

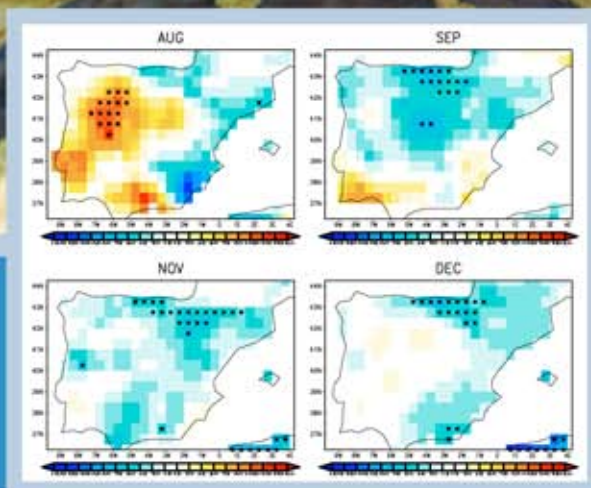
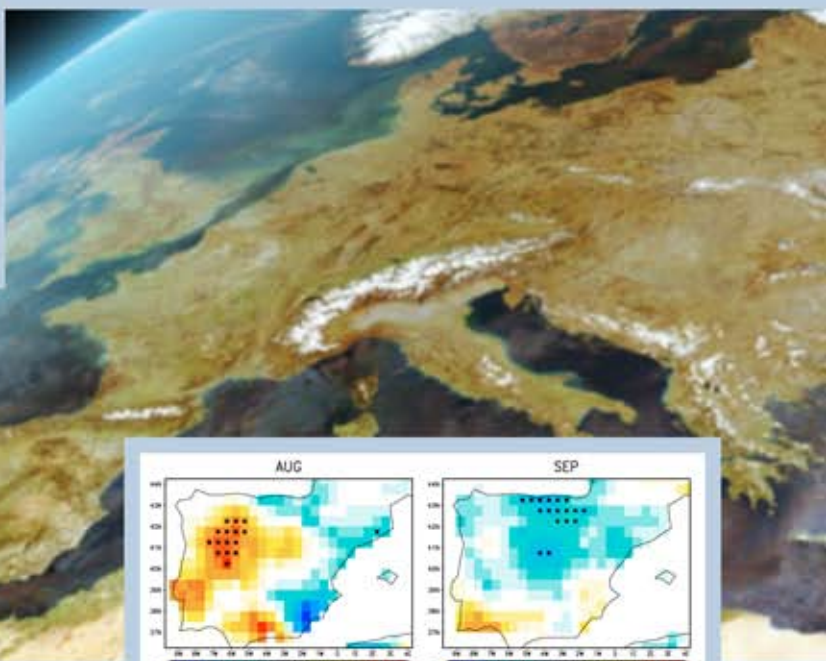
Clima en España: Pasado, presente y futuro

Informe de Evaluación del Cambio Climático Regional



RED TEMÁTICA
CLIVAR-ESPAÑA

CLIVAR ESPAÑA



CLIMA EN ESPAÑA: PASADO, PRESENTE Y FUTURO

Informe de evaluación del cambio climático regional

Editores: Fiz F. Pérez y Roberta Boscolo

Enero 2010

Autores

Bladé Ileana, Cacho Isabel, Castro-Díez Yolanda, Gomis Damiá, González-Sampérez Penelope, Miguez-Macho Gonzalo, Perez Fiz F, Rodríguez-Fonseca Belén, Rodríguez-Puebla Concepción, Sánchez Enrique, Sotillo Marcos G., Valero-Garcés Blas, Vargas-Yáñez Manuel.

Contribuyentes

Ayarzagüena B., Ábalos M., Altava-Ortiz V., Álvarez I., Ancell R., Argüeso D., Bao R., Barrera-Escoda A., Benítez-Barrios V., Borja A., Brunet M., Calvo N., Cañellas B., Calafat F.M., Catalán J., Cofiño AS., Crespo AJC., de Castro M., de la Cámara A., Doblas-Reyes FJ., Domínguez M., Errasti I., Esteban-Parra MJ., Estrela MJ., Fernández J., Ferrer I., Fortuny D., Francés G., Frías MD., Frigola J., Gallardo C., Gallego D., Gallego MC., Gallego Torres D., Gámiz-Fortis SR., García Merino JM., García-Herrera R., García-Martínez MC., Garcia-Serrano J., Gesteira JLG., Gómez-Gesteira M., Gonzalez B., González Reviriego N., González Rouco F., González-Pola C., Grimalt J., Guijarro JA., Gutierrez JM., Herrera S., Hidalgo-Muñoz JM., Iglesias I., Izaguirre C., Jiménez Espejo F., Jordá G., Lavín A., López Sáez JA., López-Moreno JI., Lorenzo MN., Losada T., Marcos M., Luna Y., Martín ML., Martínez Ruiz F., Martrat B., Menéndez M., Miró J., Mohino E., Montávez JP., Montoya M., Morellón M., Moreno A., Moya F., Ortega Montilla P., Paredes D., Pascual A., Pastor F., Pla S., Pérez B, Polo I., Polo IM., Pons MR., Pozo-Vázquez D., Rasilla D., Ribera P., Rico M., Rodrigo FS., Rodríguez E., Rodríguez J., Ruiz S., Sáenz J., Salat J., Saz Sánchez MA., Sánchez-Rodrigo F., Serrano E., Solé J., Somavilla R., Taboada JJ., Tel E., Valencia V., Valero F., Valiente JA., Vicente-Serrano SM., Vidal-Vijande E., Zahn R., Zazo C., Zunino P.

Acrónimos/Abreviaturas

PI	Península Ibérica
CLIVAR	CL imate VAR iability (Variabilidad Climática)
AO	Arctic Oscillation (Oscilación Ártica)
AR4	4th Assessment Report (Cuarto Informe de Evaluación)
BP	Before Present , quiere decir años antes del 1950.
DTR	Diurnal Temperature Range (Amplitud térmica diaria)
EA	East Atlantic pattern (Patrón Atlántico Este)
EA/WR	East Atlantic-West Russian pattern (Patrón Atlántico Este-Rusia Occidental)
ENSEMBLES	ENSEMBLES: ENSEMBLES based predictions of climate changes and their impacts , GOCE-CT-2003-505539
ENSO	El Niño Southern Oscillation (Oscilación del Sur, El Niño)
GCM	Global Circulation Models (Modelos Globales de Clima)
HE	Heinrich Events , eventos de descarga masiva de icebergs y sedimentación de detritos en el Atlántico Norte
IPCC	Intergovernmental Panel on Climate Change (Panel Intergubernamental sobre Cambio Climático)
LGM	Last Glacial Maximum (Último Máximo Glacial)
LIA	Little Ice Age (Pequeña Edad del Hielo) años 1300-1850 de nuestra era o años AD
M.I.:	"Mystery Interval" denominación que se ha dado al periodo entre 17.5-14.4 Ka BP
MEDATLAS	Base de Datos de Mediterráneo y Mar Negro producido por el grupo MEDAR
MWP	Medieval Warm Period (Anomalía climática Medieval) años 550-1300 de nuestra era o años AD
NAHS	North Atlantic horseshoe (Herradura del Atlántico Norte)
NAM	Northern Annular Mode (Modo Anular del Norte)
NAO	North Atlantic Oscillation (Oscilación del Atlántico Norte)
PHIB	Periodo Húmedo Íbero Romano
PTC	Patrón de TeleConexión
PRUDENCE	Prediction of Regional scenarios and Uncertainties for Defining European Climate change risks and Effects EVK2-CT-2001-00132
RCM	Regional Climate Models (Modelos Regionales de Clima)
SCA	Scandinavian Pattern (Patrón Escandinavo)
SLP	Sea Level Pressure (Presión a Nivel del Mar)
SNA	Subtropical North Atlantic (Noratlántico Subtropical)
SRES	Special Report on Emissions Scenarios (IPCC, 2000) Ver anexo III. Informe especial de emisión de escenarios
SST TSM	Sea Surface Temperature Temperatura de la Superficie del Mar
WCRP	World Climate Research Project (Proyecto Mundial de Investigación del Clima)
WeMO	Western Mediterranean Oscillation (Oscilación del Mediterráneo Occidental)

PROLOGO

El cambio climático es hoy una realidad y uno de los retos más importantes a los que ha de enfrentarse la humanidad en este siglo, por la amenaza que supone, entre otros, para la economía, la salud, los alimentos y la seguridad. Cada vez hay más evidencias científicas de que nos encontramos en un momento crítico, aunque todavía podemos hacer frente a estas consecuencias negativas del cambio climático, si tomamos acciones decisivas a nivel global.

Uno de los elementos esenciales requeridos para poder hacer frente a este desafío es disponer de un conocimiento lo más detallado posible sobre cómo está cambiando el clima, cómo será en los próximos cien años y cómo nos van a afectar estos cambios. Es aquí dónde la comunidad científica juega un papel fundamental ya que cualquier formulación de políticas de lucha contra el cambio climático pasa por el conocimiento previo de esas cuestiones.

La Red Temática CLIVAR-España, cuyas actividades he venido apoyando desde su creación en 2004, se ha ido consolidando en sus cinco años de andadura como una red que permite potenciar la investigación y avanzar en el conocimiento científico del cambio climático en España. Su primer informe publicado en 2006 “Estado de la Investigación en Clima en España” nos permitió conocer mejor cuál era el estado de la investigación en España. Ahora este Segundo Informe llega en un momento clave, recién celebrada la Cumbre de Copenhague en la que una vez más se ha puesto de manifiesto la necesidad urgente de actuar contra el cambio climático y la importancia del conocimiento científico como referencia para guiar el proceso.

Estructurado en cinco secciones, este segundo Informe contiene información muy relevante sobre la variabilidad y los cambios climáticos del pasado, las proyecciones del clima futuro y las variaciones en la frecuencia e intensidad de los fenómenos extremos en la Península Ibérica que, como indica el IPCC en su último Informe de Evaluación, es especialmente vulnerable frente a estos cambios. Sin duda, esta información será de gran utilidad para la planificación de actuaciones en áreas susceptibles de ser afectadas por el cambio climático.

Desde aquí, al igual que hice con motivo de la presentación del Primer Informe quiero expresar una vez más mi apoyo a CLIVAR-España para que continúe con esta iniciativa de publicación periódica de informes, y a los científicos españoles que constituyen la Red Temática CLIVAR-España para que sigan profundizando en sus investigaciones sobre el conocimiento científico del clima y sus cambios en España. Sin duda, todo ello contribuirá a reforzar las actividades de investigación de otras iniciativas nacionales e internacionales en materia de clima y cambio climático y a fomentar una mayor participación de las investigaciones e investigadores españoles a nivel internacional.

Teresa Ribera Rodríguez
Secretaria de Estado de Cambio Climático

CONTENIDO

Capítulo 0: Resumen Ejecutivo e Introducción

Pág. 5-8

Perez Fiz F, Boscolo Roberta, Bladé Ileana, Cacho Isabel, Castro-Díez Yolanda, Gomis Damiá, González-Sampériz Penelope, Miguez-Macho Gonzalo, Rodríguez-Fonseca Belén, Rodríguez-Puebla Concepción, Sánchez Enrique, Sotillo Marcos G., Valero-Garcés Blas, Vargas-Yáñez Manuel.

Capítulo 1: Revisión de las reconstrucciones paleoclimáticas en la Península Ibérica desde el último periodo glacial

Pág. 9-24

Isabel Cacho, Blas Valero Garcés, Penélope González Sampériz

Capítulo 2: Tendencias atmosféricas en la Península Ibérica durante el período instrumental en el contexto de la variabilidad natural

Págs. 25-42

Ileana Bladé y Yolanda Castro-Díez

Capítulo 3: Variabilidad oceánica y de nivel de mar en el entorno de la Península Ibérica

Págs. 43-52

Manuel Vargas-Yáñez, Marcos García Sotillo y Damiá Gomis

Capítulo 4: Teleconexiones climáticas en el entorno de la Península Ibérica. Predictabilidad y cambios esperados

Págs. 53-68

Belén Rodríguez-Fonseca y Concepción Rodríguez-Puebla

Capítulo 5: Proyecciones regionales de clima sobre la Península Ibérica: modelización de escenarios de cambio climático

Págs. 69-80

Enrique Sánchez, Gonzalo Miguez-Macho

ANEXO I: La Pequeña Edad del Hielo (LIA, Little Ice Age) y el Periodo Cálido Medieval (MWP, Medieval Warm Period)

Pág. 81

ANEXO II: La Oscilación del Atlántico Norte (NAO)

Pág. 82

ANEXO III: Escenarios de emisiones

Pág. 83

RESUMEN EJECUTIVO

La comunidad científica internacional viene publicando evidencias desde hace más de dos décadas acerca de la influencia antropogénica en el clima. El último informe (AR4) del Panel Intergubernamental de Expertos para el Cambio Climático (IPCC) reitera, de manera contundente, la gran importancia de la “huella” que la humanidad está dejando impresa en el clima y alerta sobre sus posibles consecuencias en el planeta.

Este informe de la Red Temática CLIVAR-España sintetiza y evalúa la información existente sobre los aspectos físicos del cambio climático reciente observado en la Península Ibérica (PI) e intenta mejorar nuestra comprensión de los cambios climáticos que afectan y han afectado a la PI, para poder anticipar mejor los impactos de futuros cambios en el clima a distintas escalas temporales.

El Clima de la PI en el Pasado

Los estudios sobre la evolución del clima en el pasado han demostrado que la PI se vio intensamente afectada por cambios climáticos de carácter rápido (desde décadas a pocos centenares de años) que estuvieron asociados a patrones de variabilidad de gran escala típicos del Atlántico Norte. Algunos de estos eventos, ocurridos durante la deglaciación (entre 19000-11000 años antes del presente) corresponden a los periodos climáticos más extremos en términos de frío y aridez, superando incluso el último máximo glacial (hace unos 23000 años). Durante el periodo interglacial actual denominado Holoceno y que abarca los últimos 11700 años han ocurrido numerosas oscilaciones climáticas con cambios térmicos no demasiado acusados pero con alteraciones significativas del balance hídrico peninsular que dan una perspectiva histórica a los cambios climáticos actuales.

El Clima Actual de la PI: Observaciones

Temperatura: Los registros instrumentales del siglo XX muestran un aumento progresivo de la temperatura que ha sido especialmente acusado en las tres últimas décadas (1975 – 2005), cuando se registra una tasa media de calentamiento de ~0,5 °C/década (un 50% superior a la media continental en el Hemisferio Norte y casi el triple de la media global). Si se considera todo el siglo XX, la subida de temperatura ha afectado a todas las estaciones del año por igual, pero en los últimos 30 años el calentamiento ha sido mucho más pronunciado en primavera y en verano.

Precipitaciones: La precipitación anual en las tres décadas recientes ha disminuido de forma significativa en relación a las décadas de los 60 y 70, especialmente a finales de invierno. La década que está a punto de concluir registra los valores más bajos de precipitación anual desde el año 1950. Sin embargo, la fuerte variabilidad interanual y la falta de series que se remonten a principios de siglo impiden afirmar que la precipitación haya descendido de forma generalizada a mínimos históricos. En conjunto, la señal antropogénica en la precipitación no ha emergido de forma evidente por encima del “ruido de fondo” natural. En particular, la marcada disminución de la precipitación de verano proyectada por los modelos climáticos para finales del siglo XXI no se ha manifestado todavía en las observaciones.

Características Marinas: Desde 1985 a 2005, en el Golfo de Vizcaya, la temperatura superficial del mar ha aumentado entre 0.12 °C/década en el sector sudoeste y 0.35 °C/década en el sector noroccidental, consistente con el incremento de 0.190 ± 0.134 °C/década estimado para todo el hemisferio norte desde 1979 al 2005 (IPCC). Este calentamiento se extiende en la columna de agua, con subidas de temperatura durante los 90 de entre 0.15 y 0.30 °C/década en los primeros 1000 metros. Por otra parte, en la cuenca Mediterránea occidental, durante la segunda mitad del siglo XX, se registra un aumento de temperatura y salinidad en capas profundas, así como una elevación de los valores de salinidad en capas intermedias (~0,00013 psu/año). Además, desde 1967, en la costa Atlántica se observa un descenso del 30% en la intensidad del afloramiento que afecta a la riqueza y a la renovación de las aguas costeras.

Nivel del Mar: En las costas Atlánticas los mareógrafos han registrado aumentos sostenidos del orden de 1.4 mm/año, si se considera todo el siglo XX, y de más de 2 mm/año si se considera sólo la segunda mitad del siglo XX. En las costas Mediterráneas, en cambio, las tendencias observadas durante la última mitad de siglo son menores e incluso negativas. La presión atmosférica, más alta de lo normal en la zona entre los años 60 y 90, y el incremento continuado de salinidad han contrarrestado en parte el aumento de nivel del mar

observado a nivel global. Con todo, los registros del Mediterráneo Occidental que abarcan todo el siglo XX muestran tendencias positivas de 1.2 mm/año.

El Clima Actual de la PI: mecanismos de variabilidad natural

El fenómeno de variabilidad climática del hemisferio norte más influyente en la PI es la Oscilación del Atlántico Norte (NAO)¹, la cual presenta una estrecha vinculación con la temperatura y con la variación interanual y decenal de la precipitación. Las proyecciones de clima para el siglo XXI muestran una tendencia hacia la fase positiva de la NAO, lo que conllevaría una disminución de la precipitación peninsular, sobre todo en la mitad sur, y un incremento general de temperatura en la PI. La influencia de ENSO² en la PI es menos clara pero significativa en las temperaturas y precipitaciones de otoño y primavera.

El Clima de la PI en el Futuro: impactos antropogénicos

Las proyecciones regionales en la PI para finales del siglo XXI muestran un importante aumento de la temperatura media estacional, máximo en verano (6°C en escenarios con mayor impacto antropogénico³) y mínimo en invierno (2-3°C). También se prevé un descenso de la precipitación a lo largo de todo el año, mayor en verano que en invierno. En promedio se predice una tendencia a condiciones más áridas en la mayor parte de la PI. Con mayor incertidumbre, los modelos sugieren un aumento de los eventos extremos de precipitación, tanto los episodios secos como los de precipitaciones intensas. También se predice un incremento de los eventos de temperaturas elevadas (>30°C), especialmente en la zona sur peninsular.

¹ Véase Anexo II para una breve descripción del mismo.

² ENSO El Niño Southern Oscillation. La influencia sobre la PI se observa durante la fase negativa del índice ENSO, conocida como La Niña.

³ Véase Anexo III para más información.

INTRODUCCIÓN

Tras el éxito del seminario organizado en Febrero de 2005 y la publicación del informe “Estado de la Investigación en Clima en España”, la Red Temática CLIVAR-España (<http://clivar.iim.csic.es/>) celebró un segundo seminario en Febrero de 2009, titulado "Clima en España: Pasado, Presente y Futuro", que reunió a más de un centenar de investigadores. El principal objetivo del seminario era congregarse a la comunidad científica española que trabaja en el ámbito del clima, con el fin de elaborar un informe de síntesis sobre los aspectos físicos del cambio climático en la Península Ibérica (PI) y sus posibles causas. El documento que se pretendía elaborar era un informe abierto, consensado y revisado, que evaluara la información existente sobre la evidencia de cambios en el clima (pasados y presentes), analizara y comparara de forma crítica los resultados, yendo más allá de una simple recopilación de hallazgos, y proporcionara conclusiones concretas y rigurosas. El informe iría destinado tanto a los científicos que desearan adquirir una visión integral del estado del arte de la investigación sobre variaciones climáticas en la PI, como a los responsables políticos que necesitaran información específica sobre los cambios climáticos registrados en nuestro país.

El presente documento es el resultado de esta cooperación entre la Red Temática CLIVAR-España y la comunidad de científicos del clima⁴. Está basado en las contribuciones de un gran número (>100) de investigadores y ha sido revisado tanto por los mismos contribuyentes como por revisores externos. Además de las contribuciones recibidas, el informe incluye conclusiones publicadas por otros autores extranjeros y nacionales, con el propósito de documentar todos los resultados relevantes. Es importante señalar que la información contenida en el informe está respaldada en su integridad por publicaciones sometidas a evaluación científica externa e indexadas en el Science Citation Index (SCI).

La PI está situada en una zona climática de transición entre latitudes templadas y tropicales. La existencia de ambientes semidesérticos, mediterráneos, atlánticos y de alta montaña da lugar a importantes variaciones espaciales de temperatura y precipitación a las que se añade una gran variabilidad interanual. En el último resumen del IPCC, la región del sur de Europa ha sido señalada como una zona de especial vulnerabilidad frente al cambio climático, para la cual se pronostica un aumento de los fenómenos extremos, una disminución de las precipitaciones y un aumento de las temperaturas. El déficit hidrológico de buena parte de la PI, la conocida fragilidad de los ecosistemas mediterráneos y la dependencia del agua que tiene nuestra sociedad, tanto para consumo directo como para poder desarrollar actividades agrarias e industriales, hacen que la PI sea particularmente sensible a los cambios climáticos rápidos. Los costes previstos en los escenarios de cambio climático futuro son elevados e incluyen pérdidas económicas debidas al incremento en la frecuencia e intensidad de eventos extremos tales como sequías y lluvias torrenciales, pérdida de biodiversidad, etc. Por todo ello es fundamental entender y anticipar los cambios futuros del clima en nuestra región, para poder implementar estrategias de adaptación y mitigación.

Comprender las causas y los efectos de las perturbaciones del clima así como las sinergias del sistema climático es un reto científico complejo. Para entender el sistema climático a escala regional es necesario adoptar un punto de vista amplio que proporcione un conocimiento detallado de la dinámica del clima y de su variabilidad. Por esta razón este informe sobre el clima de la PI se estructura en cinco secciones que abarcan desde el clima pasado hasta el clima futuro, pasando por otras tres secciones en las que se evalúan los cambios climáticos actuales y las causas de variabilidad climática en la PI.

En la sección “REVISIÓN DE LAS RECONSTRUCCIONES PALEOCLIMÁTICAS EN LA PENÍNSULA IBÉRICA DESDE EL ÚLTIMO PERÍODO GLACIAL” se presenta el estado de la cuestión en investigación paleoclimática en la PI. Este capítulo proporciona un marco de referencia para comprender la magnitud y velocidad del cambio climático actual. Los resultados más relevantes procedentes de registros tanto marinos como continentales permiten caracterizar la sensibilidad de la PI a cambios climáticos pasados. Algunos de los cambios climáticos del pasado tuvieron un impacto directo en las comunidades humanas causando migraciones, cambios en los patrones de ocupación e incluso impulsando el desarrollo o colapso de algunas civilizaciones de la PI. En este capítulo se aborda la sincronización entre los

⁴ La elaboración de este informe ha contado con el apoyo del Ministerio de Ciencia e Innovación, a través de la Acción Complementaria Internacional (PCI2006-A5-0518). Queremos agradecer la tarea de evaluación de una decena de expertos internacionales y las tareas de edición por parte de Paula C. Pardo, Trinidad Rellán y Marcos Campos.

cambios climáticos ocurridos en la PI y los cambios globales y/o hemisféricos, y se evalúan las evidencias de cambios climáticos abruptos en el pasado.

Para poder detectar los cambios climáticos de carácter antropogénico que puedan estar produciéndose en la actualidad es indispensable también enmarcarlos en la evolución climática natural ocurrida en el pasado más reciente. En la sección “TENDENCIAS ATMOSFÉRICAS EN LA PENÍNSULA IBÉRICA DURANTE EL PERÍODO INSTRUMENTAL EN EL CONTEXTO DE LA VARIABILIDAD NATURAL” se discuten los cambios recientes observados en las principales variables atmosféricas (temperatura y precipitación) en el contexto de los cambios ocurridos a lo largo de todo el siglo XX. Mediante un nuevo análisis de tendencias de precipitación a escala peninsular, se ilustran los problemas asociados a su gran variabilidad interna y a la reducida longitud del registro observacional.

El océano es un importante regulador del clima. En la sección “VARIABILIDAD OCEÁNICA Y DE NIVEL DE MAR EN EL ENTORNO DE LA PENÍNSULA IBÉRICA” se describe y analiza la variabilidad temporal en temperatura y salinidad de las aguas de las distintas cuencas marinas que rodean a la PI, con especial atención a los cambios en el nivel del mar. Los cambios de salinidad y temperatura oceánicas y de los flujos de energía océano-atmósfera afectan a las corrientes costeras y oceánicas así como al nivel del mar. Otros aspectos considerados son la estimación del calor absorbido por el mar, los cambios en las tasas de formación de masas de agua y en sus propiedades termohalinas, y la ventilación de las capas profundas. Se comentan también los efectos que la interacción océano-atmósfera tiene sobre los sistemas costeros como es el caso del descenso del afloramiento provocado por el debilitamiento de los vientos alisios.

En la sección “TELECONEXIONES CLIMÁTICAS EN EL ENTORNO DE LA PENÍNSULA IBÉRICA. PREDICTABILIDAD Y CAMBIOS ESPERADOS.”, se analizan las teleconexiones atmosféricas que dominan la variabilidad climática del sector Euro-Atlántico a escalas de tiempo desde estacionales a decadales, haciendo especial hincapié en la NAO y la ENSO. El conocimiento de las teleconexiones entre climas regionales alejados entre sí permite comprender las direcciones en las que se manifiesta la variabilidad del clima. Su diagnóstico es útil para predecir cambios en el clima en una región específica conociendo las evoluciones del mismo en otras zonas. Mediante el análisis de observaciones y de experimentos con modelos de circulación general se examinan los forzamientos oceánicos y los impactos de dichas teleconexiones en la temperatura y precipitación de la PI y se discuten los posibles mecanismos subyacentes a las teleconexiones encontradas. Finalmente, se apuntan los cambios esperados en las teleconexiones en escenarios de clima futuro.

En la última sección “PROYECCIONES REGIONALES DE CLIMA SOBRE LA PENÍNSULA IBÉRICA: MODELIZACIÓN DE ESCENARIOS DE CAMBIO CLIMÁTICO” se analizan las distintas técnicas de regionalización aplicadas a la elaboración de escenarios de clima futuro en la PI. Además de los cambios en el estado medio del clima, se comentan los cambios en la variabilidad interanual y en la frecuencia de fenómenos extremos. La modelización numérica es un instrumento clave en la predicción del clima futuro. El informe AR4 del IPCC⁵ establece varios escenarios hipotéticos de emisiones de gases de efecto invernadero para realizar experimentos con modelos globales. Considerando estos escenarios como base de partida y con ayuda de los resultados obtenidos con modelos globales se han implementado modelos regionales para afinar las proyecciones climáticas en el dominio de la PI. Al tratarse de una región de gran complejidad, la sensibilidad de la PI a cambios en las condiciones climáticas es muy elevada y las incertidumbres deben ser consideradas con cuidado. En consecuencia, se presenta una validación de las diferentes técnicas de regionalización, haciendo hincapié en los aspectos más robustos de las mismas, y una cuantificación de las diversas fuentes de incertidumbre.

El informe pone de manifiesto lagunas de conocimiento e incertidumbres importantes que es preciso resolver para poder aumentar nuestra confianza en las predicciones sobre la evolución del clima a corto y largo plazo y anticipar mejor los efectos e impactos de futuros cambios en el clima.

⁵ Véase Anexo III para una breve descripción de los mismos.

Capítulo 1

REVISIÓN DE LAS RECONSTRUCCIONES PALEOCLIMÁTICAS EN LA PENÍNSULA IBÉRICA DESDE EL ÚLTIMO PERIODO GLACIAL

Autores: Isabel Cacho¹, Blas Valero Garcés², Penélope González Sampérez²

¹ Dept. Estratigrafía Paleontología e Geociencia Marinas Facultad de Geología, Universidad de Barcelona

² Instituto Pirenaico de Ecología, Zaragoza (CSIC).

Contribuyentes: Roberto Bao³, Jordi Catalán⁴, Guillermo Francés⁵, Jaume Frigola⁶, David Gallego Torres⁷, J. M. García Merino⁸, Fidel González Rouco⁹, Joan Grimalt¹⁰, Francisco Jiménez Espejo¹¹, José Antonio López Sáez¹², Francisca Martínez Ruiz¹³, Belén Martrat¹⁰, Melisa Menéndez¹⁴, Marisa Montoya¹⁵, Mario Morellón², Ana Moreno², Pablo Ortega Montilla¹⁵, Sergi Pla⁴, Mayte Rico², Julio Rodríguez¹⁶, Miguel Ángel Saz Sánchez¹⁷, Rainer Zahn¹⁸, Caridad Zazo¹⁹.

³ Facultad de Ciencias, Universidade da Coruña

⁴ Centro de Estudios Avanzados de Blanes (CSIC)

⁵ Departamento de Geociencias Marinas, Universidad de Vigo

⁶ GRC Geociències Marines, Departament d'Estratigrafia, Universitat de Barcelona

⁷ Instituto Andaluz de Ciencias de la Tierra, Facultad de Ciencias, Universidad Granada

⁸ Departamento de Ingeniería Civil y de la Edificación, ETSI Caminos, Canales y Puertos Universidad Castilla La Mancha

⁹ Departamento Física de la Tierra, Astronomía y Astrofísica II, Universidad Complutense de Madrid

¹⁰ Institute Environmental Assessment & Water Research (CSIC)

¹¹ Institute of Biogeosciences, Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology (JAMSTEC), Japón

¹² Instituto de Historia, Centro de Ciencias Humanas y Sociales (CSIC),

¹³ Instituto Andaluz de Ciencias de la Tierra, Granada (CSIC)

¹⁴ ETSI Caminos, Canales y Puertos, Universidad Santander

¹⁵ Departamento Astrofísica y Ciencias de la Atmósfera, Universidad Complutense de Madrid

¹⁶ Departamento Estratigrafía y Paleontología, Universidad del País Vasco

¹⁷ Departamento de Geografía y Ordenación del Territorio, Universidad de Zaragoza

¹⁸ Institutió Catalana de Recerca i Estudis Avançats, ICREA, Universidad Autónoma de Barcelona

¹⁹ Museo Nacional de Ciencias Naturales (CSIC)

ÍNDICE

1.- Introducción

2.- Impacto de los últimos grandes cambios climáticos en Iberia

2.1.- Condiciones climáticas durante el Último Máximo Glacial (LGM)

2.2.- Los grandes cambios durante la deglaciación

2.3.- ¿Existió un “Óptimo climático Holoceno” en Iberia?

2.4.- Holoceno tardío: cuándo y cómo ocurrió la mayor transición Holocena

3.- Impacto de la variabilidad climática rápida en Iberia

3.1.- Variabilidad Glaciar: Eventos de Heinrich y Ciclos de Dansgaard-Oeschger

3.2.- ¿Hubo un Younger Dryas en Iberia?

3.3.- El 8.2 y variabilidad climática abrupta de Holoceno

3.4.- Los últimos 3000 años

4.- Conclusiones

5.- Referencias

Cita: Cacho I., Valero Garcés B. y González Sampérez P., 2010. Revisión de las reconstrucciones paleoclimáticas en la Península Ibérica desde el último periodo glacial, In *Clima en España: pasado, presente y futuro* (Pérez F. Fiz and Boscolo Roberta Editores) 9-24 pp.

1.- Introducción

La historia climática del planeta Tierra ofrece oportunidades únicas para conocer la sensibilidad de una región determinada a un cambio climático y nos permite analizar los procesos responsables de alterar las condiciones climáticas a escala regional. En las últimas décadas, ha existido una intensa actividad científica dirigida al estudio del clima pasado de la Península Ibérica (PI) y su mar circundante. La importancia de esta investigación paleoclimática reside en su capacidad de evaluar la variabilidad climática más allá de la amplitud de los cambios observados dentro del periodo instrumental moderno. Este capítulo pretende dar una visión breve del estado del conocimiento al respecto y sintetizar los trabajos principales. La primera conclusión que se puede extraer de esta revisión es que la PI es particularmente sensible a la variabilidad climática global a diferentes escalas de tiempo, tanto en lo referente a episodios glaciales-interglaciales como a cambios de carácter más rápido (décadas-siglos). Esto demuestra que el sistema climático puede reorganizarse de una manera muy significativa a escala de generaciones humanas. En general, las reconstrucciones disponibles demuestran que el clima peninsular ha estado condicionado particularmente por la dinámica climática del Atlántico Norte y las sinergias entre fluctuaciones de la criosfera (volumen de hielo, límite meridional del hielo marino e icebergs), hidrosfera (disposición y temperaturas de las corrientes marinas) y atmósfera (situación e intensidad del anticiclón de las Azores y sistema de vientos). Sin embargo, cabe resaltar que algunos patrones de cambio, particularmente durante el Holoceno, parecen estar ligados con la evolución climática del Norte de África, lo que sugiere una influencia también de los procesos de latitudes medias y bajas controlados por la dinámica de los trópicos. Los cambios en el balance precipitación – evaporación han sido muy significativos incluso en el Holoceno identificándose el impacto de algunos de ellos en los patrones de ocupación humana y en el desarrollo de algunas civilizaciones de la PI.

2.- Impacto de los últimos grandes cambios climáticos en Iberia

2.1.- Condiciones climáticas durante el último máximo glacial (LGM)

El último máximo glacial (LGM)², definido como el periodo de tiempo con un mínimo eustático de 130 m por debajo del nivel del mar actual debido al gran desarrollo de los casquetes polares, ocurrió entre 19-23 Ka BP¹ [Mix et al., 2001]. Sin embargo, en nuestras latitudes este periodo no se correspondió con las condiciones climáticas más extremas (frío, aridez, máxima extensión de los glaciares de montaña). Tal y como sucede en otros sistemas montañosos del Sur de Europa [Hughes and Woodward, 2008], el LGM no coincide con el máximo avance de los glaciares peninsulares [García-Ruiz et al., en prensa], ni en los Pirineos (> 30.000 años cal BP) [García-Ruiz et al., 2003; González-Sampériz et al., 2006] ni en la Cordillera Cantábrica (> 35.000 años cal BP³) [Jiménez Sánchez y Fariás Arquer, 2002; Moreno et al. 2009a].

Las temperaturas superficiales del Mediterráneo Occidental durante el LGM fueron de unos 12.7°C, es decir, unos 6°C más frías que en la actualidad [Cacho et al., 2001; Martrat et al., 2004], pero las condiciones de máximo enfriamiento durante los últimos 50.000 años se dieron durante los eventos de Heinrich (HE²) (Fig. 1; Ver Apartado 4.1). El LGM en el Mediterráneo occidental se puede describir como un periodo de temperaturas glaciales relativamente cálidas y estables, condiciones que debieron aumentar los gradientes térmicos meridionales y con ello el transporte de humedad a latitudes altas, con el consecuente crecimiento de los mantos de hielo [Cacho et al., 2001].

Diversas secuencias polínicas peninsulares muestran condiciones frías y/o áridas durante el LGM (e.g., Padul [Pons y Reille, 1988]; Banyoles [Pérez-Obiol y Julia, 1994]; Lagoa de Lucenza [Muñoz Sobrino et al., 2001]; Laguna Sanguijuela [Muñoz Sobrino et al., 2004]; Navarrés [Carrión y Van Geel, 1999]; El Portalet [González-Sampériz et al., 2006]). Estos datos son consistentes con los datos polínicos obtenidos en secuencias marinas, que muestran un desarrollo de la vegetación árida, pero inferior al producido durante los HEs (Fig. 1) [Fletcher y Sánchez Goñi, 2008]. Otros registros lacustres sugieren que, aunque se dieron

² Último Máximo Glacial, último periodo de máxima extensión de los casquetes glaciares continentales.

³ BP: Before Present, quiere decir años antes del 1950. Todas las edades presentadas en este capítulo son edades calendario, ello quiere decir que las edades estimadas a partir de dataciones de ¹⁴C han sido corregidas para expresarlas en edades calendario.

condiciones áridas durante este periodo, la máxima aridez ocurrió con posterioridad [Morellón *et al.*, en prensa] o con anterioridad (El Cañizar de Villarquemado, [Valero-Garcés *et al.*, 2007]). Incluso algunas saladas del centro del Valle del Ebro (Tabla 1) [Valero-Garcés *et al.*, 2000a,b; González-Sampérez *et al.*, 2005] muestran fases de mayor disponibilidad hídrica durante el LGM, lo que permitió la preservación de sedimentos, en contraposición a los periodos de aridez que acentúan la erosión eólica y provocan hiatos sedimentarios en este tipo de depósitos [González-Sampérez *et al.*, 2008].

Tabla 1.- Listado de los trabajos de secuencias polínicas en la PI indicando su localización.

Localización	Ámbito Geográfico	Referencia bibliográfica
Banyoles	NE - Girona	[Pérez-Obiol and Julia, 1994]
Cañada del Gitano	S - Granada	[Carrión <i>et al.</i> , 2007]
Cueva de Gorham	S - Gibraltar	[Carrión <i>et al.</i> , 2008]
El Cañizar de Villarquemado	NE - Teruel	[Valero-Garcés <i>et al.</i> , 2007]
El Portalet	NE - Huesca - Pirineos centrales	[González-Sampérez <i>et al.</i> , 2006]
Enol	NW - Asturias	[Moreno <i>et al.</i> 2009a; en prensa]
Hoyos de Iregua	N - La Rioja – Sistema Ibérico	[Gil-García <i>et al.</i> , 2002]
La Carihuela	S - Granada	[Carrión <i>et al.</i> , 1998; Fernández <i>et al.</i> , 2007]
Lago Estaña	NE - Huesca	[Morellón <i>et al.</i> 2008, 2009; en prensa]
Lagoa de Lucenza	NW - Lugo	[Muñoz Sobrino <i>et al.</i> , 2001; Santos <i>et al.</i> , 2000]
Lagoa Marinho	NW - Portugal	[Ramil-Rego <i>et al.</i> , 1993]
Laguna de Villena	S - Alicante	[Yll <i>et al.</i> , 2003]
Laguna Sanguijuela	NW - Zamora	[Muñoz Sobrino <i>et al.</i> , 2004]
MD95-2043	S - Mar de Alborán	[Fletcher and Sánchez Goñi, 2008]
Navarrés	E - Valencia	[Carrión and Van Geel, 1999]
Padul	S - Granada	[Pons and Reille, 1988]
Quintanar de la Sierra	N – Burgos – Sistema Ibérico	[Peñalba <i>et al.</i> , 1997]
Salada de Mediana	NE - Zaragoza -Valle del Ebro	[Valero-Garcés <i>et al.</i> , 2000a, b; González-Sampérez <i>et al.</i> , 2005]
San Rafael	S – Almería	[Pantaleón-Cano <i>et al.</i> , 2003]
Sanabria	NW - Zamora	[Allen <i>et al.</i> , 1996]
Siles	S - Jaén	[Carrión, 2002]
Tramacastilla	NE – Huesca – Pirineos Centrales	[Montserrat-Martí, 1992]

La cuenca marina mediterránea, con una reducción volumétrica significativa dado el bajo nivel del mar, fue altamente sensible a las condiciones de aridez relativa. Estas condiciones aumentaron las tasas de evaporación – precipitación, favoreciendo la formación de masas de agua más salinas y densas [Sierro *et al.*, 2005; Cacho *et al.*, 2006], que permitieron una buena ventilación del Mediterráneo Occidental profundo [Jiménez-Espejo *et al.*, 2008]. Este aumento de densidad de las masas Mediterráneas durante el LGM se vio reflejado en un aumento en la densidad y velocidad de las aguas de salida del Mediterráneo hacia el Atlántico, tal y como lo documentan el registro sedimentario del sistema deposicional contornítico del Golfo de Cádiz [Llave *et al.*, 2006].

