

GENERACION DE ESCENARIOS REGIONALIZADOS DE CAMBIO CLIMATICO PARA ESPAÑA

PRIMERA FASE

Febrero 2007



Nota: Versión final del documento, sujeto a correcciones editoriales y ajustes de figuras y tablas.

Informe realizado con contribuciones de:

Manola Brunet⁽⁵⁾, M. Jesús Casado⁽¹⁾, Manuel de Castro⁽⁴⁾, Pedro Galán⁽⁴⁾, José A. Lopez⁽¹⁾, José M. Martín⁽¹⁾, Asunción Pastor⁽¹⁾, Eduardo Petisco⁽¹⁾, Petra Ramos⁽²⁾, Jaime Ribalaygua⁽³⁾, Ernesto Rodríguez⁽¹⁾, Luis Torres⁽³⁾

- (1) INM,
- (2) INM, C.M.T. Andalucía Occidental y Ceuta
- (3) Fundación Investigación del Clima
- (4) Univ. Castilla-La Mancha
- (5) Univ. Rovira i Virgili

Escenarios regionalizados de cambio climático para España

Resumen ejecutivo.

1. Antecedentes, introducción general y datos utilizados

- 1.1. Antecedentes
- 1.2. Introducción
- 1.3. Datos utilizados

2. Tendencias recientes de temperatura y precipitación en España. Homogeneidad de las series de precipitación y temperatura.

- 2.1. Temperatura
- 2.2. Precipitación
- 2.3. Estudio de la homogeneidad de las series de precipitación y temperatura
 - 2.3.1. Series de precipitación
 - 2.3.2. Series de temperatura

3. Incertidumbres en la generación de escenarios de cambio climático

- 3.1. Incertidumbres en los forzamientos naturales
- 3.2. Incertidumbres en las emisiones de gases de efecto invernadero y aerosoles
- 3.3. Incertidumbres en las concentraciones de gases de efecto invernadero
- 3.4. Incertidumbres en los modelos globales
- 3.5. Incertidumbres estructurales
- 3.6. Incertidumbres en las técnicas de regionalización
- 3.7. Efectos de la variabilidad natural
- 3.8. Cuantificación de las incertidumbres procedentes de distintas fuentes
- 3.9. Cambios abruptos

4. Metodología

- 4.1. Metodología basada en *downscaling*.
- 4.2. Tratamiento de las incertidumbres mediante *ensembles*.
- 4.3. Metodología alternativa basada en *upscaling*

5. Resultados de los modelos globales.

- 5.1. Salidas directas de modelos globales.
- 5.2. Utilización de la herramienta MAGICC-SCENGEN. Validación de modelos globales.
- 5.3. Ejemplo de evaluación de modelos globales mediante técnicas objetivas de clasificación de tipos de tiempo.
 - 5.3.1. Datos utilizados y metodología
 - 5.3.2. Validación de los tipos de circulación

5.3.3. Discusión y conclusiones.

6. Descripción de las diferentes técnicas de regionalización utilizadas

6.1. Regionalización dinámica sobre España. Resultados del proyecto PRUDENCE

6.1.1. Descripción de los modelos climáticos regionales y globales utilizados en PRUDENCE

6.1.2. Descripción de las simulaciones climáticas realizadas en PRUDENCE

6.2. Regionalización estadística utilizando distintos métodos empíricos.

6.2.1. Descripción del método de análogos FIC

6.2.2. Descripción del método de análogos INM

6.2.3. Descripción del método de regresión lineal SDSM

6.2.4. Descripción del método de índices de circulación

7. Resultados de proyecciones regionalizadas

7.1. Cambio de temperatura máxima

7.2. Cambio de temperatura mínima

7.3. Cambio de precipitación

7.4. Cambio en otras variables proporcionadas por las simulaciones PRUDENCE

7.5. Cambio de volumen de agua en cuencas hidrográficas

8. Recomendaciones para el uso de las diferentes proyecciones regionalizadas

9. Conclusiones y desarrollos futuros

Anexo I: Catálogo de datos disponibles para estudios de impacto

Anexo II: Formato de los datos de proyecciones estadísticas regionalizadas por estaciones

Anexo III: Formato de los datos de proyecciones dinámicas regionalizadas PRUDENCE en forma de rejilla

Referencias

Resumen ejecutivo

El presente informe resume la primera fase del proyecto del INM de generación de proyecciones regionalizadas de cambio climático para suministrar a los diferentes sectores sensibles a las condiciones climáticas. En esta fase primó la urgencia de proporcionar unas primeras estimaciones de la evolución del clima en el siglo XXI con resoluciones temporales y espaciales que pudieran ser útiles para los diferentes modelos de impacto. Esta necesidad apremiante motivó que se utilizasen tanto las bases de datos ya disponibles como los métodos suficientemente probados en otros contextos y que en esta fase no se abordasen largos desarrollos que pudiesen retrasar la disponibilidad de este primer suministro de datos de proyecciones regionalizadas.

Este informe tiene el carácter de documento de acompañamiento de los datos, en el que además de explicar los métodos de generación de los datos, se explican sus limitaciones en un contexto lo más amplio posible. Dentro de estas explicaciones se han incluido secciones dedicadas a describir las incertidumbres del proceso de generación de proyecciones climáticas y secciones dedicadas a discutir cuestiones metodológicas. Ésta es la primera entrega de un proceso continuo de revisión periódica de las proyecciones regionales con los mejores datos procedentes de modelos globales, las mejores observaciones y las mejores técnicas de regionalización.

La segunda fase del proyecto busca involucrar a la mayor parte de la comunidad científica española activa en este campo. En esta segunda fase ya no es tan prioritaria la inmediatez de los resultados como el desarrollo de nuevos métodos y la apuesta decidida por una investigación de calidad que respalde las proyecciones climáticas futuras con una mayor comprensión de las condiciones climáticas presentes y pasadas.

1. 1. Antecedentes.

El Plan Nacional de Adaptación al Cambio Climático (PNACC) del Ministerio de Medio Ambiente (MMA) publicado en 2006 establece el marco general de referencia para las actividades de evaluación de impactos, vulnerabilidad y adaptación al cambio climático. El conocimiento detallado de las condiciones climáticas actuales y la estimación de las proyecciones climáticas en nuestro país son elementos imprescindibles para la puesta en funcionamiento del PNACC. Este conocimiento constituye el sustrato a partir del cual se desarrolla el Plan en su conjunto.

La generación de proyecciones climáticas es un elemento crucial en este proceso analítico y debe ser consistente con el marco general proporcionado por el informe especial sobre escenarios de emisiones elaborado por el IPCC (Special Report on Emission Scenarios (SRES), (Nakicenovic *et al.*, 2000)) y con los informes de evaluación mismos del IPCC (2001, 2007) (<http://www.ipcc.ch/pub/reports.htm>). La herramienta básica para realizar estimaciones de proyecciones climáticas son los modelos de circulación general acoplados océano-atmósfera (AOGCM, de las siglas en inglés) que se desarrollan en un número reducido de centros internacionales de investigación climática. Estos modelos proporcionan las características a grandes rasgos de las proyecciones climáticas, pero la escasa resolución espacial de las proyecciones las hace poco útiles para ser utilizadas por los distintos tipos de modelos de impacto. Por este motivo es necesario aplicar técnicas de regionalización a las proyecciones generadas por los AOGCMs para aumentar su resolución espacial.

En el Primer Programa de Trabajo (2006) del PNACC se seleccionaron las primeras actividades a realizar enumerándose en primer lugar la generación de escenarios climáticos regionales para España. Asimismo, se identificó al INM como el organismo encargado de coordinar esta tarea. Los objetivos que el Primer Programa de Trabajo asignó al INM fueron:

- Desarrollar, documentar y poner a disposición del PNACC escenarios climáticos para España a la escala adecuada para su utilización por la comunidad de impactos.
- Poner en funcionamiento un mecanismo de generación operativa y actualización de escenarios climáticos regionales para España, que alimente de forma periódica el PNACC.

Esto implica por parte de INM tanto el desarrollo de un trabajo propio como de una labor de coordinación con los restantes organismos e instituciones activos en este campo, con objeto de tomar en consideración todas las iniciativas que se llevan a cabo en España.

El INM ha articulado esta tarea mediante un proyecto que consta de dos fases. En una primera fase, cuya duración ha sido de un año, se han utilizado fundamentalmente las técnicas de regionalización ya desarrolladas y las bases de datos actualmente existentes. Se ha hecho uso de resultados provenientes de los proyectos del 5º Programa Marco de la Unión Europea (FP5 EU) relacionados con modelización climática, regionalización dinámica y estadística y estimación de extremos. Este informe corresponde esencialmente a la primera fase. Para la realización de esta primera fase el INM ha contado, aparte de sus propios recursos, con la colaboración de la Universidad de Castilla-La Mancha (UCLM) y la Fundación para la Investigación del Clima (FIC).

En una segunda fase se procederá a desarrollar nuevos métodos relacionados fundamentalmente con la regionalización dinámica, y formar un grupo de trabajo en el INM especializado en modelización climática que permita a medio plazo desarrollar métodos específicamente adaptados a las características de nuestra área de interés. En esta segunda fase se intentará asimismo incorporar a los grupos universitarios nacionales que trabajan en este campo, ya que su experiencia de trabajo y los resultados por ellos obtenidos hasta el momento son de indudable interés para alcanzar los objetivos del proyecto. Para facilitar esta cooperación, se convocaron unas jornadas sobre “Escenarios de cambio climático regionalizados” los días 30 y 31 de marzo de 2006 en el salón de actos del MMA. A estas jornadas fueron invitados todos aquellos investigadores cuya actividad pasada, actual o planificada para el futuro próximo se había identificado como relevante para el tema de las jornadas. Las jornadas constaron de tres partes claramente diferenciadas: (i) una parte de presentaciones breves que describían la actividad de los diferentes grupos en temas relacionados con proyecciones regionales de cambio climático, (ii) una segunda parte dedicada a discutir en mesa redonda las necesidades de algunos de los diferentes sectores en los estudios de impacto y, (iii) una tercera parte de debate en la que se discutieron las posibles formas de colaboración de los grupos activos en escenarios regionalizados y temas afines. En la parte de discusión se trató de identificar las necesidades y posibles obstáculos a una abierta colaboración entre el INM y los grupos de la comunidad investigadora. También se discutió el alcance y los posibles formatos de colaboración. Finalmente, se encargó a una comisión de redacción la elaboración de un documento de consenso que propondría un plan de trabajo integrado al MMA para el tema de escenarios de cambio climático regionalizados. Un borrador del documento se distribuyó a un amplio sector científico relacionado con el tema con el fin de incorporar nuevos comentarios, modificaciones y mejoras. La versión final del documento se presentó el 2 de noviembre de 2006 al Secretario General para la Prevención de la Contaminación y del Cambio Climático.

Mientras que la primera fase del proyecto se centra fundamentalmente en la generación urgente de una primera estimación de datos de escenarios climáticos regionalizados para suministrar a los diferentes sectores, la segunda fase pretende crear un grupo sólido cuya finalidad no sea solamente la explotación de las diferentes técnicas de regionalización, sino que también contribuya –mediante su participación en proyectos nacionales e internacionales- al desarrollo teórico de este campo.

1.2. Introducción

El presente informe es el documento de acompañamiento a la primera colección de proyecciones regionalizadas de cambio climático sobre España presentado por el INM para su utilización por los usuarios de las comunidades de impactos y adaptación. La colección de proyecciones regionalizadas, intenta en una primera aproximación, cuantificar algunas de las incertidumbres inherentes al proceso mismo de generación de las mismas, explorando diferentes escenarios de emisión de gases de efecto invernadero (GEI), diferentes modelos globales y diferentes técnicas de regionalización. Esta primera entrega de datos de proyecciones pretende ser el punto de partida de un flujo continuo de datos para la comunidad de impactos, que se irán revisando y refinando sucesivamente mediante la utilización de los resultados más recientes de integraciones globales y la incorporación de técnicas de regionalización cada vez más perfeccionadas.

Las diferentes proyecciones regionalizadas de cambio climático que se presentan en el actual documento están basadas en distintos escenarios de emisión, distintos modelos globales y distintas técnicas de regionalización de forma que los diferentes usuarios puedan utilizar una colección de proyecciones como datos de entrada a sus modelos de impactos y de esta forma evaluar los rangos de incertidumbres de las variables utilizadas para cuantificar los impactos. El número de proyecciones que aquí se presenta es todavía bastante modesto como para representar fiablemente las incertidumbres que afectan a las proyecciones de cambio climático. Ahora bien, las distintas proyecciones permiten evaluar la sensibilidad de las estimaciones frente a cambios en las emisiones, en los modelos globales y en las técnicas de regionalización. No se ha hecho por el momento ningún intento de asignar probabilidades a los distintos miembros de la colección de proyecciones por varias razones. En primer lugar, este tema está actualmente en desarrollo y no existe una metodología generalmente admitida para ponderar las contribuciones de los diferentes miembros de un *ensemble*. En segundo lugar, en este documento se presentan resultados procedentes de distintos métodos – dinámicos y empíricos- y que proporcionan salidas en distintos formatos –puntos de rejilla y observatorios- que no pueden mezclarse, al menos de una forma sencilla. En tercer lugar, las proyecciones en forma probabilística que se obtendrían al ponderar los distintos miembros de un *ensemble* no suelen encontrar fácil utilización por parte de muchos usuarios del mundo de los impactos, de hecho la mayor parte de los usuarios siguen demandando proyecciones no probabilísticas. Por último, al intentar atender la demanda de los diferentes sectores de impacto, se ha percibido una necesidad de información que abarca una gran variedad de escalas temporales y espaciales, variables y formatos de presentación.

En un intento de satisfacer a los primeros sectores contemplados en el plan, se ha optado por una vía pragmática consistente en generar datos con escala temporal diaria tanto en formato de rejilla como sobre los observatorios. De hecho algunos de los métodos aquí presentados estaban inicialmente diseñados tanto para rejillas como para observatorios, y se ha respetado en ambos casos el diseño inicial de los mismos. En cualquier caso, para el paso de los datos de puntos distribuidos irregularmente (observatorios) a rejillas regulares existen diversas técnicas de interpolación que dependen de la variable particular de la que se trate, mientras que el paso inverso (de rejillas a observatorios) requeriría de algún algoritmo adicional de regionalización.

El informe pone especial énfasis en el estudio y cuantificación de las incertidumbres asociadas a las proyecciones de cambio climático, incertidumbres que varían según las variables, las regiones del globo y las escalas temporales y espaciales consideradas. La coincidencia de resultados o tendencias obtenidos por los diferentes escenarios, modelos y regionalizaciones son considerados como un índice de la robustez y fiabilidad de las estimaciones de las proyecciones. Por el contrario, la falta de coincidencia se asocia con alta incertidumbre y por lo tanto con estimaciones de poca fiabilidad.

Es importante insistir que la colección de resultados que aquí se presentan no constituye un *ensemble* de proyecciones (en el sentido que se define por ejemplo en el proyecto ENSEMBLES del 6º Programa Marco de la Unión Europea (FP6 EU)) por varias razones. En primer lugar, por el escaso número de proyecciones regionalizadas que lógicamente no barre razonablemente todo el posible rango de incertidumbres y, en según lugar, porque no se ha hecho ningún intento de generar miembros directamente comparables y con los mismos formatos. Esta colección de proyecciones constituye una mejora respecto al procedimiento muy utilizado de presentar una única regionalización a partir de un único modelo global. Se ha de tener presente que la finalidad última de este proyecto, que se pretende alcanzar en la segunda fase, es la de llegar a disponer de proyecciones probabilísticas a partir de un *ensemble* con un número suficiente de miembros que cubran razonablemente las fuentes de incertidumbre susceptibles de ser tratadas por este método.

Aquí se describen tanto resultados calculados *ex profeso* para este documento como resultados recientemente generados en proyectos europeos relevantes para este tema y que complementan la información existente sobre proyecciones regionalizadas de cambio climático. En este sentido, la base de datos generada hace uso de 5 modelos globales, 10 modelos regionales de clima (RCM) y 4 técnicas de regionalización empíricas, así como de 2 escenarios de emisión. La base de datos permite una razonable capacidad de exploración de las tendencias para el clima en el siglo XXI y de sus incertidumbres. Los datos generados para todo el siglo XXI tienen una frecuencia diaria lo que permitirá su utilización por amplios sectores de usuarios. Asimismo la frecuencia diaria de los datos suministrados permitirá también explorar la evolución de distintas escalas temporales y las tendencias especialmente interesantes de los valores extremos. El informe se ha limitado a presentar los valores medios del cambio de ciertas variables que describen el clima en diferentes ventanas temporales y a comparar muy someramente los resultados obtenidos por las diferentes vías para enfatizar las incertidumbres de las proyecciones. Queda por hacer una explotación exhaustiva de los resultados, que se realizará en los próximos meses, para determinar cambios relevantes del clima asociados no a los valores medios sino a momentos de orden superior tales como cambios en frecuencias de olas de calor, carácter de las precipitaciones, tendencias en los extremos, cambios en la variabilidad en distintas escalas temporales, etc. Asimismo, las validaciones que se han realizado en su inmensa mayoría aparecerán descritas en otros textos que irán apareciendo en los próximos meses. Se ha preferido eliminar esta parte del informe para que este documento sirviese también como manual de uso de los datos además de cómo presentación de los mismos.

El informe incluye también una introducción donde se describen las tendencias recientes observadas en el clima de España, se discuten las distintas incertidumbres que afectan a las proyecciones regionalizadas de cambio climático y la metodología y las validaciones seguidas tanto en este informe como en los trabajos que se realizarán en un futuro próximo. Se describen con cierto detalle los métodos de regionalización y los datos

externos utilizados. Se ha incluido por completitud un capítulo dedicado a los modelos globales que constituyen en definitiva la herramienta básica para estimar las proyecciones de cambio climático a escala de circulación general. Finalmente, se han incluido unas recomendaciones de uso, así como unas pinceladas de los desarrollos futuros principalmente tomadas del documento que describe el programa coordinado¹ que pretende ser una propuesta de organización para la segunda fase. Algún material básico de tipo general e introductorio que se ha incluido en este informe también procede de dicho documento ya que ambos están muy interrelacionados. También se incluyen anexos donde se enumeran los datos generados así como sus formatos.

1.3. Datos utilizados

Como se ha mencionado más arriba, la herramienta básica para realizar proyecciones de cambio climático son los modelos de circulación general acoplados de atmósfera y océano que resuelven numéricamente las ecuaciones matemáticas fundamentales y describen la física y dinámica de los movimientos y procesos que tienen lugar en la atmósfera, el océano, el hielo y la superficie terrestre. Al contrario que los modelos utilizados en otras ramas de la ciencia, si bien incluyen relaciones empíricas, no descansan fundamentalmente en el uso de las mismas, sino en el planteamiento de las leyes físicas del sistema. Los AOGCMs resuelven las ecuaciones del movimiento de los fluidos (Navier-Stokes), de continuidad (conservación de masa), de la termodinámica (conservación de energía) y de estado. Las variables (p. e., presión, temperatura, velocidad, humedad atmosférica, salinidad oceánica) necesarias para describir el estado de los subsistemas que integran el sistema climático se proporcionan en una red de puntos que cubre el globo, habitualmente con una resolución horizontal para la atmósfera entre 100 y 300 km, y aproximadamente el doble (la mitad del tamaño de la malla) para el océano, con el fin de poder resolver la dinámica de corrientes oceánicas. En ambos casos la resolución vertical suele ser de unos 20 niveles. Esta separación de puntos de red está limitada con frecuencia por la disponibilidad de recursos computacionales. Las pocas decenas de AOGCMs (véase (IPCC-TAR, 2001) y (IPCC-AR4, 2007)) actualmente existentes proporcionan proyecciones de la evolución del clima con poca resolución espacial –consecuencia de las limitaciones computacionales- y, por tanto, solamente permiten hacer estimaciones de la evolución sobre grandes regiones de la Tierra, p.e., Norte de Europa, área Mediterránea.

Los AOGCMs constituyen la principal herramienta con capacidad predictiva de las que se dispone para estimar la evolución del sistema climático. Además esta evolución está condicionada por el comportamiento humano, es decir, por las emisiones de gases de efecto invernadero, las emisiones de aerosoles, los cambios de uso de suelo, el modelo energético, la demografía, etc. Como la evolución socio-económica no está regida por las leyes físicas se recurre a una colección de escenarios alternativos de emisiones que tienen en cuenta todos los efectos anteriores en la confianza de que la evolución futura de la sociedad siga alguno de los patrones considerados en dicha colección. Los AOGCMs se integran con los diferentes escenarios de emisiones y proporcionan proyecciones de la evolución del clima en los supuestos de los diferentes escenarios de emisiones contemplados. De entre todas las simulaciones realizadas con AOGCMs

¹ “Programa coordinado para generación de escenarios regionalizados de cambio climático” (MMA, Noviembre 2006)

disponibles se han seleccionado sólo se han seleccionado algunas atendiendo a los siguientes criterios: (i) accesibilidad de las simulaciones con dato al menos diario; (ii) calidad de los modelos contrastada mediante validaciones en periodos observacionales.

Aunque las simulaciones del Cuarto Informe (AR4) ya empiezan a estar disponibles, se han utilizado fundamentalmente simulaciones realizadas en el contexto del Tercer Informe de Evaluación (TAR) del IPCC (IPCC-TAR, 2001), por diferentes razones que merece la pena comentar. En primer lugar cuando se planteó este trabajo todavía no estaban disponibles las simulaciones del AR4, al menos con la resolución temporal que se requería. En segundo lugar, se quería hacer un trabajo de regionalización con los modelos suficientemente y ampliamente difundidos del TAR. En tercer y último lugar, si bien los métodos de regionalización estadística tienen en general pocas exigencias de cálculo, no sucede lo mismo con los métodos basados en modelos regionales del clima (RCM). En consecuencia, realizar simulaciones con RCMs requiere tiempo sobre todo si se pretende simular periodos superiores a un siglo y además se requiere un conjunto de simulaciones para estimar las proyecciones mediante *ensembles*. Como la utilización de RCMs requiere movilizar muchos recursos en un periodo dilatado de tiempo se ha optado por utilizar los resultados del experimento PRUDENCE, basado en resultados de modelos globales del TAR, que ha realizado una estimación de proyecciones de cambio climático sobre la región Europea utilizando nueve RCMs pero únicamente para el último tercio del siglo XXI. Las simulaciones de PRUDENCE además han constituido la base de las proyecciones para Europa que aparecen recogidas en el AR4 del IPCC.

Modelos globales²

Métodos empíricos	ECHAM4	HadCM3	HadAM3H	CGCM2	HadCM2SUL
Analog(FIC)	A2, B2		A2,B2	A2,B2	
Analog(INM)	A2, B2		A2	A2,B2	IS92a
SDSM		A2,B2			
Indices	A2,B2		A2	A2,B2	IS92a

Tabla 1.1.- Proyecciones regionalizadas con los métodos estadísticos utilizados. Los datos diarios de las proyecciones se refieren al periodo 2011-2100 y el periodo de control al periodo 1961-1990 y a las variables: precipitación, temperatura máxima y temperatura mínima. Los métodos Analog(FIC) y SDSM presentan los resultados en las estaciones, mientras que el método Analog(INM) presenta los resultados en una rejilla regular de 50 km. El método de Índices proporciona datos mensuales de volumen de agua por cuencas hidrográficas.

La tabla 1.1 resume los modelos globales que se han utilizado para aplicar las distintas regionalizaciones empíricas. La tabla 1.2 resume los modelos regionales que se han utilizado en el proyecto PRUDENCE. Para su uso en este contexto de generar escenarios regionalizados para la comunidad nacional de impactos del cambio climático se ha procedido a la extracción e interpolación a una rejilla común a partir de la base de

² Los modelos globales utilizados son HadAM3H (modelo atmosférico del Centro Hadley (R.U.), versión 3), ECHAM4-OPYC (modelo acoplado atmósfera-océano del Instituto Max Planck de Meteorología (Alemania), versión 4), CGCM2 (modelo acoplado atmósfera-océano del Centro Canadiense del Clima, versión 2), HadCM3 (modelo acoplado atmósfera-océano del Centro Hadley (R.U.), versión 3), HadCM2SUL (modelo acoplado atmósfera-océano del Centro Hadley (R.U.), versión 2). Para el caso particular del archipiélago canario se han utilizado los modelos HadCM3 y CGCM1 con el método SDSM.

datos PRUDENCE. Este subconjunto de datos está diseñado para su utilización en las proyecciones regionales sobre España conjuntamente con las proyecciones que utilizan algoritmos empíricos.

Modelos regionales	Anidamiento en HadAM3H			Anidamiento en ECHAM4		
	Control	A2	B2	Control	A2	B2
CNRM	x	x	x			
DMI	x	x	x	x	x	x
ETH	x	x				
GKSS	x	x				
HC	x	x				
ICTP	x	x	x			
KNMI	x	x				
MPI	x	x				
SMHI	x	x	x	x	x	x
UCM	x	x	x			

Tabla 1.2.- Proyecciones regionalizadas basadas en modelos regionales del clima procedentes del proyecto PRUDENCE. Las simulaciones realizadas por cada modelo regional se identifican por el centro o instituto donde se ha desarrollado.

La figura 1.1 resume las proyecciones climáticas incluidas en este informe. Por un lado, las proyecciones procedentes de los modelos regionales participantes en PRUDENCE que solamente abarcan el periodo 2071-2100 y que utilizan dos modelos globales como condiciones de contorno (HadAM3H y ECHAM4-OPYC). Para estas proyecciones, aparte de las variables de precipitación y temperatura, se han incluido en la base de datos otras 17 variables de superficie fundamentalmente relacionadas con los flujos de energía y agua. Por otro lado las proyecciones basadas en diferentes técnicas empíricas, que regionalizan una colección de modelos globales, solamente suministran proyecciones de precipitación, temperatura máxima y temperatura mínima. En la figura aparecen claramente los intervalos temporales y los escenarios de emisión que se han aplicado. Se ha utilizado también una técnica de regionalización basada en índices de circulación que estima volúmenes de agua en cuencas hidrográficas, que no se incluye en este gráfico por ser muy diferentes las variables finales de las suministradas por el resto de los métodos. Todas las proyecciones proporcionan dato diario en sus intervalos respectivos.

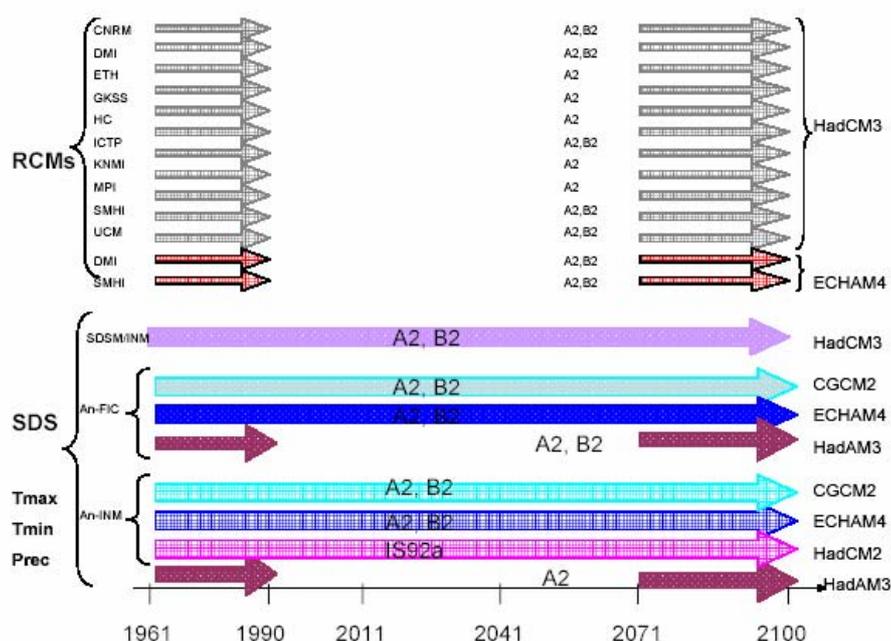


Figura 1.1.- Esquema de las proyecciones regionalizadas incluidas y descritas en este informe tanto por métodos dinámicos (basados en RCMs) como por métodos empíricos (SDS). Los RCM se identifican por el centro en el que se ha desarrollado el modelo regional respectivo. La columna de la derecha identifica los modelos globales utilizados por cada método de regionalización. En el caso de RCMs, se refiere a las condiciones de contorno. Sobre las flechas se incluye información del escenario de emisión utilizado por cada método o modelo regional. El eje de abscisas se refiere al intervalo temporal. El periodo 1961-1990 corresponde a las integraciones de control en el caso de RCMs y a la calibración y validación en el caso de los métodos empíricos.

En la parte de datos de observación se ha utilizado la base de datos termo-pluviométrica del INM fundamentalmente para aplicar los métodos empíricos de regionalización. Estos datos se han utilizado de distinta manera según el método aplicado: (i) sobre datos de observatorios; (ii) sobre datos interpolados a una rejilla regular; (iii) sobre volúmenes de precipitación para cuencas hidrográficas. Se ha partido de un número de estaciones de 1967 y 9052, para temperatura (máxima y mínima) y precipitación diaria, respectivamente, a la que se han aplicado sucesivos filtrados relativos a completitud (más de 19 años con dato anual) de las series que han reducido los datos a 782 y 2821, respectivamente, para temperatura y precipitación. A continuación se han aplicado filtrado de homogeneidad con los tests SNHT de Alexanderson y de Wald-Wolfowitz para precipitación y el test de Mann para las temperaturas, que han reducido a su vez el número de estaciones a 373 y 2326, para temperatura (máxima, mínima) y precipitación, respectivamente. Sobre esta lista final de estaciones que cubre razonablemente bien el territorio nacional se han calculado las proyecciones de cambio climático.

2. Tendencias recientes de temperatura y precipitación en España. Homogeneidad de las series de precipitación y temperatura.

Este informe se restringirá a las tendencias recientes de las variables temperatura y precipitación, ya que son estas variables para las que se han estimado las proyecciones regionalizadas de cambio climático para el siglo XXI mediante algoritmos empíricos y haciendo uso de las series de temperatura y precipitación de la base de datos del INM. Estas tendencias, si bien se restringen a un periodo instrumental, permiten situar en un contexto adecuado las proyecciones futuras de ambas variables. Además, se incluye una descripción del control de calidad de las series utilizadas basado en el estudio de la homogeneidad de las mismas.

2.1. Temperatura

En el marco del proyecto europeo EMULATE (European and North Atlantic daily to **MULT**idecadal clim**ATE** variability; <http://www.cru.uea.ac.uk/cru/projects/emulate>), Brunet *et al.* (2006a) desarrollaron la base de datos ajustados a la escala diaria denominada *Spanish Daily Adjusted Temperature Series* (SDATS), la cual está compuesta por las 22 series más largas y creíbles de las temperaturas medias (T_{med}), máximas (T_{max}) y mínimas (T_{min}) diarias españolas cubriendo el periodo 1850-2005. Con estos registros se han analizado las variaciones y tendencias espacio-temporales de la temperatura del aire en la España peninsular (Brunet *et al.* 2006b) mediante la creación de las correspondientes curvas regionales, a partir de la metodología propuesta por Jones y Hulme (1996) de interpolación espacial ponderada y de separación de la temperatura en sus dos componentes básicos (la climatología y la anomalía).

Como muestran la tabla 2.1 y la figura 2.1, la temperatura del aire en la España peninsular ha mostrado indudables signos de calentamiento a lo largo del periodo instrumental (1850-2005), habiéndose estimado de moderadas a altas tasas de incremento térmico en comparación con las estimadas a mayores escalas espaciales (Jones y Moberg, 2003).

De la inspección de la fig. 2.1 y de la tabla 2.1, se desprende que la evolución térmica no presenta un comportamiento monótono ni gradual hacia el calentamiento en el conjunto de periodo analizado, ya que diferentes episodios de incremento (de inicios del s.XX a su mitad y de 1973 en adelante) y decremento (de 1950 a 1970) de las temperaturas, conduciendo respectivamente a fases cálidas (la centrada en la década de 1940) y frías (las décadas de 1880 y 1970), pueden ser observados. De los tres sub-periodos identificados durante el s. XX, destaca el fuerte, abrupto y sin precedente calentamiento observado a partir de 1973 y que todavía se mantiene en el presente. Además, solo para los episodios de calentamiento, las tendencias estimadas alcanzan los niveles de significación adoptados (al 0.05 y mejor).

Periodos	1850-2005	1901-2005	1901-1949	1950-1972	1973-2005
Temperaturas medias diarias					
Anual	0.10 (0.08/0.12)	0.13 (0.10/0.16)	0.22 (0.11/0.31)	-0.19 (-0.53/0.12)	0.48 (0.36/0.66)
Invierno	0.10 (0.07/0.14)	0.14 (0.08/0.20)	0.10 (-0.08/0.32)	0.11 (-0.58/0.68)	0.27 (-0.09/0.56)
Primavera	0.08 (0.05/0.12)	0.12 (0.06/0.17)	0.25 (0.06/0.43)	-0.52 (-1.03/0.05)	0.77 (0.54/0.97)
Verano	0.09 (0.06/0.11)	0.13 (0.08/0.18)	0.23 (0.07/0.38)	-0.29 (-0.71/0.13)	0.67 (0.41/0.92)
Otoño	0.10 (0.07/0.13)	0.12 (0.08/0.17)	0.26 (0.09/0.42)	-0.08 (-0.57/0.53)	0.29 (0.02/0.58)
Temperaturas máximas diarias					
Anual	0.11 (0.09/0.14)	0.17 (0.13/0.21)	0.37 (0.25/0.46)	-0.28 (-0.74/0.16)	0.51 (0.34/0.66)
Invierno	0.12 (0.09/0.15)	0.16 (0.10/0.21)	0.18 (-0.02/0.36)	-0.04 (-0.61/0.62)	0.35 (0.06/0.60)
Primavera	0.11 (0.06/0.15)	0.17 (0.11/0.23)	0.37 (0.16/0.60)	-0.62 (-1.38/0.09)	0.82 (0.53/1.15)
Verano	0.10 (0.06/0.13)	0.18 (0.12/0.24)	0.44 (0.27/0.64)	-0.30 (-0.88/0.17)	0.73 (0.43/1.04)
Otoño	0.12 (0.09/0.15)	0.17 (0.10/0.22)	0.44 (0.26/0.64)	-0.12 (-0.84/0.70)	0.13 (-0.17/0.47)
Temperaturas mínimas diarias					
Anual	0.08 (0.06/0.10)	0.09 (0.06/0.12)	0.08 (-0.02/0.18)	-0.13 (-0.51/0.14)	0.47 (0.31/0.65)
Invierno	0.09 (0.06/0.13)	0.12 (0.05/0.19)	0.06 (-0.15/0.24)	0.15 (-0.56/0.78)	0.06 (-0.28/0.62)
Primavera	0.07 (0.04/0.09)	0.08 (0.03/0.13)	0.15 (0.01/0.31)	-0.19 (-0.72/0.29)	0.66 (0.46/0.84)
Verano	0.08 (0.05/0.10)	0.09 (0.04/0.13)	0.00 (-0.13/0.14)	-0.26 (-0.60/0.08)	0.62 (0.38/0.93)
Otoño	0.08 (0.05/0.11)	0.08 (0.04/0.13)	0.09 (-0.06/0.25)	-0.13 (-0.41/0.33)	0.43 (0.18/0.77)

Tabla 2.1.- Tendencias anuales y estacionales de las temperaturas diarias (en °C/década) junto a sus intervalos de confianza al 95% calculadas para diversos periodos. En negrita (italica) coeficientes significativos al 1% (5%).

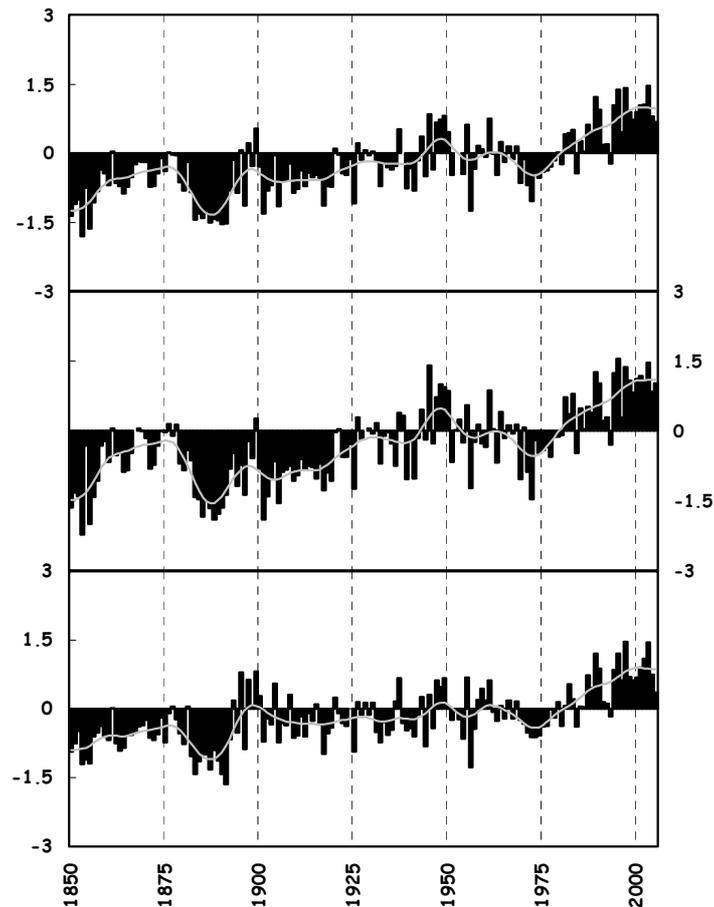


Figura 2.1.- Variaciones interanuales (1850-2005) de las anomalías promedio anual de las temperaturas medias (panel superior), máximas (panel intermedio) y mínimas (panel inferior) diarias (columnas en negro), suavizadas por un filtro Gaussiano de 13-términos (línea gris)

Durante el periodo 1901-1949, el calentamiento anual fue ligeramente más influido por las tasas de incremento calculadas para las estaciones equinocciales, seguidas del verano. Asimismo, fueron las temperaturas diurnas (T_{max}) las que contribuyeron más claramente al calentamiento de la primera mitad del s. XX (Tabla 2.1). El corto periodo de caída térmica identificado entre 1950 y 1972, registrado asimismo a más grandes escalas espaciales (Jones y Moberg 2003), no presenta tendencias significativas en ninguna de las tres variables diarias, siendo la primavera y verano las estaciones del año que más contribuyeron a la disminución de los promedios anuales, mientras que los inviernos no contribuyeron a ese enfriamiento. Para el reciente episodio de calentamiento acelerado (1973-2005), se han estimado las más altas tasas de cambio entre el conjunto de periodos analizados, llegando a casi cuadruplicar el incremento térmico estimado a largo plazo (tanto para 1850-2005 como para 1901-2005) y casi a duplicar las tasas calculadas para la fase inicial de calentamiento del s. XX. El incremento de temperaturas en base anual ha sido principalmente el resultado del ascenso térmico observado en las primaveras y veranos.

Finalmente, el incremento de las T_{med} se debe a las mayores tasas de cambio estimadas para las T_{max} en comparación con las calculadas para las T_{min} durante 1850-2005 (1901-2005). Ello es indicativo de que las temperaturas diurnas se han incrementado más rápidamente que las temperaturas nocturnas, especialmente durante el s. XX. A este calentamiento diferencial diario han contribuido particularmente los más vigorosos incrementos de las estaciones equinocciales y del invierno durante 1850-2005.

Para el periodo 1980-2006 se ha elaborado en el INM (Servicio de Desarrollos Climatológicos) una serie de temperatura media anual de la España peninsular y Baleares (a partir de los datos de unas 40 estaciones). Esta serie muestra una tendencia creciente de 3.7 °C / 100 años. Los cinco años más cálidos han sido, con la temperatura media estimada entre paréntesis: 2006 (15.87 °C), 1995 (15.81 °C), 1997 (15.75 °C), 2003 (15.73 °C) y 1989 (15.65 °C).

2.2. Precipitación

La tendencia de la precipitación no muestra un comportamiento tan definido como la temperatura. La tendencia a la disminución de los totales pluviométricos en latitudes subtropicales apuntada en el tercer informe del IPCC (IPCC 2001) no resulta de fácil verificación en el caso de España, dada la complejidad de la distribución espacial de la precipitación, no sólo en su cuantía, sino también en su reparto estacional y en su concentración temporal, lo que obliga al empleo de un número considerable de series climáticas, en pocos casos disponibles con la necesaria longitud. De hecho, no existe un estudio exhaustivo que permita cubrir a una resolución espacial detallada el conjunto del país. Además, la elevada variabilidad temporal de la precipitación en buena parte de España, inherente a su condición mediterránea, exige series largas, preferiblemente centenarias (Castro *et al.* 2005). La mayoría de los estudios mencionados en Castro *et al.* (2005) no muestran tendencias significativas y sobre todo referidas a patrones areales.

Cuando se utilizan las series pluviométricas anuales más largas de la Península Ibérica, que comienzan en el siglo XIX (Gibraltar, a finales del XVIII 1791), tampoco se muestran tendencias significativas, a excepción de algunas meridionales (Gibraltar, San Fernando) con tendencia estadísticamente significativa a la baja (Wheeler y Martín-Vide 1992, Quereda y Montón 1997). Una investigación sobre las 53 series pluviométricas anuales más largas disponibles hasta 1990, dio como resultado un mapa con un amplio espacio central, carente de una tendencia definida; el norte y noroeste peninsular, con un cierto apunte al alza; y el sur y el sureste peninsular, con tendencia decreciente (Milián 1996). También en otro análisis sobre 40 observatorios peninsulares y de Baleares, durante el período 1880-1992, se aprecia el comportamiento diferenciado entre la franja norteña ibérica, con tendencia al alza, del interior y la fachada mediterránea, a la baja (Esteban-Parra *et al.* 1998).

Cuando el análisis se refiere al último tercio del siglo XX se aprecia una reducción significativa de la cantidad de precipitación en algunas comarcas y rejillas que cubren la España peninsular y Baleares, tales como las partes oriental y pirenaica de la cuenca del Ebro (Abaurrea *et al.* 2002), el sur de la España peninsular (Rodrigo *et al.* 1999), la Comunidad Valenciana (De Luis *et al.* 2000) y otros recogidos en (Castro *et al.* 2005).

2.3. Estudio de la homogeneidad de las series de precipitación y temperatura.

Las series de precipitación y temperatura utilizadas para estimar la regionalización de las proyecciones de cambio climático que se recogen en este informe proceden de la base de datos climatológica del INM a la que se le ha aplicado un control de calidad adicional

al de la propia incorporación a la base de datos, basado en el estudio de homogeneidad que a continuación se describe.

2.3.1. Series de precipitación.

La base de datos de precipitación diaria contiene más de 2800 series de toda España, en el periodo 1961-2000. El estudio de homogeneidad que se ha llevado a cabo ha tenido en cuenta la necesidad de obtener con rapidez resultados para la iniciación del proyecto de elaboración de escenarios climáticos. Por tanto se decidió comprobar la homogeneidad del dato acumulado anual y emplear un procedimiento automatizado. De acuerdo con el procedimiento habitual en los tests de homogeneidad de precipitación se han aplicado los tests a la serie de cocientes entre los valores de la serie a testear y una serie de referencia. De esta forma se consigue obtener una serie en la que la variabilidad natural de la precipitación está filtrada en su mayor parte. La serie de referencia se ha obtenido a base de formar un promedio ponderado de series próximas a la dada, estaciones dentro de un círculo de 100 km (luego en algunos casos se ha aumentado de 50 en 50 km, si no había estaciones). Se han seleccionado las estaciones con menos de 4 años de lagunas relativas a la estación a testear. Al formar la referencia cada estación se ha ponderado con el cuadrado del coeficiente de correlación de las series de diferencias sucesivas, y cada serie se ha escalado con la media. La figura 2.2 es un histograma del número de estaciones empleadas para formar la de referencia para la homogeneización, se ve que lo más común ha sido usar más de 5 estaciones.

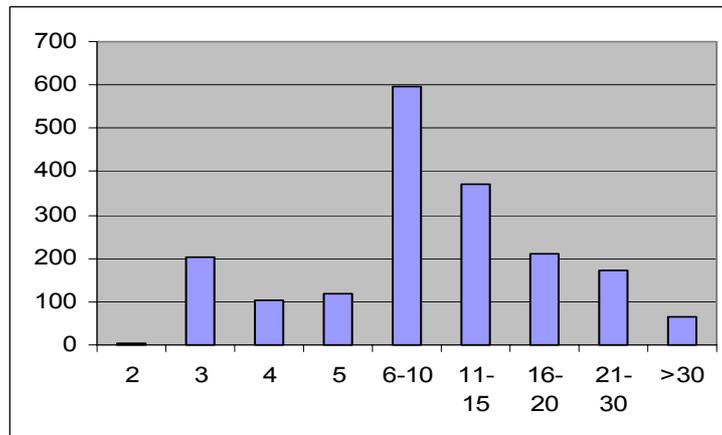


Figura 2.2.- Histograma del número de estaciones de referencia para los tests de homogeneidad de precipitación

Los tests utilizados han sido el SNHT (Standard normal homogeneity test, también conocido en climatología como test de Alexandersson) y el test de Wald-Wolfowitz. El SNHT (Alexandersson 1986) es un test paramétrico diseñado para contrastar la presencia de saltos en la serie, aunque también puede detectar tendencias. El segundo test, el de Wald-Wolfowitz (Sneyers 1966) es un test no paramétrico de correlación serial. Puede detectar la presencia de cualquier componente de baja frecuencia en la serie, tal como tendencia o autocorrelación de retardo bajo (de ahí su nombre). Al ser no paramétrico es un test de amplio espectro, que cabe pensar que se combina bien con un test más específico como el SNHT.

El resultado de aplicar ambos tests a las 2831 series fue el siguiente:

- i) Un 58.9 % de las series son homogéneas al 5% para los dos tests
- ii) Un 16.4 % de las serie son inhomogéneas al 5% para el SNHT
- iii) Un 7.2 % de las series son inhomogéneas al 5% para el test de Wald
- iv) Un 17.5% de las series son inhomogéneas al 5% para los dos tests

Como muestra la figura 2.3 dentro de las estaciones inhomogéneas para el SNHT (esta figura no comprende todas las estaciones, faltan algunas que luego se incorporaron) algunas alcanzan valores muy altos del estadístico, lo que es señal de clara inhomogeneidad.

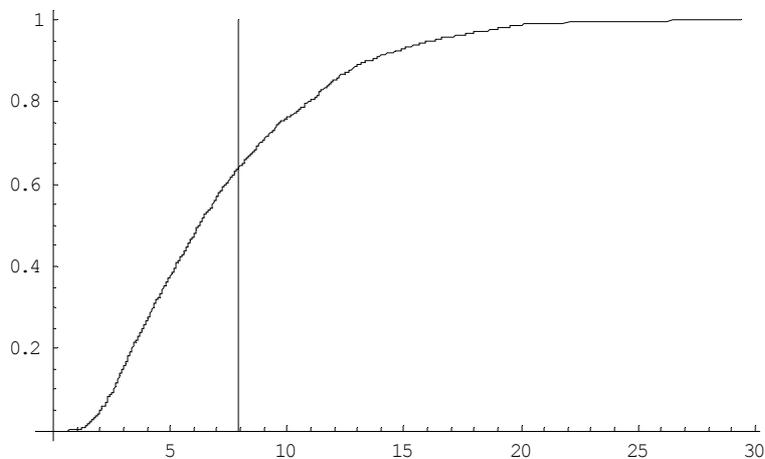


Figura 2.3.- Función de distribución del estadístico del test SNHT, probabilidad acumulada en ordenadas, estadístico en abscisas, valor crítico raya vertical

Otra forma de valorar el alcance del problema es considerar las razones correctoras para las series no homogéneas según el SNHT. Esta razón correctora es el factor que habría que aplicar a la parte anterior a la ruptura detectada por el SNHT para homogeneizar la serie. El histograma de estas razones correctoras se representa en la figura 2.4. Vemos que para una gran mayoría las razones correctoras se desvían en más de un 10 % de la unidad, y para casi un 50% de estas estaciones la razón correctora se desvía en más de un 20% de la unidad. Esto es claramente inaceptable, puesto que un error de más de un 20% en precipitación anual fácilmente destruye cualquier posterior inferencia sobre futuros escenarios.

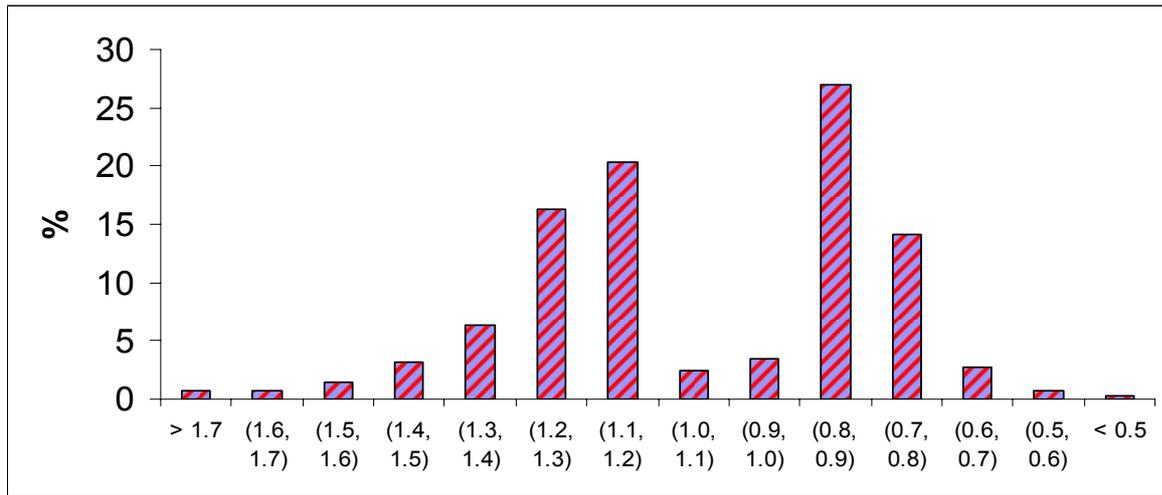


Figura 2.4.- Histograma de la razón correctora para el test SNHT para las estaciones con inhomogeneidad al 5%

De la lista completa de estaciones pluviométricas se han eliminado aquellas que han resultado inhomogéneas por los dos tests aplicados (el SNHT y el de Wald-Wolfowitz), esto es, un 17.5% del total. Con ello ha quedado una base de datos con 2326 estaciones con la marca correspondiente si no han pasado alguno de los tests.

2.3.2. Series de temperatura.

La base de datos de temperatura diaria contiene 782 series de toda España en el periodo 1961-2000. El análisis de homogeneidad de estas series se hizo según líneas similares a la precipitación, buscando un procedimiento automatizado y trabajando sobre el valor anual (en este caso temperatura media). Se formó también una estación de referencia como con la precipitación. A continuación se aplicó el test de Mann (Mann 1945) a las series de la diferencia entre anomalías de la central y un promedio ponderado de anomalías de las de referencia, con ponderación análoga a la precipitación (correlación al cuadrado de las series de diferencias sucesivas). La serie de las diferencias así construidas habrá filtrado la mayor parte de la variabilidad natural de la temperatura. El test de Mann es un test no paramétrico de tendencia, muy usado en climatología. También es capaz de detectar saltos.

De las series analizadas resultaron inhomogéneas según el test de Mann más de la mitad, en concreto un 52% (409 series). La figura 2.5 muestra la distribución del estadístico estandarizado del test, que bajo la hipótesis de no tendencia se distribuye según una variable normal estándar. El valor crítico al 5% es 1.96. Se aprecia que para las series inhomogéneas, a la derecha de la raya vertical, el estadístico estandarizado llega a alcanzar valores muy altos, indicativos de mucha inhomogeneidad.

Generación de escenarios de cambio climático para España

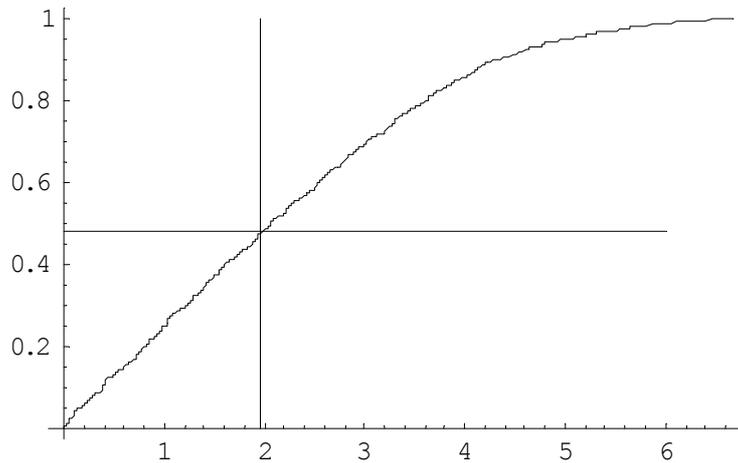


Figura 2.5.- función de distribución del estadístico estandarizado del test de Mann, probabilidad acumulada en ordenadas, estadístico en abscisas, valor crítico raya vertical

Otra forma de valorar el grado de inhomogeneidad consiste en analizar la pendiente de las series inhomogéneas. En la figura 2.6 se ha representado el histograma de las pendientes (en $^{\circ}\text{C} / 100$ años). Nótese que estas pendientes corresponden a las diferencias entre la serie a testear y la serie de referencia, con lo que la posible variabilidad natural, incluyendo tendencias reales del clima, estará filtrada. Por tanto básicamente es una pendiente debida a la inhomogeneidad. Como se observa, son abundantes las pendientes superiores en valor absoluto a $5^{\circ}\text{C} / 100$ años, esto es, del orden del calentamiento global previsto por los modelos a lo largo de todo este siglo. Está claro que son valores del error inaceptables para usarlos en la proyección de escenarios.

