (U. Alcalá de Henares) el habernos proporcionado gran parte de los datos de precipitación. Para la realización de este trabajo Eduardo Zorita ha disfrutado de una beca del Ministerio de Educación y Ciencia.

REFERENCIAS

- Barnett, T. and R. Preisendorfer (1987): Origins and levels of monthly and seasonal forecasts skill for United States surface air temperatures determined by canonical correlation analysis. *Mon. Wea. Rev.* **115**, 1825-1850.
- Barnston, G. and R. Livezey (1987): Clasification, seasonality and persistence of low frequency atmosphere circulation patterns. *Mon. Wea. Rev.* **115**, 1083-1126.
- Cohen, S. J. and T. R. Allsopp (1988): The potential impacts of a scenario of CO₂ induced climatic change on Ontario, Canada. *J. Climate*, **1**, 669-681.
- Cubasch, U., B. D. Santer, E. Maier-Reimer, U. Mikolajewicz and H. Höck (1991): Simulation of the transient CO₂-greenhouse effect with a coupled ocean-atmosphere model (ECHAM1 + LSG). GARP report No. 14, WMO, Geneva. WMO/TP.
- Giorgi, F., M. R. Marinucci and G. Visconti (1990): Use of a limited area model nested in a general circulation model for regional climate simulations over Europe. *J. Geophys. Res. D*, (en prensa).
- Hense, A., R. Glowienka-Hense, H. von Storch and U. Stahler (1990): Northern Hemisphere atmospheric response to changes of Atlantic Ocean SST on decadal time scales: a GCM experiment. *Climate Dynamics*, **4**, 157-174.
- Lamb, P. J. and R. Pepler (1987): The North Atlantic Oscillation: Concept and application. *Bull. Amer. Meteor. Soc.* **68**, 1218-1225.
- Mikolajewicz, U. and E. Maier-Reimer (1990): Internal secular variability in an ocean general circulation model. *Climate Dynamics*, **4**, 145-156.
- Roeckner, E., L. Dümenil, E. Kirk, F. Lunkeit, M. Ponater, B. Rockel, R. Sausen and U. Schlese (1989): The Hamburg version of the ECMWF model (ECHAM). GARP report No. 13 WMO, Geneva. WMO/TP No. 332.
- Van Lon, H. and J. Rogers (1978): The seesaw in winter temperature between Greenland and Northern Europe. Part I: General description. *Mon. Wea. Rev.* **106**, 296-310.
- Rogers, J. and H. van Loon (1979): The seesaw in winter temperature between Greenland and Northern Europe. Part II: Some oceanic and atmospheric effects in middle and high latitudes. *Mon. Wea. Rev.* **107**, 509-519.
- Shea, D. (1986): Climatological Atlas 1950-79. Surface air temperature, precipitation, sea level pressure and sea surface temperature. NCAR Technical Note.
- Walker, G. and E. Bliss (1932): World Weather V Mem.. *Roy. Meteor. Soc.* **44**, 53-84.
- Woodruff, S. D., R. J. Slutz, R. L. Jenne and P. M. Steuer (1987): A comprehensive Ocean-Atmosphere Data Set. *Bull. Amer. Meteor. Soc.* **68**, 1239-1250.
- Zorita, E., V. Kharin and H. von Storch (1990): The atmospheric circulation and sea surface temperature in the North Atlantic area in winter: their interaction and relevance for Iberian precipitation. Max-Planck-Institut für Meteorologie Report, 54.