2.2.- Los grandes cambios durante la deglaciación

La última deglaciación supuso el último gran cambio climático a escala planetaria, con un aumento generalizado de las temperaturas y de las concentraciones atmosféricas de gases con efecto invernadero, además de múltiples cambios oceánicos y atmosféricos. A nivel regional, el impacto y duración de los cambios fueron muy diferentes, y su precisa caracterización es importante para identificar los procesos, atmosféricos y/o marinos, responsables de la transmisión de cambios climáticos globales. En el contexto marino, el calentamiento asociado a la última deglaciación fue del orden de 5°C en las aguas superficiales del margen atlántico peninsular [Cacho *et al.*, 2001; Pailler y Bard, 2002; Martrat *et al.*, 2007] y más intenso en la cuenca mediterránea, del orden de 8°C en las aguas superficiales del Mar de Alborán (Fig. 1) [Cacho *et al.*, 2001; Martrat *et al.*, 2004] e incluso mayor en cuencas más centrales Mediterráneas como la cuenca Balear [Jiménez-Espejo *et al.*, 2008] o la del Tirreno [Cacho *et al.*, 2001]. El océano profundo también se calentó, unos 4°C en aguas intermedias del Atlántico Norte y de 2°C en aguas profundas Atlánticas [Rodríguez-Lázaro y Cronin, 1999] como resultado de una reorganización del Atlántico profundo con consecuencias climáticas a escala global [Martínez-Méndez *et al.*, 2008 y 2009 en prensa]. Es importante remarcar que el inicio del calentamiento en la PI asociado a la última deglaciación se produjo hace unos 15.5 Ka BP, en paralelo al calentamiento detectado en Groenlandia y en otros registros del Atlántico Norte.

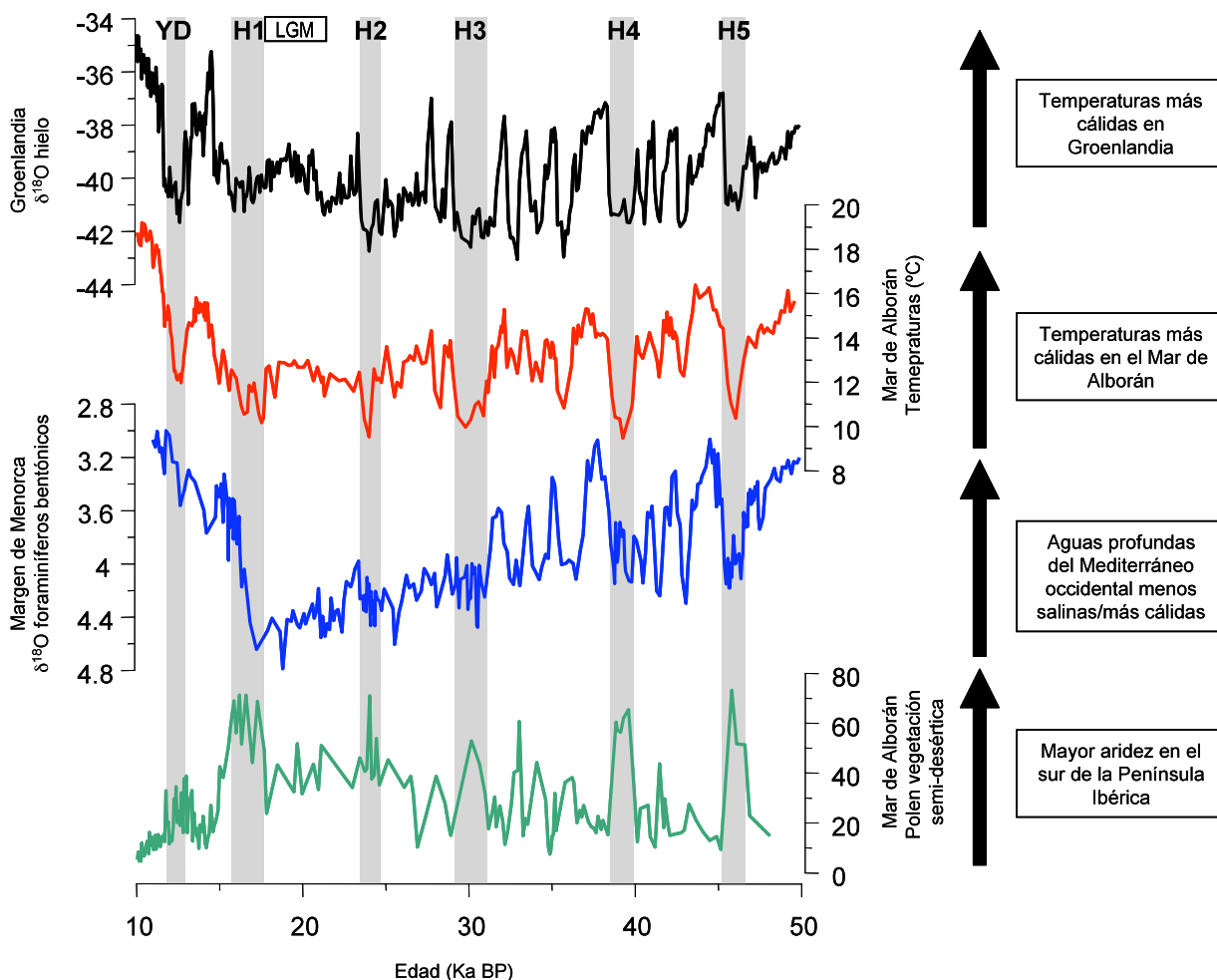


Figura 1. Comparación de diferentes registros paleoclimáticos de la PI y Mediterráneo Occidental cubriendo buena parte del último periodo glacial y la deglaciación. Las bandas grises verticales resaltan la posición de los eventos de Heinrich y del Younger Dryas. LGM indica el último máximo glacial. De arriba abajo: Isótopos de O_2 medidos en el hielo de Groenlandia en el testigo GISP2 [Grootes et al., 1993]. Temperaturas de las aguas superficiales del mar de Alborán estimadas en el testigo MD95-2043 [Cacho et al., 1999]. Isótopos del O_2 medidos en foraminíferos bentónicos en el testigo MD99-2343 del norte de Menorca [Sierro et al., 2005]. Porcentaje de polen de vegetación semi-desértica medido en el testigo MD95-2043 del Mar de Alborán [Fletcher y Sánchez Goñi, 2008].

Las secuencias polínicas de la PI, tanto de registros continentales como marinos, corroboran esta sincronía entre la deglaciación peninsular y la del Atlántico Norte. Estos registros muestran un rápido desarrollo forestal asociado a esta transición. Los taxones arbóreos que caracterizan estos cambios están dominados tanto por coníferas como por árboles caducifolios, lo que confirma que el incremento de temperaturas vino acompañado de un aumento de la humedad. Este patrón climático se dio tanto al norte como al sur de la península, y tanto en la vertiente Mediterránea como en la Atlántica (Tabla 1) [Pons y Reille, 1988; Pérez-Obiol y Julia, 1994; Carrión et al., 1998; Muñoz Sobrino et al., 2001; Carrión, 2002; González-Sampériz et al., 2006; Fernández et al., 2007; Fletcher y Sánchez Goñi, 2008]. El aumento de las condiciones de humedad asociado a la última deglaciación se ve también corroborado por otros datos sedimentológicos y geoquímicos que indican un ascenso del nivel de agua en algunos lagos (Portalet, Estanya, Salada de Mediana) [Morellón et al., 2008] o la instalación de una lámina de agua de carácter permanente en ambientes de saladas [Valero-Garcés et al., 2000 a y b]. Algunos estudios también indican que este aumento de la humedad fue acompañado de un calentamiento de las aguas lacustres (El Portalet, [González-Sampériz et al., 2006]).

Sin embargo, un análisis detallado de los registros polínicos sugiere que las características del calentamiento no fueron homogéneas a lo largo de la península. En el interior de Iberia, región más continental, la asociación polínica indica una persistencia relativa de las condiciones de aridez durante la

deglaciación y un ascenso lento de las temperaturas [Peñalba *et al.*, 1997; Muñoz Sobrino *et al.*, 2001]. En cambio, en el sur de la península, las asociaciones reflejan un aumento más importante y muy rápido de las temperaturas [Pons y Reille, 1988; Carrión, 2002; Pantaleón-Cano *et al.*, 2003; Carrión *et al.*, 2008]. En el norte y noreste de la península, las reconstrucciones polínicas muestran una situación intermedia con un ascenso bastante rápido tanto de temperaturas como de humedad [Pérez-Obiol y Julia, 1994; Montserrat-Martí, 1992; González-Sampériz *et al.*, 2006].

La ventilación del Mediterráneo Occidental está gobernada por el sistema de formación de aguas profundas en el Golfo de León, que es muy sensible a las condiciones climáticas mediterráneas. Durante la última deglaciación, en el Mediterráneo Occidental se produjo una intensa reducción de la ventilación del fondo marino, iniciándose hace unos 15 Ka, y acentuándose notablemente a 11 Ka BP [Cacho *et al.*, 2002 y 2006; Jiménez-Espejo *et al.*, 2008]. Se cree que el aumento de humedad redujo las tasa de evaporación - precipitación de la cuenca y favoreció un mayor estratificación de las aguas [Frigola *et al.*, 2008], pero esta estratificación se vio en buena parte inducida por la subida del nivel del mar [Rogerson *et al.*, 2008].

2.3.- ¿Existió un “óptimo climático Holoceno” en Iberia?

Nuestro periodo interglacial actual, denominado Holoceno, comenzó hace 11.7 Ka BP [Walker *et al.*, 2009]. Registros marinos alrededor de la PI indican que las temperaturas máximas de las aguas superficiales se registraron durante el Holoceno temprano, concretamente entre 10 - 9 Ka BP, con valores de 19°C en el margen atlántico [Pailler y Bard, 2002; Martrat *et al.*, 2007] y de casi 20°C en el Mar de Alborán [Cacho *et al.*, 2001; Martrat *et al.*, 2004]. Estos registros coinciden en señalar que las máximas temperaturas se alcanzaron al inicio del Holoceno, y desde entonces han descendido progresivamente del orden de 1°C, pero sin marcar un límite claro que permita definirse como un óptimo climático desde el punto de vista de la temperatura (Fig. 2). En el contexto terrestre es mucho más complicado establecer una evolución precisa de las temperaturas Holocenas. Se han hecho algunos intentos de reconstrucción de temperaturas atmosféricas a partir de registros polínicos a nivel Europeo, pero estas reconstrucciones no son representativas de las condiciones peninsulares dada la escasez de datos que incluyen para esta región [Davis *et al.*, 2003]. Cabe destacar, sin embargo, una reconstrucción de las condiciones climáticas de alta montaña (Lago Redó, Pirineos) basada en estomatocistos de crisófitas [Pla y Catalán, 2005] y que se interpreta como un indicador de “la anomalía de altitud” que refleja cambios en las condiciones climáticas de invierno - primavera. Esta reconstrucción tampoco permite identificar la presencia de un óptimo Holoceno ya que el registro muestra múltiples oscilaciones a escala de centenares de años, pero su evolución general a lo largo del Holoceno es relativamente estable con una ligera tendencia al calentamiento (Fig. 2) y con los valores máximos durante dos eventos de escala milenaria localizados uno en el Holoceno temprano, alrededor del 8.2, y otro durante el Holoceno tardío asociado al óptimo Medieval (Ver apartado 3.3 y 3.4).

La existencia de un óptimo climático Holoceno sí parece tener una mejor definición desde el punto de vista hidrológico. Numerosos registros, marinos y terrestres, sugieren que las condiciones climáticas al inicio del Holoceno fueron significativamente más húmedas que durante el Holoceno tardío. Sin embargo, dicho óptimo parece que no fue sincrónico a lo largo de la península. En la mitad norte de Iberia, el momento más húmedo se dio antes de los 8 Ka BP [Allen *et al.*, 1996; González-Sampériz *et al.*, 2006; Montserrat-Martí, 1992; Moreno *et al.*, *en prensa*; Muñoz Sobrino *et al.*, 2001; Peñalba *et al.*, 1997; Pérez-Obiol y Julia, 1994]. Sin embargo, en el levante y sur (Iberia Mediterránea) el máximo de humedad es algo más tardío, entre 7 y 6 Ka BP [Pons y Reille, 1988; Carrión, 2002; Fernández *et al.*, 2007; Carrión *et al.*, 2007 y 2008]. El inicio de las condiciones húmedas del Holoceno temprano parece que tampoco fue sincrónico a lo largo de la península. En algunas zonas del NE hay indicios que lo sitúan a 9.5 Ka BP [Morellón *et al.*, 2009] pero registros del sureste español lo reflejan más tarde, hace unos 8 Ka BP [Pantaleón-Cano *et al.*, 2003].

2.4.- Holoceno tardío: cuándo y cómo se dio la mayor transición Holocena

A lo largo del Holoceno ha habido un progresivo descenso en la insolación estacional causado por los cambios periódicos de la órbita terrestre (parámetros de precesión, oblicuidad y excentricidad). Estas fluctuaciones en la insolación se vieron acompañadas de grandes cambios hidrológicos en varias regiones del planeta, principalmente asociados a cambios en la dinámica de los monzones. En concreto, se han caracterizado con precisión en el continente Africano [deMenocal *et al.*, 2000; Kropelin *et al.*, 2008]. En la

región Mediterránea, se ha definido una fase Holocena de transición de condiciones húmedas a áridas entre 7 - 5.5 Ka BP [Jalut *et al.*, 2009], coincidiendo con el final del llamado Periodo Húmedo Africano [deMenocal *et al.*, 2000]. Múltiples registros marinos y terrestres reflejan dicha transición Holocena en el contexto de la PI, pero cabe remarcar que la duración y cronología de la transición tiene variaciones regionales significativas.

Registros marinos del Mediterráneo Occidental que reflejan cambios en la intensidad de aportes fluviales, marcan un periodo de transición hacia condiciones de más aridez hace 4 ka BP [Frigola *et al.*, 2007]. La gran mayoría de registros continentales ha detectado esta aridificación general del clima, pero numerosas evidencias indican que se inició antes. Por ejemplo, la escasez de registros lacustres conservados entre 7 - 5 Ka BP y su práctica ausencia entre 5 - 2 Ka BP en los depósitos de las saladas del Valle del Ebro, evidencian un periodo de aridez prolongado y una acción eólica intensa [González-Sampériz *et al.*, 2008]. En el noroeste de la península, en el registro del Lago Enol, se observa persistencia en la estabilidad forestal porque el bosque está muy desarrollado, pero algunas diferencias en las proporciones arbóreas indican condiciones más secas a partir de 8.6 Ka BP, intensificándose hacia el 7.5 y prolongándose hasta 4.6 Ka BP [Moreno *et al.*, en prensa]. Este registro encaja con otras secuencias de lagos, turberas y suelos del noroeste de la península, que indican un importante deterioro de la cubierta vegetal y una intensa actividad erosiva entre 7 - 5.5 Ka BP. Aunque es posible que estos cambios fueran amplificadas por una fuerte antropización y su consecuente alteración del paisaje en la región [Martínez-Cortizas *et al.*, 2009], todos los registros apuntan a que el clima dominante era más seco y frío entre 5.5 y 3.3 Ka BP [Martínez-Cortizas *et al.*, 2009]. En el Pirineo, los lagos de Tramacastilla y El Portalet coinciden en apuntar un inicio de condiciones más secas a partir de 8 - 7.5 Ka BP [Montserrat-Martí, 1992; González-Sampériz *et al.*, 2006], y el impacto de la actividad antrópica sobre el paisaje en esta zona se ha detectado hacia 4 Ka BP [Montserrat-Martí, 1992] más tarde que en el caso de la región Cantábrica. Archivos costeros del sur de la península también indican una transición a condiciones de mayor aridez entre 7 - 5 Ka BP [Zazo *et al.*, 2008]. Secuencias polínicas recogidas en testigos marinos de Alborán registran el declive de los bosques del sur de la península con un cierto retardo, hacia 5.4 Ka BP [Fletcher y Sánchez Goñi, 2008]. Esta fase de aridificación también se detecta en secuencias polínicas continentales del sur de España, y en algunas zonas sí que pudo verse amplificada por la acción del hombre (Cañada del Gitano, [Carrión *et al.*, 2007]). Esta transición Holocena dio paso a unas condiciones relativamente áridas que alcanzaron su máxima expresión en el sur de la península entre 4.5 - 2.8 Ka BP [Martín-Puertas *et al.*, 2008]. Esta crisis de aridez se cree fue el desencadenante, junto a la sobreexplotación de recursos naturales, del colapso de la cultura Argárica [Carrión *et al.*, 2007].

3.- Impacto de la variabilidad climática rápida en Iberia

3.1.- Variabilidad Glaciar: Eventos de Heinrich y Ciclos de Dansgaard-Oeschger

Los ciclos de Dansgaard-Oeschger (D-O) y los HE⁴, originalmente descritos en Groenlandia y el Atlántico Norte, tuvieron un fuerte impacto en la oceanografía del Mediterráneo Occidental y el clima de Iberia. La rápida tele-conexión existente entre el Mediterráneo y el Atlántico Norte, asociada a estos cambios climáticos rápidos, se identificó originalmente en el registro marino del Mar de Alborán a partir de una reconstrucción de temperaturas marinas superficiales [Cacho *et al.*, 1999]. Los HEs se identifican en este registro como intervalos extremadamente fríos, incluso más que el LGM, alcanzando temperaturas mínimas de 9°C [Cacho *et al.*, 1999; Martrat *et al.*, 2004]. Las fases de enfriamiento y calentamiento de los ciclos de D-O aparecen representadas en el registro de Alborán como rápidas oscilaciones de hasta 4°C en pocos centenares de años (Fig. 1).

Las características morfológicas y sedimentarias del margen ibérico son idóneas para la formación de archivos climáticos de alta resolución y, ello ha permitido la obtención de registros extraordinarios para el estudio de la variabilidad climática rápida del pasado, tanto en el margen Mediterráneo como en el Atlántico [Shackleton *et al.*, 2000; Tzedakis *et al.*, 2004; Martrat *et al.*, 2007]. Los numerosos trabajos desarrollados han demostrado que durante los HEs las descargas de icebergs del Atlántico Norte llegaban con frecuencia al margen Atlántico de la península [Eynaud *et al.*, 2009 y referencias en él]. Estas descargas de sedimentos

⁴ HE: Heinrich Events, eventos de descarga masiva de icebergs y sedimentación de detritos en el Atlántico Norte.

transportados por los icebergs se han podido identificar hasta en el Golfo de Cádiz [Cacho *et al.*, 2001]. Dentro ya del Mediterráneo no se han identificado estos sedimentos, pero sí la presencia de plancton de origen polar. Además, los indicadores de salinidad estudiados confirman la presencia de aguas de baja salinidad típicas de deshielo que se han podido trazar desde el Mar de Alborán hasta el Mar Balear y el Golfo de León [Rohling *et al.*, 1998; Cacho *et al.*, 1999; Pérez-Folgado *et al.*, 2003; Colmenero-Hidalgo *et al.*, 2004; Sierro *et al.*, 2005].

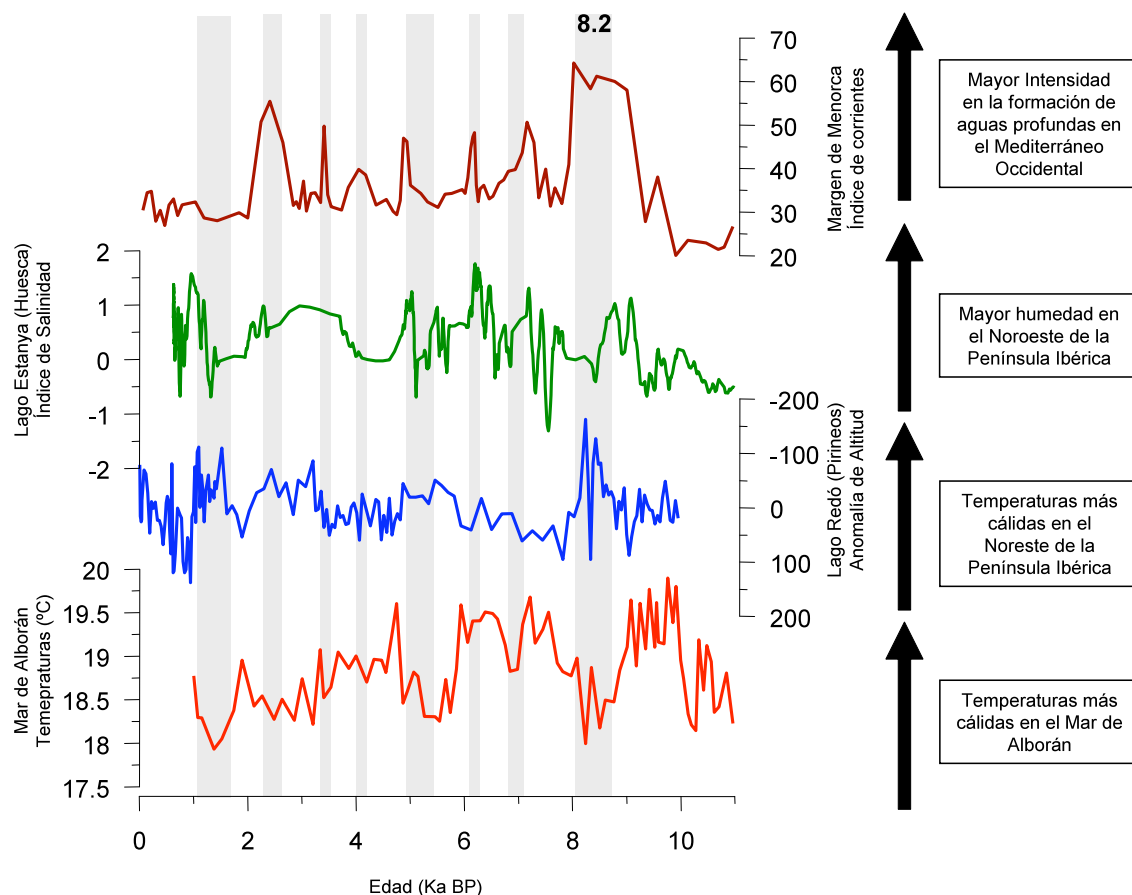


Figura 2. Comparación de diferentes registros paleoclimáticos Holocenos de la PI y Mediterráneo Occidental. Las bandas grises verticales resaltan algunos de los eventos climáticos rápidos identificados en los registros, ver texto en apartado 3.3. De arriba abajo: Índice UP10 medido en el testigo marino MD99-2343 al norte de Menorca e indicador de la intensidad de las corrientes profundas [Frigola *et al.*, 2007]. Índice de salinidad basado en la composición de los sedimentos del lago de Estanya [Morellón *et al.*, 2008]. Índice de altitud calculado a partir del registro de restos de crisófitas del Lago Redó del Pirineo Oriental [Pla y Catalán, 2005]. Temperaturas de las aguas superficiales del mar de Alborán estimadas en el testigo MD95-2043 [Cacho *et al.*, 2001].

El análisis detallado de las secuencias marinas ha permitido identificar que los cambios rápidos en la oceanografía Mediterránea se vieron acompañados de cambios atmosféricos intensos. Los HEs se han podido asociar a periodos de mayor intensidad en el transporte de polvo de origen Africano, una de las primeras evidencias de la sensibilidad de zonas subtropicales a la variabilidad climática del Atlántico Norte [Moreno *et al.*, 2002]. Por otro lado, se han identificado también cambios rápidos en los patrones de productividad primaria del Mar de Alborán, con máximos durante las fases cálidas de los D-O que se han asociado a un aumento del gradiente de presiones atmosféricas a cada lado del estrecho de Gibraltar, y su consecuente intensificación de las corrientes y vientos regionales [Moreno *et al.*, 2004]. Las secuencias polínicas recuperadas en estos testigos marinos han producido unas reconstrucciones excepcionalmente largas y continuas de la evolución de la cobertura vegetal en diferentes partes de Iberia y ofrecen la oportunidad de establecer directamente la relación temporal entre los cambios de vegetación y del océano. Se ha mostrado cómo la vegetación tuvo la capacidad de transformarse rápidamente, en pocos centenares de años, paralelamente a los cambios oceánicos (Fig. 1). Estos testigos confirman que, tanto en el margen Atlántico como en el Mediterráneo, durante las fases frías de los D-O y particularmente en aquellas asociadas a los HEs,

la vegetación dominante registrada era la estépica, reflejando condiciones de extrema aridez y frío [Sánchez Goñi et al., 2000; Roucoux et al., 2001; Sánchez Goñi et al., 2002; Combourieu-Nebout et al., 2002; Roucoux et al., 2005; Fletcher y Sánchez Goñi, 2008].

Las variaciones rápidas descritas, tanto en las propiedades de las aguas de entrada por el Estrecho de Gibraltar como en las condiciones climáticas de la cuenca Mediterránea, tuvieron también su efecto en la capacidad de formación de aguas Mediterráneas profundas y, por tanto, en las tasas de ventilación del fondo marino (Fig. 1). Son ya varios los registros que confirman que durante las fases frías de los D-O hubo una formación más intensa de aguas profundas, siendo éstas además bastante más densas que durante las fases cálidas [Cacho et al., 2000; Sierró et al., 2005; Cacho et al., 2006; Frigola et al., 2008]. Estos cambios se asocian a variaciones en la intensidad de los vientos del Noroeste (Tramontana y Mistral) sobre el Golfo de León. Este patrón fue un tanto más complejo durante los HEs a causa de la incursión de las aguas de deshielo, que amortiguaron la salificación de las aguas en un Mediterráneo extremadamente árido, dándose así un modelo intermedio de formación de aguas intermedias [Frigola et al., 2008]. Reconstrucciones del Golfo de Cádiz indican que durante los intervalos fríos de D-O la salida de agua Mediterránea se reforzó [Llave et al., 2006; Voelker et al., 2006], y se ha hipotetizado que el consecuente aumento en el traspaso de sales del Mediterráneo al Atlántico pudo haber favorecido la re-intensificación de la circulación profunda Atlántica.

Las citadas reconstrucciones polínicas en testigos marinos ofrecen registros continuos que cubren diferentes periodos climáticos y que pueden además datarse con una precisión relativamente alta. Sin embargo, estas secuencias marinas, al recoger polen de un amplio ámbito geográfico enmascaran posibles diferenciaciones regionales que se identifican mejor a partir de registros continentales. Actualmente, son muy limitados los registros terrestres que cubren el último periodo glacial con la resolución y el control cronológico suficiente para identificar la variabilidad climática rápida glacial. La secuencia de El Portalet es quizá una de las secuencias con mayor resolución, aunque no cubre todo el periodo glacial. Esta secuencia confirma que en el Pirineo durante los HEs dominaron condiciones de aridez y frío [González-Sampérez et al., 2006]. Cabe resaltar que registros del Pirineo y de la Cantábrica, incluyendo nuevos datos de espeleotemas, indican que el periodo de máxima aridez de los últimos 30 Ka se dio asociado al periodo denominado “Mystery Interval”⁵ que incluye el HE1 [Morellón et al., en prensa; Moreno et al., en revisión a y b]. Estos datos son consistentes con las reconstrucciones de las propiedades de las aguas profundas Mediterráneas que indican que las aguas más densas se produjeron también durante este intervalo, justo antes de que la influencia de las aguas de deshielo del HE1 llegase al Mediterráneo [Cacho et al., 2006].

3.2.- ¿Hubo un Younger Dryas en Iberia?

El Younger Dryas (YD), ocurrido entre 13 – 11.5 Ka BP, es quizá el periodo de variabilidad climática rápida más extensamente estudiado en el mundo. El YD tuvo la peculiaridad de interrumpir el calentamiento asociado con la última deglaciación, provocando unas condiciones semiglaciales, justo en un momento en que la insolación recibida en el Hemisferio Norte era máxima debido a la combinación de los parámetros orbitales. Aunque todavía existen muchas incertidumbres sobre el YD, está claro que fue asociado a una rápida reorganización en el patrón de circulación del Atlántico Norte [Hughen et al., 2000]. Aunque algunos de los trabajos paleoclimáticos de la PI y del Mediterráneo en general no han identificado ningún cambio asociado al YD, el continuo incremento en las resoluciones de trabajo y la mejora de las cronoestratigrafías están demostrando que sí tuvo un impacto notable, aunque con unas variaciones regionales significativas. En muchos aspectos, los cambios asociados al YD tuvieron un carácter similar a los acontecidos durante los HEs, pero existieron algunas claras diferenciaciones.

El YD se ha podido identificar en registros de polen de prácticamente toda la península: i) en el norte y oeste [Allen et al., 1996; Ramil-Rego et al., 1998; Santos et al., 2000; Muñoz Sobrino et al., 2001; Vegas et al., 2003; Moreno et al., en prensa]; ii) en el Sistema Ibérico [Peñalba et al., 1997; Gil-García et al., 2007]; iii) el Pirineo y noreste [Pérez-Obiol y Julia, 1994; González-Sampérez et al., 2006]; iv) el Levante y sur [Pons y Reille, 1988; Carrión y Van Geel, 1999; Yll et al., 2003]. En general, estos registros indican

⁵ “Mystery Interval” denominación que se ha dado al periodo entre 17.5-14.4 Ka BP que abarca desde el final del último máximo glacial hasta que se inicia la deglaciación en Groenlandia. Este periodo incluye el HE 1 [Denton et al., 2006].

condiciones de relativa aridez y, posiblemente también frío, pero de una intensidad inferior a las detectadas durante el HE1 y otros HEs anteriores [Fletcher y Sánchez Goñi, 2008; Morellón *et al.*, 2009]. Los numerosos registros continentales presentan una alta variabilidad en la respuesta de la vegetación, que no siempre es sincrónica. Ello puede deberse a la diferente resolución de trabajo, la existencia de refugios de vegetación próximos a la secuencia estudiada, o a una sensibilidad diferencial de la vegetación local que determinaría una respuesta variable en la señal ante una misma perturbación.

El carácter árido del YD también se pone de manifiesto en los registros marinos, como es el caso de la cuenca Algero Provenzal [Jiménez-Espejo *et al.*, 2007 y 2008]. De todos modos, algunos indicadores sugieren que este periodo estuvo asociado a una alta variabilidad en el transporte fluvial, con picos que indicarían una mayor erosión, en unas condiciones dominantes de aridez. El YD se ve representado por un enfriamiento de unos 3°C en el registro de temperaturas superficiales del Mar de Alborán [Cacho *et al.*, 2001] y un aumento de la productividad primaria, tanto en el Mar de Alborán [Bárcena *et al.*, 2001] como en la cuenca Algero-Provenzal [Jiménez-Espejo *et al.*, 2008]. Estos cambios se han asociado a un reforzamiento del chorro de entrada de agua Atlántica, propiciado por una intensificación de los vientos locales, situación que propició la mezcla vertical y fertilización de las aguas superficiales.

En las montañas de la península se han descrito secuencias morrénicas posteriores al LGM y algunas de ellas han sido adscritas al YD. Sin embargo, no existen todavía cronologías absolutas que confirmen que esta fase de expansión de los glaciares corresponda realmente al YD. Algunos trabajos hacen sospechar que la duración del YD tuvo una considerable diacronía a nivel regional, e incluso se discuten varias fases internas, pero serían necesarios trabajos de mayor resolución con buenas cronologías para poder caracterizar mejor estas diferencias.

3.3.- El 8.2 y variabilidad climática abrupta de Holoceno

Cada vez más estudios del Holoceno muestran oscilaciones con carácter rápido, de décadas a centenares de años, que alteraron significativamente las condiciones climáticas aunque, de nuevo, con marcadas diferencias regionales [Mayewski *et al.*, 2004]. La oscilación que ha captado más interés es el denominado evento del 8.2, haciendo referencia a su edad (8,2 Ka BP). Este es el evento Holoceno que se manifiesta con más intensidad en el registro de Groenlandia. El impacto, duración y características de este evento tienen una expresión geográfica muy diferenciada [Rohling y Palike, 2005]. En el contexto de la PI, este evento no siempre presenta una señal clara, y en la mayoría de las secuencias polínicas continentales no es evidente. Sin embargo, sí que existen algunos ejemplos en distintas secuencias de la península que manifiestan un aumento de la aridez asociado al evento 8.2, como en Laguna Medina, Cádiz [Reed *et al.*, 2001] al sur o el lago de Estanya [Morellón *et al.*, 2009] en el noreste. En las zonas más altas del Pirineo se manifiesta como un evento árido y también frío [González-Sampéiz *et al.*, 2006] aunque el carácter frío no se hace evidente para al menos las estaciones de invierno y primavera según el registro del Lago Redó [Pla y Catalán, 2005]. Cabe decir que, a pesar de la relativa escasez de registros paleoclimáticos que muestran claramente el impacto del 8.2, existen numerosas evidencias arqueológicas que indican un cambio en la distribución de asentamientos prehistóricos en el Valle del Ebro asociados a este evento. Alrededor de 8.2 Ka BP se observa una despoblación generalizada de las zonas bajas del Valle (esencialmente en la región denominada “Bajo Aragón”) paralela a la aparición de asentamientos nuevos en cotas más altas de áreas montañosas próximas. Esta evolución se ha asociado a un aumento de la aridez que forzó el desplazamiento de los grupos de cazadores-recolectores hacia áreas menos limitadas en recursos hídricos [González-Sampéiz *et al.*, 2009], poniendo de manifiesto el impacto que una oscilación climática relativamente modesta puede tener en el desarrollo de las sociedades humanas.

El evento de 8.2 se identifica con mayor claridad en los registros marinos. Las reconstrucciones de temperaturas de Alborán indican un enfriamiento del orden de 1°C [Cacho *et al.*, 2001] (Fig. 2). Este evento se ha asociado también a un descenso en la productividad marina de la cuenca Algero-Balear [Jiménez-Espejo *et al.*, 2008]. Pero el mayor cambio en el Mediterráneo Occidental asociado al evento del 8.2 es una fase de reventilación del fondo marino que pone fin a la última gran fase de relativo estancamiento que se había iniciado con la deglaciación [Cacho *et al.*, 2002; Rogerson *et al.*, 2008]. Estos datos marinos confirmarían que el evento del 8.2 vendría acompañado de un cambio en la climatología regional hacia una mayor aridez y enfriamiento que potencialmente reforzarían la formación de aguas profundas occidentales.

Cabe decir que, cada vez más estudios destacan que el 8.2 no fue el único evento de variabilidad climática rápida Holocena, sino que sucedieron toda una secuencia de eventos. Algunos de ellos se manifiestan con mayor intensidad que otros y parece que son más fáciles de correlacionar entre diferentes registros (Fig. 2). Por ejemplo, existen tres eventos Holocenos que destacan en el registro del Mar de Alborán por su intenso enfriamiento relativo (8.2 Ka, 5.5 Ka y 1.3 Ka BP) y que parece ocurrieron durante fases relativamente áridas (Fig. 2). Sin embargo, estos tres eventos fríos no destacan por su intensidad dentro de los registros sensibles a la aridez, que muestran otros eventos Holocenos con una aridez comparable o incluso mayor. Ello es indicador de que la intensificación del enfriamiento y de la aridez no han sido proporcionales, y que algunas fases de aridificación ocurrieron en periodos con temperaturas relativamente altas (Fig. 2). De todas maneras, serían necesarias más secuencias de alta resolución y bien datadas de cara a establecer con precisión los patrones regionales de cambio climático.

3.4.- Los últimos 3000 años

Los últimos 3000 años⁶ son particularmente relevantes puesto que los registros paleoclimáticos pueden ya contrastarse con registros históricos o incluso instrumentales para los tiempos más recientes. Durante los últimos tres milenios se han descrito una serie de oscilaciones climáticas a escala de siglos y décadas de alcance prácticamente global [*Verschuren et al.*, 2000; *Mann y Jones*, 2003; *Osborn*, 2006; *Valero-Garcés et al.*, 2006]. Entre estas oscilaciones, el periodo Húmedo Ibero – Romano⁷, la Anomalía Climática Medieval⁸ y la Pequeña Edad del Hielo⁹, manifestaron un fuerte impacto en el ciclo hidrológico, aunque su influencia a escala regional apenas comienza a caracterizarse [*Cheddadi et al.*, 1997; *González-Sampériz et al.*, 2008]. Este tipo de variabilidad climática se ha asociado a cambios en la actividad solar y en relación también con cambios en los patrones de variabilidad climática interanual como la NAO (North Atlantic Oscillation) pero esta posible relación es actualmente un tema de debate [*Shindell et al.*, 2001; *Kirov y Georgieva*, 2002; *Bard y Frank*, 2006].

En el contexto de la PI los registros de los dos últimos milenios se han podido obtener en turberas [*Martínez-Cortizas et al.*, 1999], en la actividad fluvial [*Benito et al.*, 2003], en las Rías y plataforma marina gallega [*Desprat et al.*, 2003; *Álvarez et al.*, 2005; *Abrantes et al.*, 2005; *Lebreiro et al.*, 2006; *Bérnardez et al.*, 2008 a y b], en la evolución costera [*Bao et al.*, 2007], en el Mediterráneo [*Frigola et al.*, 2007], estudios geomorfológicos en la Cuenca del Ebro [*Gutiérrez-Elorza y Peña-Monné*, 1998], y numerosos estudios en lagos: Estanya [*Morellón et al.*, 2008; *Riera et al.*, 2004], Redó [*Pla y Catalán*, 2005] Las Tablas de Daimiel [*Gil- García et al.*, 2007], Sanabria [*Luque y Julià*, 2002], Parque Nacional de Doñana [*Sousa y García-Murillo*, 2003], Archidona [*Luque et al.*, 2004], Chiprana [*Valero-Garcés et al.*, 2000c], Zoñar [*Valero-Garcés et al.*, 2006; *Martín-Puertas et al.*, 2008], y Taravilla [*Moreno et al.*, 2008; *Valero-Garcés et al.*, 2008].

En general, los registros disponibles muestran una gran variabilidad a escala de siglos y décadas durante los últimos 2000 años. El Periodo húmedo Ibero-Romano, está especialmente bien caracterizado en un registro lacustre del sur (Zoñar) [*Martín-Puertas et al.*, 2009] donde se ha podido identificar su estructura en una secuencia varvada: (i) una transición con incremento progresivo de la humedad del 2600 al 2460 BP; (ii) el intervalo más húmedo del 2460-2140 BP; (iii) un intervalo árido que corresponde con la época imperial romana entre 2140-1800 BP; y (iv) un periodo húmedo final entre 1800-1600 BP. Este último fue el periodo más húmedo de los últimos 3500 años en la PI. La Anomalía Climática Medieval ocurrida más tarde se ha detectado en varios registros como un periodo relativamente árido (p.ej., Estanya, [*Morellón et al.*, 2009]) y Zoñar [*Martín-Puertas et al.*, 2009] y registros de turberas del Noroeste de la península indican temperaturas relativamente cálidas [*Martínez-Cortizas et al.*, 1999] que en el Pirineo podrían haber llegado a dar los inviernos más cálidos del Holoceno [*Pla y Catalán*, 2005].

La transición entre la Anomalía Climática Medieval y la Pequeña Edad del Hielo (1400-1600 años BP) está bien marcada en los registros marinos atlánticos (Ría de Vigo, Lisboa), pero parecen existir

⁶ Los últimos 3000 años hacen referencia a años BP y corresponde al tiempo desde el año 1050 AC a la actualidad.

⁷ Periodo Húmedo Ibero Romano

⁸ Anomalía climática Medieval (Medieval Warm Period) años 550-1300 de nuestra era o años AD.

⁹ Pequeña Edad del Hielo (Little Ice Age) años 1300-1850 de nuestra era o años AD.

significativas diferencias latitudinales en la península, o interferencia entre factores marinos (afloramiento de aguas profundas y productividad) y terrestres (cambios en el aporte de los ríos) [p. ej., *Abrantes et al.*, 2005; *Diz et al.*, 2002]. El comienzo de la Pequeña Edad del Hielo, está caracterizado en los registros continentales por un aumento generalizado de la disponibilidad hídrica [*Moreno et al.*, 2008; *Benito et al.*, 2003]. Aunque el descenso de temperaturas que se produjo durante la Pequeña Edad del Hielo pudo haber provocado un descenso en las tasas de evaporación en zonas Mediterráneas durante época estival, el aumento significativo en la recarga de acuíferos indicado por estos registros de lagos kársticos peninsulares (Lago La Cruz [*Julià et al.*, 1998]; Taravilla [*Moreno et al.*, 2008]; Zoñar [*Martín-Puertas et al.*, 2008]; Estanya [*Morellón et al.*, en prensa]), sólo pudo producirse por un aumento en las precipitaciones durante el invierno, es decir, por un aumento de los vientos del oeste y un predominio de las condiciones de NAO negativa. Estos registros son coherentes con los obtenidos cuenca alta del Tajo (Laguna de Taravilla) y en su desembocadura, y que revelan un aumento en la frecuencia de las avenidas durante la Pequeña Edad del Hielo, consistente con el predominio de valores negativos del índice NAO [*Moreno et al.*, 2008; *Lebreiro et al.*, 2006]. El registro del Lago Redó (Pirineos) [*Pla y Catalán*, 2005] también muestra amplias oscilaciones climáticas dentro de la Pequeña Edad de Hielo pero siempre relativamente frías, condiciones que debieron propiciar un avance de los glaciares en el Pirineo [*Chueca Cía et al.*, 2005] y también en Sierra Nevada [*Gómez Ortiz et al.*, 1996].