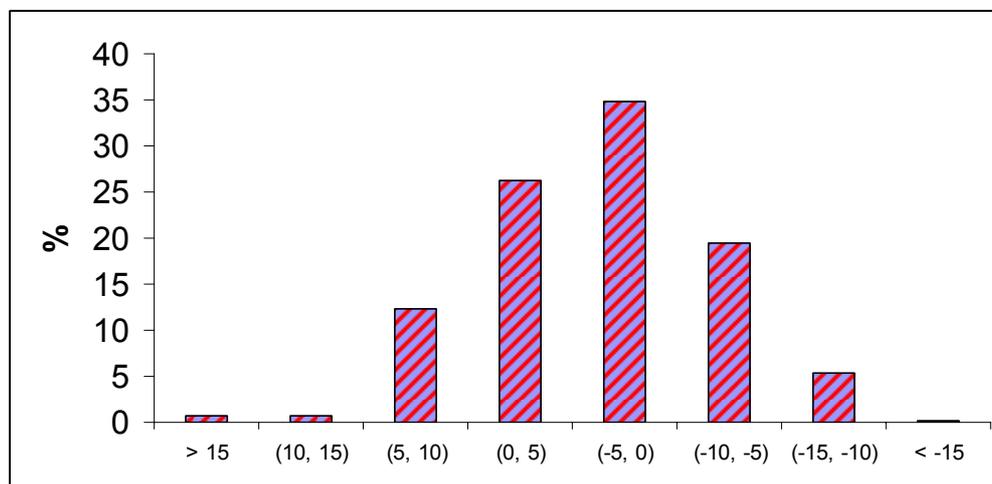


Figura 2.6.- Histograma de las pendientes (en $^{\circ}\text{C} / 100$ años) de las diferencias con la serie de referencia para las series de temperatura inhomogéneas al 5% con el test de Mann

La lista de estaciones termométricas que finalmente se han utilizado para generar las proyecciones utilizando métodos empíricos consta de aquellas estaciones que han pasado el test de Mann, es decir el 48.5% de las estaciones de partida, que totalizan 373 y 371 estaciones, para temperatura máxima y mínima, respectivamente. Sobre esta lista final de estaciones termométricas que cubre razonablemente bien el territorio nacional se han calculado las proyecciones de cambio climático.

3. Incertidumbres en la generación de escenarios de cambio climático

La obtención de proyecciones o escenarios regionales de cambio climático está sujeta a una variedad de fuentes de incertidumbre que afectan a todos los pasos del proceso de su generación, comenzando desde el establecimiento de los escenarios alternativos de posibles evoluciones en las emisiones de gases de efecto invernadero y aerosoles, que afectan al forzamiento radiativo, hasta los algoritmos que proyectan las evoluciones a escala regional. Estas incertidumbres se pueden describir en forma jerárquica o de cascada (Mitchell y Hulme, 1999), de tal forma que cada paso conducente a la generación de proyecciones regionales hereda todas las incertidumbres de los pasos anteriores. De todas las fuentes de incertidumbre que a continuación se enumeran, en este informe se exploran básicamente tres: las asociadas a las emisiones, las asociadas a los modelos globales de circulación general y las asociadas a las técnicas de regionalización, poniendo particular énfasis en estas últimas.

3.1. Incertidumbres en los forzamientos naturales

En el vértice de todas las incertidumbres se sitúan los forzamientos externos de tipo natural. Entre estos se pueden mencionar los cambios en la radiación solar que llega a la cima de la atmósfera y las emisiones de aerosoles sulfurosos procedentes de las grandes erupciones volcánicas que alcanzan la estratosfera y tienen un tiempo de permanencia de unos pocos años. Este último efecto se manifiesta principalmente como un aumento de la reflexión de la radiación solar incidente y por lo tanto constituye un forzamiento radiativo negativo. Los forzamientos naturales se consideran impredecibles y no están contemplados patrones de evolución al menos en las escalas temporales aquí consideradas.

3.2. Incertidumbres en las emisiones de gases de efecto invernadero.

A continuación en la pirámide de las incertidumbres se sitúa la evolución futura de la emisión de gases de efecto invernadero, de aerosoles y de cambios de usos de suelo que afecta al forzamiento radiativo en la atmósfera. Obviamente esta evolución futura dependerá de la marcha de la economía, del desarrollo tecnológico, de las fuentes energéticas disponibles y del patrón de consumo energético, de la demografía, etc. y de las decisiones políticas que afecten a la evolución de los anteriores puntos. Como esta evolución no es predecible, al menos según los modelos físico-matemáticos que simulan los procesos del sistema climático, se recurre a utilizar una serie de escenarios plausibles de futura evolución de los anteriores factores de tipo socio-económico. Para ello se utiliza la colección de escenarios de evolución de emisiones propuestos por el IPCC (Special Report on Emission Scenarios (SRES), (Nakicenovic *et al.*, 2000)). Estos mismos escenarios de emisión se han utilizado en el tercer y cuarto informe de evaluación del IPCC y no se han revisado desde el año 2000.

3.3. Incertidumbres en las concentraciones de gases de efecto invernadero.

A las incertidumbres sobre la evolución futura de las emisiones hay que añadir las asociadas a cómo estas emisiones afectan a las concentraciones de gases de efecto invernadero, puesto que no se conoce exactamente el destino de las emisiones o lo que

es lo mismo no se conoce plenamente el ciclo del carbono. Este es un punto muy importante, porque algunos procesos implicados en el ciclo del carbono (equilibrio oceánico del dióxido de carbono, por ejemplo) son dependientes de la temperatura, que, a su vez, es sensible a las concentraciones de dióxido de carbono.

3.4. Incertidumbres en los modelos globales.

Las mismas herramientas utilizadas para generar las proyecciones climáticas, es decir los modelos acoplados atmósfera océano de circulación general muestran en su nivel actual de desarrollo también muchas incertidumbres. Los diferentes AOGCMs son distintas formulaciones de las ecuaciones que describen los distintos componentes del sistema climático, considerando distintas mallas, resoluciones, esquemas numéricos, parametrizaciones de procesos físicos, etc. Las simulaciones de cambio climático producidas con distintos AOGCMs en los mismos escenarios de cambio climático muestran una considerable dispersión, reflejando distintas representaciones de la sensibilidad del clima a cambios en el forzamiento externo (sensibilidad climática), y por lo tanto un alto nivel de incertidumbre, que depende en gran medida de las regiones, estaciones, variables, etc. Los procesos mismos simulados por los AOGCMs incluyen incertidumbres. De hecho la modelización del sistema climático ha ido añadiendo complejidad y subsistemas adicionales con el paso de los años. Por ejemplo, gran parte de las simulaciones realizadas en los últimos años suponían que la vegetación era constante en el tiempo y permanecía invariable en simulaciones seculares de cambio climático antropogénico. En la realidad, la vegetación, que lógicamente depende de las condiciones climáticas cambiantes, tiene también capacidad para afectar al clima, y como tal debería simularse.

3.5. Incertidumbres estructurales

Bajo este epígrafe se incluyen las incertidumbres asociadas a la radical falta de conocimiento de algún proceso que afecte al sistema climático. A modo de ejemplo se puede mencionar el relativamente reciente papel de la “circulación de aguas profundas” como posible agente de cambio climático abrupto. De hecho, las simulaciones del sistema climático se han ido haciendo más complejas al incluir subsistemas y procesos que en los primitivos modelos no estaban contemplados.

3.6. Incertidumbres en las técnicas de regionalización.

Las distintas técnicas de regionalización (estadísticas y dinámicas) contribuyen a la incertidumbre con fuentes de error adicionales. Los métodos estadísticos sufren, en su capacidad predictiva, la limitación específica debida a que las relaciones entre las variables a gran escala y las variables locales no tienen porqué mantenerse frente a cambios en el clima. De hecho las relaciones entre ambas variables se establecen en un periodo relativamente corto observacional y se prescriben para situaciones futuras que pueden distar bastante, en el tiempo, de dicho periodo. Los RCMs añaden fuentes de error similares a las de los AOGCMs con los que son forzados y algunas específicas a la simulación a escala regional. La incertidumbre en el forzamiento radiativo asociada a la

distribución espacio temporal de aerosoles tiene una relevancia especial a escala regional debido a la heterogeneidad del forzamiento y la respuesta. Otro aspecto que incide de forma importante en estas escalas son las variaciones en usos de suelo y el realismo en los modelos de suelo. La evaluación de incertidumbres a escala regional se complica adicionalmente por la baja relación de la señal de respuesta frente a la variabilidad climática interna. Este es especialmente el caso de variables, como la precipitación, no directamente relacionadas con el forzamiento externo, y cuya estimación en sí misma posee ya unas incertidumbres que dependen de otros factores meteorológicos. Los modelos de impacto en los diferentes sectores sensibles a las condiciones climáticas (p.e., sector hidrológico, agrícola, energético, etc.) añaden fuentes adicionales de incertidumbre que hay que estimar y acotar a la hora de determinar los impactos.

3.7. Efectos de la variabilidad natural

Una fuente adicional de incertidumbre en las proyecciones de clima futuro surge como consecuencia de los efectos de la variabilidad natural. Para un cierto periodo en el futuro (p.e., 2071-2100) la variabilidad natural puede reforzar el cambio de origen antropogénico o puede contrarrestarlo. Es importante, por lo tanto, considerar la variabilidad en los estudios de impacto y adaptación al cambio climático. Como no se puede predecir la variabilidad natural del clima determinísticamente sobre largas escalas temporales, es razonable hacer uso de un *ensemble* de experimentos, cada uno empezando con distintas condiciones iniciales para el sistema océano-atmósfera.

Los efectos de la variabilidad natural son mayores a medida que la escala temporal disminuye, siendo más importantes en las escalas entre anuales y decadales. Esto se puede ilustrar mediante el registro de la proyección de la precipitación anual sobre un punto de rejilla en la península Ibérica calculado mediante tres miembros de un *ensemble* que parten de condiciones iniciales distintas (fig.3.1) desde 1990 y correspondientes al escenario de emisión SRES A2 utilizando el modelo global CGCM2. Las tres proyecciones para la precipitación anual son muy diferentes cuando se comparan año a año o década a década, lo que indica que la evolución precisa década a década de la precipitación para los próximos 100 años es mucho más dependiente de la variabilidad climática interna que de del forzamiento antropogénico del clima. Sin embargo las tres series sugieren una tendencia a largo plazo hacia una reducción en la precipitación anual. Esta gráfica ilustra el problema de adaptación a las tendencias a largo plazo en el clima a la vez que es necesario gestionar la importante e impredecible variabilidad climática natural que afecta a las escalas anuales y decadales. Las proyecciones climáticas regionalizadas que se presentan en este informe no pueden predecir la precipitación en el rango que va desde 1 a 10 años que está substancialmente afectada por la variabilidad climática natural. En consecuencia y para eliminar estas fluctuaciones que enmascaran las tendencias a largo plazo es recomendable promediar los diferentes miembros de un *ensemble* o utilizar promedios temporales suficientemente largos (p.e., 30 años) que filtran las oscilaciones naturales del clima.

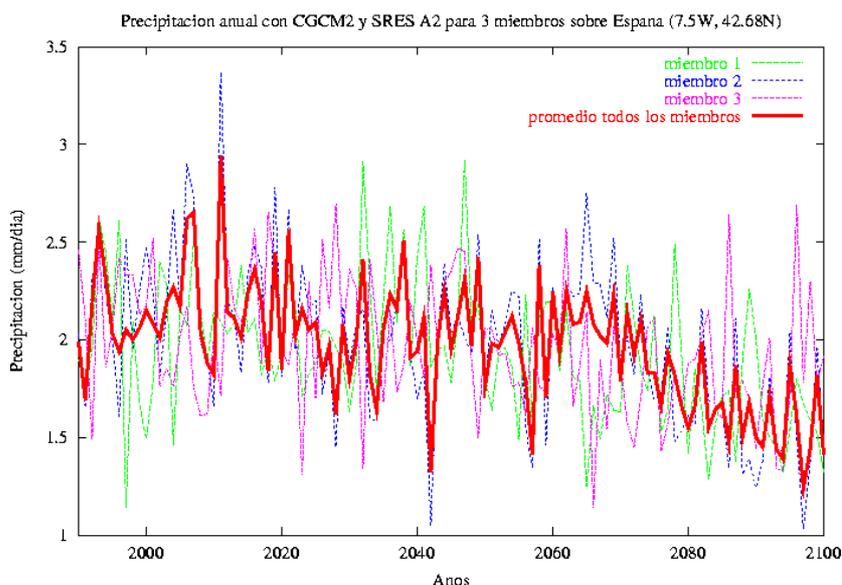


Figura 3.1.- Evolución de la precipitación anual sobre un punto de rejilla (7.5°W, 42.68°N) en la península Ibérica calculado para tres miembros de un *ensemble* del modelo global CGCM2 correspondientes al escenario de emisión SRES A2. La línea gruesa representa el promedio sobre todos los miembros del *ensemble*.

3.8. Cuantificación de las incertidumbres procedentes de distintas fuentes

La información primaria sobre posibles cambios climáticos debidos al aumento de la concentración de gases de efecto invernadero de origen antropogénico procede de los diferentes AOGCMs integrados con unos pocos escenarios alternativos de emisión SRES-IPCC. En este informe solamente se han considerado dos escenarios de emisión: A2 y B2.

La incertidumbre asociada a los AOGCMs se explora en el capítulo 5, allí se verá que las incertidumbres procedentes de los modelos globales varían mucho dependiendo de la variable, de la región y de la estación considerados. Es muy importante evaluar los distintos AOGCMs tanto en periodos instrumentales como pre-instrumentales para estimar la capacidad de los distintos modelos de simular un amplio abanico de forzamientos. En el mencionado capítulo 5 se estiman y cuantifican las incertidumbres provenientes de una colección de modelos participantes en el IPCC-TAR (2001) utilizando algunas herramientas sencillas que permiten comparar integraciones en periodos de control con bases de datos observacionales y estimar la divergencia entre las estimaciones de las proyecciones futuras de distintos modelos globales.

Las incertidumbres provenientes de las distintas técnicas de regionalización bien sea basadas en métodos empíricos o en modelos regionales se han explorado ampliamente en el contexto europeo en el marco de proyectos FP5 EU: STARDEX (<http://www.cru.uea.ac.uk/projects/stardex/>) y PRUDENCE (<http://prudence.dmi.dk/>)

En el experimento PRUDENCE se han comparado modelos acoplados de atmósfera-oceano, modelos globales solamente atmosféricos de alta resolución y modelos regionales de clima. La mayor parte del experimento se ha centrado en un único escenario de emisión, A2, si bien algunos experimentos se han realizado también con el escenario B2.

En el contexto de PRUDENCE se ha estudiado la dispersión de los distintos GCMs y RCMs alrededor de su centroide medida por la desviación estándar inter-modelos que permite explorar el grado de acuerdo de los diferentes modelos y por lo tanto explorar la incertidumbre asociada a los GCMs y RCMs (Dequé *et al.*, 2005). Se ha visto que la dispersión de los GCMs es mayor que la de los RCMs (forzados por el mismo GCM) para el caso de la temperatura, tanto en verano como en invierno. Esto es consistente con la ligadura adicional de los RCMs por las condiciones de contorno. En el caso de la precipitación el comportamiento es distinto, los RCMs muestran mayor dispersión que los GCMs en el verano. Esto puede explicarse por el hecho de que los GCMs poseen una resolución más baja que los RCMs y pierden algunos forzamientos orográficos.

3.9. Cambios abruptos

El sistema climático tiende a responder a los cambios de una forma gradual hasta que cruza algún umbral. Se suele definir como cambio abrupto en el sistema climático aquel en el que el cambio en la respuesta es mucho mayor que el cambio en el forzamiento. Los cambios en los umbrales son por lo tanto abruptos en relación con los cambios que tienen lugar antes y después del cruce del umbral y pueden llevar a una transición a un nuevo estado (Alley *et al.*, 2002). Las escalas espaciales para estos cambios pueden ir desde la escala global a la local. Los cambios abruptos constituyen otro tipo de incertidumbres que por su misma naturaleza son muy difíciles de estimar.

Uno de los cambios abruptos más frecuentemente mencionados es la interrupción de la circulación termohalina. Las actuales simulaciones realizadas en el contexto del TAR y AR4 del IPCC consideran muy probable que la circulación termohalina del Océano Atlántico se reduzca durante el siglo XXI, en promedio, el 25% en el año 2100 para el escenario de emisión A1B. Sin embargo las temperaturas en la región Atlántica se prevé que aumenten a pesar de tales cambios por el efecto mucho mayor del calentamiento asociado a las emisiones de GEI. Se considera muy improbable que durante el siglo XXI la circulación termohalina experimente una gran transición brusca.

La figura 3.2 (tomada de Schellnhuber y Held, 2002) ilustra algunos otros de los procesos y áreas que pueden desencadenar cambios bruscos, en los que los efectos locales podrían disparar cambios a gran escala. Entre estos procesos se pueden mencionar la liberación de metano por fusión del permafrost, las válvulas salinas, el colapso de los bosques amazónicos, etc.

Generación de escenarios de cambio climático para España

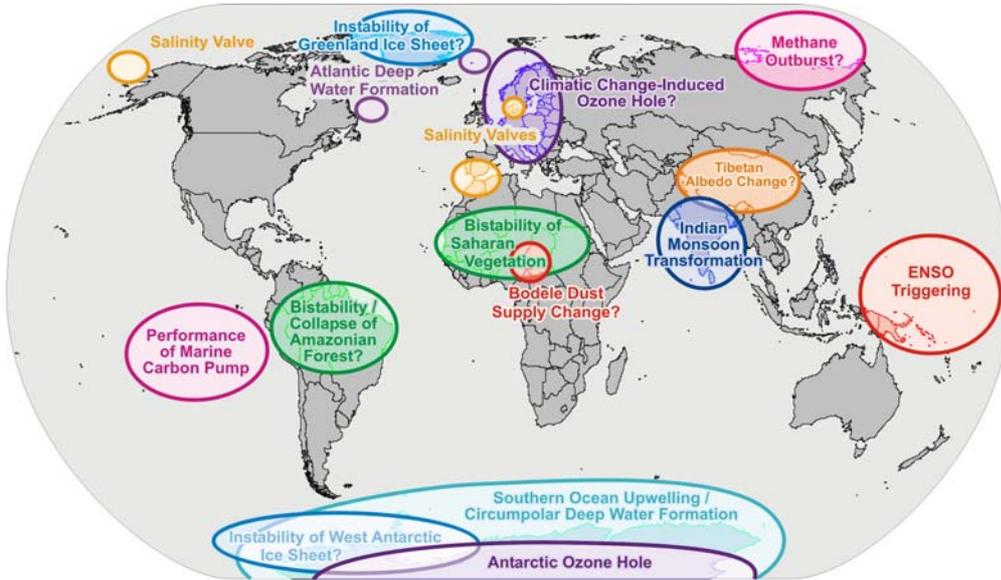


Figura 3.2.- Regiones en las cuales fenómenos locales específicos pueden dar lugar a cambios abruptos de gran escala en las condiciones climáticas regionales o globales (Schellnhuber y Held, 2002).

4. Metodología

En esta sección se discuten las bases metodológicas de las estimaciones de proyecciones regionalizadas de cambio climático. En primer lugar, se presenta como hipótesis de partida la prescripción de las escalas pequeñas a las escalas grandes, que son realmente las que se predicen con los modelos globales. En segundo lugar, se establece un enfoque probabilístico para explorar el efecto de las diferentes incertidumbres que afectan al proceso de generación de proyecciones climáticas. Finalmente, se presenta el enfoque alternativo al *downscaling* que considera las posibles retroalimentaciones desde las escalas pequeñas a las escalas grandes

4.1. Metodología basada en *downscaling*.

La metodología, generalmente aceptada, para hacer estimaciones de proyecciones regionalizadas de cambio climático utiliza la idea del descenso de las escalas grandes a las escalas pequeñas. Las escalas grandes se estiman con los modelos globales acoplados océano-atmósfera y a continuación se desciende a las escalas más pequeñas con diferentes técnicas de regionalización tal y como se describe en Sec. 6. En este enfoque la tarea predictiva la realizan los modelos globales y las técnicas de regionalización o *downscaling*, bien basadas en algoritmos empíricos o en modelos regionales, se limitan a introducir detalle local. La información solamente fluye desde las escalas grandes (modelos globales) a las escalas regionales (modelos regionales).

En otras escalas temporales (p.e., la predicción del tiempo) y sobre todo cuando se realiza experimentación con modelos se utilizan modelos regionales anidados en modelos globales en los que la información puede fluir en los dos sentidos (*two-way nesting*, en inglés). Esta misma es la filosofía de los modelos globales que poseen una rejilla no uniforme con mayor densidad de puntos sobre la zona de interés. El procedimiento basado en el anidado en dos sentidos requiere que las integraciones de ambos modelos, global y regional, se realicen simultáneamente. Esta limitación es muy restrictiva desde el punto de vista operativo, y muy poco habitual incluso para predicciones a corto plazo. En modelización climática apenas se ha utilizado este concepto y la aproximación estándar a las proyecciones regionalizadas consta normalmente de dos pasos. Primero, la integración del modelo global, y después la adaptación regional o *downscaling*. En este informe solamente se ha procedido de esta forma. De hecho, la mayoría de las proyecciones regionales de cambio climático realizadas por los diferentes grupos apenas se han salido de este enfoque por razones eminentemente prácticas.

4.2. Tratamiento de las incertidumbres mediante *ensembles*.

Al proceso predictivo basado en el descenso de escalas, hay que añadir las incertidumbres descritas en Sec. 3, que contaminan todos los pasos del proceso de generación de escenarios regionalizados de cambio climático. De las incertidumbres mencionadas en Sec. 3 algunas de ellas son difícilmente tratables y normalmente quedan al margen de los estudios que intentan acotar sus efectos en las proyecciones finales. Este es el caso de las incertidumbres naturales, como las erupciones volcánicas, las incertidumbres estructurales, etc.

Frecuentemente, se consideran cuatro tipos de incertidumbres: a) las incertidumbres ligadas a las emisiones de GEI; b) las incertidumbres ligadas a los diferentes modelos globales; c) las incertidumbres ligadas a la variabilidad interna del modelo; y, finalmente, d) las incertidumbres ligadas a las técnicas de regionalización. Con estas incertidumbres se intenta acotar el rango de variación de las proyecciones climáticas.

El marco natural para evaluar las incertidumbres asociadas a las proyecciones de cambio climático es la aproximación probabilística en la que se explora un conjunto representativo de métodos de regionalización, modelos globales, emisiones de GEI, etc. Este conjunto de métodos, modelos y emisiones define un conjunto de miembros o *ensemble* que permiten realizar una exploración de las distintas incertidumbres.

Esta metodología de predicción por conjuntos, que se ha impuesto en la última década para la predicción probabilística, es la que se pretende adoptar en la segunda parte de este proyecto y que muy parcialmente se explora en esta primera parte. El referente internacional actual de este tipo de aproximación probabilística al cambio climático lo constituye el proyecto integrado ENSEMBLES (<http://www.ensembles-eu.org/>) (del 6º programa marco de la UE) que se desarrolla entre los años 2005-2009, y que tiene entre otros objetivos el de acotar las incertidumbres en las predicciones seculares de cambio climático mediante integraciones con diferentes escenarios de emisión, diferentes modelos globales, diferentes modelos regionales y diferentes técnicas estadísticas de regionalización, proporcionando también métodos de pesado y de combinación (por ejemplo métodos estadísticos Bayesianos) para aglutinar los distintos resultados individuales en una única predicción probabilística más robusta que las basadas en un único modelo global y en una única técnica de regionalización.

Es importante mencionar que aunque la predicción por conjuntos proporciona un amplio rango de posibilidades de evolución del sistema que puede estudiarse desde un punto de vista probabilístico, no explora necesariamente todas las fuentes posibles de incertidumbre, como es el caso mencionado más arriba de las incertidumbres estructurales.

La gran complejidad y magnitud de la tarea de estimar proyecciones de cambio climático regionalizadas utilizando un enfoque probabilístico basado en *ensembles* apenas se explora en esta primera fase y se completará en la segunda fase en la que está previsto movilizar la gran cantidad de recursos necesarios para afrontar esta tarea.

4.3. Metodología alternativa basada en *upscaling*

El procedimiento estándar arriba esbozado para generar proyecciones climáticas regionales/ locales, basado en AOGCMs que suministran información bien sea en forma de condiciones de contorno para modelos regionales o bien en forma de predictores (basados en las variables atmosféricas a gran escala) para las técnicas empíricas, no permite incluir las posibles retroalimentaciones de las escalas regionales/locales en las escalas globales. Estas posibles retroalimentaciones podrían motivar la realización de estudios y experimentos de sensibilidad del clima a gran escala frente a cambios en las condiciones locales que pueden imponerse a través de cambios en alguna parametrización, cambios repentinos en la cubierta vegetal o usos de suelo, etc. Este tipo

de estudios se conocen con frecuencia como *upscaling* y permiten estudiar la influencia de cambios a escala local/regional en el clima a gran escala. Un ejemplo interesante lo constituye la válvula salina de los flujos a través del Estrecho de Gibraltar que podría afectar a la salinidad del Océano Atlántico y por lo tanto a la circulación termohalina. Otro ejemplo podría ser el posible cambio a gran escala originado por cambios drásticos en la vegetación sobre ciertas regiones. Este enfoque no se ha considerado en esta primera fase, pero se menciona aquí por completitud y por su indudable interés para la segunda fase del proyecto.

5. Resultados de los modelos globales

Una primera exploración de los futuros climas regionales que pueden afectar a España procede de las proyecciones realizadas con diferentes modelos climáticos globales y diferentes escenarios de emisión. En este informe se han considerado solamente dos escenarios de emisión (A2 y B2) descritos en el Informe Especial de Escenarios de Emisión (SRES, de sus siglas en inglés) del IPCC publicado en 2000.

En 1992, el IPCC publicó los primeros escenarios de emisiones que sirvieron de base para los modelos de la circulación general, con el fin de desarrollar escenarios de cambio climático comparables. Los denominados “escenarios IS92” fueron los primeros escenarios globales que proporcionaban estimaciones de todos los gases de efecto invernadero. Desde 1992 los conocimientos sobre las emisiones futuras de gases de efecto invernadero y sobre el cambio climático habían cambiado considerablemente, y por ello, el IPCC decidió en 1996 desarrollar un nuevo conjunto de escenarios de emisiones que servirían de base para su Tercer Informe de Evaluación. Los nuevos escenarios SRES (2000) han servido de base también para el Cuarto Informe de Evaluación del IPCC.

La familia de líneas evolutivas y escenarios A2 describen un mundo muy heterogéneo. Sus características más distintivas son la autosuficiencia y la conservación de las identidades locales. Las pautas de fertilidad en el conjunto de las regiones convergen muy lentamente, con lo que se obtiene una población mundial en continuo crecimiento. El desarrollo económico está orientado básicamente a las regiones, y el crecimiento económico por habitante así como el cambio tecnológico están más fragmentados y son más lentos que en otras líneas evolutivas. En este informe se utilizará el escenario “marcador” o representante de cada familia de escenarios A2 y se le denominará alternativamente como escenario de emisión medio-alto

La familia de líneas evolutivas y escenarios B2 describe un mundo en el que predominan las soluciones locales a la sostenibilidad económica, social y medioambiental. Es un mundo cuya población aumenta progresivamente a un ritmo menor que en A2, con unos niveles de desarrollo económico intermedios, y con un cambio tecnológico menos rápido y más diverso que en las líneas evolutivas B1 y A1. Aunque este escenario está también orientado a la protección del medio ambiente y a la igualdad social, se centra principalmente en los niveles local y regional. Igualmente, se utilizará en este informe el escenario “marcador” de cada familia de escenarios B2 y se le denominará alternativamente como escenario de emisión medio-bajo.

Es importante destacar que los escenarios describen como evolucionarán las emisiones durante el presente siglo en ausencia de políticas intervencionistas designadas específicamente para reducir las emisiones de gases de efecto invernadero.

Existe actualmente un número reducido de centros de modelización climática que generan las proyecciones climáticas para el siglo XXI en las que se basan los informes de evaluación del IPCC. Cada modelo global posee una estructura diferente y diferentes representaciones de importantes procesos climáticos tales como las nubes, los remolinos oceánicos, la humedad del suelo, etc. Cada modelo global simula por lo tanto de forma diferente las proyecciones de cambio climático y proporciona distintas respuestas climáticas regionales aunque estén forzados por los mismos escenarios de emisión. Es muy importante, por lo tanto, explorar tanto los patrones como las magnitudes del cambio

en las diferentes variables que proporcionan una diversidad de modelos globales. Sería muy deseable hacer estas comparaciones directamente con los modelos globales ya regionalizados (bien dinámica o estadísticamente) pero la magnitud de la tarea supera los objetivos de esta primera fase del proyecto.

5.1. Salidas directas de modelos globales

Una primera aproximación al tema de los escenarios de emisión regionalizados sobre la Península Ibérica consiste en explorar qué evolución proporcionan los diferentes modelos globales participantes en el IPCC-TAR (2001). Utilizando los datos extraídos por Mitchell *et al.* (2002) de la base de datos IPCC-DDC para el período (2070-2100) y representando el cambio de precipitación en función del cambio de temperatura respecto al periodo de referencia (1961-1990) (véanse figs 5.1 y 5.2), se observa para el escenario de emisión SRES A2 un claro aumento de temperatura de entre 3 y 9 °C (entre 2 y 6 °C para SRES B2) en verano y entre 2 y 5°C (entre 1.5 y 4 °C para SRES B2) en invierno. Por el contrario, el cambio de precipitación apenas es significativo en invierno y es predominantemente negativo en verano, aunque algunos modelos invierten esta última tendencia.

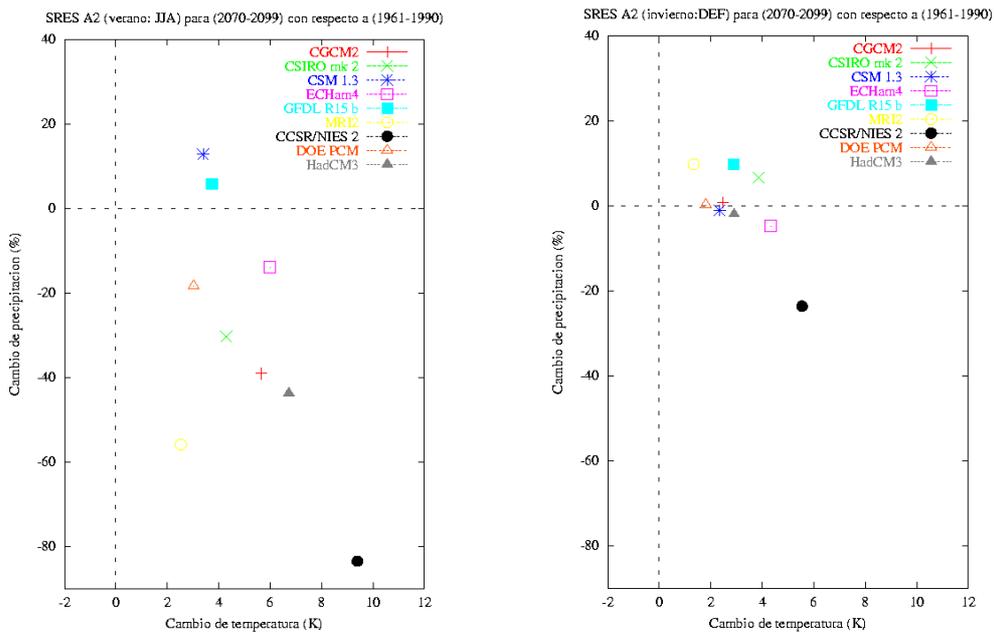


Figura 5.1. - Cambio de precipitación (%) y temperatura (°C) para el período (2070-2100) con respecto al período (1961-1990). Los datos proceden de 9 modelos globales revisados en el IPCC (2001). Se representan dos estaciones [verano (izquierda) e invierno (derecha)], para el escenario de emisión SRES A2 y promediando los puntos de rejilla sobre la Península Ibérica.

Generación de escenarios de cambio climático para España

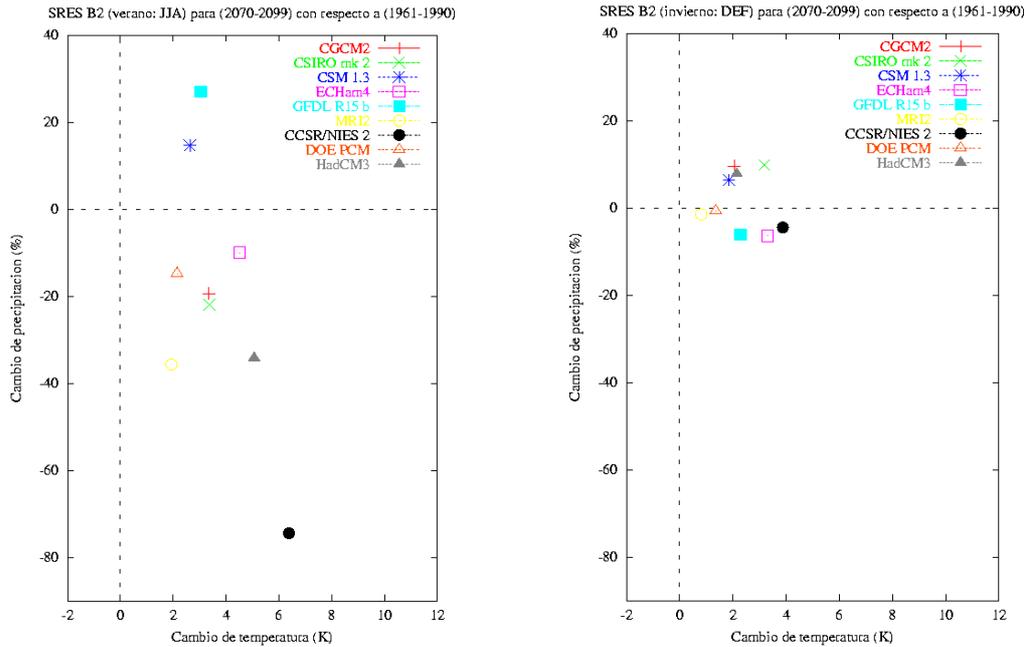


Figura 5.2.- Igual que fig. 5.1, pero para el escenario de emisión SRES B2

Si se representa el cambio promediando por meses, se observa una clara variación estacional. La fig. 5.3 muestra el cambio proporcionado por 4 modelos globales (CGCM2, CSIRO2, HadCM3 y PCM) y cuatro escenarios de emisión SRES (A1FI, A2, B2 y B1) en cuatro parámetros (temperatura, nubosidad, precipitación y oscilación diurna). Se muestra que el grado de robustez de las diferentes evoluciones varía ampliamente. Para la temperatura, la dispersión entre los distintos modelos y escenarios de emisión es bastante grande mostrando claramente valores mayores de cambio y mayor dispersión también en los meses de verano. La nubosidad muestra disminuciones bastante consistentes para casi todos los modelos y escenarios de emisión, oscilando su valor entre una reducción de aproximadamente un 4% en invierno y hasta un 8% en verano. La precipitación muestra también una gran dispersión entre modelos y escenarios de emisión, si bien parece haber una tendencia generalizada a la reducción salvo en los meses invernales. La dispersión de la oscilación diurna es en general grande, con predominio del aumento de la oscilación, sobre todo fuera del periodo invernal.

Generación de escenarios de cambio climático para España

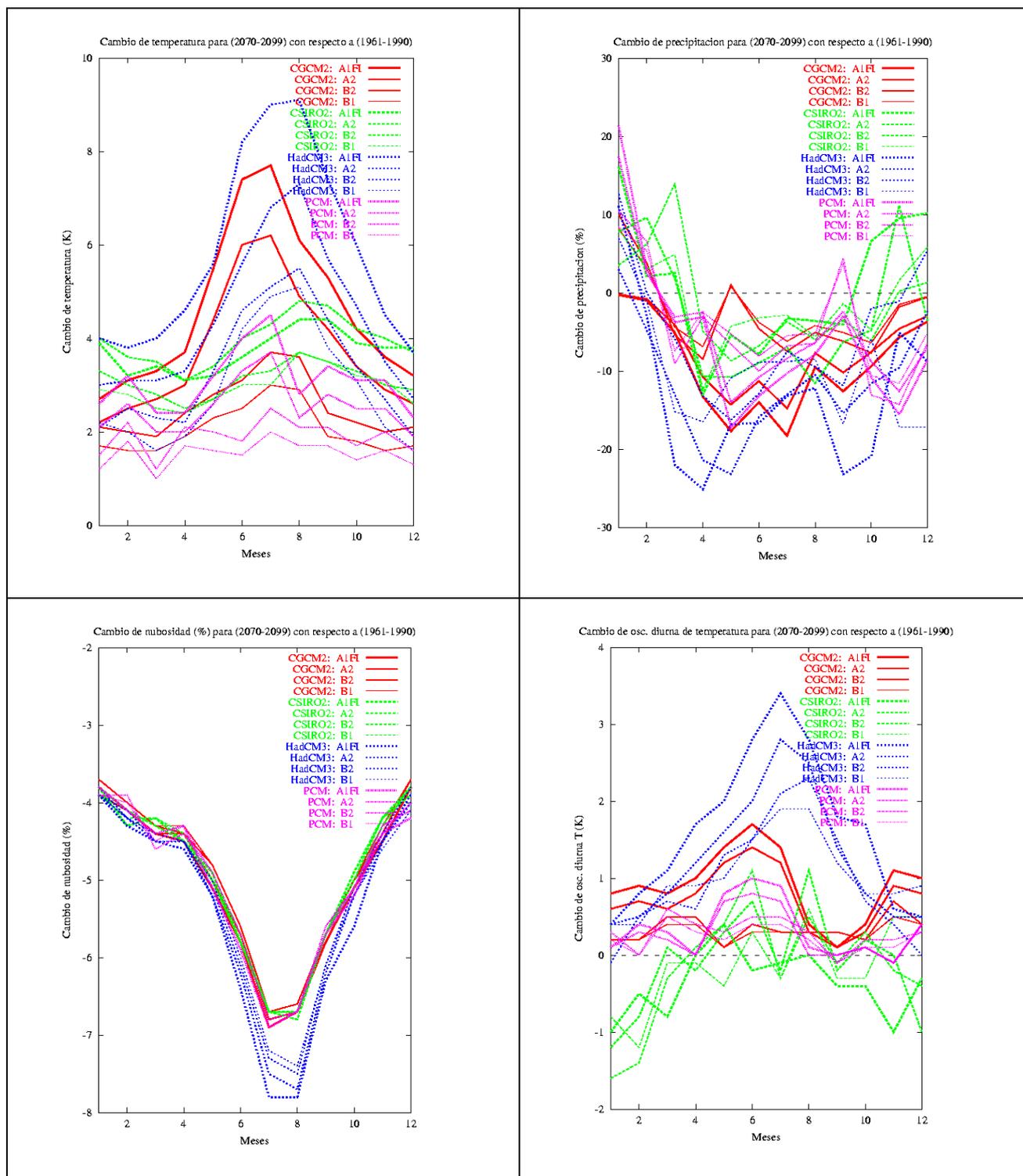


Figura 5.3.- Cambio de temperatura media (arriba izq.), precipitación (arriba der.), nubosidad (abajo izq.) y oscilación diurna (abajo der.) para el periodo (2070-2100) respecto al periodo de referencia (1961-1990) en función de los distintos meses proporcionado por 4 modelos globales (CGCM2, CSIRO2, HadCM3 y PCM) y cuatro escenarios de emisión SRES (A1FI, A2, B2 y B1) promediando los puntos de rejilla sobre la Península Ibérica.

5.2. Utilización de la herramienta MAGICC-SCENGEN. Validación de modelos globales.

El método de escalado de patrones (*pattern-scaling*) se desarrolló a finales de los años 80 (Santer *et al.*, 1990) y se basa en el hecho de que los patrones de cambio climático futuro permanecen bastante similares independientemente de la magnitud total (media global) del cambio, al menos por lo que respecta a los GEI. La situación es bastante más compleja cuando se incluyen los efectos de los aerosoles. Lo que esto implica es que se puede tomar el patrón de cambio generado para un momento futuro y con un cierto AOGCM y correspondiente a un calentamiento global medio de ΔT_e y simplemente escalar $\Delta T / \Delta T_e$ para obtener el patrón de cambio correspondiente a un mayor o menor calentamiento global (ΔT). El método de escalado de patrones puede expresarse como $\Delta X_i(t) = \Delta X_{e,i}(\Delta T(t) / \Delta T_e)$. Donde X se refiere a cualquier variable climática (temperatura, precipitación, etc), el subíndice i se refiere a un punto de rejilla particular, y Δ representa el cambio relativo a un periodo de referencia (que con frecuencia es 1961-90). En la práctica, los datos de los AOGCMs se almacenan en forma “normalizada”, es decir patrones de cambio por unidad (1°C) de calentamiento global.

El generador de escenarios climáticos (GEC) más ampliamente utilizado es el MAGICC/SCENGEN acrónimo que corresponde a “Model for the Assessment of Greenhouse-gas Induce Climate Change/SCENario GENerator”. La versión 2.4 de MAGICC/SCENGEN (Wigley *et al.*, 2000; Hulme *et al.* 2000) ha sido ampliamente utilizada en el tercer informe de evaluación del IPCC (2001). La más reciente versión 4.1 (Wigley, 2003a, 2003b) actualiza la versión de MAGICC utilizada por el tercer informe de evaluación y utiliza todos los escenarios de emisión SRES y entre otras mejoras permite investigar los cambios en variabilidad y hacer proyecciones probabilísticas. Otros GEC tales como COSMIC2 (“Country Specific Model for Intertemporal Climate”, Version 2) (Schlesinger y Williams, 1997) han sido también muy utilizados en estudios de impacto y proporcionan estimaciones por países del cambio en temperatura y precipitación media mensual con datos de 14 AOGCM y 28 escenarios de emisión.

La utilización de GEC permite una evaluación tangible de las incertidumbres inherentes a la predicción del clima futuro. Muy pocos países tienen la capacidad, los recursos o el tiempo para realizar experimentos utilizando modelos globales o regionales dedicados a la producción de escenarios nacionales o regionales. La utilización de tales modelos, cuando es factible, sólo permite explorar una pequeña parte del amplio rango de posibilidades que se abren cuando se considera un gran número de escenarios de emisión, de modelos climáticos, etc. La utilidad de los GEC reside en que: (i) pueden emular el comportamiento de modelos más complejos; (ii) son rápidos y eficientes para explorar las incertidumbres de la predicción climática; y (iii) pueden utilizarse en muchas regiones.

La principal característica de los resultados alcanzados relativos a futuros escenarios climáticos utilizando diferentes GEC es, en primer lugar, la robustez de los mismos, ya que las proyecciones permiten utilizar una gran mayoría de las simulaciones globales realizadas hasta la fecha. Asimismo, el uso de los GEC permite estimar la cascada de incertidumbres asociadas a todo el proceso de generación de escenarios climáticos.

Los modelos, como MAGICC-SCENGEN, que se basan en el escalado de patrones constan de dos módulos diferenciados. El primero consta de un modelo climático simple (véase (Harvey *et al.*, 1997) para una definición de estos modelos) que emula el comportamiento de los modelos 3D. Estos modelos producen valores de temperatura media global en superficie y del nivel medio de la superficie del mar para unas ciertas emisiones de gases de efecto invernadero y de dióxido de azufre. Los usuarios pueden utilizar diferentes escenarios de emisiones y ciertos parámetros del modelo para explorar las incertidumbres. El segundo módulo es fundamentalmente una base de datos que contiene los resultados de un gran número de experimentos con AOGCM, así como datos correspondientes al clima en un periodo de referencia para poder expresar las proyecciones climáticas en forma de cambios con respecto al periodo de referencia. Los diferentes campos en la base de datos esencialmente almacenan patrones normalizados que se modifican con los valores globales del modelo climático simple. El modelo climático simple en el caso de MAGICC se trata de un modelo acoplado de ciclo de gases, temperatura global media y nivel del mar global medio. El modelo es del tipo difusión hacia arriba-balance de energía (*upwelling difusión-energy balance* (UD/EB)) dividido en dos hemisferios y éstos a su vez divididos en una “caja” de tierra y otra de océano. En el IPCC-TAR (2001) (Ap. 9.1) puede verse una detallada descripción de cómo sintonizar un modelo simple como el MAGICC a los resultados obtenidos con AOGCMs. Una vez sintonizado MAGICC puede utilizarse para emular y extender sus resultados. Los modelos simples permiten comparar diferencias entre escenarios sin los efectos enmascaradores de la variabilidad natural, o de la similar variabilidad que tiene lugar en los AOGCMs (Harvey *et al.*, 1997). Por otra parte, los modelos sencillos permiten explorar el efecto de las incertidumbres provenientes de la sensibilidad del clima y de la captura de calor del océano.

Un GEC como MAGICC-SCENGEN permite explorar fácilmente el grado de incertidumbre asociado con las proyecciones realizadas con una variedad de modelos globales. Dependiendo de las variables que se consideren los modelos muestran un grado mayor o menor de acuerdo y en consecuencia una mayor o menor robustez de las conclusiones. La figura 5.4 muestra la gran dispersión que se observa para la variable precipitación entre las simulaciones realizadas con los 16 modelos globales incluidos en MAGICC-SCENGEN.

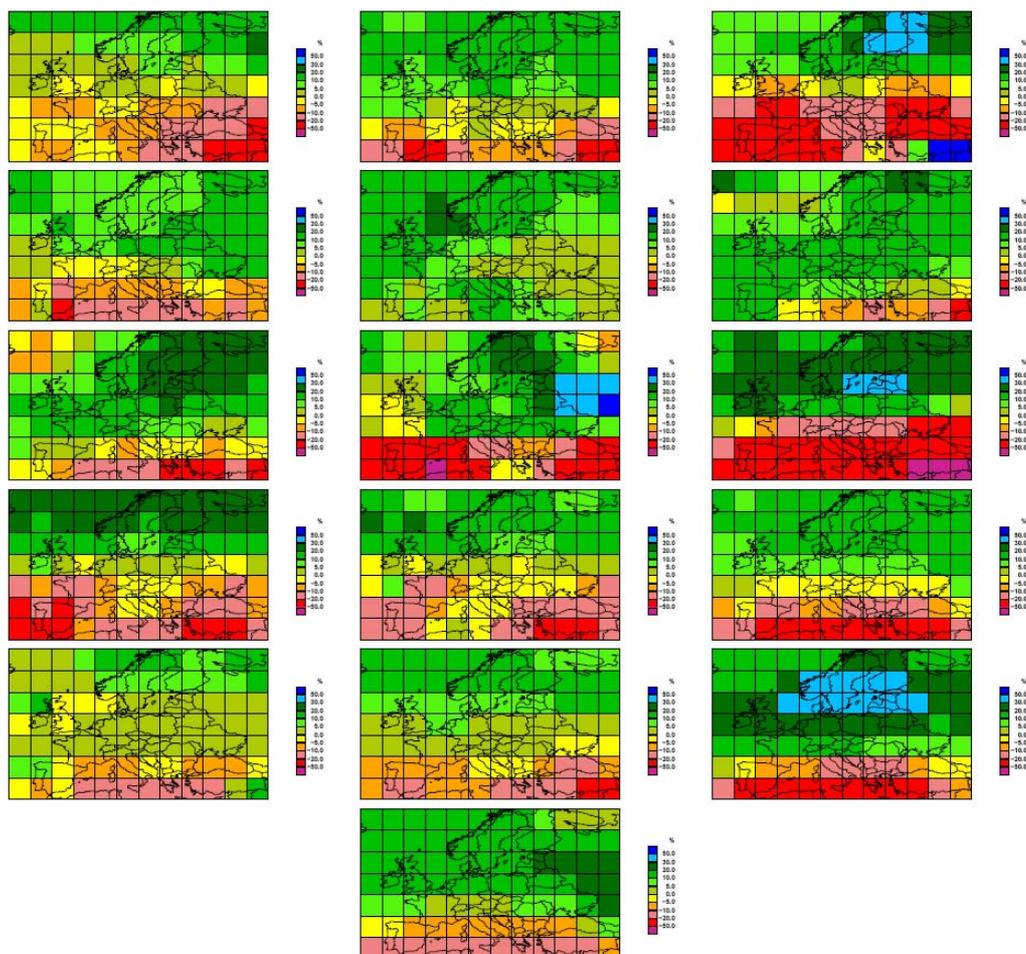


Figura 5. 4.- Cambio de precipitación anual bajo el escenario de emisión SRES A2 para el periodo (2086-2115) con respecto al periodo de referencia (1961-1990) obtenido con 16 AOCGMs. Producido con MAGICC/SCENGEN (versión 2.4) con la opción de sensibilidad climática media y los parámetros de MAGICC por defecto que producen un promedio global de incremento de temperatura (incluyendo GEI y SO₄) de 3.04°C.

Para una mejor interpretación de los resultados se pueden aplicar algunas técnicas ya utilizadas operativamente en las predicciones a medio y corto plazo. En particular, se pueden agrupar las distintas predicciones mediante técnicas de análisis cluster, se pueden promediar, se pueden presentar horquillas de valores máximos y mínimos en una región de referencia, etc.

El promediado de todos los miembros del conjunto de predicciones realizadas con distintos modelos puede proporcionar un resultado más robusto y plausible por la tendencia a la compensación de errores sistemáticos de los distintos modelos. Este hecho ya ha sido ampliamente demostrado en los plazos de predicción cortos, medios y estacionales. Sin embargo no debe olvidarse que el promediado puede enmascarar comportamientos extremos en el caso de variables que presenten signos positivos y negativos.

La fig. 5.5 muestra un promediado sobre los 16 modelos para un escenario de emisión particular (SRES A2) y diferenciado por estaciones para precipitación y temperatura media. La precipitación muestra sobre la península Ibérica una clara tendencia a la

reducción anual de la precipitación y una tendencia a la disminución en los meses de verano. Esta disminución en términos porcentuales puede ser insignificante en términos absolutos debido a la poca precipitación estival sobre todo en la mitad meridional de la península. El promedio anual de los 16 modelos muestra una reducción de la precipitación entre el 10 y 20% para la mitad meridional de la península y entre 5 y 10% en los cuadrantes NO y NE de la Península Ibérica. Por estaciones se observa una disminución de precipitación salvo en la mitad norte y en la estación invernal donde se estima un aumento de la precipitación. La temperatura media, muestra también incrementos mayores en los meses veraniegos (superiores a 4.5°C en la mitad oriental de la península), consistente con los resultados obtenidos en la sección anterior.

Los promedios correspondientes a otras variables (no mostrados aquí) dan resultados consistentes en términos de tensión de vapor y de nubosidad. Cabe destacar que el promedio para la nubosidad muestra un ligero aumento de la misma en los meses invernales, frente a la reducción en el resto del año y en el promedio anual. Este aumento invernal es consistente con el ligero aumento invernal del promedio del cambio de precipitación. En términos del módulo de la velocidad, se nota una tendencia a la disminución porcentual en todas las estaciones salvo en el verano. De nuevo, hay que ser cautos a la hora de interpretar este aumento veraniego en una estación en la que predominan las situaciones con poco flujo debido a la circulación general.

Cuando se plantea el problema de qué modelo global elegir entre los muchos disponibles para preparar escenarios regionalizados y los posteriores estudios de impacto, hay una serie de criterios normalmente admitidos (Smith y Hulme, 1998). Entre estos criterios se pueden mencionar: (i) la menor antigüedad del modelo; (ii) la mejor representación del clima actual y de los paleoclimas; (iii) la mayor resolución; y (iv) la representatividad de los modelos para representar un amplio abanico de posibles climas futuros utilizando solamente dos o tres modelos. La validación del modelo frente al clima actual es un criterio muy sólido y objetivo, pero debe tenerse siempre presente que una buena representación del clima actual no tiene por qué representar una garantía de buena simulación del clima futuro. Las tablas 5.1 y 5.2 muestran diferentes índices de verificación de la temperatura media anual y de precipitación media diaria de 17 modelos para un área que abarca desde los 27.5° a los 52.5° de latitud norte y desde los 22.5°E a 12.5°O en longitud. La comparación se ha realizado con la climatología CRU (Climate Research Unit, (New *et al.*, 1999)) Los valores de los índices de verificación pueden utilizarse bien para seleccionar los modelos o para ponderarlos cuando se calculan promedios.