La variabilidad climática de los últimos milenios se ha podido también correlacionar con cambios en la actividad solar, observándose que condiciones de máxima aridez coinciden con etapas de máxima actividad solar como es el caso de la Anomalía Climática Medieval entre otros y, en cambio, condiciones de mayor humedad se corresponden con periodos de menor actividad como ocurre durante la Pequeña Edad del Hielo¹⁰ [*Magny et al.*, 2008; *Martín-Puertas et al.*, 2008; *Morellón et al.*, en prensa].

Registros instrumentales permiten reconstruir la temperatura durante los últimos 150 años [*Brunet et al.*, 2006] y los documentos históricos y dendrocronológicos muestran los cambios en la frecuencia de eventos extremos [*Barriendos y Martín-Vide*, 1998] y la influencia de la NAO en las sequías del NE peninsular desde 1600 [*Vicente-Serrano y Cuadrat*, 2007]. Estos registros muestran incrementos en la temperatura y la precipitación durante el siglo XIV¹¹ [*Saz*, 2003]) y un aumento de la precipitación en la costa Mediterránea hacia el final de los siglos XVI, XVIII¹² y durante la segunda mitad del siglo XIX¹³.

4.- Conclusiones

La última glaciación y deglaciación tuvieron un gran impacto en el clima de la península y mares adyacentes. Las temperaturas superficiales marinas durante el último máximo glacial eran del orden de 6°C más frías que en la actualidad, y el clima dominante era mucho más árido. Sin embargo, éste no fue el periodo de máximo desarrollo de los glaciares de montaña de la PI, ni de condiciones climáticas más extremas sino que las temperaturas más bajas y las mayores condiciones de aridez se alcanzaron durante los HEs, particularmente durante el HE1 y el llamado “Mystery Interval”. La deglaciación produjo un calentamiento e incremento de la humedad generalizado, aunque con intensidades y ritmos diferentes a lo largo de la península. Los estudios indican que fue el sur de Iberia donde el calentamiento se produjo con mayor intensidad y rapidez.

Las máximas temperaturas durante el Holoceno se alcanzaron en su fase inicial aunque se ha determinado que la variabilidad térmica ha sido relativamente pequeña, al menos en el contexto marino (del orden de 1 - 1.5°C). Los mayores cambios Holocenos de la península han sido en su balance hídrico. El óptimo Holoceno en Iberia puede caracterizarse como un periodo relativamente húmedo, en contraste con el Holoceno reciente, en el que el clima aumentó su aridez. A pesar de que este patrón es muy consistente a lo largo de toda la península, la transición húmedo-árido del Holoceno medio tuvo matices muy diferenciados. En el norte, la humedad comenzó a remitir a partir de 8.6 Ka BP, mientras que al sur de la península se sitúa más tarde, entre 7 - 5 Ka BP. En lo que sí coinciden la mayoría de reconstrucciones paleoclimáticas ibéricas es

¹⁰ Mínimos de Wolf (1282-1342 AD), (comienzo de la Pequeña Edad del Hielo), Sporer (1460-1550 AD), Maunder (1645 - 1715 AD), y Dalton (1790-1830 AD).

¹¹ Siglo XIV: 650-550 años BP; 1300-1400 años AD.

¹² Siglo XVI: 450-350 años BP; 1500-1600 años AD. Siglo XVIII: 250-150 años BP; 1700-1800 años AD.

¹³ Segunda mitad del siglo XIX: 100-50 años BP; 1850-1900 años AD.

en resaltar que, hacia el 4 Ka BP ya se habían instalado unas condiciones generalizadas de relativa aridez. En algunas zonas de la península, particularmente en el sur, se llega a hablar de una importante crisis medioambiental por el incremento de la aridez y la sobreexplotación de los recursos naturales en este momento, llegando a asociarse a la extinción de la cultura Argárica.

Numerosos estudios indican que, tanto la PI como el Mediterráneo Occidental, se vieron intensamente afectados por cambios climáticos pasados de carácter rápido (pocos centenares de años) siguiendo los patrones de variabilidad típicos del Atlántico Norte, que fueron particularmente intensos durante el último periodo glacial. Ello pone de manifiesto la fuerte conexión climática de estas dos regiones, conexión que se produjo tanto por vía oceánica, a través del desplazamiento de frentes oceánicos en el Atlántico y el intercambio de aguas por el estrecho de Gibraltar, como por vía atmosférica, particularmente a través de vientos. Muchos trabajos, tanto en registros marinos como continentales, subrayan que los HEs fueron los periodos climáticos más extremos en términos de frío y aridez, más incluso que el último máximo glacial.

La variabilidad climática rápida también ha estado presente durante todo el Holoceno, aunque con menor intensidad y por tanto, con una señal a veces más difícil de identificar. El evento Holoceno de 8.2 Ka BP se ha identificado en pocos registros continentales con un aumento de aridez y ligero enfriamiento, mientras que en registros marinos parece que se identifica con mayor intensidad, presentando cambios significativos en los patrones de circulación y productividad marina. A pesar de la relativamente modesta señal de este evento en el clima continental, los restos arqueológicos indican que pudo tener un gran impacto en la distribución de los asentamientos humanos en algunas regiones de la península como el Valle del Ebro. Existieron más eventos Holocenos de variabilidad climática rápida, entre los que habría que resaltar los ocurridos durante los últimos 2000 años, periodo en el que se ha comprobado un impacto muy significativo de cambios de baja a alta frecuencia (siglos a décadas) asociados al Periodo Húmedo Ibero- Romano, al Periodo Cálido Medieval y a la Pequeña Edad del Hielo.

Las investigaciones paleoclimáticas descritas en este capítulo demuestran la variabilidad del clima de la PI dentro de un amplio abanico de situaciones climáticas pasadas. Los resultados remarcan la alta sensibilidad del clima regional y los ecosistemas terrestres y marinos que responden directamente y casi sincrónicamente a cambios en la región nord Atlántica, particularmente a cambios en la circulación oceánica del Atlántico Norte y cambios consiguientes en los balances de calor marino y circulación atmosférica. El principal potencial de la investigación paleoclimática recae, por tanto, en el descubrimiento e identificación de los procesos primarios y mecanismos de retroalimentación asociados que controlaron el clima de la PI en el pasado. Para explotar este potencial en plenitud se necesita de la integración de paleo-datos en modelos numéricos y de una síntesis con el conocimiento moderno de la dinámica climática en la PI. Ello permitirá finalmente poner a prueba las proyecciones climáticas que se simulan con modelos numéricos y entender mejor los posibles climas futuros de la PI.

5.- Referencias:

- Abrantes, F., S. Lebreiro, T. Rodrigues, I. Gil, H. Bartels-Jónsdóttir, P. Oliveira, C. Kissel, and J. O. Grimalt (2005), Shallow-marine sediment cores record climate variability and earthquake activity off Lisbon (Portugal) for the last 2000 years, *Quaternary Science Reviews*, 24, 2477.
- Álvarez, M. C., J. A. Flores, F. J. Sierro, P. Diz, G. Francés, C. Pelejero, y J. Grimalt (2005), Millennial surface water dynamics in the Ría de Vigo during the last 3000 years as revealed by coccoliths and molecular biomarkers, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 218, 1.
- Allen, J. R. M., B. Huntley, y W. A. Watts (1996), The vegetation and climate of northwest Iberia over the last 14,000 years, *Journal of Quaternary Science*, 11, 125-147.
- Bao, R., A. Alonso, C. Delgado, y J. L. Pages (2007), Identification of the main driving mechanisms in the evolution of a small coastal wetland (Traba, Galicia, NW Spain) since its origin 5700 cal yr BP, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 247, 296-312.
- Bárcena, M. A., I. Cacho, F. Abrantes, F. J. Sierro, J. O. Grimalt, y J. A. Flores (2001), Paleoproductivity variations related to climatic conditions in the Alboran Sea (Western Mediterranean) during the last Glacial-Interglacial transition. Diatom record, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 167, 337-357.
- Bard, E., y M. Frank (2006), Climate change and solar variability: What's new under the sun? *Earth and Planetary Science Letters*, 248, 1.
- Barriendos, M., y J. Martín-Vide (1998), Secular Climatic Oscillations as Indicated by Catastrophic Floods in the Spanish Mediterranean Coastal Area (14th–19th Centuries), *Climatic Change*, 38, 473–491.
- Benito, G., A. Díez-Herrero, y M. Fernández de Villalta (2003), Magnitude and Frequency of Flooding in the Tagus Basin (Central Spain) over the Last Millennium, *Climatic Change*, 58, 171.

- Bernárdez, P., R. González-Alvarez, G. Francés, R. Prego, M. A. Bárcena, and O. E. Romero (2008a), Palaeoproductivity changes and upwelling variability in the Galicia Mud Patch during the last 5000 years: geochemical and microfloral evidence, *The Holocene*, 18, 1207-1218.
- Bernárdez, P., R. González-Álvarez, G. Francés, R. Prego, M. A. Bárcena, and O. E. Romero (2008b), Late Holocene history of the rainfall in the NW Iberian peninsula—Evidence from a marine record, *Journal of Marine Systems*, 72, 366.
- Brunet, M., O. Saladié, P. Jones, J. Sigró, E. Aguilar, A. Moberg, D. Lister, A. M. Walthier, D. Lopez, y C. Almarza (2006), The development of a new dataset of Spanish daily adjusted temperature series (SDATS) (1850-2003), *International Journal of Climatology*, 26, 1777-1802.
- Cacho, I., J. O. Grimalt, y M. Canals (2002), Response of the western Mediterranean Sea to the rapid climatic variability that occurred during the last 50,000 years. A molecular biomarker approach, *Journal of Marine Systems*, 33-34, 253-272.
- Cacho, I., J. O. Grimalt, M. Canals, L. Sbaiffi, N. J. Shackleton, J. Schönfeld, y R. Zahn (2001), Variability of the western Mediterranean Sea surface temperatures during the last 25,000 years and its connection with the northern hemisphere climatic changes, *Paleoceanography*, 16, 40-52.
- Cacho, I., J. O. Grimalt, C. Pelejero, M. Canals, F. J. Sierro, J. A. Flores, y N. J. Shackleton (1999), Dansgaard-Oeschger and Heinrich event imprints in the Alboran Sea paleotemperatures, *Paleoceanography*, 14, 698-705.
- Cacho, I., J. O. Grimalt, F. J. Sierro, N. J. Shackleton, y M. Canals (2000), Evidence of enhanced Mediterranean thermohaline circulation during rapid climatic coolings, *Earth and Planetary Science Letters*, 183, 417-429.
- Cacho, I., N. Shackleton, H. Elderfield, F. J. Sierro, y J. O. Grimalt (2006), Glacial rapid variability in deep-water temperature and [$\delta^{18}O$] from the Western Mediterranean Sea, *Quaternary Science Reviews*, 25, 3294-3311.
- Carrion, J., M. Munuera, y C. Navarro (1998), The palaeoenvironment of Carihuela Cave (Granada, Spain): a reconstruction on the basis of palynological investigations of cave sediments, *Review of Palaeobotany and Palynology*, 99, 317.
- Carrión, J. S. (2002), Patterns and processes of Late Quaternary environmental change in a montane region of southwestern Europe, *Quaternary Science Reviews*, 21, 2047-2066.
- Carrión, J. S., C. Finlayson, S. Fernández, G. Finlayson, E. Allué, J. A. López-Sáez, P. López-García, G. Gil-Romera, G. Bailey, y P. González-Sampériz (2008), A coastal reservoir of biodiversity for Upper Pleistocene human populations: palaeoecological investigations in Gorham's Cave (Gibraltar) in the context of the Iberian Peninsula, *Quaternary Science Reviews*, 27, 2118.
- Carrión, J. S., N. Fuentes, P. Gonzalez-Sampériz, L. Sánchez Quirante, J. C. Finlayson, S. Fernández, y A. Andrade (2007), Holocene environmental change in a montane region of southern Europe with a long history of human settlement, *Quaternary Science Reviews*, 26, 1455.
- Carrión, J. S., y B. Van Geel (1999), Fine-resolution Upper Weichselian and Holocene palynological record from Navarrés (Valencia, Spain) and a discussion about factors of Mediterranean forest succession, *Review of Palaeobotany and Palynology*, 106, 209.
- Colmenero-Hidalgo, E., J.-A. Flores, F. J. Sierro, M. Á. Bárcena, L. Löwemark, J. Schönfeld, y J. O. Grimalt (2004), Ocean surface water response to short-term climate changes revealed by coccolithophores from the Gulf of Cadiz (NE Atlantic) and Alboran Sea (W Mediterranean), *Paleoceanography*, 19, 317-336.
- Combourieu-Nebout, N., J. Turon, R. Zahn, L. Capotondi, L. Londeix, y K. Pahnke (2002), Enhanced aridity and atmospheric high-pressure stability over the western Mediterranean during the North Atlantic cold events of the past 50 k.y., *Geology*, 30, 863-866.
- Cheddadi, R., G. Yu, J. Guiot, S. P. Harrison, y I. C. Prentice (1997), The climate of Europe 6000 years ago, *Climate Dynamics*, 13, 1-9.
- Chueca Cía, J., A. Julián Andrés, M. A. Saz Sánchez, J. Creus Novauc, y J. I. López-Moreno (2005), Responses to climatic changes since the Little Ice Age on Maladeta Glacier (Central Pyrenees), *Geomorphology*, 68, 167-182.
- Davis, B. A. S., S. Brewer, A. C. Stevenson, y J. Guiot (2003), The temperature of Europe during the Holocene reconstructed from pollen data, *Quaternary Science Reviews*, 22, 1701.
- deMenocal, P., J. Ortiz, T. P. Guilderson, J. Adkins, M. Sarnthein, L. Baker, y M. Yarusinsky (2000), Abrupt onset and termination of the African Humid Period: rapid climate responses to gradual insolation forcing, *Quaternary Science Reviews*, 19, 347-361.
- Denton, G., W. S. Broecker, y R. Alley (2006), The mystery interval 17.5 to 14.5 kyrs ago, *PAGES News*, 14, 14-16.
- Desprat, S., M. F. Sánchez Goñi, y M.-F. Loutre (2003), Revealing climatic variability of the last three millennia in northwestern Iberia using pollen influx data, *Earth and Planetary Science Letters*, 213, 63.
- Diz, P., G. Francés, C. Pelejero, J. O. Grimalt, y F. Vilas (2002), The last 3000 years in the Ria de Vigo (NW Iberian Margin): climatic and hydrographic signals, *The Holocene*, 12, 459-468.
- Eynaud, F., L. c. de Abreu, A. Voelker, J. Schönfeld, E. Salgueiro, J.-L. Turon, A. I. Penaud, S. Toucanne, F. Naughton, M. F. Sánchez Goñi, B. Malaizé, y I. Cacho (2009), Position of the Polar Front along the western Iberian margin during key cold episodes of the last 45 ka, *Geochim. Geophys. Geosyst.*, 10, Q07U05, doi:10.1029/2009GC002398.
- Fernández, S., N. Fuentes, J. S. Carrión, P. González-Sampériz, E. Montoya, G. Gil, G. Vega-Toscano, y J. A. Riquelme (2007), The Holocene and Upper Pleistocene pollen sequence of Carihuela Cave, southern Spain, *Geobios*, 40, 75.
- Fletcher, W. J., y M. F. Sánchez Goñi (2008), Orbital- and sub-orbital-scale climate impacts on vegetation of the western Mediterranean basin over the last 48,000 yr, *Quaternary Research*, 70, 451.
- Frigola, J., A. Moreno, I. Cacho, M. Canals, F. J. Sierro, J. A. Flores, y J. O. Grimalt (2008), Evidence of abrupt changes in Western Mediterranean Deep Water circulation during the last 50 kyr: A high-resolution marine record from the Balearic Sea, *Quaternary International*, 181, 88-104.
- Frigola, J., A. Moreno, I. Cacho, M. Canals, F. J. Sierro, J. A. Flores, J. O. Grimalt, D. A. Hodell, y J. H. Curtis (2007), Holocene climate variability in the Western Mediterranean Sea from a deep-water sediment record, *Paleoceanography*, 22, doi:10.1029/2006PA001307.
- García-Ruiz, J. M., A. Moreno, P. González-Sampériz, B. Valero-Garcés, y C. Martí-Bono (en prensa), La cronología del último ciclo glaciar en las montañas del sur de Europa. Una revisión., *Cuaternario y Geomorfología*.
- García-Ruiz, J. M., B. L. Valero-Garcés, C. Martí-Bono, y P. González-Sampériz (2003), Asynchronicity of maximum glacier advances in the central Spanish Pyrenees, *Journal of Quaternary Science*, 18, 61-72.

- Gil-García, M.J., Dorado, M., Valdeolillos, A., Ruiz-Zapata, M.B., 2002. Late-glacial and Holocene palaeoclimatic record from Sierra de Cebollera (northern Iberian Range, Spain). *Quaternary International* 93/94, 13-18.
- Gil-García, M., M. Ruiz Zapata, J. Santisteban, R. Mediavilla, E. López-Pamo, y C. Dabrio (2007), Late holocene environments in Las Tablas de Daimiel (south central Iberian peninsula, Spain), *Vegetation History and Archaeobotany*, 16, 241-250.
- Gómez Ortiz, A., L. Schulte, y F. Salvador Franch (1996), Contribución al conocimiento de la deglaciación reciente y morfología asociada del Corral del Veleta (Sierra Nevada), *Cadernos Laboratorio Xeológico de Laxe*, 21, 543-558.
- González-Sampérez, P., Valero-Garcés, B.L., Carrión, J.S., Peña-Monné, J.L., García-Ruiz, J.M., Martí-Bono, C., (2005). Glacial and Lateglacial vegetation in northeastern Spain: New data and a review. *Quaternary International* 140/141, 4-20.
- González-Sampérez, P., P. Utrilla, C. Mazo, B. Valero-Garcés, M. C. Sopena, M. Morellón, M. Sebastián, A. Moreno, y M. Martínez-Bea (2009), Patterns of human occupation during the early Holocene in the Central Ebro Basin (NE Spain) in response to the 8.2 ka climatic event, *Quaternary Research*, 71, 121.
- González-Sampérez, P., B. L. Valero-Garcés, A. Moreno, G. Jalut, J. M. Garcia-Ruiz, C. Marti-Bono, A. Delgado-Huertas, A. Navas, T. Otto, y J. J. Dedoubat (2006), Climate variability in the Spanish Pyrenees during the last 30,000 yr revealed by the El Portalet sequence, *Quaternary Research*, 66, 38.
- González-Sampérez, P., B. L. Valero-Garcés, A. Moreno, M. Morellón, A. Navas, J. Machín, y A. Delgado-Huertas (2008), Vegetation changes and hydrological fluctuations in the Central Ebro Basin (NE Spain) since the Late Glacial period: Saline lake records, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 259, 157.
- Grootes, P. M., M. Stuiver, J. W. C. White, S. Johnsen, y J. Jouzel (1993), Comparison of oxygen isotope records from the GISP2 and GRIP Greenland ice cores, *Nature*, 366, 552-554.
- Gutiérrez-Elorza, M., y J. L. Peña-Monné (1998), Geomorphology and late Holocene climatic change in Northeastern Spain, *Geomorphology*, 23, 205-217.
- Hughen, K. A., J. Southon, S. J. Lehman, y J. T. Overpeck (2000), Synchronous radiocarbon and climate shifts during the last deglaciation, *Science*, 290, 1951-1954.
- Hughes, P. D. y J. C. Woodward (2008), Timing of glaciation in the Mediterranean mountains during the last cold stage, *Journal of Quaternary Science*, 23, 575-588.
- Jalut, G., J. J. Dedoubat, M. Fontugne, y T. Otto (2009), Holocene circum-Mediterranean vegetation changes: Climate forcing and human impact, *Quaternary International*, 200, 4.
- Jiménez-Espejo, F. J., F. Martínez-Ruiz, M. Rogerson, J. M. González-Donoso, O. E. Romero, D. Linares, T. Sakamoto, D. Gallego-Torres, J. L. Rueda Ruiz, M. Ortega-Huertas, y J. A. Pérez Claros (2008), Detrital input, productivity fluctuations, and water mass circulation in the westernmost Mediterranean Sea since the Last Glacial Maximum, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 9.
- Jiménez-Espejo, F. J., F. Martínez-Ruiz, T. Sakamoto, K. Iijima, D. Gallego-Torres, y N. Harada (2007), Paleoenvironmental changes in the western Mediterranean since the last glacial maximum: High resolution multiproxy record from the Algero-Balearic basin, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 246, 292.
- Jiménez Sánchez, M., y P. Farias Arquer (2002), New radiometric and geomorphologic evidences of a last glacial maximum older than 18 ka in SW European mountains: the example of Redes Natural Park (Cantabrian Mountains, NW Spain), *Geodinamica Acta*, 15, 93.
- Julià, R., F. Burjachs, M. J. Dasí, F. Mezquita, M. R. Miracle, J. R. Roca, G. Seret, y E. Vicente (1998), Meromixis origin and recent trophic evolution in the Spanish mountain lake La Cruz, *Aquatic Sciences - Research Across Boundaries*, 60, 279-299.
- Kirov, B., y K. Georgieva (2002), Long term variations and interrelations of ENSO, NAO and solar activity, *Physics and Chemistry of the Earth*, 27, 441-448.
- Kropelin, S., D. Verschuren, A. M. Lezine, H. Eggermont, C. Cocquyt, P. Francus, J. P. Cazes, M. Fagot, B. Rumes, J. M. Russell, F. Darius, D. J. Conley, M. Schuster, H. von Suchodoletz, y D. R. Engstrom (2008), Climate-Driven Ecosystem Succession in the Sahara: The Past 6000 Years, *Science*, 320, 765-768.
- Lebreiro, S. M., G. Francés, F. F. G. Abrantes, P. Diz, H. B. Bartels-Jonsdottir, Z. N. Stroynowski, I. M. Gil, L. D. Pena, T. Rodrigues, P. D. Jones, M. A. Nombela, I. Alejo, K. R. Briffa, I. Harris, y J. O. Grimalt (2006), Climate change and coastal hydrographic response along the Atlantic Iberian margin (Tagus Prodelta and Muros Ria) during the last two millennia, *The Holocene*, 16, 1003-1015.
- Luque, J. A., y R. Julià (2002), Lake sediment response to land-use and climate change during the last 1000 years in the oligotrophic Lake Sanabria (northwest of Iberian Peninsula), *Sedimentary Geology*, 148, 343-355.
- Luque, J. A., Julià, R., Riera, S., Marqués, M.A., López-Sáez, J.A., Mezquita, F. (2004), Respuesta sedimentológica a los cambios ambientales de épocas históricas en el sur de la Península Ibérica: La secuencia de la Laguna Grande de Archidona (Málaga), *Geotemas*, 6, 113-116.
- Llave, E., J. Schonfeld, F. J. Hernández-Molina, T. Mulder, L. Somoza, V. Diaz del Río, y I. Sánchez-Almazo (2006), High-resolution stratigraphy of the Mediterranean outflow contourite system in the Gulf of Cadiz during the late Pleistocene: The impact of Heinrich events, *Marine Geology*, 227, 241-262.
- Magny, M., E. Gauthier, B. Vanniere, y O. Peyron (2008), Palaeohydrological changes and human-impact history over the last millennium recorded at Lake Joux in the Jura Mountains, Switzerland, *The Holocene*, 18, 255-265.
- Mann, M. E., y P. D. Jones (2003), Global surface temperatures over the past two millennia, *Geophysical Research Letters*, 30, doi:10.1029/2003GL017814.
- Martín-Puertas, C., B. L. Valero-Garcés, A. Brauer, M. P. Mata, A. Delgado-Huertas, y P. Dulski (2009), The Iberian-Roman Humid Period (2600-1600 cal yr BP) in the Zoñar Lake varve record (Andalucía, southern Spain), *Quaternary Research*, 71, 108-120.
- Martín-Puertas, C., B. L. Valero-Garcés, M. Pilar Mata, P. Gonzalez-Sampérez, R. Bao, A. Moreno, y V. Stefanova (2008), Arid and humid phases in southern Spain during the last 4000 years: the Zonar Lake record, Cordoba, *The Holocene*, 18, 907-921.
- Martínez-Cortizas, A., M. Costa-Casais, y J. A. López-Sáez (2009), Environmental change in NW Iberia between 7000 and 500 cal BC, *Quaternary International*, 200, 77.
- Martínez-Cortizas, A., X. Pontevedra-Pombal, E. García-Rodeja, J. C. Nóvoa-Muñoz, y W. Shotyk (1999), Mercury in a Spanish Peat Bog: Archive of Climate Change and Atmospheric Metal Deposition, *Science*, 284, 939-942.

- Martínez-Méndez, G., E.G. Molyneux, I.R. Hall, R. Zahn (2009), Variable water column structure of the South Atlantic on glacial–interglacial time scales, *Quaternary Science Reviews*, en prensa
- Martínez-Méndez, G., R. Zahn, I. R. Hall, L. D. Pena, y I. Cacho (2008), 345,000-year-long multi-proxy records off South Africa document variable contributions of Northern versus Southern Component Water to the Deep South Atlantic, *Earth and Planetary Science Letters*, 267, 309-321.
- Martrat, B., J. Grimalt, C. López-Martínez, I. Cacho, F. J. Sierro, J. A. Flores, R. Zahn, M. Canals, J. H. Curtis, y D. A. Hodell (2004), Abrupt temperature changes in the Western Mediterranean over the last 250,000 years, *Science*, 306, 1762-1765.
- Martrat, B., J. O. Grimalt, N. J. Shackleton, L. de Abreu, M. A. Hutterli, y T. F. Stocker (2007), Four Climate Cycles of Recurring Deep and Surface Water Destabilizations on the Iberian Margin, *Science*, 317, 502-507.
- Mayewski, P. A., E. E. Rohling, J. Curt Stager, W. Karlen, K. A. Maasch, L. David Meeker, E. A. Meyerson, F. Gasse, S. van Kreveld, y K. Holmgren (2004), Holocene climate variability, *Quaternary Research*, 62, 243.
- Mix, A. C., E. Bard, y R. Schneider (2001), Environmental processes of the ice age: land, oceans, glaciers (EPILOG), *Quaternary Science Reviews*, 20, 627-657.
- Montserrat-Martí, J. (1992), *Evolución glacial y postglacial del clima y la vegetación en la vertiente sur del Pirineo: estudio palinológico.*, 147 pp., Zaragoza.
- Morellón, M., B. Valero-Garcés, A. Moreno, P. González-Sampériz, P. Mata, O. Romero, M. Maestro, y A. Navas (2008), Holocene palaeohydrology and climate variability in northeastern Spain: The sedimentary record of Lake Estanya (Pre-Pyrenean range), *Quaternary International*, 181, 15.
- Morellón, M., B. Valero-Garcés, T. Vegas, P. González-Sampériz, A. Delgado-Huertas, P. Mata, A. Moreno, M. Rico, y J. P. Corella (2009), Late glacial and Holocene palaeohydrology in the western Mediterranean region: the Lake Estanya record (NE Spain), *Quaternary Science Reviews*, 28, 2582–2599.
- Morellón, M., Valero-Garcés, B., González-Sampériz, P., Vegas-Vilarrúbia, T., Rubio, E., Rieradevall, M., Delgado-Huertas, A., Mata, P., Romero, O., Engstrom, D. R., López-Vicente, M., Navas, A. & Soto, J. (en prensa). Climate changes and human activities recorded in the sediments of Lake Estanya (NE Spain) during the Medieval Warm Period and Little Ice Age. *Journal of Paleolimnology*, doi: 10.1007/s10933-009-9346-3
- Moreno, A., I. Cacho, M. Canals, J. O. Grimalt, y A. Sánchez-Vidal (2004), Millennial-scale variability in the productivity signal from the Alboran Sea record, Western Mediterranean Sea, *Palaeoecology, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 211, 205-219.
- Moreno, A., I. Cacho, M. Canals, M. A. Prins, M. F. Sánchez Goñi, J. O. Grimalt, y G. J. Weltje (2002), Saharan dust transport and high-latitude glacial climatic variability: the Alboran Sea record, *Quaternary Research*, 58, 318-328.
- Moreno, A., H. Stoll, M. Jiménez-Sánchez, I. Cacho, B. Valero-Garcés, y L. R. Edwards (2009b), A speleothem record of glacial rapid climatic changes from Northern Iberian Peninsula, *Global and Planetary Change*.
- Moreno, A., B. L. Valero-Garcés, P. González-Sampériz, y M. Rico (2008), Flood response to rainfall variability during the last 2000 years inferred from the Taravilla Lake record (Central Iberian Range, Spain), *Journal of Paleolimnology*, DOI 10.1007/s10933-008-9209-3.
- Moreno, A., B. L. Valero-Garcés, M. Jiménez-Sánchez, M. J. Domínguez, P. Mata, A. Navas, P. González-Sampériz, H. Stoll, P. Fariás, M. Morellón, J. P. Corella, y M. Rico (2009a), The last deglaciation in the Picos de Europa National Park (Cantabrian Mountains, Northern Spain), *Journal of Quaternary Science* DOI: 10.1002/jqs.
- Moreno, A., López-Merino, L., Leira, M., Marco Barba, J., González-Sampériz, P., Valero-Garcés, B.L., López-Sáez, J.A., Santos, L., Mata, P., Ito, E., (en prensa). Revealing Holocene environmental history from the multiproxy record of a mountain lake (Lago Enol, N Iberian Peninsula). *Journal of Paleolimnology*.
- Muñoz Sobrino, C., P. Ramil-Rego, y L. Gómez-Orellana (2004), Vegetation of the Lago de Sanabria area (NW Iberia) since the end of the Pleistocene: a palaeoecological reconstruction on the basis of two new pollen sequences, *Vegetation History and Archaeobotany*, 13, 1.
- Muñoz Sobrino, C., P. Ramil-Rego, y M. A. Rodríguez Guitián (2001), Vegetation in the mountains of northwest Iberia during the last glacial-interglacial transition, *Vegetation History and Archaeobotany*, 10, 7.
- Osborn, T. J. (2006), Recent variations in the winter North Atlantic Oscillation, *Weather*, 61, 353-355.
- Pailler, D., y E. Bard (2002), High frequency palaeoceanographic changes during the past 140 000 yr recorded by the organic matter in sediments of the Iberian Margin, *Palaeoecology, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 181, 431-452.
- Pantaleón-Cano, J., E.-I. Yll, R. Pérez-Obiol, y J. M. Roure (2003), Palynological evidence for vegetational history in semi-arid areas of the western Mediterranean (Almería, Spain), *The Holocene*, 13, 109-119.
- Peñalba, C., M. Arnold, J. Guiot, J. C. Duplessy, y J.-L. Beaulieu (1997), Termination of the last glaciation in the Iberian peninsula inferred from the pollen sequence of Quintanar de la Sierra, *Quaternary Research*, 48, 205-214.
- Pérez-Folgado, M., F. J. Sierro, J. A. Flores, I. Cacho, J. O. Grimalt, R. Zahn, y N. Shackleton (2003), Western Mediterranean planktonic foraminifera events and millennial climatic variability during the last 70 kyr, *Marine Micropaleontology*, 28, 49-70.
- Pérez-Obiol, R., y R. Julia (1994), Climatic Change on the Iberian Peninsula Recorded in a 30,000-Yr Pollen Record from Lake Banyoles, *Quaternary Research*, 41, 91.
- Pla, S., y J. Catalán (2005), Chrysophyte cysts from lake sediments reveal the submillennial winter/spring climate variability in the northwestern Mediterranean region throughout the Holocene, *Climate Dynamics*, 24, 263.
- Pons, A., y M. Reille (1988), The Holocene and upper Pleistocene pollen record from Padul (Granada, Spain): a new study, *Palaeoecology, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 66, 243-263.
- Ramil-Rego, P., C. Muñoz-Sobrino, M. Rodríguez-Guitián, y L. Gómez-Orellana (1998), Differences in the vegetation of the North Iberian Peninsula during the last 16,000 years, *Plant Ecology*, 138, 41-62.
- Reed, J. M., A. C. Stevenson, y S. Juggins (2001), A multi-proxy record of Holocene climatic change in southwestern Spain: the Laguna de Medina, Cádiz, *The Holocene*, 11, 707-719.
- Riera, S., G. Wansard, y R. Julià (2004), 2000-year environmental history of a karstic lake in the Mediterranean Pre-Pyrenees: the Estanya lakes (Spain), *Catena*, 55, 293-324.

- Rodríguez-Lázaro, J., y T. M. Cronin (1999), Quaternary glacial and deglacial Ostracoda in the thermocline of the Little Bahama Bank (NW Atlantic): palaeoceanographic implications, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 152, 339.
- Rogerson, M., I. Cacho, F. Jiménez-Espejo, M. I. Reguera, F. J. Sierro, F. Martínez-Ruiz, J. Frigola, y M. Canals (2008), A dynamic explanation for the origin of the western Mediterranean organic-rich layers, *Geochemistry, Geophysics and Geosystems*, 9, Q07U01, doi:10.1029/2007GC001936.
- Rohling, E. J., A. Hayes, S. De Rijk, D. Kroon, W. J. Zachariasse, y D. Eisma (1998), Abrupt cold spells in the northwest Mediterranean, *Paleoceanography*, 13, 316-322.
- Rohling, E. J., y H. Palike (2005), Centennial-scale climate cooling with a sudden cold event around 8,200 years ago, *Nature*, 434, 975-979.
- Roucoux, K. H., L. de Abreu, N. J. Shackleton, y P. C. Tzedakis (2005), The response of NW Iberian vegetation to North Atlantic climate oscillations during the last 65 kyr, *Quaternary Science Reviews*, 24, 1637.
- Roucoux, K. H., N. J. Shackleton, L. de Abreu, J. Schönfeld, y P. C. Tzedakis (2001), Combined marine proxy and pollen analyses reveal rapid Iberian vegetation response to North Atlantic Millennial-scale climate oscillations, *Quaternary Research*, 56, 128-132.
- Sánchez Goñi, M. F., I. Cacho, J. L. Turon, J. Guiot, F. J. Sierro, J.-P. Peyrouquet, J. O. Grimalt, y N. J. Shackleton (2002), Synchronicity between marine and terrestrial responses to millennial scale climatic variability during the last glacial period in the Mediterranean region, *Climate Dynamics*, 19, 95-105.
- Sánchez Goñi, M. F., J. L. Turon, F. Eynaud, y S. Gendreau (2000), European climatic response to millennial-scale changes in the atmosphere-ocean system during the Last glacial period, *Quaternary Research*, 54, 394-403.
- Santos, L., J. R. Vidal-Romaní, y G. Jalut (2000), History of vegetation during the Holocene in the Courel and Queixa Sierras, Galicia, northwest Iberian Peninsula, *Journal of Quaternary Science*, 15, 621-632.
- Saz, M. A. (2003), *Temperaturas y precipitaciones en la mitad norte de España desde el siglo XV*, 293 pp., Consejo de Protección de la Naturaleza de Aragón, Zaragoza.
- Shackleton, N. J., M. A. Hall, y E. Vincent (2000), Phase relationship between millennial-scale events 64,000-24,000 years ago, *Paleoceanography*, 15, 565-569.
- Shindell, D. T., G. A. Schmidt, M. E. Mann, D. Rind, y A. Waple (2001), Solar Forcing of Regional Climate Change During the Maunder Minimum, *Science*, 294, 2109-2111.
- Sierro, F. J., D. A. Hodell, J. H. Curtis, J. A. Flores, I. Reguera, E. Colmenero-Hidalgo, M. Á. Bárcena, J. Grimalt, I. Cacho, J. Frigola, y M. Canals (2005), Impact of iceberg melting on Mediterranean thermohaline circulation during Heinrich events, *Paleoceanography*, 20, doi:10.1029/2004PA001051.
- Sousa, A., y P. García-Murillo (2003), Changes in the Wetlands of Andalusia (Doñana Natural Park, SW Spain) at the End of the Little Ice Age, *Climatic Change*, 58, 193-217.
- Tzedakis, P. C., K. H. Roucoux, L. de Abreu, y N. J. Shackleton (2004), The Duration of Forest Stages in Southern Europe and Interglacial Climate Variability, *Science*, 306, 2231-2235.
- Valero-Garcés, B. L., A. Delgado-Huertas, A. Navas, J. Machín, P. Gonzalez-Sampériz, y K. Kelts (2000a), Quaternary palaeohydrological evolution of a playa lake: Salada Mediana, central Ebro Basin, Spain, *Sedimentology*, 47, 1135-1156.
- Valero-Garcés, B. L., P. González-Sampériz, A. Delgado-Huertas, A. Navas, J. Machín, y K. R. Kelts (2000b), Lateglacial and late Holocene environmental and vegetational change in Salada Mediana, central Ebro Basin, Spain, *Quaternary International*, 73-74, 29-46.
- Valero-Garcés, B. L., P. González-Sampériz, A. Navas, J. Machín, P. Mata, A. Delgado-Huertas, R. Bao, Moreno, A., J. S. Carrión, A. Schwalb, y A. González-Barrios (2006), Human impact since Medieval times and recent ecological restoration in a Mediterranean lake: the laguna Zoñar (Spain), *Journal of Paleolimnology*, 35, 24-49.
- Valero-Garcés, B. L., A. Moreno, A. Navas, J. Machín, A. Delgado-Huertas, P. González-Sampériz, A. Schwalb, M. Morellón, y R. L. Edwards (2008), The Taravilla Lake and Tufa Deposits (Central Iberian Range, Spain) as paleohydrological and paleoclimatic indicators, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 259, 136-156.
- Valero-Garcés, B. L., A. Navas, J. Machín, T. Stevenson, y B. Davis (2000c), Responses of a saline lake ecosystem in a semiarid region to irrigation and climate variability, *Ambio*, 29, 344-350.
- Valero-Garcés, B. P. González-Sampériz, M. Morellón, M. Rico, UA. MorenoU, A. Navas, J. Machín, P. Mata and J.C. Rubio (2007) The Villarquemado Lacustrine Record (Iberian Range, Spain, Teruel): Climate and Tectonics for the last 100 kyr in NE Spain, *Geophysical Research Abstracts*, Vol. 9, 06679 (SRef-ID: 1607-7962/gra/EGU2007-A-06679)
- Vegas, J., A. Pérez-González, B. Ruiz Zapata, M. J. Gil-García, M. Dorado, A. Valdeolmillos, y M. J. López-García (2003), The GS-1/Younger Dryas Event in the Laguna Grande lacustrine record. Lateglacial-Holocene transition in the NW Iberian Range, Spain, in *Limnogeology in Spain: a tribute to Kerry Kelts, Biblioteca de Ciencias. C.S.I.C.*, edited by B. Valero-Garcés, pp. 284-304, Madrid.
- Verschuren, D., K. R. Laird, y B. F. Cumming (2000), Rainfall and drought in equatorial east Africa during the past 1,100 years, *Nature*, 403, 410-414.
- Vicente-Serrano, S., y J. M. Cuadrat (2007), North Atlantic Oscillation control of droughts in north-east Spain: evaluation since 1600 A.D., *Climatic Change*, 85, 357-379.
- Voelker, A. H. L., S. M. Lebreiro, J. Schönfeld, I. Cacho, H. Erlenkeuser, y F. Abrantes (2006), Mediterranean outflow strengthening during northern hemisphere coolings: A salt source for the glacial Atlantic? *Earth and Planetary Science Letters*, 245, 39-55.
- Walker, M., S. J. Johnsen, S. O. Rasmussen, T. Popp, J. P. Steffensen, P. Gibbard, W. Z. Hoek, J. Lowe, J. T. Andrews, S. Björck, L. C. Cwynar, K. Hughen, P. Kershaw, B. Kromer, T. Litt, D. Lowe, J., T. Nakagawa, R. Newnham, y J. Schwander (2009), Formal definition and dating of the GSSP (Global Stratotype Section and Point) for the base of the Holocene using the Greenland NGRIP ice core, and selected auxiliary records, *Journal of Quaternary Science*, 24, 3-17.
- Yll, E. I., J. S. Carrión, J. Pantaleón, M. Dupré, N. La Roca, J. M. Roure, y R. Pérez-Obiol (2003), Palinología del Cuaternario reciente en la Laguna de Villena (Alicante), *Anales de Biología*, 25, 65-72.
- Zazo, C., C. J. Dabrio, J. L. Goy, J. Lario, A. Cabero, P. G. Silva, T. Bardají, N. Mercier, F. Borja, y E. Roquero (2008), The coastal archives of the last 15 ka in the Atlantic-Mediterranean Spanish linkage area: Sea level and climate changes, *Quaternary International*, 181, 72.