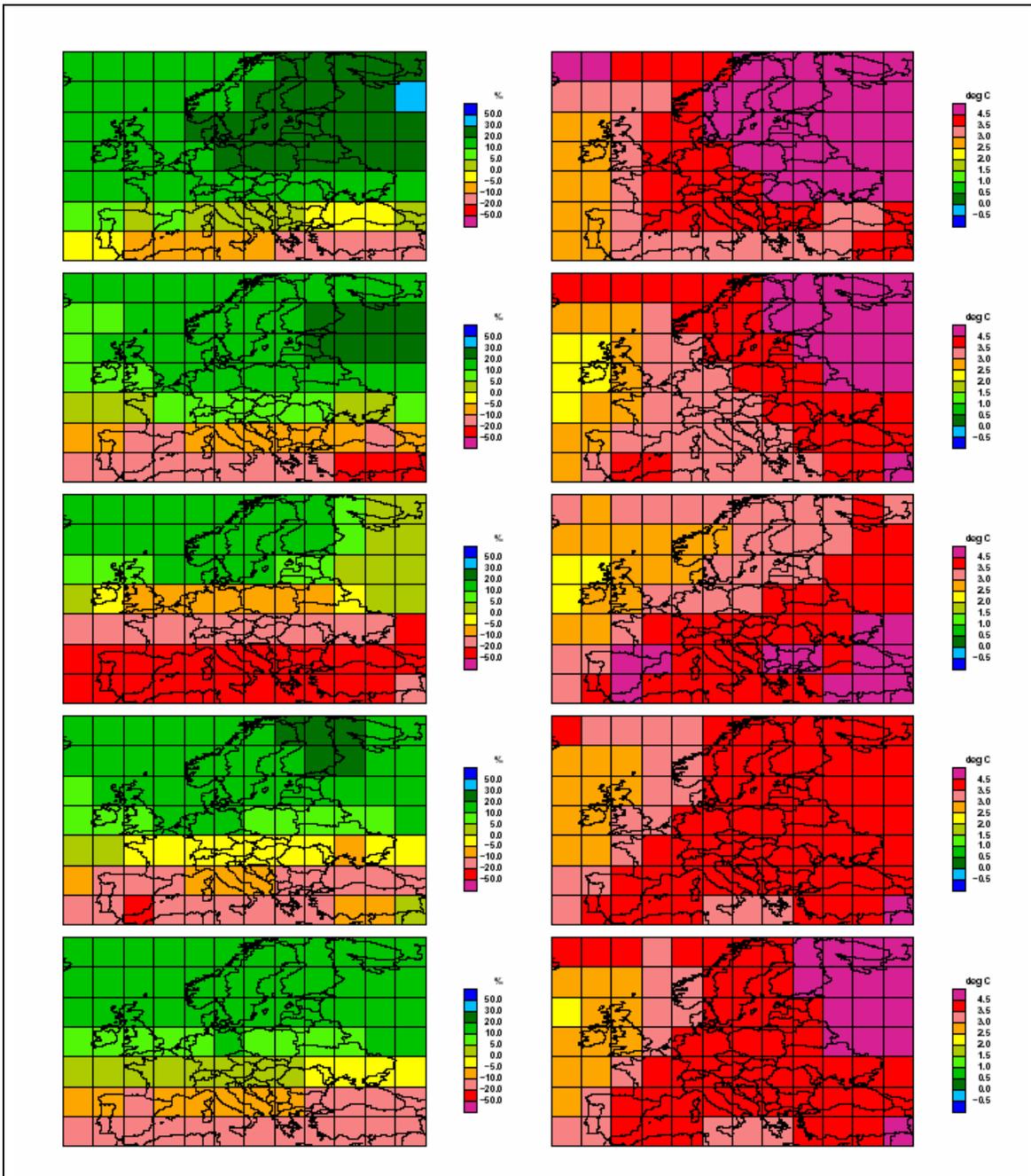


Figura 5.5.- Cambio de precipitación (izquierda) y temperatura media (derecha) bajo el escenario de emisión SRES A2 para el período (2086-2015) con respecto al período de referencia (1961-1990) basado en el promedio de 16 AOCGM para invierno (fila 1ª), primavera (fila 2ª), verano (fila 3ª), otoño (fila 4ª) y para el promedio anual (fila 5ª) . Producido con MAGICC-SCENGEN (version 2.4) con la opción de sensibilidad climática media y los parámetros de MAGICC por defecto

Generación de escenarios de cambio climático para España

MODELO	CORREL	RMSE	BIAS
BMRCTR	.968	2.242	-1.357
CCC1TR	.901	2.182	-.391
CCSRTR	.933	3.136	-2.536
CERFTR	.929	2.351	-1.576
CSI2TR	.979	1.171	.177
CSM_TR	.855	2.797	1.481
ECH3TR	.955	1.455	-.562
ECH4TR	.988	.832	-.449
GFDLTR	.962	3.237	2.959
GISSTR	.947	2.452	.044
HAD2TR	.987	1.076	.769
HAD3TR	.987	1.052	.739
IAP_TR	.926	2.085	.622
LMD_TR	.932	1.659	-.132
MRI_TR	.956	2.765	-2.293
PCM_TR	.865	3.236	2.277
W&M_TR	.896	5.361	-4.967

Tabla 5.1.- Índices de verificación (correlación, error cuadrático medio, error medio) para los modelos listados en la columna de la izquierda y para la temperatura media en el periodo de referencia. (Producido con MAGICC-SCENGEN, version 4.1). Unidades: °C

MODELO	CORREL	RMSE	BIAS
BMRCTR	.894	1.021	-.275
CCC1TR	.930	.410	-.109
CCSRTR	.908	.603	-.105
CERFTR	.938	.707	-.372
CSI2TR	.954	.481	-.274
CSM_TR	.958	.530	-.321
ECH3TR	.938	.417	.057
ECH4TR	.972	.253	-.116
GFDLTR	.929	.435	-.280
GISSTR	.956	.552	-.260
HAD2TR	.958	.438	-.222
HAD3TR	.980	.332	-.251
IAP_TR	.915	.496	.334
LMD_TR	.798	.764	-.483
MRI_TR	.938	.420	-.166
PCM_TR	.951	.469	-.169
W&M_TR	.908	1.038	-.716
MODEBAR	.967	.393	-.219

Tabla 5.2.- Índices de verificación (correlación, error cuadrático medio, error medio) para los modelos listados en la columna de la izquierda y para precipitación en el periodo de referencia. (Producido con MAGICC-SCENGEN, version 4.1). Unidades: mm/día

5.3. Ejemplo de evaluación de modelos globales mediante técnicas objetivas de clasificación de tipos de tiempo.

Una tarea básica y previa a la aplicación de cualquier técnica de regionalización es la evaluación y validación de los AOGCMs de partida que se van a utilizar. La simulación fiable de la circulación a escala continental por parte de los AOGCM es una condición necesaria, pero desgraciadamente no suficiente a la hora de evaluar con éxito los impactos de cambio climático. La mayoría de los modelos de circulación general captan con gran maestría la posición de los principales centros de acción (Gates *et al.* 1990; Santer y Wigley 1990) pero no son tan certeros en la reproducción de las trayectorias de los temporales y en la localización de las anomalías persistentes. Por ello es necesaria una validación de los GCM para analizar sus deficiencias en la simulación de los rasgos generales de la circulación general.

Esta es una de las razones por las que parecía prudente emplear, en una primera generación de escenarios regionalizados, modelos utilizados por el TAR (IPCC, 2001) que ya han sido ampliamente explotados y utilizados en los últimos años. De hecho los proyectos más relevantes del 5º FP EU para temas de regionalización de proyecciones climáticas para el siglo XXI (PRUDENCE y STARDEX) se han basado fundamentalmente en el modelo HadAM3 y en menor medida en ECHAM4-OPYC, ambos utilizados en este informe. La urgencia con la que se demandaba productos de proyecciones regionalizadas para que la comunidad de impactos comenzase sus evaluaciones impedía realizar las necesarias evaluaciones de los modelos globales de partida. En posteriores fases de este proyecto, la evaluación de los diferentes aspectos de los modelos globales constituirá una parte sustancial de las tareas.

Las validaciones realizadas en esta fase del proyecto se han restringido principalmente a comparar la climatología del modelo ya regionalizado bien con un re-análisis de referencia (ERA40 o NCEP) o directamente con las observaciones en el periodo de referencia 1961-1990. Se ha optado por no incluir estas validaciones en este informe y se presentarán separadamente en forma de notas técnicas. Estas validaciones sobre técnicas de regionalización no son propiamente validaciones de los modelos globales.

Como un ejemplo de la tarea de validación de los modelos globales que se está realizando, se describe a continuación el trabajo de validación del modelo CGCM2, que es uno de los modelos utilizados en este informe. El resto de los modelos aquí descritos se evaluarán siguiendo esta metodología.

En los estudios de validación climática se han introducido dos conceptos útiles para la descripción de la circulación, a saber, los llamados tipos de circulación y los modos de variabilidad, que habitualmente se identifican con ayuda del análisis de componentes principales (Richman 1986, Jolliffe 2002). Los tipos de circulación son los patrones de flujo de aire característicos que se han definido mediante la aplicación de diferentes métodos objetivos en distintas regiones y en distintos niveles atmosféricos. La similitud entre los patrones observados y simulados suele ser, en general, bastante limitada, y las frecuencias simuladas de algunos tipos difieren considerablemente de la realidad (Huth 2006). Los modos de variabilidad de la circulación representan un importante componente de la circulación atmosférica y su descripción constituye una herramienta muy útil para la validación de modelos climáticos. El estudio que se describe en esta sección se centra en el análisis de los tipos de circulación como validación de las simulaciones del modelo CGCM2 en lo que respecta a las comparaciones de las formas

de los patrones medios de los distintos tipos, la frecuencia y persistencia de los tipos. El objetivo del presente estudio es doble: en primer lugar, analizar la habilidad del modelo de circulación general CGCM2 para simular la circulación atmosférica a escala europea mediante la comparación con datos de re-análisis y, en segundo lugar, evaluar los posibles cambios en los tipos de circulación al considerar escenarios de cambio climático.

5.3.1. Datos utilizados y metodología

Para caracterizar la circulación a escala continental se ha considerado el geopotencial de 500 hPa de los siguientes conjuntos de datos sobre un dominio espacial que se extiende desde 25°N a 70°N y desde 45°O a 50°E:

- a) ERA40 (Uppala *et al.* 2005)
- b) Simulaciones del modelo CGCM2 (Flato *et al.* 2000).

El cálculo de los tipos de circulación se ha realizado para el invierno extendido desde Diciembre a Marzo (DEFM) de los siguientes periodos temporales:

- a) 1961-1990 para el ERA40 y CGCM2 como periodo de referencia.
- b) periodos de treinta años: 2011-2040, 2041-2070 y 2071-2100, en los que el modelo CGCM2 utiliza el escenario de emisión SRES A2.

Se ha utilizado un método objetivo de clasificación basado en el análisis de componentes principales (PCA, de su acrónimo inglés *Principal Component Analysis*) en modo T seguido de una rotación ortogonal varimax (Richman, 1986). Se han considerado 8 tipos de circulación.

5.3.2. Validación de los tipos de circulación

a) Periodo 1961-1990

En esta sección se comparan los tipos de circulación presentes en el re-análisis (Fig. 5.6) con los correspondientes de la simulación de control del modelo (Fig. 5.7). Se presta particular atención a la posición e intensidad de dorsales y vaguadas. En las Tablas 5.3 y 5.4, se presenta una descripción de los tipos de circulación junto con el número de días de cada tipo.

Generación de escenarios de cambio climático para España

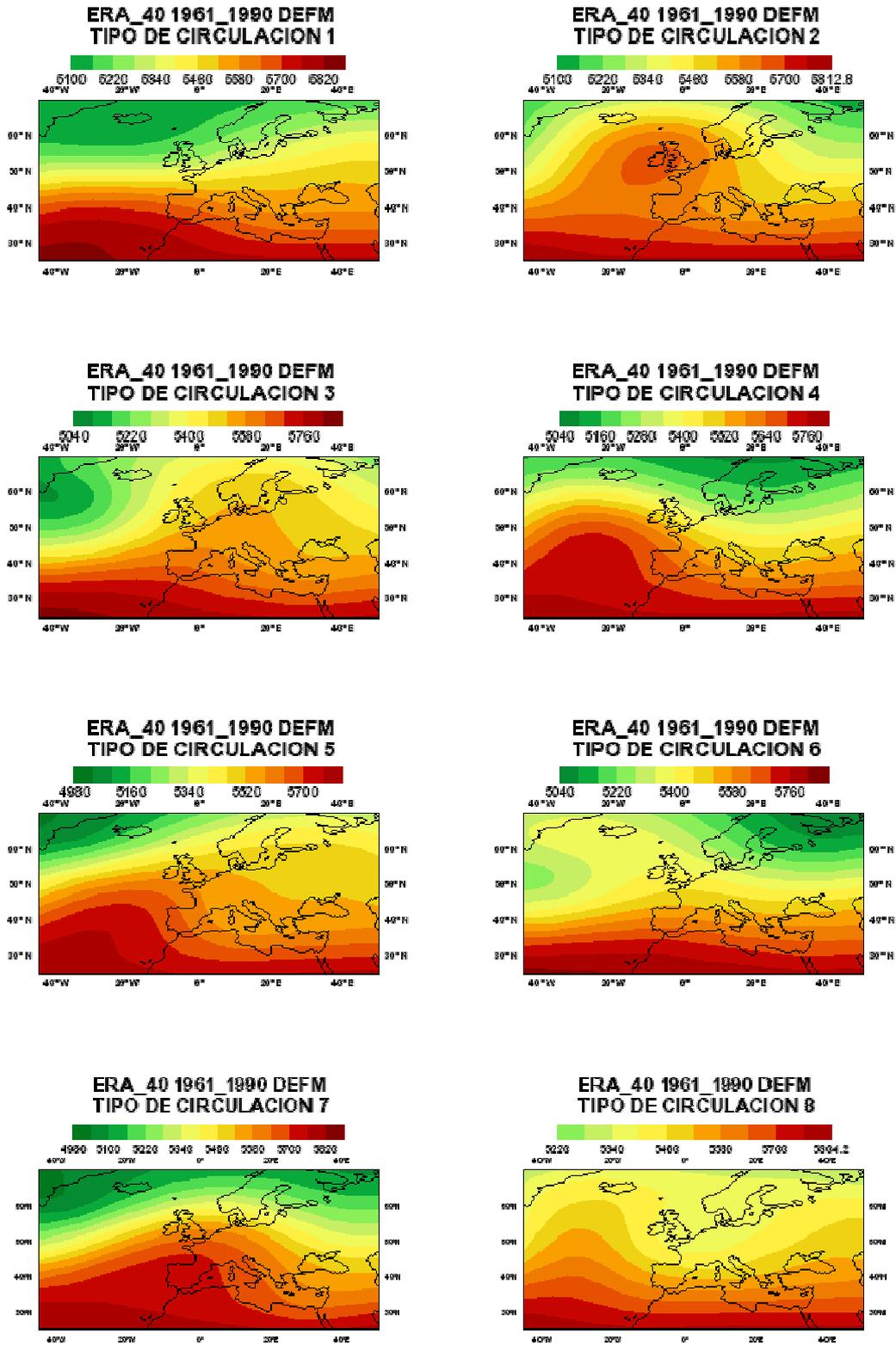


Figura 5.6.- Patrones de los tipos de circulación de invierno (DEFM) de geopotencial de 500 hPa del re-análisis ERA40 para el período 1961-1990. Intervalo de contorneo 60 mgp.

Generación de escenarios de cambio climático para España

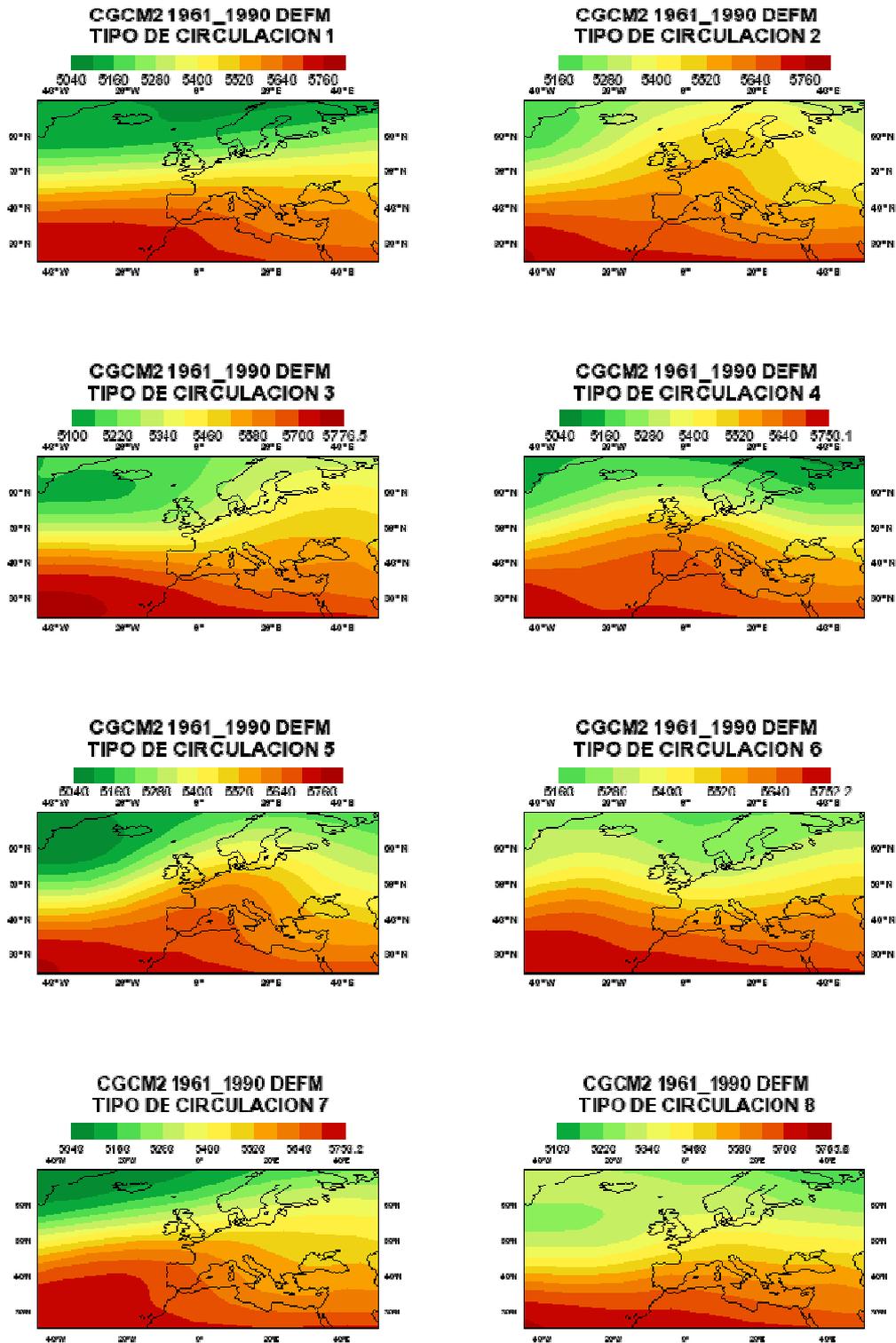


Figura 5.7.- Patrones de los tipos de circulación de invierno (DEFM) de geopotencial de 500 hPa del CGCM2 para el período 1961-1990. Intervalo de contorneo 60 mgp.

Tipos (días)	Descripción de los tipos de circulación de ERA-40 1961-1990
ERA40_1 (555)	Flujo zonal
ERA40_2 (426)	Bloqueo euro-atlántico con centro sobre las Islas Británicas
ERA40_3 (513)	Flujo zonal sobre la Península Ibérica (PI) y el mar Mediterráneo y flujo anticiclónico sobre Europa occidental y Escandinavia
ERA40_4 (483)	Dorsal al Oeste de Europa, extendiéndose a partir del anticiclón de las Azores
ERA40_5 (410)	Flujo zonal sobre Escandinavia, dorsal inclinada aproximándose a la PI, vaguada sobre los Balcanes
ERA40_6 (404)	Dorsal sobre las islas Británicas e Islandia. Fuerte flujo zonal al sur de las I. Británicas
ERA40_7 (432)	Dorsal cuyo eje se extiende desde la P.I a Escandinavia
ERA40_8 (407)	Dorsal atlántica con eje al sur de Islandia, débil vaguada cerca del Mar del Norte

Tabla 5.3.- Descripción de los tipos de circulación utilizando geopotencial de 500-hPa del re-análisis ERA-40 para el período 1961-1990. (Entre paréntesis, el número de días).

Tipos (días)	Descripción de los tipos de circulación del CGCM2 1961-1990
CGCM2_1 (703)	Flujo zonal
CGCM2_2 (653)	Flujo anticiclónico sobre Europa Occidental y Escandinavia
CGCM2_3 (470)	Flujo zonal sobre el Atlántico y dorsal sobre la Europa oriental
CGCM2_4 (411)	Dorsal sobre las I. Británicas
CGCM2_5 (348)	Dorsal con eje inclinado que se extiende desde el golfo de Botnia hasta el Mediterráneo
CGCM2_6 (406)	Débil dorsal atlántica al SO de Islandia
CGCM2_7 (301)	Dorsal aproximándose al Oeste de la P.I. Difluencia en el Mediterráneo Oriental
CGCM2_8 (338)	Flujo zonal con corriente en chorro desplazada hacia el S, excepto en la parte norte de Escandinavia.

Tabla 5.4.- Descripción de los tipos de circulación utilizando geopotencial de 500 hPa del modelo CGCM2 para el período 1961-1990. (Entre paréntesis, el número de días).

Como regla general, los tipos de circulación del CGCM2 presentan cierta semejanza con los correspondientes del re-análisis. Sin embargo, los tipos de circulación identificados en el modelo CGCM2 tienden a mostrar mayor zonalidad, el tipo de bloqueo euro-atlántico está ausente y las vaguadas y las dorsales son menos acentuadas que en el re-análisis; existiendo cierta evidencia del debilitamiento de la circulación meridional, como ya había apuntado Huth (1997) para el modelo UKHI.

Frecuencia y duración de los eventos

Una característica importante de la circulación atmosférica es su persistencia. Si caracterizamos a la circulación por los tipos de circulación, la persistencia puede expresarse en función de la duración media de los episodios. Resulta habitual definir un evento como una secuencia ininterrumpida de días clasificados en un tipo, precedidos y seguidos por días clasificados en otro tipo. En este contexto, se quiere analizar la frecuencia y la duración de los eventos en el re-análisis y, en segundo lugar, analizar la habilidad del modelo CGCM2 para reproducirlos.

La Tabla 5.5 ilustra la duración media (en días), el porcentaje de tiempo asociado a los episodios con duración igual o superior a los 4 días, y el número de eventos de 1 día (transición). Como puede observarse, la circulación en el modelo CGCM2 muestra signos de más persistencia que el re-análisis, tanto en la duración media, como en el porcentaje de tiempo transcurrido en los eventos de duración igual o superior a los 4 días. Así, mientras en el caso del ERA40 (tablas no mostradas), el evento de mayor duración asciende a 17 días, en el modelo figuran 7 eventos de duración superior a los 18 días, siendo el evento de mayor duración de 33 días. Por otra parte, esta mayor persistencia concuerda satisfactoriamente con el hecho de poseer un número de sucesos de 1 día bastante inferior al del re-análisis.

En las Tablas 5.6 y 5.7, aparecen desglosadas la persistencia media y la frecuencia relativa (expresada en %) de los distintos tipos de circulación para ambos conjuntos. En el caso del re-análisis, el rango de variación de la persistencia varía entre los 2.44 días del tipo ERA40_5 y los 3.88 días del tipo ERA40_6. En el caso del modelo CGCM2, el rango varía entre los 2.37 días del tipo CGCM2_61_90_7 y los 5.14 días del tipo CGCM2_61_90_2. Respecto al análisis de las frecuencias relativas, se observan las siguientes diferencias, mientras en el ERA40, la frecuencia máxima es de 15% (tipo ERA40_1) y la mínima de 11% (tipo ERA40_8), en el caso del modelo CGCM2 existe más diferencia entre los tipos, oscilando desde un 19% (tipo CGCM2_1) a 8% para el tipo CGCM2_7. El nexo común en ambos conjuntos estaría en que los tipos menos frecuentes se corresponden con situaciones de dorsal de eje inclinado (NE-SO) aproximándose a la Península Ibérica, y los tipos más frecuentes se hallan ligados a dorsales sobre las Islas Británicas e Islandia (ERA40) y de flujo zonal o flujo anticiclónico sobre Europa Occidental y Escandinavia. Tanto en el caso del ERA40 como en la simulación de control, el tipo más frecuente no es el que tiene la mayor persistencia, aunque está en segundo lugar. Eso se justifica porque el cálculo de la persistencia media es un cociente entre el número de días de un determinado tipo, y el número total de eventos.

	ERA-40 (1961-1990)	CGCM2(1961-1990)
M	3.16	3.61
>=4	62.34	68.43
1	399	275

Tabla 5.5.- Características de la duración de eventos: duración media en días (M), porcentaje del tiempo transcurrido en los eventos de duración igual o superior a los 4 días (>=4) y número de sucesos de 1 día para el re-análisis ERA40 y para el modelo CGCM2 para el período 1961-1990.

ERA-40 (1961-1990)		CGCM2 (1961-1990)	
ERA40_1	3.56	CGCM2_1	4.59
ERA40_2	2.98	CGCM2_2	5.14
ERA40_3	3.47	CGCM2_3	3.92
ERA40_4	2.96	CGCM2_4	3.09
ERA40_5	2.44	CGCM2_5	2.85
ERA40_6	3.88	CGCM2_6	2.88
ERA40_7	3.18	CGCM2_7	2.37
ERA40_8	3.16	CGCM2_8	4.12

Tabla 5.6.- Persistencia media (expresada en días) de los tipos de circulación del re-análisis ERA40 y del modelo CGCM2 para el período 1961-1990.

ERA-40 (1961-1990)		CGCM2 (1961-1990)	
ERA40_1	15.29	CGCM2_1	19.37
ERA40_2	11.73	CGCM2_2	17.99
ERA40_3	14.13	CGCM2_3	12.95
ERA40_4	13.30	CGCM2_4	11.32
ERA40_5	11.29	CGCM2_5	9.59
ERA40_6	11.13	CGCM2_6	11.18
ERA40_7	11.90	CGCM2_7	8.29
ERA40_8	11.21	CGCM2_8	9.31

Tabla 5.7.- Frecuencias relativas de ocurrencia (expresadas en %) de los tipos de circulación par el re-análisis ERA40 y para el modelo CGCM2 para el período 1961-1990.

b) Periodo 2011-2100

En este apartado se analizan los tipos de circulación de los tres conjuntos de datos correspondientes a los periodos invernales: 2011-2040 (Figura 5.8), 2041-2070 (Figura 5.9) y 2071-2100 (Figura 5.10) de la simulación SRES-A2 tratando de evaluar los posibles cambios en las características de la circulación en este siglo. En las Tablas 5.8, 5.9 y 5.10 figuran las descripciones de los tipos de circulación para cada uno de los periodos arriba mencionados junto con el número de días correspondientes a cada tipo.

Si se comparan los distintos tipos de circulación destacando las diferencias y similitudes en los tres periodos del siglo XXI con la simulación de control y entre sí, se constata:

- 1.- En el periodo (2011-2040), se observan semejanzas con los tipos de circulación de la simulación de control pero resulta patente la debilidad de las vaguadas en la parte norte del dominio de estudio.
- 2.- En el periodo (2041-2070), la semejanza con los tipos de circulación de la simulación de control es más notoria que en el periodo (2011-2040) observándose, igualmente, la menor intensidad de las vaguadas.
- 3.- En el periodo (2071-2100), la semejanza con los tipos de circulación de la simulación de control es muy similar a la detectada en el periodo (2011-2040).

Frecuencia y duración de los eventos

La información relativa a las características y duración de los eventos, persistencia media y frecuencia relativa de los diferentes tipos de circulación aparece sintetizada en las Tablas 5.11, 5.12 y 5.13. Como puede observarse, la duración media (M) crece muy ligeramente en el periodo 2011-2040 alcanzando un valor de 3.63 días, para decrecer en los siguientes periodos, llegando a los 3.33 días; valor que resulta en cualquier caso superior al del re-análisis. Respecto al porcentaje de tiempo transcurrido en los eventos de duración igual o superior a los 4 días, se observa un aumento en el periodo 2011-2040 para decrecer posteriormente. El número de eventos de 1 día es superior al valor correspondiente a la simulación de control, mostrando una tendencia creciente en el último periodo 2041-2070.

La respuesta de la circulación atmosférica al considerar el escenario SRES-A2 se manifiesta en un aumento tanto de la duración media (M) como del porcentaje de tiempo transcurrido en los eventos de duración igual o superior a los 4 días para el periodo 2011-2040, seguido de un decrecimiento. Así, mientras en el caso del periodo 2011-2040, el evento de mayor duración asciende a 27 días y se cuentan 9 eventos de duración superior a los 18 días; en el periodo 2041-2070, el evento de mayor duración es de 24 días y el número de eventos de duración superior a 18 días es 9 y, para el periodo 2071-2100, el evento de mayor duración es de 27 días, siendo 7 el número de eventos de duración superior a 18 días.

Generación de escenarios de cambio climático para España

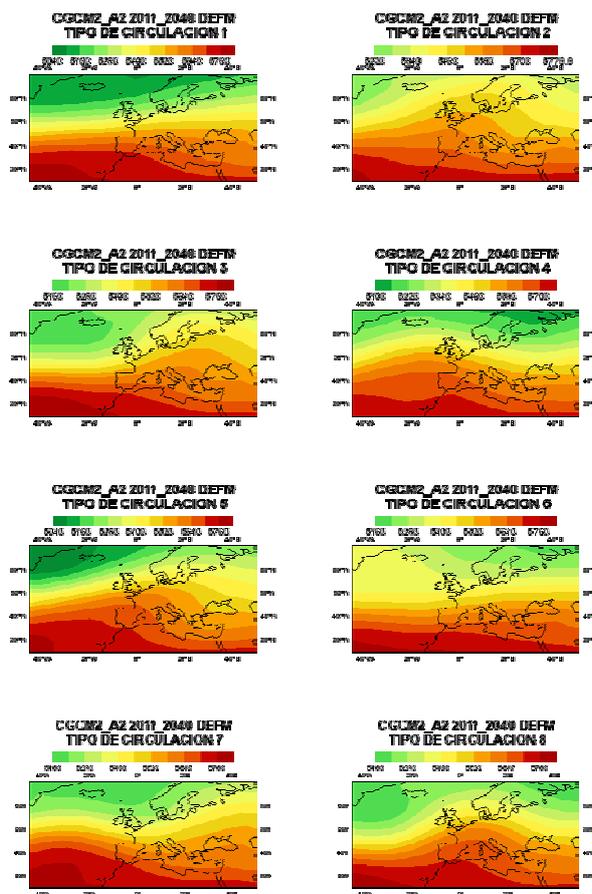


Figura 5.8.- Patrones de los tipos de circulación de invierno (DEFM) obtenidos del geopotencial de 500 hPa del CGCM2 A2 para el período 2011-2040.

Tipos (días)	Descripción de los tipos de circulación del CGCM2_A2 2011-2040
CGCM2_A2_11_40_1 (771)	Flujo zonal. Corriente en chorro desplazada hacia el Norte.
CGCM2_A2_11_40_2 (583)	Flujo zonal sobre la PI y el mar Mediterráneo y flujo anticiclónico sobre la Europa occidental y Escandinavia
CGCM2_A2_11_40_3 (473)	Flujo zonal sobre el Atlántico y dorsal sobre la Europa oriental
CGCM2_A2_11_40_4 (399)	Dorsal sobre las I.Británicas
CGCM2_A2_11_40_5 (415)	Dorsal que se extiende desde el Mar del Norte al Mediterráneo.
CGCM2_A2_11_40_6 (484)	Flujo zonal al S de la P.Iberica y Mediterráneo. Débil vaguada en Escandinavia
CGCM2_A2_11_40_7 (244)	Dorsal aproximándose al Oeste de la P.I. Difluencia en el Mediterráneo Oriental.
CGCM2_A2_11_40_8 (261)	Dorsal con eje inclinado que se extiende desde Dinamarca hasta el Mediterráneo.

Tabla 5.8.- Descripción de los tipos de circulación de la altura de 500 hPa del modelo CGCM2_A2 para el periodo 2011-2040. Entre paréntesis, el número de días.

Generación de escenarios de cambio climático para España

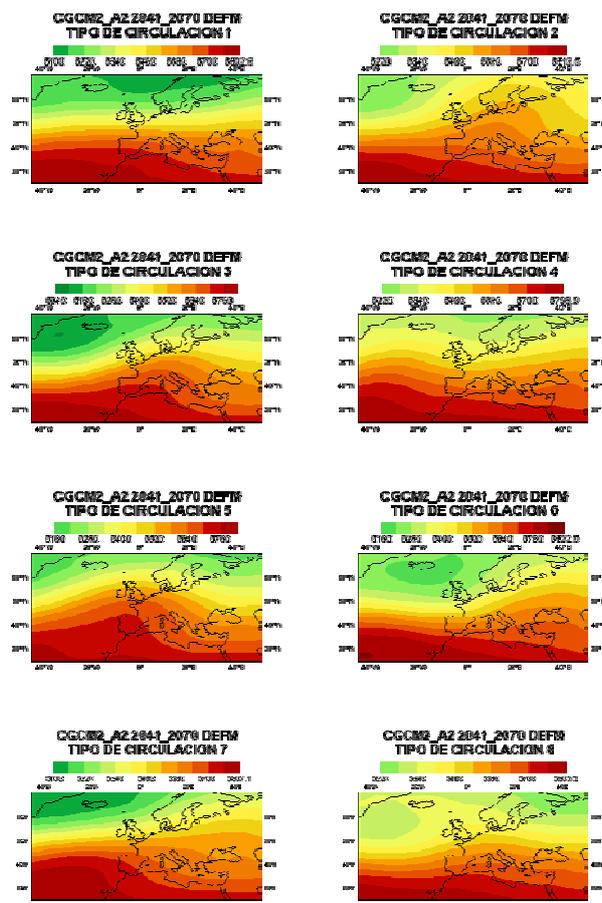


Figura 5.9.- Patrones de los tipos de circulación de invierno (DEFM) obtenido del geopotencial de 500 hPa del CGCM2 A2 para el período 2041-2070.

Tipos (días)	Descripción de los tipos de circulación del CGCM2_A2 2041-2070
CGCM2_A2_41_70_1 (635)	Fuerte flujo zonal
CGCM2_A2_41_70_2 (582)	Dorsal con eje inclinado Golfo de Botnia- Golfo de León.
CGCM2_A2_41_70_3 (502)	Flujo zonal sobre el Atlántico y dorsal sobre la Europa Oriental
CGCM2_A2_41_70_4 (437)	Débil vaguada sobre el mar del Norte, débil dorsal atlántica al S de Islandia
CGCM2_A2_41_70_5 (399)	Dorsal sobre las I. Británicas
CGCM2_A2_41_70_6 (455)	Flujo del WNW en el Atlántico y Europa Occidental. Dorsal con eje desde el S de Rusia al E del Mar Negro
CGCM2_A2_41_70_7 (297)	Dorsal aproximándose al O. Intenso flujo sobre el Atlántico. Débil vaguada con eje al S de Túnez
CGCM2_A2_41_70_8 (323)	Débil dorsal con eje desde Europa Central a las Baleares

Tabla 5.9.- Descripción de los tipos de circulación de la altura de 500 hPa del modelo CGCM2_A2 para el periodo 2041-2070. Entre paréntesis, el número de días.

Generación de escenarios de cambio climático para España

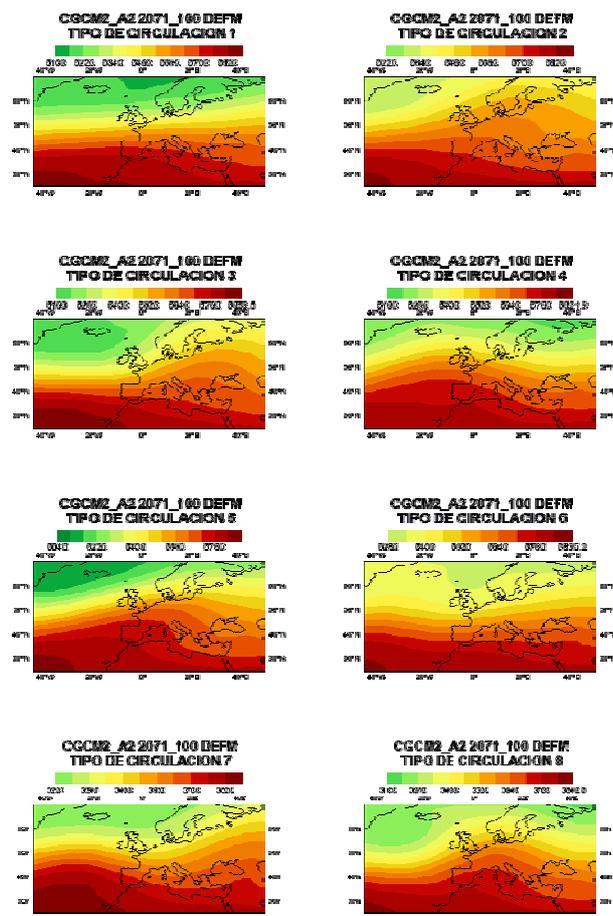


Figura 5.10.- Patrones de los tipos de circulación de invierno (DEFM) obtenido del geopotencial de 500 hPa del CGCM2 A2 para el período 2071-2100.

Tipos (días)	Descripción de los tipos de circulación del CGCM2_A2 2071-2100
CGCM2_A2_71_100_1 (794)	Fuerte flujo zonal. Corriente en chorro desplazada hacia el Norte
CGCM2_A2_71_100_2 (688)	Dorsal con eje inclinado Golfo de Botnia-Golfo de León
CGCM2_A2_71_100_3 (465)	Flujo zonal sobre el Atlántico y dorsal sobre la Europa oriental
CGCM2_A2_71_100_4 (429)	Dorsal sobre las Islas Británicas
CGCM2_A2_71_100_5 (351)	Dorsal que se extiende desde el Mar del Norte al Mediterráneo
CGCM2_A2_71_100_6 (332)	Débil vaguada al O de Noruega. Flujo zonal al S de la P. Ibérica y Mar Mediterráneo
CGCM2_A2_71_100_7 (301)	Débil vaguada en el Mar del Norte. Dorsal aproximándose al O de la PI, Difluencia en el Mediterráneo Oriental.
CGCM2_A2_71_100_8 (270)	Dorsal con eje inclinado que se extiende desde Dinamarca hasta el Mediterráneo.

Tabla 5.10.- Descripción de los tipos de circulación de la altura de 500 hPa del modelo CGCM2_A2 para el periodo 2071-2100. Entre paréntesis, el número de días.

Generación de escenarios de cambio climático para España

	(2011-2040)	(2041-2070)	(2071-2100)
M	3.63	3.40	3.33
>=4	69.64	64.43	61.68
1	297	296	332

Tabla 5.11.- Características y duración de los eventos: duración media (M), porcentaje del tiempo transcurrido en aquellos sucesos de duración igual o superior a los 4 días (>=4), y número de sucesos de 1 día para IPCC SRES A2 (2011-2040,2041-2070,2071-2100).

(2011-2040)		(2041-2070)		(2071-2100)	
CGCM2_A2_1	4.82	CGCM2_A2_1	3.97	CGCM2_A2_1	4.67
CGCM2_A2_2	4.32	CGCM2_A2_2	4.55	CGCM2_A2_2	4.81
CGCM2_A2_3	3.67	CGCM2_A2_3	2.92	CGCM2_A2_3	3.32
CGCM2_A2_4	3.02	CGCM2_A2_4	3.08	CGCM2_A2_4	2.90
CGCM2_A2_5	3.07	CGCM2_A2_5	3.24	CGCM2_A2_5	2.51
CGCM2_A2_6	4.79	CGCM2_A2_6	3.61	CGCM2_A2_6	3.46
CGCM2_A2_7	2.60	CGCM2_A2_7	2.43	CGCM2_A2_7	2.53
CGCM2_A2_8	2.29	CGCM2_A2_8	3.40	CGCM2_A2_8	2.09

Tabla 5.12.-. Persistencia media (en días) de los tipos de circulación sobre Europa para el IPCC SRES A2 y los distintos periodos.

(2011-2040)		(2041-2070)		(2071-2100)	
CGCM2_A2_1	21.24	CGCM2_A2_1	17.49	CGCM2_A2_1	21.87
CGCM2_A2_2	16.06	CGCM2_A2_2	16.03	CGCM2_A2_2	18.95
CGCM2_A2_3	13.03	CGCM2_A2_3	13.83	CGCM2_A2_3	12.81
CGCM2_A2_4	10.99	CGCM2_A2_4	12.04	CGCM2_A2_4	11.82
CGCM2_A2_5	11.43	CGCM2_A2_5	10.99	CGCM2_A2_5	9.67
CGCM2_A2_6	13.33	CGCM2_A2_6	12.53	CGCM2_A2_6	9.15
CGCM2_A2_7	6.72	CGCM2_A2_7	8.18	CGCM2_A2_7	8.29
CGCM2_A2_8	7.19	CGCM2_A2_8	8.89	CGCM2_A2_8	7.43

Tabla 5.13.- Frecuencia relativa de ocurrencia (en %) de los tipos de circulación sobre Europa para el IPCC SRES A2 y los distintos periodos.

En las Tablas 5.12 y 5.13 aparecen desglosadas la persistencia media y la frecuencia relativa (expresada en %) de los distintos tipos de circulación de la simulación de cambio climático. En el caso del SRES-A2 (2011-2040), el rango de variación de la persistencia varía entre los 2.29 días del tipo CGCM2_A2_11_40_8 y los 4.82 días del tipo CGCM2_A2_11_40_1. Para el IPCC SRES-A2 (2041-2070) el rango varía entre los 2.43 días del tipo CGCM2_A2_41_70_7 y los 4.55 días del tipo CGCM2_A2_41_70_2 y, para el IPCC SRES A2 (2071-2100), la persistencia varía entre los 2.09 días del tipo CGCM2_A2_71_100_8 y los 4.81 días del tipo CGCM2_A2_71_100_2.

Respecto al análisis de las frecuencias relativas, se observa que en los dos primeros períodos de estudio, las frecuencias son superiores al 10% excepto para los tipos CGCM2_A2_11_40_7, CGCM2_A2_11_40_8 y CGCM2_A2_41_70_7 y CGCM2_A2_41_70_8. En el último período, son tres los tipos con frecuencia inferior al 10% (CGCM2_A2_71_100_6, CGCM2_A2_71_100_7 y CGCM2_A2_71_100_8). La frecuencia máxima aparece en el IPCC SRES A2 (2071-2100) y corresponde al tipo CGCM2_A2_71_100_1 (22%).

Al tratar de aislar aquellos rasgos comunes en el comportamiento, se observa que los tipos más persistentes se corresponden con situaciones de fuerte flujo zonal (2011-2040) y/o bien con situaciones de dorsales con eje inclinado Golfo de Botnia-Golfo de León; siendo las menos persistentes, dorsales que se aproximan al Oeste de la Península Ibérica o dorsales con eje muy inclinado que se extiende desde Dinamarca al Mediterráneo.

Para los períodos 2041-2070 y 2071-2100, análogamente a lo sucedido en la simulación de control y en el re-análisis, el tipo más frecuente no es el que tiene la mayor persistencia, pero está en segundo lugar.

Los resultados obtenidos cotejan con los de Huth (2000), quien apuntó que, trabajando con el modelo ECHAM3 y experimentos 2xCO2 parecía causar una reducción en la presencia de vaguadas tanto en la Europa Occidental como en la Europa Oriental y en las dorsales sobre Gran Bretaña y, un desplazamiento más frecuente al Norte de la corriente en chorro. Otra característica sería la reducción en la intensidad de las dorsales sobre Gran Bretaña y de las vaguadas sobre la costa noroeste europea.

5.3.3.- Discusión y conclusiones

Los puntos focales de esta validación son: 1) la habilidad del modelo CGCM2 para simular los tipos de circulación del geopotencial de 500 hPa sobre el Atlántico Norte y Europa durante los meses invernales y, 2) los efectos en la circulación al considerar escenarios de cambio climático.

Respecto al punto 1) se observa que el modelo CGCM2 (1961-1990) es capaz de reproducir razonablemente los tipos de circulación presentes en el re-análisis, si bien mostrando una tendencia a una mayor zonalización y ausencia del tipo de bloqueo euroatlántico. La duración media (M) es mayor que en el ERA40, y presenta el tipo de circulación con mayor persistencia media (> 5 días) que corresponde a flujo anticiclónico sobre Europa Occidental y Escandinavia; valor no superado en ningún otro periodo.

Presenta una tendencia a la sobre-estimación de la duración de los eventos, en concordancia con estudios previos.

Respecto al punto 2), para analizar con más detalle el comportamiento de los tipos de circulación del modelo CGCM2 para el escenario A2 se subdividió el periodo 2011-2100 en tres periodos de 30 años. Al proceder de esta manera, se observó que en el período 2011-2040, existe una tendencia creciente respecto a la duración media (M) y al tiempo transcurrido en los sucesos de duración igual o superior a los 4 días - tomando como referencia la simulación de control del modelo CGCM2 (1961-1990)- junto con una tendencia a la zonalidad, y a un debilitamiento en la intensidad de las vaguadas y amplitud de dorsales. En los períodos siguientes, la tendencia es a un decrecimiento tanto en M como en el tiempo transcurrido en los sucesos de duración igual o superior a los 4 días, estando ligada la mayor persistencia a los tipos zonales. Este comportamiento nos lleva a considerar la necesidad de una mayor profundización que incluiría un análisis de las transiciones junto con un análisis complementario de los modos de variabilidad. Como se desprende del estudio realizado, el análisis de los tipos de circulación se ha revelado como una herramienta extremadamente útil en la validación de los GCM y en el análisis de la respuesta climática.

6. Descripción de las diferentes técnicas de regionalización utilizadas³

La herramienta más importante para explorar la posible evolución futura del clima a escala secular en escenarios de cambio de las concentraciones de gases de efecto invernadero son los Modelos de Circulación General del Océano y la Atmósfera. Dada la limitada resolución espacial, los modelos climáticos deben contener una representación de los procesos físicos que no pueden ser explícitamente resueltos por el modelo. Estos se incluyen mediante *parametrizaciones* (algoritmos relativamente sencillos de cálculo que en cada paso de tiempo calculan el efecto de los diferentes procesos subrejilla en las variables y escalas resueltas explícitamente por el modelo). Este es el caso de los procesos de cambio de fase (evaporación, condensación, formación de nubes), el intercambio radiativo (absorción, emisión y reflexión de radiación solar), procesos convectivos en escalas inferiores a la de resolución, procesos de intercambio de calor sensible y latente en superficie a través del suelo o la vegetación, etc.

La mayor parte de las ecuaciones en los AOGCMs son ecuaciones diferenciales, para la tasa de cambio de una cantidad, p. e., la velocidad del fluido, de tal forma que si es conocido su valor en un determinado instante, puede evaluarse el correspondiente en un instante posterior a través de la integración de las ecuaciones apropiadas. Por tanto, los AOGCMs tienen una orientación predictiva y permiten obtener soluciones de las ecuaciones, i. e. simulaciones climáticas, a partir de un estado inicial del sistema (condiciones iniciales).

El potencial de los AOGCMs reside en que permiten agrupar los efectos de un alto número de procesos físicos y dinámicos de los distintos subsistemas climáticos, no lineales en esencia y con múltiples interacciones, que serían muy difíciles de analizar de otro modo. En la realización de experimentos de cambio climático se suelen hacer integraciones de estos modelos en los que no se alteran las condiciones de contorno o forzamiento externo (solar, volcánico, cubierta vegetal, concentraciones de gases de efecto invernadero). Estos experimentos reciben el nombre de simulaciones de control y constituyen estados climáticos de referencia con los cuales se comparan los resultados de simulaciones con perturbación externa o de cambio climático. En las simulaciones de cambio climático, la concentración de gases de efecto invernadero va aumentando de forma gradual de acuerdo con futuros escenarios preestablecidos (IPCC-SRES). Estas simulaciones pueden compararse con las de control para hacer evaluaciones de los cambios esperables en el clima medio y sus extremos en distintas escalas espaciales. En sentido estricto, por tanto, estas simulaciones no son predicciones sino que constituyen estados climáticos compatibles con el forzamiento externo aplicado al modelo. Estas simulaciones indicarían la previsible evolución del clima (global, hemisférico, gran escala...) en un sentido estadístico (clima medio y extremos) condicionada a la suposiciones adoptadas en cuanto a la evolución de los factores de forzamiento externo y las propias características del modelo.

La comparación de simulaciones globales con observaciones sugiere que los modelos son bastante fiables en la reproducción de las características del clima a gran escala, p. e. la célula de Hadley, la circulación en latitudes medias, etc. Ahora bien, el realismo a escala regional es limitado y, de hecho, distintos modelos ofrecen considerables

³ La introducción general a las diferentes técnicas de regionalización procede casi literalmente del documento “Programa coordinado para generación de escenarios regionalizados de cambio climático” (MMA, Noviembre 2006)

diferencias a escala regional en simulaciones con el mismo forzamiento externo. Hay varias razones para explicar las desviaciones de los modelos en la escala regional, entre las cuales podemos citar: la limitada resolución espacial que impone una descripción inadecuada de la topografía, distribución tierra-océano suavizada, la truncación numérica en la resolución de las ecuaciones diferenciales que obliga a parametrizar, utilizando diferentes algoritmos, los procesos en escalas espaciales inferiores a la resolución, el carácter global de las parametrizaciones que pueden no ser apropiadas para distintas zonas del globo, etc.

El clima global es la respuesta a las estructuras a gran escala en la superficie de la Tierra (distribución tierra-océano, topografía, etc.) y el calentamiento diferencial para diferentes latitudes y épocas del año. Los climas regionales, por otro lado, representan el resultado de la interacción del clima a gran escala con los detalles a escala regional. Por tanto, es posible simular el clima global adecuadamente aunque los detalles regionales no se simulen de modo totalmente realista. De hecho, esta dependencia por parte del clima regional de los factores a gran escala es precisamente el mecanismo que se explota en modelización regional para deducir el clima en estas escalas a partir de las simulaciones proporcionadas por los AOGCMs.

La modelización a escala regional surge de la motivación de solventar estas limitaciones en los AOGCM y entender mejor los procesos que contribuyen a la variabilidad climática regional así como la necesidad de evaluar los cambios que se pueden producir en estas escalas espaciales en el contexto de la predicción meteorológica, estacional, anual, decadal y secular. La demanda más importante se encuentra en estos momentos en la necesidad de disponer de información de alta resolución espacial y temporal para estudios de impacto y diseño de políticas de adaptación al cambio climático.

Las proyecciones climáticas realizadas con modelos globales para diferentes escenarios de emisión carecen de la suficiente resolución espacial que demandan la mayoría de los usuarios para los estudios de impacto y adaptación al cambio climático. Para acomodar las proyecciones globales, con resoluciones espaciales del orden de 200-300 km, a las características regionales o incluso locales se utilizan diferentes técnicas de regionalización o reducción de escala (*downscaling*). Estas técnicas adaptan las salidas de los modelos globales a las características fisiográficas de una determinada región vistas con una resolución apta para ser directamente utilizada por las distintas aplicaciones que tienen como datos de entrada las proyecciones climáticas (bien en rejillas regulares o en las posiciones de los observatorios) (Wilby y Wigley, 1997) . Algunas instituciones utilizan la alternativa del doble anidado en la que se realizan, como paso intermedio previo a la regionalización, simulaciones globales con un modelo atmosférico de mayor resolución (aprox. entre 100 y 150 km). Este enfoque (Hulme *et al.*, 2002), si bien recomendable, introduce aumentos considerables en los requerimientos computacionales.

Todas las técnicas de regionalización parten de las proyecciones suministradas por los AOGCMs a los que dotan de detalles de escala más pequeña asociados con información adicional de orografía, usos de suelo, etc. En consecuencia, las proyecciones regionalizadas heredan todos los defectos y debilidades de los modelos “padre” globales. Si el modelo global simula incorrectamente aspectos de la variabilidad a gran escala relevantes para el clima regional/local, carece de sentido regionalizar proyecciones climáticas realizadas con el mismo. Ahora bien, si la simulación de la variabilidad climática natural es aceptable, entonces tiene sentido trasladar la información de los

patrones globales a información local. Es importante tener también en cuenta que debido a que la variabilidad natural es mayor en las escalas regionales y locales que en la gran escala, las proyecciones de cambio climático en escalas regionales estarán sometidas forzosamente a más incertidumbre que las de los AOGCMs. Esta limitación de las técnicas de regionalización debe tenerse siempre presente. Los AOGCMs proporcionan las proyecciones climáticas a gran escala y las técnicas de regionalización introducen los detalles en las escalas no resueltas por la rejilla de los modelos globales. En este proceso se incluye información relevante que permite aumentar la resolución de las proyecciones climáticas, incorporando relaciones entre variables a más resolución que la proporcionada por los AOGCMs o resolviendo procesos físicos en estas escalas, ahora bien, se incluyen también incertidumbres adicionales que hay que estimar.

Existen diferentes técnicas que implican un muy distinto nivel de complejidad pero que se pueden agrupar en dos grandes categorías: (i) regionalización dinámica y (ii) regionalización estadística. Ambas técnicas de regionalización se conocen y se han aplicado desde los años 70 y 80 del siglo pasado en la predicción numérica del tiempo mediante el uso muy extendido de modelos atmosféricos de área limitada y de técnicas de adaptación estadística basadas en relaciones empíricas entre variables, tales como el MOS (Model Output Statistics) y el Perfect Prog (Perfect Prognosis). Aunque estas técnicas se han aplicado en distintas escalas temporales (por ejemplo en la predicción a corto plazo), las aplicaciones de cambio climático requieren de modelos estadísticos y modelos de área limitada que tengan en cuenta los procesos de escala interanual.

Las técnicas de regionalización dinámica, que se basan en el uso de modelos regionales o de área limitada (RCM, del inglés *Regional Climate Model*), tienen la ventaja de ser físicamente consistentes y la desventaja de necesitar un gran volumen de cálculo. Las técnicas de regionalización estadística agrupan multitud de algoritmos entre los que se incluyen los métodos de clasificación, los modelos de regresión y los generadores de tiempo (IPCC, 2001). Las técnicas estadísticas se basan en relaciones cuantitativas entre variables atmosféricas de gran escala (predictores) y las variables locales de superficie (predictandos), usualmente precipitación y temperatura máxima y mínima. Las técnicas estadísticas son relativamente simples y normalmente requieren poco cálculo, aunque los nuevos métodos no lineales desarrollados recientemente se basan en costosos algoritmos de optimización no lineal y requieren un tiempo mayor de cómputo.

La regionalización estadística se basa en la hipótesis de que las relaciones establecidas entre los predictores y predictandos son invariables frente al cambio en el clima; ésta es una desventaja de este tipo de técnicas frente a los modelos dinámicos. Aunque existen multitud de técnicas de tipo estadístico, que proporcionan resultados diferentes, no es posible determinar cual de ellas es la mejor, pues ninguna de ellas es superior al resto en todas las regiones y para todas las variables, tal y como aparece en las conclusiones del proyecto STARDEX (del 5º FP UE, 2002 - 2005). Un problema similar se presenta en los RCMs en lo que respecta al uso de distintas parametrizaciones físicas.

El procedimiento arriba esbozado para generar proyecciones climáticas regionales/locales, basado en AOGCMs que suministran información bien sea en forma de condiciones de contorno para modelos regionales o bien en forma de predictores (basados en las variables atmosféricas a gran escala) para las técnicas empíricas, no permite incluir las posibles retroalimentaciones de las escalas regionales/locales en las escalas globales. Estas posibles retroalimentaciones podrían tratarse, por ejemplo, utilizando modelos anidados con flujo de información en los dos sentidos (*two-way*

nesting, en inglés) o modelos globales con rejilla variable. El procedimiento basado en el anidado en dos sentidos requiere que las integraciones de ambos modelos, global y regional, se realicen simultáneamente. Esta limitación es muy restrictiva desde el punto de vista operativo, y muy poco habitual incluso para predicciones a corto plazo. La otra alternativa basada en el uso de modelos globales con rejilla variable presenta otros problemas asociados con las posibles opciones de parametrización de los procesos físicos, que en principio son dependientes de la resolución de los modelos. Una alternativa interesante en este contexto es la realización de experimentos de sensibilidad del clima a gran escala a cambios en las condiciones locales que pueden imponerse a través de cambios en alguna parametrización, cambios repentinos en la cubierta vegetal o usos de suelo, etc. Este tipo de estudios se conocen con frecuencia como de *upscaling* y permiten estudiar la influencia de cambios a escala local/regional en el clima a gran escala. Un ejemplo interesante lo constituye la válvula salina de los flujos a través del Estrecho de Gibraltar

Un tema igualmente importante, y con frecuencia relacionado con el anterior por su carácter frecuentemente local, es el de los posibles procesos umbral (*tipping points*) que, si bien representan escenarios de baja probabilidad en el siglo XXI, son procesos plausibles que se deben tener en cuenta. Además del ya mencionado ejemplo relacionado con el estudio del papel de válvula salina en el Estrecho de Gibraltar, se puede mencionar también los cambios en la circulación termohalina en el Atlántico Norte (Schellnhuber and Held, 2002).