Capítulo 2

TENDENCIAS ATMOSFÉRICAS EN LA PENÍNSULA IBÉRICA DURANTE EL PERIODO INSTRUMENTAL EN EL CONTEXTO DE LA VARIABILIDAD NATURAL

Autores: Ileana Bladé¹ y Yolanda Castro-Díez²

¹ Departament d'Astronomia i Meteorologia, Facultat de Física, Universitat de Barcelona, 08028 Barcelona

² Departamento de Física Aplicada, Facultad de Ciencias, Universidad de Granada, 18071 Granada

Contribuyentes: V. Altava-Ortiz¹, R. Ancell³, D. Argüeso², A. Barrera-Escoda¹, M. Brunet⁴, N. Calvo⁵, I. Errasti⁶, M.J. Esteban-Parra², J. Fernández⁷, D. Fortuny¹, M.D. Frías⁷, M.C. Gallego⁸, D. Gallego⁹, S.R. Gámiz-Fortis², R. García-Herrer⁵, J.A. Guijarro¹⁰, J.M. Gutiérrez¹¹, S. Herrera¹¹, C. Izaguirre¹², J.M. Hidalgo-Muñoz², J.I. López-Moreno¹³, M.L. Martín¹⁴, M.R. Pons³, D. Rasilla¹⁵, P. Ribera⁹, F.S. Rodrigo¹⁶, C. Rodríguez-Puebla¹⁷, S.M. Vicente-Serrano¹³.

² Agencia Estatal de Meteorología, AEMET CMT/CAS, Santander.

⁴ Centre on Climate Change (C3), Universidad Rovira i Virgili, Tarragona

⁵ Departamento de Física de la Tierra I, Facultad de Ciencias Físicas, Universidad Complutense de Madrid

⁶ Depto de Ingeniería Nuclear y Mecánica de Fluidos, Escuela Univ. de Ingeniería de Vitoria-Gasteiz, Universidad País Vasco

⁷ Departamento de Matemática Aplicada y Ciencias de la Computación. Universidad de Cantabria. Santander

⁸ Departamento de Física, Universidad de Extremadura, Badajoz

⁹ Facultad de Ciencias Experimentales, Universidad Pablo de Olavide, Sevilla

¹⁰ Agencia Estatal de Meteorología, Delegación Territorial en Illes Balears, Palma de Mallorca

¹¹ Instituto de Física de Cantabria, CSIC-Universidad de Cantabria, Santander

¹² Instituto de Hidráulica Ambiental, Universidad de Cantabria, Santander

¹³ Instituto Pirenaico de Ecología, CSIC, Zaragoza

¹⁴ Departamento de Matemática Aplicada, Campus de Segovia, Universidad de Valladolid

¹⁵ Departamento de Geografía, Urbanismo y OT, Universidad de Cantabria, Santander

¹⁶ Departamento de Física Aplicada, Universidad de Almería

¹⁷ Departamento de Física General y de la Atmósfera, Universidad de Salamanca

ÍNDICE

1.- Introducción

2.- Temperatura

3.- Precipitación

3.1.- Tendencias recientes de precipitación en la Península Ibérica.

3.2.- Reconciliando diferencias entre estudios publicados.

3.3.- Cambios en los extremos y características temporales de la precipitación

3.4.- Otras variables atmosféricas relacionadas con la precipitación

4.- Conclusiones

5.- Referencias

Cita: Bladé I. y Castro Díez Y., 2010. Tendencias atmosféricas en la Península Ibérica durante el periodo instrumental en el contexto de la variabilidad natural, In *Clima en España: pasado, presente y futuro* (Pérez F. Fiz and Boscolo Roberta Editores) 25-42 pp.

1.- Introducción

Uno de los objetivos centrales de este informe es proporcionar una respuesta lo más completa y general posible a la pregunta de si el clima de la PI ha variado significativamente a lo largo del siglo XX y comienzos del siglo XXI. Se pretende no solamente describir cómo y cuánto ha cambiado el clima sino también valorar hasta que punto los cambios recientes observados pueden distinguirse de las variaciones naturales acaecidas en el pasado y compararlos con las proyecciones de los modelos climáticos. El clima varía de forma natural en todas las escalas de tiempo, pudiendo exhibir desde “picos” altamente inusuales a cambios persistentes, sobre todo en escalas espaciales menores. Estas fluctuaciones se superponen a una posible tendencia de cambio climático a largo plazo de origen antropogénico. La detección de la señal antropogénica requiere pues la aplicación de métodos estadísticos que permitan distinguirla del ruido climático.

En este capítulo se describen y evalúan los cambios observados en el clima atmosférico de la PI durante el periodo instrumental y, de manera especial, en los últimos 50 años. Tal y como se usa en este capítulo, la palabra “tendencia” se refiere a un cambio lineal altamente significativo (es decir con un nivel de confianza superior al 95%) en el valor de alguna variable. Se analizan separadamente los resultados relativos a la temperatura y a la precipitación y se dedica un pequeño apartado a otras variables.

2.- Temperatura

El estudio del clima del último milenio proporciona la perspectiva necesaria en la cual ubicar los cambios recientes observados, permitiendo obtener estimaciones del rango de la variabilidad natural, detectar el efecto de las actividades humanas, verificar las simulaciones hechas con modelos climáticos así como (posiblemente) acotar la sensibilidad del sistema climático. En la PI, al igual que en el resto de Europa, el clima del último milenio se caracteriza, a grandes rasgos, por un periodo cálido que incluye la Anomalía Climática Medieval (MWP), un periodo de enfriamiento, o Pequeña Edad de Hielo (LIA), un regreso a temperaturas más cálidas (a partir de mediados del siglo XIX) y, por último, la actual fase de calentamiento [NRC, 2006]. Este aumento reciente de la temperatura, de carácter global y de origen muy probablemente antrópico, se detecta claramente desde finales de los años 70, encontrándose que, con la excepción del año 1996, los últimos 15 años (1995-2009²) han sido los más cálidos de los registros instrumentales [IPCC, 2007; Informe de Copenhagen, 2009, de ahora en adelante IC2009]. En contraposición, los cambios regionales ocurridos durante el MWP y LIA no parecen haberse producido de forma sincrónica [Jones and Mann, 2004]. La mayoría de reconstrucciones paleoclimáticas indican además que el calentamiento observado durante el MWP no fue tan acusado ni tan extenso como el que se viene observando en las últimas décadas [Crowley and Lowery, 2000; Bradley et al., 2003; Luterbacher et al., 2004; Osborn and Briffa, 2006] – si bien existen grandes incertidumbres sobre las temperaturas durante la primera mitad del milenio (ver sección 1). Así, el último informe del IPCC señala que las temperaturas medias en el hemisferio norte durante la segunda mitad del siglo XX han sido muy probablemente las más cálidas en los últimos 500 años, y probablemente también en los últimos 1.300 años [IPCC, 2007].

Algunos estudios sugieren que durante el MWP y el LIA se produjeron también cambios importantes en la circulación atmosférica y oceánica [Trouet et al., 2009; Lund et al., 2006; Keigwin y Boyle, 2000], lo cual implicaría que el sistema climático es capaz de reorganizarse de forma abrupta ante un forzamiento radiativo relativamente modesto. Ello a la vez podría indicar que ciertos aspectos de la sensibilidad climática del planeta y de las retroacciones climáticas no son bien comprendidos.

Para poder disponer de un marco de referencia en el que enmarcar los cambios térmicos detectados en la PI, cabe citar que el [IPCC, 2007] establece, entre los rasgos generales del cambio climático detectado en

² El valor de la temperatura global en superficie para el año 2009 es una estima basada en los meses de Enero a Agosto.

la superficie y en la atmósfera, los siguientes (ver Capítulo 3 dedicado a las observaciones, cuyos datos acaban de actualizarse mediante la publicación del IC2009):

- La temperatura superficial global media, en una estimación de la tendencia lineal en los últimos 100 años (1906-2005), presenta un aumento de $0.74^{\circ}\text{C} \pm 0.18^{\circ}\text{C}$. El ritmo de calentamiento en los últimos 50 años ha sido casi el doble que el de los últimos 100 años ($0.13^{\circ}\text{C} \pm 0.03^{\circ}\text{C}$ vs. $0.07^{\circ}\text{C} \pm 0.02^{\circ}\text{C}$ por década). En los últimos 25 años, esta tendencia se ha incrementado a $0.19^{\circ}\text{C} \pm 0.05^{\circ}\text{C}$ por década.
- Las temperaturas extremas muestran cambios consistentes con un calentamiento del clima. La amplitud térmica diaria (DTR) ha disminuido en $0.07^{\circ}\text{C}/\text{década}$ durante el periodo 1950-2004 [Vose et al., 2005], si bien desde el año 1979 no ha experimentado grandes cambios, como consecuencia de un ritmo de crecimiento similar en las temperaturas máximas y mínimas.
- Los efectos de la isla urbana de calor son reales pero locales y no han sesgado las tendencias a gran escala.

Este incremento en la temperatura global no está homogéneamente distribuido en la superficie, variando en magnitud entre diferentes regiones y entre diferentes localizaciones dentro de una misma región. Estas variaciones regionales se perciben también en el comportamiento de los valores extremos y en la DTR, que exhibe tendencias negativas en muchas regiones del globo, mientras que en otras los cambios son de signo opuesto o no son significativos [Heino et al., 1999; Bonsal et al., 2001].

En comparación con la relativa abundancia de trabajos que han examinado los cambios recientes en la precipitación en la PI (ver sección 3), son escasos los estudios dedicados a comprobar si el aumento inequívoco de la temperatura global se ha traducido en un calentamiento a nivel regional, y si este calentamiento ha afectado en igual medida a todos los índices térmicos y a todas las estaciones del año. La comparación entre diferentes trabajos, además, resulta complicada, ya que los periodos de estudio, las variables analizadas, las estaciones de medida seleccionadas y la escala temporal usada (diaria, mensual, estacional o anual) no coinciden en la mayoría de los casos y los resultados muestran una alta sensibilidad a todos estos factores.

[Brunet et al., 2006] han desarrollado una base de datos ajustados a escala diaria, denominada Spanish Daily Adjusted Temperature Series (SDATS), compuesta por las 22 series más largas de temperaturas medias (T_{med}), máximas (T_{max}) y mínimas (T_{min}) diarias españolas, cubriendo el periodo 1850-2005³. Los resultados obtenidos [Brunet et al., 2007] muestran que los promedios anuales de la temperatura media diaria se han incrementado significativamente en $0.13^{\circ}\text{C}/\text{década}$ en el periodo 1901-2005, aunque no de forma lineal (Fig. 1).

Al igual que sucede con la temperatura global, dentro de la tendencia general a la alza destaca un breve periodo (1950-1972) en el cual las temperaturas anuales no aumentaron o incluso disminuyeron ligeramente, aunque no de forma significativa. De las dos fases más cálidas observadas en el siglo XX (1901-1949 y 1973-2005), es en la más reciente cuando se han producido las tasas de calentamiento más elevadas ($0.22^{\circ}\text{C}/\text{década}$ y $0.48^{\circ}\text{C}/\text{década}$, respectivamente). Este ritmo de aumento ha sido del orden de un 50% mayor que el de la temperatura media sobre tierra en el hemisferio norte (IPCC, 2007; ver Tabla 3.2⁴). Estacionalmente, a lo largo del siglo XX, todas las estaciones han contribuido al incremento anual con tasas

³ De la base de datos SDATS constituida por 22 series, sólo 2 de ellas comienzan en la década 1850-60 y sólo la mitad de las series comienzan antes del 1890. Por este motivo, de los resultados obtenidos con esta base de datos, sólo se comentarán los relativos al siglo XX.

⁴ En dicha tabla figura la tendencia de la temperatura continental en el hemisferio norte para el periodo 1979-2005 y no para el periodo 1973-2005 que es el escogido por Brunet et al. (2007). Sin embargo, hemos comprobado que esta tendencia hemisférica es casi la misma para los dos periodos ($0.3^{\circ}\text{C}/\text{década}$).

de cambio similares a la de la temperatura anual. En la reciente fase de calentamiento, sin embargo, las estaciones que más han contribuido han sido la primavera y el verano mientras que en invierno el aumento de temperatura ha sido mínimo y no significativo (ver tabla de la Fig. 1).

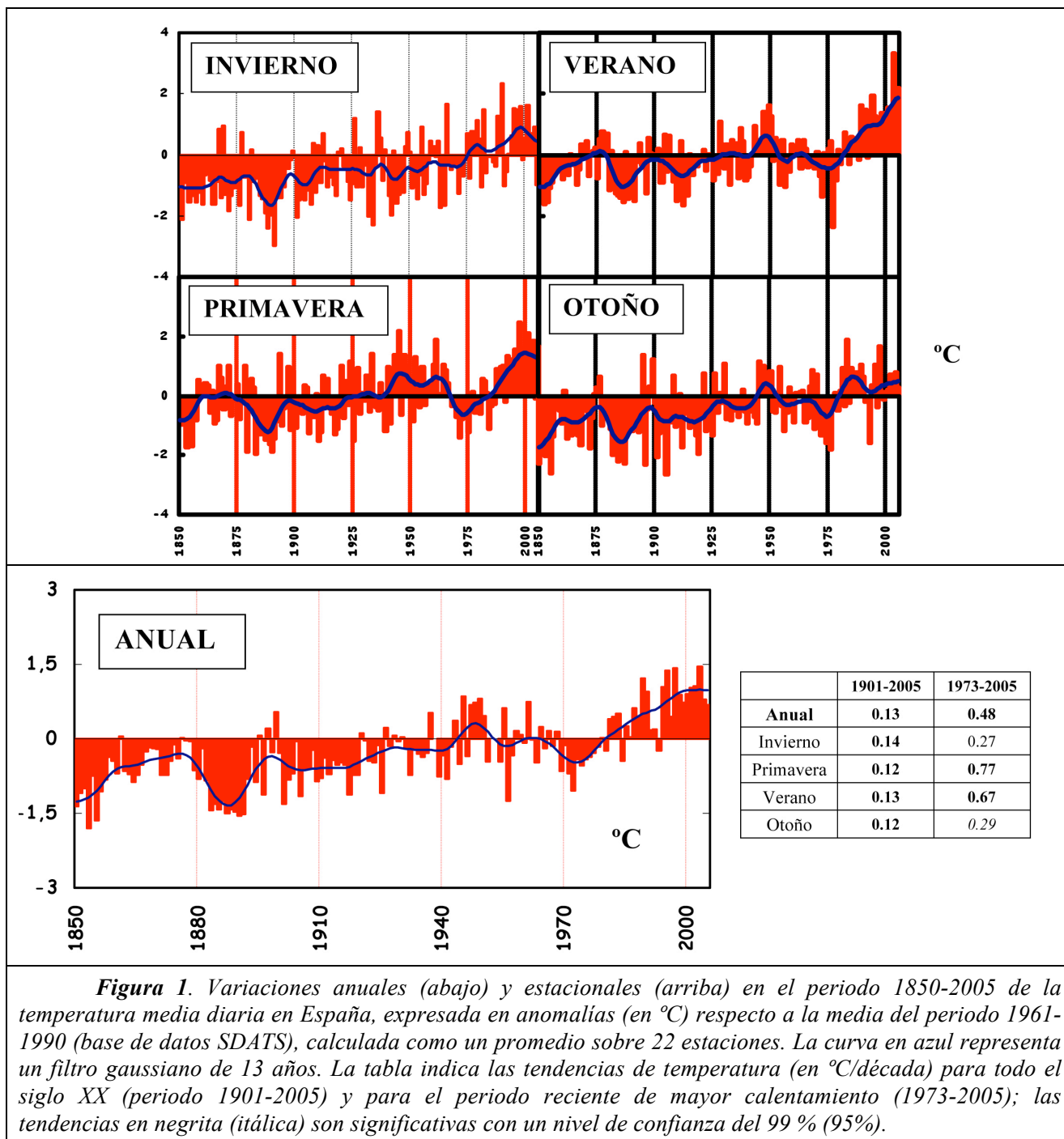


Figura 1. Variaciones anuales (abajo) y estacionales (arriba) en el periodo 1850-2005 de la temperatura media diaria en España, expresada en anomalías (en °C) respecto a la media del periodo 1961-1990 (base de datos SDATS), calculada como un promedio sobre 22 estaciones. La curva en azul representa un filtro gaussiano de 13 años. La tabla indica las tendencias de temperatura (en °C/década) para todo el siglo XX (periodo 1901-2005) y para el periodo reciente de mayor calentamiento (1973-2005); las tendencias en **negrita (itálica)** son significativas con un nivel de confianza del 99 % (95%).

El análisis del cambio en las condiciones térmicas extremas, realizado con la misma base de datos para el siglo XX, muestra que la ocurrencia de días fríos ($T_{\max} < \text{percentil } 10$) ha disminuido en 0.85 días/década y la de días cálidos ($T_{\max} > \text{percentil } 90$) ha aumentado en 0.83 días/década, mientras que las noches frías ($T_{\min} < \text{percentil } 10$) han disminuido en 0.51 días/década y las noches cálidas ($T_{\min} > \text{percentil } 90$) han aumentado en 0.59 días/década [Brunet *et al.*, 2007]. En el periodo reciente (1973-2005), el mayor calentamiento ha venido acompañado por un incremento también mayor de las noches y días cálidos (3.74 y 3.11 días/década, respectivamente), así como por una disminución más acusada de las noches y días fríos (2.70 y 2.04 días/década, respectivamente). Consistentemente con estos resultados, [Prieto *et al.*, 2004], analizando datos de 45 observatorios distribuidos en la PI para el periodo 1955-1998, encuentran una

tendencia decreciente en la frecuencia de temperaturas extremas mínimas de invierno. En Andalucía también se ha constatado un aumento de las T_{\max} y T_{\min} extremas que conduce a un aumento de los días y noches cálidas, especialmente durante el verano [Esteban-Parra *et al.*, 2009].

En el trabajo de [Prieto *et al.*, 2004] se examinó así mismo la posible influencia de la isla de calor urbana. De los observatorios considerados, 11 estaban ubicados en lugares con una población superior a los 10.000 habitantes. Sin embargo, las tendencias encontradas en estas localidades no resultaron ser significativamente diferentes de las del resto de los observatorios, por lo que cabe concluir (al igual que señala el IPCC a escala global) que las tendencias detectadas no están sesgadas por el efecto de isla urbana.

Por lo que se refiere a las tendencias de los valores extremos de las temperatura diarias (T_{\max} y T_{\min} diarias), el estudio a nivel peninsular de [Brunet *et al.*, 2007] revela que, a lo largo del siglo XX, las temperaturas máximas promediadas anualmente han aumentado más rápidamente que las mínimas (0.17 °C/década vs. 0.09 °C/década) – un resultado que se repite para todas las estaciones menos invierno. Esta diferencia entre el calentamiento diurno y nocturno implica⁵ un incremento de la amplitud térmica diaria (DTR) en la PI y contrasta, en apariencia, con la disminución de la DTR observada a escala global para el periodo 1950-2004 [IPCC, 2007]. Sin embargo, ni los periodos son los mismos ni el comportamiento de la DTR es uniforme. De hecho, la distribución espacial de los cambios en la DTR muestra una amplia variedad de respuestas regionales entre las que destaca un incremento sobre algunas partes de Europa [Folland *et al.*, 2001].

Hay que añadir además que en el periodo reciente (1973-2005), las tendencias estimadas en la DTR de la PI son marcadamente diferentes que en el periodo anterior (1901-1972). Anualmente, por ejemplo, parece que la DTR ha dejado de aumentar, ya que las T_{\max} sólo han subido ligeramente más que las T_{\min} (0.51 y 0.47 °C/década respectivamente). Este resultado, sin embargo, enmascara una disminución de la DTR en otoño (debida a un estancamiento de la T_{\max}) que no se observa en el periodo anterior y que ha cancelado el aumento de la DTR en invierno (debido a un estancamiento de la T_{\min}). En primavera y verano las T_{\max} y T_{\min} han aumentado a ritmos similares y registran las tendencias más importantes (~0.6-0.8 °C/década). El hallazgo de que la DTR en la PI no ha variado a escala anual en los últimos 30 años concuerda con la ausencia de tendencia reciente en la DTR global (periodo 1979-2005; [IPCC, 2007]). No se han propuesto explicaciones para el comportamiento diferenciado de la DTR en la PI con anterioridad a ese periodo.

Los resultados anteriores muestran el comportamiento no unificado de las T_{\max} y T_{\min} (y de la DTR) tanto a lo largo del siglo XX como a lo largo del año, poniendo de manifiesto la sensibilidad de los resultados al periodo temporal y estación del año escogidos. A pesar de ello los resultados de [Brunet *et al.*, 2007] son corroborados por los demás estudios publicados (en su mayoría limitados a la segunda mitad del siglo XX y de carácter regional). Por ejemplo, el reciente aumento de la DTR en invierno en toda la PI se constata también en [Rodrigo, 2006; *comunicación personal*]. El comportamiento estacionalmente discordante de las temperaturas extremas de otoño en los últimos 30 años ha sido especialmente acusado en Cataluña, donde las T_{\max} parecen incluso haber disminuido⁶ [Martínez *et al.*, 2009]. También en Castilla-León podría haber disminuido la DTR de otoño, si bien este resultado no es significativo [del Río *et al.*, 2007]. Esta región destaca, además, porque el incremento que han experimentado las T_{\max} y las T_{\min} medias anuales ha sido bastante menor (~0.2 y 0.1 °C/década, respectivamente) que para la PI en conjunto (0.5 °C/década). El mayor aumento de las temperaturas máximas en verano que en invierno y el estancamiento de las temperaturas mínimas de invierno también se observa en Andalucía [Esteban-Parra *et al.*, 2009]. En la zona interior de Valencia se han detectado incrementos similares para las T_{\max} y las T_{\min} de verano (~ 0.3-0.4 °C/década), si

⁵ La tendencia de DTR no se calculó directamente porque se consideró que no se podía descartar la presencia de inhomogeneidades en la serie de $T_{\max} - T_{\min}$ [Brunet, 2009, *comunicación personal*].

⁶ Véase sin embargo el comentario de Toretti *et al.* (2009) en el que cuestionan la homogeneidad temporal de las series de temperaturas analizadas.

bien el calentamiento en esta zona es algo menor que en el resto de la PI [Miró *et al.*, 2006]. Todos estos resultados concuerdan cualitativamente con los de Brunet *et al.*, [2007].

Las únicas discrepancias encontradas se dan en verano y podrían deberse a diferencias en el periodo analizado o bien a peculiaridades geográficas de una región. Concretamente, en la zona costera de Valencia las temperaturas máximas no han experimentado un ascenso significativo [Miró *et al.*, 2006] y en Andalucía tampoco han aumentado tanto como las mínimas [Esteban-Parra *et al.*, 2009]. Sin embargo, ambos resultados conciernen a la segunda mitad del siglo XX, mientras que los resultados de [Brunet *et al.*, 2007] se refieren al periodo de máximo calentamiento reciente 1973-2005.

En contraste con el estudio de [Esteban-Parra *et al.*, 2009], que indica que en Andalucía el calentamiento durante la segunda mitad del siglo XX ha sido más acusado en verano que en invierno, [Gallego *et al.*, 2007] señalan que en la ciudad de Cádiz, para la cual se dispone de un registro instrumental que abarca el periodo 1825-1852, la temperatura ha aumentado de forma estacionalmente asimétrica entre dicho periodo y el 1971-2000. Mientras que en los meses entre Septiembre y Mayo la diferencia de temperatura es considerable, con valores máximos del calentamiento del orden de 2.5°C de Diciembre a Febrero, las temperaturas de verano apenas difieren entre los dos periodos. Esta variación supondría una disminución en la amplitud del ciclo estacional en esta localidad, pero la falta de datos para el periodo intermedio impide establecer si se trata de una tendencia sostenida o de una oscilación multidecenal en la temperatura de invierno. Recientemente, sin embargo, se han encontrado evidencias de una asimetría similar en los registros a largo plazo de otras ciudades europeas [Jones *et al.*, 2003].

3.- Precipitación

El aumento global de la temperatura del planeta conllevará sin duda alteraciones permanentes del ciclo hidrológico, por lo que cabe esperar cambios en la distribución espacial de la precipitación, con aumentos en algunas áreas y disminuciones en otras. Aún cuando no cambiase la cantidad total de precipitación, la frecuencia de días lluviosos o la intensidad de la precipitación podrían experimentar fuertes variaciones en respuesta a un aumento de la concentración atmosférica de vapor de agua, lo cual complica la detección de una posible señal antropogénica. Asimismo, es importante tener en cuenta que incluso un pequeño desplazamiento en el valor medio de la precipitación puede acarrear cambios importantes en la distribución de valores extremos, por lo que es preciso examinar también posibles variaciones en la frecuencia de episodios extremos de precipitación. Otra complicación que se presenta es que, debido a la gran variabilidad espacial de la precipitación, los cambios en la precipitación local no son necesariamente representativos de cambios a mayor escala (y viceversa).

De manera general, se anticipa que la precipitación en la región Mediterránea disminuirá como consecuencia del calentamiento del planeta. Ello se debe, por un lado, a una tendencia generalizada a una reducción de la precipitación en los subtrópicos – como resultado del incremento en la divergencia de vapor de agua [Held and Soden, 2006] – y por otro a la migración hacia el norte del cinturón anticiclónico subtropical [Trenberth *et al.*, 2007]. También se ha argumentado que el calentamiento global podría conducir a un aumento de los eventos extremos de precipitación [Groisman *et al.*, 1999; Trenberth *et al.*, 2003]. En conformidad con estas predicciones teóricas, las simulaciones del siglo XXI con modelos climáticos pronostican importantes disminuciones de la precipitación en todo el Mediterráneo, y en la PI en particular, con especial incidencia en verano, donde el descenso podría alcanzar el 50% a finales del siglo XXI [Meehl *et al.*, 2007]. La concordancia entre modelos es particularmente buena para esta región, lo cual aumenta la fiabilidad de esta proyección y señala a la región Mediterránea (ya de por sí caracterizada por condiciones semi-áridas) como un área particularmente vulnerable al calentamiento global.

No obstante, a lo largo del siglo XX, no se ha detectado una disminución generalizada y significativa de las precipitaciones en la región Mediterránea o en la PI (véase Figura 3.13 en [Trenberth *et al.*, 2007] o el Panel 1 en [New *et al.*, 2001]; véase también [Giorgi, 2002; Douguédroit y Norrant, 2003; Norrant y

Douguédroit, 2003 y 2006]). Una posible explicación es que, debido a la gran variabilidad temporal natural de la precipitación⁷, la señal antropogénica esté tardando en emerger de forma evidente e inequívoca por encima del “ruido de fondo” natural de la precipitación⁸. En tal caso, aún cuando exista una tendencia real, su detección y significación pueden depender en alto grado del periodo seleccionado y de los puntos inicial y final. Por otro lado, el sistema climático posee variabilidad natural a escalas de tiempo decenal y multidecenal, que puede manifestarse como oscilaciones de baja frecuencia, anomalías persistentes o tendencias pronunciadas durante dos o tres décadas [*Giorgi*, 2002]. Por ello es imperativo evaluar críticamente la significación estadística de las tendencias obtenidas. Esto requeriría disponer de series de precipitación largas, con periodos de referencia durante los cuales el forzamiento antropogénico pueda considerarse despreciable, pero este requisito no se cumple en la mayoría de los casos.

Cuando se contrastan estudios sobre tendencias de precipitación en la PI, es frecuente encontrar discrepancias y contradicciones en los resultados, incluso cuando se trata de tendencias relativas al mismo periodo. Los desacuerdos suelen deberse a la existencia de múltiples bases de datos regionales de estaciones pluviométricas con densidad muy variable, a menudo sin publicar o bien con acceso muy restringido, existiendo poca coincidencia entre las series analizadas por distintos estudios. Otras causas pueden ser diferencias en los métodos estadísticos empleados, problemas con la calidad y homogenización de los datos y la falta de una metodología unificada para subsanar estos problemas⁹.

La ausencia de una base de datos global (PI) de precipitación de alta resolución¹⁰, actualizada y de dominio público, propicia el que la mayoría de estudios sobre tendencias de precipitación se centren en una área limitada de la PI, proporcionando mapas regionales de tendencias a menudo muy detallados [*Romero et al.*, 1998; *de Luis et al.*, 2008; *López-Moreno et al.*, 2009a], pero de utilidad reducida si lo que se pretende es entender la evolución de la precipitación a escala peninsular. En contrapartida, los estudios que han examinado los cambios de precipitación para toda la PI se han basado en un número muy reducido de estaciones (del orden de una veintena), presumiblemente representativas de la PI, ej. [*Goodess and Jones*, 2002; *Rodrigo y Trigo*, 2007]. Estos trabajos, sin embargo, tienden a arrojar resultados no uniformes y por lo tanto de difícil extrapolación a toda la península. Ninguno de estos dos tipos de estudios resulta tampoco apropiado para la validación de modelos climáticos globales y regionales. En estudios de precipitación a escala estacional, una dificultad añadida es que los cambios (naturales o antropogénicos) pueden reflejar un cambio en la distribución a lo largo del año, de tal forma que una variación en la precipitación estacional (o en un mes determinado) puede deberse simplemente a un desplazamiento en la época de lluvias y estar compensada por una variación de signo opuesto en la estación (o mes) siguiente o anterior. Por último hay

⁷ Esta variabilidad se debe principalmente a fluctuaciones internas, pero también puede responder a causas externas, tales como erupciones volcánicas o cambios en la irradiancia solar [*Allen y Ingram*, 2002; *Trenberth y Dai*, 2007].

⁸ Incluso a nivel global, la señal antropogénica en la precipitación es difícil de detectar, dado que la precipitación global no aumenta al mismo ritmo que la capacidad de la atmósfera de almacenar vapor de agua (es decir, conforme con la ecuación de Clausius-Clapeyron), ya que el aumento de la capacidad radiativa infrarroja de la atmósfera tiende a reducir la precipitación [*Allen y Ingram*, 2002].

⁹ No existe consenso sobre los beneficios obtenidos al homogeneizar las series de precipitación. [*González-Rouco et al.*, 2001] han examinado el impacto de inhomogeneidades y datos anómalos aislados (en inglés “outliers”) en series de precipitación y concluyen que los patrones espaciales de tendencias resultantes varían mucho según si se corrigen o no las series originales. En cambio, *J. A. Guijarro* (2009, comunicación personal) advierte que, si bien al aplicar procesos de homogenización a una red muy densa de estaciones suele reducirse la dispersión espacial de las tendencias obtenidas, el efecto es menor para series pluviométricas que para series termométricas, ya que la mayor variabilidad de la precipitación (y más en clima mediterráneo) complica la detección de inhomogeneidades. Este mismo investigador ha creado una rutina de software que forma parte del paquete llamado “Climatol” (versión 2.0) para la homogeneización de datos mensuales de temperatura y precipitación. El paquete es de libre distribución y se puede descargar en la página web: <http://webs.ono.com/climatol/climatol.html>. Ver también [*Guijarro*, 2004].

¹⁰ Señalamos que el Grupo de Meteorología de la Universidad de Santander acaba de crear la primera rejilla de observaciones interpoladas de precipitación y temperatura sobre España de alta resolución (0.2°, aproximadamente 20 Km.), denominada “SpainHR” (Spain High Resolution, [*Herrera et al.*, 2009, enviado]). Esta rejilla se ha obtenido siguiendo un proceso similar al aplicado para la construcción de una rejilla sobre Europa en el proyecto ENSEMBLES, trabajando con la red secundaria de estaciones de la AEMET, aplicando distintos filtros de calidad y homogeneidad a las series disponibles, y finalmente interpolando espacialmente con el método de kriging. El resultado final está basado en unas 2000 estaciones para precipitación y unas 1000 estaciones para temperatura (en comparación la rejilla de E-OBS/ENSEMBLES está basada en una treintena de estaciones sobre la P.I.).

que decir que si las tendencias de precipitación detectadas son poco robustas, los resultados pueden perder rápidamente relevancia.

3.1.- Tendencias recientes de precipitación en la Península Ibérica

Los problemas que se acaban de comentar dificultan no solamente el poder verificar resultados publicados, cotejar estudios similares y comparar las observaciones con simulaciones climáticas, sino que también complican la elaboración de una síntesis de resultados. Para poder proporcionar una visión *actualizada y de conjunto* de los cambios recientes observados en la precipitación de la PI, que permita al mismo tiempo enmarcar los resultados regionales, hemos optado por calcular tendencias para toda la PI a partir de rejillas de datos a gran escala, que son accesibles a todos los investigadores. Este procedimiento facilitará la comprobación de los resultados y su comparación con análisis posteriores, pero también presenta ciertas limitaciones. Efectivamente, estas rejillas (compiladas por centros de investigación como la “Climate Research Unit” o el “National Climatic Data Center”) están construidas a partir de una interpolación espacial de datos de estaciones pluviométricas con medias ponderadas, donde el énfasis suele estar en producir campos continuos en el espacio y en el tiempo y en obtener una estima óptima de la distribución espacial instantánea del campo de precipitación. Por esta razón las series temporales en cada punto de malla no pueden considerarse como homogéneas, ya que cada valor interpolado está basado en el número de estaciones disponible para ese instante de tiempo¹¹. Dado que los cambios temporales en cada punto de malla pueden reflejar no solamente cambios reales en el clima sino también fluctuaciones en la red de estaciones, estas bases de datos no constituyen la herramienta idónea para el cálculo de tendencias, sobre todo para la primera mitad del siglo y en regiones con escasez de datos. Además hay que considerar que los análisis con redes densas de estaciones a menudo revelan una gran variabilidad espacial en la magnitud y signo de las tendencias [López-Moreno *et al.*, 2009a], lo cual arroja dudas sobre la validez de los datos de rejilla interpolados a partir de un número muy limitado de estaciones (ver Fig. 1 en [Haylock *et al.*, 2008]).

Teniendo en cuenta las limitaciones anteriores, se emplearán los datos de rejilla en este informe con cautela y con fines ilustrativos, y solamente se calcularán tendencias relativas a la segunda mitad del siglo XX (cuando la calidad y uniformidad de las series originales es mayor y el riesgo de inhomogeneidades en las series interpoladas menor). A sabiendas de que pueden darse discrepancias entre los resultados obtenidos con diferentes bases de datos (debido a diferencias en los métodos de interpolación y en la red de estaciones empleadas), se utilizarán dos bases de datos de precipitación distintas: CRU TS3.0 [Mitchell and Jones, 2005] y E-OBS [Haylock *et al.*, 2008]. Ésta última tiene mayor resolución espacial (0.25°x0.25°) que la primera (0.5°x0.5°), incluye un mayor número de estaciones, incorpora mejores técnicas de interpolación y está actualizada hasta el año 2008. Sin embargo, E-OBS empieza en el año 1950, mientras que la base de datos CRU TS3.0 (de ahora en adelante CRU3) cubre todo el siglo XX (1900-2006). El hecho de utilizar dos rejillas que emplean distintos métodos de interpolación incrementará la fiabilidad de aquellos resultados que sean consistentes de una base de datos a la otra.

Para ilustrar algunas de las complejidades comentadas, hemos calculado la tendencia de precipitación anual en la PI para dos periodos distintos (1950-2006 y 1960-2006) con las dos bases de datos (Fig. 2). El valor de la tendencia en cada punto se ha calculado mediante una simple regresión lineal, pero la significación estadística se ha evaluado mediante un test de Mann-Kendall [Kendall, 1970], considerando las muestras como independientes (es decir, no se tiene en cuenta la correlación serial). Los datos de E-OBS arrojan tendencias negativas significativas en gran parte de la PI durante el periodo 1960-2008 (Fig. 2b), acompañadas por una disminución generalizada de la precipitación en toda la región Mediterránea (en particular el noroeste de África, Italia, la región balcánica y Turquía). Los datos de CRU3 revelan un patrón parecido pero con tendencias de menor magnitud, extensión y significación (Fig. 2d)¹².

¹¹ CRU TS 2.0 and time series analysis: advice for users. http://www.cru.uea.ac.uk/~timm/grid/CRU_TS_2_1.html

¹² Esta disminución de la precipitación anual en la PI desde el año 1960 también se detecta utilizando la base de datos Hulme [Hulme, 1998], de mucha menor resolución y terminada en el año 1998, pero también más apropiada al estudio de tendencias (ver pie de página anterior).

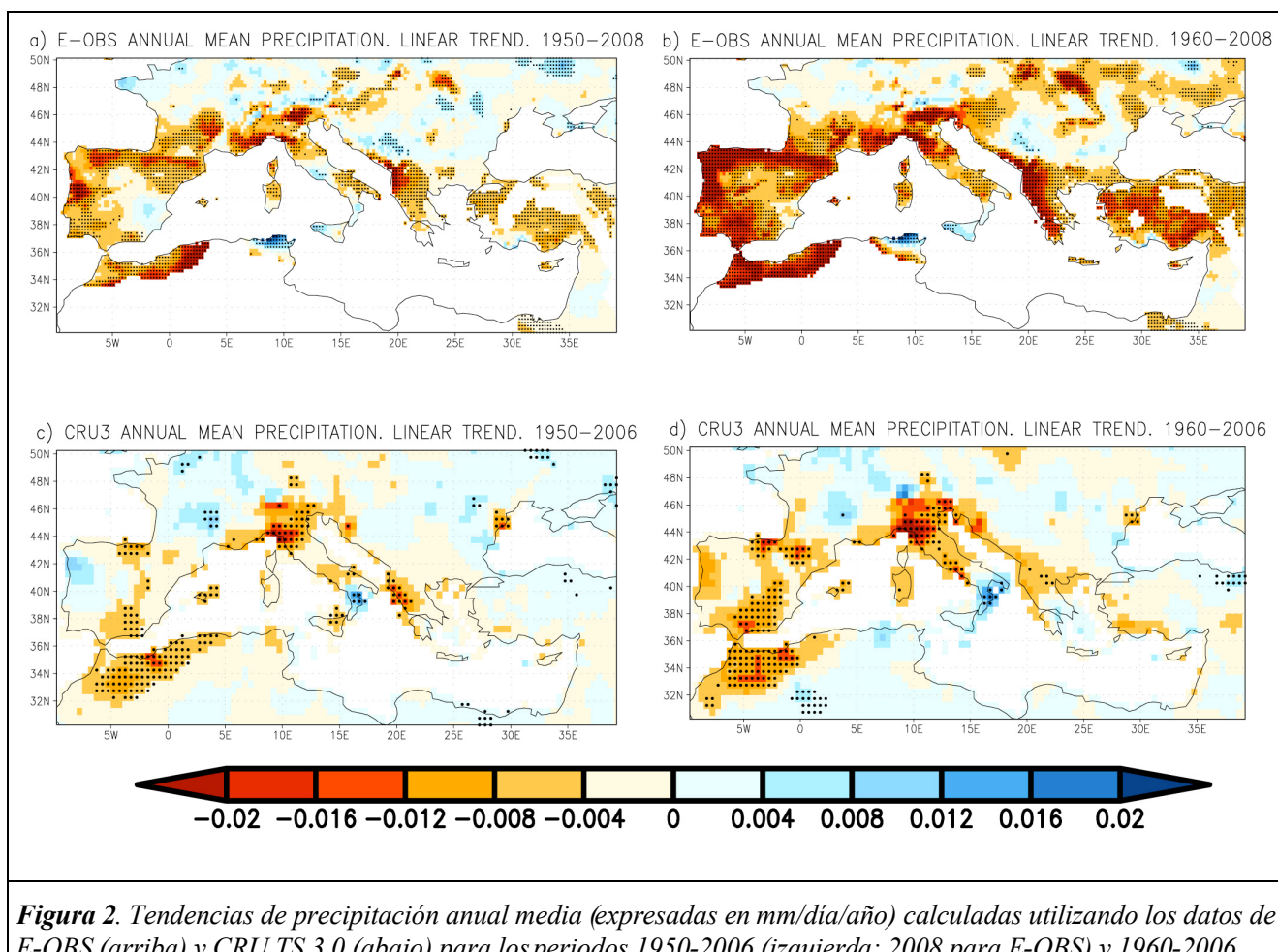


Figura 2. Tendencias de precipitación anual media (expresadas en mm/día/año) calculadas utilizando los datos de E-OBS (arriba) y CRU TS 3.0 (abajo) para los periodos 1950–2006 (izquierda; 2008 para E-OBS) y 1960–2006 (derecha; 2008 para E-OBS). Los puntos negros indican tendencias significativas con un nivel de confianza del 95% ($p < 0.05$), calculadas con un test de Mann-Kendall (sin corregir la autocorrelación de las series). Las regiones en blanco representan puntos de malla de E-OBS donde no hay suficientes datos para calcular la tendencia (para calcular una media anual se exige que estén presentes todos los datos diarios; para calcular la tendencia solamente se permite que falten 3 años no consecutivos como máximo y ninguno consecutivo). Nótese que la base de datos CRU3 está interpolada en el tiempo y por lo tanto no hay “agujeros”.