A continuación se pasará a describir los métodos y algoritmos de regionalización utilizados en este informe.

6.1. Regionalización dinámica sobre España. Resultados del proyecto PRUDENCE.

Como se ha mencionado más arriba las técnicas de regionalización basadas en modelos regionales tienen la ventaja de ser físicamente consistentes y por lo tanto proporcionar una descripción de la atmósfera basada en todas las variables del modelo y la clara desventaja de necesitar un gran volumen de cálculo. Además el hecho de que las condiciones de contorno no sean un problema matemático bien planteado (Staniforth, 1997) plantea el problema adicional de que el modelo anidado cambia las escalas grandes suministradas por el modelo global, mostrando una dependencia de los resultados con la posición y orientación del dominio de integración. Este hecho podría limitar la credibilidad de los resultados. Recientemente von Storch *et al* (2000) y Miguez-Macho *et al* (2004) han propuesto una solución al problema imponiendo la condición de que la simulación regional converja en las escalas grandes a la del modelo global, considerada “verdadera”. Esta mejora no se ha introducido en la mayoría de las simulaciones climáticas regionales disponibles hasta la fecha. Sin embargo, a esta técnica de ajuste (*nudging* en inglés) a las escalas grandes proporcionadas por el modelo global se le puede objetar la reducción de grados de libertad y la excesiva dependencia de las simulaciones de los modelos regionales a las proporcionadas por el modelo global.

El gran volumen de cálculo que implica la integración de modelos regionales de clima hace que el número de estas integraciones sea relativamente pequeño globalmente hablando, si bien ciertas regiones del globo, entre las que se incluye Europa, se han beneficiado de algunos proyectos que han explorado exhaustivamente esta vía de

obtener proyecciones climáticas regionales. Este gran volumen de cálculo implica un claro desfase en el tiempo entre la disponibilidad de resultados de modelos globales y la correspondiente disponibilidad de resultados de modelos regionales. De hecho, los resultados que aparecen en el AR4 IPCC (2007) sobre Europa basados en RCMs se refieren principalmente a integraciones que utilizan los modelos globales del TAR IPCC (2001).

Los RCMs capturan mejor la variación en Europa tanto de temperatura como de precipitación que los AOGCMs. La mayoría, pero no todos los RCMs, también tienden a sobreestimar la variabilidad interanual de las temperaturas en Europa central y meridional (Lenderink *et al.*, 2006; Vidale *et al.*, 2006; Jacob *et al.*, 2006). La excesiva variabilidad de la temperatura coincide con la excesiva variabilidad interanual en radiación de onda corta o evaporación, o en ambas simultáneamente (Lenderink *et al.*, 2006). De ello se concluye que se precisa de una mejora en la descripción de los procesos de suelo, capa límite y nubes. Uno de los parámetros de los modelos que puede ser clave es la profundidad del suelo en los mismos, que parece ser demasiado pequeña en muchos RCMs (van den Hurk *et al.*, 2005).

A efectos de este primer informe sobre proyecciones climáticas regionalizadas sobre España y teniendo en cuenta la cantidad de recursos que consume la integración de modelos climáticos regionales sobre periodos extensos (decadales y seculares), parecía que la solución más razonable fuera aprovechar los resultados generados recientemente –y con frecuencia no suficientemente explotados– en el contexto de los proyectos europeos, en lugar de añadir alguna integración adicional a las actualmente existente calculada expresamente para los fines de este proyecto.

Entre los proyectos recientes que han explorado la utilidad de la regionalización dinámica sobre Europa destaca el proyecto PRUDENCE. En el proyecto PRUDENCE (Prediction of Regional scenarios and Uncertainties for Defining European Climate change risks and Effects, EU 5th Framework Project) han participado más de 20 grupos de investigación europeos y entre sus principales objetivos está el proporcionar proyecciones regionalizadas de cambio climático para Europa mediante regionalización dinámica para finales del siglo XXI. También es un objetivo principal la exploración de la incertidumbre asociada a estas proyecciones. En el proyecto se han estudiado cuatro fuentes de incertidumbre:

- (i) incertidumbre de muestreo, por el hecho de que el clima del modelo se estima como un promedio sobre un número finito de años (30);
- (ii) incertidumbre por el modelo regional, por el hecho de que los RCMs utilizan técnicas diferentes para discretizar las ecuaciones y para representar los procesos subrejilla;
- (iii) incertidumbre por las emisiones, por la diferente elección de escenarios de emisión IPCC-SRES; e
- (iv) incertidumbre por el contorno, por las diferentes condiciones de contorno obtenidas a partir de diferentes modelos climáticos globales.

El proyecto PRUDENCE ha creado una base de datos muy valiosa que todavía está por explorar y analizar en detalle sobre la Península Ibérica e Islas Baleares. La base de

datos incorpora datos de regionalización de 10 modelos regionales forzados con un único modelo global (HadAM3), además de resultados de otros modelos regionales forzados con salidas de otros modelos globales (ECHAM4/OPYC, ECHAM5, ARPEGE/OPA) distintos del HadAM3. Estos datos conjuntamente con los de los modelos globales permiten proporcionar proyecciones a más resolución (en el entorno de los 50 km) y explorar la incertidumbre asociada a los diferentes modelos regionales. La base de datos PRUDENCE contiene dato diario de las proyecciones climáticas para el periodo 2071-2100, siendo especialmente interesantes todos los campos relacionados con el ciclo del agua (precipitación, evapotranspiración, escorrentía, humedad del suelo) que permiten estimar la contribución a los distintos términos del balance proporcionada por los diferentes modelos regionales.

En este informe se describe la extracción que se ha realizado de la base de datos original de PRUDENCE (<http://prudence.dmi.dk>) para estudios de impacto sobre la Península Ibérica e Islas Baleares. La extracción consiste en una ventana centrada sobre la zona de interés y la interpolación de una selección de campos a una rejilla común que permita una más fácil exploración y comparación de los resultados obtenidos con los diferentes RCMs y con los métodos estadísticos descritos en este informe.

6.1.1. Descripción de los modelos climáticos regionales y globales utilizados en PRUDENCE.

Los modelos regionales del clima utilizados en el proyecto PRUDENCE se describen brevemente a continuación:

- El Instituto Meteorológico de Dinamarca (DMI) utilizó el modelo regional HIRHAM. Este modelo fue desarrollado originalmente por Christensen y van Meijgaard (1992) y después reformado por Christensen *et al.* (1996). Posteriormente se introdujeron mejoras usando nuevos datos fisiográficos de la topografía y de los usos de suelo con alta resolución (Hagemann *et al.* 1999; Christensen *et al.* 2001). La habilidad de las diversas versiones de este RCM para simular el clima actual y futuro se describe en Christensen *et al.* (1998) y en Christensen y Christensen (2003; 2004).
- El Hadley Centre (HC) utilizó el modelo regional HadRM3H (Hudson y Jones 2002b). La configuración de esta versión del modelo es muy similar a la del HadRM3P que fue desarrollado por Buonono *et al.*, (2006). Los principales cambios de la nueva versión se relacionan con la parametrización de la nubosidad a gran escala y los efectos radiativos de las nubes convectivas. Tales actualizaciones han proporcionado una mejora sensible en los perfiles verticales de las nubes y en los campos de radiación.
- La Escuela Superior Politécnica de Zurich (ETHZ) utilizó el modelo CHRM. La versión más actualizada de este modelo se describe en Vidale *et al.* (2003). Se ha analizado la habilidad de este modelo para representar el ciclo hidrológico a escala continental y a escala regional en el área de los Alpes (Frei *et al.*, 2003), y se utilizó para simular una gran variedad de procesos meteorológicos de mesoescala (Schär *et al.* 1999, Heck *et al.* 2001) y en estudios de cambio climático (p.e., Schär *et al.* 2004).
- El Instituto de Investigaciones Costeras (GKSS) utilizó el modelo CLM. Es la versión climática del modelo no hidrostático LM. Tiene la misma dinámica y similares

parametrizaciones físicas que el modelo de predicción meteorológica LM del Servicio Meteorológico de Alemania (DWD). En Steppeler *et al.* (2003) se describe de forma detallada este modelo.

- El Instituto Max Planck (MPI) utilizó el modelo REMO (Jacob 2001). Se basa en el modelo EM/DM del Servicio Meteorológico de Alemania con algunas modificaciones en las parametrizaciones físicas, tomadas del modelo global ECHAM4. Ha sido analizado en diversas simulaciones climáticas (Semmler *et al.* 2004 y Aldrian *et al.* 2004) y en simulaciones del ciclo hidrológico (p.e. Frei *et al.*, 2003), Hennemuth *et al.*, 2003) y Lehmann *et al.*, 2004).
- El Instituto Meteorológico e Hidrológico de Suecia (SMHI) utilizó el modelo RCO del Rossby Centre. Este modelo consta de una parte atmosférica RCA2 (Jones *et al.*, 2004) y de otra oceánica (Meier *et al.*, 2003). El acoplamiento entre ambas se describe en Döscher *et al.* (2002) y los resultados de las simulaciones se analizan en Räisänen *et al.* (2004).
- La Universidad Complutense de Madrid (UCM) utilizó el modelo PROMES. Este modelo fue desarrollado originalmente por Castro *et al.* (1993) y la versión climática actual se ha utilizado en diversos experimentos (p.e. Gallardo *et al.* 2001, Gaertner *et al.* 2001, Arribas *et al.* 2003). Algunos resultados parciales de las simulaciones realizadas con este modelo en el marco del proyecto PRUDENCE se presentan en Sánchez *et al.* (2004).
- El Centro Internacional de Física Teórica (ICTP) utilizó el modelo RegCM. Fue desarrollado originalmente por Giorgi *et al.* (1993a,b) y sus sucesivas actualizaciones y mejoras se describen en Giorgi *et al.* (1999) y Pal *et al.* (2000). Algunos resultados de simulaciones de clima actual y de escenarios de cambio climático con este modelo se presentan en Giorgi *et al.* (2004a,b).
- El Real Instituto Meteorológico de Holanda (KNMI) utilizó el modelo RACMO2 (Lenderink *et al.*, 2003), que combina la dinámica y la parametrización de procesos superficiales del modelo de predicción meteorológica HIRLAM con las demás parametrizaciones físicas de la versión del modelo ECMWF usado en el Reanálisis ERA40 del Centro Europeo de Predicción a Plazo Medio. Además se ha reformado algunos aspectos del esquema superficial para incrementar la reserva de agua en el suelo e incrementar la sensibilidad de la evapo-traspiración en condiciones de sequía.
- El Centro Nacional de Investigaciones Meteorológicas de Francia (CNRM) no utilizó un modelo de área limitada como en los anteriores 9 RCM, sino el modelo global ARPEGE/IFS con resolución horizontal variable, siendo ésta máxima sobre la región del Mediterráneo (Gibelin y Déqué, 2003). No obstante, como su resolución es similar a la de los demás RCM, se ha incluido entre los modelos regionales pues puede considerarse como un modelo de área limitada con anidamiento bidireccional en el modelo global ARPEGE/IFS.

En la Tabla 6.1 se presenta un resumen de las configuraciones de la malla y del esquema de relajación en los contornos laterales usados en cada uno de estos modelos.

Centro	Modelo	Resolución horizontal y nº de celdillas (nx x ny)	Puntos y esquema de relajación	Niveles verticales
CNRM	ARPEGE	50-70 km (sobre Europa)	---	31
ETH	CHRM	0.5° (55 km) 81 x 91	8 Davies 1976	20
HC	HadRM	0.44° (50 km) 106 x 111	---	19
DMI	HIRHAM	0.44° (50 km) 110 x 104	10 Davies 1976	19
MPI	REMO	0.5° (55 km) 97 x 109	8 Davies 1976	19
ICTP	RegCM	50 km Lambert 119 x 98	11 Giorgi <i>et al.</i> , 1993	16
UCM	PROMES	50 km Lambert 112 x 96	10 Davies 1976	28
GKSS	CLM	0.5° (55 km) 101 x 107	8 Davies 1976	20
SMHI	RCAO	0.44° (50 km) 90 x 86	8 Davies 1976	24
KNMI	RACMO	0.44° (50 km) 94 x 80	8 (16 u,v) Davies 1976	31

Tabla 6.1.- Relación de centros y modelos regionales en el proyecto PRUDENCE, con las configuraciones de la malla y las condiciones de contorno laterales usadas por cada modelo.

6.1.2. Descripción de las simulaciones climáticas realizadas en PRUDENCE.

Con los RCM se realizaron simulaciones climáticas correspondientes a dos periodos de 31 años. El llamado *experimento de control* o de *clima actual* abarca el periodo de 1960 a 1990 y los *experimentos de escenario* o de *clima futuro* comprenden el periodo de 2070 a 2100. El primero (1961-1990) considerando la evolución observada del contenido global de CO₂ y de aerosoles sulfato (SUL) y el segundo (2071-2100) con las evoluciones correspondientes a los escenarios de emisiones antropogénicas SRES-A2 y SRES-B2 del IPCC (IPCC, 2001) que se muestran en la Tabla 2.

Escenario	Sustancia	Años			
		2070	2080	2090	2100
SRES-A2	CO ₂ (ppm)	635	698	771	856
	SUL (TgS)	0.56	0.49	0.47	0.45
SRES-B2	CO ₂ (ppm)	531	559	589	621
	SUL (TgS)	0.38	0.38	0.37	0.36

Tabla 6.2.- Concentraciones globales medias de CO₂ (en ppm de C) y de aerosol sulfato SO₄⁼ (en Tg de S). Fuente IPCC (2001).

Todos los RCM utilizaron los valores de contorno, de SST y de cubierta de hielo marino actualizados cada 6 horas que fueron suministrados por el modelo global al que se anidaron (HadAM3 o ECHAM4). El modelo HadAM3 es un modelo atmosférico que refina la resolución de la componente atmosférica del modelo acoplado atmósfera-océano HadCM3. Mientras que la resolución de la componente atmosférica del HadCM3 es de aproximadamente 300 km, la resolución del HadAM3 es de 150 km. Mientras que los valores de SST y cubierta de hielo marino suministrados por el modelo global acoplado ECHAM4 en los dos periodos de estudio corresponden puramente a simulaciones, los utilizados en el periodo de control (1960-90) por el modelo global HadAM3, y consecuentemente por los RCM anidados, se tomaron de la base de datos HadISST (Rayner *et al.*, 2003) construida a partir de observaciones, y los del periodo del escenario (2070-2100) corresponden a simulaciones climáticas del modelo global acoplado atmósfera-océano HadCM3. No obstante, en el caso de modelo RCA-O del SMHI, los valores de SST y hielo en la región del Mar Báltico corresponden a la propia simulación con este RCM acoplado.

En la figura 6.1 se muestra un esquema que resume las principales características de todas las simulaciones.

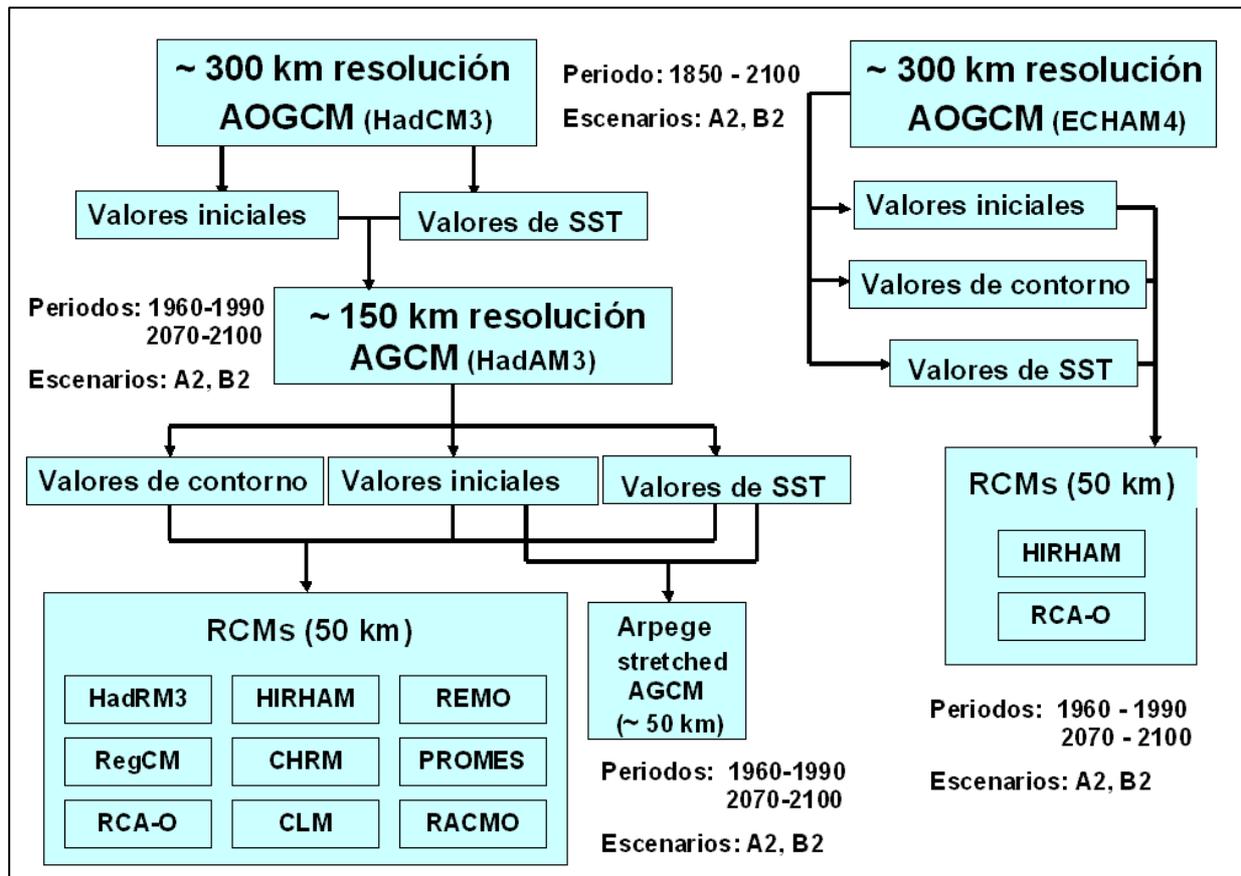


Figura 6.1.- Esquema de las simulaciones realizadas en el proyecto PRUDENCE

En resumen, todos los RCM han realizado las simulaciones de clima actual (1960-90) y de clima futuro (2070-2100) con el escenario de emisiones A2 utilizando las condiciones iniciales y de contorno proporcionadas por el modelo global atmosférico HadAM3. Además, unos cuantos RCM han realizado simulaciones de clima futuro con el escenario de emisiones B2 utilizando también las condiciones iniciales y de contorno del modelo HadAM3. Finalmente, dos RCM han llevado a cabo además los tres experimentos (control y escenarios A2 y B2) utilizando valores iniciales y de contorno proporcionados por el modelo global acoplado ECHAM4/OPYC.

En la Tabla 1.2 (Sec.1) se presentan las simulaciones realizadas por los diversos modelos climáticos regionales, que a partir de ahora se identificarán por las siglas del centro donde cada uno se ha desarrollado, en vez de por sus propios nombres. La correspondencia entre modelo y centro se muestra en la Tabla 6.1.

Por consiguiente, se dispone de los resultados de un total de 31 simulaciones de clima actual y futuro, realizadas por diez modelos con resolución horizontal de aproximadamente 50 km y cubriendo un dominio geográfico que abarca la mayor parte de Europa. En la figura 6.2 se muestran los dominios usados por los RCM en PRUDENCE. El dominio del CNRM no se incluye pues es un modelo global y tampoco el del modelo del ICTP, aunque es muy similar al de la UCM.

Generación de escenarios de cambio climático para España

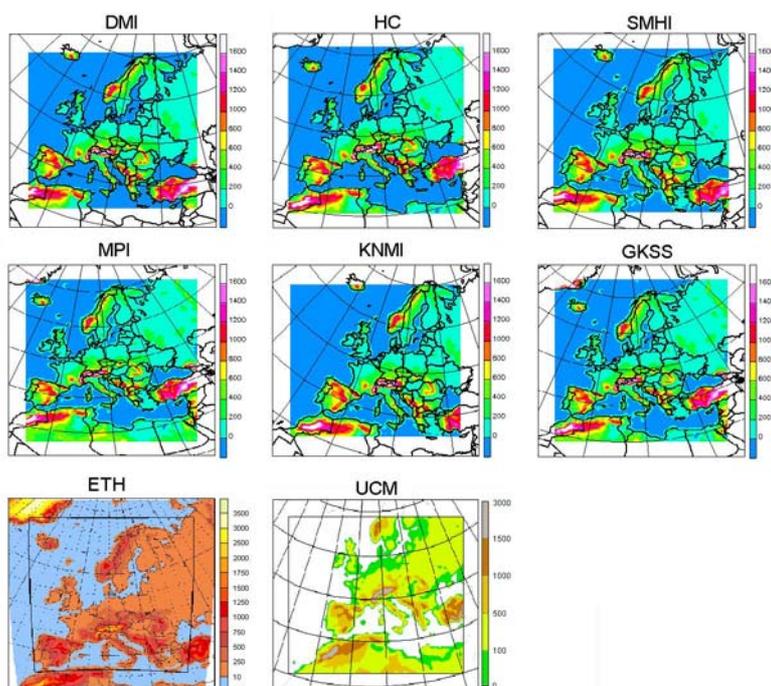


Figura 6.2.- Dominios usados por diversos RCM participantes en PRUDENCE. El recuadro interior indica el dominio efectivo del modelo, excluida la zona de relajación en los contornos laterales.

6.2. Regionalización estadística utilizando distintos métodos empíricos.

En este informe se han utilizado cuatro métodos empíricos de regionalización. Dos de ellos están basados técnicas de análogos que aunque comparten los mismos principios sus realizaciones son distintas por utilizar tanto distintos datos de partida como pequeñas variaciones en los algoritmos, otro basado en técnicas de regresión lineal que se suele utilizar como referencia habitual en este tipo de estudios, y por último, se ha incluido un método basado en índices de circulación que proporciona volúmenes de agua por cuencas hidrográficas. Aunque este último método utiliza técnicas de regionalización puede considerarse como un ejemplo de modelo de aplicación. Los tres primeros métodos proporcionan regionalizaciones de temperaturas (máxima y mínima) y precipitación utilizando la base de datos termo-pluviométrica del INM con salidas de dato diario. El último método proporciona volúmenes de precipitación por cuencas hidrográficas con salidas mensuales.

6.2.1. Descripción del método de análogos FIC.

En todos los métodos estadísticos son esenciales los criterios con los que se seleccionan los predictores procedentes de los GCMs. Preferentemente los predictores se seleccionarán bajo consideraciones teóricas, y teniendo en cuenta el uso final de la técnica a desarrollar.

El problema de “estacionariedad” en el contexto de cambio climático, es decir la permanencia de las relaciones entre predictores y predictandos, es un punto de

permanente discusión en la aproximación estadística a la regionalización de las salidas de los GCMs. En la búsqueda de la deseada estacionariedad, es razonable que los predictores seleccionados sean forzamientos físicos de los predictandos o al menos que estén relacionados físicamente con ellos.

También deben considerarse las características y limitaciones de los GCMs a los que se aplicarán las técnicas de regionalización. Los predictores seleccionados deben estar bien simulados por los GCMs, y deberá considerarse tanto la resolución espacial como temporal de los mismos. Por ello es deseable, que los predictores sean campos de variables, mejor que valores en puntos de rejilla individuales, que sean variables en atmósfera libre, mejor que variables de superficie o de la capa límite. En proyecciones climáticas es deseable utilizar predictores no excesivamente sensibles a las condiciones iniciales, al contrario de lo que se hace en la predicción numérica del tiempo. Se intentará también trabajar a escala temporal diaria (o menor) y a escala espacial sinóptica.

En estudios de cambio climático no debería hacerse una estratificación estacional en la selección de predictores, ya que las características climatológicas de las estaciones del año pueden cambiar en los diferentes periodos considerados. Por tanto, las relaciones entre predictores y predictandos detectadas en poblaciones de días del “presente” que pertenecen a cierta estación, con ciertas características climatológicas, pueden no ser aplicables para días futuros de esa misma estación, cuyas características climatológicas pueden haber cambiado. Por otro lado, si esas relaciones reflejan adecuadamente los vínculos físicos entre predictores y predictandos, la estratificación estacional no es necesaria.

En la selección de predictores para precipitación se tiene en cuenta que la precipitación tiene su origen en el ascenso vertical de las masas de aire. Los forzamientos para el ascenso de masas más importantes son: (i) forzamientos dinámicos, [dirigidos a escala sinóptica por las configuraciones de geopotencial en 1000 y 500 hPa, según la ecuación “ ω ”, (Holton, 1979)]; (ii) ascensos topográficos [estimados por los vientos en superficie, que a su vez está estrechamente relacionado con el flujo geostrófico en 1000 hPa]; y (iii) convección [relacionada con la estabilidad del perfil atmosférico]. Además, la humedad de la baja troposfera está relacionada con la cantidad de precipitación que pueden producir los movimientos verticales.

De acuerdo con estas ideas, los forzamientos dinámicos y topográficos están implícitamente incluidos en las aproximaciones de *downscaling* basadas en la circulación atmosférica. De ahí el éxito de este tipo de aproximaciones. Además, el *downscaling* de la precipitación convectiva puede mejorarse atendiendo también a predictores relacionados con la inestabilidad (índices de estabilidad, advección térmica en niveles bajos...).

Generación de escenarios de cambio climático para España

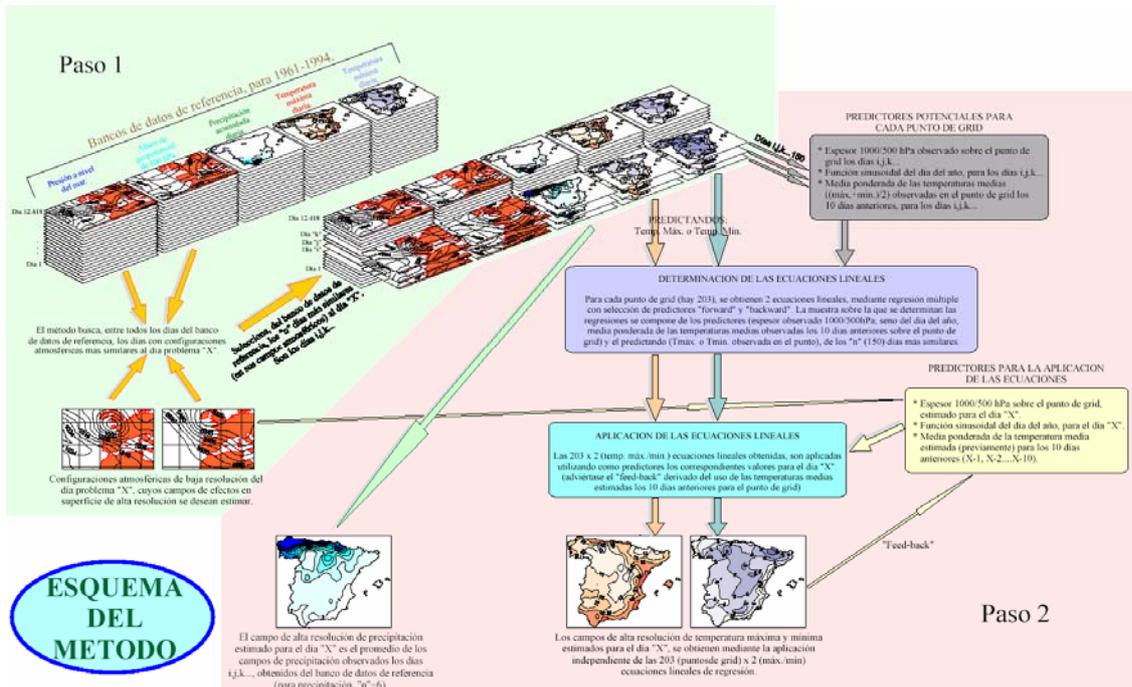


Figura 6.3.- Resumen de los dos pasos que utiliza el método basado en análogos (FIC, 2006)

Muchas de las relaciones entre predictores y predictandos son fuertemente no-lineales. Una estratificación previa atendiendo a la configuración atmosférica hace que esas relaciones sean mucho más lineales y permite por tanto que sean identificadas de forma más robusta.

La figura 6.3 representa un esquema del funcionamiento de la versión actual del método de análogos. Si se denomina "X" al día problema. Los campos atmosféricos de baja resolución (geopotenciales, temperaturas a diversos niveles de presión...) de este día "X" son "conocidos" (por ejemplo, la simulación de cierto GCM para ese día "X"). A partir de estos campos conocidos, se desea estimar el valor de variables meteorológicas de superficie (en el caso de la versión actual, precipitación acumulada en 24 horas, temperaturas máxima y mínima), en ese mismo día "X", en un punto (observatorio) concreto del territorio. Para realizar esa estima el método trabaja en dos pasos.

En el primer paso, que podemos denominar estratificación análoga, se seleccionan de un banco de datos que abarca un amplio período (1958-2000), aquellos "n" días con configuraciones atmosféricas más similares a las del día problema "X". En este caso el banco de datos utilizados ha sido el re-análisis ERA40 (Uppala *et al.*, 2005). La medida de similitud empleada atiende al parecido en los flujos geostroficados en las superficies de 1000 y 500 hPa. Estos flujos geostroficados determinan el forzamiento sinóptico para la elevación/descenso de masas de aire y por tanto influyen directamente sobre los fenómenos de precipitación y nubosidad. Además el flujo geostrofico en 1000 hPa contiene información sobre la dirección del viento en superficie y por tanto sobre los efectos que la topografía puede ejercer en el reparto espacial de las variables nubosidad y precipitación.

En el segundo paso, se aplican procedimientos diferentes para la estima de la variable precipitación y para la estima de las temperaturas.

Para el caso de las temperaturas máxima y mínima diarias, se realiza, para cada una de estas variables, una regresión lineal múltiple con selección automática de predictores. La población de trabajo está compuesta por los "n" días seleccionados en el paso anterior. Los predictores ofrecidos para su eventual selección son, por una parte, valores de variables atmosféricas (espesores de capas bajas de la atmósfera) en la vertical del punto para el que se desea estimar la temperatura en superficie. Por otra parte, también se ofrecen como predictores potenciales, un indicador de la duración de la noche en el día en cuestión (que mide el potencial de calentamiento/enfriamiento radiativo), y un promedio ponderado de las temperaturas de los días anteriores (que considera el efecto de la inercia térmica del suelo). Una vez determinada la relación lineal existente entre los predictores seleccionados y la variable predictando (temperatura máxima o mínima), se aplica dicha relación a los valores de los predictores del día "X" para estimar el valor del predictando en este día problema. La influencia fuertemente no-lineal que la nubosidad y la precipitación tienen sobre las temperaturas en superficie se considera gracias a la previa estratificación analógica. En efecto esta selección garantiza que las condiciones de nubosidad y precipitación en los "n" días sean muy similares y por tanto también su influencia sobre el predictando. Tras esta estratificación, por tanto, las relaciones entre los predictores descritos y la temperatura en superficie son mucho más lineales y robustas. Por ejemplo, la relación entre la temperatura máxima a 2 metros y el espesor de la baja troposfera es muy no-lineal, en función de las condiciones atmosféricas. Cuando se trata de días cubiertos, la temperatura máxima está prácticamente determinada por el espesor, siendo la relación mucho más lineal. Por ello, la estratificación analógica, que selecciona días muy parecidos en cuanto a nubosidad, permitirá detectar la relación lineal que en ellos existe entre temperatura máxima y espesor. Sin embargo, si se trata de días despejados, el espesor tiene menor influencia en la máxima, que se ve dirigida por la insolación, que a su vez depende de la época del año.

Para el caso de la precipitación, el esquema de la figura contempla la estima por simple promediado de los "k" días análogos más parecidos a "X". Se pretende mejorar la metodología empleando el método de los "k" vecinos. De nuevo la población de trabajo está compuesta por los "n" días seleccionados en el paso anterior. La medida de similitud utilizada para elegir esos "k" vecinos en la población de "n" días, se determina en un proceso de selección automática de predictores en el que se mide la capacidad discriminante con respecto a la cantidad de precipitación. Los predictores ofrecidos para su posible selección son valores de variables atmosféricas (humedades, convergencia de flujo, advecciones térmicas o de humedad, estabildades,...) en la vertical del punto para el que se desea estimar la precipitación. Una vez determinada la medida de similitud, se buscan los "k" días de la población de "n", con valores (de los predictores seleccionados) más similares al día problema "X". Del análisis de los valores de precipitación de esos "k" días se obtiene la estima de precipitación para el día "X".

El proceso descrito para un punto y un día concretos, se generaliza para el conjunto de puntos (observatorios) y días para los que se desea estimar las variables de superficie.

La forma en la que se determinan las situaciones análogas se describe a continuación.

Debe resaltarse que los predictores no son en general valores en puntos, sino campos (más fiablemente simulados por los GCMs). La ventana atmosférica utilizada cubre el

área 55°N-30°N 27.5°O-15°E, y tiene tres subventanas, con diferentes pesos cada una de ellas (véase fig. 6.4).

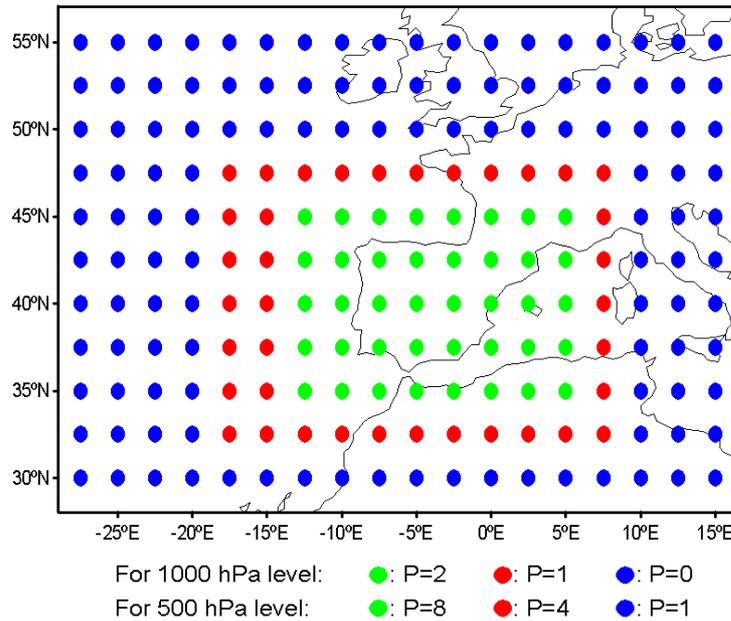


Figura 6.4.- Ventana utilizada para la determinación de las situaciones análogas

La medida de similitud utilizada es una media de las pseudodistancias euclídeas estandarizadas entre los campos de viento geostrófico en 1000 y 500 hPa. En este caso se han utilizado los campos de viento geostrófico a las 12 horas.

Como se ha indicado, el método debe funcionar lo mejor posible a escala diaria: la medida de similitud entre dos días debe ser una magnitud escalar (para permitir ordenar) que exprese el parecido entre estos dos días, en lo referente a sus campos de viento geostrófico en 1000 y 500 hPa.

La similitud entre dos días se calcula determinando (y estandarizando) por separado el parecido entre cada uno de los 4 predictores "p":

- El campo de velocidades del viento geostrófico en 1000 hPa
- El campo de direcciones del viento geostrófico en 1000 hPa
- El campo de velocidades del viento geostrófico en 500 hPa
- El campo de direcciones del viento geostrófico en 500 hPa

La similitud entre los días "i" y "j" en lo referente a cada uno de esos predictores "p" (por ejemplo, a la velocidad en 1000 hPa) se obtiene como una pseudodistancia euclídea:

$$D_{vel1000}(i, j) = \sqrt{\frac{\sum_{k=1}^N (Vel1000_{ik} - Vel1000_{jk})^2 \cdot P_k}{\sum_{k=1}^N P_k}}$$

donde $Vel1000_{ik}$ es el valor de la velocidad del viento geostrófico en 1000 hPa, para el día "i" en el punto "k" del grid usado para representar el campo atmosférico (figura 6.4); P_k es el coeficiente de peso del punto "k" (los valores de P_k son diferentes para 1000 y 500 hPa, véase fig. 6.4); Y "N" es el número total de puntos de la rejilla (198), que está determinado por el dominio espacial (55°N-30°N 27.5°W-15°E) y por la resolución (2,5° x 2,5°; lat. x lon., para el Re-análisis NCEP) de dicha rejilla.

Una vez calculado $D_{vel1000}(i,j)$, debe estandarizarse, para poder integrarse con la disimilitud de los otros tres predictores (dirección en 1000, velocidad en 500 y dirección en 500), ya que las unidades no son iguales en los 4 casos (por ejemplo, velocidades en m/s, y direcciones en radianes; y las velocidades en 1000 y en 500 tampoco son comparables, por tener diferentes magnitudes). Esa estandarización se realiza sustituyendo el $D_{vel1000}(i,j)$ por $cent_{vel1000}$, que es el centil más próximo al valor de $D_{vel1000}(i,j)$, de una población de referencia de pseudodistancias euclídeas entre campos predictores "vel1000". Los valores de los centiles se obtienen previamente, obviamente de forma independiente para cada predictor "p", entre una población de más de 1.000.000 de valores de D_p , calculados aplicando la fórmula anterior, con los mismos valores de P_k , a días seleccionados al azar (por ejemplo, días múltiplo de 10). Si el valor más próximo a $D_{vel1000}(i,j)$ es $cent_{vel1000} = c$, eso significa que aproximadamente el c% del 1.000.000 de valores de $D_{vel1000}$ son menores que $D_{vel1000}(i,j)$. El uso del centil en lugar de los D_p , permite utilizar en la medida de similitud variables adimensionales e inicialmente igual ponderadas.

Una vez calculados y estandarizados por separado los cuatro $D_p(i,j)$, la medida de similitud final entre los días "i" y "j" es:

$$disim(i, j) = w_{vel1000} cent_{vel1000} + w_{dir1000} cent_{dir1000} + w_{vel500} cent_{vel500} + w_{dir500} cent_{dir500},$$

donde w_p es el coeficiente de peso del predictor "p". La combinación de w_p finalmente seleccionada ha sido: $w_{vel1000} = 0,25$; $w_{dir1000} = 0,25$; $w_{vel500} = 0,25$; $w_{dir500} = 0,25$;

El valor igual de los cuatro coeficientes w_p indica que los 4 predictores (velocidad y dirección del viento geostrófico en 1000 y en 500 hPa), son igualmente importantes en el diagnóstico de la precipitación. Los valores de los coeficientes P_k seleccionados ponen de manifiesto el hecho de que los vientos más próximos son los que mayor influencia tienen en la precipitación, especialmente en 1000 hPa (por ello en ese nivel lo puntos más alejados pesan 0).

El método de *downscaling* expuesto se ha aplicado a todas las estaciones del INM que han pasado el filtrado de completitud (más de 19 años con dato anual), que suponen 782 y 2821 para temperatura y precipitación, respectivamente, asignándoselas un flag de calidad a las 373 estaciones termométricas y a las 2326 pluviométricas que además pasan los tests de homogeneidad descritos en Sec. 2.3.

6.2.3. Descripción del método de análogos INM

En esta implementación del método de análogos, los datos estimados de temperaturas máximas y mínimas y precipitación se presentan sobre una rejilla que cubre el territorio de la España Peninsular y Baleares (Petisco y Martín, 2006).

El método, al igual que el anterior, se basa también en la obtención de análogos sinópticos a la situación del día problema empleando la misma zona, resolución y ponderaciones ya descritas anteriormente. Las diferencias, sin embargo, con el método anteriormente descrito, se refieren, por un lado, a la utilización de los mencionados datos en rejilla en lugar de datos de observatorios, y por otro al empleo de una técnica ligeramente diferente para la estima de las precipitaciones.

Los datos base para el método de *downscaling* que se va aplicar abarcan el periodo 1961-1990 y constan, de una base de datos atmosféricos o base sinóptica de referencia constituida por datos de geopotencial en 1000 y 500 Hpa. sobre rejilla latitud-longitud y resolución 2.5 x 2.5, obtenidos a partir del reanálisis del NCAR (National Center for Atmospheric Research), (Kalnay,1996), sobre la cual no hay que hacer ninguna consideración nueva respecto a lo dicho en el apartado anterior, y de su correspondiente base de datos de temperaturas y precipitación. Esta última comprende los campos de temperaturas máximas y mínimas y de precipitación asociados a cada uno de los días de la base de datos atmosféricos anteriormente citados. Los datos se presentan en una rejilla de alta resolución con 203 puntos espaciados meridianamente y zonalmente unos 50 y 60 Km. respectivamente y distribuidos por el territorio de la España Peninsular y Baleares (figura 6.5). Esta rejilla fue obtenida por Ribalaygua y Borén (1997) a partir del banco de datos del Instituto Nacional de Meteorología interpolando los datos diarios de los observatorios disponibles próximos a los puntos: Para su cálculo en el punto se determinó la media ponderada de dichos datos de observatorios siendo las ponderaciones las inversas de las distancias observatorio-punto y tomando las distancias inferiores a 10 Kms. iguales a 10 en cualquier caso; de esta manera el dato de cada punto de la rejilla viene a ser una representación promedio de su área de influencia. Las series así obtenidas y homogeneizadas para cada punto constituyen una base de datos sin ninguna laguna.

Generación de escenarios de cambio climático para España

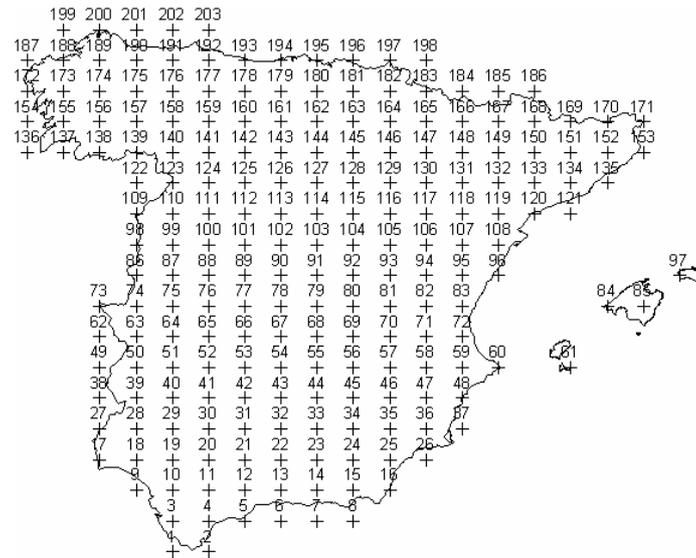


Figura 6.5.- Rejilla de cálculo utilizada por el método de análogos INM

El proceso y método de estima de las temperaturas máximas y mínimas es similar al descrito anteriormente, con la diferencia de que los valores de temperatura de los análogos, se toman en los puntos de la rejilla citada y por tanto las estimas se realizan en dichos puntos.

Por lo que se refiere a la estima de precipitación, los análogos sinópticos se buscan utilizando la similaridad de los campos de las componentes u y v del viento geostrófico tipificadas; la estima de precipitaciones se hace promediando la precipitación que presentan en el punto de estima el conjunto de análogos sinópticos al día problema, tomados de la base de datos de situaciones sinópticas y campos de precipitaciones asociadas, que ya hemos mencionado; dicho promedio es una media ponderada siendo los pesos función de la similitud de cada análogo con el día problema. El número N de análogos a utilizar depende de la mayor o menor frecuencia con que se presenta en la climatología sinóptica, el tipo sinóptico al que pertenece el día problema, y además del propio punto de estima; este número N se determina previamente buscando el número que, en cada caso, minimice el error cuadrático medio.

Para determinar la similaridad de los análogos con el día problema se tiene en cuenta la similaridad sinóptica de los campos de valores tipificados de las componentes de viento geostrófico, según la siguiente ecuación;

$$d_c = \sqrt{\frac{\sum w_i (c_{ii} - c_i)^2}{\sum w_i}}$$

en donde:

c representa a una componente cualquiera $(u_{1000}, v_{1000}, u_{500}, v_{500})$ del viento geostrófico; c_i representa el valor de la componente c de viento geostrófico en el punto de rejilla i para una situación sinóptica cualquiera de la base de referencia; c_{ij} representa igualmente el valor de la componente c del viento geostrófico en el punto de rejilla i pero, en este caso para el día problema; w_i es la ponderación correspondiente al punto de rejilla i , $i=1...198$

Una vez calculadas las cuatro distancias d_c correspondientes a cada uno de los cuatro campos de componentes de viento geostrófico tipificadas consideradas, se toma la media de ellas como distancia D seleccionando así los 150 elementos de la base de referencia más análogos sinópticamente al día problema y que serían aquellos para los que la distancia D sea menor.

Al mismo tiempo, para reforzar la similaridad, se tiene en cuenta la similitud de los valores tipificados de un conjunto de variables predictoras, calculados en el punto de la rejilla sinóptica más próximo al punto de estima. Esa similitud se obtiene calculando la distancia d_p del conjunto de valores tipificados de los predictores utilizados, es decir:

$$d_p = \sqrt{\frac{\sum_{j=1}^J (p_{ij} - p_j)^2}{J}}$$

en donde, p_{ij} y p_j son, respectivamente, los valores del predictor j tipificado para el día problema y para el elemento cuya similaridad con el día problema se quiere analizar y J es el número total de predictores utilizados.

Así, la similaridad final se calcula promediando a su vez la distancia d_c derivada del campo de viento geostrófico tipificado, con la distancia d_p derivada de la similitud de los predictores tipificados.

$$D = \frac{d_c + d_p}{2}$$

Se selecciona entonces el conjunto de los N análogos cuya distancia D al día problema sea menor y se obtiene la precipitación en el punto de estima mediante la media ponderada de las precipitaciones de los N análogos, siendo las ponderaciones las inversas del valor D correspondiente.

Dependiendo del tipo sinóptico al que pertenezca el día problema y del punto de estima en cuestión, se utilizan los predictores más adecuados que se seleccionan entre los siguientes predictores posibles: geopotencial, componentes del viento geostrófico, y vorticidad geostrófica, calculados en los niveles de 1000 y 500 hPa., también se consideran la intensidad del viento térmico y la tendencia del geopotencial a 1000 hPa.

Para seleccionar los predictores adecuados a cada tipo sinóptico y punto de estima, se toma previamente un conjunto suficientemente amplio de elementos que se puedan

asociar sinópticamente con el tipo, seguidamente, para esos elementos, se toma la precipitación en el punto de estima como predictando y los valores de todos los posibles predictores, calculados en el punto de la rejilla sinóptica más próxima al punto de estima; aplicando después una regresión paso a paso se seleccionan aquellos predictores que resulten significativos. La información así obtenida se utilizará en todas las estimaciones que queramos realizar posteriormente (Petisco *et al.*, 2005).

6.2.4. Descripción del método de regresión SDSM

El método de *downscaling* estadístico SDSM (Statistical DownScaling Method) (Wilby *et al.*, 2002) está basado en la regresión lineal. Este método establece relaciones empíricas entre predictandos a escala local (temperaturas extremas, precipitación etc.) y predictores de escala regional, normalmente extraídos de los modelos de circulación general. Es un método fácil de aplicar que, sin embargo, no llega a explicar toda la variabilidad climática observada. Además, como en el resto de los métodos empíricos, la obtención de proyecciones climáticas futuras conlleva la aceptación de la hipótesis de que el modelo paramétrico ajustado tiene validez bajo condiciones futuras.

La aplicación del método SDSM consta de los siguientes pasos:

(i) Selección de los predictores.

Esta parte es una de las más delicadas del método por la sensibilidad del mismo a la elección de los predictores y a la función de transferencia estadística (Wilby *et al.*, 2002). Esta selección se ha realizado mediante la aplicación de un método jerarquizado. Este método parte de una variable inicial y va incorporando variables sucesivas hasta que la aportación de una nueva variable es inferior a un umbral establecido. La variable inicial es aquella que está mejor correlacionada con el predictando y las variables sucesivas se van incorporando en función de la mejora que produce su introducción en el modelo en el coeficiente de determinación corregido por grado de libertad. El proceso finaliza cuando la mejora obtenida en dicho coeficiente es inferior a un umbral establecido.

(ii) Obtención del modelo de regresión.

Según las características del predictando se consideran dos modelos diferentes. Un primer modelo no condicional y un modelo condicional. El modelo no condicional supone una relación directa entre el predictando y los predictores, mientras que el modelo condicional supone que dicha relación no es directa sino a través de una variable intermedia (la probabilidad de ocurrencia del fenómeno).

Los parámetros de la regresión lineal múltiple se pueden obtener mediante dos métodos: (a) método de mínimos cuadrados (MC) y (b) minimizando la suma de los errores absolutos (MSAE). En este último caso se utiliza el algoritmo de Narula y Wellington (1977).

(iii) Validación del modelo y aplicación para la obtención de escenarios futuros.

En el modelo no condicional, se añade a la componente determinista unos residuos aleatorios con el objeto de aumentar la varianza de las series obtenidas. Estos residuos aleatorios son números pseudo-aleatorios obtenidos a partir de una distribución normal con media cero y la desviación típica de los residuos del modelo ajustado.

En el modelo condicional se añade un proceso estocástico adicional, en la selección de ocurrencia del fenómeno para un día determinado. Si la probabilidad obtenida a partir de los predictores es inferior a un número pseudo-aleatorio extraído de una distribución uniforme se considera que no se produce el fenómeno, en caso contrario se procede a la evaluación del valor del predictando. Este número pseudo-aleatorio toma valores entre 0 y 1.

El método de *downscaling* expuesto se ha aplicado a 373 estaciones termométricas y a 2326 estaciones pluviométricas. Estas estaciones han sido previamente seleccionadas en función del número de datos y de la homogeneidad de sus series de todas las disponibles en la base de datos climatológica del INM (véase Sec. 2.3)

El número de predictores utilizados han sido 26. Estos son variables tanto directas como derivadas del modelo de circulación general HadCM3 para los escenarios A2 y B2 para las proyecciones del clima futuras y del re-análisis NCEP/NCAR para la calibración del mismo. Para cada estación se han tomado los valores de la variable del punto de rejilla del modelo más próximo a la misma.

Los modelos se han calibrado con los datos correspondientes al periodo 1961-90, se han verificado con los datos observados en el periodo 1991-2001 y se han realizado proyecciones desde el año 2011 hasta el año 2099.

Para cada estación termométrica se ha obtenido un modelo no condicional para la temperatura máxima y un modelo no condicional para la temperatura mínima. En ambos casos la estimación de los parámetros se ha realizado por el método MSAE.

Para las estaciones pluviométricas se ha obtenido un modelo condicional. En este caso la estimación de los parámetros se ha realizado por el método MC, a diferencia del método desarrollado por Wilby *et al.* (2002). La variable intermedia utilizada ha sido la probabilidad de que la precipitación sea mayor que 0.1 l/m^2 , y se ha modelado por el procedimiento de Kilsby *et al.* (1998) que supone una distribución exponencial. A diferencia de lo expuesto por Kilsby *et al.* (1998) y Wilby *et al.* (2002), la variable utilizada como predictando ha sido la precipitación diaria de los días con valores superiores a 1mm y los predictores los campos seleccionados correspondientes a dichos días. Se ha evitado el uso del valor medio por dos razones, por un lado, España tiene un clima mediterráneo y su precipitación presenta una gran dispersión y, por otro, el uso de valores promedios para los predictores disminuye su dispersión y con mucha mayor probabilidad se pueden alcanzar valores, para las predicciones futuras, que se encuentren fuera del rango de valores con los que se ha calibrado el modelo.

El número de predictores del modelo varía de una estación a otra y de un predictando a otro, incluso en el modelo convencional, los campos utilizado para la probabilidad han sido diferentes a los campos utilizados para la precipitación diaria, nueva diferencia

respecto al método establecido por Wilby *et al.* (2002), que los campos ajustados en el modelo condicional son los mismos tanto para la variable intermedia como para la precipitación.

6.2.5. Descripción del método de índices de circulación

Los índices de circulación permiten reflejar las características de la circulación en un punto ó zona determinada (p.e., Niedzwiedz, 1994) y para un periodo determinado. Aunque se han desarrollado muchos tipos de índices dependiendo del problema del que se trate, en este informe se van a utilizar los desarrollados por Murray y Lewis (1966). Estos autores construyen en cada punto geográfico escogido unos índices que informan de la situación atmosférica en dicho punto y conjuntamente de la situación sinóptica en el área. Son los llamados, índice de ciclonicidad, (índice C), índice de componente sur, (índice S), índice de meridionalidad (índice M) e índice de progresividad (índice P). Se calculan para un punto dado y para un periodo determinado de días, en este caso para un mes. Una descripción detalla de este método y su aplicación a la regionalización a las salidas de modelos climáticos de circulación general puede encontrarse en (Martín y Petisco, 2006). Los índices se calculan a partir de los valores de geopotencial ó presión y se relacionan posteriormente con los volúmenes de precipitación calculados a partir de las observaciones en las cuencas hidrográficas de la Península Ibérica. Los índices de circulación tal y como se utilizan aquí constituyen, más que una técnica de mejora de resolución, una técnica complementaria de regionalización para el cálculo de otra variable derivada.

En esta aplicación, se utilizan los datos de precipitación del INM para el periodo 1948-2003 representados en la misma rejilla que el método de los análogos INM (véase Sec. 6.2.3). Las variables de geopotencial en 500 y 1000 hPa se han obtenido de los re-análisis ERA40 y NCEP también para el periodo 1948-2003 utilizando una rejilla de 5° de resolución horizontal sobre un dominio 20°N a 65°N y 35°O a 30°E que incluye gran parte de Europa y del Atlántico Norte y sitúa en la zona central a la Península Ibérica. Los datos disponibles cada 6 horas se han promediado para trabajar con un único valor diario.