En la PI, las disminuciones más marcadas de precipitación anual se observan en toda la franja norte, en Cataluña/Aragón, en Andalucía/Extremadura y en la mitad norte de Portugal (sólo para datos E-OBS). La única región donde estos mismos datos no muestran tendencias negativas es el sudeste mediterráneo

En ambos casos, las tendencias negativas en la PI (y/o su significación estadística) disminuyen si se toma como año de partida el año 1950 (Fig. 2a-c) o el año 1970 (no se muestra) pero se mantienen para otras regiones (como el noroeste de África). Para examinar la evolución de la precipitación anual durante el pasado siglo y comparar mejor las dos bases de datos, se ha calculado la serie temporal de precipitación anual promediada sobre toda la PI (región 36°N–43.5°N, 10°W–3°E), para las dos bases de datos (Fig. 3). La validez de este promedio areal para estimar las variaciones de la precipitación en la PI puede debatirse, pero aquí se justifica por el hecho de que las tendencias de precipitación exhiben el mismo signo sobre toda la PI¹³. Estrictamente hablando, sin embargo, esta serie sólo puede considerarse representativa de la precipitación

¹³ Este promedio areal coincide con la primera componente principal de precipitación anual en la PI (VAR=64%) y explica al menos el 50% de la varianza local en los dos tercios oeste de la PI ($r > 0.7$). En el tercio este (de influencia Mediterránea), la correlación entre el promedio areal y la precipitación local disminuye a valores del orden de $r = 0.4-0.6$.

anual en los dos tercios oeste de la PI. Si bien las dos series están muy correlacionadas ($r=0.93$), discrepan en bastantes detalles, especialmente en el periodo más reciente.

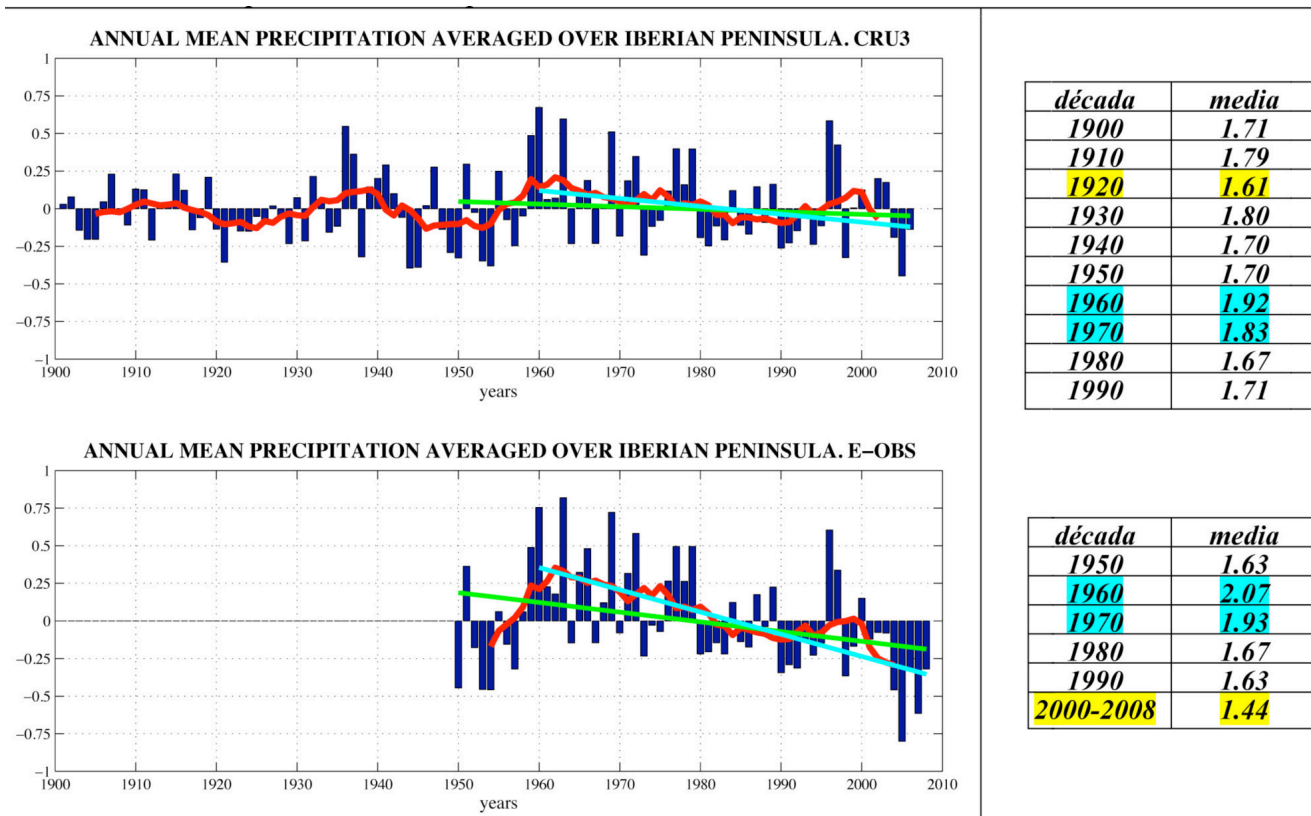
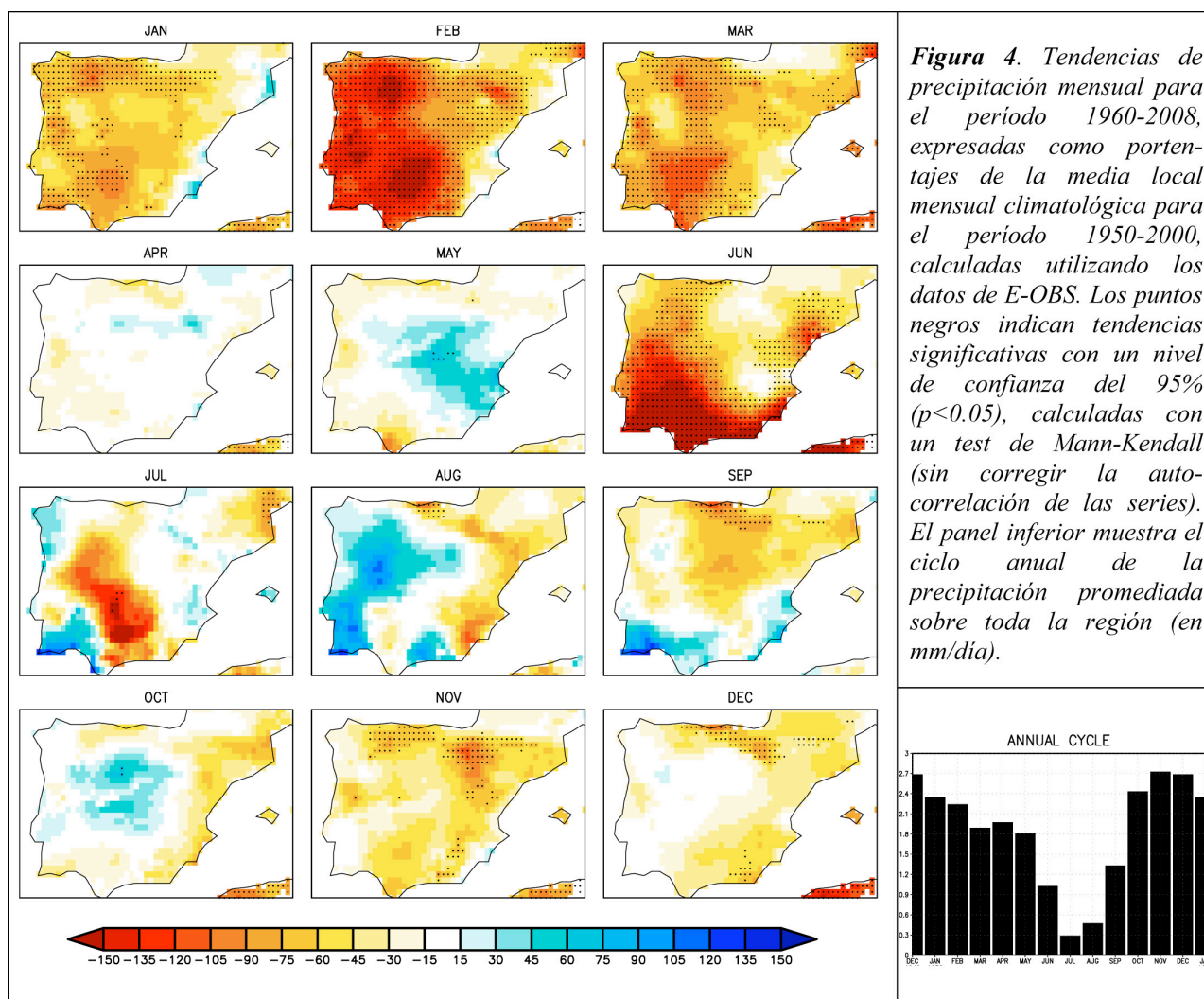


Figura3. Serie temporal de anomalías de precipitación anual media (mm/día) promediada sobre la PI (región 36°N-43.5°N, 10°W-3°E), utilizando los datos de CRU TS3 (arriba; periodo: 1900-2006) y E-OBS (abajo; periodo: 1950-2008). La curva roja representa una media con ventana móvil de 9 años. Las líneas verdes y azul representan la tendencia lineal para el periodo 1950-2006 (2008 para E-OBS) y 1960-2006 (2008 para E-OBS), respectivamente. Las tablas indican el valor medio de la precipitación absoluta en cada decenio (mm/día). Los sombreados azules (amarillos) indican los decenios más lluviosos (secos). Las tendencias de precipitación anual obtenidas con los datos CRU no son estadísticamente significativas, mientras que las obtenidas con los datos E-OBS lo son con un nivel de confianza del 95% para el periodo 1950-2008 y del 99% para el periodo 1960-2008 (el valor de esta última tendencia es de -0.15 mm/día/década).

En concreto, los últimos 16-18 años son mucho más secos en E-OBS. En ambas bases de datos, las décadas de los 60 y 70 constituyen el periodo más lluvioso del registro (particularmente la década de los 60 en E-OBS), coincidiendo con un pico en la precipitación global [Dai et al., 1997; New et al., 2001], mientras que el periodo posterior (1980-2006) aparece comparativamente como más seco. Sin embargo, el valor medio de la precipitación para las décadas de los 80 y 90 es comparable al registrado durante los años 50, en las dos bases de datos. Solamente para la década más reciente (a falta de un año) y para los datos E-OBS, puede afirmarse que la precipitación ha descendido a valores inusitadamente bajos, pero hay que tener en cuenta que el periodo de referencia es limitado (50 años).

Si se consultan los datos CRU3, en cambio – aceptando como válidas las estimaciones de precipitación para los años 1900-1950 – la conclusión sería que el periodo reciente no destaca en relación al resto del siglo, ya que las tres primeras décadas (1900-1929) fueron igual de secas (o lluviosas) que las dos décadas más recientes (1980-1999) y que, si acaso, fueron las décadas de los 60 y 70 las anómalas. Nótese, sin embargo, que la ausencia de anomalías por encima de los 0.25 mm/día antes del 1930, comparada con su relativa frecuencia a partir de entonces, podría indicar una falta de homogeneidad en esta serie¹⁰, por lo que parece imprudente extraer conclusiones basadas en esos datos.

Resumiendo, la impresión que se desprende al examinar la serie de E-OBS, de que la precipitación en la PI experimentó un descenso alrededor del año 1980, está fuertemente condicionada por la ausencia de un periodo de referencia anterior suficientemente largo con el que poder comparar¹⁴. Ciertamente es que la década en curso parece confirmar la tendencia sostenida a una disminución de la precipitación (Figura 3), pero tendrá que darse una sucesión de años relativamente secos en el futuro para poder afirmarlo con certeza. De otro modo, la disminución de la precipitación observada desde el año 1980 podría simplemente reflejar variabilidad natural a escala decenal, es decir “ruido climático”. En este sentido es importante tener en cuenta que los análisis de series de precipitación instrumentales largas [Rodrigo *et al.*, 2000; Barrera-Escoda, 2008] revelan fluctuaciones decenales a lo largo del siglo XIX y XX de magnitud comparable a la registrada en los últimos 50 años.



Para valorar si la disminución de la precipitación durante el periodo 1960-2008 se ha producido de forma uniforme durante el año o si, por el contrario, se concentra en alguna época particular del año, se han calculado las tendencias de precipitación mensual (relativas a la media climatológica mensual), utilizando la base de datos de E-OBS (Fig. 4). Los resultados sugieren que la precipitación ha disminuido de forma generalizada en la PI únicamente durante la estación de invierno (sobre todo en Febrero y, en menor medida, en Marzo) y en el mes de Junio. En Febrero, el descenso para este periodo (1960-2008) es muy pronunciado y significativo en casi cada punto de malla de la PI – exceptuando la franja mediterránea donde el descenso

¹⁴ Este comentario sería relevante incluso si se hubiera detectado objetivamente un punto de cambio alrededor del año 1980.

más acusado se ha producido en Junio. En el resto de meses no se detecta un patrón de cambio uniforme (o extendido) ni significativo¹⁵. Así y todo es evidente que la mayoría de las tendencias son negativas, con lo que casi todos los meses han contribuido a la disminución de la precipitación anual en la PI. En verano, el patrón de tendencias de precipitación varía mes a mes, menos en el cuadrante noreste y Cantabria donde se aprecian disminuciones de Julio a Septiembre, a resultas de lo cual la precipitación estacional media (Julio-Agosto-Septiembre) se ha reducido significativamente (véase Fig. Suplementaria 1)¹⁶. En general, sin embargo, no puede decirse que la precipitación de verano haya disminuido notablemente, excepto en el mes de Junio. Dado que la contribución de este mes al total anual es relativamente modesta (panel inferior de la Fig. 4), examinaremos solamente la evolución temporal de la precipitación promediada sobre la PI para los meses de Febrero y Marzo.

En ambos casos la tendencia negativa de precipitación parece estar asociada a un cambio discreto que se produjo alrededor del año 1980, después del cual los valores medios descendieron marcadamente (un 40%) y significativamente ($p < 0.001$) con respecto a los observados en las tres décadas anteriores (ver tabla, Fig. 5). El contraste entre los dos periodos y la sucesión de años secos después del 1980 es particularmente destacable para el mes de Marzo, si bien a partir del año 2000 la precipitación en este mes parece haberse recuperado ligeramente (con una cantidad récord de lluvia en el año 2001), por lo que la tendencia para el periodo 1950-2009 es comparable a la del mes de Febrero (ver tabla, Fig. 5). Si se calculan las tendencias sin tener en cuenta los últimos 10 años (como en la mayoría de estudios publicados, ya que tanto los datos actualizados CRU3 como los datos E-OBS son de muy reciente publicación), la tendencia del mes de Marzo obtenida es el doble de pronunciada que la del mes de Febrero, la cual además carece de significación (Fig. 5). Ello explica que en la literatura se haya hecho mucho mayor hincapié en el descenso de la precipitación de Marzo (ver sección 3.2). En cambio, si se omiten los diez primeros años y se considera el periodo 1960-2009, la tendencia de Febrero aparece como la más importante y la de mayor significación. En cualquier caso, estas tendencias son mucho más robustas que la encontrada para la precipitación anual y puede afirmarse por lo tanto categóricamente que la precipitación de finales de invierno (Febrero-Marzo) ha disminuido notablemente en las tres últimas décadas.

En ambos meses (pero sobre todo en Febrero) la reducción de la precipitación en la PI no es un fenómeno local sino que forma parte de un patrón a gran escala, muy parecido al de la tendencia anual (Fig. 2b), caracterizado por una disminución de la precipitación en el Mediterráneo y un aumento en la fachada atlántica de las Islas Británicas y Escandinavia (véase Fig. Suplementaria 2 y Fig. 7 en [Paredes et al., 2006])¹⁶.

3.2.- Reconciliando diferencias entre estudios publicados

Habiendo examinado las tendencias de precipitación en la PI desde una perspectiva global en el espacio y en el tiempo, con una base de datos actualizada, se dispone de un contexto adecuado para llevar a cabo una revisión de la literatura existente basada en series pluviométricas, pudiendo interpretar mejor los resultados y reconciliar las diferencias entre estudios.

En concreto, dado que las tendencias negativas anuales que hemos detectado reflejan primordialmente la sucesión de un periodo muy húmedo (años 60 y 70) y un periodo reciente muy seco (años 80 y 90 y la década en curso, Figs. 2-3), se entiende que aquellos estudios que consideraron un periodo que no incluye los últimos 15 años (cuando el cambio ha sido más acusado) y/o que contiene la década de los 50 (para la cual la precipitación es comparable a la de décadas recientes) hayan arrojado resultados no concluyentes o negativos. Por ejemplo, [Goodess y Jones, 2002] consideraron el periodo 1958-1997, hallando que solamente 6 de las 18 estaciones de la PI examinadas mostraban tendencias negativas estadísticamente significativas. Asimismo, [Rodrigo y Trigo, 2007], en un análisis de series diarias de precipitación que abarcaban el periodo 1951-2002,

¹⁵ Nótese que, en promedio, se espera encontrar un 5% de puntos con tendencias significativas a un nivel de confianza del 95% incluso en series temporales puramente aleatorias.

¹⁶ http://clivar.iim.csic.es/files/figuras_suplementarias.pdf

detectaron tendencias significativas negativas de precipitación anual en solamente 3 estaciones de las 22 consideradas¹⁷. Igualmente, y como cabría esperar viendo la Fig. 3, aquellos estudios que han investigado la evolución de la precipitación a lo largo de todo el siglo, o que se han remontado incluso al siglo XIX (como puede hacerse con algunas series pluviométricas), han concluido que la precipitación anual no ha sufrido cambios apreciables a escala secular [Lana y Burgueño, 2000; Llasat y Quintas, 2004; Saladié, 2004; Barrera-Escoda, 2008]. Solamente en alguna estación puntual la precipitación parece haber descendido a mínimos históricos. Por ejemplo, [Altava-Ortiz et al., 2009] han determinado que la precipitación anual en la ciudad de Barcelona durante la década 1995-2004 ha sido la más baja registrada desde mediados del siglo XIX. Igualmente, en Gibraltar, que posee una de las series instrumentales más largas de la PI, la precipitación anual ha descendido claramente a lo largo del siglo XX, alcanzado valores sin precedentes en las décadas de los 80 y 90 en comparación con los dos siglos anteriores [Rodrigo et al., 1999].

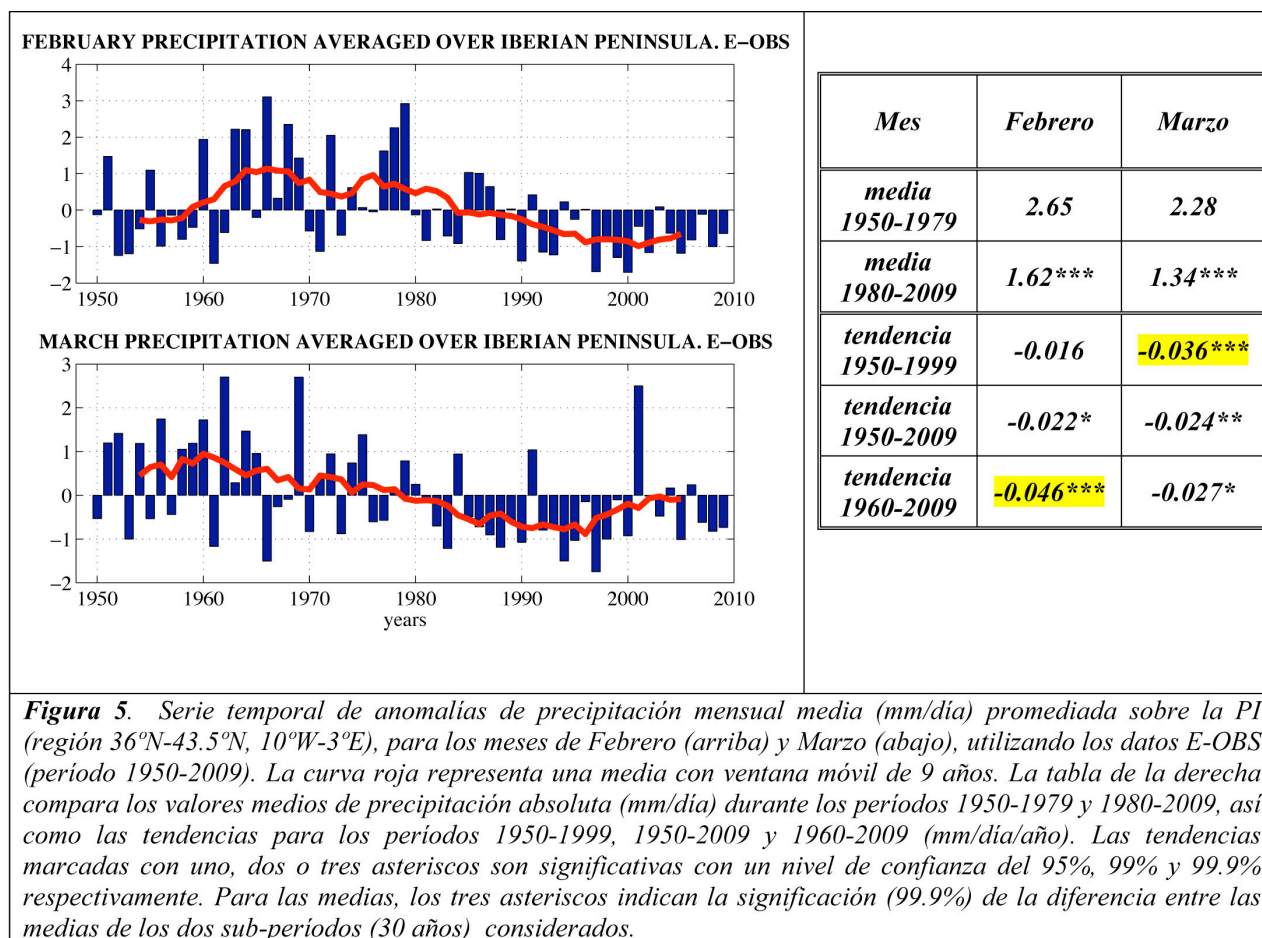


Figura 5. Serie temporal de anomalías de precipitación mensual media (mm/día) promediada sobre la PI (región 36°N-43.5°N, 10°W-3°E), para los meses de Febrero (arriba) y Marzo (abajo), utilizando los datos E-OBS (período 1950-2009). La curva roja representa una media con ventana móvil de 9 años. La tabla de la derecha compara los valores medios de precipitación absoluta (mm/día) durante los periodos 1950-1979 y 1980-2009, así como las tendencias para los periodos 1950-1999, 1950-2009 y 1960-2009 (mm/día/año). Las tendencias marcadas con uno, dos o tres asteriscos son significativas con un nivel de confianza del 95%, 99% y 99.9% respectivamente. Para las medias, los tres asteriscos indican la significación (99.9%) de la diferencia entre las medias de los dos sub-periodos (30 años) considerados.

Los demás estudios publicados sobre tendencias de precipitación han tenido un enfoque regional y se han basado en redes de estaciones pluviométricas, en algunos casos con gran densidad espacial, ej. [de Luis et al., 2008]. Los trabajos más recientes (con datos que se extienden por lo menos hasta el año 2000) confirman que la precipitación anual ha disminuido significativamente durante la segunda mitad del siglo XX en el cuadrante noreste de la PI y en la vertiente mediterránea andaluza, exceptuando el sureste peninsular (Alicante, Murcia y Almería) [de Luis et al., 2008; López-Moreno et al., 2009a]. La similitud entre los

¹⁷ La precipitación promediada sobre toda la Península, calculada a partir de la rejilla de alta resolución SpainHR⁹ para el periodo 1970-2000 (el más fiable porque en él se mantiene un bloque de estaciones comunes) no muestra tendencia alguna [Herrera et al., 2009, enviado], lo cual también es consistente con los resultados del apartado anterior.

resultados obtenidos en estos estudios, basados en series pluviométricas, y los obtenidos con los datos E-OBS (Fig. 2b) valida el análisis con estos datos interpolados de rejilla (sección 3.1).

Para la precipitación estacional o mensual, el resultado significativo más reiterado es la existencia de una fuerte tendencia decreciente en el mes de Marzo, iniciada alrededor del año 1960, [Zhang *et al.*, 1997; Serrano *et al.*, 1999; Trigo y DaCamara, 2000; Del Río *et al.*, 2005; Norrant y Douguédroit, 2006; Paredes *et al.*, 2006, López-Moreno *et al.*, 2009a]¹⁸, lo cual es también consistente con el análisis presentado en la sección anterior. Esta disminución ha afectado a la mayor parte de la PI, incluyendo la vertiente Mediterránea, con la excepción de la región murciana [González-Hidalgo *et al.*, 2008]. Al tratarse de una tendencia muy fuerte, su detección es poco sensible al periodo seleccionado, lo cual explica la concordancia entre diversos estudios. En cambio, como se ha mencionado, la tendencia negativa comparable detectada para el mes de Febrero (Figs. 4-5) sólo es significativa si se incluye el periodo más reciente 2000-2009 (o por lo menos hasta el 2006), por lo que no aparece todavía documentada en la literatura. [Paredes *et al.*, 2006] han atribuido el descenso de la precipitación durante el mes de Marzo (y el correspondiente aumento en el norte de Europa) a un cambio en la circulación a gran escala que ha provocado un desplazamiento hacia el norte de la ruta de las borrascas. No obstante, la distribución estacional de la precipitación no se ha visto mayormente afectada por la disminución observada en Febrero y Marzo [López-Moreno *et al.*, 2009b].

Por lo que se refiere al resto del año, las tendencias estacionales o mensuales significativas recientes (es decir que se extiendan a los últimos años) constatadas son generalmente negativas, ocurren mayoritariamente en invierno (DEF) y primavera (MAM) y coinciden con las reflejadas en la Fig. 4 [Xoplaki *et al.*, 2004; Gallego *et al.*, 2006; López-Bustins *et al.*, 2008; López-Moreno *et al.*, 2009a]¹⁹. Las únicas tendencias positivas significativas encontradas son muy localizadas y por ello no han podido ser detectadas en el análisis previo a escala peninsular (sección 3.1). Por ejemplo, varios estudios [de Luis *et al.*, 2008 y González-Hidalgo 2008] señalan que la precipitación de invierno ha aumentado en la fachada mediterránea, sobre todo en la región murciana en Febrero – precisamente la única región que no presenta una tendencia negativa significativa en ese mes (Fig. 4) – y en Cataluña en Enero (apenas visible en la Fig. 4). Si bien la significación de campo [Livezey y Chen, 1983] de estas tendencias positivas no se ha estimado, la no disminución de la precipitación de invierno en la región alicantina y murciana, en contraste con el resto de la PI, concuerda con los resultados de otros trabajos [Goodess y Jones, 2002; Rodrigo y Trigo, 2007 y López-Bustins *et al.*, 2008]. Este hallazgo es también consistente con el carácter diferenciado de la precipitación en la fachada mediterránea, con lluvias de origen mayoritariamente convectivo, un máximo otoñal y valores modestos en invierno (por esta razón, un posible aumento de las lluvias en invierno no representaría un cambio importante en la precipitación anual).

3.3.- Cambios en los extremos y características temporales de la precipitación

Si la mayoría de series pluviométricas disponibles resultan insuficientes para evaluar tendencias persistentes en la cantidad de precipitación, que puedan distinguirse sin ambigüedad del ruido climático a escala multidecenal, el problema se agudiza a la hora de detectar cambios en los valores extremos de la precipitación o en sus características temporales (variabilidad, intensidad, frecuencia de días lluviosos, número máximo de días secos consecutivos, etc.). Con todo, varios estudios coinciden en indicar que, en gran parte de la PI – con excepción nuevamente de la costa sureste Mediterránea (Alicante, Murcia y Almería) – la intensidad diaria de la precipitación se ha reducido en los últimos 50 años, aumentado el número de días con cantidades pequeñas de precipitación y disminuyendo el número de días con cantidades elevadas [Goodess y Jones, 2002; Rodrigo y Trigo, 2007; García *et al.*, 2007; Barrera-Escoda, 2008; Rodrigo, 2009]. La

¹⁸ Esta tendencia aparece también documentada en varias publicaciones nacionales no incluidas en el SCI.

¹⁹ Una reconstrucción reciente para Andalucía sugiere también que el valor medio (30 años) de la precipitación de invierno ha descendido desde la época pre-instrumental [Rodrigo, 2008].

significación estadística de estos resultados se ha incrementado en los análisis más recientes. Sin embargo, solamente uno de estos estudios [García *et al.*, 2007] concluye que también ha disminuido el número de días lluviosos.

Por lo que se refiere a las sequías, señalamos que se ha documentado un aumento estadísticamente significativo en la frecuencia de rachas secas en Cataluña [Serra *et al.*, 2006] y en la intensidad de las sequías en el noreste de la PI [Vicente-Serrano y Cuadrat-Prats, 2007], siendo la sequía del 2004-2008 la más severa y persistente registrada desde principios del siglo XX [Altava-Ortiz, 2009, tesis en curso].

3.4.- Otras variables atmosféricas relacionadas con la precipitación

Los cambios esperados en la ocurrencia de nieve o en el grosor de la cubierta de nieve han recibido muy poca atención, ya que solamente dos estudios han investigado estas variaciones. [López-Moreno, 2005] ha analizado registros muy cortos (1985-1999) de la cubierta primaveral de nieve (Marzo y Abril) en el Pirineo Central, detectando una disminución estadísticamente significativa, que ha atribuido a un descenso de la precipitación en los meses de Febrero y Marzo más que a un aumento de temperatura. [Pons *et al.*, 2009] examinaron los cambios en la ocurrencia de nieve en el norte de la PI durante la segunda mitad del siglo XX, concluyendo que la frecuencia anual de días de nieve se ha reducido en un 50% desde el año 1970 en todas las estaciones, en paralelo a un aumento de la temperatura.

4.- Resumen y conclusiones

En la PI la temperatura ha aumentado claramente a lo largo del siglo XX, siendo esta tendencia más acusada en el periodo más reciente, llegando a alcanzar tasas de ~ 0.5 °C/década entre 1973 y 2005 que casi triplican el ritmo de aumento de la temperatura media global²⁰. Estacionalmente, a lo largo del siglo XX, todas las estaciones han contribuido al incremento anual, con tasas de cambio similares. En la reciente fase de calentamiento, sin embargo, las estaciones que más han contribuido han sido la primavera y el verano. Las temperaturas máximas han aumentado más que las mínimas en el siglo XX, lo cual implica un incremento de la DTR; sin embargo, este comportamiento diferenciado no se observa en el periodo más reciente. Ha disminuido la ocurrencia de días y noches frías y aumentado la de días y noches cálidas. Las únicas discordancias se dan en otoño, donde las temperaturas máximas en promedio no parecen haber aumentado y en verano, en la zona costera de Valencia, donde esta temperatura tampoco ha aumentado.

En contraste, no se ha detectado una disminución generalizada de la precipitación en la PI a lo largo del siglo XX. La variabilidad interanual es grande, lo cual dificulta la identificación de posibles tendencias. La precipitación anual en décadas recientes ha descendido de forma significativa solamente en relación a las décadas de los 60 y 70, con un origen muy claro de esta señal a finales de invierno (Febrero-Marzo) y en menor medida en Junio. La década que está a punto de concluir registra los valores más bajos de precipitación anual desde el año 1950, lo cual *sugiere* un cambio en el régimen hídrico de la PI en respuesta al calentamiento antropogénico. Sin embargo, la falta de series largas que se remonten a principios de siglo (e incluyan también el periodo más reciente) impide afirmar que la precipitación haya descendido de forma generalizada a mínimos históricos. Exceptuando la costa sureste Mediterránea, la intensidad diaria de la precipitación se ha reducido en los últimos 50 años, aumentando el número de días con cantidades pequeñas de precipitación y disminuyendo el número de días con cantidades elevadas. En conjunto, la señal antropogénica en la precipitación pronosticada por los modelos climáticos no ha emergido de forma evidente e inequívoca por encima del “ruido de fondo” natural de la precipitación. En particular, la marcada disminución de la precipitación de verano proyectada por la mayoría de modelos climáticos para finales del siglo XXI no se ha manifestado todavía en las observaciones.

²⁰ La tendencia global de temperatura en superficie durante el periodo 1979-2005 es de unos 0.17°C/década. Sobre tierra, en el hemisferio norte, el valor de esta tendencia alcanza los 0.32°C/década [IPCC, 2007]. Este último es el valor utilizado en la apartado 2 para comparar con la tendencia en España.

Éste último resultado no desacredita a los modelos climáticos ya que en bastantes de ellos la respuesta de la precipitación al forzamiento antropogénico no se detecta claramente hasta bien entrado el siglo XXI²¹, pero tampoco permite afianzar nuestra confianza en las proyecciones. Recíprocamente, el hecho de que los modelos climáticos no reproduzcan (en general) el patrón de tendencias negativas de precipitación sobre la región mediterránea y la PI durante la segunda mitad del siglo XX¹⁹ imposibilita cualquier ejercicio de atribución de esta señal. Por lo que se refiere a la temperatura, la concordancia entre observaciones y modelos es mucho mejor, ya que todos los modelos reproducen cualitativamente el calentamiento observado a lo largo del siglo XX¹⁹, si bien los modelos tienden a subestimar el aumento de temperatura en las últimas décadas, por lo menos en la PI¹⁹ y en el oeste de Europa [Oldenborgh et al., 2009].

Agradecimientos:

Agradecemos al proyecto EU-FP6 ENSEMBLES (<http://www.ensembles-eu.org>) y a los proveedores de datos del proyecto ECA&D project (<http://eca.knmi.nl>) el uso de la base de datos E-OBS. También queremos agradecer a Geert Jan Van Oldenborgh el acceso a las simulaciones ESSENCE, así como el uso de su software “Climate Explorer” para los análisis preliminares y figuras suplementarias.

5.- Referencias

- Allen, M. R., and W. J. Ingram (2002), Constraints on future changes in climate and the hydrologic cycle, *Nature*, 419, 224-232.
- Altava-Ortiz, V., M. C. Llasat, E. Ferrari, A. Atencia and E. Sirangelo (2009), Monthly rainfall changes in Central and Western Mediterranean Basin, at the end of the 20th and beginning of the 21st centuries, *International Journal of Climatology*, in press..
- Altava-Ortiz, V. (2009), Caracterització i monitoratge de les sequeres a Catalunya i nord del País Valencià. Càlcul d'escenaris climàtics per al segle XXI. Tesis Doctoral. Universidad de Barcelona.
- Barrera-Escoda, A. (2008), Evolución de los extremos hídricos en Catalunya en los últimos 500 años y su modelización regional, Tesis Doctoral. Universidad de Barcelona, 319 pp.
- Bonsal, B.R., X. Zhang, L.A. Vincent, W.D. Hogg and W.D. (2001), Characteristics of daily and extreme temperatures over Canada, *Journal of Climate*, 14, 1959– 1976.
- Bradley, R.S., K.R. Briffa, J.E. Cole, M.K. Hughes and T.J. Osborn (2003), The climate of the last millennium, in *Paleoclimate, Global Change and the Future*. Alverson, K., R.S. Bradley and T.F. Pedersen (eds.). Springer Verlag, Berlin, Heidelberg, New York, pp. 105–141.
- Brunet, M., O. Saladié, P.D. Jones, P.D., J. Sigró, E. Aguilar, A. Moberg, D. Lister, A. Walther, D. López and C. Almarza (2006), The development of a new dataset of Spanish daily adjusted temperature series (SDATS) (1850-2003), *International Journal of Climatology*, 26 (13): 1777-1802, doi: 10.1002/joc.1338.
- Brunet, M., P.D. Jones, J. Sigró, O. Saladié, E. Aguilar, A. Moberg, P. Della-Marta, D. Lister, A. Walther and D. López (2007), Temporal and spatial temperature variability and change over Spain during 1850-2005, *Journal of Geophysical Research*, 112, D12117, doi:10.1029/2006JD008249.
- Copenhagen Diagnosis: Updating the world on the Latest Climate Science (2009). The University of New South Wales Climate Change Research Centre (CCRC), Sydney, Australia, 60pp.
- Crowley, T.J. and T.S. Lowery (2000), How warm was the Medieval Warm Period, *Ambio*, 29, 51–54.
- Dai, A., I.Y. Fung and A.D. Del Genio (1997), Surface observed global land precipitation variations during 1900-1988., *Journal of Climate*, 10, 2943-2962, doi: 10.1175/1520-0442(1997)010<2943:SOGLPV>2.0.CO;2.
- de Luis, M., J. C. González-Hidalgo, L. A. Longares and P. Štěpánek (2008) Seasonal precipitation trends in Mediterranean Iberian Peninsula in second half of XX century, *International Journal of Climatology*, doi: 10.1002/joc.1778.
- del Río, S., A. Penas and R. Fraile (2005), Analysis of recent climatic variations in Castile and Leon (Spain), *Atmospheric Research*, 73, 69–85
- del Río, S., R. Fraile, L. Herrero and A. Penas (2007), Analysis of recent trends in mean maximum and minimum temperatures in a region of the NW of Spain (Castilla y León), *Theoretical and Applied Climatology*, 90, 1-12, doi: 10.1007/s00704-006-0278-9.
- Douguedroit, A. and C. Norrant (2003), Annual and seasonal trends of the precipitation in the Mediterranean during the twentieth century, in H.-J. Bolle (ed.), *Mediterranean climate variability and trends*, Springer Publishing Company, 159-163.
- Esteban-Parra, M.J., S.R. Gámiz-Fortis and Y. Castro-Díez (2009), The evolution of temperature extreme events in the south of the Iberian Peninsula, Submitted to *International Journal of Climatology*.
- Folland, CK., Karl, TR., Christy, JR., Clarke, RA., Gruza GV., Jouzel, J., Mann, ME., Oerlemans, J., Salinger, MJ., Wang SW. and 140 contributing authors (2001): Observed Climate Variability and Change, in Houghton JT. et al. *Climate Change 2001: The Scientific Basis*, Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the IPCC, Cambridge University Press, Cambridge: 99-181.

²¹ Consultar figuras suplementarias 3 a 6 en http://clivar.iim.csic.es/files/figuras_suplementarias.pdf

- Gallego, D., R. García-Herrera, N. Calvo and P. Ribera (2007), A new meteorological record for Cádiz (Spain) 1806–1852: Implications for climatic reconstructions, *Journal of Geophysical Research*, 112, D12108, doi:10.1029/2007JD008517.
- Gallego, M. C., J. A. García, J. M. Vaquero and V. L. Mateos (2006), Changes in frequency and intensity of daily precipitation over the Iberian Peninsula, *J. Geophys. Res.*, 111, D24105, doi:10.1029/2006JD007280.
- García, J.A., M.C. Gallego, A. Serrano and J.M. Vaquero (2007), Trends in Block-Seasonal Extreme Rainfall over the Iberian Peninsula in the Second Half of the Twentieth Century, *Journal of Climate*, 20, 113–130.
- Giorgi, F. (2002), Variability and trends of sub-continental scale surface climate in the twentieth century. Part I: Observations, *Climate Dynamics*, 18, 675–691.
- Goodess C.M. and P.D. Jones (2002), Links between circulation and changes in the characteristic of Iberian rainfall, *International Journal of Climatology*, 22, 1593–1615, doi: 10.1002/joc.810.
- González-Hidalgo J.C., J.A. López-Bustins, P. Štěpánek, J. Martín-Vide and M. de Luis (2008), Monthly precipitation trends on the Mediterranean fringe of the Iberian Peninsula during the second half of the 20th century (1951–2000), *International Journal of Climatology*, doi: 10.1002/joc.1780.
- González-Rouco J. F., J.L. Jiménez, V. Quesada and F. Valero (2001), Quality Control and Homogenization of Monthly Precipitation Data in the Southwest of Europe, *Journal of Climate*, 14, 964–978, 2001.
- Groisman, P. Y. and Coauthors (1999), Changes in the probability of heavy precipitation: Important indicators of climate change, *Climate Change*, 42, 243–283.
- Guijarro Pastor, J.A. (2004), CLIMATOL: Software libre para la depuración y homogeneización de datos climatológicos, en García Codron, J.C., C. Diego Liaño, P. Fernández de Arróyabe, C. Garmendia y D. Rasilla (Eds.), *El Clima, entre el Mar y la Montaña*, AEC-Universidad de Cantabria, Serie A, nº 4, 493–502.
- Haylock, M.R., N. Hofstra, A.M.G. Klein Tank, E.J. Klok, P.D. Jones and M. New (2008), A European daily high-resolution gridded data set of surface temperature and precipitation for 1950–2006, *Journal of Geophysical Research*, 113, D20119, doi:10.1029/2008JD010201.
- Heino, R., R. Brazdil, E. Forland, H. Tuomenvirta, H. Alexandersson, M. Beniston, C. Pfister, M. Rebetez, G. Rosenhagen, S. Rosner and J. Wibig (1999), Progress in the study of climate extremes in northern and central Europe, *Climate Change*, 42, 151–181.
- Held I. M. and B. J. Soden (2006), Robust responses of the hydrological cycle to global warming, *J. Climate*, 19, 5686–5699
- Herrera S., J.M. Gutiérrez, R. Ancell, M.R. Pons, M.D. Frías and J. Fernández (2009), Development and analysis of a 50-year high-resolution daily gridded precipitation dataset over Spain (Spain02), Submitted to *International Journal of Climatology*.
- Hulme M., T.J. Osborn and T.C. Johns (1998), Precipitation sensitivity to global warming: comparison of observations with HadCM2 simulations, *Geophysical Research Letters*, 25, 3379–3382.
- IPCC (2007), Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 996 pp.
- Jones, P.D., K.R. Briffa and T.J. Osborn (2003), Changes in the Northern Hemisphere annual cycle: Implications for paleoclimatology?, *Journal of Geophysical Research*, 108, 4588, doi:10.1029/2003JD003695.
- Jones, P.D., Mann, M.E. (2004), Climate Over Past Millennia, *Reviews of Geophysics*, 42.
- Kendall, M.G. (1970), Rank Correlation Methods (4th ed). Griffin and Co. Ltd., London.
- Keigwin, L.D. and E.A. Boyle (2000), Detecting Holocene changes in thermohaline circulation, *PNAS*, vol. 97, no. 4, 1343–1346.
- Lana, X. and A. Burgueño (2000), Some statistical characteristics of monthly and annual pluviometric irregularity for the Spanish Mediterranean Coast, *Theoretical and Applied Climatology*, 65, 79–97.
- Llasat, M. C. and L. Quintas (2004), Stationarity of Monthly Rainfall Series since the Middle of the XIXth Century. Application to the Case of Peninsular Spain, *Natural Hazards*, 31, 613–622.
- López-Bustins, J.A., J. Martín-Vide and A. Sanchez-Lorenzo (2008), Iberia winter rainfall trends based upon changes in teleconnection and circulation patterns, *Global and Planetary Change*, 63, 171–176.
- López-Moreno, J.I. (2005), Recent variations of snowpack depth in the Central Spanish Pyrenees, *Artic, Antartic, and Alpine Research*, 37 (2), 253–260.
- López-Moreno, J.I., S. M. Vicente-Serrano, M. Angulo-Martínez, S. Beguería and A. Kenawy (2009a), Trends in daily precipitation on the northeastern Iberian Peninsula, 1955–2006, *International Journal of Climatology*, doi: 10.1002/joc.1945.
- López-Moreno, J. I., S. M. Vicente-Serrano, L. Gimeno and R. Nieto (2009b), Stability of the seasonal distribution of precipitation in the Mediterranean region: Observations since 1950 and projections for the 21st century, *Geophysical Research Letters*, 36(L10703).
- Luterbacher J, Dietrich D, Xoplaki E, Grosjean M and Wanner H (2004), European seasonal and annual temperature variability, trends and extremes since 1500. *Science*, 303, 1499–1503.
- Livezey, R.E. and W.Y. Chen (1983), Statistical field significance and its determination by Monte Carlo techniques, *Mon. Weather Rev.*, 111, pp. 46–59.
- Lund, D.C., J. Lynch-Stieglitz and W.B. Curry (2006), Gulf Stream density structure and transport during the past millennium, *Nature*, 444, doi:10.1038/nature05277.
- Martínez, M.D., C. Serra, A. Bargueño and X. Lana (2009), Time trends of daily maximum and minimum temperatures in Catalonia (ne Spain) for the period 1975–2004, *International Journal of Climatology*, doi: 10.1002/joc.1884.
- Meehl, G.A., T.F. Stocker, W.D. Collins, P. Friedlingstein, A.T. Gaye, J.M. Gregory, A. Kitoh, R. Knutti, J.M. Murphy, A. Noda, S.C.B. Raper, I.G. Watterson, A.J. Weaver and Z.-C. Zhao (2007), Global Climate Projections, in *Climate Change 2007: The Physical Science Basis, Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, Cambridge University Press.
- Miró, J.J., M.J. Estrela and M. Millán (2006), Summer temperature trends in a Mediterranean area (Valencia region), *International Journal of Climatology*, 26, 1051–1073.
- Mitchell, T.D. and P.D. Jones (2005), An improved method of constructing a database of monthly climate observations and associated high-resolution grids, *International Journal of Climatology*, 25, 693–712, doi:10.1002/joc.1181.

- NRC (National Research Council) (2006), "Surface Temperature Reconstructions for the Last 2,000 Years Committee on Surface Temperature Reconstructions for the Last 2,000 Years", ISBN: 0-309-66144-7.
- New, M., M. Todd, M. Hulme and P. Jones (2001), Precipitation measurements and trends in the twentieth century, *International Journal of Climatology*, 21, 1899-1922.
- Norrant C. and A. Douguedroit (2003), Tendances récentes des précipitations et des pressions de surface dans le Bassin méditerranéen, *Annales de Géographie*, 631, 298-305.
- Norrant, C. and A. Douguedroit (2006), Monthly and daily precipitation trends in the Mediterranean (1950-2000), *Theoretical and Applied Climatology*, 83, 89-106.
- Oldenborgh, G.J. van, S.S. Drijfhout, A. van Ulden, R. Haarsma, A. Sterl, C. Severijns, W. Hazeleger and H. Dijkstra (2009), Western Europe is warming much faster than expected Climate of the Past, 5, 1, 1-12.
- Osborn, Timothy J. and Keith R. Briffa (2006), The Spatial Extent of 20th-Century Warmth in the Context of the Past 1200 Years, *Science* 311, 831-834.
- Paredes, D., R.M. Trigo, R. García-Herrera and I.F. Trigo (2006), Understanding precipitation changes in Iberia in early Spring: weather typing and storm-tracking approaches, *Journal of Hydrometeorology*, 7, 101-113.
- Pons, M.R., D. San-Martín, S. Herrera and J.M. Gutiérrez (2009), Snow Trends in Northern Spain. Analysis and simulation with statistical downscaling methods, *International Journal of Climatology*, in press.
- Prieto, L., R. García Herrera, J. Díaz, E. Hernández and T. del Teso (2004), Minimum extreme temperatures over peninsular Spain, *Global and Planetary Change*, 44, 59-71.
- Rodrigo, F.S., M.J. Esteban-Parra, D. Pozo-Vázquez, Y. Castro-Díez (1999), A 500-year precipitation record in southern Spain, *International Journal of Climatology*, 19, 1233-1253.
- Rodrigo, F.S., M.J. Esteban-Parra, F. Pozo-Vázquez, Y. Castro-Díez (2000), On the variability of rainfall in southern Spain in decadal to centennial time scales, *International Journal of Climatology*, 20, 721-732.
- Rodrigo, F.S. and R.M. Trigo (2007), Trends in daily rainfall in the Iberian Peninsula from 1951 to 2002, *International Journal of Climatology*, 27, 513-519.
- Rodrigo, F.S. (2008), A new method to reconstruct low-frequency climatic variability from documentary sources: application to winter rainfall series in Andalusia (Southern Spain) from 1501 to 2000, *Climatic Change*, 87, 471-487.
- Rodrigo, F.S. (2009), Changes in the probability of extreme daily precipitation observed from 1951 to 2002 in the Iberian Peninsula, *International Journal of Climatology*, en prensa.
- Romero, R, J.A. Guijarro and S. Alonso (1998), A 30-year (1964-1993) daily rainfall data base for the Spanish Mediterranean regions: first exploratory study, *International Journal of Climatology*, 18, 541-560.
- Saladié, O. (2004), Variaciones y tendencia secular de la precipitación en el Sector Nororiental de la Península Ibérica (1850-2000), Tesis de Doctorado Inédita, Universitat de Barcelona, Barcelona, 496 pp.
- Serra B., A. Burgueño, M. Martínez and X. Lana (2006), Trends in dry spells across Catalonia (NE Spain) during the second half of the 20th century, *Theoretical and Applied Climatology*, 85 (3), 165-183.
- Serrano A., A. J. García, V. L. Mateos, M. L. Cancillo and J. Garrido (1999), Monthly modes of variation of precipitation over the Iberian Peninsula. *Journal of Climate*, 12, 2894-2919.
- Trenberth, K., A. Dai, R. Rasmussen and D. Parsons (2003), The changing character of precipitation, *Bulletin of the American Meteorological Society*, 84, 1205-1217.
- Trenberth, K.E., P.D. Jones, P. Ambenje, R. Bojariu, D. Easterling, A. Klein Tank, D. Parker, F. Rahimzadeh, J.A. Renwick, M. Rusticucci, B. Soden and P. Zhai (2007), Observations: Surface and Atmospheric Climate Change, in *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, Cambridge University Press.
- Trenberth, K. E. and A. Dai (2007), Effects of Mount Pinatubo volcanic eruption on the hydrological cycle as an analog of geoengineering, *Geophys. Res. Lett.*, 34, L15702, doi:10.1029/2007GL030524.
- Trigo, R. M. and C. C. DaCamara (2000), Circulation weather types and their impact on the precipitation regime in Portugal, *Int. J. Climatol*, 20, 1559-1581.
- Trouet, V., J. Esper, N.E. Graham, A. Baker, J.D. Scourse, and D.C. Frank (2009), Persistent positive North Atlantic Oscillation mode dominated the Medieval Climate Anomaly, *Science*, 324, 78-80.
- Vicente-Serrano, S. M. and J.M. Cuadrat-Prats (2007), Trends in drought intensity and variability in 30 the middle Ebro valley (NE of the Iberian Peninsula) during the second half of the twentieth century, *Theoretical and Applied Climatology*, 88, 247-258.
- Vose, R.S., D.R. Easterling, and B. Gleason (2005), Maximum and minimum temperature trends for the globe: An update through 2004, *Geophysical Research Letters*, 32, L23822, doi:10.1029/2004GL024379.
- Xoplaki, E., J.F. González-Rouco, J. Luterbacher, and H. Wanner (2004), Wet season Mediterranean precipitation variability: influence of large-scale dynamics and predictability. *Clim. Dyn.* 23, 63-78, DOI: 10.1007/s00382-004-0422-0.
- Zhang X., X. L. Wang and J. Corte-Real (1997), On the relationships between daily circulation patterns and precipitation in Portugal, *Journal of Geophysical Research*, 102, 13495-13507.

Capítulo 3

VARIABILIDAD OCEÁNICA Y DE NIVEL DE MAR EN EL ENTORNO DE LA PENÍNSULA IBÉRICA

Autores: Manuel Vargas-Yáñez¹, Marcos García Sotillo² y Damiá Gomis³

¹ Instituto Español de Oceanografía (IEO)

² Puertos del Estado

³ Instituto Mediterráneo de Estudios Avanzados (Universitat de les Illes Balears - CSIC)

Contribuyentes: Inés Álvarez⁴, Verónica Benítez-Barrios⁵, Francisco M. Calafat³, Bartolomeu Cañellas³, Maite de Castro⁴, Alejandro J.C. Crespo⁴, Inmaculada Ferrer², M^a Carmen García-Martínez¹, José Luis G. Gesteira⁶, Moncho Gómez-Gesteira⁴, César González-Pola⁷, Gabriel Jordá³, Alicia Lavín⁸, Nieves Lorenzo⁴, Marta Marcos³, Francina Moya¹, Ananda Pascual³, Begoña Pérez², Irene Polo⁹, Simón Ruiz³, Jordi Salat¹⁰, Jordi Solé³, Raquel Somavilla⁸, Elena Tel¹¹, Victoriano Valencia¹², Enrique Vidal-Vijande³, Patricia Zunino¹.

⁴ Environmental Physics Laboratory, Facultad de Ciencias, Universidad de Vigo, Ourense.

⁵ Facultad de Ciencias del Mar, Universidad de Las Palmas de Gran Canaria.

⁶ Área de control y gestión del medio marino y los recursos marinos. Fundación CETMAR, Vigo.

⁷ Instituto Español de Oceanografía. Centro Oceanográfico de Gijón. Gijón.

⁸ Instituto Español de Oceanografía. Centro Oceanográfico de Santander. Santander.

⁹ Depto de Física de la Tierra, Astronomía y Meteorología I. Universidad Complutense de Madrid.

¹⁰ Institut de Ciències del Mar de Barcelona (CSIC).

¹¹ Instituto Español de Oceanografía. IEO. Madrid.

¹² AZTI-Tecnalia, Unidad de Investigación Marina, Pasaia, Guipúzcoa.

ÍNDICE

1.- Introducción

2.- Variabilidad Oceánica

2.1.- Sumario.

2.2.- Variaciones de temperatura y salinidad.

2.3.- Flujos de Calor.

3.- Nivel del mar.

3.1.- El nivel del mar: De una aproximación global hacia otra regional.

3.2.- Observaciones

3.3.- Eventos extremos y su variabilidad.

3.4.- Mecanismos que gobiernan los cambios observados.

3.5.- Modelización

3.6.- Perspectivas de progreso en el conocimiento regional del nivel del mar

4.- Referencias

Cita: Vargas-Yáñez M., García Sotillo M. y Gomis D., 2010. Variabilidad oceánica y de nivel de mar en el entorno de la Península Ibérica, In *Clima en España: pasado, presente y futuro* (Pérez F. Fiz and Boscolo Roberta Editores) 43-52 pp.

1.- Introducción

En muy pocos metros de la capa superficial del océano se acumula tanto contenido térmico, agua y CO₂ como en toda la atmósfera. Desde 1955 el calor absorbido por el océano ha sido 20 veces superior al incremento en la atmósfera. Las distintas propiedades físico-químicas del aire y del agua hacen que el océano responda de manera muy lenta a los cambios climáticos, del orden de decenas a miles de años en comparación con la atmósfera. El océano representa la memoria y la inercia a los cambios, mientras que la atmósfera responde de manera más cambiante y extrema. No es posible entender los cambios en el clima de la PI sin conocer la variabilidad oceánica tanto próxima como remota. Siguiendo la terminología del IPCC, los principales avances en el conocimiento de nuestros mares regionales se centran en el ámbito de la detección (variaciones medias, rangos, frecuencias de fenómenos extremos de la temperatura, salinidad y el nivel del mar, así como cambios en el afloramiento costero, altura del oleaje, etc). Aquí se abordan primeramente los aspectos relacionados con la observación del clima oceánico y posteriormente se afrontan específicamente los cambios en el nivel del mar.

2.- Variabilidad Oceánica

2.1.- Sumario.

El último Informe del IPCC [IPCC, 2007] concluye que la temperatura promedio de los océanos se ha incrementado desde 1961 en una capa que alcanza hasta los 3000 m y que los océanos han absorbido más del 80% del calor incrementado al sistema climático [Levitus et al., 2005; 2009]. Los principales resultados obtenidos hasta la fecha muestran un calentamiento de los primeros 1000 metros de la columna de agua en el área del Golfo de Vizcaya durante la década de los 90. Las aguas superficiales en el Golfo de Vizcaya y el margen atlántico de la PI muestran alternancia de periodos fríos y cálidos desde 1854. El último de los periodos cálidos se ha producido en las aguas superficiales desde 1974 hasta la actualidad. El análisis de la serie temporal completa arroja un calentamiento neto desde 1854 hasta nuestros días. La temperatura y la salinidad de las aguas más profundas del Mediterráneo occidental han aumentado, habiéndose elevado también la salinidad de las aguas intermedias en esta misma cuenca durante la segunda mitad del siglo XX. El Atlántico subtropical muestra un calentamiento y aumento de su salinidad desde los 600 a 1800 metros de profundidad, pero parece que las variaciones en la intensidad de los vientos dominantes son el principal factor que induce estas variaciones a través de hundimientos o elevaciones de las masas de agua. En esta zona se ha registrado un descenso de la intensidad del afloramiento costero desde 1967 unido a un calentamiento de las aguas superficiales en todo el Atlántico Tropical y se ha constatado que la variabilidad de la temperatura superficial del mar en esta zona está ligada a patrones de circulación general e incluso al régimen de precipitaciones en Europa.

2.2.- Variaciones de temperatura y salinidad.

El análisis de datos de temperatura superficial del mar, obtenidos a partir de los radiómetros instalados a bordo de los satélites NOAA (National Oceanographic and Atmospheric Agency, <http://poet.jpl.nasa.gov>) muestran que las aguas superficiales del margen continental atlántico de la PI así como del Golfo de Vizcaya experimentaron un calentamiento durante el periodo 1985-2005. Este calentamiento varió entre 0.035 °C/año y 0.012 °C/año dependiendo de la zona [Gómez-Gesteira et al., 2008a]. El incremento de temperatura a lo largo de estas dos décadas se enmarca dentro de la alternancia de periodos cálidos y fríos observada para el Golfo de Vizcaya desde 1854 [de Castro et al., 2009]. Las series de datos de temperatura superficial del mar reconstruidas y extendidas por la oficina de investigación oceánica y atmosférica de la NOAA (NOAA/OAR, Office of Oceanic and Atmospheric Research, www.cdc.noaa.gov) permiten distinguir un periodo frío hasta 1910 y otro desde 1945 a 1974. Entre 1910 y 1945 y desde 1974 hasta el presente se han producido dos periodos de calentamiento, siendo el actual ligeramente más intenso que el anterior.

Si consideramos la columna de agua, las diferentes masas de agua hasta 1000 metros de profundidad en el Golfo de Vizcaya se han monitorizado desde principios de los 90 con frecuencia mensual en el radial de Santander (IEO), mostrando un calentamiento sostenido entre 0.015 °C/año y 0.030 °C/año según niveles [González-Pola et al., 2005]. Los cambios termohalinos en las Aguas centrales del Atlántico Noreste (entre

200 y 500m) presentan correlación con las variaciones locales de la interacción atmósfera-océano. Por otra parte, la vena de agua mediterránea que se sitúa en torno a los 1000m muestra un calentamiento y aumento de la salinidad progresivo. Conviene señalar que la corta duración de estas series no permite el análisis de tendencias a más largo plazo, identificándose específicamente alteraciones decenales, como es el fuerte ascenso del calor absorbido por los océanos durante los años 90. Las series de temperatura del aire y del agua superficial en la bahía de San Sebastián no muestran tendencias significativas para el periodo 1947-2005 [Fontán et al., 2008; Goikoetxea, et al., 2009] poniendo de manifiesto que las tendencias observadas dependen fuertemente del periodo estudiado.

La década de los 90 muestra un calentamiento superficial muy pronunciado también en el Mediterráneo, si bien un análisis de datos procedentes de la base de datos MEDATLAS [MEDAR group 2002] muestra que a lo largo del periodo 1965-1998 hay variabilidad interanual y decenal sin tendencias significativas. Estos resultados coinciden con los obtenidos por la simulación numérica ORCA-R025 G70 [Vidal-Vijande, 2009]. Sin embargo, para un periodo un poco más extenso (1943-2000) se observa una tendencia positiva de la temperatura, la cual se acentúa a partir de principios de los años 80 [Rixen et al., 2005; Vargas-Yáñez et al. 2008 y 2009a]. Este cambio de tendencia o de ritmo de aumento de la temperatura coincide con lo observado en la serie de temperatura de l'Estartit donde se ha registrado un fuerte ascenso de la temperatura del agua desde 1974 con tendencias del orden de 0.03 °C/año hasta el año 2008 (Fig. 1) y un aumento de la temperatura del aire superior al del agua [Salat y Pascual, 2006]. Estos autores también han constatado un adelanto en 41 días del inicio del periodo en que el mar está más frío que el aire, lo que podría reducir la evaporación efectiva y comportar una reducción de la pluviosidad en primavera, la cual supone el 30% del total anual. Las tendencias primaverales observadas en la precipitación local muestran, efectivamente, una reducción estadísticamente no significativa por mor de la irregularidad de la precipitación.

La temperatura de las aguas intermedias en el Mediterráneo occidental no muestra tendencias significativas, sino simplemente oscilaciones decenales, reiterando los resultados obtenidos a partir del análisis de datos de MEDATLAS [MEDAR group 2002] y de la modelación ORCA-R025 G70 [Vidal-Vijande, 2009]. Estos resultados han sido obtenidos al analizar los cambios de temperatura sobre niveles isobáricos. No obstante, los cambios TS sobre niveles de presión o profundidad pueden descomponerse en aquellos relacionados con alteraciones de los flujos de calor y agua dulce con la atmósfera, y los asociados a desplazamientos verticales de las isopícnas, superficies neutras o simplemente superficies materiales. Este tipo de descomposición realizada por [Zunino et al., 2009] muestra que las aguas intermedias en el Mediterráneo occidental podrían haber aumentado su temperatura y salinidad desde 1943 a 2000, si bien un ascenso de las isopícnas habría enmascarado este calentamiento. Finalmente, las aguas profundas muestran un aumento de temperatura para el periodo 1943-2000, si bien hay oscilaciones decenales con periodos de estancamiento (Fig.1). Los análisis de las base de datos MEDATLAS [MEDAR group 2002] y la simulación numérica ORCA reproducen nuevamente este calentamiento en las capas profundas. Las salinidades de las capas intermedia y profunda han aumentado a un ritmo de 1.3×10^{-4} año⁻¹ y 9.2×10^{-4} año⁻¹ respectivamente [Vargas-Yáñez et al., 2009b], pero en este caso los modelos no son capaces de reproducir este comportamiento [Vidal-Vijande, 2009]. Hay que señalar que tanto el aumento de salinidad de las capas intermedia y profunda, como el calentamiento de ésta última son resultados robustos no afectados por los sesgos recientemente detectados en las medidas de temperatura realizadas con batitermógrafos [Vargas-Yáñez et al., 2009b].

En el Atlántico subtropical, la repetición de secciones transatlánticas desde África a América en 1957 (botellas oceanográficas), 1981, 1992, 1998, 2004 (CTDs) más el uso de boyas ARGO revelan un calentamiento y aumento de salinidad entre 600 y 1800m de profundidad. Sin embargo el principal factor que gobierna este aumento de temperatura y salinidad es el hundimiento de las isopícnas, que se relaciona con variaciones en el rotacional del viento [Vélez-Belchí et al., 2009].

Un análisis más local restringido a la zona norte del archipiélago canario realizado mediante la comparación de secciones de CTD realizadas en 1997 y 2006, muestra un aumento estadísticamente significativo de la temperatura y salinidad en isóbaras entre 1500 y 2300 dbar, nuevamente ligado a un hundimiento de las superficies neutras [Benítez-Barrios et al., 2008], así como un enfriamiento y endulzamiento de las aguas de la termoclina principal asociado según estos autores a cambios en el balance de agua dulce en las regiones de formación de estas masas de agua. Los vientos alisios que fluyen a lo largo de la costa, procedentes del Norte o Nordeste, generan un afloramiento costero por transporte de Ekman. La variabilidad temporal de este afloramiento y sus posibles teleconexiones con los patrones de circulación

atmosféricos generales e incluso la pluviosidad en Europa se han analizado desde los años 70 [Polo *et al.*, 2005; Rodríguez-Fonseca *et al.*, 2006; García-Serrano *et al.*, 2008; Polo *et al.*, 2008a]. Estos autores han estudiado datos de temperatura subsuperficial del mar de la base de datos TAOSTA (Tropical Atlantic Ocean Subsurface Temperature Atlas), temperatura superficial del mar extendida y reconstruida por la NOAA/OAR así como datos de viento obtenidos en el marco del proyecto PIRATA-CLIVAR y han puesto de manifiesto que en el periodo 1979-2002 la variabilidad de la intensidad del afloramiento de Mauritania/Senegal fue un factor clave en la persistencia de las anomalías de SST del Atlántico Norte Subtropical, mientras que los flujos de calor turbulentos tendieron a restaurar las condiciones normales. Las anomalías de SST sobre el Atlántico Norte Subtropical están a su vez asociadas a un patrón atmosférico que indica una estructura bipolar de precipitación Norte-Sur en Europa. Es notorio un descenso de la intensidad del afloramiento costero desde 1967 a 2005 [Gómez-Gesteira *et al.*, 2008b]. La variabilidad del sistema de afloramiento de Angola/Benguela también ha sido objeto de estudio en relación con la pluviosidad en Europa [Polo *et al.*, 2008a; García-Serrano *et al.*, 2008]. Las variaciones térmicas de este afloramiento están asociadas a anomalías de SST en el Atlántico Ecuatorial a través de ondas oceánicas y flujos de calor [Polo *et al.*, 2008a] que tele-conectan con variaciones de precipitación extratropical [García-Serrano *et al.*, 2008]. Así mismo, estas ondas oceánicas a escalas intraestacionales son capaces de transportar anomalías a lo largo de la cuenca y afectar a la variabilidad del la altura del mar en la costa oeste africana [Polo *et al.*, 2008b].

2.3.- Flujos de Calor.

No se ha encontrado una tendencia mantenida de incremento del flujo de calor en la cuenca Mediterránea, sino una alternancia con un periodo de pérdida de calor del Mediterráneo desde 1958 hasta 1975 y otro periodo de ganancia de calor desde esta fecha hasta 2001 [Ruiz *et al.*, 2008] dentro de un rango de variabilidad para el calor neto de $\pm 10 \text{ W/m}^2$. Los cálculos más recientes llevados a cabo a partir del conjunto de datos de HIPOCAS indican que la media temporal y espacial para el periodo 1958-2001 es -1 W/m^2 [Ruiz *et al.*, 2008]. Esta pérdida media de calor es inferior al calor advechado hacia el interior del Mediterráneo a través de Gibraltar (estimado entre 8.5 W/m^2 y 5 W/m^2), lo cual indicaría un desajuste en el balance energético de este mar y por tanto un calentamiento del Mediterráneo, en concordancia con las observaciones directas de temperatura mostradas en los epígrafes anteriores. Sin embargo, las incertidumbres asociadas al cálculo de flujos hace que no se pueda ser concluyente en este sentido (estimaciones anteriores obtenidas por otros autores fluctúan entre los 29 W/m^2 y los -11 W/m^2).

En el Golfo de Vizcaya, los patrones de circulación atmosférica pueden llevar a procesos oceanográficos singulares como la fuerte pérdida de calor del invierno 2004/2005 que provoca la formación de espesas capas de mezcla invernal [Somavilla *et al.*, 2009] lo cual afecta al clima regional próximo. Este fenómeno también afecta a la formación de aguas profundas en el Mediterráneo occidental con aguas excepcionalmente frías y fenómenos de “cascading” asociados a una fuerte pérdida de calor y flotabilidad [Font *et al.*, 2007; López-Jurado *et al.*, 2005].

3.- Nivel del mar.

3.1.- El nivel del mar: De una aproximación global hacia otra regional.

El último Informe del IPCC concluye que la temperatura promedio de los océanos se ha incrementado, causando una expansión del agua marina que contribuye al aumento del nivel del mar. Según ese informe, las observaciones muestran un aumento global del nivel del mar tasado en $1.8 \pm 0.5 \text{ mm/año}$ para el periodo 1961-2000, aunque estimaciones más recientes lo sitúan en $1.5 \pm 0.4 \text{ mm/año}$ [Domingues *et al.*, 2008]. Por otra parte, la tasa de elevación obtenida para 1993-2003, un periodo ya cubierto por datos de altimetría satelitaria, es de $3.1 \pm 0.7 \text{ mm/año}$. En cuanto al futuro, las proyecciones basadas en modelos numéricos indican un aumento del nivel del mar para finales del S XXI (década 2090-2099) respecto del periodo de control (1980-1998) que oscila entre 0.18-0.26 metros. Estas proyecciones no incluyen factores con alta incertidumbre (pero con toda seguridad positivos) como la tasa de aumento de masa asociada al deshielo continental, lo cual hace prever que los incrementos sean mayores. Todas estas conclusiones y previsiones recogidas en el informe del IPCC están referidas a cambios del nivel del mar a escala global. Sin embargo, es necesario resaltar que puede haber notables diferencias en términos de tendencia y variabilidad al comparar los valores globales referidos

anteriormente con la evolución del nivel del mar en una región concreta del globo. Por ello, a continuación se presentan resultados relevantes sobre la variabilidad del nivel del mar en la PI y cuencas anexas.

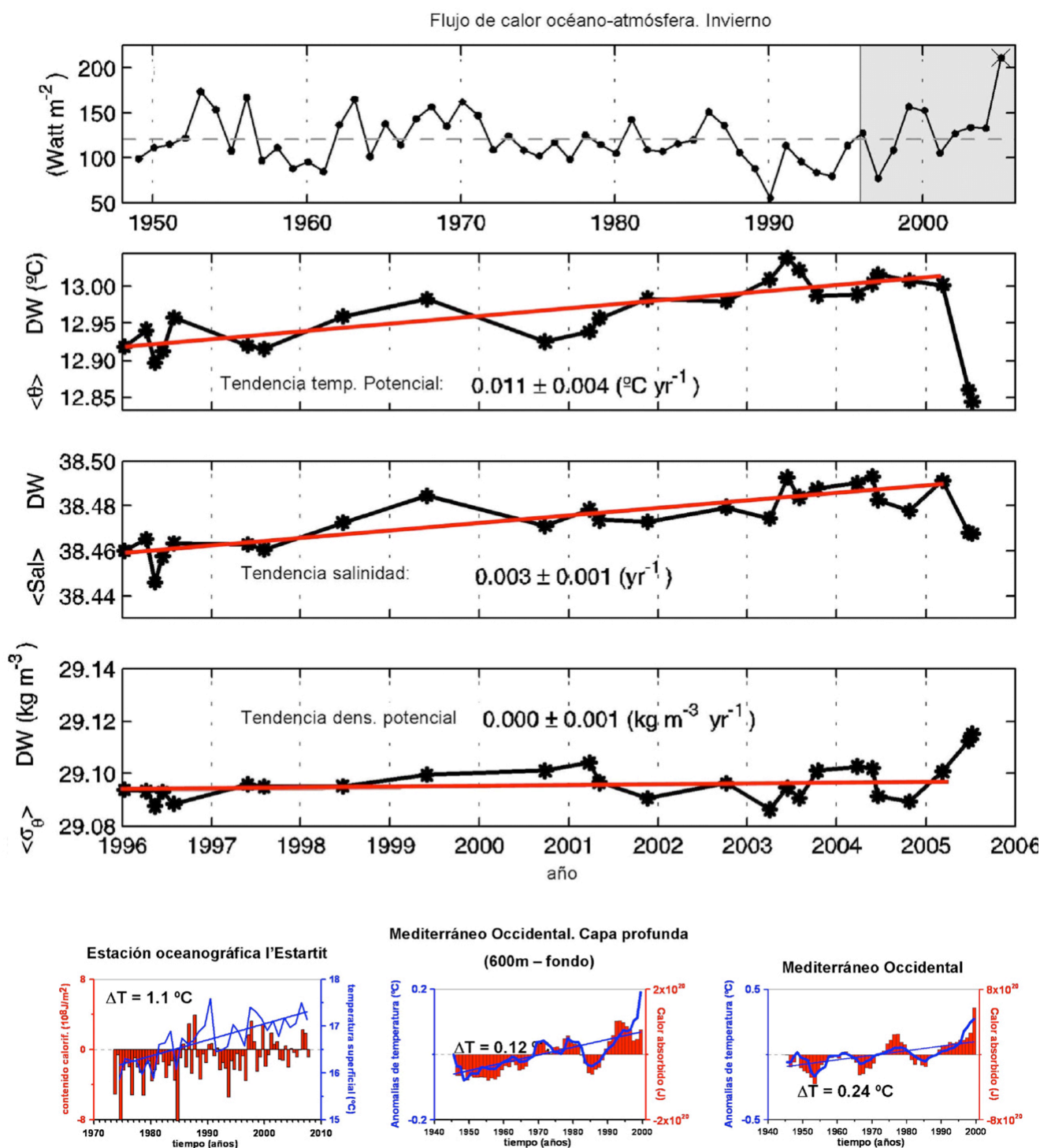


Figura 1. Panel superior: Evolución del flujo neto de calor entre el océano y la atmósfera en el Mediterráneo noroccidental y evolución de la temperatura, salinidad y densidad potencial en el Canal de Mallorca (proyecto CIRBAL, IEO). Panel inferior: Calor absorbido y temperatura superficial en la estación de l'Estartit (ICM/CSIC) y calor absorbido y temperatura media para la capa profunda y para todo el Mediterráneo occidental a partir de datos de MEDATLAS. En la columna de la derecha se ha incluido el incremento total de temperatura para el periodo analizado.

3.2.- Observaciones.

En su vertiente Atlántica, la PI muestra una cobertura aceptable, aunque mejorable, de series largas (más de 45 años) gracias a los mareógrafos del Instituto Español de Oceanografía en Santander, Vigo y Coruña y a algunos situados en la costa Portuguesa (Cascais y Lagos). En la costa Mediterránea de la PI la serie más larga corresponde al mareógrafo del Instituto Geográfico Nacional situado en Alicante. Se dispone de otras series más o menos largas en Cádiz, Tarifa, Ceuta y Málaga, pero todas ellas están influidas por procesos locales y por tanto pueden no ser muy representativas del comportamiento promedio del nivel del mar. Finalmente decir que la Red REDMAR de Puertos del Estado, con sus 34 estaciones y coberturas temporales de hasta 17 años en algunas de sus estaciones, es un buen complemento para las series largas.

Respecto a la variabilidad de largo término, los datos indican que el ciclo anual del nivel del mar muestra una gran variabilidad tanto temporal como espacial, con amplitudes medias que van desde 3 a 7 cm y un pico detectado entre octubre-noviembre en la costa Atlántica y en septiembre para la Mediterránea [Marcos y Tsimplis, 2007]. En cuanto a tendencias del nivel del mar, los registros de Cascais y Lagos abarcan todo el siglo XX y dan tendencias de 1.3 ± 0.1 y 1.5 ± 0.1 mm/año respectivamente. Las estaciones de Santander, Vigo y Coruña abarcan los últimos 60 años y sus tendencias se sitúan por encima de los 2.0 ± 0.2 mm/año (valores similares a los registrados en la costa Atlántica francesa). En el Mediterráneo, el registro de Alicante se inició en 1960 y muestra una tendencia negativa (-0.3 ± 0.2 mm/año) que contrasta con las tendencias positivas (1.2 ± 0.1 mm/año) de los registros de Marsella y Génova, que cubren todo el siglo XX (Fig.2; [Marcos y Tsimplis, 2008]). Por otro lado, los datos de altimetría, obtenidos a partir de 1993 dan una tendencia superior a los 3 mm/año, tanto en el Mediterráneo como en el Atlántico [Cazenave et al., 2002]. La aparente disparidad de los datos aportados, especialmente patente en el Mediterráneo, se explica a partir de la cuantificación de los distintos procesos que influyen sobre el nivel del mar (ver sección 3.4). Con el fin de superar la visión parcial que ofrecen los mareógrafos (series largas, pero sólo costeras) y la altimetría (cobertura espacial adecuada, pero datos sólo para una década y media), [Calafat y Gomis, 2009] han combinando ambas fuentes de datos generando una reconstrucción del nivel del mar para el periodo 1945-2000. Esta reconstrucción muestra una tendencia del nivel medio sobre todo el Mediterráneo de 0.7 ± 0.2 mm/año para ese periodo (en la costa Mediterránea de la PI las tendencias oscilan entre 0.3 y 0.7 mm/año).

3.3.- Eventos extremos y su variabilidad

Los extremos de nivel del mar son consecuencia de diferentes procesos, siendo los más habituales la interacción entre mareas y *surges* producidos por perturbaciones atmosféricas (efecto directo del viento y de la presión atmosférica). Recientemente se ha presentado un estudio completo [Marcos et al., 2009] combinando registros horarios (a partir de 1940) de 73 mareógrafos localizados en el sur de Europa y la base de datos HIPOCAS [Ratsimandresy et al., 2007] generada a partir de salidas de un modelo barotrópico forzado por campos de presión y viento de alta resolución [Sotillo et al., 2005]. Teniendo en cuenta los diferentes regímenes de marea, las observaciones indican que en las estaciones atlánticas se han registrado valores de hasta 250 cm, mientras que en el Mediterráneo los valores extremos son en general menores de 60 cm con respecto al nivel medio. Los datos HIPOCAS son consistentes con las observaciones y presentan la misma distribución espacial que los residuos meteorológicos de los mareógrafos aunque también cierta subestimación (menor de 10 cm en dos tercios de las estaciones y entre 10 y 35 cm para el resto). A partir de los 11 registros mareográficos más largos se ha observado que tanto las tendencias de largo término como las variaciones interanuales de los episodios extremos son consistentes con el nivel medio del mar, por lo que parece que no existen evidencias de cambios en la intensidad o el número de perturbaciones atmosféricas durante las últimas décadas del siglo XX.

3.4.- Mecanismos que gobiernan los cambios observados.

Como se ha dicho ya anteriormente, la variabilidad del nivel del mar a escala global viene determinada por la componente estérica (cambios de volumen derivados de cambios en la temperatura y salinidad del agua) y la componente de masa (debida principalmente a la fusión de hielos continentales). Sin embargo, a escala regional la presión atmosférica y el viento juegan también un papel importante, así como la re-distribución de masa por cambios en la circulación oceánica. Esos factores regionales son los que explican que mientras la tendencia del nivel del mar global es del orden de 1.5 mm/año para el periodo 1961-2000

[Domingues et al., 2008] en el Mediterráneo se haya estimado en sólo 0.5 mm/año para ese mismo periodo [Calafat y Gomis, 2009]. La razón fundamental es que durante el periodo de 1960 a 1993 hubo un aumento significativo de la presión atmosférica en el sur de Europa, cuya contribución en términos de tendencia de nivel del mar se ha cuantificado en -1 mm/año para ese periodo (-0.4 mm/año si se considera toda la segunda mitad del siglo XX; [Gomis et al., 2008]). Esa contribución atmosférica tiene además una componente claramente estacional: se manifestó fundamentalmente en invierno. Por último decir que las variaciones inter-anales de nivel del mar observadas tanto en las costas atlánticas de la PI como en el Mediterráneo muestran una correlación significativa con el índice atmosférico NAO, lo que refuerza la importancia del forzamiento atmosférico mecánico sobre la variabilidad del nivel del mar a escala regional.