Definiciones de los índices de circulación

El índice de ciclonicidad C da cuenta del carácter ciclónico o anticiclónico de la circulación en el periodo en consideración. A partir de los campos de geopotencial se obtiene diariamente en el punto los valores del viento y de la vorticidad geostroficos. Estos valores se comparan entre sí y según sea el valor absoluto de la vorticidad mucho mayor, mayor o igual aproximadamente al valor del flujo, asignamos al índice el valor 2, 1, ó 0 (Murray y Lewis 1966, Jenkinson y Collison 1977, Jones, Hulme y Briffa, 1993) con signo positivo si la vorticidad es positiva y signo negativo si es negativa. Sumando estos valores para todos los días del periodo se obtiene el índice de ciclonicidad C del periodo (véase figura 6.6). Valores positivos del índice C en un periodo dado indican un predominio de las situaciones ciclónicas sobre las anticiclónicas en dicho periodo.

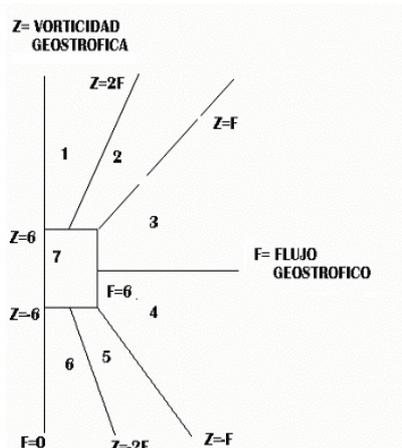


Figura 6.6.- Asignación del valor diario del índice ciclónico según sean los valores del flujo y vorticidad geostrofica. En las zonas 1 y 6 se asigna valor +2 y -2, respectivamente; en las zonas 2 y 5 se asigna el valor +1 y -1, respectivamente; en las zonas 3 y 4 se asigna el valor 0. En la zona 7, de valores pequeños, también se asigna el valor 0.

El índice de componente Sur S indica la dirección de procedencia del viento asignando los mayores valores (+2) a los vientos provenientes del sur y los menores (-2) a los del norte. Los vientos del oeste y del este aportan 0 puntos. Los intermedios, un punto positivo ó negativo. Valores altos de este índice indican que en el periodo dado ha predominado la advección de viento del sur.

El índice de meridionalidad M se calcula de igual manera salvo que nunca adjudica valores negativos, obteniendo como consecuencia un índice de meridionalidad que no considera si el viento es de componente norte o sur

El índice de progresión P considera progresivas las situaciones del oeste (+2), bloqueadas las del este (-2) y en menor grado las meridionales (-1). En situaciones ciclónicas o anticiclónicas se tiene en cuenta la evolución en días anteriores (Murray y Lewis 1966).

En un periodo determinado el valor de los índices es la suma algebraica de los valores asignados para cada uno de los días del periodo. Con la ayuda de estos índices se puede estudiar la circulación atmosférica de un periodo dado de una manera cuantitativa y sencilla.

La utilidad de los índices de circulación para el análisis de situaciones sinópticas reside en su significado físico, su sencillez y flexibilidad. Pueden también utilizarse para analizar la variabilidad del clima y los posibles cambios de los patrones de circulación atmosférica.

El método de regionalización relaciona la precipitación mensual observada (volúmenes de precipitación) en cuencas hidrográficas de la Península Ibérica y los valores de índices de circulación derivados del geopotencial en 500 y 1000 hPa, durante un periodo que en este caso se circunscribe a 1948-2003. Se construye una ecuación de regresión en el periodo de 1948 a 1993 para cada mes y cuenca hidrográfica que se valida en el periodo 1994-2003 (véanse detalles en (Martín y Petisco, 2006). Una vez construida la ecuación de regresión se aplica a las diferentes salidas de los modelos climáticos de circulación general, tanto en el periodo de control (1961-1990) como en los escenarios de proyecciones futuras.

Este método en su actual aplicación no implica una reducción de escala propiamente hablando, ya que no se realiza un aumento de resolución sino más bien de una regresión entre la gran escala proporcionada por los modelos y una variable de superficie como en este caso es el volumen de agua de una cuenca hidrográfica. No obstante, podría fácilmente aplicarse también sobre observatorios y ese sentido sería un método de regionalización comparable a los otros descritos en este informe.

7. Resultados de proyecciones regionalizadas

Los resultados de las proyecciones regionalizadas se presentan a continuación agrupados por variables para facilitar la discusión de los resultados obtenidos por los diferentes escenarios de emisión, modelos globales y técnicas de regionalización. En la discusión se presenta el rango de variación de las proyecciones para diferentes periodos temporales. La discusión se ha restringido al comportamiento de los valores medios. Como se ha indicado más arriba, no se ha hecho ningún intento de explorar la variabilidad en las diferentes escalas temporales que queda pendiente junto con otros estudios en los que se explotará adecuadamente la base de datos generada.

7.1. Cambio en la temperatura máxima

Con el fin de dar una visión general de la evolución de las medias de las temperaturas máximas se han representado en las siguientes figuras comparaciones promediadas anual y mensualmente para tres periodos de 30 años que abarcan desde 2011 hasta 2100. Se han incluido en la misma sección comparaciones con los diferentes modelos globales utilizados, con los diferentes métodos de regionalización y con dos escenarios de emisión SRES-IPCC.

La fig. 7.1 resume el cambio de temperatura máxima anual media para el período (2011-2040) respecto al periodo de control (1961-90) proporcionado por las proyecciones regionalizadas utilizando diferentes modelos globales (HadCM3, CGCM2, ECHAM4-OPYC) y las diferentes técnicas de regionalización estadísticas (Anal_FIC, Anal_INM, SDSM) que se describen en la sección 6. El escenario de emisión SRES (IPCC) común a todos los modelos es el A2, que es poco respetuoso con el medio ambiente en términos de emisiones y que puede calificarse de emisiones medias-altas. Se observa que para las proyecciones disponibles la horquilla de variación se mueve entre 1 y 2°C, siendo mayores las proyecciones obtenidas con el modelo ECHAM4-OPYC. Las mayores variaciones aparecen en el interior de la península y son más moderadas en las regiones costeras. La fig. 7.2 muestra el mismo resumen del cambio de temperatura máxima que la fig. 7.1 pero para el segundo tercio del siglo XX (2041-2070) y el mismo escenario de emisión A2. Para las proyecciones disponibles en este periodo la horquilla de variación se sitúa aproximadamente entre alrededor de 3 y 5°C. Las proyecciones obtenidas con el modelo ECHAM4-OPYC muestran de nuevo una clara tendencia a mayores aumentos de temperaturas máximas que las obtenidas con los otros dos modelos globales. Finalmente, la fig. 7.3 muestra el mismo resumen del cambio de temperatura máxima que las dos anteriores pero para el periodo (2071-2100). Para este periodo hay sustancialmente más información que para los dos periodos anteriores por estar disponibles tanto las integraciones de PRUDENCE, realizadas específicamente para este periodo, como el modelo atmosférico HadAM3H que fue utilizado tanto en PRUDENCE como en STARDEX. Se muestran en esta figura las tendencias apuntadas para el periodo anterior con mayor calentamiento en las regionalizaciones obtenidas con el modelo ECHAM4-OPYC. Para el caso de PRUDENCE se muestra el promedio obtenido con los 9 modelos regionales del clima. Las temperaturas máximas para este periodo (2071-2100) y este escenario de emisión A2 se sitúan entre aproximadamente 5 y 8°C en las regiones interiores de la Península Ibérica. Se han investigado adicionalmente los valores tan altos que proceden de todas las regionalizaciones basadas en el modelo ECHAM4-OPYC y que parecen poco plausibles. De hecho, cuando los cambios se refieren a otro periodo de referencia distinto

del 1961-1990 tienden a estar más en línea con los obtenidos a partir de otros modelos globales. Queda pendiente hacer un estudio más exhaustivo de la climatología que dicho modelo proporciona del periodo de referencia.

La distribución anual del cambio de temperatura máxima no es igual para todos los meses. Las figuras 7.4, 7.5 y 7.6 muestran el cambio medio mensual de temperatura máxima proyectado para el periodo (2071-2100) respecto al clima actual (1961-1990) por los modelos HadAM3H (figs. 7.4 y 7.6) y HadCM3 (fig. 7.5) y distintas regionalizaciones. En todas ellas se muestra un mayor aumento de las temperaturas máximas en los meses correspondientes al verano y un menor aumento en los meses invernales. Este comportamiento es común para otros periodos y otros modelos no mostrados aquí: los meses más calidos son los que muestran mayores tendencias al calentamiento. La figura 7.7 muestra igualmente el cambio mensual pero para el promedio de todos los modelos regionales de PRUDENCE. Análogamente, se muestra un mayor aumento de las temperaturas máximas en los meses de verano, aunque menor que el producido por las regionalizaciones estadísticas. La figura 7.8 representa el cambio de temperatura máxima media para invierno (diciembre, enero, febrero) y para el mismo periodo (2071-2100) producido individualmente por cada de los modelos regionales participantes en PRUDENCE. El cambio es bastante parecido en los modelos que utilizan las mismas condiciones de contorno y diverge bastante cuando éstas varían. El caso del modelo SMHI, integrado con condiciones de contorno del ECHAM4, y del modelo ARPEGE del CNRM, que es un modelo global con rejilla estirada que proporciona mayor resolución sobre Europa, muestran una distribución del cambio de temperaturas máximas claramente diferente del resto de los modelos regionales que fueron integrados con condiciones de contorno del HadAM3H. En esta gráfica queda claramente patente que la elección del modelo global, o la colección de modelos globales, a regionalizar es clave en las proyecciones regionalizadas finales. Mientras que los modelos regionales que están forzados por HadAM3H muestran un claro gradiente de temperaturas máximas en la dirección NO-SE los otros dos modelos, el de SMHI forzado por ECHAM4 y el ARPEGE con rejilla estirada, muestran unas estructuras claramente diferentes. Lo mismo sucede en los meses de verano (junio, julio, agosto), tal y como se muestra en la fig. 7.9, pero de forma todavía más acusada.

La figura 7.10 muestra la distribución mensual de la desviación típica del cambio proyectado en la temperatura máxima para los diez modelos regionales de PRUDENCE en el periodo (2071-2100) respecto al clima actual (1961-1990) y de nuevo para el escenario de emisión SRES A2. En esta gráfica se observa que el grado de acuerdo entre los modelos regionales es menor durante el periodo estival. Las razones de este comportamiento habría que buscarlas quizá en la mayor relevancia durante el verano de los procesos locales, como por ejemplo la convección, que están representados con diferentes parametrizaciones en los diferentes modelos regionales.

La figura 7.11 describe el cambio medio de la temperatura máxima para los meses de enero y julio en los diferentes periodos de 30 años y para los dos escenarios de emisión considerados: A2 (emisiones medias-altas) y B2 (emisiones medias-bajas). Queda patente que el aumento de temperatura no es lineal para los tres periodos a medida que nos alejamos en el tiempo. También se observa claramente que las divergencias entre los distintos escenarios de emisión son claramente mayores en el último periodo. Puede incluso decirse que el primer periodo es bastante insensible al escenario de emisión considerado.

Por último, la figura 7.12 muestra las proyecciones para el archipiélago canario realizadas con el modelo HadCM3 y aplicando el método de regionalización SDSM. En este caso se observa una subida más moderada de las temperaturas máximas que son claramente atemperadas por la influencia oceánica. Además se nota escasamente el ciclo anual en los cambios que era tan acusado en las regiones no costeras de la península ibérica. De nuevo, las diferencias entre los dos escenarios de emisión apenas se notan en el primer tercio del siglo y son claras en el último tercio.

T max. anual (°C) (2011-2040) SRES A2

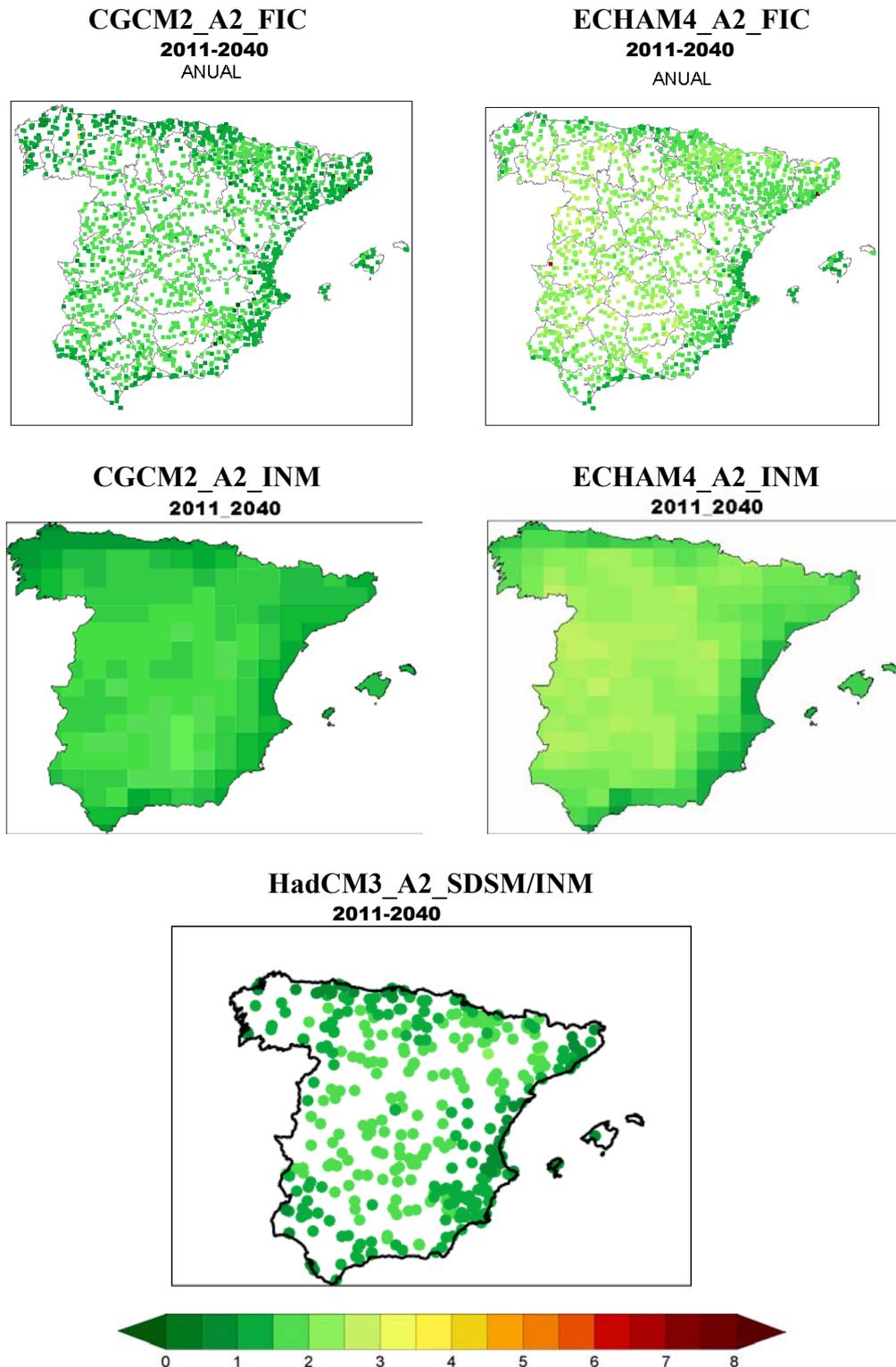


Figura 7.1.- Comparación del cambio de temperatura máxima media anual para el período (2011-2040) respecto al período de control (1961-90) proporcionado por las proyecciones regionalizadas utilizando diferentes modelos globales (CGCM2 (izda), ECHAM4-OPYC (der.)), HadCM3 (centro abajo)) y diferentes técnicas de regionalización estadísticas (Anal_FIC(arriba), Anal_INM (centro), SDSM (abajo)). El escenario de emisión SRES común a todos los modelos es el A2.

T max. anual (°C) (2041-2070) SRES A2

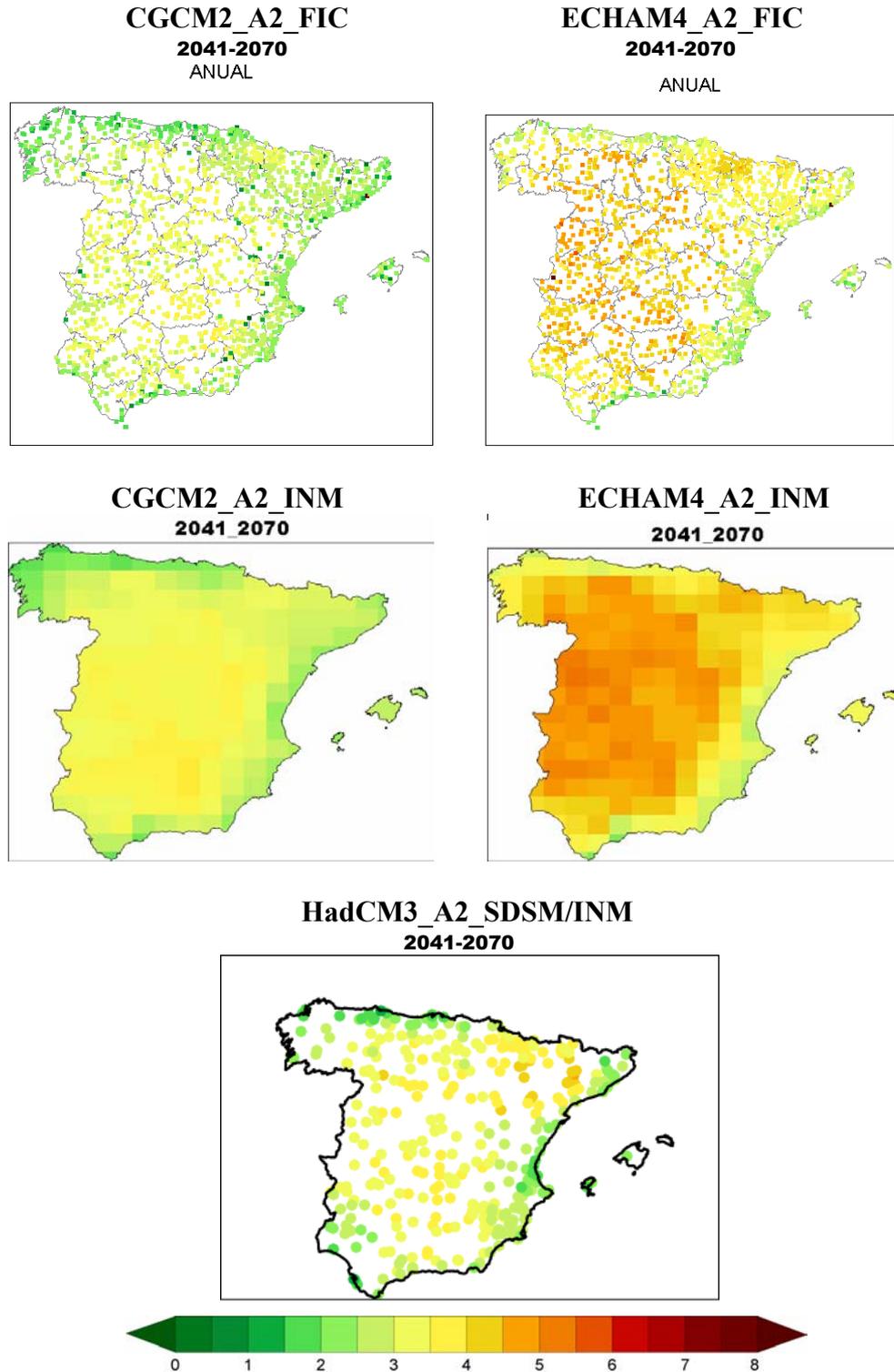


Figura 7.2.- Comparación del cambio de temperatura máxima media anual para el período (2041-2070) respecto al período de control (1961-90) proporcionado por las proyecciones regionalizadas utilizando diferentes modelos globales (CGCM2 (izda), ECHAM4-OPYC (der.)), HadCM3 (centro abajo) y diferentes técnicas de regionalización estadísticas (Anal_FIC(arriba), Anal_INM (centro), SDSM (abajo)). El escenario de emisión SRES común a todos los modelos es el A2

T max. anual (°C) (2071-2100) SRES A2

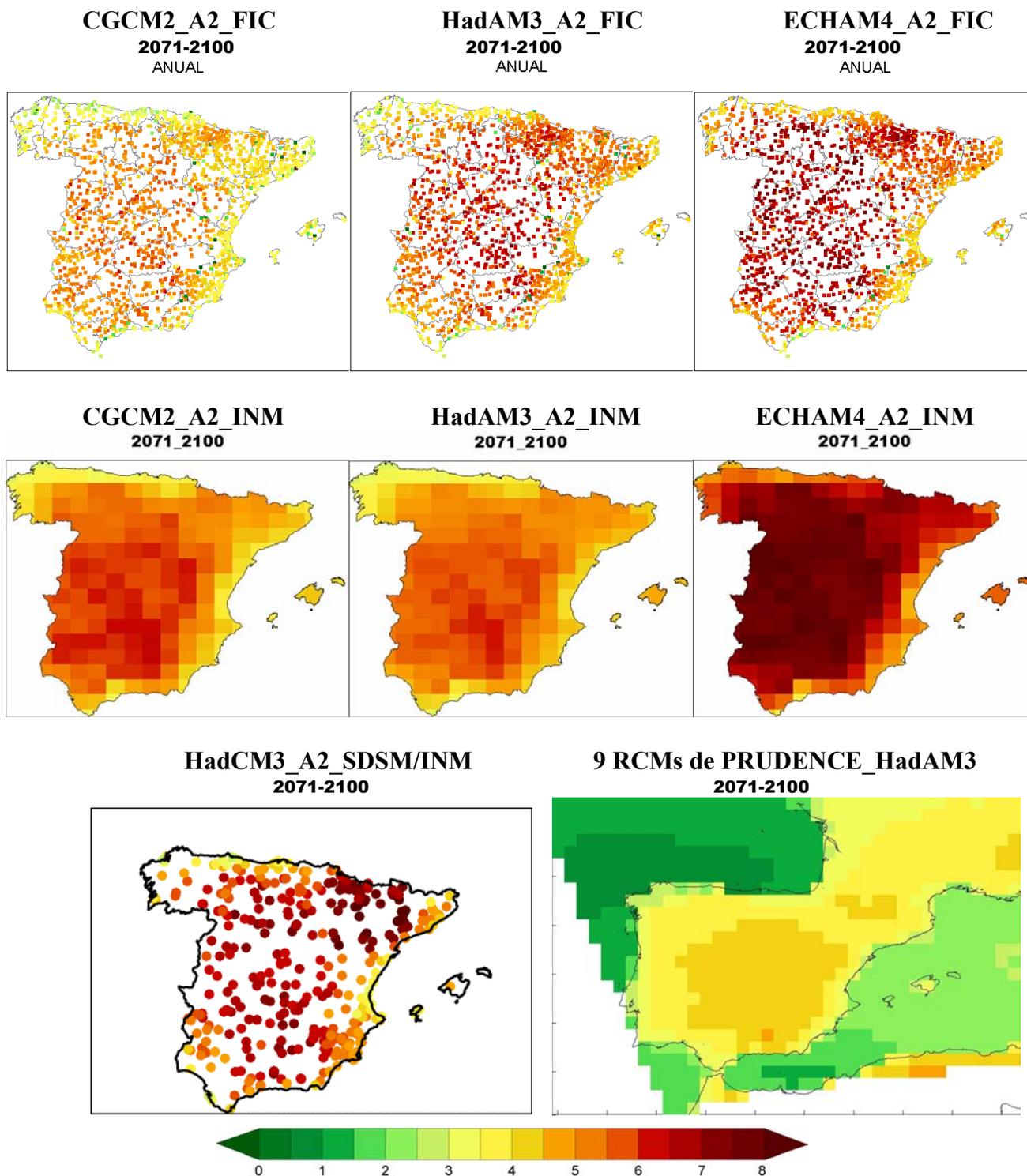


Figura 7.3.- Comparación del cambio de temperatura máxima media anual para el período (2071-2100) respecto al periodo de control (1961-90) proporcionado por las proyecciones regionalizadas utilizando diferentes modelos globales (CGCM2 (izda), ECHAM4-OPYC (der.), HadAM3 (centro), HadCM3 (abajo izda.)) y diferentes técnicas de regionalización estadísticas (Anal_FIC(arriba), Anal_INM (centro), SDSM (abajo izda.)) y dinámicas (promedio de los 9 RCMs de PRUDENCE (abajo der.)). El escenario de emisión SRES común a todos los modelos es el A2.

T max. (°C) (2071-2100) SRES A2, HadAM3, FIC

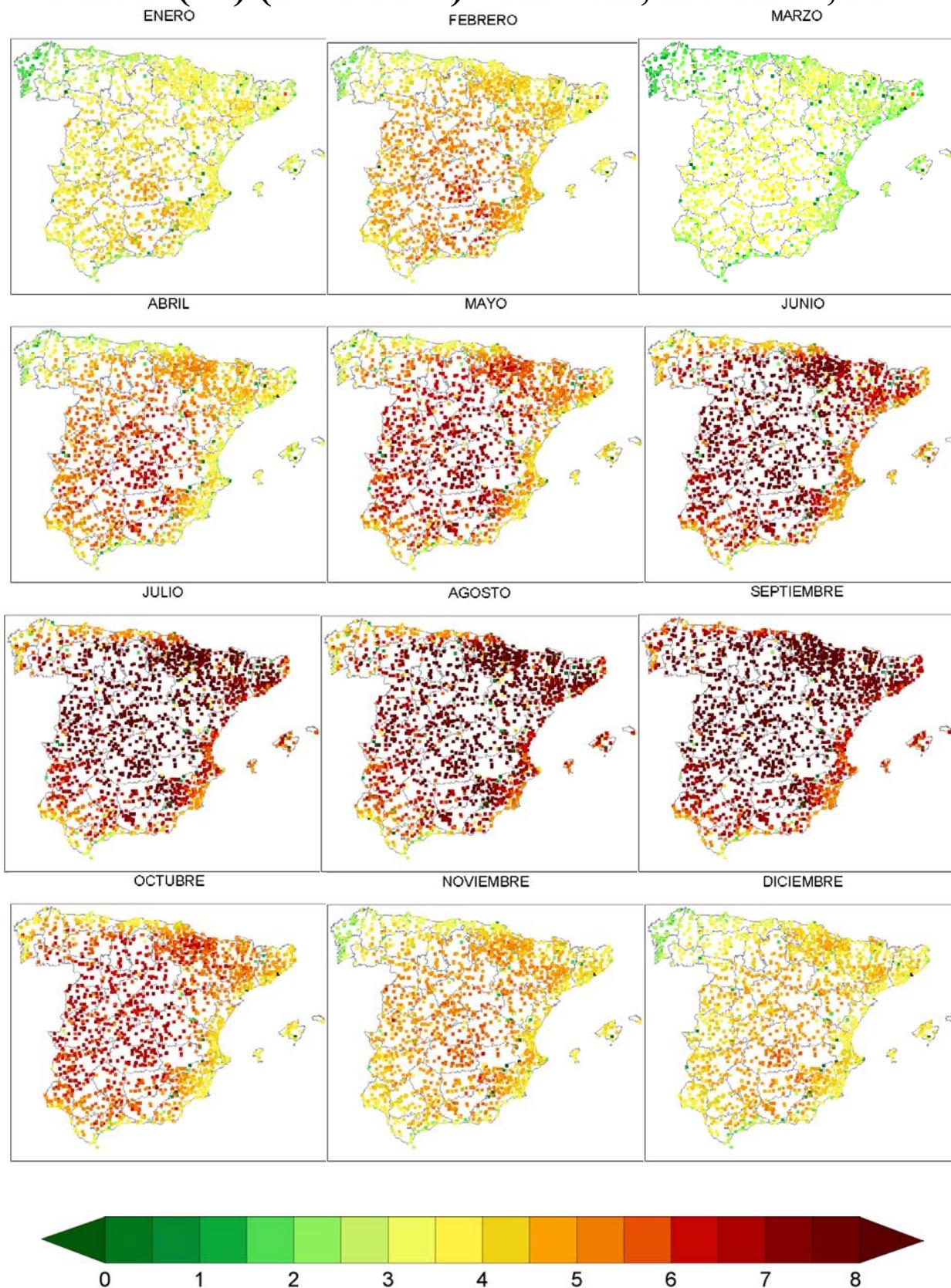


Figura 7.4.- Cambio medio mensual de temperatura máxima proyectado para el periodo (2071-2100) respecto al clima actual (1961-1990) por el modelo global HadAM3H y regionalizado con el método de análogos (FIC) para el escenario de emisión A2.

T max. (°C) (2071-2100) SRES A2, HadCM3, SDSM

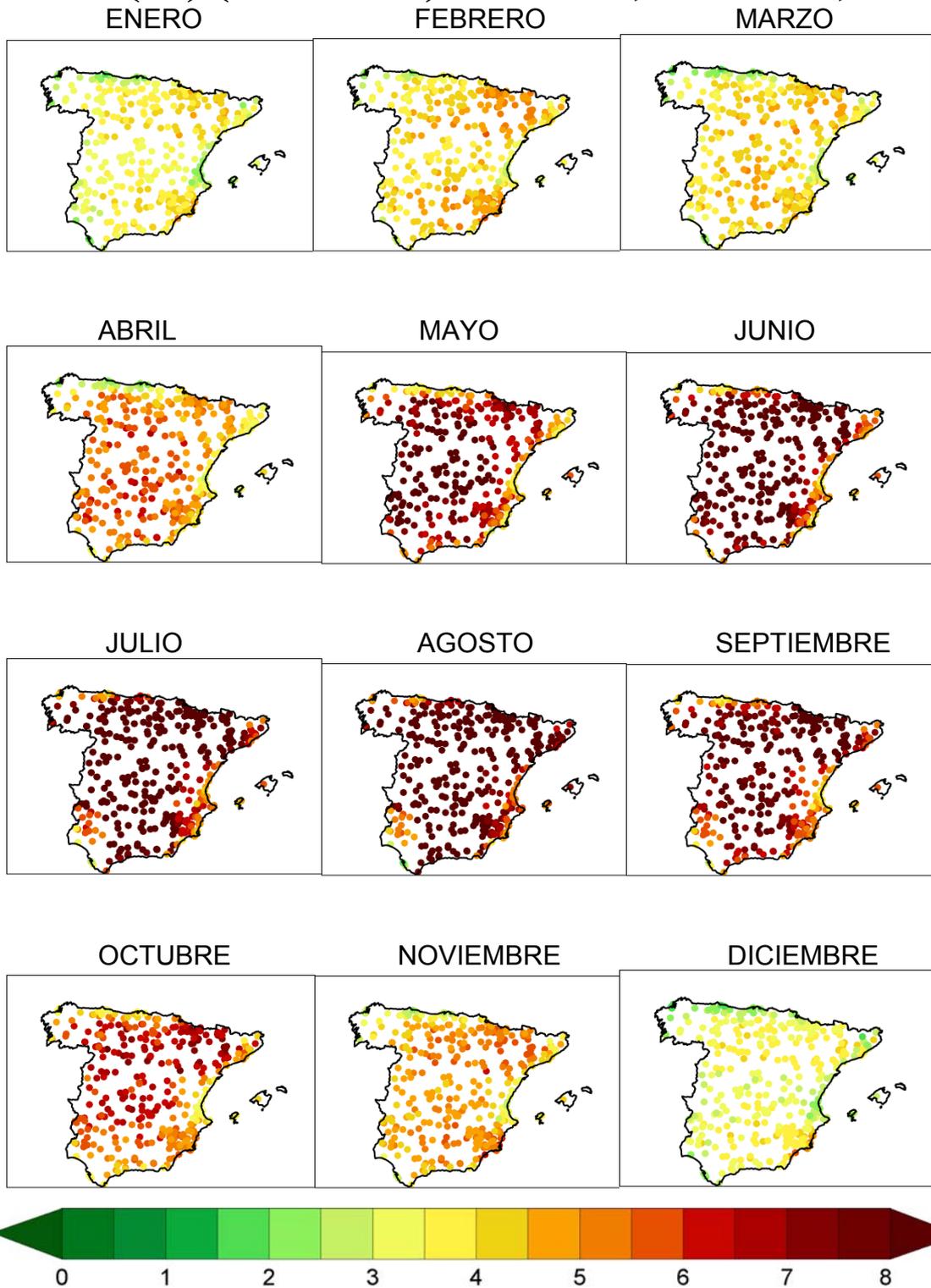


Figura 7.5.- Cambio medio mensual de temperatura máxima proyectado para el periodo (2071-2100) respecto al clima actual (1961-1990) por el modelo global HadCM3 y regionalizado con el método SDSM para el escenario de emisión A2.

T max. (°C) (2071-2100) SRES A2, HadAM3, INM

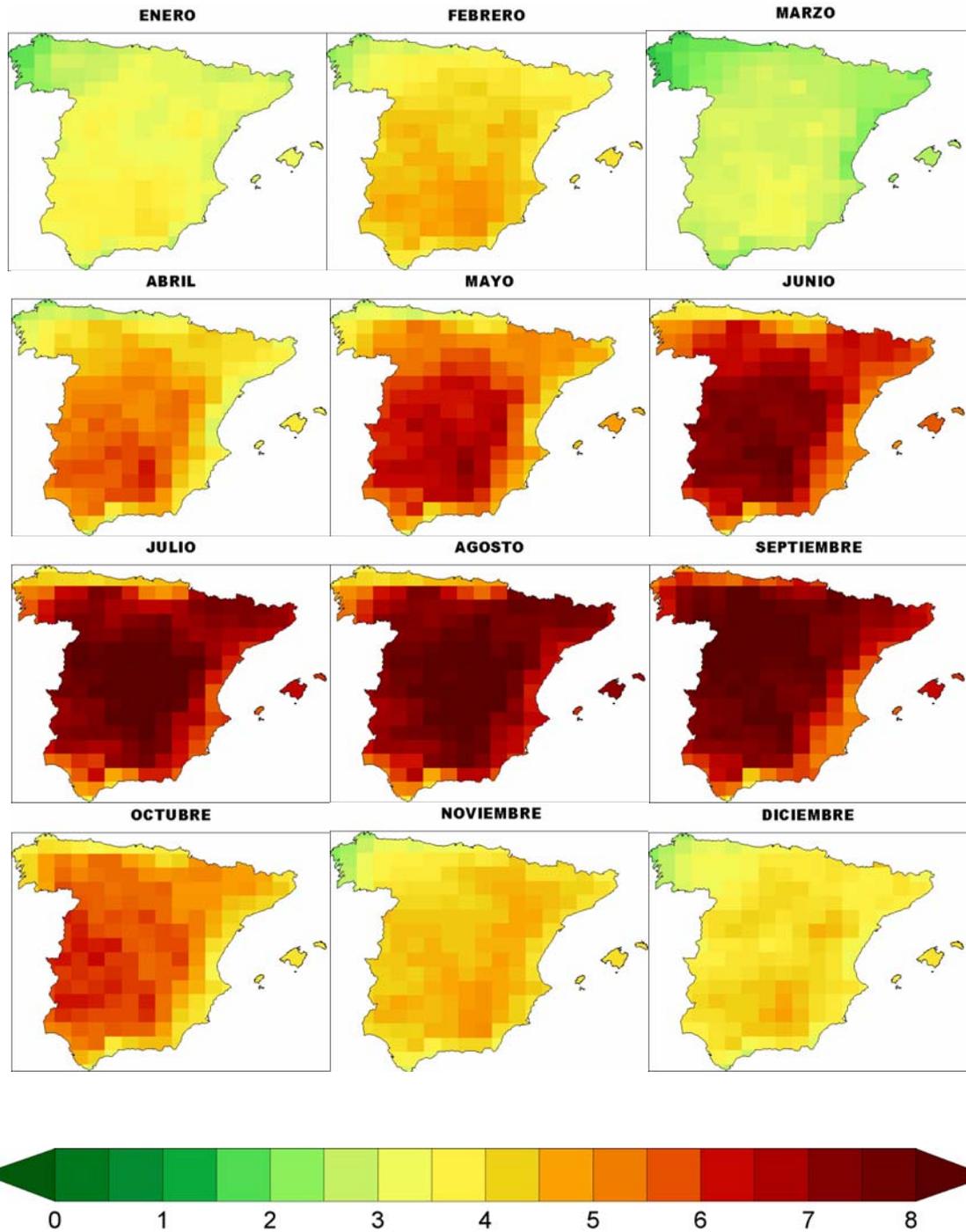


Figura 7.6.- Cambio medio mensual de temperatura máxima proyectado para el periodo (2071-2100) respecto al clima actual (1961-1990) por el modelo global HadAM3H y regionalizado con el método de análogos (INM) para el escenario de emisión A2.

Generación de escenarios de cambio climático para España

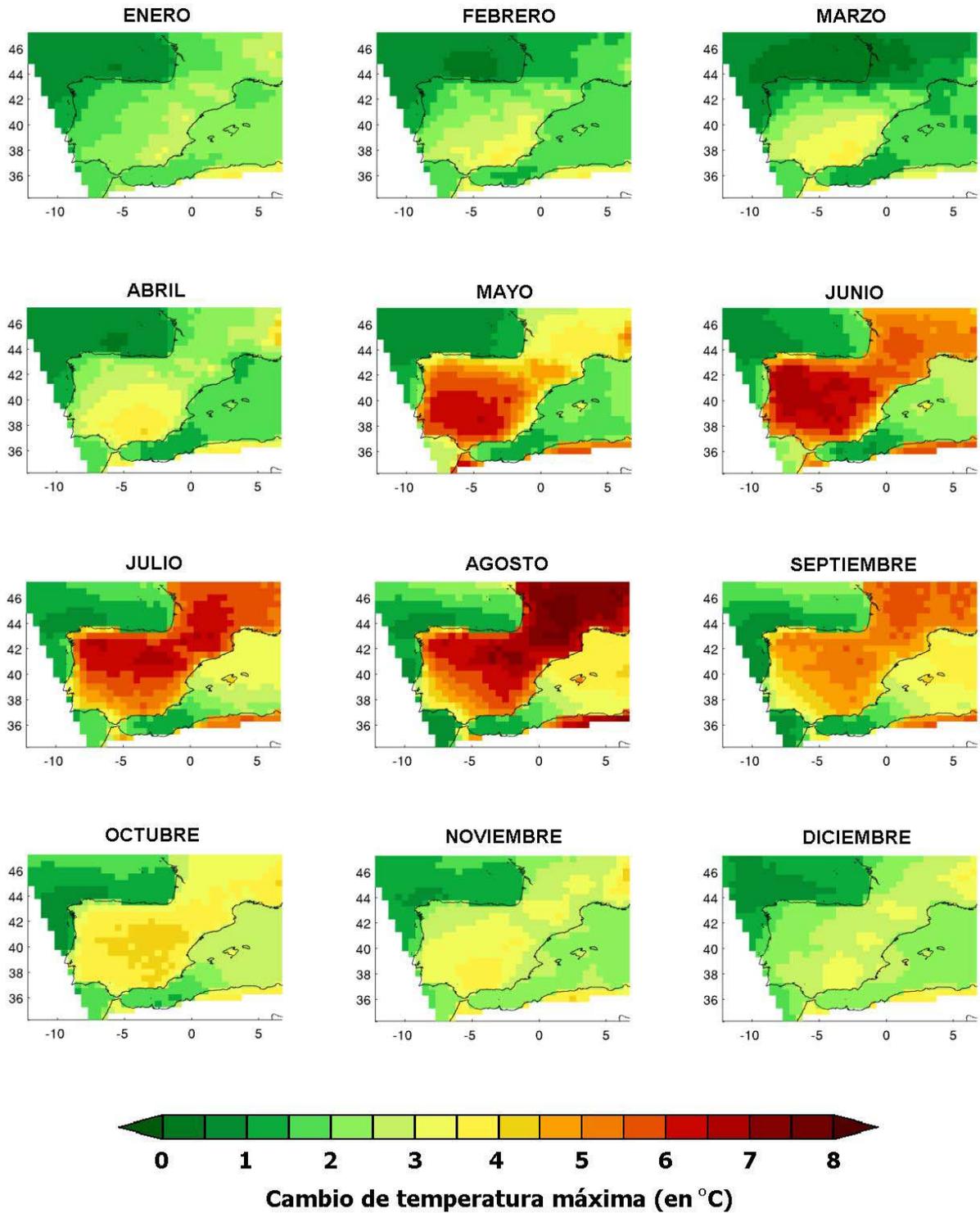


Figura 7.7.- Cambio medio mensual de temperatura máxima proyectado para el periodo (2071-2100) respecto al clima actual (1961-1990) por el modelo global HadAM3H y regionalizado con el promedio de los RCMs de PRUDENCE para el escenario de emisión A2.

Generación de escenarios de cambio climático para España

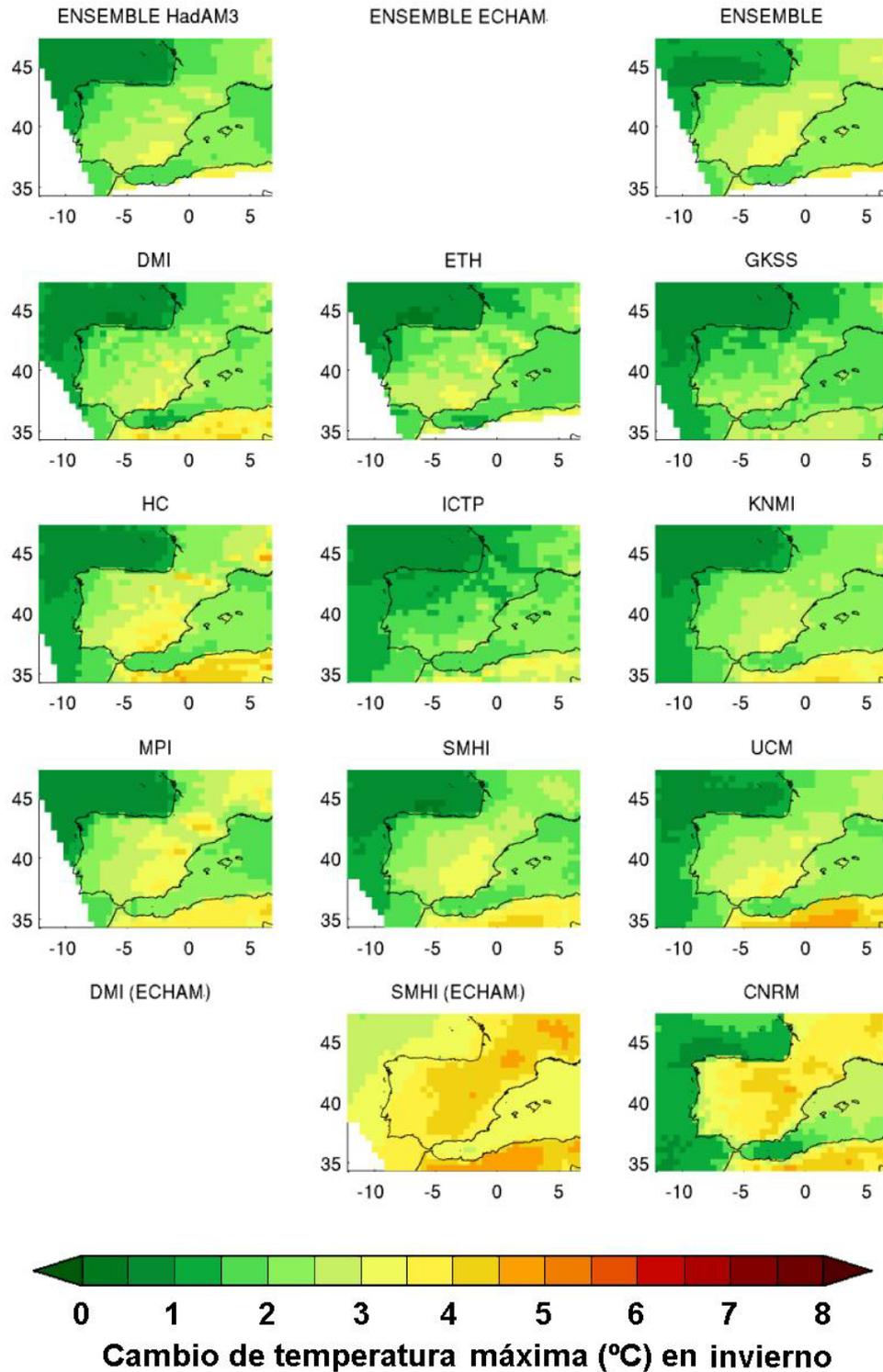


Figura 7.8.- Distribución promedio estacional para invierno (diciembre, enero y febrero) de los cambios de temperatura máxima, respecto al clima actual (1961-1990), para 2071-2100 en el escenario A2, proyectado por: 1) cada uno de los modelos regionales de PRUDENCE anidados en los modelos globales HadAM3 o ECHAM4, 2) por el promedio de todos los modelos regionales de PRUDENCE anidados en el HadAM3, 3) por el promedio de los modelos regionales de PRUDENCE anidados en el ECHAM4 y 4) por el promedio de todas las simulaciones con los modelos regionales. (Cuando no se indica lo contrario las simulaciones toman condiciones de contorno de HadAM3).

Generación de escenarios de cambio climático para España

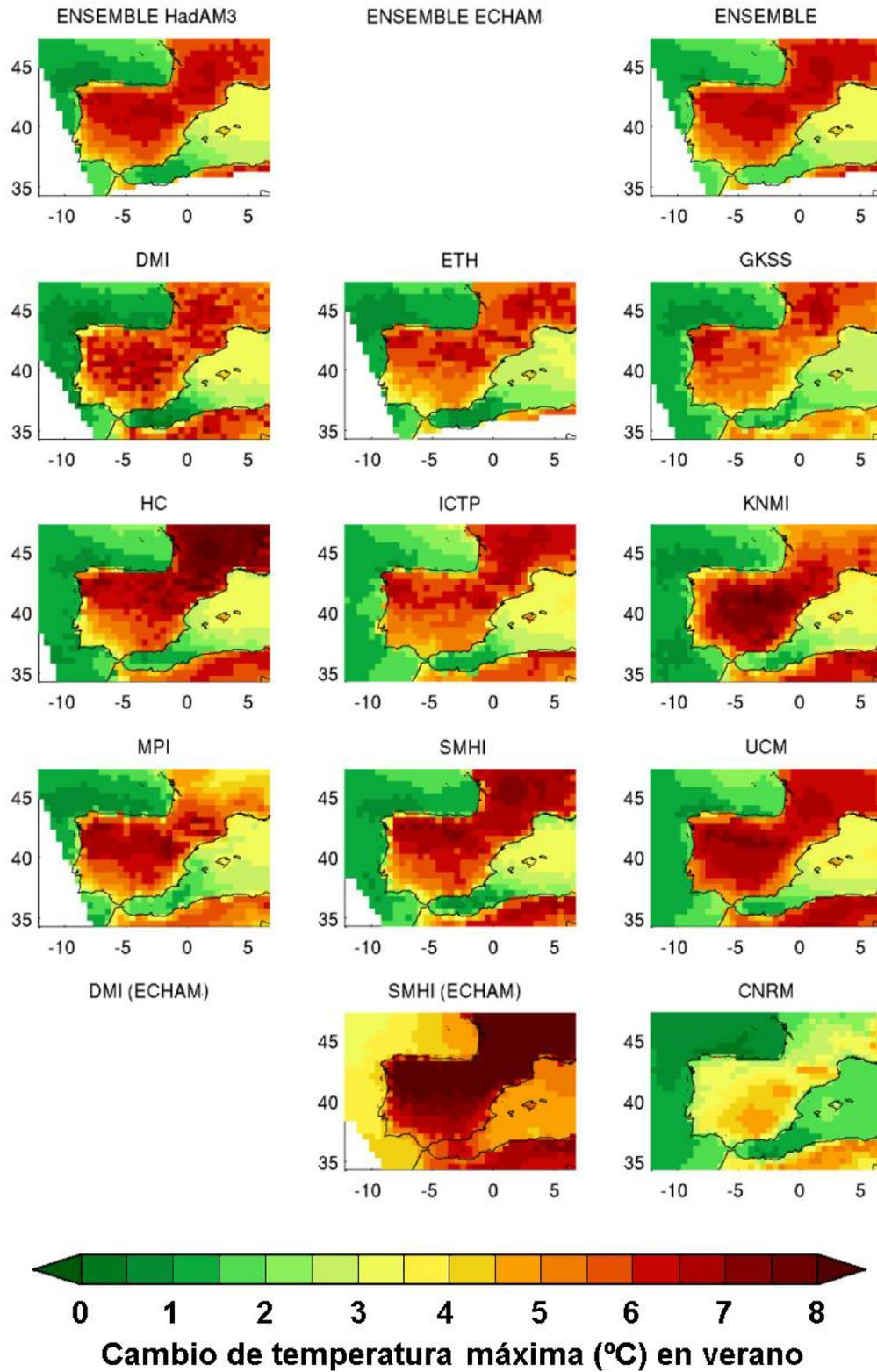


Figura 7.9.- Igual que fig. 7.8, pero para verano (junio, julio, agosto).

Generación de escenarios de cambio climático para España

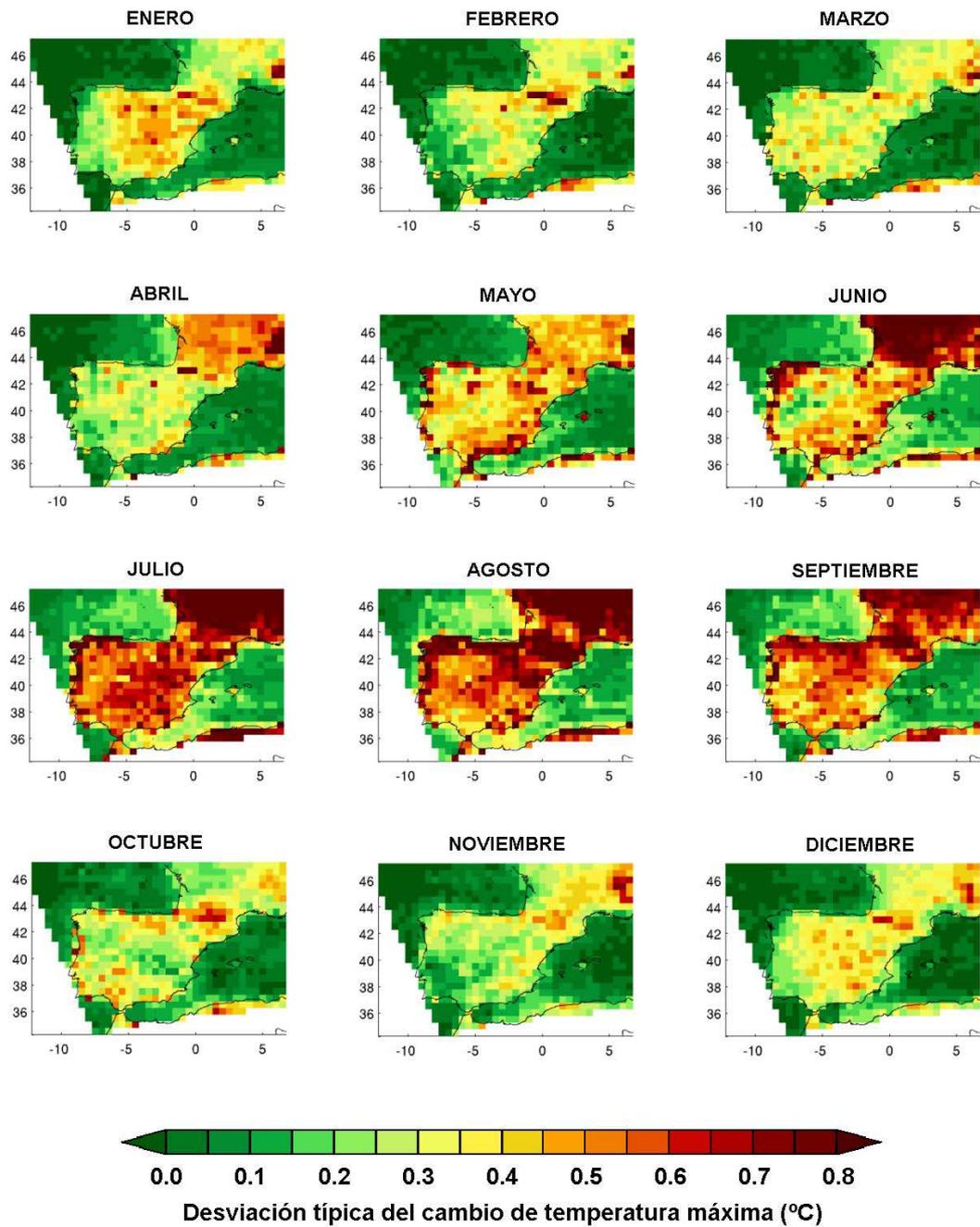


Figura 7.10.- Distribución mensual de la desviación típica del cambio proyectado en la temperatura máxima para los diez modelos regionales de PRUDENCE en el periodo (2071-2100) respecto al clima actual (1961-1990) y para el escenario de emisión SRES A2.

T.max. (°C) (2071-2100) A2 y B2, HadCM3, SDSM

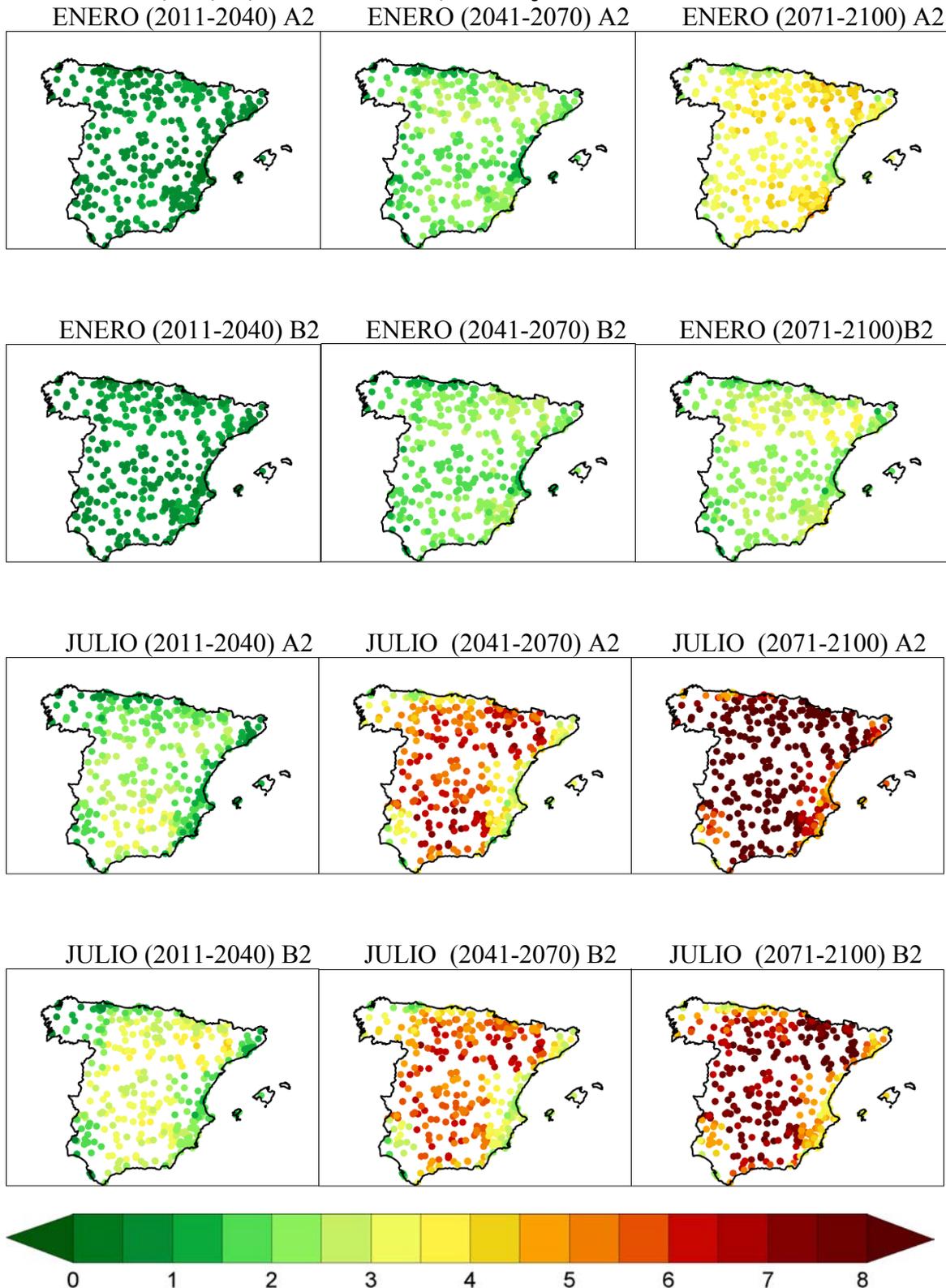


Figura 7.11.- Cambio medio para enero (2 filas superiores) y julio (2 filas inferiores) de temperatura máxima proyectada por el modelo global HadCM3 para los periodos (2011-2040) (izda.), (2041-2070) (centro) y (2071-2100) (der.) respecto al clima actual (1961-1990) y regionalizado con el método de regresión (SDSM) para los escenarios de emisión SRES A2 y B2.

T max. anual (°C) HadCM3, SDSM

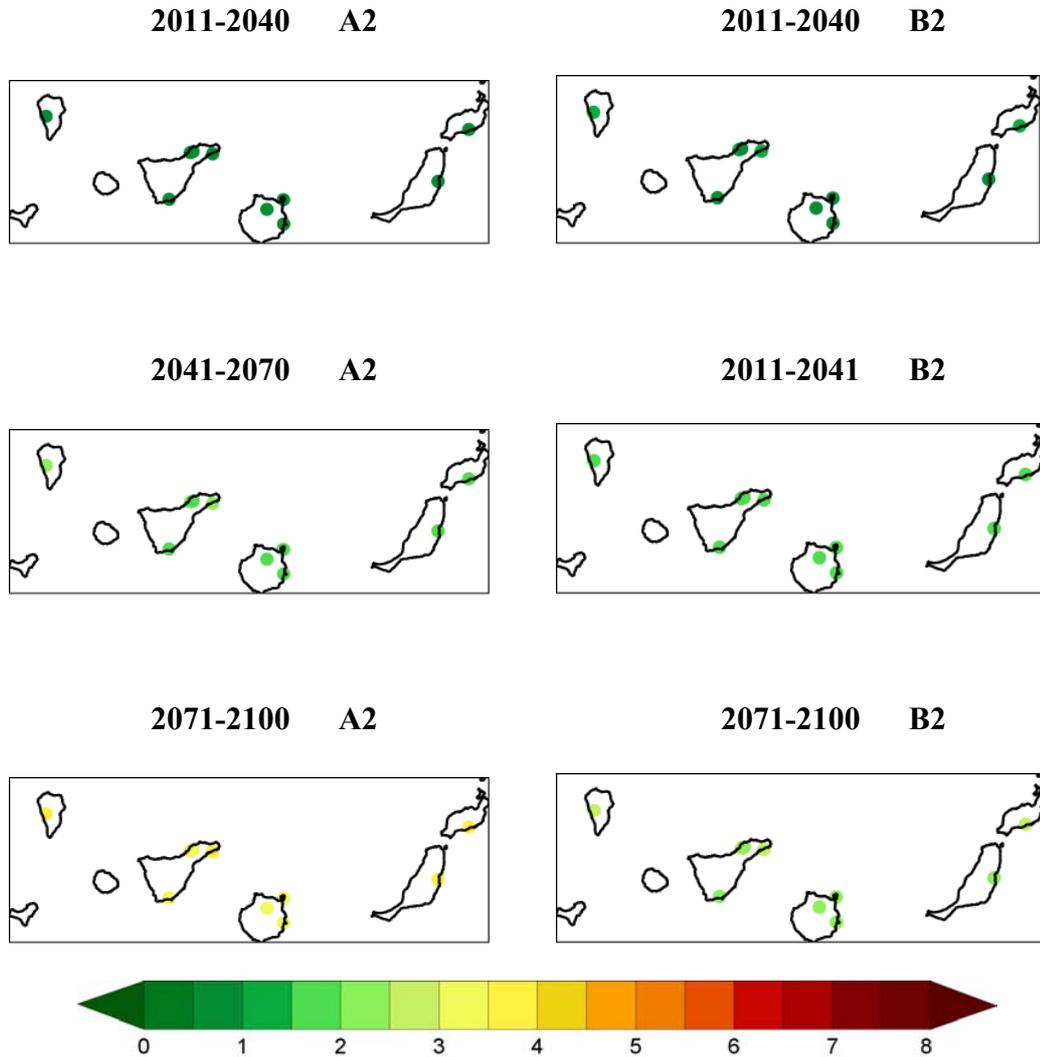


Figura 7.12.- Cambio medio anual de temperatura máxima proyectada por el modelo global HadCM3 para los periodos (2011-2040) (arriba), (2041-2070) (centro) y (2071-2100) (abajo) respecto al clima actual (1961-1990) y regionalizado con el método de regresión (SDSM) para los escenarios de emisión SRES A2 (izda.) y B2 (dcha).

7.2. Cambio en la temperatura mínima

El cambio de temperatura mínima, al igual que el de la temperatura máxima, se representa en las siguientes figuras mediante comparaciones promediadas anual y mensualmente para tres periodos de 30 años que abarcan desde 2011 hasta 2100. Igualmente, la discusión se restringe al comportamiento de los valores medios tanto anuales como mensuales.

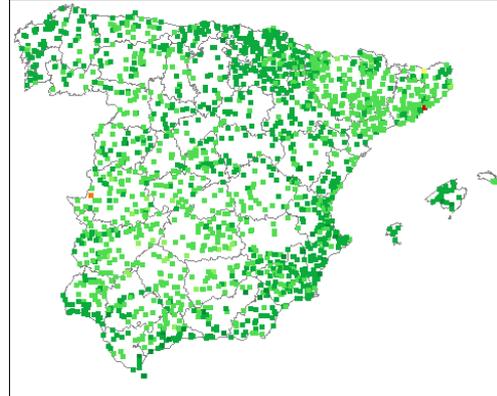
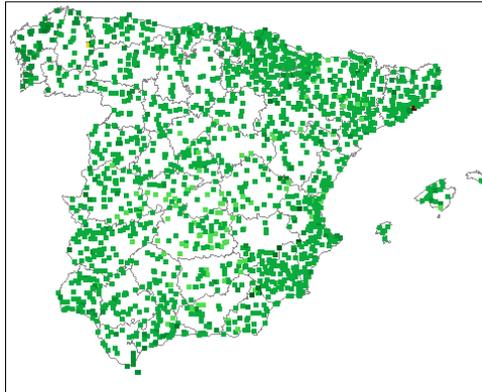
Las figuras 7.13-7.15 resumen el cambio de temperatura mínima anual media para los periodos (2011-2040), (2041-2070) y (2071-2100), respectivamente, con referencia al periodo de control (1961-90) proporcionado por las proyecciones regionalizadas utilizando diferentes modelos globales y las diferentes técnicas de regionalización estadísticas. En comparación con las figuras correspondientes para el cambio de temperatura máxima (figs. 7.1-7.3) se notan valores inferiores en aproximadamente 2° grados para el último tercio del siglo XXI. Esto implica, por lo tanto mayores oscilaciones térmicas diurnas debido al mayor incremento de la temperatura máxima y menor de la temperatura mínima. Para el periodo (2071-2100) la horquilla de valores para el interior de la península se sitúa aproximadamente entre 4° y 6°, y también para el mismo escenario de emisión medio-alto (A2).

Al igual que sucedía con el cambio de temperatura máxima, el de temperatura mínima muestra un marcado ciclo anual que es consistente para todos los modelos globales, técnicas de regionalización y escenarios de emisión (no mostrado aquí). También el comportamiento de la desviación típica de los cambios de temperatura mínima entre los modelos regionales de PRUDENCE muestra, al igual que para la temperatura máxima, un claro aumento en los meses de verano (fig. 7.16), aunque los patrones en la Península Ibérica no son coincidentes, sugiriendo distintas causas para la desviación típica de la temperatura máxima y la temperatura mínima posiblemente provenientes de las parametrizaciones de diferentes procesos físicos.

T.min. anual (°C) (2011-2040) SRES A2

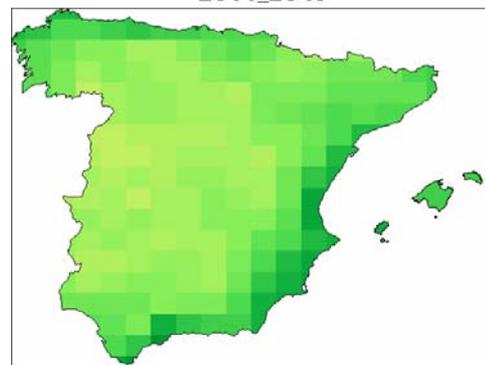
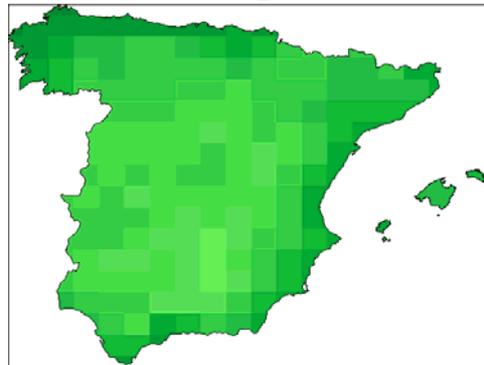
CGCM2_A2_FIC
2011-2040
ANUAL

ECHAM4_A2_FIC
2011-2040
ANUAL



CGCM2_A2_INM
2011_2040

ECHAM4_A2_INM
2011_2040



HadCM3_A2_SDSM/INM
2071-2100

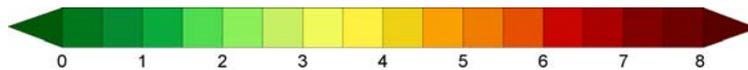
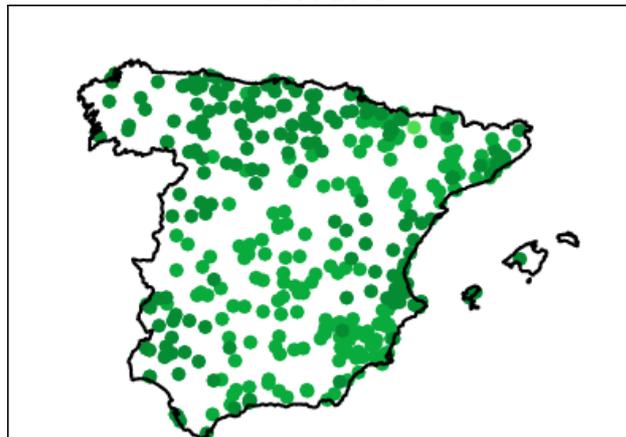


Figura 7.13.- Comparación del cambio de temperatura mínima media anual para el período (2011-2040) respecto al periodo de control (1961-90) proporcionado por las proyecciones regionalizadas utilizando diferentes modelos globales (CGCM2 (izda), ECHAM4-OPYC (der.), HadCM3 (centro abajo)) y diferentes técnicas de regionalización estadísticas (Anal_FIC(arriba), Anal_INM (centro), SDSM (abajo)). El escenario de emisión SRES común a todos los modelos es el A2.

T min. anual (°C) (2041-2070) SRES A2

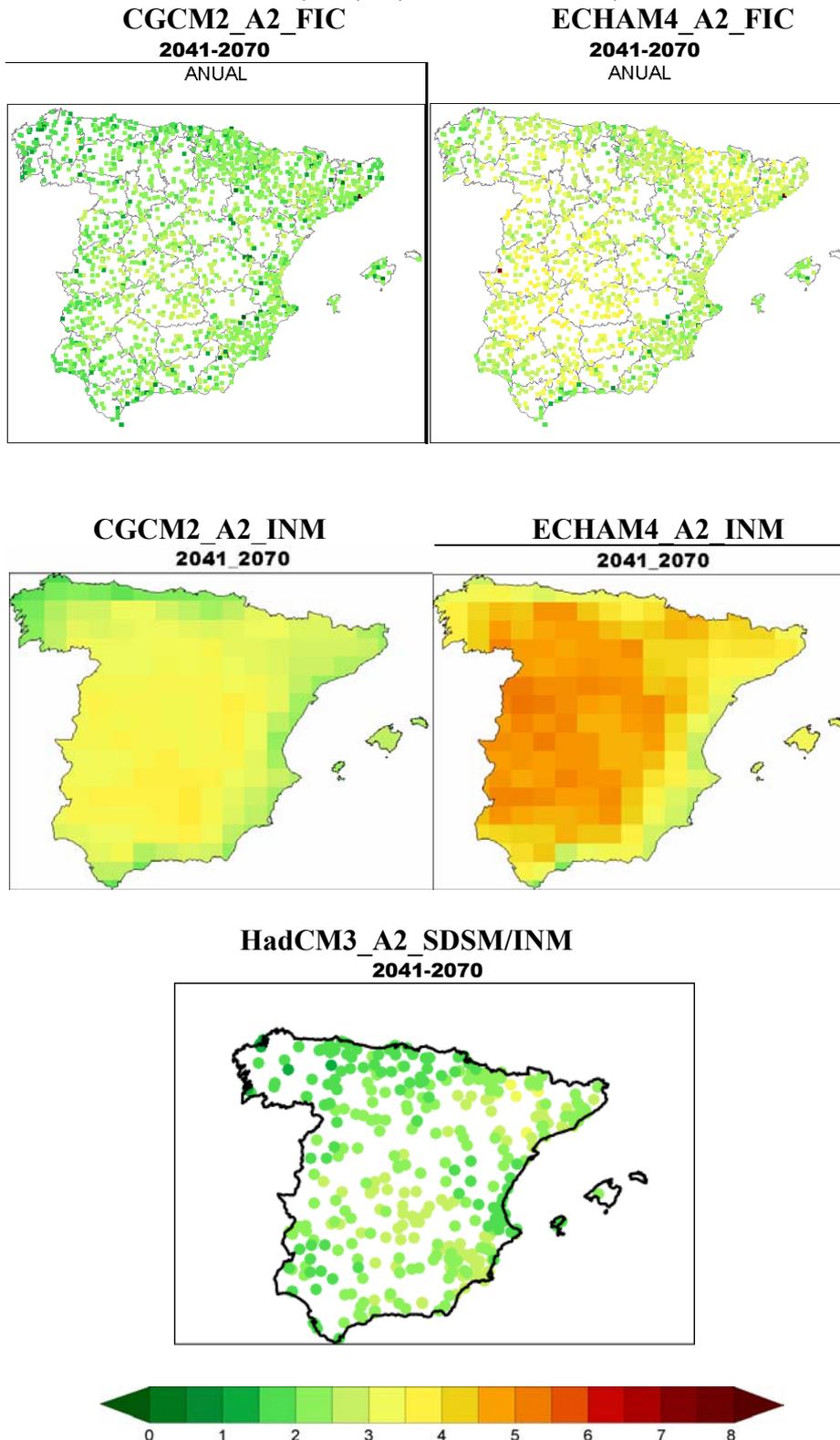


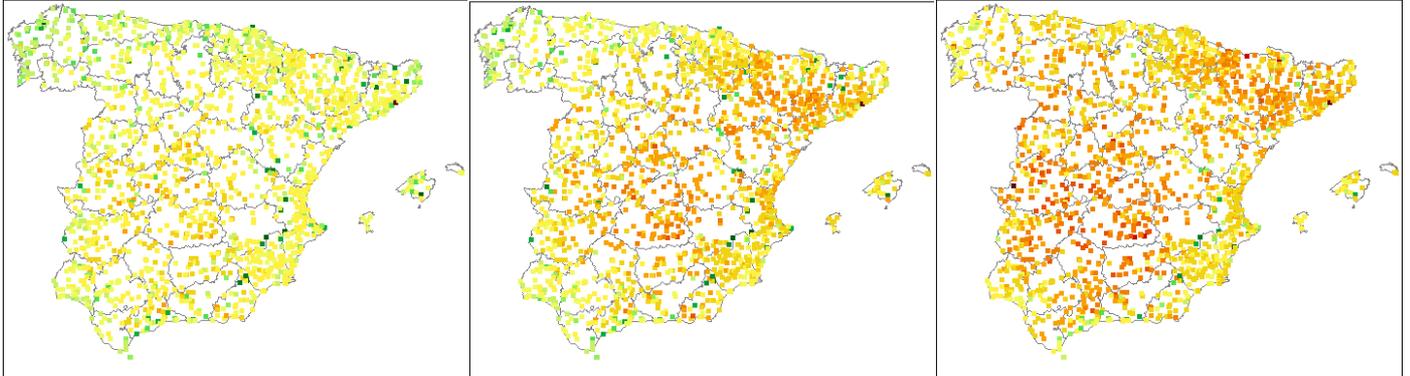
Fig. 7.14.- Comparación del cambio de temperatura mínima media anual para el período (2071-2100) respecto al periodo de control (1961-90) proporcionado por las proyecciones regionalizadas utilizando diferentes modelos globales (CGCM2 (izda), ECHAM4-OPYC (der.), HadCM3 (centro abajo)) y diferentes técnicas de regionalización estadísticas (Anal_FIC(arriba), Anal_INM (centro), SDSM (abajo)). El escenario de emisión SRES común a todos los modelos es el A2.

T min. anual (°C) (2071-2100) SRES A2

CGCM2_A2_FIC
2071-2100
ANUAL

HadAM3_A2_FIC
2071-2100
ANUAL

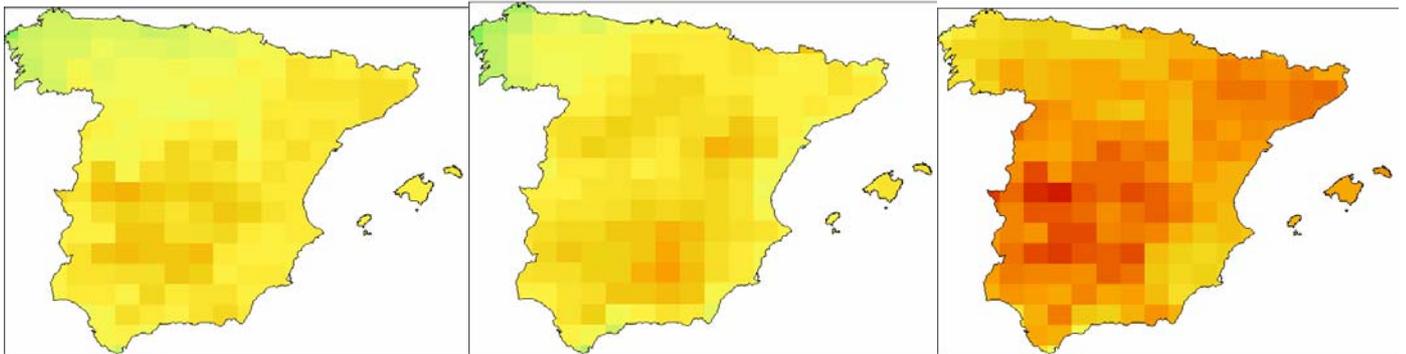
ECHAM4_A2_FIC
2071-2100
ANUAL



CGCM2_A2_INM
2071_2100

HadAM3_A2_INM
2071_2100

ECHAM4_A2_INM
2071_2100



HadCM3_A2_SDSM/INM
2071-2100

9 RCMS de PRUDENCE_HadAM3
2071-2100

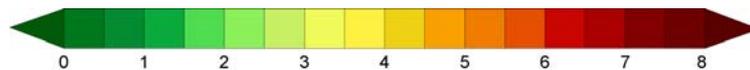
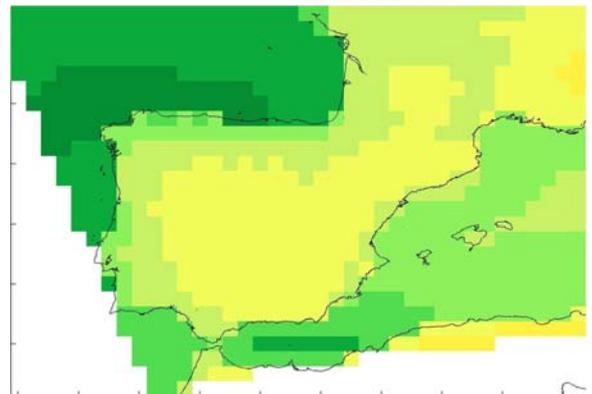
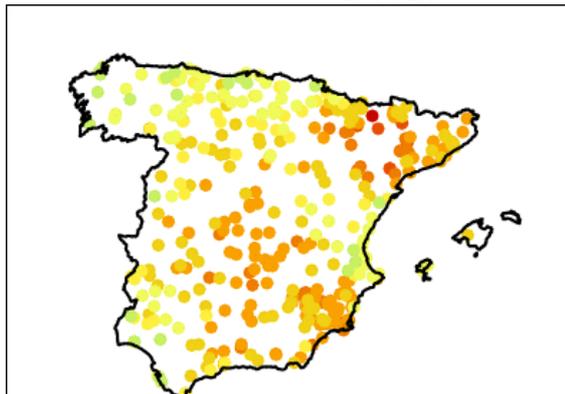


Fig. 7.15.- Comparación del cambio de temperatura mínima media anual para el período (2041-2070) respecto al período de control (1961-90) proporcionado por las proyecciones regionalizadas utilizando diferentes modelos globales (CGCM2 (izda), ECHAM4-OPYC (der.), HadCM3 (centro abajo)) y diferentes técnicas de regionalización estadísticas (Anal_FIC(arriba), Anal_INM (centro), SDSM (abajo)). El escenario de emisión SRES común a todos los modelos es el A2

Generación de escenarios de cambio climático para España

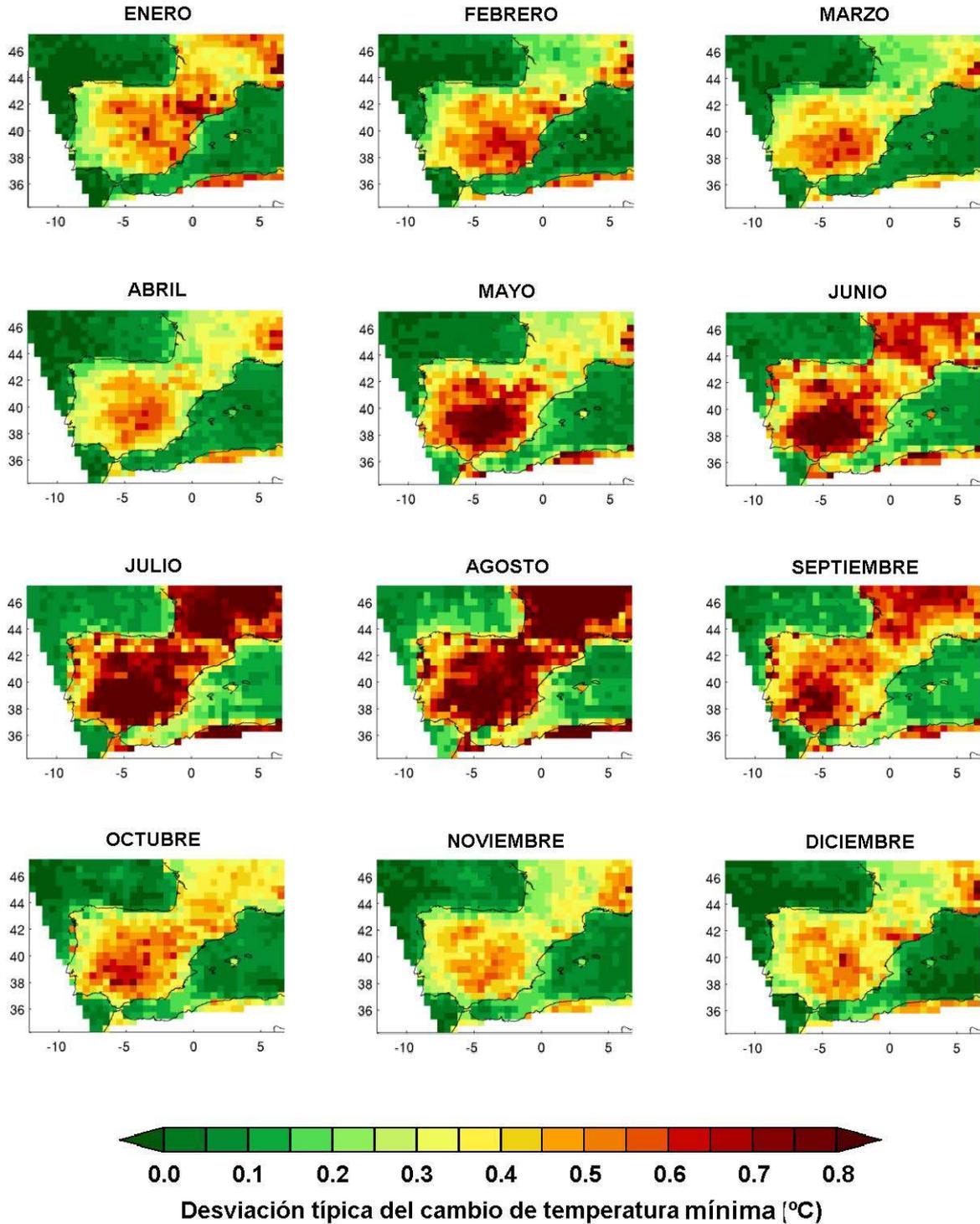


Figura 7.16.- Distribución mensual de la desviación típica del cambio proyectado en la temperatura mínima para los diez modelos regionales de PRUDENCE en el periodo (2071-2100) respecto al clima actual (1961-1990) y para el escenario de emisión SRES A2.

7.3. Cambio en la precipitación

El cambio de precipitación se representa igualmente mediante comparaciones promediadas anual y mensualmente para tres periodos de 30 años que abarcan desde 2011 hasta 2100. Como en el caso de la temperatura, la discusión se restringe al comportamiento de los valores medios tanto anuales como mensuales.

La figura 7.17 resume el cambio de precipitación anual media (expresado en términos porcentuales) para el período (2011-2040) respecto al periodo de control (1961-90) proporcionado por las proyecciones regionalizadas utilizando diferentes modelos globales (HadCM3, CGCM2, ECHAM4-OPYC) y las diferentes técnicas de regionalización estadísticas (Anal_FIC, Anal_INM, SDSM) descritas en la sección 6. El escenario de emisión SRES (IPCC) común a todos los modelos es el A2 calificado como de emisiones medias-altas. La tendencia no es tan consistente como en el caso de la temperatura, sin embargo parece notarse una ligera reducción de la precipitación en la mitad occidental de la península ibérica y un ligero aumento en la mitad oriental. En el periodo siguiente (2041-2070) se mantiene esta tendencia (fig.7.18). En el último tercio (2071-2100) la mayor información disponible permite establecer unas conclusiones algo más robustas (véase fig. 7.19). En primer lugar, hay que destacar el predominio de las zonas con reducción de la precipitación, siendo las regiones de la mitad sur de la Península Ibérica las que muestran un mayor grado de acuerdo para los distintos modelos y regionalizaciones. Merece la pena destacar también que el promedio de los 9 modelos regionales de PRUDENCE muestra una reducción de la precipitación anual media para toda la Península Ibérica.

La distribución del cambio de precipitación a lo largo de los meses se muestra en las figs. 7.20-7.22 para un mismo algoritmo de regionalización (Analog_INM) sobre tres modelos regionales (CGCM2, ECAHM4-OPYC y HadAM3). Al contrario de lo que sucedía con la temperatura la distribución del cambio de precipitación a lo largo del año no muestra un claro patrón de comportamiento, lo que indica la relativamente baja fiabilidad de las proyecciones de esta variable. La figura 7.23 muestra la misma distribución mensual de precipitación para el promedio de los 9 modelos regionales de PRUDENCE forzados con el modelo global HadAM3. En este caso se muestra una tendencia a la reducción en los meses de primavera y verano. Esta tendencia puede ser poco significativa en los meses estivales por las reducidas cantidades de precipitación en términos absolutos que se presentan en dichos meses. La desviación típica del cambio de precipitación por meses entre los 9 modelos de PRUDENCE (véase fig. 7.24) muestra el poco acuerdo que existe entre los diferentes modelos regionales aunque estén forzados por un mismo modelo global. En algunos meses y regiones la desviación típica puede ser del mismo orden que el cambio en la precipitación respecto al periodo de referencia, lo que incide una vez más en la poca fiabilidad de las proyecciones de precipitación.

Las proyecciones basadas en el escenario de emisión SRES B2 no muestran comportamientos significativamente diferentes en cuanto a estructuras, no así en cuanto a valores, de las mostradas para el escenario A2.

Por último, la figura 7.25 muestra las proyecciones para el archipiélago canario realizadas con el modelo HadCM3 y aplicando el método de regionalización SDSM. En este caso se

observa una reducción clara de las precipitaciones consistente con la situación del archipiélago en la zona subtropical de reducción de las precipitaciones que muestran la mayoría de los modelos globales.

Cambio precipitación anual (%) (2011-2040) con A2

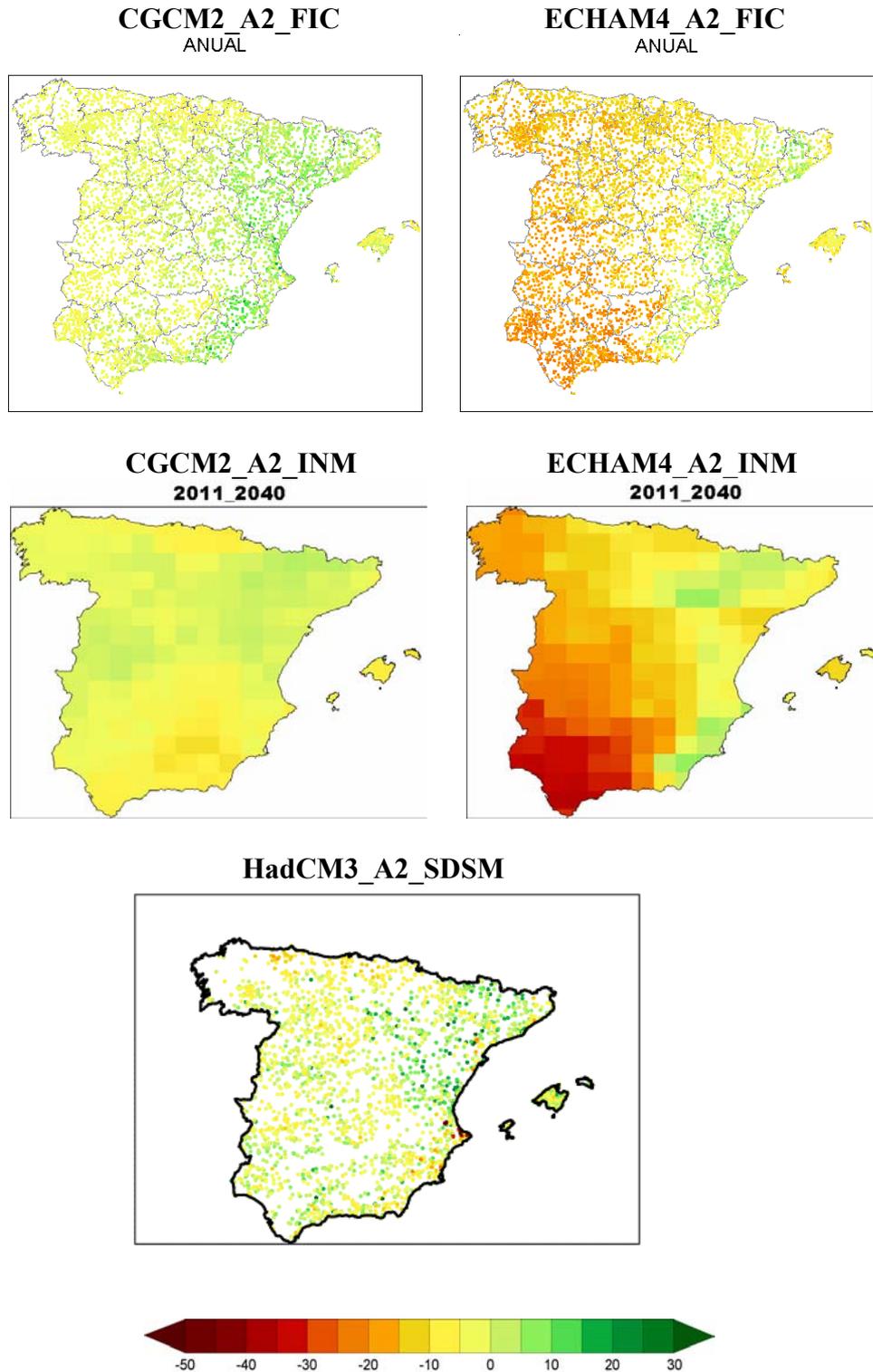


Figura 7.17.- Comparación del cambio de precipitación anual para el período (2011-2040) respecto al periodo de control (1961-90) proporcionado por proyecciones regionalizadas utilizando diferentes modelos globales (HadCM3, CGCM2, ECHAM4-OPYC) y diferentes técnicas de regionalización estadísticas (Anal_FIC, Anal_INM, SDSM). El escenario de emisión SRES común a todos los modelos es el A2

Cambio precipitación anual (%) (2041-2070) con A2

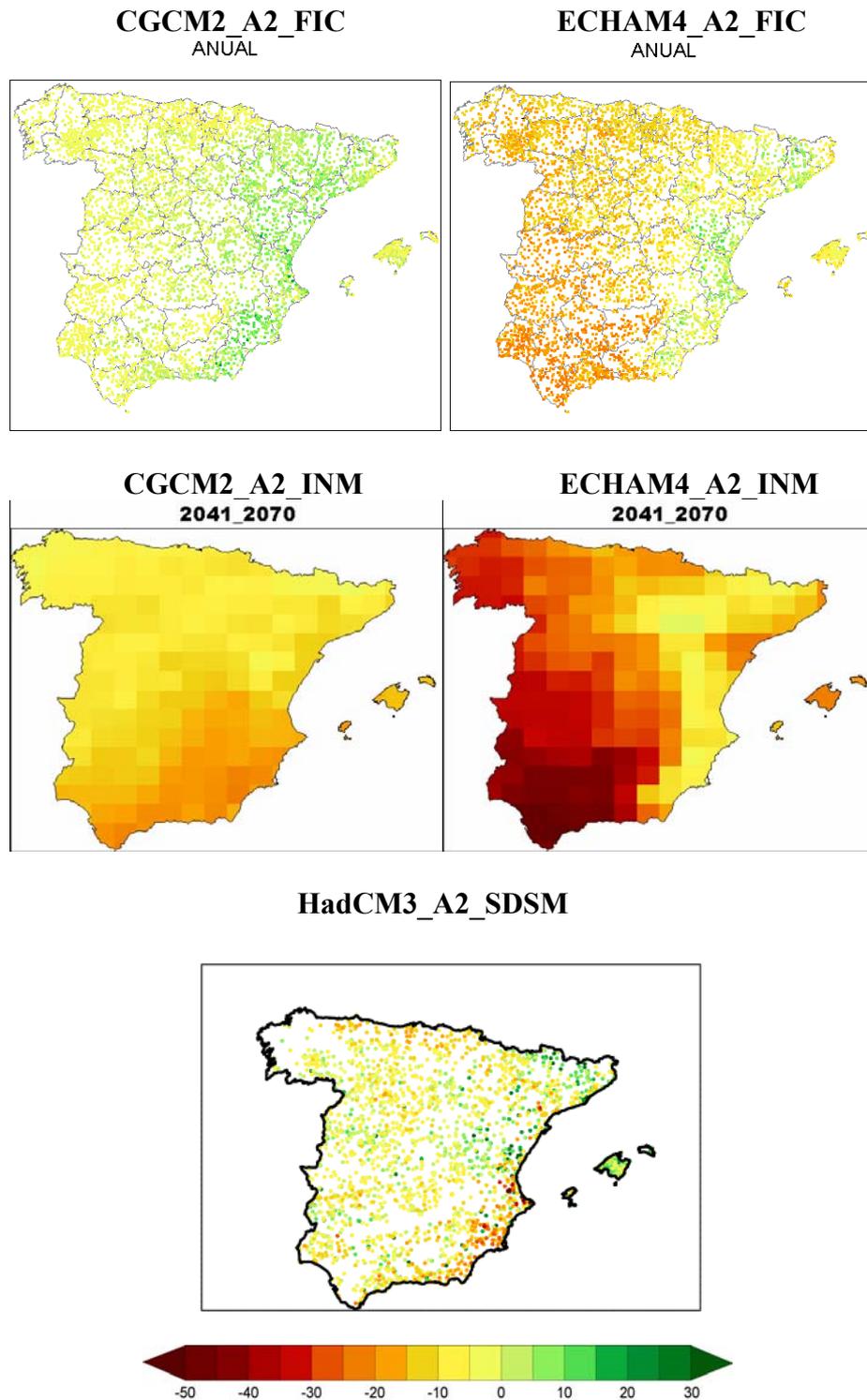


Figura 7.18.- Comparación del cambio de precipitación anual para el período (2041-2070) respecto al período de control (1961-90) proporcionado por proyecciones regionalizadas utilizando diferentes modelos globales (HadCM3, CGCM2, ECHAM4-OPYC) y diferentes técnicas de regionalización estadísticas (Anal_FIC, Anal_INM, SDSM). El escenario de emisión SRES común a todos los modelos es el A2

Cambio precipitación anual (%) (2071-2100) con A2

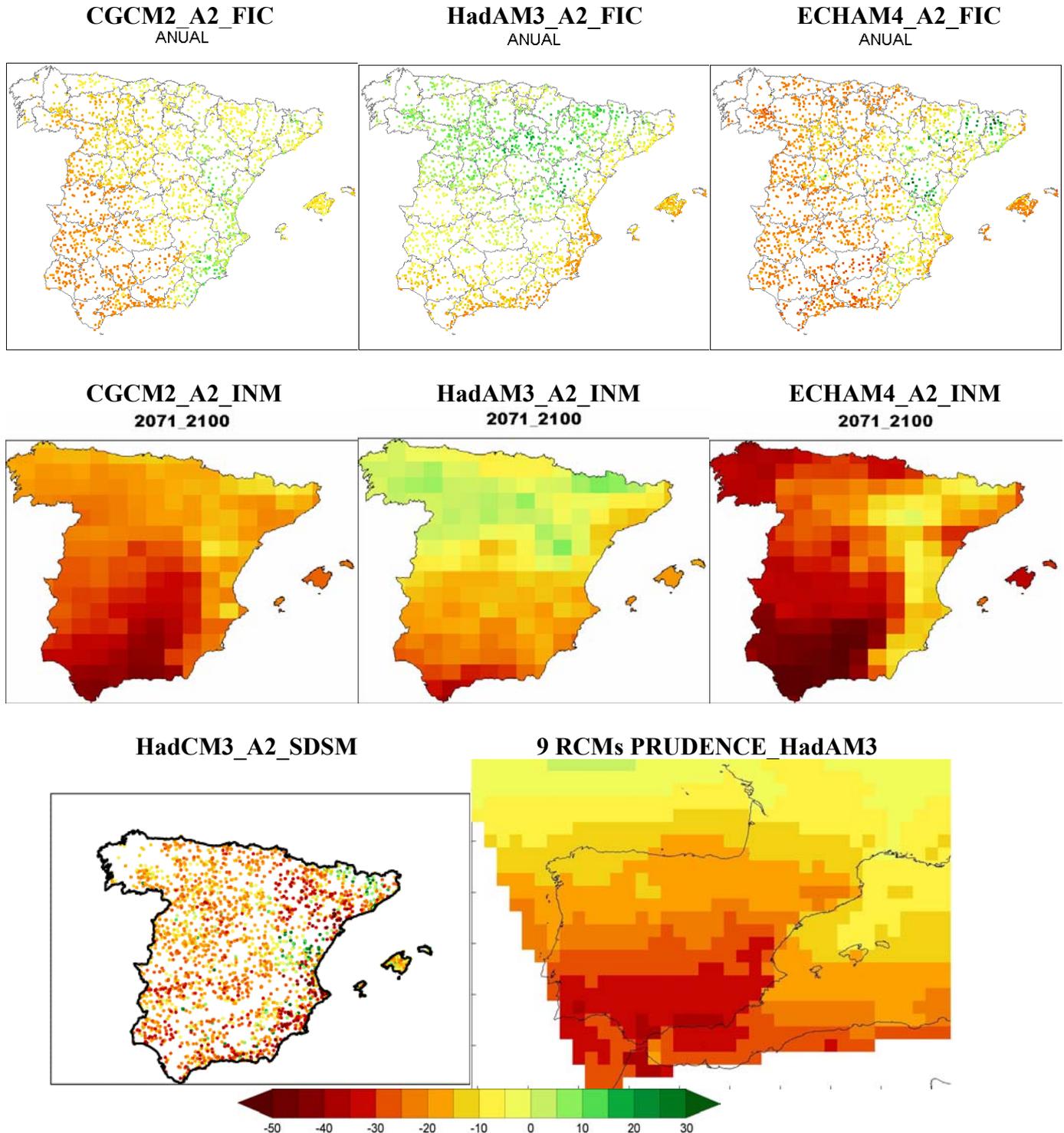


Figura 7.19.- Comparación del cambio de precipitación anual para el período (2070-2100) respecto al período de control (1961-90) proporcionado por proyecciones regionalizadas utilizando diferentes modelos globales (HadCM3, HadAM3H, CGCM2, ECHAM4-OPYC) y diferentes técnicas de regionalización estadísticas (Anal_FIC, Anal_INM, SDSM) y dinámicas (promedio de los 9 RCMs de PRUDENCE). El escenario de emisión SRES común a todos los modelos es el A2

Precip (%) (2071-2100) SRES A2, CGCM2, INM

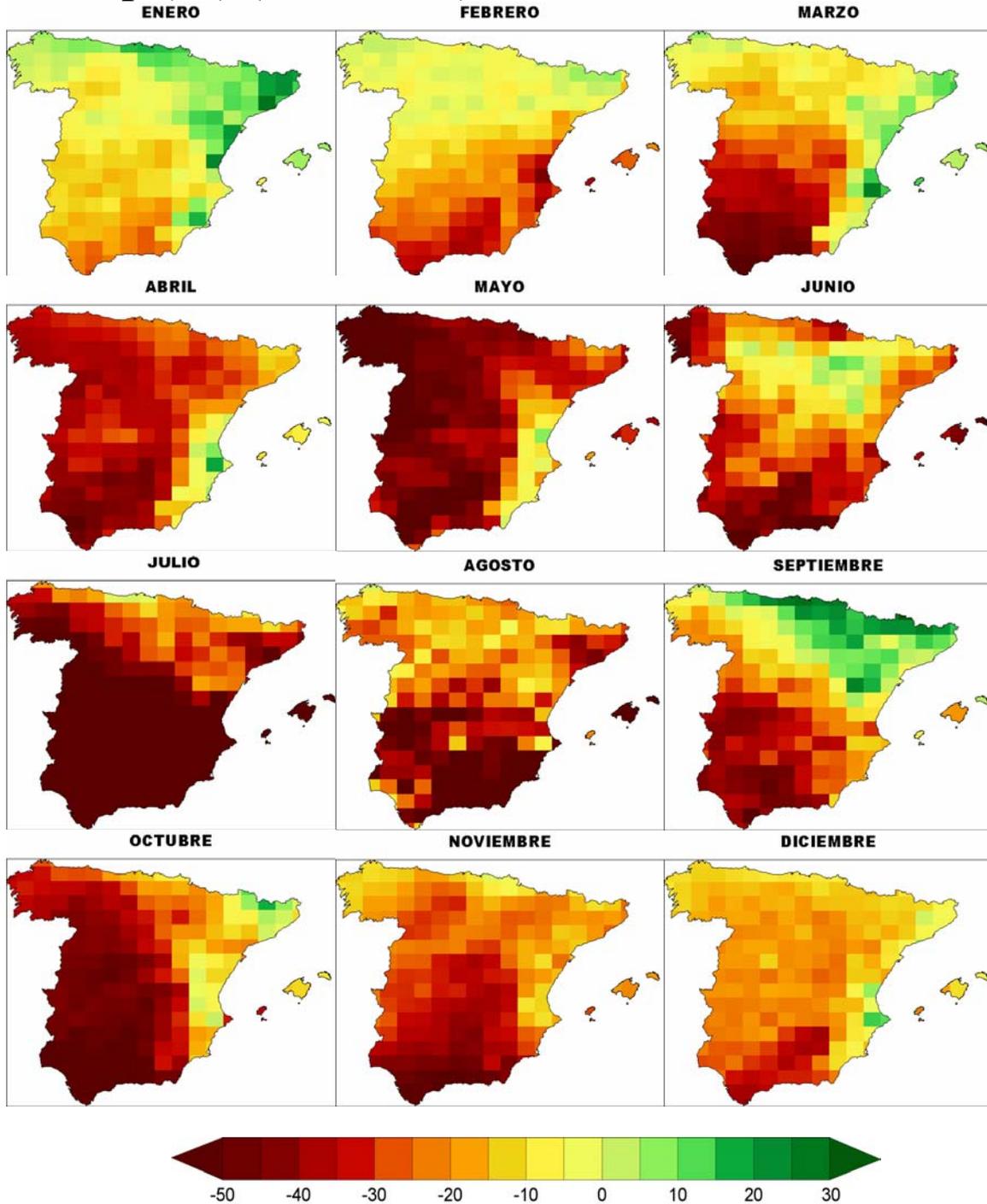


Figura 7.20.- Cambio medio mensual de precipitación (%) proyectado para el periodo (2071-2100) respecto al clima actual (1961-1990) por el modelo global CGCM2 y regionalizado con el método de análogos (INM) para el escenario de emisión A2.

Precip (%) (2071-2100) SRES A2, ECHAM4, INM

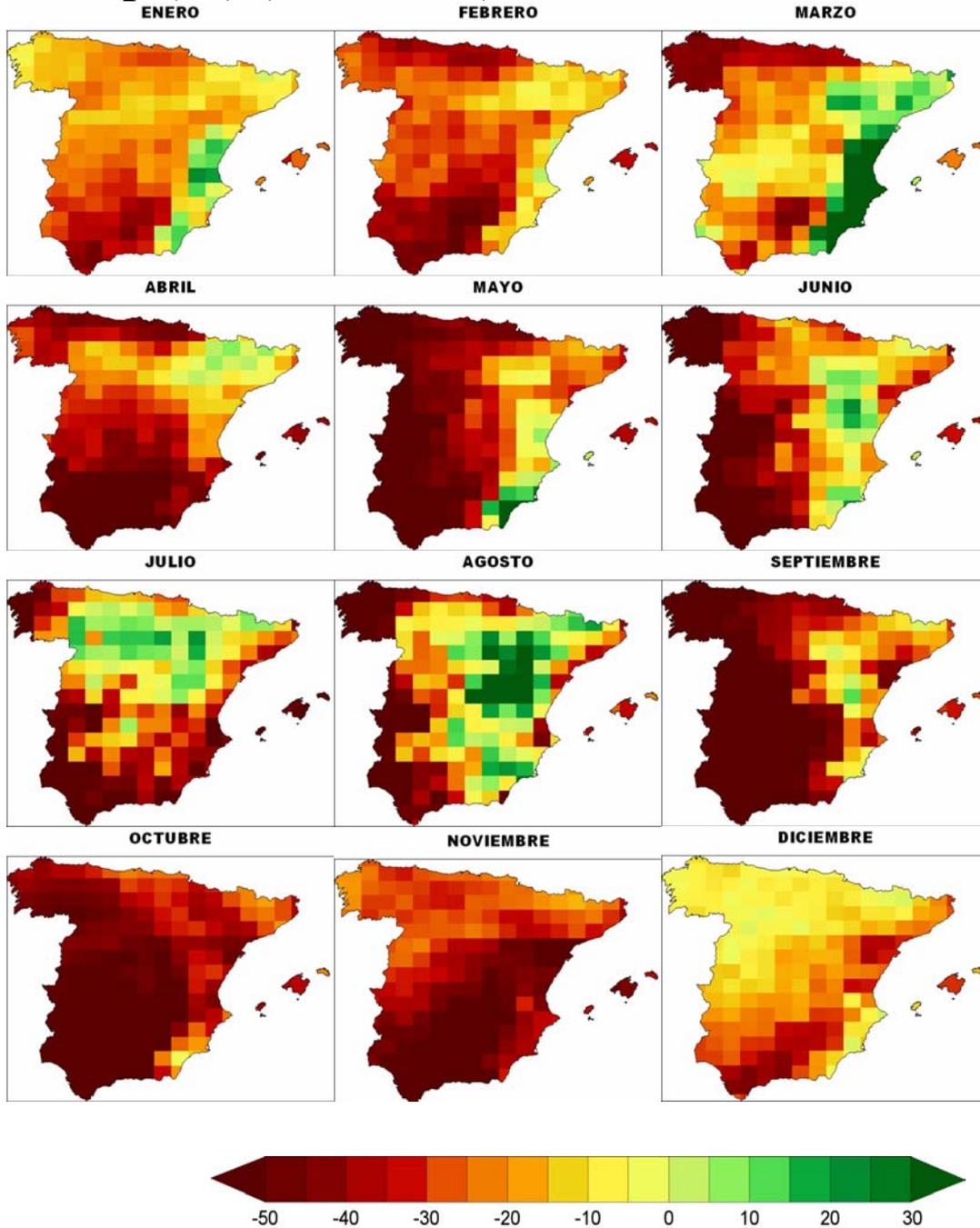


Figura 7.21.- Cambio medio mensual de precipitación (%) proyectado para el periodo (2071-2100) respecto al clima actual (1961-1990) por el modelo global ECHAM4-OPYC y regionalizado con el método de análogos (INM) para el escenario de emisión A2.

Precip (%) (2071-2100) SRES A2, HadAM3, INM

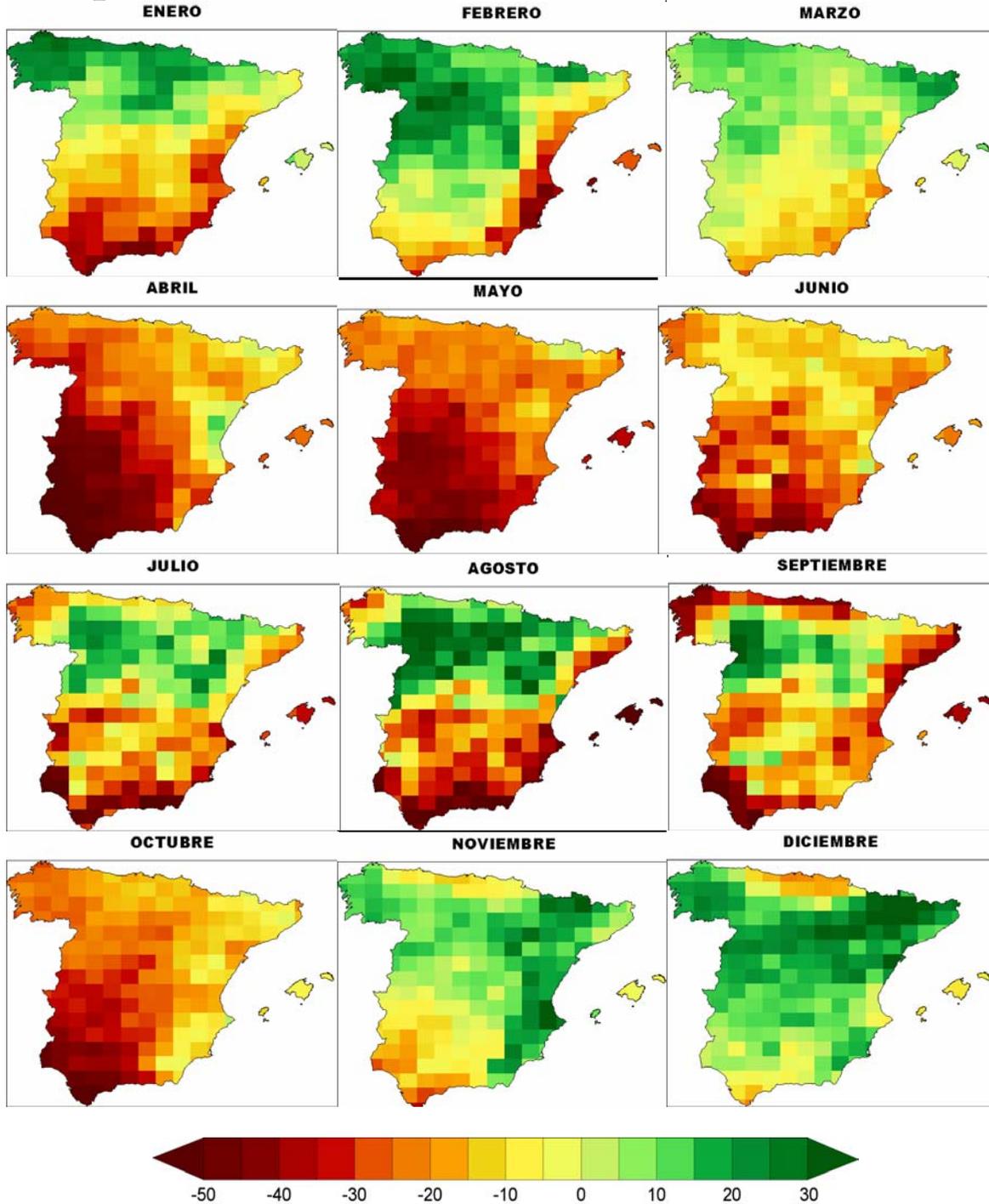


Figura 7.22.- Cambio medio mensual de precipitación (%) proyectado para el periodo (2071-2100) respecto al clima actual (1961-1990) por el modelo global HadAM3 y regionalizado con el método de análogos (INM) para el escenario de emisión A2.