Respecto a la contribución estérica, los datos indican que es positiva en el Atlántico, mientras en el Mediterráneo hay datos dispares sobre su impacto durante las cuatro últimas décadas. Mientras algunos modelos señalan incrementos estéricos del orden de algunos mm/año en el Mediterráneo Occidental, los datos de MEDATLAS señalan una contribución ligeramente negativa [Tsimplis y Rixen, 2002]. Uno de los factores que explican esta diferencia respecto a las costas atlánticas de la PI es que a pesar de haberse registrado ligeros aumentos en la temperatura del Mar Mediterráneo, éstos habrían sido compensados por el aumento de salinidad. Este hecho, que con los datos actuales sólo puede vislumbrarse a duras penas debido a la insuficiente cobertura espacio-temporal de los datos históricos), se manifiesta claramente en las predicciones elaboradas para el siglo XXI: el aumento del déficit hídrico de la cuenca (debido a la mayor evaporación y menor precipitación y aporte de ríos) causaría un aumento de salinidad que podría compensar el aumento de temperatura, dando una componente estérica de nivel del mar muy pequeña (de uno u otro signo, según los modelos y escenarios). Esto es, las diferencias en las tendencias de nivel del mar observadas entre las costas atlánticas y mediterráneas de la PI parecen extenderse al siglo XXI.

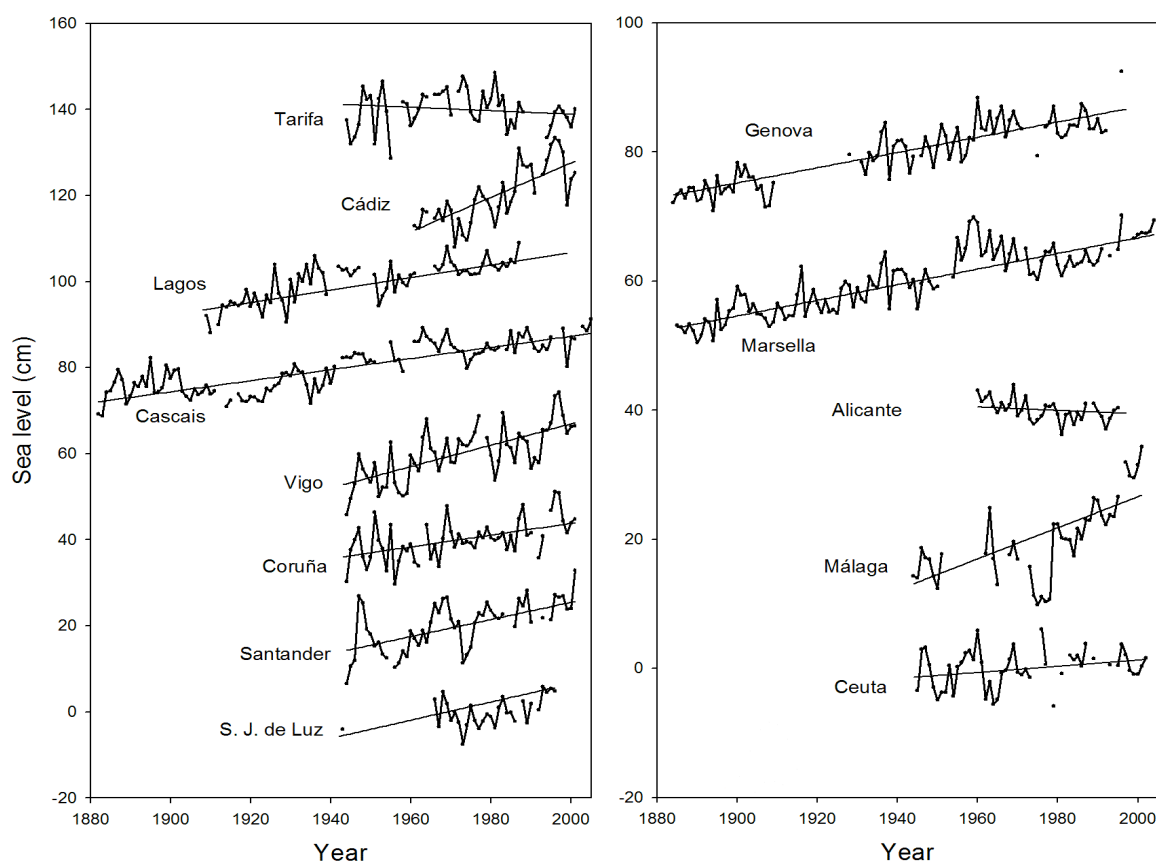


Figura 2: Series de nivel del mar (valores anuales) obtenidas a partir de los registros de mareógrafo más largos de la PI y de la cuenca Mediterránea Occidental. Cada uno de los registros está desplazado 20 cm en la vertical respecto del anterior.

Durante la última década del S XX el comportamiento ‘anómalo’ (respecto al promedio global) del nivel del mar en el Mediterráneo parece revertirse: tanto la componente atmosférica como la estérica muestran tendencias claramente positivas. Durante ese periodo la subida registrada en el Mediterráneo es de hasta 10 mm/año, debido en parte a la disminución de la presión atmosférica, pero sobre todo a un aumento de la temperatura del mar (un aumento que parece haberse ralentizado a partir de 2001). El hecho de que los datos altimétricos estén enormemente influidos por esa década explica que las tendencias obtenidas para el periodo altimétrico sean altas

La contribución de masa puede estimarse directamente a partir de datos de gravimetría. Esas observaciones están disponibles sólo a partir de 2002, pero han permitido demostrar que restando las contribuciones atmosférica y estérica del nivel del mar total se obtiene una buena aproximación a la componente de masa [Calafat et al., 2009]. A partir de ese resultado, [Calafat et al., 2009] han mostrado que la componente de masa en el Mediterráneo ha aumentado de manera muy regular durante la última mitad del siglo XX, siendo su ritmo de 1.2 ± 0.3 mm/año.

3.5.- Modelización

La modelización numérica de los procesos que gobiernan la variabilidad del nivel del mar es una herramienta esencial para entender y predecir dicha variabilidad. El efecto del forzamiento mecánico (viento y presión atmosférica) se resuelve con modelos barotrópicos 2D. Este tipo de modelo ha sido tradicionalmente empleado con excelentes resultados en sistemas de predicción de *storm surge* a corto plazo. Por medio de estas técnicas de modelización barotrópica se generó el reanálisis HIPOCAS [Ratsimandresy et al., 2008], el cual ha proporcionado una base de datos de alta calidad que abarca toda la cuenca Mediterránea y parte del Atlántico nororiental. Esos datos han permitido, como se ha citado anteriormente, entender los mecanismos que han motivado los cambios de nivel del mar en el Mediterráneo durante la segunda mitad del siglo XX [Gomis et al., 2008; Pascual et al., 2008] o caracterizar su régimen extremal [Marcos et al., 2009].

Sin embargo, los modelos barotrópicos no son válidos para reproducir la contribución estérica y los cambios de masa, siendo necesario para este fin el uso de modelos baroclinos 3D que describen, no sólo el movimiento del agua, sino también la evolución de la temperatura y salinidad, al tiempo que se incluyen los aportes de aguas continentales. Actualmente, se está trabajando en esta línea de aplicación de modelos baroclinos 3D en simulaciones regionales climáticas. A nivel nacional, hay que destacar que dentro del proyecto VANIMEDAT se acaba de realizar una integración baroclina de 44 años para un dominio similar al cubierto por el reanálisis barotrópico HIPOCAS. Hay que apuntar que, a día de hoy, los reanálisis baroclinos regionales son menos fiables que los barotrópicos, debido fundamentalmente a la mayor complejidad y memoria de los procesos físicos que describen. En general, los modelos climáticos baroclinos presentan discrepancias importantes con las observaciones a nivel regional [Tsimplis et al., 2008]. Iniciativas, como el ya mencionado proyecto VANIMEDAT, sirven para la identificación y potencial subsanación de las carencias de este tipo de simulaciones regionales, al tiempo que ponen las bases para la consecución con garantías de proyecciones futuras de nivel del mar a escala regional basadas en escenarios de cambio climático.

3.6.- Perspectivas de progreso en el conocimiento regional del Nivel del Mar.

En lo que se refiere a observaciones, señalar que la PI está bien cubierta con mareógrafos. Las perspectivas de progreso más significativas vendrán del mantenimiento y extensión en el tiempo de esos registros, así como de la progresiva extensión temporal de los datos altimétricos y de gravimetría. De cara a cuantificar la componente estérica del nivel del mar el progreso vendrá asociado al incremento de los datos hidrográficos (p.e. de boyas ARGO, buques de oportunidad y campañas oceanográficas), y el mantenimiento de las series existentes, de temperatura y salinidad (p.e. las radiales IEO). También es importante conseguir un mayor conocimiento del ciclo hidrológico que redunde en una mejor estima de las variaciones de masa a nivel de cuenca.

Con relación al modelado numérico, el problema fundamental es que los modelos globales no tienen suficiente resolución a nivel regional, mientras los modelos regionales aún presentan problemas importantes (solución de los flujos a través de estrechos, procesos de mezcla y formación de agua densa, interacción con los cambios globales a través de las condiciones de contorno, etc.). La apuesta europea, en lo que respecta a

modelado oceánico pasa por el desarrollo del modelo NEMO en versión de superficie libre. A nivel nacional, posiblemente la iniciativa más ambiciosa sea la generación de escenarios climáticos promovida por AEMET, en la que se usarán aplicaciones NEMO. Esta iniciativa, iniciada en Septiembre de 2009, se espera que dé los primeros resultados en 2010 y 2011. Paralelamente a las mejoras en los modelos es vital mejorar también los forzamientos atmosféricos, tanto en resolución como en calidad de los datos *offshore*. Actualmente existen bases de datos atmosféricas generadas por medio de *downscaling* dinámicos (p.e. HIPOCAS, [Sotillo *et al.*, 2005]; ARPERA, [Herrman y Somot, 2008] que son de gran utilidad para el modelado del nivel del mar. Se espera que en un futuro próximo sigan generándose forzamientos atmosféricos de este tipo con una mayor resolución y realismo y que esta mejora de los forzamientos repercuta en un mayor y más preciso conocimiento del nivel del mar. Finalmente, otra mejora puede provenir de la incorporación de sistemas multisensoriales (gliders, boyas ARGO, teledetección, etc.) por medio de técnicas de asimilación de datos en modelos de circulación oceánica.

4.- Referencias

- Benítez-Barrios, V.M., A. Hernández-Guerra, P. Vélez-Belchí, F. Machín y E. Friale-Nuez (2008), Recent changes in subsurface temperature and salinity in the Canary region, *Geophys. Res. Lett.*, 35, L07603, doi: 10.1029/2008GL033329.
- Calafat, F. M. y D. Gomis (2009) Reconstruction of Mediterranean sea level fields for the period 1945-2000. *Global and Planetary Change*, 66 (3-4), 225-234.
- Calafat, F. M., M. Marcos y D. Gomis (2009), Mass contribution to Mediterranean Sea level variability for the period 1948-2000, *J. Geophys. Res.* (en revisión)
- Cazenave, A., P. Bonnefond, F. Mercier, K. Dominh y V. Tomazou (2002), Sea level variations in the Mediterranean Sea and Black Sea from satellite altimetry and tide gauges, *Global and Planetary Change*, 34, 59-86.
- de Castro, M., M. Gómez-Gesteira, I. Álvarez y J.L.G. Gesteira (2009), Present warming within the context of cooling-warming cycles observed since 1854 in the Bay of Biscay, *Cont. Shelf. Res.*, 29, 1053-1059.
- Domingues, C. M., J. A. Church, N. J. White, P. J. Glecker, S.E. Wijffels, P. M. Barker y J. R. Dunn (2008) Improved estimates of upper-ocean warming and multi-decadal sea-level rise, *Nature*, 453, 1090-1094, doi: 10.1038/nature07080.
- Font, J., P. Puig, J. Salat, A. Palanques y M. Emelianov (2007), Sequence of hydrographic changes in NW Mediterranean deep water due to the exceptional winter of 2005, *Scientia Marina*, 7(2), 339-346.
- Fontán, A., V. Valencia, A. Borja y N. Goikoetxea (2008), Ocean-meteorological conditions and coupling in the southeastern Bay of Biscay, for the period 2001-2005: A comparison with the past two decades, *J. Mar. Syst.*, 72, 167-177.
- García-Serrano, J., T. Losada, B. Rodríguez-Fonseca y I. Polo (2008), Tropical Atlantic Variability modes (1979-2001). Part II: Time-evolving atmospheric circulation related to SST-forced tropical convection, *Journal of Climate*, 21, 6476-6497. doi: 10.1175/2008JCLI2191.1.
- Goikoetxea, N., A. Borja, A. Fontán, M. González y V. Valencia (2009), Trends and anomalies in sea-surface temperature, observed over the last 60 years, within the southeastern Bay of Biscay, *Continental Shelf Research*, 29, 1060-1069.
- Gómez-Gesteira, M., M. de Castro, I. Álvarez y J.L.G. Gesteira (2008a), Coastal sea surface temperature warming trend along the continental part of the Atlantic Arc (1985-2005), *J. Geophys. Res.*, 113, C04010, doi: 10.1029/2007JC004315.
- Gómez-Gesteira, M., M. de Castro, I. Álvarez, M.N. Lorenzo, J.L.G. Gesteira y A.J.C. Crespo (2008b), Spatio-temporal upwelling trends along the Canary upwelling system (1967-2006), *Trends and directions in climate research.: Ann. N.Y. Acad. Sci.* 1146: 320-337.
- Gomis, D., S. Ruiz, M. G. Sotillo, E. Álvarez-Fanjul y J. Terradas (2008), Low frequency Mediterranean sea level variability: the contribution of atmospheric pressure and wind, *Global and Planetary Change*, 63 (2-3), 215-229.
- González-Pola, C., A. Lavín y M. Vargas-Yáñez (2005), Intense warming and salinity modification of intermediate water masses in the southeastern corner of the Bay of Biscay for the period 1992-2003, *J. Geophys. Res.* 110, C05020, doi: 10.1029/2004JC002367.
- Herrmann, M. y S. Somot (2008), Relevance of ERA40 dynamical downscaling for modelling deep convection in the Mediterranean Sea. *Geophys. Res. Lett.* 35 pp 1-5. DOI: 10.1029/2007GL032669.
- IPCC, (2007), Working Group I Contribution to the Fourth Assessment Report of the IPCC. "The Physical Science Basis", Cambridge University Press. Published October 2007 ISBN-13:9780521705967.
- Levitus, S., J. Antonov, T. Boyer, 2005. Warming of the World ocean, 1955-2003. *Geophys. Res. Lett.* Vol. 32, L02604, doi: 10.1029/2004GL021592.
- Levitus, S., Antonov, J.I., Boyer, T.P., Locarnini, R.A., García, H.E., Mishonov, A.V., 2009. Global ocean heat content 1955-2008 in light of recently revealed instrumentation problems. *Geophys. Res. Lett.*, 36, L07608, doi: 10.1029/2008GL037155.
- López-Jurado, J.L., C. González-Pola y P. Vélez-Belchí (2005), Observations of an abrupt disruption of the long term warming trend at the Balearic Sea, Western Mediterranean Sea in summer 2005, *Geophys. Res. Lett.* 32, L24606, doi: 10.1029/2005GL024430.
- Marcos, M. y M. N. Tsimplis (2007), Variations of the seasonal sea level cycle in southern Europe, *J. Geophys. Res.*, 112, C12011.
- Marcos, M. y M. N. Tsimplis (2008), Coastal sea level trends in southern Europe, *Geophysical Journal International*, 175, 70-82.
- Marcos, M., M. N. Tsimplis y A. G. P. Shaw (2009), Sea level extremes in southern Europe, *J. Geophys. Res.*, 114, C01007, doi:10.1029/2008JC004912.
- MEDAR Group (2002), MEDATLAS/2002 database: Mediterranean and Black Sea database of temperature salinity and bio-chemical parameters, in *Climatological Atlas* [CD-ROM], Fr. Res. Inst. For Exploit. of Sea, Issy-les-Moulineaux, France.

- Pascual, A., Marcos, M. y D. Gomis (2008), Comparing the sea level response to pressure and wind forcing of two barotropic models: Validation with tide gauge and altimetry data. *Journal of Geophysical Research-Oceans*, 113(C7).
- Polo, I., B. Rodríguez-Fonseca, J. García Serrano y T. Losada (2008a), Tropical Atlantic Variability modes (1979-2001), Part I: time-evolving SST modes related to West African rainfall, *Journal of Climate*, 21, 6457-6475. doi: 10.1175/2008JCLI2607.1.
- Polo I., A. Lazar, B Rodríguez-Fonseca y S. Arnault (2008b), Oceanic Kelvin waves and tropical Atlantic intraseasonal variability: 1. Kelvin wave characterization, *Journal of Geophysical Research*, 113, C07009, doi: 10.1029/2007JC004495.
- Polo I., B. Rodríguez-Fonseca y J. Sheinbaum (2005) Northwest Africa upwelling and the Atlantic climate variability, *Geophysical Research Letters*, 32, DOI: 10.1029/2005GL023883.
- Ratsimandresy, A. W., M. G. Sotillo E. Álvarez-Fanjul, J. C. Carretero Albiach, B. Perez y H. Hajji (2007), A 44-year (1958-2001) sea-level residual hindcast over the Mediterranean Basin, *Physics and Chemistry of the Earth*, 33, iss. 3-4, 250-259, doi:10.1016/j.pce.2007.02.002.
- Ratsimandresy, A. W., M. G. Sotillo, J. C. Carretero Albiach, E. Álvarez-Fanjul y H. Hajji (2008) A 44-year high-resolution ocean and atmospheric hindcast for the Mediterranean Basin developed within the HIPOCAS Project, *Coastal Eng.*, 55, 827-842, doi:10.1016/j.coastaleng.2008.02.025.
- Rixen, M., J-M. Bakers, S. Levitus, J. Antonov, T. Boyer, C. Maillard, M. Fichaut, E. Balopoulos, S. Iona, H. Dooley, M.J. García, B. Manca, A. Giorgetti, G. Mazella, N. Mikhailov, N. Pinardi y M. Zavatarelli (2005), The Western Mediterranean Deep Water: A proxy for climate change, *Geophys. Res. Lett.*, 32, L12608, doi: 10.1029/2005GL022702.
- Rodríguez-Fonseca B., I. Polo, E. Serrano y M. de Castro (2006), Evaluation of the North Atlantic SST forcing on the European and Northern African winter climate, *International Journal of Climatology*, 25, 179-191. DOI: 10.1002/7joc.1234.
- Ruiz, S., D. Gomis, M. G. Sotillo y S.A. Josey (2008), Characterization of surface heat fluxes in the Mediterranean Sea from a 44 year high-resolution atmospheric data set, *Global and Planetary Change*, 63, 258-274.
- Salat J. y J. Pascual (2006), Principales tendencias climatológicas en el Mediterráneo Noroccidental, a partir de más de 30 años de observaciones oceanográficas en la costa catalana. En: *Clima, sociedad y Medio Ambiente*, J.M. Cuadrat Prats, M.A. Saz Sánchez, S.M. Vicente Serrano, S. Lanjeri, N. de Luis Arrillaga y J.C González-Hidalgo (eds.), Publicaciones de la Asociación Española de Climatología (AEC), serie A, num 5: 284-290.
- Somavilla, R., C. González-Pola, C. Rodríguez, S.A. Josey, R.F. Sánchez y A. Lavín (2009), Large changes in the hydrographic structure of the Bay of Biscay after the extreme mixing of winter 2005, *J. Geophys. Res.*, 114, C01001, doi: 10.1029/2008JC004974.
- Sotillo M. G., A. W. Ratsimandresy, J. C. Carretero Albiach, F. Valero, J. F. González-Rouco y A. Bentamy (2005), A high-resolution 44-year atmospheric hindcast for the Mediterranean basin: Contribution to the regional improvement of global reanalysis, *Climate Dynamics*. 2005. 25: 219-236. DOI 10.1007/s00382-005-0030-7.
- Tsimplis, M. y M. Rixen (2002), Sea level in the Mediterranean: The contribution of temperature and salinity changes, *Geophys. Res. Lett.*, 29(3), 2136, doi:10.1029/2002GL015870.
- Tsimplis, M. N., M. Marcos y S. Somot (2008), 21st century Mediterranean sea level rise. Regional model predictions, *Global and Planetary Change*, 63, 105-111.
- Vargas-Yáñez, M., F. Moya, E. Tel, M.C. García-Martínez, E. Guerber y M. Bourgeon (2009a), Warming and salting of the Western Mediterranean during the second half of the XX century: Inconsistencies, unknowns and the effect of data processing, *Scientia Marina*, 73(1), 7-28, doi: 10.3989/scimar.2009.73n1007.
- Vargas-Yáñez, M., P. Zunino, A. Benali, M. Delpy, F. Pastre, F. Moya, M.C. García-Martínez, E. Tel (2009b), How much is the Western Mediterranean really warming and salting?, *J. Geophys. Res.*, doi: 10.1029/2009JC005816, en prensa.
- Vargas Yáñez, M., M.C. García Martínez, F. Moya, E. Tel, G. Parrilla, F. Plaza, A. Lavín, M.J. García, J. Salat, J. Pascual, J. García Lafuente, D. Gomis, E. Álvarez, M. García Sotillo, C. González-Pola, F. Polvorino y E. Fraile (2008), Cambio Climático en el Mediterráneo español, 171 pp. Editado por Instituto Español de Oceanografía, Madrid, ISBN: 84 95877 39 2.
- Vélez-Belchí, P., A. Hernández-Guerra y E. Fraile-Nuez (2009), Changes in the temperature and salinity tendencies of the upper subtropical ocean at 24.5°N, Enviado a *Geophys. Res., Lett.*
- Vidal-Vijande, E. (2009). Analysis of a 44 year hindcast for the Mediterranean: Comparison with Altimetry and in situ observations. Tesis D.E.A, ULPGC. Supervisor Ananda Pascual.
- Zunino, P., M. Vargas-Yáñez, F. Moya, M.C. García-Martínez y F. Plaza (2009), Deep and intermediate warming in the western Mediterranean: Water mass changes and heaving, enviado a *Geophys. Res. Lett.*

Capítulo 4

TELECONEXIONES CLIMÁTICAS EN EL ENTORNO DE LA PENÍNSULA IBÉRICA PREDICTABILIDAD Y CAMBIOS ESPERADOS

Autores: Belén Rodríguez-Fonseca¹ y Concepción Rodríguez-Puebla²

¹ Departamento de Geofísica y Meteorología, Universidad Complutense de Madrid.

² Departamento de Física General y de la Atmósfera, Universidad de Salamanca.

Contribuyentes: Marta Ábalos¹, Inés Álvarez⁴, Blanca Ayarzagüena¹, Angel Borja¹⁴, Maite de Castro⁴, Alvaro de la Cámara¹, Yolanda Castro-Díez³, Antonio Cofiño⁵, Alejandro J. Cabrera Crespo⁴, María José Esteban Parra³, María José Estrela⁶, María Dolores Frías⁵, Sonia Raquel Gámiz-Fortis³, Ricardo García-Herrera¹, Javier García-Serrano¹, Moncho Gómez-Gesteira⁴, Beatriz González¹, Nube González Reviriego², Jesús Fidel González Rouco¹, Jose Manuel Gutiérrez⁵, Sixto Herrera⁵, Isabel Iglesias¹², Juan Ignacio López-Moreno⁸, María de las Nieves Lorenzo⁴, Teresa Losada¹, Yolanda Luna¹¹, María Luisa Martín¹³, Juan Javier Miró⁶, Elsa Mohino¹, Daniel Paredes¹, Francisco Pastor⁶, Irene Polo¹, David Pozo-Vázquez⁹, Fernando Sánchez Rodrigo¹⁰, Jon Sáenz⁷, Encarnación Serrano¹, Juan José Taboada¹², Francisco Valero¹, Jose Antonio Valiente⁶, Sergio Vicente-Serrano⁸.

³ Departamento de Física Aplicada, Universidad de Granada

⁴ Facultad de Ciencias, Universidad de Vigo, Ourense

⁵ E.T.S.I. Caminos, Universidad de Cantabria

⁶ Centro de Estudios Ambientales del Mediterráneo, Unidad Mixta CEAM-UVEG, Valencia

⁷ Departamento Física Aplicada II, Universidad del País Vasco

⁸ Instituto Pirenaico de Ecología de Zaragoza (CSIC)

⁹ Departamento Física Aplicada, Universidad de Jaen

¹⁰ Departamento de Física Aplicada, Universidad de Almería

¹¹ Agencia Estatal de Meteorología (AEMET)

¹² Meteogalicia, Xunta de Galicia

¹³ Departamento Matemática Aplicada, Campus de Segovia, Universidad de Valladolid

¹⁴ AZTI Tecnalia, Marine Research Division

ÍNDICE

1.- Introducción

2.- La Oscilación del Atlántico Norte y el clima de la Península Ibérica

2.1.- Otros patrones de teleconexión que contribuyen a la variabilidad climática de la Península Ibérica

2.2.- Influencia oceánica en la Oscilación del Atlántico Norte

3.- El Niño y la Oscilación Sur (ENSO) y el clima de la Península Ibérica

4.- ¿Qué cambios se esperan para los Patrones de Teleconexión en climas futuros?

5.- Conclusiones

6.- Referencias

Cita: Rodríguez-Fonseca B. y Rodríguez-Puebla C., 2010. Teleconexiones climáticas en el entorno de la Península Ibérica. Predictabilidad y cambios esperados, In Clima en España: pasado, presente y futuro (Pérez F. Fiz and Boscolo Roberta Editores) 53-68 pp.

1.- Introducción

Las teleconexiones son fenómenos integrantes del sistema climático y que indican fluctuaciones recurrentes de la circulación (atmosférica u oceánica) en zonas distantes correlacionadas entre sí. Por tanto, contribuyen a la variabilidad climática (a nivel regional) de la precipitación, la temperatura y algunos ecosistemas. Las teleconexiones reflejan aspectos importantes de la variabilidad interna del sistema y también de la interacción entre la atmósfera y otros componentes de mayor inercia como los océanos. Éstas se determinan mediante una estructura espacial o patrón de teleconexión (PTC) y una serie temporal (o índice de teleconexión) que caracteriza su evolución a través del tiempo, su amplitud y su fase [Wallace y Gutzler, 1981; Barnston y Livezey, 1987]. Las series temporales presentan diferentes escalas de variabilidad, incluyendo la de baja frecuencia, de gran utilidad como herramienta potencial para la predicción estacional e interanual [Frankignoul y Hasselmann, 1977]. Un reto de gran interés para la investigación climática es la búsqueda de señales de teleconexión que permitan explicar la ocurrencia de fenómenos climáticos anómalos como sequías, inundaciones y extremos térmicos, así como mejorar las predicciones climáticas. Estas investigaciones son importantísimas por sus aplicaciones en ámbitos muy variados como el agrícola, el de la salud, el sector energético y el alimentario. En el caso de la PI, existe una amplia cantidad de estudios que han relacionado los PTCs con propiedades como la radiación solar [Pozo Vázquez et al., 2004], el caudal de los ríos [Trigo et al., 2004; de Castro et al., 2006; Gámiz-Fortis et al., 2008], las sequías [Vicente-Serrano y Cuadrat, 2007], la actividad convectiva [Soriano et al., 2004], la salinidad [Pérez et al., 2000], la producción agrícola [Rodríguez-Puebla et al., 2007], la pesca [Borja et al., 2008] ...

Corti et al. [1999] encontraron que los patrones espaciales que aparecen como respuesta a un forzamiento antropogénico pueden proyectarse, principalmente, en los modos de variabilidad natural del clima, representados por los PTCs. Estos PTCs se pueden alterar bajo escenarios de cambio climático, afectando, por tanto, a la variabilidad climática regional, tal y como indica el último informe del IPCC [Solomon et al., 2007]. De hecho, algunos de los cambios del clima observado en el siglo XX se pueden describir mediante la variabilidad de los PTCs [Trenberth et al., 2007].

Los PTCs son capaces de explicar un alto porcentaje de la variabilidad de la precipitación en PI [Trigo y Palutikof, 2001]. El PTC atmosférico dominante en nuestras latitudes es la llamada Oscilación del Atlántico Norte (NAO) y la PI se localiza en una región singular al encontrarse entre los centros de acción de dicha oscilación. Otros PTCs que influyen en la variabilidad climática de la PI son el patrón del Atlántico Este (EA), el patrón del Atlántico Este y Oeste de Rusia (EAWR), el patrón de Escandinavia (SCA) y el patrón del Mediterráneo Occidental (WeMO).

Los océanos son claves a la hora de explicar la persistencia en el tiempo de los PTCs atmosféricos. Cambios en la temperatura de la superficie del mar son capaces de explicar cambios en los PTCs, como ocurre con la influencia del océano tropical en la configuración de la NAO [Hoerling et al., 2001]. En nuestras latitudes, las anomalías en el Atlántico Tropical, el Mediterráneo y el fenómeno de El Niño del Pacífico son importantes para la predictibilidad de los PTCs atmosféricos y, por tanto, cambios en los mismos pueden ser los responsables de cambios en las teleconexiones. En relación con el cambio climático, diversos autores [Knutson et al., 1998; 1999] han mostrado la contribución antropogénica en el calentamiento de los océanos tropicales.

Este capítulo pretende sintetizar de forma coherente el estado del conocimiento en relación con los PTCs que afectan a la variabilidad climática de la PI y la influencia oceánica a escalas interanuales; así como los cambios que se prevén en escenarios de cambio climático.

2.- La Oscilación del Atlántico Norte y el clima de la PI

El PTC predominante del sector Atlántico Norte es la NAO, que se presenta como un dipolo de anomalías de presión reducida al nivel del mar (SLP), con centros de acción sobre Islandia y el oeste de Portugal [Wallace y Gutzler, 1981; Barnston y Livezey, 1987; Hurrell, 1995]. Este dipolo Norte-Sur de SLP en el Atlántico Norte (Fig. 1a) está estrechamente vinculado al modo anular del hemisferio Norte (NAM) en invierno, también denominada Oscilación Ártica (AO) [Thompson y Wallace, 1998; Wallace, 2000]. Sin

embargo, la NAO está más relacionada con los procesos que ocurren en el sector Atlántico mientras que el NAM se vincula con procesos dinámicos a nivel hemisférico. La NAO justifica una parte importante de la variabilidad de la precipitación en Europa, de modo que un alto índice de esta oscilación, caracterizado por un aumento de la presión en el centro de altas presiones subtropicales y una disminución sobre el centro de bajas presiones subpolares, está asociado con un aumento de la precipitación en el Norte de Europa y una disminución en el suroeste Europeo; ocurriendo lo contrario para la fase negativa. Este vínculo con la precipitación se explica por la estrecha relación entre la NAO y los desplazamientos del flujo zonal y la corriente en chorro [Hurrell, 1995; Hurrell et al., 2003; Hurrell et al., 2006]. En la fase positiva las masas de aire son del noroeste, secas y frías; mientras que en la fase negativa son del suroeste cálidas y húmedas [Rodríguez-Puebla y Nieto, 2009].

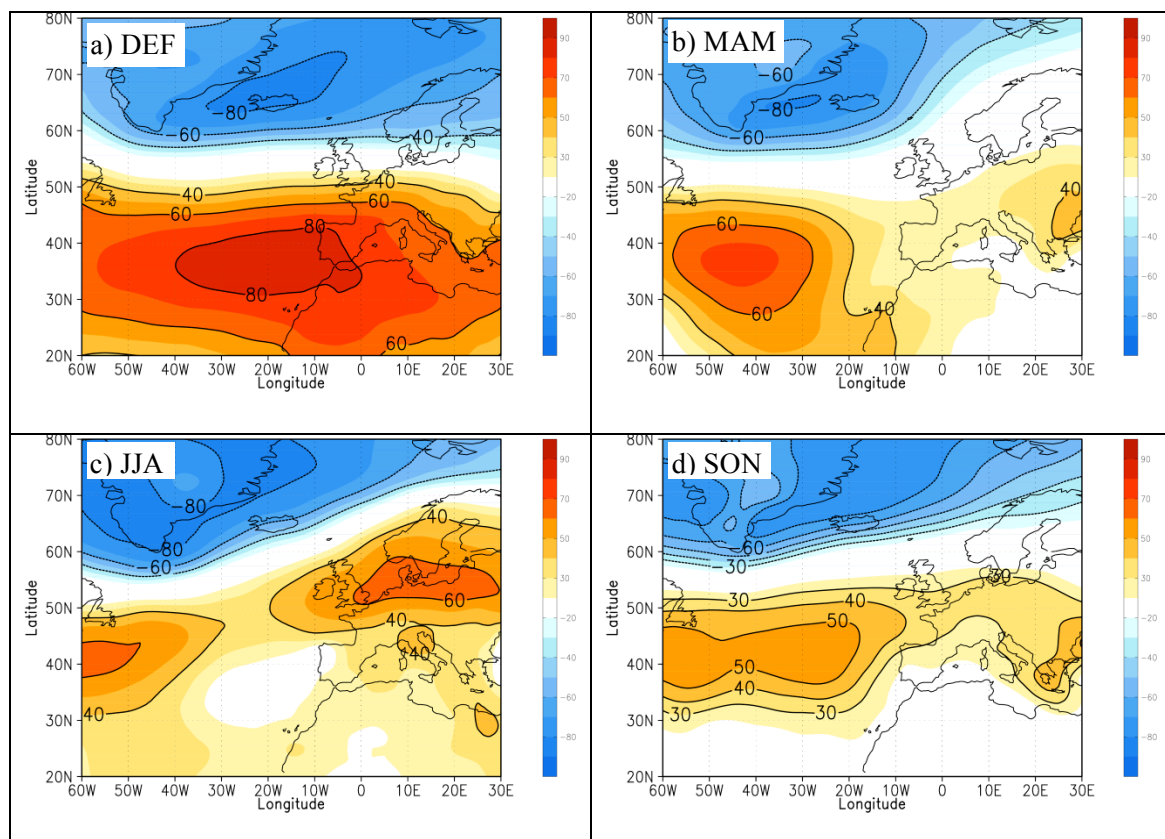


Figura 1: Patrón de teleconexión NAO en las distintas estaciones: a) Invierno (DEF); b) Primavera (MAM); c) Verano (JJA); d) Otoño (SON). Las configuraciones están caracterizadas por la correlación (multiplicada por 100) entre el índice NAO del “Climate prediction Center (USA)” y la presión al nivel del mar de los datos de reanálisis del NCEP/NCAR.

La estructura de la NAO experimenta variaciones estacionales, interanuales, decadales y multidecadales [Hurrell et al., 2003; Fig. 3]. En escalas decadales, los datos proxy e instrumentales revelan la existencia de periodos prolongados para las fases positivas y negativas de la NAO [Jones et al., 2003; Pozo-Vázquez et al., 2000], lo que indica la presencia de un forzamiento externo a la atmósfera, como puede ser el océano [Bjerknes, 1969]. Así, en las décadas de 1960 y 1970 predominó la fase negativa mientras que en la de los 1990 fue la positiva.

Desde 1992 numerosos autores han tratado de justificar la variabilidad de la precipitación de la PI con base en la NAO [Zorita et al., 1992; Rodrigo et al., 2001; Rodríguez-Puebla et al., 1998; Serrano et al., 1999; Rodríguez-Fonseca y Serrano, 2002; Muñoz-Díaz y Rodrigo, 2003; Trigo y daCamara, 2000; Goodess y Jones, 2002]. Estudios recientes demuestran que la influencia de la NAO ha cambiado a lo largo del periodo observacional informando, por tanto, del carácter no estacionario de la configuración de la NAO y justificando la diferente respuesta de las sequías (mediante el índice de precipitación estandarizado, SPI) a sus diferentes

fases [Vicente-Serrano y López-Moreno, 2008a, 2008b; López-Moreno y Vicente-Serrano, 2008]. Dichos cambios se asocian con un desplazamiento interdecadal de los centros de presión que caracterizan a la NAO, explicando un fortalecimiento de la relación entre precipitación y NAO en la mayor parte de Europa a lo largo del siglo XX (Fig. 2). En una perspectiva temporal más amplia, se ha encontrado que los cambios a largo plazo de la NAO son responsables de la disminución de precipitación invernal a principios del siglo XX y del aumento progresivo de la misma hasta alcanzar un máximo en los años 60, así como también de una disminución a lo largo del siguiente periodo [Xoplaki et al., 2004; 2006]. Existe un consenso sobre la mayor contribución de la NAO en la vertiente occidental de la Península, como se observa en la Fig. 3 [Rodríguez-Puebla et al., 2001], si bien los citados cambios a largo plazo se han encontrado que afectan a toda la cuenca Mediterránea [Xoplaki et al., 2004; 2006]. El informe del IPCC -AR4 indica que la NAO puede explicar el 33% de disminución de la precipitación que se produjo en el periodo 1968 a 1997 en la PI [Trenberth et al., 2007, Paredes et al., 2006, González-Rouco et al., 2000]. Así, se ha justificado cómo la sequía registrada en el año hidrológico 2004-05 estuvo asociada a la fase positiva de la NAO, aunque el cambio de fase del 2005 no estuvo acompañado por el correspondiente cambio de precipitación esperado ya que la sequía persistió [García-Herrera et al., 2007].

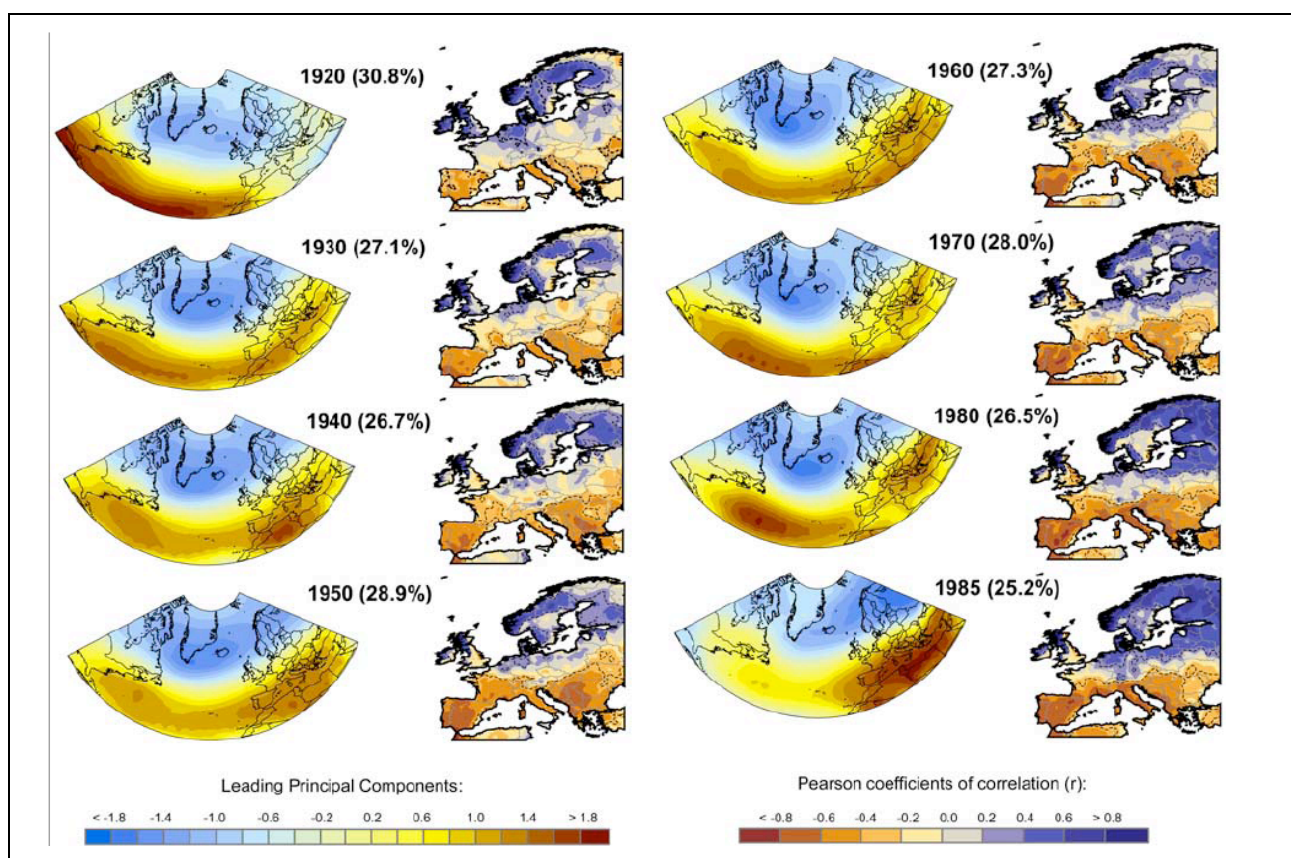


Figura 2: Comportamiento no estacionario de la NAO y su influencia en la precipitación en Europa. Panel Izquierdo: Primera componente principal de la SLP de invierno, calculadas mediante una ventana móvil de periodos de 31 años centrados en el año indicado en cada mapa. Se muestra el porcentaje de varianza explicado por el correspondiente modo. Panel derecho: Distribución espacial de los coeficientes de correlación entre la precipitación en invierno en Europa y el índice de la NAO durante el siglo XX. El año indicado en cada mapa representa el punto medio de cada periodo de 31 años. Las líneas discontinuas encierran regiones con correlaciones significativas. De Vicente-Serrano y López Moreno [2008].