Generación de escenarios de cambio climático para España

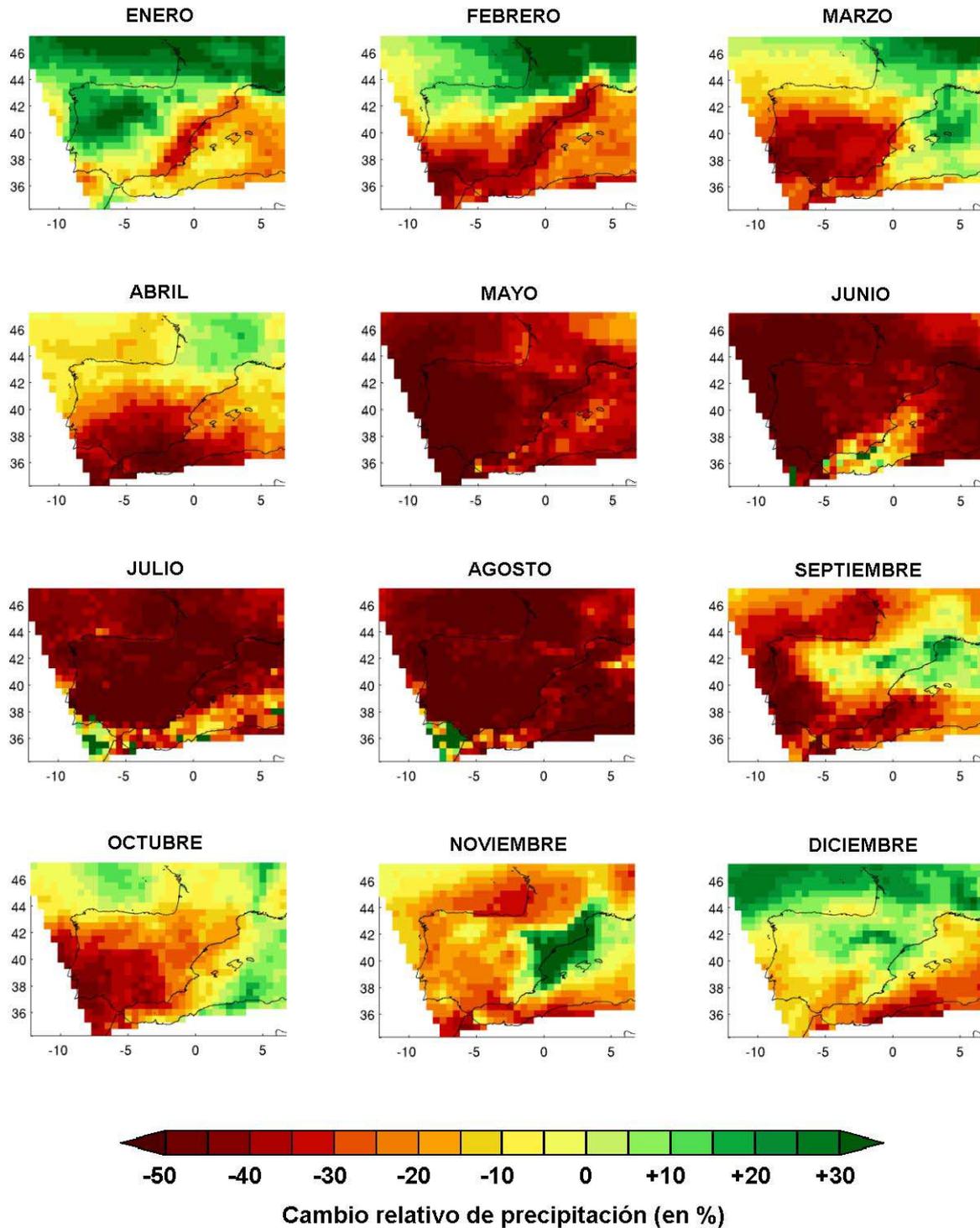


Figura 7.23.- Cambio medio mensual de precipitación (%) proyectado para el periodo (2071-2100) respecto al clima actual (1961-1990) por el modelo global HadAM3H y regionalizado con el promedio de los RCMs de PRUDENCE para el escenario de emisión A2.

Generación de escenarios de cambio climático para España

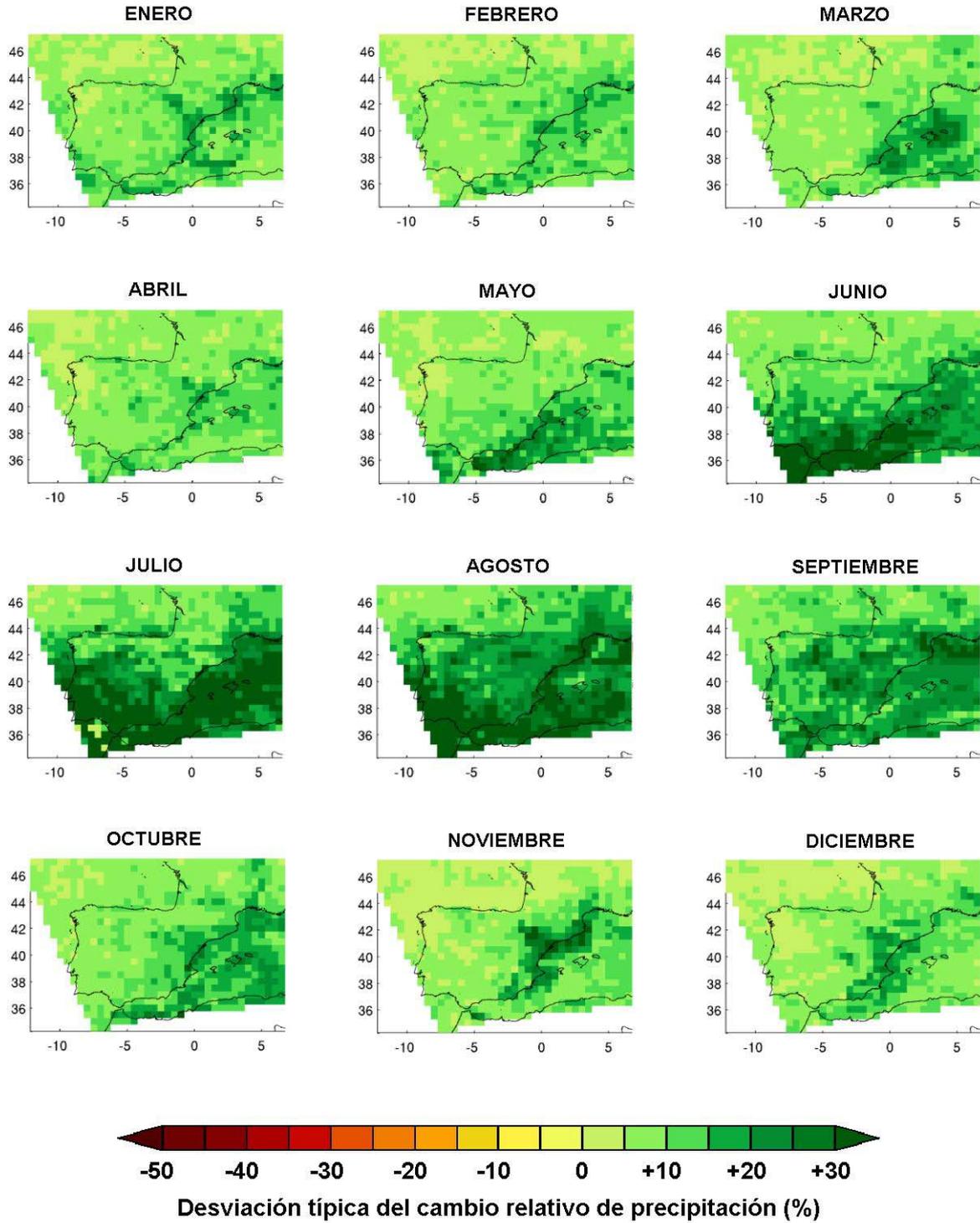


Figura 7.24.- Distribución mensual de la desviación típica del cambio proyectado en la precipitación (%) para los diez modelos regionales de PRUDENCE en el periodo (2071-2100) respecto al clima actual (1961-1990) y para el escenario de emisión SRES A2.

Precip. anual (%) HadCM3, SDSM

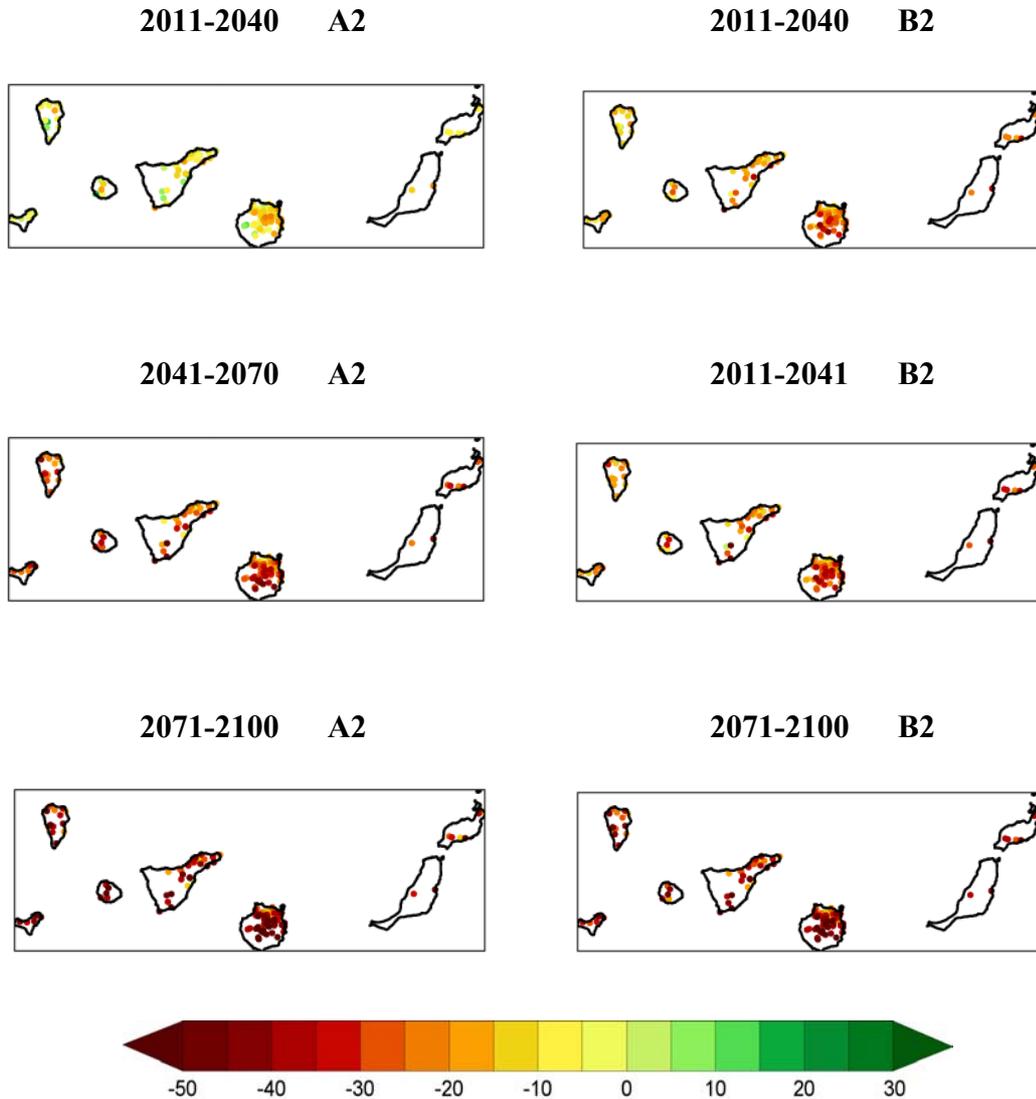


Figura 7.25.- Cambio de precipitación anual proyectada por el modelo global HadCM3 para los periodos (2011-2040) (arriba), (2041-2070) (centro) y (2071-2100) (abajo) respecto al clima actual (1961-1990) y regionalizado con el método de regresión (SDSM) para los escenarios de emisión SRES A2 (izda.) y B2 (dcha).

7.4. Cambio en otras variables proporcionadas por las simulaciones PRUDENCE

Las siguientes figuras muestran el cambio en una selección de variables obtenidas de las simulaciones con los modelos regionales participantes en el proyecto PRUDENCE. Los modelos numéricos, al contrario que las regionalizaciones empíricas, proporcionan un conjunto de variables consistentes entre sí que describen íntegramente al sistema climático. A pesar de que, como es sabido, algunas de las variables de superficie suministradas por los modelos -singularmente las asociadas al ciclo del agua- carecen de una fiabilidad suficiente para que sus estimaciones puedan ser útiles, se ha preferido incluirlas aquí por razones de completitud.

La fig. 7.26 muestra la reducción generalizada en la humedad relativa que es consistente con el aumento en las temperaturas mostrado en las secciones 7.1 y 7.2. La tendencia a la reducción de la nubosidad (véase fig.7.27) es general para todas las regiones y épocas del año con la excepción del NO de la Península y solamente en los meses invernales. Existe bastante consistencia con la distribución de la precipitación que también aumenta en dicha zona y época del año. La desviación típica de la nubosidad es claramente mayor en los meses estivales posiblemente debido al origen convectivo de la nubosidad y a las mayores discrepancias inter-modelo para este tipo de procesos (fig.7.28)

El cambio de la evapotranspiración es consistente con el aumento de las temperaturas sobre todo en los meses de verano y con el incremento de las precipitaciones en el norte y noroeste en los meses invernales (véase fig. 7.29). En algunos meses y regiones la desviación típica puede llegar a ser del mismo orden que el cambio respecto al periodo de referencia 1961-1990 (fig. 7.30)

Por último, la velocidad del viento muestra un comportamiento bastante irregular tanto espacialmente como en la distribución anual (fig. 7.31), si bien la desviación típica se mantiene relativamente baja (véase fig.7.32) debido probablemente al mayor peso que ejerce el forzamiento sinóptico sobre el viento y que a su vez está regido por las condiciones de contorno comunes a todos los modelos regionales. En los meses de verano el menor forzamiento sinóptico deja libertad a los modelos regionales para evolucionar más libremente y esto se manifiesta en una mayor desviación típica del viento.

Generación de escenarios de cambio climático para España

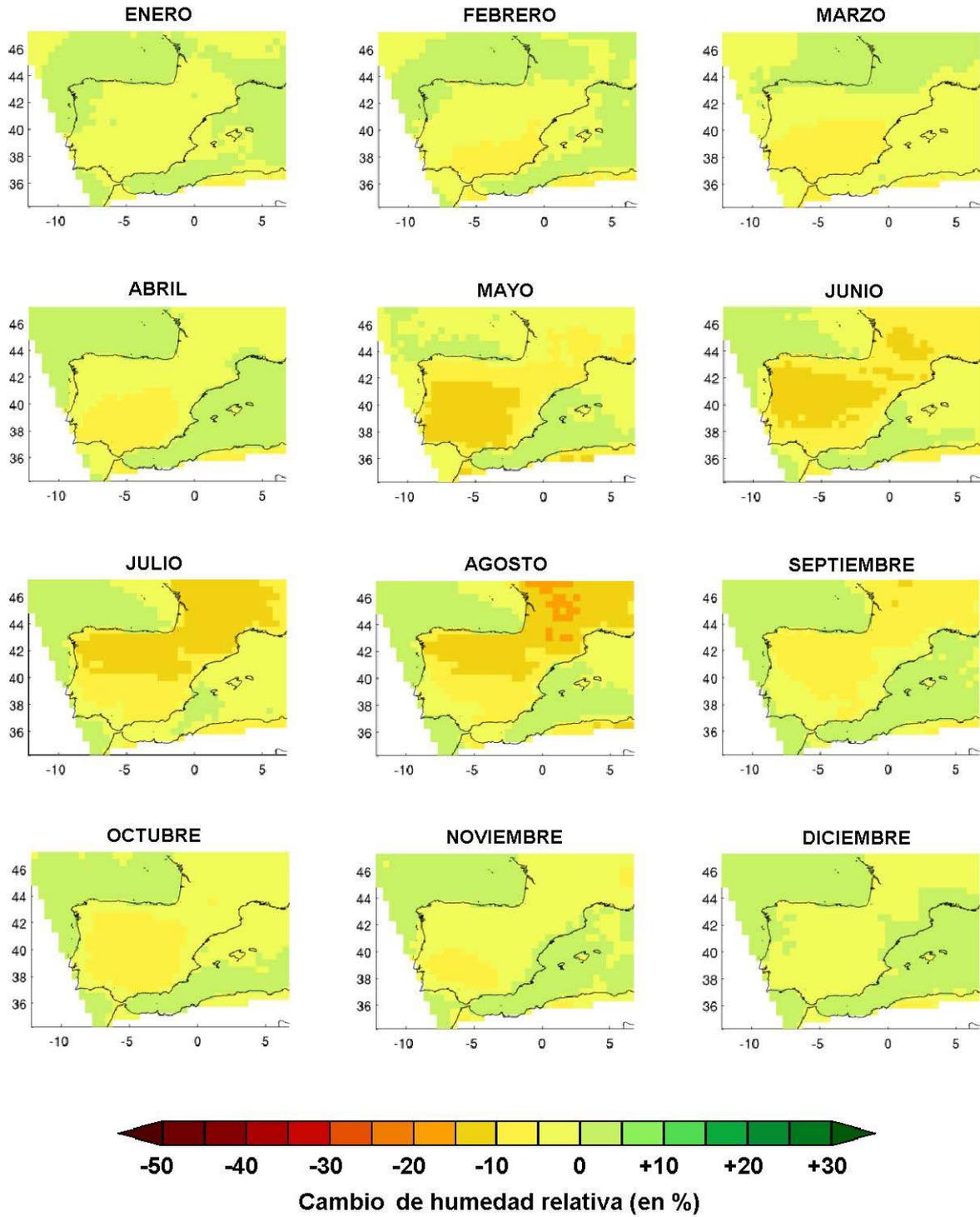


Figura 7.26.- Cambio medio mensual de humedad relativa (%) proyectado para el periodo (2071-2100) respecto al clima actual (1961-1990) por el modelo global HadAM3H y regionalizado con el promedio de los RCMs de PRUDENCE para el escenario de emisión A2.

Generación de escenarios de cambio climático para España

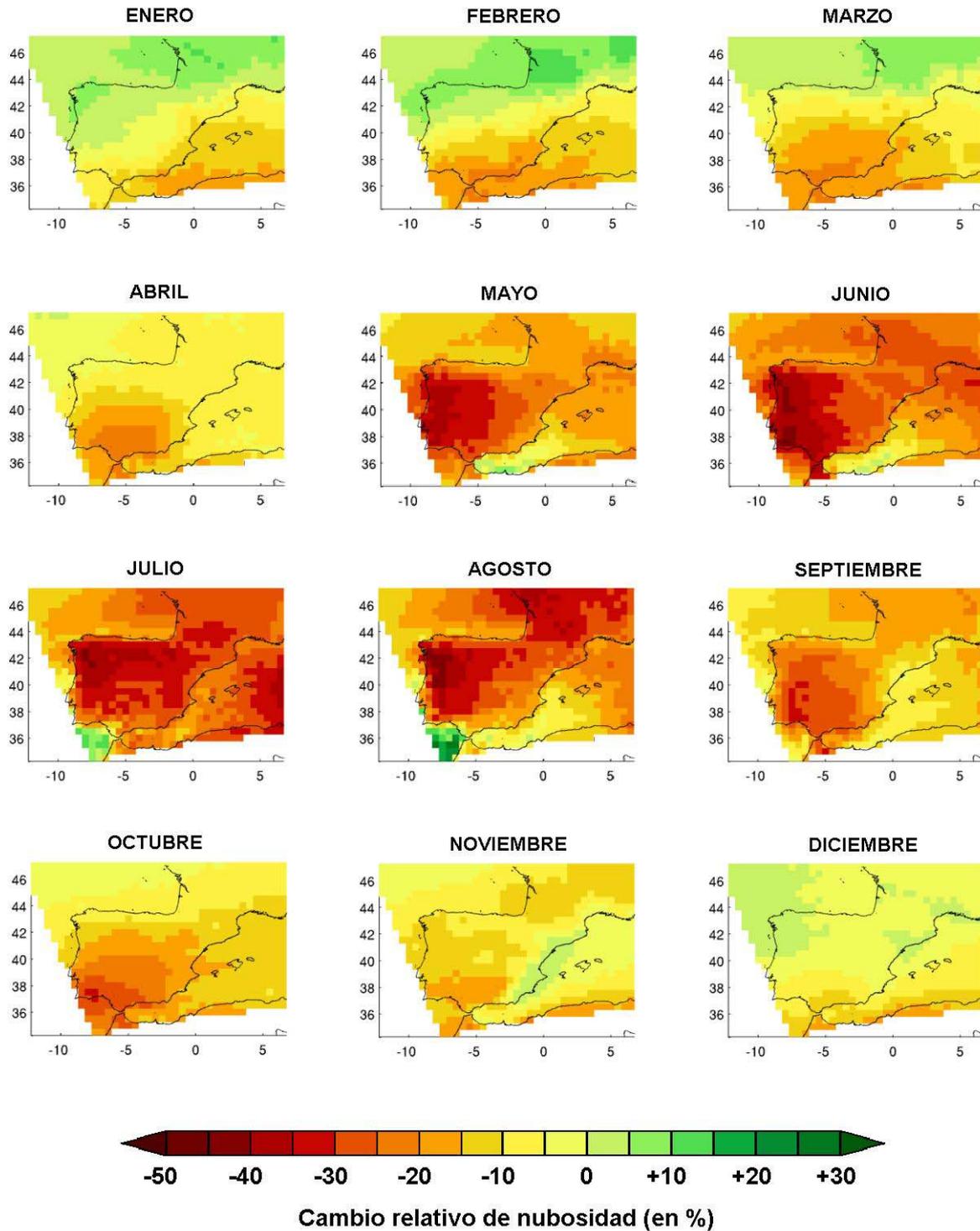


Figura 7.27.- Cambio medio mensual de nubosidad (%) proyectado para el periodo (2071-2100) respecto al clima actual (1961-1990) por el modelo global HadAM3H y regionalizado con el promedio de los RCMs de PRUDENCE para el escenario de emisión A2.

Generación de escenarios de cambio climático para España

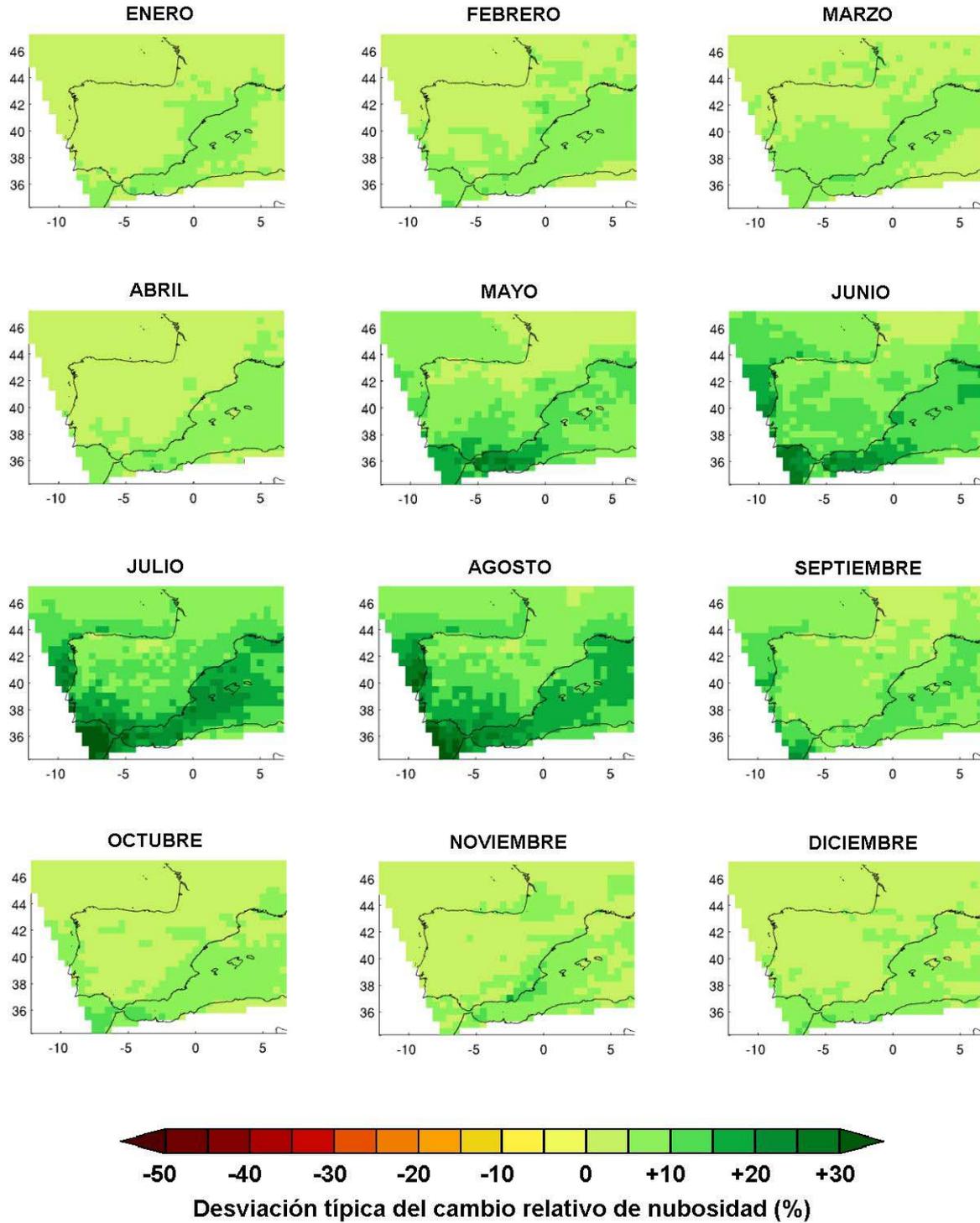


Figura 7.28.- Distribución mensual de la desviación típica del cambio proyectado en la nubosidad (%) para los diez modelos regionales de PRUDENCE en el periodo (2071-2100) respecto al clima actual (1961-1990) y para el escenario de emisión SRES A2.

Generación de escenarios de cambio climático para España

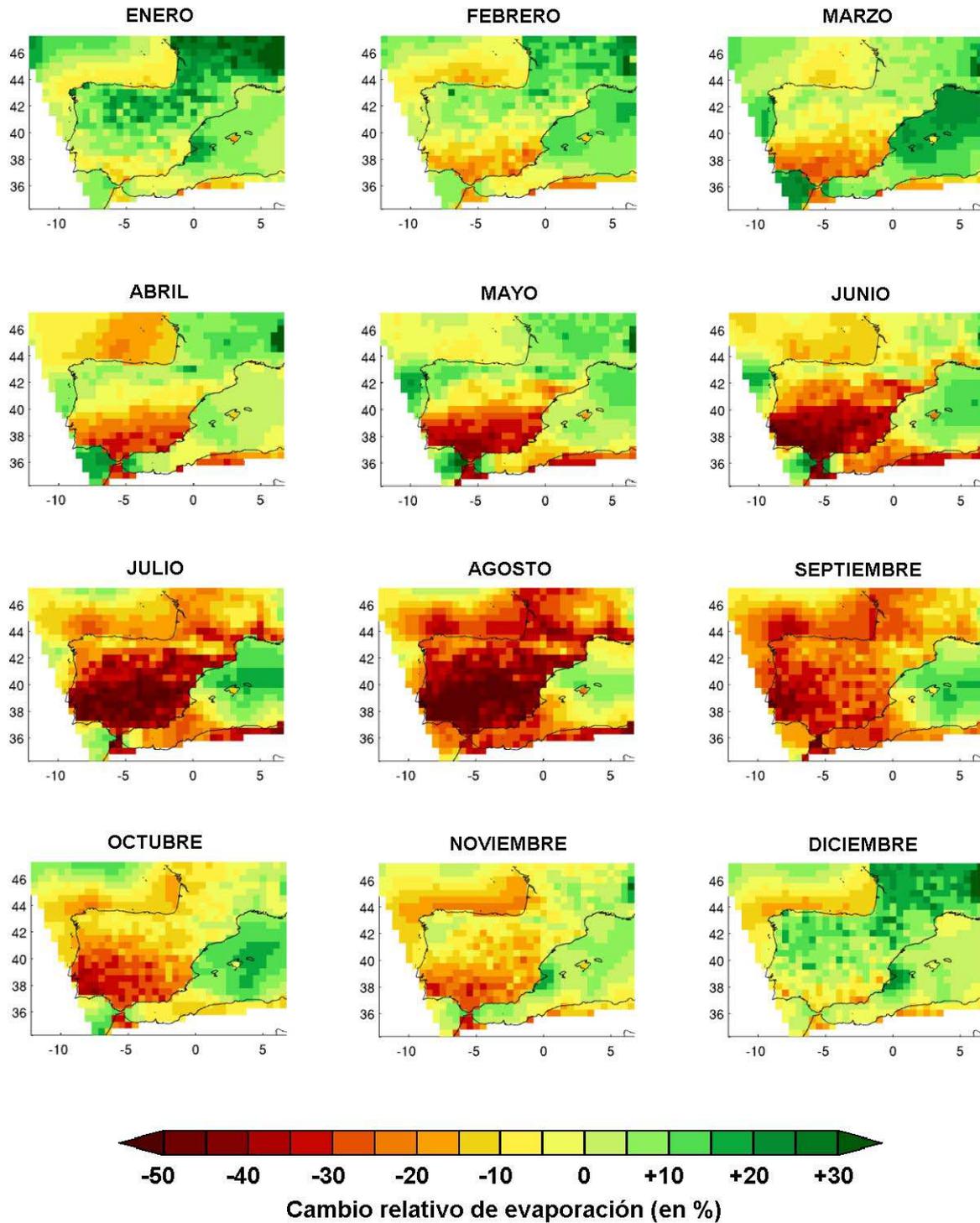


Figura 7.29.- Cambio medio mensual de evapotranspiración (%) proyectado para el periodo (2071-2100) respecto al clima actual (1961-1990) por el modelo global HadAM3H y regionalizado con el promedio de los RCMs de PRUDENCE para el escenario de emisión A2.

Generación de escenarios de cambio climático para España

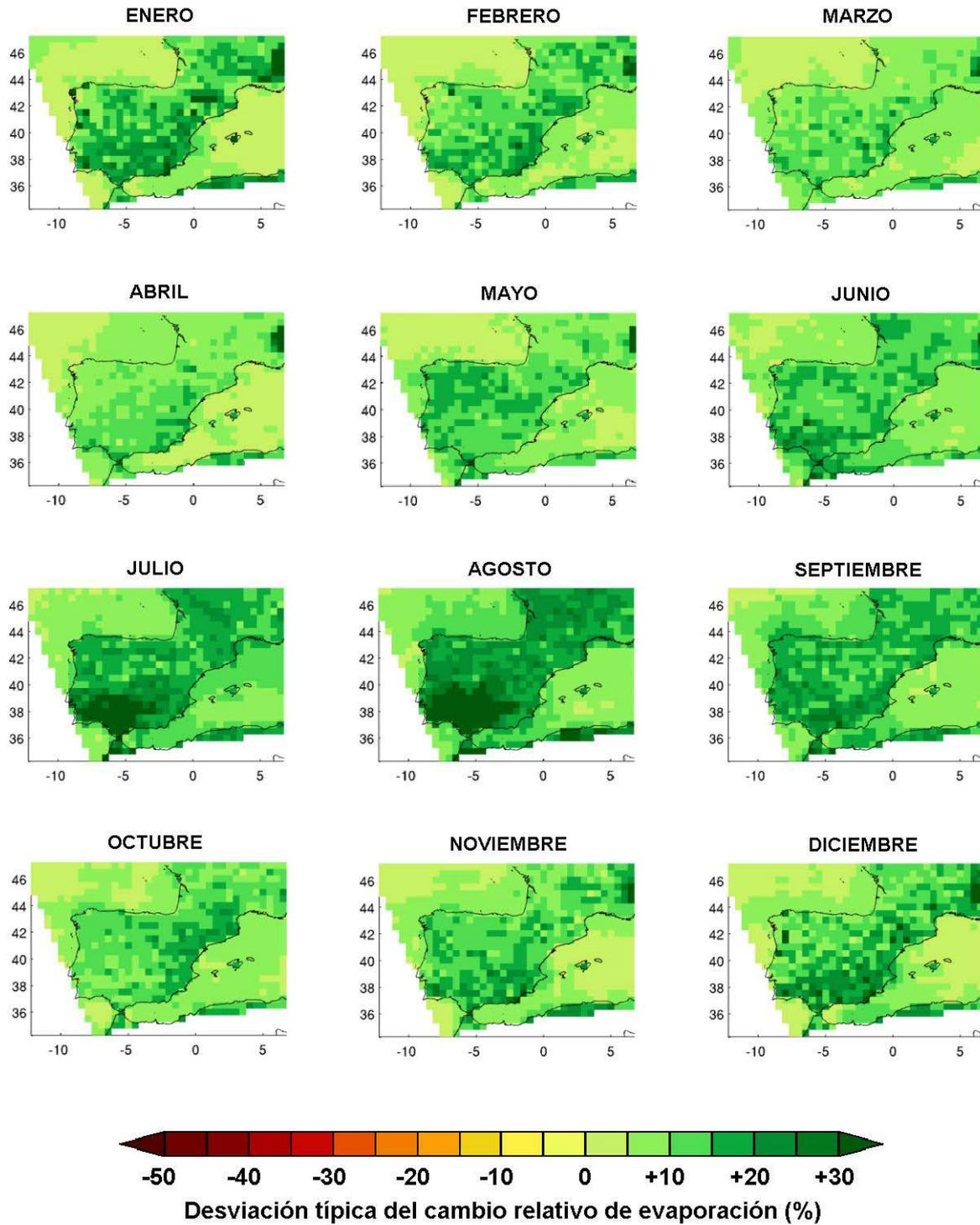


Figura 7.30.- Distribución mensual de la desviación típica del cambio proyectado en la precipitación (%) para los diez modelos regionales de PRUDENCE en el periodo (2071-2100) respecto al clima actual (1961-1990) y para el escenario de emisión SRES A2.

Generación de escenarios de cambio climático para España

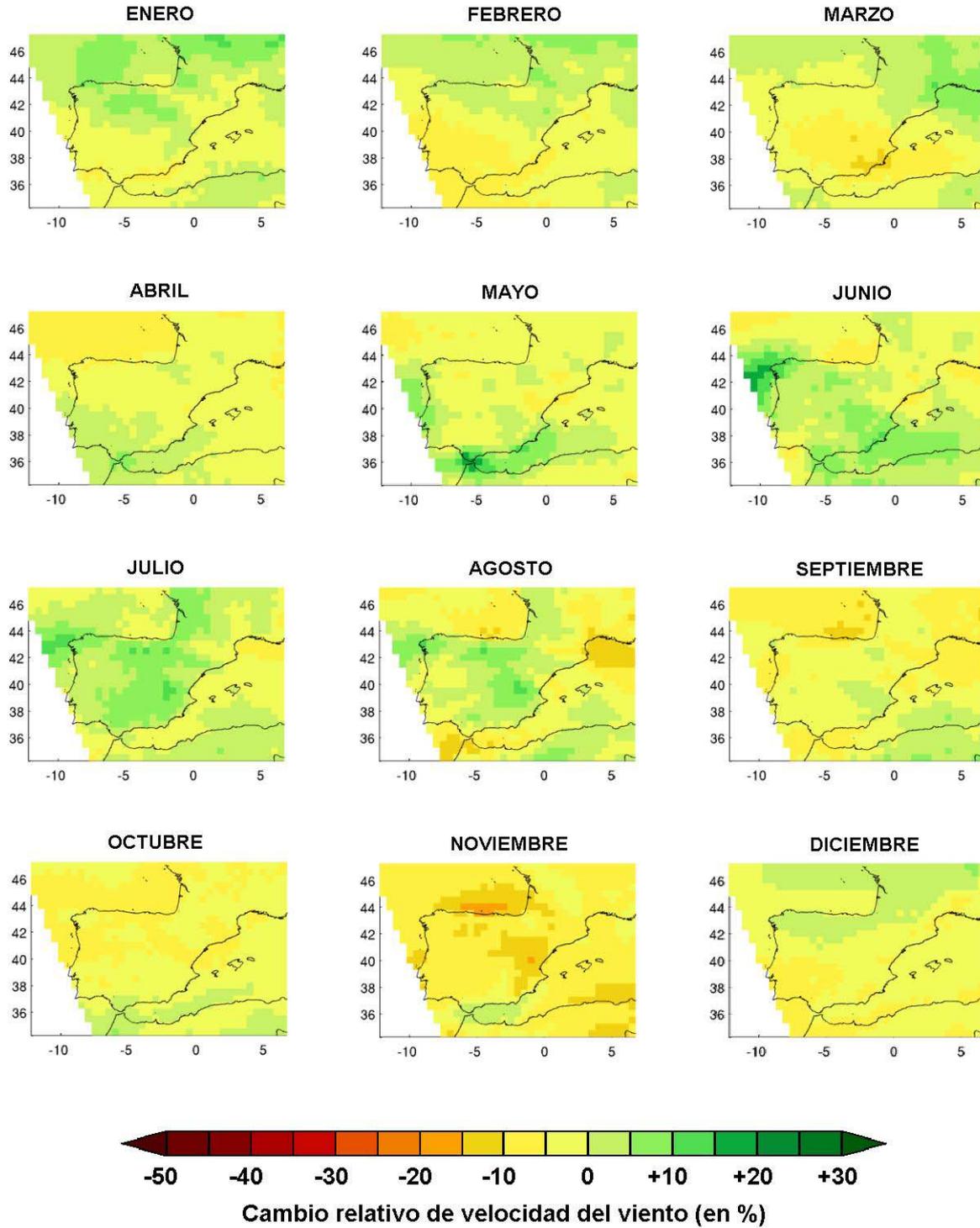


Figura 7.31.- Cambio medio mensual de velocidad (%) proyectado para el periodo (2071-2100) respecto al clima actual (1961-1990) por el modelo global HadAM3H y regionalizado con el promedio de los RCMs de PRUDENCE para el escenario de emisión A2.

Generación de escenarios de cambio climático para España

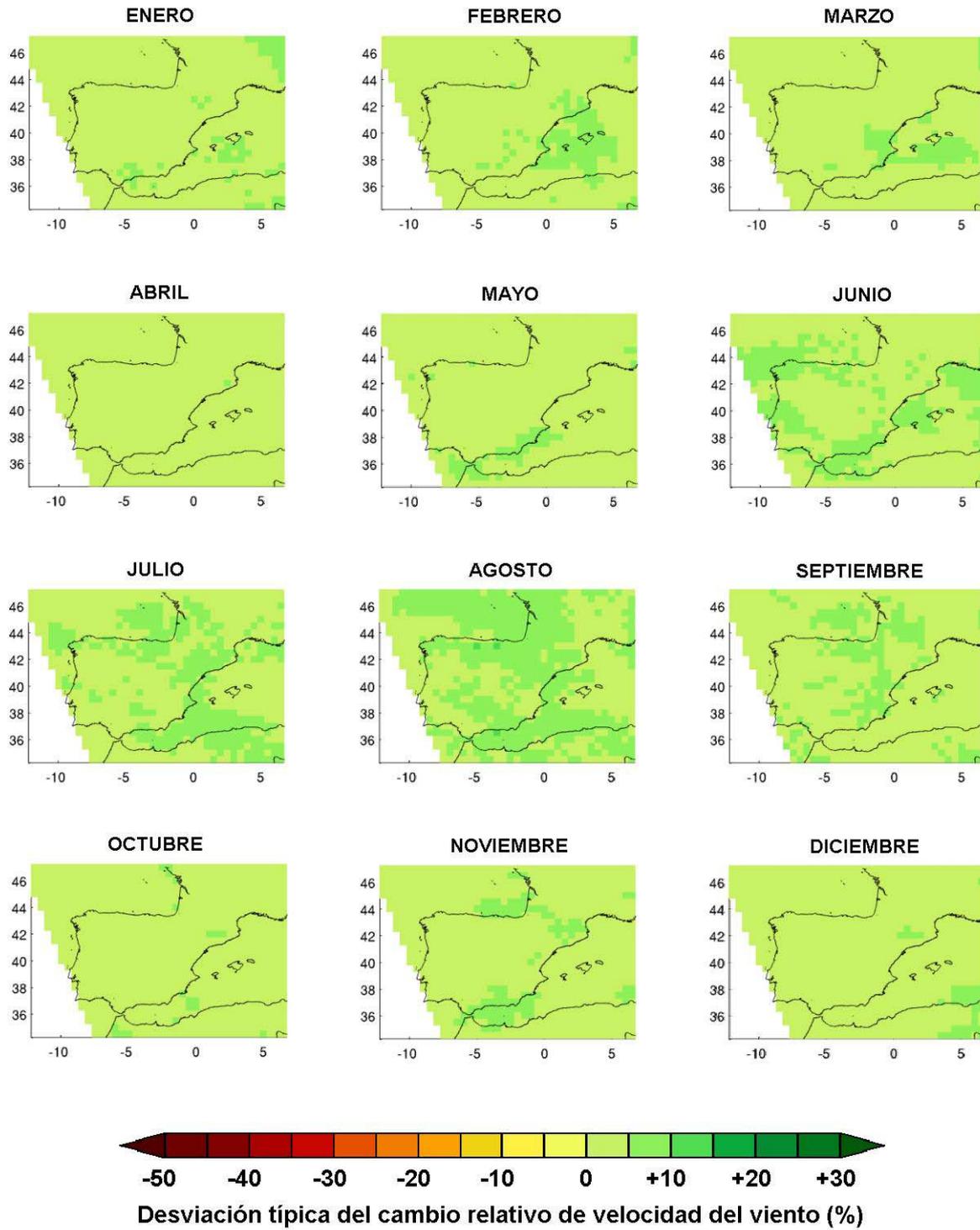


Figura 7.32.- Distribución mensual de la desviación típica del cambio proyectado en la velocidad del viento (%) para los diez modelos regionales de PRUDENCE en el periodo (2071-2100) respecto al clima actual (1961-1990) y para el escenario de emisión SRES A2.

7.5. Cambio de volúmenes de agua en cuencas hidrográficas

El cambio de volumen de agua por cuencas hidrográficas, como es lógico, tiene grandes similitudes con el cambio de precipitación descrito en Sec. 7.3. Por ello, la discusión en este apartado se restringe a los promedios anuales correspondientes al último tercio del siglo XXI.

La figura 7.33 representa el cambio porcentual de volumen de agua anual para el periodo (2071-2100) y calculado con el método de los índices de circulación descrito en Sec. 6.2.5. Se representan, para el mismo periodo, regionalizaciones de distintos modelos globales y de distintos escenarios de emisión. La línea superior se refiere al escenario de emisión medio-alto (A2) y muestra patrones de cambio muy variables entre los tres modelos globales considerados. En general, se nota un gradiente norte-sur con mayor cambio de volumen de agua cuanto más hacia el sur. A este gradiente más claro norte-sur, se le superpone también un gradiente este-oeste con un mayor cambio de volumen en las cuencas Mediterráneas del SE. Este comportamiento es común a los tres modelos globales. Si se compara con el cambio de precipitación descrito en Sec. 7.3, este aumento relativo en el SE aparece allí en los modelos CGCM2 y ECHAM4-OPYC aunque no tan marcado como aquí. Debe advertirse, sin embargo, que las validaciones de ambas variables (precipitación y volumen de agua) y de los diferentes métodos muestran una pericia mucho más reducida en esta región que en el resto de la Península Iberica, probablemente debido al carácter predominantemente convectivo de las precipitaciones que las hace difícilmente predecibles a partir de los campos sinópticos de geopotencial. La segunda línea se refiere al escenario de emisión medio-bajo (B2) y salvo que los valores son claramente más pequeños se sigue notando las mismas características que en el escenario A2. Por último, se ha incluido una simulación antigua realizada con el modelo HadCM2SUL y el escenario IS92a correspondiente a la colección de escenarios anterior a SRES (2000). Esta simulación que se muestra en la tercera fila es claramente diferente de las anteriores mostrando un gradiente inverso norte-sur con mayor volumen de agua cuanto más al sur.

Al igual que sucede con la precipitación, la distribución del cambio de volumen de agua a lo largo de los meses (no mostrado aquí) no posee un claro patrón de comportamiento, lo que indica la relativamente baja fiabilidad de las proyecciones de esta variable.

Cambio volumen precip. anual (%) (2071-2100)

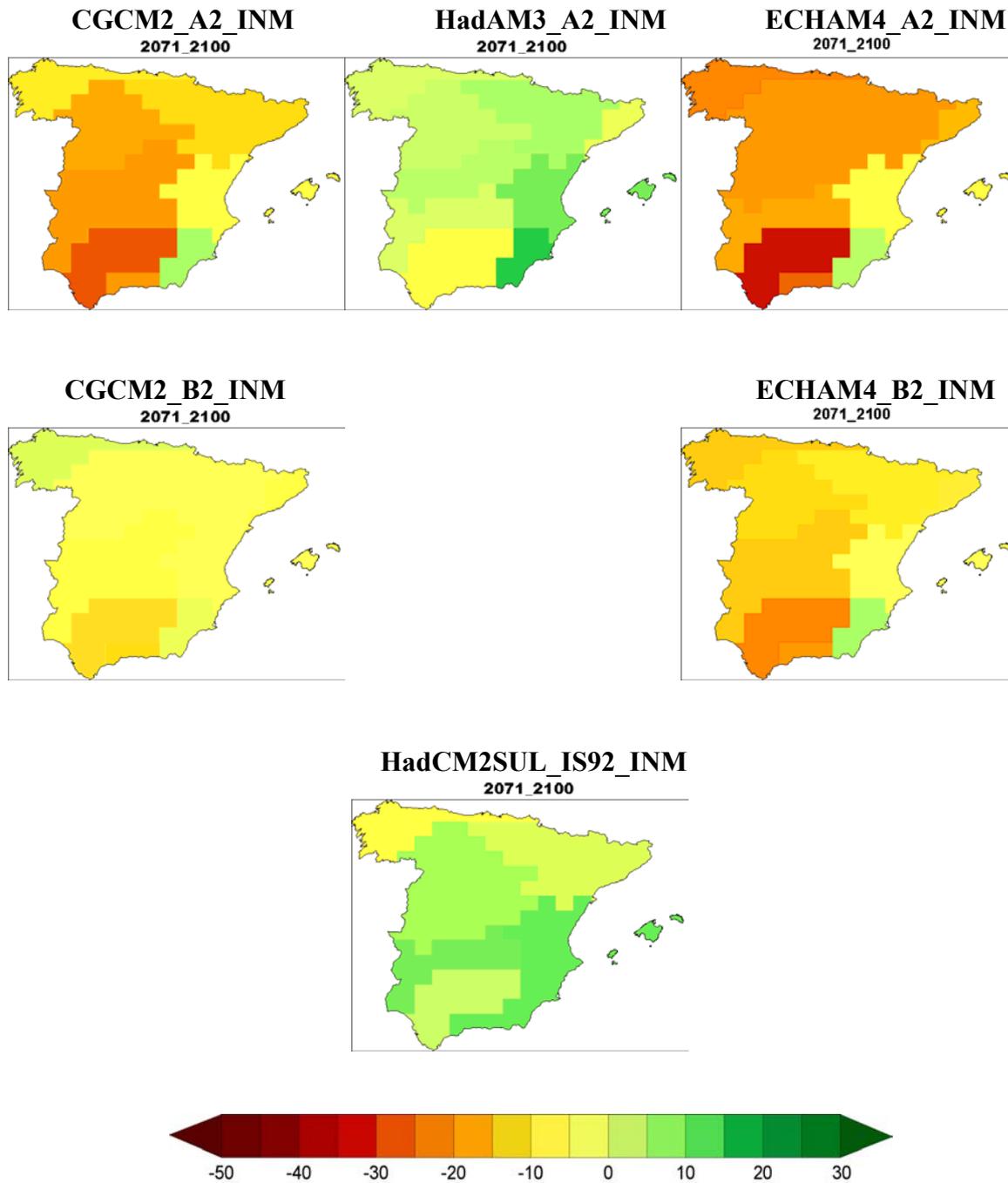


Figura 7.33.- Comparación del cambio del volumen de precipitación anual por cuencas hidrográficas para el período (2070-2100) respecto al periodo de control (1961-90) proporcionado por proyecciones regionalizadas utilizando diferentes modelos globales (HadCM2SUL, HadAM3H, CGCM2, ECHAM4-OPYC) y la técnicas de regionalización de los índices de circulación. La primera fila corresponde al escenario de emisión SRES A2, la segunda fila al escenario SRES B2 y la tercera fila al escenario IS92a.

8. Recomendaciones de uso de las diferentes proyecciones regionalizadas.

En la sección 3 se han descrito algunas de las incertidumbres que afectan al proceso de generación de proyecciones regionalizadas de cambio climático. Tal y como allí se ha escrito, algunas de ellas pueden explorarse e incluso acotarse mediante la utilización de *ensembles* de proyecciones. Los *ensembles* están constituidos idealmente por un número suficiente de miembros que permiten cuantificar las incertidumbres de las proyecciones bien sea mediante rangos o mediante funciones de densidad de probabilidad. Este informe no ha podido abordar un enfoque riguroso basado en *ensembles* de proyecciones por diferentes razones, en primer lugar, por la limitación de recursos. Sin embargo, se ha intentado mostrar los resultados de una variedad de modelos globales, de métodos de regionalización (incluyendo métodos empíricos y modelos regionales de clima) y de escenarios de emisión para mostrar al menos el rango de variación de las proyecciones regionalizadas de cambio climático cuando se exploran las incertidumbres asociadas a la elección del modelo global, al escenario de emisión y a la técnica de regionalización. Los resultados aquí mostrados constituyen una primera aproximación a la utilización de *ensembles*.

Esta exploración permite constatar que las proyecciones de algunas variables son más robustas que las de otras, siempre y cuando se tome como “índice de robustez” la coincidencia de las distintas proyecciones. Éste es, por ejemplo, el caso de las temperaturas, que muestran una marcada tendencia a incrementos superiores a los de la media global, independientemente del modelo global y de la técnica de regionalización. No es éste el caso de la precipitación, donde aparecen más divergencias tanto al variar los modelos globales como las técnicas de regionalización, por lo que las proyecciones relativas a dicha variable deberán ponderarse consistentemente.

Las proyecciones probabilísticas basadas en *ensembles* pueden asignar un peso a cada miembro del *ensemble* que dependa de calidad o grado de confianza que se asigne a cada uno de ellos. Esta ponderación de los miembros es actualmente tema de investigación activa y no existe un grado suficiente de consenso sobre su aplicación práctica. De hecho, en la mayoría de las implementaciones operativas para predicción probabilística tanto para el corto como medio plazo se consideran todos los miembros del *ensemble* como equiprobables.

La selección de modelos globales y de técnicas de regionalización utilizadas en este informe ha seguido no solamente criterios de calidad, sino también criterios eminentemente prácticos de accesibilidad y disponibilidad, tanto de datos de modelos globales (con la resolución temporal deseada) como de técnicas de regionalización (previamente utilizadas y evaluadas para otros fines).

Los productos finales regionalizados se han calculado y se presentan tanto en forma de rejilla como en forma puntual sobre los observatorios. La razón de utilizar ambos tipos de formatos es doble. Por una parte, los diferentes tipos de usuarios de impactos mostraban una clara preferencia por uno u otro de los formatos, y por otra las diferentes técnicas de regionalización estadísticas habían ya sido preparadas y evaluadas en uno u otro formato, por lo que se decidió utilizarlas en los formatos en los que ya estaban funcionando. Esta variedad de presentaciones

es en cualquier caso compatible con la idea inicial de suministrar variedad de proyecciones a la comunidad de impactos.

En las líneas precedentes se ha insistido frecuentemente en que el diferente grado de robustez de las conclusiones referentes a las diferentes variables depende en gran medida de la coincidencia de las proyecciones obtenidas con distintos métodos y modelos. Aunque ya se ha mencionado que las validaciones sistemáticas en el periodo de referencia 1961-1990 se presentan en documentos separados, es importante insistir en el diferente grado de fiabilidad de las proyecciones de temperatura y de precipitación.

La Tabla 8.1 resume la relación entre la señal, entendida como el valor absoluto de la diferencia entre la proyección regionalizada para el periodo 2071-2100 y la regionalización del periodo de control (1961-1990), y el error, entendido como el valor absoluto de la diferencia entre la regionalización del periodo de control y la observación, para el método de regionalización de análogos INM y para los valores medios anuales. La tabla muestra el hecho esperado de que la relación señal-error en general, como es esperable, es mayor para las temperaturas que para la precipitación. El rango de los valores de la relación señal-error es mucho más amplio, en general, en el caso de la precipitación, moviéndose desde las décimas hasta las centenas. Las décimas indican cambios de precipitación media anual que son un orden de magnitud menor que los errores estimados frente a las observaciones. En el caso de las temperaturas este valor nunca baja por debajo de 1.4, lo que indica que la señal es claramente mayor que el error. Los valores excepcionalmente altos de esta relación pueden ser también engañosos ya que están normalmente asociados a puntos en los que el error es muy pequeño. Este tipo de índices permiten establecer diferencias en la robustez de las proyecciones de las diferentes variables y de los diferentes modelos globales que ayudan a ponderar convenientemente las proyecciones de cambio climático.

MODELO	Relación señal/error TEMP. MÁXIMA	Relación señal/error TEMP. MÍNIMA	Relación señal/error PRECIPITACIÓN
CGCM2-A2	(2.2 – 4.1) media 2.7	(2.1 – 4.3) media 2.8	(0.3 – 61.0) media 2.9
CGCM2-B2	(1.4 – 2.9) media 1.8	(1.4 – 3.0) media 1.9	(0.1 – 16.6) media 1.0
ECHAM4-A2	(2.6 – 5.0) media 3.9	(2.8 – 5.3) media 3.7	(0.1–104.2) media 1.4
ECHAM4-B2	(1.9 – 3.7) media 2.9	(2.2 – 4.0) media 2.8	(0.1 – 66.1) media 0.9
HadCM2SUL-IS92a	(2.9 – 36.0) media 6.2	(3.9 – 32.0) media 8.1	(0.1 –257.0) media 4.0
HadAM3-A2	(7.4 – 55.0) media 21.3	(10.5 – 46.0) media 27.0	(0.1 –1.5) media 0.3

Tabla 8.1.- Relación señal/error [véase texto para la definición] para el periodo 2071-2100 utilizando el método de regionalización de análogos INM y para los valores medios anuales de diferentes variables y modelos globales.

La recomendación fundamental para los distintos usuarios es la utilización de la mayor cantidad de proyecciones basadas en diferentes escenarios de emisión, en diferentes modelos globales y en diferentes técnicas de regionalización para explorar el efecto de estas incertidumbres en sus modelos concretos de impacto. La utilización de una única proyección en los estudios de impacto confiere a éstos

un valor muy relativo, ya que las proyecciones pueden depender fuertemente de la elección hecha del modelo global, del escenario de emisión y de la técnica de regionalización.

Al igual que se ha hecho en este informe con las proyecciones de las distintas variables, buscando coincidencia de proyecciones, los estudios de impactos deberán buscar coincidencias de conclusiones cuando se utilizan variedad de proyecciones regionalizadas para aplicar a las diferentes variables que midan el impacto del cambio climático en los diferentes sectores. También es muy conveniente explorar los rangos de variación de las diferentes variables de impacto. Lógicamente los mayores rangos estarán asociados a mayores incertidumbres y los rangos más estrechos a estimaciones más robustas y con menor incertidumbre.

9. Conclusiones y desarrollos futuros

Las conclusiones principales de este informe se refieren a dos aspectos. Por un lado el aspecto metodológico y por otro lado el aspecto climático de las proyecciones regionales mismas.

Dentro del aspecto metodológico, se ha prestado especial atención a la discusión de las incertidumbres que indefectiblemente contaminan las proyecciones climáticas. Algunas de estas incertidumbres pueden explorarse con métodos probabilísticos que constituyen el marco ideal para expresar las estimaciones de cambio climático. También se ha insistido en que la existencia de incertidumbres no implica necesariamente falta radical de conocimiento del comportamiento del sistema climático. La existencia misma de incertidumbres prescribe un marco conceptual probabilístico que se desarrolla mediante el uso de *ensembles* que explora distintas alternativas de evolución del sistema climático. Como ya se ha mencionado en otras partes de este documento, la colección de proyecciones aquí presentada constituye una primera aproximación a un tratamiento más riguroso basado en *ensembles* y con un número suficiente de miembros que permitan explorar las principales fuentes de incertidumbre y que utilice alguna técnica de ponderación para primar los miembros del *ensemble* que objetivamente sean de más calidad.

En el aspecto puramente climático, el informe presenta en la Sec. 7 los primeros resultados de las proyecciones regionalizadas para el siglo XXI que se generan en el marco de este proyecto. Como ya se ha comentado, la discusión en la Sec. 7 se ha centrado sobre todo en la comparación de los valores medios obtenidos con diferentes métodos y modelos globales. Queda pendiente una explotación más exhaustiva que considere los aspectos ligados a variabilidad en diferentes escalas temporales, comportamiento de extremos, etc. Esta explotación se irá haciendo a lo largo de los próximos meses. En cualquier caso, la base de datos de proyecciones regionalizadas se pone a disposición de la comunidad de impactos para que se comience a utilizar y sobre todo para que los usuarios se familiaricen con este tipo de datos y con sus incertidumbres. La comunidad de impactos demandaba desde el principio la pronta disponibilidad de datos de proyecciones climáticas para comenzar la preparación y desarrollo de los correspondientes estudios y modelos de impacto, independientemente de que se fuesen generando posteriormente mejores proyecciones basadas en modelos globales más actualizados y métodos de regionalización más perfeccionados. En este sentido esta colección de proyecciones satisface la demanda de prontitud en cuanto a disponibilidad de proyecciones. La mejora en las proyecciones regionales que se realicen a lo largo de los próximos años dependerá lógicamente de la razonable ejecución de la segunda parte del proyecto que implica una gran movilización de recursos y la participación directa de la comunidad investigadora española activa en estos temas.

Los resultados presentados en Sec. 7 han confirmado la relativa robustez de las proyecciones de temperatura que, con las limitaciones ya mencionadas, establece para el escenario de emisión medio-alto A2 de SRES-IPCC horquillas de variación aproximadas de 1-2°C, 3-5°C y 5-8°C para los periodos 2011-2040, 2041-2070 y 2071-2100, respectivamente y para las zonas del interior de la Península Ibérica,

que son las que muestran mayores cambios. El escenario de emisión medio-bajo (B2 de SRES-IPCC) muestra valores aproximadamente 2°C más bajos para el último tercio del siglo XXI. Las proyecciones del cambio de temperatura muestran también un desigual reparto del cambio de temperatura por meses, correspondiendo los valores de mayor cambio a los meses estivales y los de menor cambio a los invernales.

Las proyecciones de precipitación muestran una mayor dispersión de resultados aunque parece haber una tendencia a la reducción en el sur de la Península con un gradiente en el cambio que en general suele ser sur-norte. La distribución anual muestra también poco acuerdo entre las diferentes proyecciones. La poca robustez de los resultados relativos a la precipitación consecuencia, por una parte, del error que introducen los métodos de regionalización cuando se aplican a la precipitación y, por otra, de la posición de la Península Ibérica en la zona de transición entre las latitudes altas, en las que aumentará la precipitación, y la zona subtropical, en la que habrá reducciones de precipitación, plantea para los próximos años el desafío de la mejora de estas proyecciones que serán determinantes para muchos sectores socio-económicos.

En cuanto a los desarrollos futuros, este documento se refiere al ya mencionado programa coordinado (MMA, 2006) en el que se trazan las líneas de trabajo para la segunda fase del proyecto. El desarrollo de estas líneas, entre las que se contemplan las que específicamente se refieren a la generación de proyecciones regionalizadas de cambio climático y otras más relacionadas con la evaluación y contextualización de dichas proyecciones, implica una gran participación de diferentes grupos y una estrecha coordinación que asegure tanto el avance paralelo de las diferentes líneas de actividad como la consecución de los resultados que demanda la comunidad de impactos.

Anexo I: Catalogo de datos disponibles para estudios de impacto

La figura 1.1 (en Sec.1) resume esquemáticamente las proyecciones regionalizadas incluidas y descritas en este informe tanto por métodos dinámicos (basados en RCMs) como por métodos empíricos. Desde el punto de vista de formatos, las proyecciones disponibles en puntos de rejilla obtenidas mediante RCMs se ajustan a los formatos del Anexo III, mientras que las proyecciones obtenidas por métodos empíricos (tanto obtenidas sobre observatorios como sobre la rejilla de la fig. A1 (caso del método de análogos INM)) se ajustan a los formatos del Anexo II.

I) Datos de proyecciones regionalizadas basadas en métodos empíricos.

La tabla A1 (igual que la Tabla 1.1 de la Sec.1) describe los datos disponibles a partir de los diferentes métodos y los modelos globales utilizados. Los métodos análogos FIC y SDSM se han aplicado sobre estaciones (véanse las correspondientes descripciones en Sec.). Mientras que el método de análogos FIC se ha aplicado sobre un conjunto amplio de estaciones, el método SDSM se ha aplicado sobre un subconjunto de aquel obtenido aplicando criterios de homogeneidad sobre las series. La razón de aplicar este criterio más restrictivo sobre el método SDSM reside principalmente en el carácter puntual de la información que se utiliza como entrada para establecer las ecuaciones de regresión del método. Los datos de observación utilizados llevan en cualquier caso *flags* de calidad que permiten conocer en uno y otro caso que tipo de estaciones se están utilizando (véase Sec. 1.3, 6.2.1 y 6.2.3).

Modelos globales

Métodos empíricos	ECHAM4	HadCM3	HadAM3H	CGCM2	HadCM2SUL
Analog(FIC)	A2, B2		A2,B2	A2,B2	
Analog(INM)	A2, B2		A2	A2,B2	IS92a
SDSM		A2,B2			
Indices	A2,B2		A2	A2,B2	IS92a

Tabla A1.- Proyecciones regionalizadas con los métodos estadísticos utilizados. Los datos diarios de las proyecciones se refieren al periodo 2011-2100 y el periodo de control al periodo 1961-1990 y a las variables: precipitación, temperatura máxima y temperatura mínima. Los métodos Analog(FIC) y SDSM presentan los resultados en las estaciones, mientras que el método Analog(INM) presenta los resultados en una rejilla regular de 50 km. El método de índices proporciona datos mensuales de volumen de agua por cuencas hidrográficas.

Los datos de correspondientes al método de análogos INM se han calculado sobre una rejilla definida solamente sobre los puntos de tierra. La figura A1 (igual que la fig. 6.5 de la Sec.6) muestra la rejilla utilizada. Como esta rejilla no está uniformemente definida (no tiene el mismo número de puntos de longitud para cada línea de latitud), se ha utilizado el formato correspondiente a los observatorios para el almacenamiento de los datos (Anexo II)

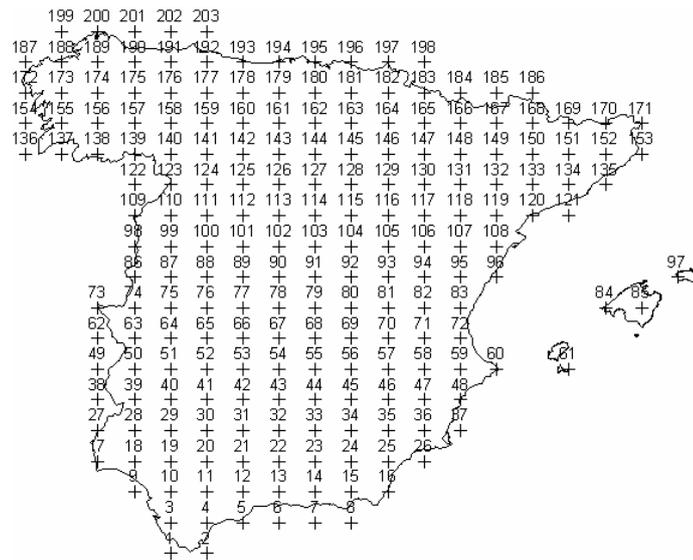


Figura A1.- Rejilla de cálculo utilizada por el método de análogos INM

II) Datos de modelos regionales de clima del proyecto PRUDENCE

Para los fines de este proyecto, se ha realizado una extracción desde la base de datos PRUDENCE (<http://prudence.dmi.dk/>) a una rejilla que cubre la Península Ibérica e Islas Baleares. La malla está compuesta por 38 x 26 celdillas, cada una con un tamaño de 0.5°x0.5° (lat-lon), cuyos puntos centrales están situados entre 34.5° y 47°N de latitud y entre 12°W y 6.5°E de longitud geográfica (véase figura A2). Los datos, como ya se ha indicado anteriormente, se refieren al periodo de control 1961-1990 y a la proyección 2071-2100.

Para la interpolación de la rejilla original de cada modelo a la de la fig A2 se ha utilizado el punto más cercano que tiene como dos principales ventajas que:

- No distorsiona los valores extremos en los campos horizontales de las variables climáticas
- Conserva la coherencia entre los valores de los diferentes campos de variables interpolados

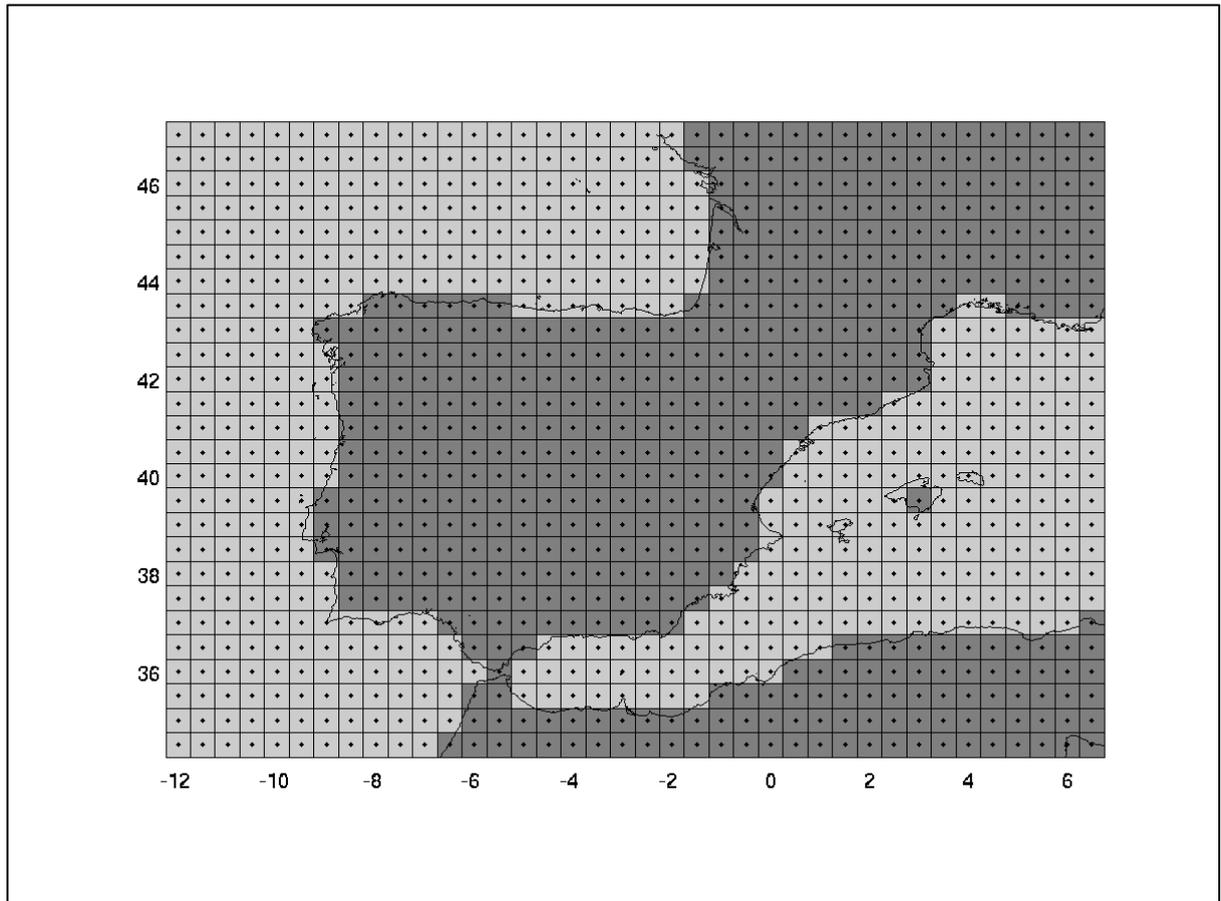


Figura A2.- Dominio y malla comunes donde se han interpolado los resultados de todos los RCM de PRUDENCE. Las celdillas sombreadas corresponden a tierra y las blancas a mar.

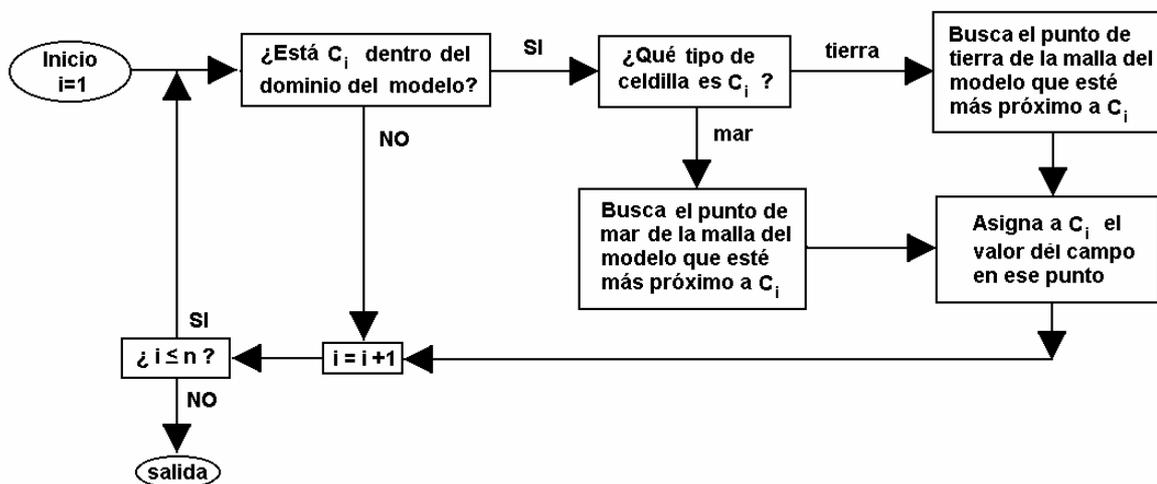
Esta última característica ha resultado decisiva en la elección del método de interpolación. Ha de tenerse en cuenta que se trata de interpolar valores diarios de diversas variables climáticas simulados por los modelos. Eso significa que en cada punto de la malla del modelo hay una coherencia entre los valores diarios de todas las variables. Por ejemplo, si en un punto de la malla y un determinado día el modelo simula precipitación, la fracción de nubosidad también será ahí alta, la humedad relativa elevada, la escorrentía no será nula, etc. Esta coherencia simultánea entre los valores de las variables climáticas sólo puede ser trasladada íntegramente de la malla de cada modelo a la malla común mediante el método de interpolación elegido. En los demás procedimientos de interpolación no se garantiza la conservación de dicha coherencia espacial y temporal.

También hay que mencionar que para mantener la coherencia que se pretende en la interpolación de una malla a otra, hay que tener en cuenta que los valores de las variables superficiales no son iguales en una celdilla de mar que en una de tierra. Por tanto, la interpolación debe hacerse considerando el punto más cercano, pero de una celdilla del modelo que tenga el mismo carácter de mar o tierra en la malla común. De no ser así, podría ocurrir que, al buscar el punto más cercano de una celdilla de tierra en la malla común, se elija uno situado en una celdilla de mar de la malla del modelo climático considerado.

Finalmente, hay que recordar que el dominio de algunos de los modelos del proyecto PRUDENCE no incluye completamente el dominio de la malla común elegida (ver fig.6.2 de la Sec.6). Esto obliga a que en el método de interpolación usado se imponga una condición de distancia máxima entre puntos de la malla común a la de cada modelo. De forma que se asigna un código de “no dato” en aquellas celdillas de la malla común que queden fuera del dominio del modelo.

El procedimiento para aplicar la interpolación elegida se resume de la siguiente manera:

Una vez leído el campo de valores de una variable correspondiente a un determinado día simulado en un experimento por un modelo climático, y denotando con C_i ($1 \leq i \leq n$) a la matriz de celdillas de la malla común, el proceso sigue este diagrama de flujo:



Además de las diversas variables climáticas, también se ha interpolado el campo de alturas topográficas para cada modelo. La matriz de alturas topográficas (en metros) para cada modelo ha sido obtenida mediante el mismo método de interpolación para obtener los valores correspondientes a la malla común. Es decir, cada modelo tiene un campo de topografía particular en la malla común. Obviamente, se asigna un valor cero a las celdillas de mar de la malla común.

La Tabla A2 (igual que la Tabla 1.2) presenta las simulaciones realizadas por los diversos modelos climáticos regionales identificados por las siglas del centro donde cada uno se ha desarrollado, en vez de por sus propios nombres. La correspondencia entre el nombre de cada modelo y centro se muestra en la Tabla 6.1 (Sec.6).

Modelos regionales	Anidamiento en HadAM3H			Anidamiento en ECHAM4		
	Control	A2	B2	Control	A2	B2
CNRM	x	x	x			
DMI	x	x	x	x	x	x
ETH	x	x				
GKSS	x	x				
HC	x	x				
ICTP	x	x	x			
KNMI	x	x				
MPI	x	x				
SMHI	x	x	x	x	x	x
UCM	x	x	x			

Tabla A2.- Proyecciones regionalizadas basadas en modelos regionales del clima procedentes del proyecto PRUDENCE. Las simulaciones realizadas por cada modelo regional se identifican por el centro o instituto donde se ha desarrollado.

La tabla A3 presenta las variables de superficie disponibles para cada modelo en la rejilla común de la fig A1. Como se observa, no todas las variables están disponibles en todos los modelos.

Generación de escenarios de cambio climático para España

Variables climáticas	CNRM	DMI (H/E)	ETH	GKSS	HC	ICTP	KNMI	MPI	SMHI (H/E)	UCM
t2m	x	x/x	x	x	x	x	x	x	x/x	x
t2max	x	x/-	x	x	x	x	x	x	x/x	x
t2min	x	x/-	x	x	x	x	x	x	x/x	x
q2m	x	-/-	-	-	-	x	x	-	-/-	x
td2m	-	x/x	x	x	-	-	-	x	x/x	
rh2m	-	-/-	-	-	x	-	-	-	-/-	-
precip	x	x/x	x	x	x	x	x	x	x/x	x
clcov	x	x/x	x	x	x	x	x	x	x/x	x
evap	x	x/x	x	x	x	x	x	x	x/x	x
snow	x	x/x	x	x	-	x	x	x	x/x	x
runoff	x	x/x	x	x	-	x	x	x	x/x	x
soilw	x	x/x	x	x	x	x	x	x	x/x	x
Psurf	x	x/x	-	x	x	x	x	x	x/x	x
MSLP	x	x/x	x	x	x	x	x	x	x/x	x
w10m	x	x/x	-	x	x	-	x	x	x/x	x
w10max	x	x/x	x	x	x	-	x	x	x/x	x
SWnet	x	x/x	x	x	x	x	x	x	x/x	x
SWdown	x	x/x	x	x	x	x	x	x	x/x	x
LWnet	x	x/x	x	x	x	x	x	x	x/x	x
LWdown	x	x/x	x	x	-	x	x	x	x/x	x

Tabla A3.- Relación de variables de salida de los diferentes modelos regionales de PRUDENCE. En el caso de los modelos del DMI y SMHI se distingue entre las simulaciones con anidamiento en el modelo HadAM3 (H) y ECHAM4 (E).

Las siglas utilizadas en la Tabla anterior para identificar a las variables climáticas en superficie son:

- t2m: Temperatura a 2 metros (K)
- t2max: Temperatura diaria máxima a 2 metros (K)
- t2min: Temperatura diaria mínima a 2 metros (K)
- q2m: Humedad específica a 2 metros (kg/kg)
- td2m: Temperatura del punto de rocío a 2 metros (K)
- rh2m: Humedad relativa a 2 metros (%)
- precip: Precipitación (mm/día)
- clcov: Nubosidad total (fracción)
- evap: Evaporación (mm/día)
- snow: Espesor de nieve equivalente en agua (mm)
- runoff: Escorrentía total (mm/día)
- soilw: Contenido de agua en el suelo (mm)

Psurf: Presión en superficie (hPa)

MSLP: Presión reducida a nivel del mar (hPa)

w10m: Velocidad media diaria del viento a 10 metros (m/s)

w10max: Velocidad máxima diaria del viento a 10 metros (m/s)

SWnet: Radiación neta de onda corta en superficie (W/m^2)

SWdown: Radiación hacia abajo de onda corta en superficie (W/m^2)

LWnet: Radiación neta de onda larga en superficie (W/m^2)

LWdown: Radiación hacia abajo de onda larga en superficie (W/m^2)

Los campos disponibles para todos los modelos y simulaciones tienen el formato descrito en el Anexo III.

Anexo II: Formato de los datos de proyecciones estadísticas regionalizadas por estaciones

1.- Nombres de los ficheros

Todos los ficheros tienen formato ASCII para facilitar la lectura con cualquier sistema operativo y/o lenguaje.

Cada fichero de datos contiene la información relativa a una estación, una variable, un modelo, un escenario, un periodo y un método. Este fichero se identifica con una etiqueta que tiene la siguiente forma:

[variable].[indicativo][modelo].[escenario].[periodo].[método].txt

precip	4553	HadAM3	A2	2011-2040	FIC
tmax	600	HadCM3	B2		SDSM
tmin		ECHAM4	Ve		INM
volumen		CGCM2	Va		
			Cn		

Los valores que toma la variable escenario son: "A2" y "B2" para las proyecciones basadas en los escenarios de emisión SRES correspondientes, "Cn" para la integración de control, "Ve" para la verificación y "Va" para la validación

Ejemplos: precip.6001.HadAM3.A2.2011-2040.FIC.txt
tmax.4642E.ECHAM4.B2.1961-1990.SDSM.txt

Los ficheros de un modelo, escenario, periodo y método se incluyen todos en un fichero comprimido de tipo .tar.gz , que se identifica con la etiqueta:

[variable].[modelo].[escenario].[periodo].[método].tar.gz

precip	HadAM3	A2	2011-2040	FIC
tmax	HadCM3	B2		SDSM
tmin	ECHAM4	Ve		INM
	CGCM2	Va		
		Cn		

Ejemplos: precip.HadAM3.A2.2011-2040.FIC.tar.gz
tmax.ECHAM4.B2.1961-1990.SDSM.tar.gz

El periodo se fija de tal forma que los ficheros tengan un tamaño manejable. En principio se tomarán periodos de 30 años (1961-1990, 2011-2040, 2041-2070, 2071-2100)

2.- Formato de los datos dentro de cada fichero

La información dentro de cada fichero tiene con formato libre (separación con blancos) de la siguiente forma:

* Un primer registro incluirá la información fija común a todos los datos del fichero: variable, modelo, método, unidades, tipo de año

Var	modelo	metodo	Unid	tipo
precip	HadCM3	SDSM	mm	0
tmax	ECHAM4	FIC	decimas	1
tmin	CGCM2		decimas	2

Los valores 0, 1, 2 para tipo de año corresponden a años de 360 días, años de 365 días y años reales con bisiestos incluidos, respectivamente.

Para minimizar la información archivada las unidades son *mm* para la precipitación, *décimas de grado* centígrado para las temperaturas y *Hm3* para los volúmenes de precipitación.

* Los siguientes registros incorporan por bloques la información de las estaciones y los datos diarios de las proyecciones. Cada bloque corresponde a una estación y lo componen un primer registro con la información fija de la estación y registros sucesivos mensuales con los datos diarios. El primer registro de cada estación tiene el siguiente formato:

Estacion lat lon alt coordenadas año inicial año final EQC

Ej:

1387 -8.419 43.367 58.2 geo 2011 204 0

Los valores para EQC (0, 1, 2) informan de las características de las series climatológicas. Las series utilizadas han pasado ya unos criterios mínimos de completitud. Sobre estos criterios, el valor 0 identifica las estaciones que han pasado tests (un test para temperatura (Mann) y dos tests para precipitación (SNHT (Alexanderson) y Wald-Wolfowitz)) de homogeneidad, 1 cuando (solo en el caso de precipitación) han pasado uno de los dos tests, y 2 cuando no han pasado ninguno de los tests de homogeneidad.

Los registros siguientes tienen los siguientes formatos:

Estacion año mes datos(31)

Ej:

1387 2015 12

Los datos incluyen los 31 valores de cada variable como números enteros. Cuando correspondan a meses con 28, 29 o 30 días los últimos valores serán “-999”. Igualmente la ausencia de dato se marcará con “-999”. Las proyecciones de la mayoría de los modelos corresponden a años con 30 meses, en cuyo caso la última posición (31) tendrá siempre el valor de no dato “-999”. En el caso de volúmenes de precipitación los registros serán del siguiente tipo:

Cuenca año mes(12)

Ej:

Guadalquivir 2015

* Los datos de cada estación se incorporan sucesivamente con un registro describiendo la estación y los sucesivos registros con los datos de cada mes.

Anexo III: Formato de los datos de proyecciones dinámicas regionalizadas PRUDENCE en forma de rejilla

1.- Nombres de los ficheros

Los ficheros con los datos diarios de cada variable climática considerada, que se denotan con los acrónimos utilizados en la Tabla 4. Estos ficheros se identifican con una etiqueta que tiene la siguiente forma:

[variable].[modelo].[escenario].txt

Ej:

precip.GKSS.a2.txt
evap.DMI_ECHAM4.b2.txt

2.- Formato de los datos dentro de cada fichero

Para que los datos puedan leerse con cualquier sistema operativo o lenguaje informático, todos los ficheros tienen formato ASCII. Cada fichero posee una cabecera con cinco líneas que identifica claramente los datos que contiene. En dicha cabecera aparece la siguiente información:

- Fecha en que se grabó el fichero
- Nombre del proyecto (PRUDENCE) que financió las simulaciones
- GCM: Modelo global al que fué anidado el modelo regional.
- RCM: Modelo regional, incluyendo el propio nombre del modelo y el del centro o institución donde se ha desarrollado.
- Run: Escenario climático de la simulación.
- Variable: Nombre completo de la variable climática cuyos datos contiene el fichero.
- Unidades: Unidades físicas en que se expresa la variable climática.
- Lon: Intervalo de longitud de la malla en la que están los datos del fichero.
- Lat: Intervalo de latitud de la malla en que están los datos del fichero.
- Grid X,Y: Número de celdillas en dirección longitudinal (oeste-este) y latitudinal (norte-sur) respectivamente.
- Años: Periodo de la simulación.
- No dato: Valor asignado a los valores en las celdillas fuera del dominio del modelo.

Inmediatamente después de esta cabecera con cinco líneas, se incluyen de forma consecutiva los datos diarios de la variable en la malla común. Primero se identifica la fecha (dia_mes_año) y después los datos se organizan en forma de matriz bidimensional separados por espacios en blanco, empezando por el correspondiente al punto central de la celdilla de la esquina noroeste del dominio

común (47.00°N, 12.00°W). Cada fila contiene 38 valores y cada día abarca 27 líneas (1 con la fecha + 26 con datos climáticos).

Como ejemplo ilustrativo, un fichero cualquiera de datos tendría la siguiente estructura:

```
[Creado el 29. 9.2006] [Proyecto PRUDENCE]
[GCM = HadAM3H] [RCM = PROMES-UCM] [Run = escenario a2]
[Variable = "Precipitacion"] [Unidades = mm/dia]
[Lon = -12.25, 06.75] [Lat = 34.25, 47.25] [Grid X,Y = 38, 26]
[Años = 2071-2100] [No dato = -999]
[01_01_2071]
X.X X.X X.X X.X ..... X.X
.....
X.X X.X X.X X.X ..... X.X
[02_01_2071]
X.X X.X X.X X.X ..... X.X
.....
X.X X.X X.X X.X ..... X.X
[03_01_2071]
X.X X.X X.X X.X ..... X.X
.....
X.X X.X X.X X.X ..... X.X
[04_01_2071]
.....
.....
.....
.....
[30_12_2100]
X.X X.X X.X X.X ..... X.X
.....
X.X X.X X.X X.X ..... X.X
```

Por último, es importante advertir de que la duración de los meses y años es diferente en el modelo del CNRM que en los demás RCM del proyecto PRUDENCE. El modelo Arpege del CNRM utiliza el calendario real. Es decir, con

la duración desigual de cada uno de los meses del año y también considerando los años bisiestos. Sin embargo, todos los demás modelos regionales han realizado sus simulaciones suponiendo que todos los meses del año tienen una duración uniforme de 30 días y todos los años son de 360 días.

Referencias

- Abaurrea J., Asin J. y Centelles A., (2002), Caracterización espacio-temporal de la evolución de la precipitación anual en la cuenca del Ebro. En: Guijarro, Grimalt Laita y Alonso (eds.). El Agua y el Clima, Asociación Española de Climatología, Serie A nº 3. Págs. 113-124.
- Aldrian E., Dümenil Gates L., Jacob D., Podzun R., y Gunawan D. (2004), Long term simulation of the Indonesian rainfall with the MPI Regional Model. *Climate Dynamics*, **22**, 795-814.
- Alley R.B., *et al.*, (2002), *Abrupt Climate Change: Inevitable Surprises*. US. National Research Council Report. National Academy Press, Washington, DC, 230 pp.
- Alexandersson H., (1986), A homogeneity test applied to precipitation data. *Journal of Climatology*, **6**: 661–675.
- Arribas A., Gallardo C., Gaertner M.A., y Castro M. (2003), Sensitivity of Iberian Peninsula climate to land degradation. *Climate Dynamics*, **20**, 477-489.
- Brunet M., Saladié O., Jones P., Sigró J., Aguilar E., Moberg A., Walther A., Lister D., López D., Almarza C., (2006a), The development of a new daily adjusted temperature dataset for Spain (1850-2003), *International Journal of Climatology*, **26**: 1777-1802, DOI: 10.1002/joc.1338.
- Brunet M., Jones P., Sigró J., Saladié O., Aguilar E., Moberg A., Della-Marta P.D., Walther A., Lister D., López D., (2006b), Temporal and spatial temperature variability and change over Spain during 1850-2005, *Journal of Geophysical Research-Atmosphere*, submitted.
- Buonomo E., Jones R.G., Huntingford C. y Hannaford J. (2006), The robustness of high resolution predictions of changes in extreme precipitation for Europe *Q.J.R. Meteorol. Soc.*, in press.
- Castro M., Fernández C., y Gaertner M.A. (1993), *Description of a meso-scale atmospheric numerical model*, Mathematics, Climate and Environment J.I. Díaz y J.L. Lions (eds), Masson.
- Castro M., Martín-Vide J. y Alonso S. (2005), El clima de España: pasado, presente y escenarios de clima para el siglo XXI. En Evaluación Preliminar de los Impactos en España por Efecto del Cambio Climático. Informe del Ministerio de Medio Ambiente.
- Chen D., (2000), A monthly circulation climatology for Sweden and its application to a winter temperature case study. *International Journal of Climatology*, **20**: 1067-1076.
- Christensen J.H. y van Meijgaard E. (1992), On the construction of a regional atmospheric climate model, DMI Technical Report 92-14. Available from DMI, Lyngbyvej 100, Copenhagen Ø.
- Christensen J.H., Christensen, O.B., Lopez P., van Meijgaard E., y Botzet M. (1996), The HIRHAM4 regional atmospheric climate model, DMI Technical Report 96-4. Available from DMI, Lyngbyvej 100, Copenhagen Ø.

Christensen O.B., Christensen J.H., Machenhauer B., y Botzet M. (1998), Very high-resolution regional climate simulations over Scandinavia - present climate. *J. Climate* **11**, 3204-3229.

Christensen J.H., Christensen O.B., y Schultz J.P. (2001), High resolution physiographic data set for HIRHAM4: An application to a 50 km horizontal resolution domain covering Europe, DMI Technical Report 01-15. Available from DMI, Lyngbyvej 100, Copenhagen Ø.

Christensen J.H. y Christensen O.B. (2003), Climate modelling: Severe summertime flooding in Europe. *Nature*, **421**, 805-806.

Christensen O.B. y Christensen J.H. (2004), Intensification of extreme European summer precipitation in a warmer climate. *Glob. and Plan. Change*, in press.

De Luis M., Raventós J., González-Hidalgo J.C., Sánchez J.R. y Cortina J., (2000) Spatial analysis of rainfall trends in the region of Valencia east Spain. *International Journal of Climatology*, **20**, 1451-1469.

Deque M., Jones R.G., Wild M., Giorgi, F., Christensen J.H., Hassell D.C., Vidale, P.L., Rockel B., Jacob D., Kjellstrom E., Castro M. de., Kucharski F. y Hurk B. van de, (2005), Global high resolution versus Limited Area Model climate change projections over Europe: quantifying confidence level from PRUDENCE results. *Clim Dyn*, **25(6)**, 653-670 doi:10.1007/s00382-005-0052-1.

Döscher R., Willén U., Jones C.G., Rutgersson A., Meier H., Hansson E., y Graham M. (2002), The development of the coupled regional ocean-atmosphere model RCO. *Boreal Environment Research*, **7**, 183-192.

Esteban-Parra M.J., Rodrigo F.S. y Castro-Díez Y., (1998), Spatial and temporal patterns of precipitation in Spain for the period 1880-1992. *International Journal of Climatology*, **18**, 1557-1574.

Flato G.M., Boer G.J., Lee W. G., McFarlane N.A., Ramsden D., Reader M.C., y Weaver A.J., (2000), The Canadian Centre for Climate Modeling and Analysis Global Coupled Model and its Climate. *Climate Dynamics*, **16**: 451-467.

Frei C., Christensen J.H., Déqué M., Jacob D., Jones R.G., y Vidale P.L. (2003), Daily precipitation statistics in regional climate models: Evaluation and intercomparison for the European Alps, *J. Geophys. Res.* **108(D3)**, 4124doi:10.1029/2002JD002287.

Gaertner M.A., Christensen O.B., Prego J.A., Polcher J., Gallardo C., y Castro M. (2001), The impact of deforestation on the hydrological cycle in the western Mediterranean: an ensemble study with two regional climate models. *Climate Dynamics*, **17**, 857-873.

Gallardo C., Arribas A., Prego J.A., Gaertner M.A., y Castro M. (2001), Multi-year simulations with a high resolution regional climate model over the Iberian Peninsula: Current climate and 2xCO₂ scenario, *Quart J Roy Meteor Soc.*, **127**, 1659-1682.

Gates *et al* (1990), Validation of climate models. Climate Change: The IPCC Scientific Assessment, JT Houghton, GJ Jenkins and JJ Ephraums, Eds., *Cambridge University Press*, 93-130.

Gibelin A.L. y Déque M. (2003), Anthropogenic climate change over the Mediterranean region simulated by a global variable resolution model, *Climate Dynamics*, **20**, 327-339.

Giorgi F., Marinucci M.R., y Bates G.T. (1993a), Development of a second generation regional climate model (REGCM2). Part I: Boundary layer and radiative transfer processes, *Mon Wea Rev.*, **121**, 2794-2813.

Giorgi F., Marinucci M.R., Bates G.T., y DeCanio G. (1993b), Development of a second generation regional climate model (REGCM2). Part II: Convective processes and assimilation of lateral boundary conditions, *Mon Wea Rev.*, **21**, 2814-2832.

Giorgi F., Huang Y., Nishizawa K., y Fu C. (1999), A seasonal cycle simulation over eastern Asia and its sensitivity to radiative transfer and surface processes, *J. Geophys. Res.*, **104**, 6403-6423.

Giorgi F., Bi X., y Pal J.S. (2004a), Means, trends and interannual variability in a regional climate change experiment over Europe. Part I: Present day climate (1961-1990). *Climate Dynamics*, **22**, 733-756.

Giorgi F., Bi X., y Pal J.S. (2004b), Means, trends and interannual variability in a regional climate change experiment over Europe. Part II: Future climate scenarios (2071-2100). *Climate Dynamics* in press.

Hagemann S., Botzet M., Dümenil L., y Machehauer B. (1999), Derivation of global GCM boundary conditions from 1 km land use satellite data, MPI Report, Max-Planck Institut für Meteorologie 289.

Harvey L.D.D., Gregory J., Hoffert M., Jain A., Lal M., Leemans R., Raperb S.C.T., Wigley T.M.L., y Wolde J.R., (1997), An introduction to simple climate models used in the IPCC Second Assessment Report. *IPCC Technical Paper II* [Houghton, J.T., L.G. Meira Filho, D.J. Griggs, y K. Maskell (eds.)]. Intergovernmental Panel on Climate Change, Geneva, Switzerland, 50 pp.

Heck P., Lüthi D., Wernli H., y Schär C. (2001), Climate impacts of European-scale anthropogenic vegetation changes: A study with a regional climate model. *J Geophys Res – Atmos* **106**(D8), 7817-7835.

Hennemuth B., Rutgersson A., Bumke K., Clemens M., Omstedt A., Jacob, D., y Smedman A.S. (2003), Net precipitation over the Baltic Sea for one year using models and data-based methods. *Tellus*, **55A**, 352-367.

Holton J.R., (1979), An introduction to dynamic meteorology. Academic Press, New York.

Hudson D.A. y Jones R.G. (2002a), Simulations of present-day and future climate over southern Africa using HadAM3H, Hadley Centre Technical Note No 38, Met Office, Exeter, UK.

Hudson D.A. y Jones R.G. (2002b), Regional climate model simulations of present-day and future climates of southern Africa, Hadley Centre Technical Note No 39, Met Office, Exeter, UK. IPCC: 2001, *Climate Change. The scientific basis*, Cambridge Univ Press 881 pp.

Hulme M., Briffa K.R., Jones P.D. y Senior C.A., (1993), Validation of CGM control simulations using indices of daily airflow types over the British Isles. *Climate Dynamics*, **9**: 95-105.

Hulme M., Wigley T.M.L., Barrow E.M., Raper S.C.B., Centella A., Smith S. y Chipanshi A., (2000), Using a climate scenario generator in vulnerability and adaptation assessments: MAGICC and SCENGEN Version 2.4 Workbook. *Climatic Research Unit*, University of East Anglia, Norwich, 60pp.

Hulme M., Jenkins G.J., X. Lu J. R. Turnpenny T. D. Mitchell R. G. Jones J. Lowe J. M. Murphy D. Hassell P. Boorman R. McDonald S. Hill, (2002), Climate Change Scenarios for the United Kingdom: The UKCIP02 Scientific Report, Tyndall. Centre for Climate Change Research, School of Environmental Sciences, University of East Anglia, Norwich, UK.

Huth R., (1997), Continental-Scale circulation in the UKHI GCM. *J. Climate*, **10**: 1545-1561.

Huth R., (2000), A circulation classification scheme applicable in GCM studies. *Theor. Appl. Climatol.*, **67**: 1-18.

Huth R., (2006), The effect of various methodological options in the detection of leading modes of sea-level pressure variability. *Tellus 58 A*, 121-130.

IPCC (1999), Guidelines on the Use of Scenario Data for Climate Impact and Adaptation Assessment.

IPCC (2001), Climate Change 2001: The Scientific Basis. Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC). J. T. Houghton, Y. Ding, D.J. Griggs, M. Noguer, P. J. van der Linden y D. Xiaosu (Eds.). Cambridge University Press, UK. pp 944.

Jacob D. (2001), A note to the simulation of the annual and inter-annual variability of the water budget over the Baltic Sea drainage basin. *Meteorol. Atmos. Phys.*, **77**, 61-73.

Jacob, D., Barring, L., Christensen O.B., Christensen J.H., Castro M., Déqué M., Giorgi F., Hagemann S., Hirschi M., Jones R., Kjellström E., Lenderink G., Rockel B., Sanchez E., Schär C., Seneviratne S.I., Somot S., van Ulden A., y van den Hurk B. (2006), An inter-comparison of regional climate models for Europe: model performance in present-day climate, *Climatic Change*, in press.

Jenkinson A.F. y Collison B.P., (1977), An initial climatology of gales over the North Sea 'Synoptic Climatology Branch Memorandum No. 62, UK Met Office, Bracknell , 18pp.

Jolliffe I.T., (2002), Principal Component Analysis. New York : Springer Verlag, 487pp.

Jones C.G., Ullerstig A., Willén U., y Hansson U. (2004), The Rossby Centre regional atmospheric climate model (RCA). Part I: Model climatology and performance characteristics for present climate over Europe. *Ambio*, **33**(4-5), 199-210.

Jones P.D., Hulme M. y Briffa K.R., (1993), A comparison of Lamb circulation types with an objective classification scheme. *Int. J. Climatol*, **13**: 665-663.

Jones P.D., Hulme M., (1996), Calculating regional climatic time series for temperature and precipitation: methods and illustrations. *International Journal of Climatology*, **16**: 361-377.

Jones P.D., Moberg A., (2003), A hemispheric and large-scale surface air temperature variations: an extensive revision and update to 2001. *Journal of Climate*, **16**: 206-223.

Kalnay E., *et al.*, (1996), The NCEP/NCAR 40-Year Reanalysis Project. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **77**: 437-471.

Kilsby C.G., (1998), Predicting rainfall statistics in England and Wales using atmospheric circulation variables. *Int. J. Climatol.*, **18**: 523-539.

Lehmann A., Lorenz P., y Jacob D. (2004), Exceptional Baltic Sea inflow events in 2002-2003. *Geophysical Research Letters*, 2004GL020830.

Lenderink G., van den Hurk, B., van Meijgaard E., van Ulden A., y Cuijpers H. (2003), Simulation of present-day climate in RACMO2: first results and model developments, KNMI Technical Report 252, 24 pp.

Lenderink G., A. van Ulden B. van den Hurk y E. van Meijgaard, (2006), Summertime inter-annual temperature variability in an ensemble of regional model simulations: analysis of the surface energy budget. Aceptado, *Climatic Change*, 2006.

Mann H. B., (1945), Nonparametric tests against trend. *Econometrica*, **13**: 245–259.

Martín J.M. y Petisco S.E. (2006), Índices de circulación: una herramienta para el “downscaling”. XXIX Jornadas Científicas de la Asociación Meteorológica Española.

Meier H.E.M., Döscher R., y Faxén T. (2003), A multiprocessor coupled ice-ocean model for the Baltic Sea. Application to the salt inflow. *J. Geophys. Res.*, **108**, C8:3273.

Miguez-Macho G., Stenchikov, G.L. y Robock A. (2004), Spectral nudging to eliminate the effects of domain position and geometry in regional climate simulations. *J. Geophys. Res.*, **109**, D13104, doi:10.1029/2003JD004495.

Milián T., (1996). Variaciones seculares de las precipitaciones en España. Universidad de Barcelona. 407 págs. Tesis doctoral inédita.

Mitchell T.D. y Hulme M., (1999), Predicting regional climate change: living with uncertainty. *Progress in Physical Geography* 23(1): 57-78.

Mitchell T.D., Hulme M., y New M., (2002), Climate data for political areas. *Area* 34:109-112.

Murray R. y Lewis R. P. W., (1966), Some aspects of the synoptic climatology of the British Isles as measured by simple indices. *The Meteorological Magazine*, **Vol 95**, Nº 1128, pp 193-203, July 1966.

Nakicenovic N., J. Alcamo G. Davis B. de Vries J. Fenhann S. Gaffin K. Gregory A. Grübler T.Y. Jung T. Kram E.L. La Rovere L. Michaelis S. Mori T. Morita W. Pepper H. Pitcher L. Price K. Raihi A. Roehrl H.-H. Rogner A. Sankovski M. Schlesinger P. Shukla S. Smith R. Swart, S. van Rooijen N. Victor y Z. Dadi (2000), Emissions Scenarios. A Special Report of

Working Group III of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge University Press, Cambridge, Reino Unido y Nueva York, NY, Estados Unidos, 599 págs.

Narula S.C. y Wellington J. F., 1977, An algorithm for linear regression with minimum sum of absolute errors. *Applied statistics* 26. págs 106-111.

New M., Hulme, M. y Jones P.D., (1999), Representing twentieth century space-time climate variability. Part 1: development of a 1961-90 mean monthly terrestrial climatology. *Journal of Climate*, **12**, 829-856.

Niedzwiedz T. , Ustrnul Z., Cebulak E. y Limanowka D., (1994), Long-term climate variations in Southern Poland due to atmospheric circulation variability. *Climate Variations in Europe*, Publications of the Academy of Finland 3/94, pp 263-277.

Pal J.S., Small E.E., y Eltahir E.A.B. (2000), Simulation of regional - scale water and energy budgets: Representation of subgrid cloud and precipitation processes within RegCM. *J. Geophys. Res.*, **105**, 29579-29594.

Petisco S.E., Martín J. y Gil D.F., (2005), Método de estima de precipitación mediante "downscaling". *Nota técnica nº 11 del Servicio de Variabilidad y Predicción del Clima*, INM, Madrid.

Petisco S.E., Martín J.M., (2006), Escenarios de temperatura y precipitación para la España peninsular y Baleares durante el periodo 2001-2100 basados en "downscaling" estadístico mediante métodos de análogos. XXIX Jornadas Científicas de la Asociación Meteorológica Española.

Plan Nacional de Adaptación al Cambio Climático (PNACC), (2006), [http://www.mma.es/portal/secciones/cambio_climatico/areas_tematicas/impactos_cc/pdf/pna_v3.pdf], Oficina Española de Cambio Climático, Ministerio de Medio Ambiente.

Primer Programa de Trabajo del PNACC, (2006), [http://www.mma.es/portal/secciones/cambio_climatico/areas_tematicas/impactos_cc/pdf/1_prog_trabajo_v1.pdf], Oficina Española de Cambio Climático, Ministerio de Medio Ambiente.

Quereda J. y Montón E., (1997), ¿Hacia un Cambio Climático? La Evolución del Clima Mediterráneo desde el Siglo XIX. Castellón Fundación Dávalos- Fletcher. 520 pgs.

Räisänen J., Hansso, U., Ullerstig A., Döscher R., Graham L.P., Jones C., Meier H.E.M., Samuelsson P., y Willén U. (2004), European climate in the late twenty-first century: regional simulations with two driving global models and two forcing scenarios. *Climate Dynamics*, **22**, 13-31.

Rayner N.A., Parker D.E., Horton E.B., Folland C.K., Alexander L.V., Rowell D.P., Kent E.C., y Kaplan A. (2003), Global analyses of SST, sea ice and night marine air temperature since the late nineteenth century. *J. Geophys. Res.*, **108**, (D14), 4407, doi:10.1029/2002JD002670.

Ribalaygua J., Borén, R. y Balairón L., (1997), Método Analógico de Simulación de Escenarios Climáticos a escala Comarcal. *Informe Técnico nº 4. Servicio de Variabilidad y Predicción del Clima*, INM, Madrid.

Richman M.B., (1986), Rotation of principal components. *J. Climate*, **6**: 293-335.

Rodrigo F.S, Esteban-Parra M.J, Pozo-Vázquez D. y Castro-Díez Y., (1999), A 500-year

precipitation record in southern Spain. *International Journal of Climatology*, **19**, 1233-1253.

Sanchez E., Gallardo C., Gaertner M.A., Arribas A., y Castro A. (2004), Future climate extreme events in the Mediterranean simulated by a regional climate model: a first approach. *Global and Planetary Change* in press.

Santer B.D. y Wigley T.M.L., (1990), Regional validations of means, variances and spatial patterns in General Circulation model control runs. *Journal of Geophysical Research*, **95**: 829-850.

Santer B.D., Wigley T.M.L., Schlesinger M.E. y Mitchell J.F.B., (1990), Developing climate scenarios from equilibrium GCM results. Max Planck Institute für Meteorologie, *Report No.47*, Hamburg, Germany.

Schär C., Vidale P.L., Lüthi D., Frei C., Häberli C., Liniger M.A., y Appenzeller C. (2004), The role of increasing temperature variability in European summer heatwaves. *Nature*, **427**, 332-336.

Schellnhuber H.J. y Held H., (2002), How Fragile is the Earth System? In Briden, J.C. y Downing, T.E. (Eds.), *Managing the Earth. The Linacre Lectures 2001*. Oxford University Press, 5.

Schlesinger M.E. y Williams L.J., (1997), COSMIC – Country Specific Model for Intertemporal Climate, Computer Software, Electric Power Research Institute, Palo Alto.

Semmler T., Jacob D., Schlünzen K.H. y Podzun R., (2004), Influence of sea ice treatment in a regional climate model on boundary layer values in the Fram Strait region. *Mon. Wea. Rev.*, **132**, 985-999.

Smith J.B. y Hulme M., (1998), Climate Change Scenarios. Chapter 3 in: Feenstra, J., I. Burton, J.B. Smith y R.S. J. Tol (eds.) *Handbook on methods of climate change impacts assessment and adaptation strategies. UNEP/IES, Version 2.0, October*, Amsterdam.

Sneyers R., (1966). Sur l'analyse statistique des series d'observations, WMO Publication No. 199.

Staniforth A., (1997), Regional modelling: a theoretical discussion. *Meteorol. Atmos. Phys.*, **63**, 15-29.

Stappeler J., Doms G., Schättler U., Bitzer H.W., Gassmann A., Damrath U., y Gregoric G. (2003), Meso-gamma scale forecasts using the nonhydrostatic model LM. *Meteorol. Atm. Phys.*, **82**, 75-96.

Uppala S. et Co-authors, (2005), ECMWF reanalysis 1957-2001, ERA-40 Project *Series 3 Workshop on Reanalysis*. ECMWF, Reading (Reino Unido), 62 pp.

UNFCCC, (2005), Compendium on methods and tools to evaluate impacts of, and vulnerability and adaptation to, climate change.

Van den Hurk B., M. Hirschi C. Schär G. Lenderink E. van Meijgaard A. Van Ulden B. Rockel S. Hagemann P. Grahlan E. Kjellström y Jones R. (2005), Soil control on runoff response to climate change in regional climate model simulations. *J. Climate*, **18**, 3536-3551.

- Vidale P.L., Lüthi D., Frei C., Seneviratne S., y Schär C. (2003), Predictability and uncertainty in a regional climate model. *J. Geophys. Res.*, **108** (D18), 4586, doi: 10.1029/2002JD002810.
- Vidale P. L., D. Lüthi R., Wegmann R.y Schär C. (2006), European climate variability in a heterogeneous multi-model ensemble. Special issue Climatic Change.
- von Storch H., H. Langenberg y F. Feser F., (2000), A Spectral Nudging Technique for Dynamical Downscaling Purposes. *Mon. Wea. Rev.* **128**, 3664-3673.
- Wheeler D. y Martín-Vide J. (1992), Rainfall Characteristics of Mainland Europe most Southerly Stations. *International Journal of Climatology*, **12**, 69-76.
- Wigley T.M.L., Raper S.C.B., Hulme M. y Smith S., (2000), The MAGICC/SCENGEN Climate Scenario Generator: *Version 2.4, Technical Manual, Climatic Research Unit, UEA, Norwich, UK*, 48pp.
- Wigley T.M.L., (2003a), MAGICC/SCENGEN 4.1: *Technical Manual*, National Center for Atmospheric Research, Colorado, USA, October, 14 pp.
- Wigley T.M.L., (2003b), MAGICC/SCENGEN 4.1: *User Manual*, National Center for Atmospheric Research, Colorado, USA, October, 23 pp.
- Wilby R.L. y Wigley T.M.L., (1997), Downscaling General Circulation Model output: a review of methods and limitations. *Progress in Physical Geography*, **21**: 530-548.
- Wilby R.L., Dawson C.W. y Barrow E.M. (2002), SDSM - a decision support tool for the assessment of regional climate change impacts. *Environmental Modelling Software*, **17**: 145-157.