En lo que se refiere a la temperatura, diversos estudios han demostrado que la NAO y la temperatura en el sur de Europa están relacionadas de forma no lineal [Castro-Díez et al., 2002; Pozo-Vázquez et al., 2001]. En el capítulo 11 del informe IPCC-AR4 [Christensen et al., 2007] se indica como el incremento de la temperatura de los inviernos en el norte de Europa desde los años 60 a los años 90 estuvo afectado por una tendencia hacia una fase positiva de la NAO .

La temperatura de la PI en verano estuvo en el mismo periodo sometida a aumentos importantes, de hasta 3 °C/50 años en algunas regiones [Xoplaki *et al.*, 2003; 2006], aunque las causas dinámicas para estas tendencias a largo plazo habría que buscarlas en el comportamiento de otros modos de circulación a gran escala distintos de la NAO (ver siguiente sección).

2.1.- Otros patrones de teleconexión que contribuyen a la variabilidad climática de la PI.

Como se ha indicado anteriormente, existen otros patrones de teleconexión con influencia en la PI. Así, el patrón del Atlántico Oriental (EA², Fig. 4), explica gran parte de la variabilidad de la precipitación y temperatura en el margen occidental de la PI [Lorenzo *et al.*, 2008; Rodrigo y Trigo, 2007; Vicente-Serrano y López-Moreno, 2006; Sáenz *et al.*, 2001a]. El patrón EA juega un papel muy importante en la predictibilidad estacional de la temperatura del aire en la PI [Sáenz *et al.*, 2001a; Frías *et al.*, 2005]. Además, las tendencias de cambio en los extremos térmicos como días cálidos y noches frías han sido asociadas con dicho PTC [Rodríguez-Puebla *et al.*, 2009].

Otros PTCs que explican parte de la variabilidad de la precipitación en la PI y que se definen sobre el geopotencial en niveles medios de la atmósfera son el patrón del Este del Atlántico/Oeste de Rusia (EA/WR) y el de Escandinavia (SCA) [Serrano *et al.*, 1999; Rodríguez-Fonseca y Serrano, 2002; Lorenzo y Taboada, 2005; Lorenzo *et al.*, 2008], que se muestran en la Fig. 4 para los meses invernales. De forma complementaria, en la Fig. 3 se ha representado la influencia de estos patrones de teleconexión sobre la precipitación anómala en los meses respectivos.

En las Fig. 4a a 4d puede verse la anomalía de presión y viento durante las fases positivas de los patrones EA y SCA y durante las fases negativas de los patrones EA/WR y WeMO, de forma que puede visualizarse el mecanismo de generación de anomalías de precipitación en la PI de la Fig. 3. En niveles de geopotencial altos de se ha identificado en primavera el patrón de teleconexión EAJet como el primer modo de variabilidad atmosférica en relación con la precipitación, dando cuenta de más del 50% de la variabilidad de la precipitación en el Mediterráneo occidental [Martín *et al.*, 2004; Luna *et al.*, 2004].

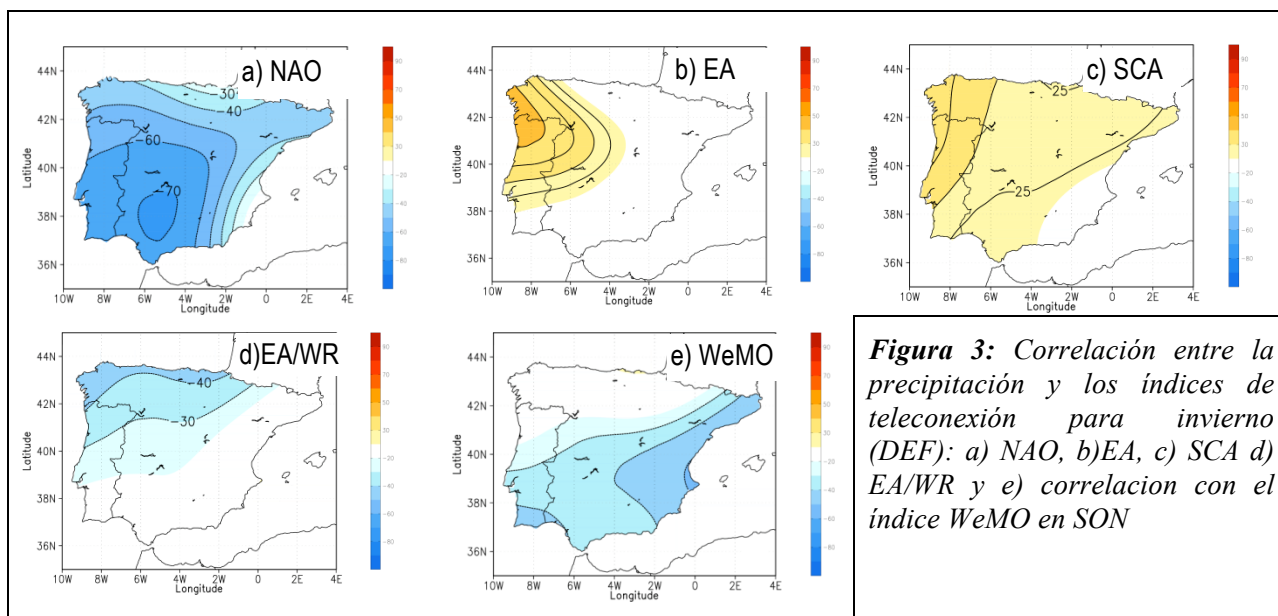


Figura 3: Correlación entre la precipitación y los índices de teleconexión para invierno (DEF): a) NAO, b) EA, c) SCA d) EA/WR y e) correlación con el índice WeMO en SON

² EA: Acrónimo del término inglés *East Atlantic pattern*. La configuración del EA es la de un dipolo de presiones norte-sur desplazado hacia el sureste respecto a la NAO. Para más información sobre patrones de teleconexión y sus índices consultar la página <http://www.cpc.ncep.noaa.gov/data/teledoc/telecontents.shtml>

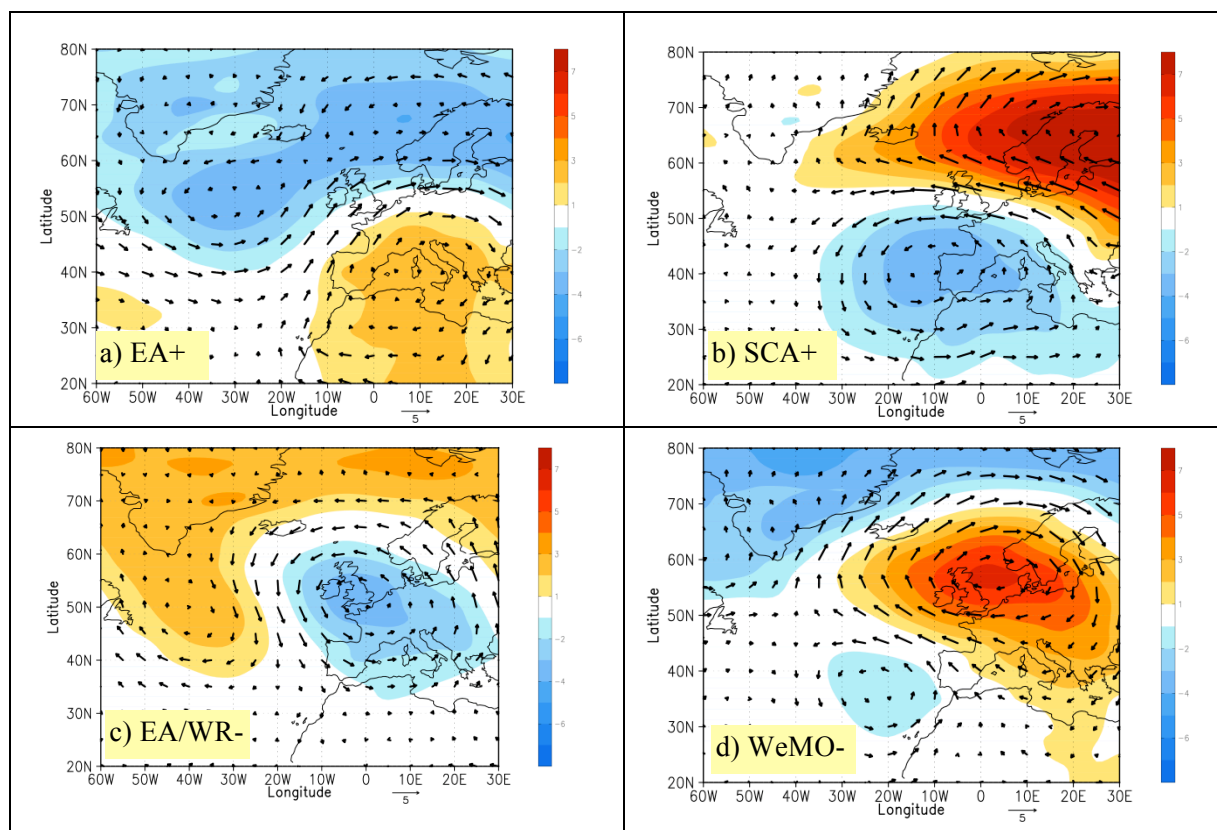


Figura 4: Fase de: a) EA positiva; b) SCA positiva; c) EA/WR negativa y d) WeMO negativa en forma de mapas compuestos de anomalías de SLP (hPa) y viento en superficie (m/s) en invierno.

La NAO y el EA dominan la variabilidad de la región Atlántica peninsular, mientras que la región del noroeste del Mediterráneo está influida por el EA/WR [Menéndez *et al.*, 2009; Romero *et al.* 1999; Valero *et al.* 2004; Rodríguez-Fonseca y Serrano, 2002; Xoplaki *et al.*, 2003; 2004; 2006] y la Oscilación del Mediterráneo Occidental (WeMO³), que aparece como modo predominante a la hora de explicar la precipitación otoñal de la vertiente mediterránea [Martín-Vide y López-Bustins, 2006; López-Bustins *et al.*, 2008; ver Fig. 4b).

2.2.- Influencia oceánica en la Oscilación del Atlántico Norte

Aunque la mayor parte de la variabilidad de la NAO puede explicarse por fluctuaciones internas de la atmósfera, producidas por la interacción entre el flujo medio y las borrascas extratropicales, existen influencias externas que, en escalas interanuales y decenales, proceden de la interacción de la atmósfera y el océano [Cassou *et al.*, 2004; Losada *et al.*, 2007; Visbeck *et al.*, 2003].

Es conocido como, sobre todo en invierno, la NAO aparece junto a una estructura oceánica, caracterizada por un tripolo de SST (Temperature Superficial del Mar) en el Atlántico Norte, llamada Tripolo Atlántico [Sutton y Allen, 1997]. Esta estructura es una respuesta a las variaciones de la NAO sobre la superficie oceánica y, al ser producida por la NAO, no tiene habilidad predictiva. Sin embargo, distintos estudios han encontrado que las anomalías de SST en la región del Atlántico son capaces de determinar la fase de la NAO [Palmer y Sun, 1985; Rodwell *et al.*, 1999, Robertson *et al.*, 2000]. De hecho, se ha demostrado cómo un calentamiento de la región subtropical del Tripolo Atlántico (región SNA) en verano va unido a un debilitamiento del carácter anticiclónico en Azores y, por tanto, al desarrollo de la fase negativa de la NAO en el invierno posterior [Rodwell *et al.*, 1999; Czaja y Frankignoul, 2002] y viceversa. Además, esta configuración produce impactos importantes en la precipitación invernal del sector EuroAtlántico [Polo *et al.*,

³ WeMO: Acrónimo del término inglés Western Mediterranean Oscillation, definida como un dipolo de presión con un centro en San Fernando de Cádiz (España) y otro centro en Padua (Italia)

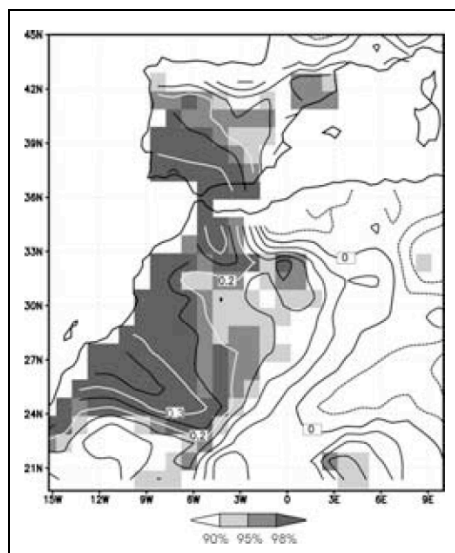


Figura 5: Correlación significativa entre la precipitación anómala invernal en la PI y las anomalías de la temperatura superficial en el Atlántico Norte Subtropical (SNA). De Rodríguez-Fonseca y de Castro [2002].

2005; Rodríguez-Fonseca et al., 2006] y, en concreto, del suroeste de la PI y norte de África [Rodríguez-Fonseca y de Castro, 2002, ver Fig. 5), contribuyendo a la predictibilidad de la precipitación en nuestra región de estudio [Lorenzo et al., 2009a].

El cambio en el Anticiclón en verano produce un cambio en el viento que refuerza las anomalías de SST en la región SNA mediante un mecanismo de realimentación termodinámico [Rodríguez-Fonseca et al., 2006; Polo et al., 2005], el cual influye en el sistema de afloramiento costero de Mauritania-Senegal [Polo et al., 2005].

El papel de los trópicos es fundamental, siendo la convección anómala una fuente importante de ondas de Rossby que influye en la variabilidad intraestacional de la NAO [Cassou, 2008; García-Serrano et al., 2008]. La llamada región SNA es parte del llamado Patrón de Herradura del Hemisferio Norte (NAHS⁴), caracterizado por una estructura de anomalías de SST en el Atlántico tropical que rodea el Atlántico norte oriental, el cual se presenta desde finales de primavera-verano al otoño-principios de invierno siguiente [García-Serrano et al., 2008] y cuya influencia máxima en el sector Euro-Atlántico tiene lugar en los meses de otoño y principios de invierno (Fig. 6a). Un aumento de la SST en el Atlántico Subtropical en verano está relacionado con un aumento de la precipitación en otoño sobre la PI.

La naturaleza de la conexión entre el NAHS y la NAO sigue bajo debate. Los mecanismos propuestos involucran procesos de excitación de ondas de Rossby hacia Europa desde la región del Caribe y Amazonas [García-Serrano et al. 2008] e interacciones entre ondas estacionarias y eddies transitorios asociados al gradiente meridional de SST en el NAHS [Drévilion et al., 2001; Cassou et al., 2004]. Es importante tener en cuenta la respuesta directa a las anomalías de SST extratropicales, las cuales se añaden a cambios en la actividad de los eddies y su interacción con las corrientes en chorro para determinar la fase de la NAO [Cassou et al., 2004] e incluso del patrón EA [Losada et al., 2007].

Por otro lado, el Niño Atlántico⁵ [Zebiak, 1993] constituye otro de los modos dominantes de la llamada Variabilidad del Atlántico tropical⁶. Los estudios de sensibilidad realizados sobre este modo con modelos numéricos apuntan a su influencia invernal en Europa [Haarsma y Hazeleger, 2007]; sin embargo, las observaciones han mostrado que el decaimiento del Niño Atlántico de verano a invierno no está asociado a impactos significativos en nuestras latitudes en las estaciones posteriores [García-Serrano et al., 2008]. Sin embargo, cambios recientes en las relaciones entre el Niño Atlántico y el Niño del Pacífico [Rodríguez-Fonseca et al., 2009] podrían explicar parte de las teleconexiones encontradas entre el Niño Atlántico y la variabilidad climática en la región Euro-Atlántica.

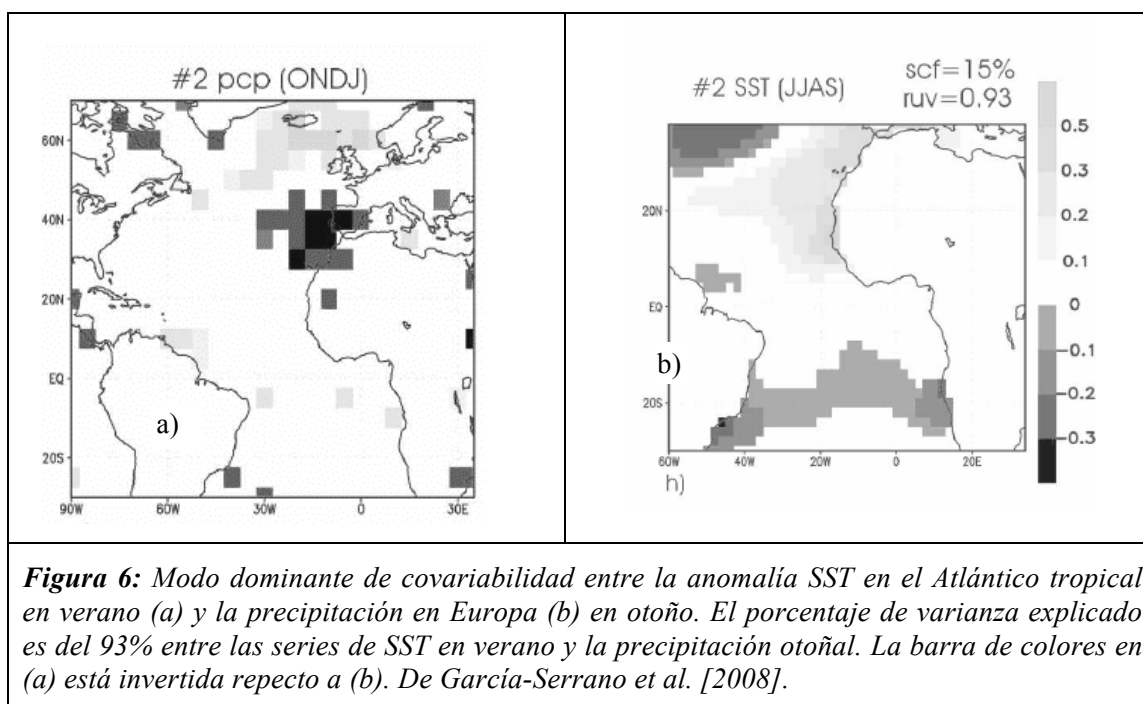
Asimismo, existen estudios que relacionan la NAO con el fenómeno de *El Niño* del Pacífico, asociando eventos fríos del ENSO (La Niña) con la fase positiva de la NAO en invierno [Cassou y Terray, 2001; Pozo-Vázquez et al., 2001] aunque en otros se cuestiona [Mariotti et al., 2005]. Se trata de una débil

⁴ Acrónimo del término en inglés *North Atlantic Horseshoe*

⁵ El Niño Atlántico es un fenómeno de variabilidad interanual que caracteriza la variabilidad oceánica del Atlántico Tropical (Zebiak, 1993). Dada su similitud dinámica con El Niño de El Pacífico, recibe este nombre, aunque también se le conoce como Modo Ecuatorial del Atlántico.

⁶ En la región del Atlántico Norte, la variabilidad climática, en escalas interanuales a decadales, depende de la llamada Variabilidad del Atlántico Tropical (VAT), definida como las fluctuaciones en la SST y los vientos alisios a ambos lados de la zona de convergencia intertropical. El conocimiento de la VAT constituye un tema prioritario, junto con la NAO y la circulación termohalina, dentro de CLIVAR

relación que, aunque es reproducida por algún modelo, indica cómo en invierno, los patrones de variabilidad tipo NAO aparecen como una manifestación extratropical de la variabilidad no lineal forzada por el ENSO en el sector Euro-Atlántico. En la siguiente sección, el impacto de El Niño en la variabilidad climática peninsular se analiza en más detalle.



3.- El Niño y la Oscilación Sur (ENSO) y el clima de la PI

El Niño y la Oscilación del Sur (ENSO), caracterizado por fluctuaciones del sistema océano-atmósfera del Pacífico tropical, es el fenómeno más importante de variabilidad natural del clima global en escalas interanuales [Philander, 2000]. El Niño (La Niña) se refiere al calentamiento (enfriamiento) anómalo de la superficie del mar sobre el Pacífico tropical que tiene lugar en el invierno boreal mientras que la Oscilación del Sur [SO⁷, Bjerknes 1969] se representa por el campo de presión en superficie también sobre el Pacífico tropical. Dada la fuerte señal oceánica que caracteriza al ENSO, junto con sus impactos a lo largo del globo [Kiladis y Diaz, 1989; Ropelewski y Halpert, 1987], su conocimiento es fundamental en predicción estacional [Zebiak y Cane, 1987].

El ENSO fluctúa con una cuasi-periodicidad comprendida entre 3 y 7 años, alternando las fases positivas o eventos cálidos (El Niño) con las negativas o eventos fríos (La Niña). Estas fluctuaciones están asociadas con cambios de circulación, vientos, corriente en chorro, sistemas convectivos tropicales, etc.

La relación más significativa entre el ENSO y la precipitación en el Mediterráneo occidental tiene lugar en otoño y primavera [Mariotti et al., 2002; van Oldenborgh, 2005]. En concreto, la influencia del ENSO en la PI, investigada inicialmente por Rodó et al. [1997], se describe mediante relaciones significativas con la precipitación, negativas en primavera en el este y positivas en otoño en toda la península (ver Fig. 7, panel superior). El estudio de Esteban-Parra et al. [1998] sobre series largas de precipitación en la PI indica la necesidad de tener en cuenta el ENSO para explicar las variaciones de precipitación en la PI. Respecto al otoño, los resultados de las predicciones condicionadas con eventos de El Niño o La Niña mejoran tras la aplicación de técnicas de regionalización [Frias et al., 2009].

⁷ Acrónimo del término inglés Southern Oscillation, que se refiere a un dipolo de presión oeste-este con centros de acción de Tahiti y Darwin.

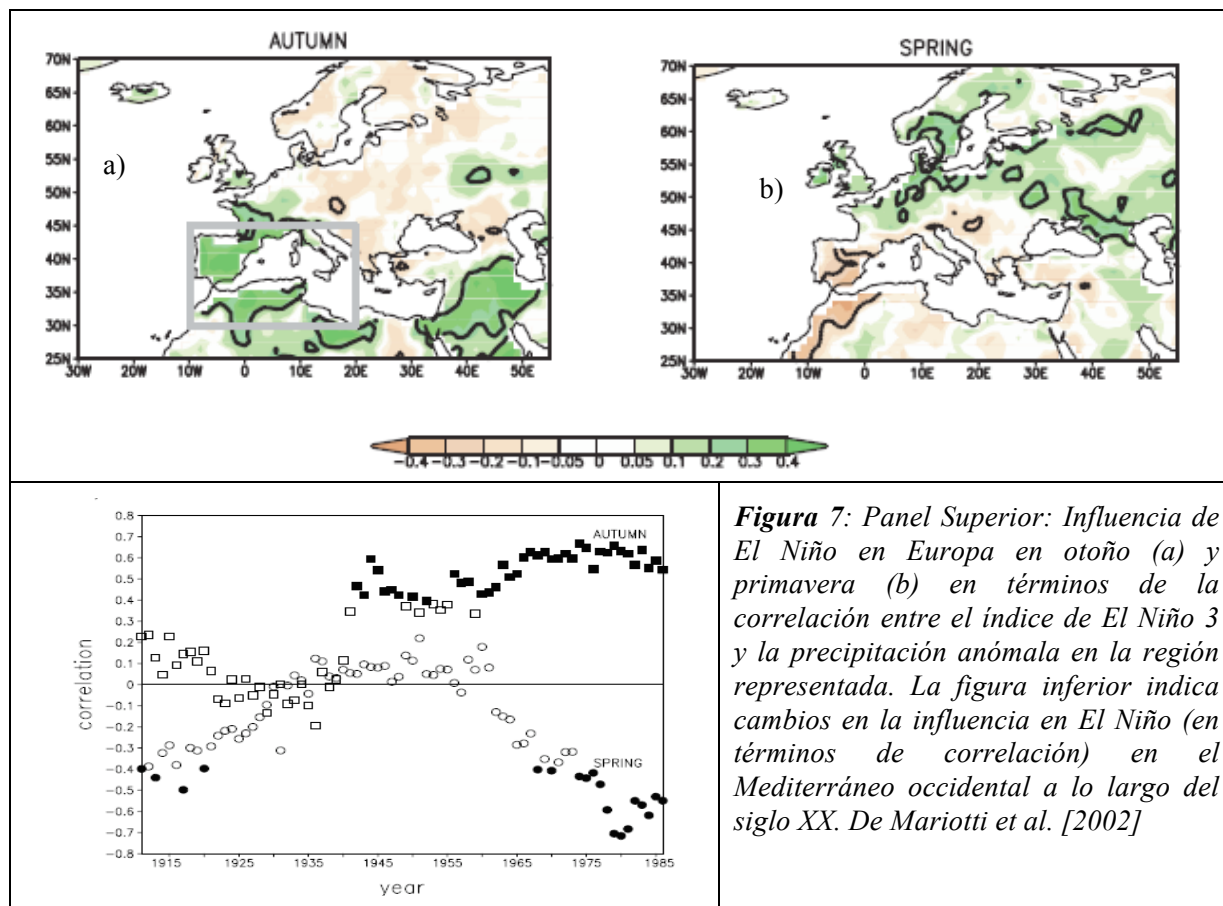


Figura 7: Panel Superior: Influencia de El Niño en Europa en otoño (a) y primavera (b) en términos de la correlación entre el índice de El Niño 3 y la precipitación anómala en la región representada. La figura inferior indica cambios en la influencia en El Niño (en términos de correlación) en el Mediterráneo occidental a lo largo del siglo XX. De Mariotti et al. [2002]

Los mecanismos que explican las teleconexiones con el ENSO en otoño no son lineales [Mathieu et al., 2004]; para La Niña parece estar involucrado el patrón de la PNA modulado por la influencia de la NAO, mientras que para El Niño se encuentran procesos de refracción de ondas de Rossby [Mariotti et al., 2005]. Los mecanismos subyacentes en primavera siguen todavía sujetos a debate [van Oldenborgh, 2005]. Respecto a la primavera, se han encontrado relaciones con La Niña y las sequías en el noroeste peninsular, aunque parece ser que El Niño no anticipa la aparición de primaveras húmedas [Lorenzo et al., 2009b].

El ENSO también está relacionado con la precipitación de invierno en el este peninsular [van Oldenborgh et al., 2000]; de forma que la presión en superficie en el suroeste de la PI y el índice de la Oscilación del Sur están opuestamente relacionados [Trenberth et al., 2007, ver Fig. 3.27]. Esta relación es explicada por algunos autores a partir de la NAO [Pozo-Vázquez, 2005a y b], determinando que existe una tendencia hacia las altas presiones relativas durante el invierno en la zona de Azores en coincidencia con los eventos La Niña, ocasionando la disminución alrededor de un 25% en la precipitación de invierno (diciembre-enero-febrero) en la PI. Por el contrario, no se detecta ninguna señal significativa durante los eventos El Niño. Esta relación entre inviernos secos y eventos La Niña es máxima en el noreste de la PI [Sordo et al., 2008].

Pese a las relaciones estadísticas anteriormente expuestas, muchos autores indican que la asociación entre el ENSO y el clima del sector Euro-Atlántico no es significativa e incluso indeterminada [Rogers, 1997; Ropelewski y Halpert, 1987; Trenberth y Caron, 2000; Quadrelli et al., 2001]. Otros autores como Moron y Gouirand [2003] y Gouirand y Moron [2003] han demostrado que en invierno la circulación Euro-Atlántica está modulada intra-estacionalmente por el ENSO, siendo más débil al principio del invierno [Tonizzo y Scaife, 2006] y mucho más fuerte al final del invierno. Se ha sugerido asimismo la propagación de ondas de Rossby sobre Europa en relación con el ENSO [Trenberth et al., 1998; Tonizzo and Scaife, 2006]. El papel activo de la estratosfera es fundamental para lograr simulaciones exitosas de las teleconexiones en invierno entre el ENSO y la circulación del sector Euro-Atlántico [Cagnazzo y Manzini, 2009; Ineson y Scaife, 2008]. Este hecho hace hincapié en la mejora del conocimiento de la variabilidad estratosférica, así como de su papel en el clima Euro-Atlántico [Ayarzagüena y Serrano, 2009].

Al igual que la influencia de la NAO no ha persistido del mismo modo a lo largo del tiempo, la influencia del Niño en la región Mediterránea no ha sido estacionaria a lo largo del siglo XX, encontrándose correlaciones significativas, tanto en primavera como en otoño, a principios de siglo y después de los años 70 (*Mariotti et al.*, 2002; ver Fig. 7, inferior), y ausencia de relaciones significativas entre los años 20 y los años 70. Este resultado podría tener relación con el reciente hallazgo que muestra que, desde los años 70, El Niño (LaNiña) Atlántico es capaz de favorecer el desarrollo de una Niña (Niño) en el Pacífico durante el siguiente invierno, afectando por tanto a la circulación asociada al ENSO [*Rodríguez-Fonseca et al.*, 2009]. El cambio en la variabilidad climática desde los años 70 podría ser debido a oscilaciones naturales multidecenales (como la AMO) o a cambios de origen antropogénico, como parece indicarse en *Baines y Folland* [2007] en relación con la emisión de aerosoles.

4.- ¿Qué cambios se esperan para los PTCs en climas futuros?

Las proyecciones futuras indican un aumento de la presión atmosférica al nivel del mar sobre los subtropicales y latitudes medias, en relación con una expansión hacia el polo y un debilitamiento de la célula de Hadley, junto con un desplazamiento hacia el norte de las trayectorias de las borrascas [*Yin*, 2005] y el consecuente incremento de la circulación ciclónica sobre latitudes árticas [*Trenberth and Hurrell*, 1994; *McCabe* 2001]. Este cambio implicaría un incremento de los vientos del oeste sobre la parte occidental de los continentes y podría contribuir a un aumento en la precipitación media y a su intensidad [*Meehl et al.*, 2006]. De hecho, se ha demostrado un estrechamiento del vórtice circumpolar desde 1970 hasta el 2000 [*Frauenfeld and Davis*, 2003].

Estos cambios de circulación van a influir en la configuración e intensidad futura de los PTC [*Branstator*, 2002; *Quadrelli et al.*, 2001; *Barriopedro et al.*, 2006]. Los resultados que proporcionan los modelos participantes (CMIP3 WCRP⁸) en el 4AR del IPCC, indican que tanto el índice del NAM como de la NAO muestran una tendencia de aumento de las fases positivas, con valores más altos cuanto mayor sea la concentración de gases de efecto invernadero [*Stephenson et al.*, 2006]. *Rauthe et al.* [2004], en su estudio comparativo de los resultados de distintos modelos para el clima extra-tropical, encuentran que no existe una respuesta clara de todos los modelos para la circulación atmosférica en el siglo XXI. En cuanto a la AO, la mayoría de los modelos reproducen un fortalecimiento de dicho patrón atmosférico, mientras que el patrón de la NAO parece ser poco sensible en los distintos modelos, siendo la mayor diferencia para el siglo XXI en donde se ve un desplazamiento hacia el norte de sus centros de acción. Se aportan, como posibles mecanismos de esta tendencia positiva, una respuesta a cambios en la SST tropical, cambios que involucren a la estratosfera así como a forzamientos de la superficie terrestre [*Czaja et al.*, 2003, *Zhou et al.*, 2001; *Hurrell*, 2004; *Bojariu et al.*, 2003] y externos provocados por la intensificación del efecto invernadero [*Gillett et al.*, 2003]. *Kuzmina et al.* [2005] encuentran que la nueva generación de modelos climáticos reproduce, en promedio, las principales características de la SLP observada en invierno y su variabilidad, al contrario de lo que ocurría en generaciones previas [*Zorita y González-Rouco*, 2000]. Sin embargo, ninguno de los modelos es capaz de reproducir las tendencias decenales tan acusadas como las observadas en el índice de la NAO en los años 1970-1995.

Recientemente, *Handorf y Dethloff* [2009] analizan la influencia del cambio climático en los patrones de variabilidad natural y en los regímenes de flujo atmosférico. Sus resultados demuestran la capacidad de los modelos de reproducir las características de la variabilidad de baja frecuencia en la troposfera media para las condiciones presentes y escenario A1B del clima futuro. Los patrones de variabilidad encontrados para el siglo XX son, excepto pequeñas diferencias, los mismos que para el escenario A1B de futuro. Los cambios más pronunciados son un fortalecimiento de los centros de acción del Pacífico con un incremento de la varianza explicada en las dos primeras EOF's y un ligero desplazamiento hacia el este de los centros de acción del Atlántico Norte.

En el capítulo sobre tendencias del clima en la PI se ha mostrado que la precipitación presenta tendencia a disminuir. Para explicar esta disminución *Lorenzo y Taboada* [2005] y *Lorenzo et al.* [2008] han realizado trabajos sobre la variabilidad de la precipitación en condiciones de cambio climático y la de los

⁸ Coupled Model Intercomparison Project phase 3, World Climate Research Program) http://www-pcmdi.llnl.gov/ipcc/about_ipcc.php

PTCs que afectan al clima gallego (NAO, EA, EA/WR e SCA). Los resultados obtenidos en relación a las posibles tendencias de los índices de teleconexión indican que, hasta ahora, solamente es apreciable la variabilidad natural interdecadal, sin que se observen tendencias asociadas al cambio climático. Nieto y Rodríguez-Puebla [2006] y Rodríguez-Puebla y Nieto [2009] comparan las relaciones entre la NAO y la precipitación para el clima actual y en condiciones de cambio climático. Los resultados demuestran que en climas más calientes la precipitación en la PI tiende a disminuir porque se produce un aumento de las fases positivas de la NAO y además se incrementa la significación de la respuesta de la precipitación a la NAO. Estos resultados se han corroborado mediante la aplicación de modelos regionales [Rodríguez-Fonseca *et al.*, 2005], aumentando la precisión de los mismos.

En escenarios futuros aparecen cambios en la dinámica de El Niño, apuntando a una evolución de El Niño según la realimentación entre el viento y la termoclina. Este modo es similar al que ha tenido lugar desde los años 70 (el llamado “climate shift”, Fedorov y Philander, 2000]. Según el informe IPPC-AR4, las teleconexiones del ENSO parece que van a debilitarse sobre Norte América debido, en cierta medida, a un cambio medio del estado básico de la circulación atmosférica en latitudes medias [Meehl *et al.*, 2006]. La circulación de Walker parece desplazarse hacia el este y no volver a influir en el monzón de la India durante el Niño en clima futuro. Sin embargo, la influencia del Niño sobre la variabilidad climática en Europa no parece cambiar en las proyecciones futuras.

5.- Conclusiones

Las temperaturas del aire y del mar han aumentado desde finales del siglo XIX y ello tiene repercusiones en la circulación atmosférica y oceánica. Las consecuencias de los cambios en el clima de la PI se pueden justificar a través de sus vínculos con diferentes PTC, cambios en las temperaturas de la superficie oceánica, convección tropical y conexiones estratosfera-troposfera. Los resultados de las investigaciones que se mencionan en este capítulo tienen aplicaciones para mejorar las predicciones estacional, interanual y decadal. Las conclusiones más relevantes se detallan a continuación:

- La precipitación en la vertiente suroccidental de la PI está estrechamente vinculada a la NAO de manera que un alto índice de la NAO está unido a una disminución de la precipitación y viceversa. La influencia de la NAO a lo largo del siglo XX no ha sido estacionaria. Las proyecciones de clima futuro con aumento de gases efecto invernadero anuncian un incremento de las fases positivas de la NAO con consecuencias dramáticas para la precipitación principalmente en la mitad sur peninsular.
- La influencia del Atlántico tropical en la NAO se explica por un calentamiento del Atlántico norte subtropical en verano unido a eventos negativos de la NAO y al incremento de las precipitaciones en el suroeste peninsular. La influencia de El Niño Atlántico parece poco significativa, aunque hay que tener en cuenta las relaciones encontradas a finales de siglo XX con el Niño del Pacífico.
- La variabilidad de la precipitación en las diferentes regiones peninsulares se justifica no sólo mediante la NAO sino por la contribución de otros índices de teleconexión como WeMO, EA, EA/WR, EAJet etc. La variabilidad de la temperatura de la PI está relacionada con el PTC EA.
- Las teleconexiones asociadas al ENSO son claras en primavera y otoño. Aunque los impactos y mecanismos de teleconexión no son lineales, se han encontrado correlaciones positivas con la precipitación en otoño con máximos en el sur peninsular y negativas en primavera con máximos en el este.
- Las teleconexiones asociadas al ENSO en invierno son más débiles y negativas en el este, aunque los mecanismos asociados están sujetos a debate. Es importante considerar la influencia estratosférica para mejorar el conocimiento de las teleconexiones con el ENSO en esta estación.
- Las teleconexiones entre el ENSO y la precipitación en el Mediterráneo occidental no son estacionarias. Se han encontrado cambios en la configuración de El Niño y de las células convectivas tropicales en escenarios futuros.

6.- Referencias

- Ayarzagüena, B.; E. Serrano (2009) Monthly characterization of the tropospheric circulation over the Euro-Atlantic area in relation with the timing of stratospheric final warmings. *Journal of Climate*, **22**, 6313-6324.
- Baines PG, Folland CK (2007): Evidence for a rapid global climate shift across the late 1960s. *Journal of Climate* 20:2721-2744.
- Barnston AG, Livezey RE (1987) Classification, seasonality and persistence of low-frequency atmospheric circulation patterns. *Monthly Weather Review* 115:1083-1126.
- Barriopedro D, García-Herrera R, Lupo AR, Hernández E (2006) A climatology of northern hemisphere blocking. *Journal of Climate* 19:1042-1063.
- Bjerknes, J. (1969) Atmospheric teleconnections from the equatorial Pacific. *Mon. Wea. Rev.*, **97**, 163–172.
- Bojariu R, García-Herrera R, Gimeno L, Zhang T, Frauenfeld OW (2008) Cryosphere-Atmosphere Interaction Related to Variability and Change of Northern Hemisphere Annular Mode. *Trends and Directions in Climate Research* 1146:50-59.
- Borja A, Fontan A, Saenz J, Valencia V (2008) Climate, oceanography, and recruitment: the case of the Bay of Biscay anchovy (*Engraulis encrasicolus*). *Fisheries Oceanography* 17:477-493.
- Branstator G (2002) Circumglobal teleconnections, the jet stream waveguide, and the North Atlantic oscillation. *Journal of Climate* 15:1893-1910.
- Cagnazzo, C., y E. Manzini (2009) Impact of the stratosphere on the winter tropospheric teleconnections between ENSO and the North Atlantic and European region. *Journal of Climate*, **22**, 1223-1238.
- Cassou C, Terray P (2001) Oceanic forcing of wintertime low-frequency atmospheric variability in the North Atlantic European sector: a study with the ARPEGE model. *Journal of Climate*, **14**, 4266-4291.
- Cassou, C., C. Deser, L. Terray, J.W. Hurrell, and M. Drévillon, (2004) Summer Sea Surface Temperature Conditions in the North Atlantic and Their Impact upon the Atmospheric Circulation in Early Winter. *Journal of Climate*, **17**, 3349–3363.
- Cassou C (2008) Intraseasonal interaction between the Madden-Julian Oscillation and the North Atlantic Oscillation. *Nature* 455:523-527.
- Castro-Díez Y, Pozo-Vázquez D, Rodrigo FS, Esteban-Parra MJ (2002) NAO and winter temperature variability in southern Europe. *Geophysical Research Letters*, **29**, doi: 10.1029/2001GL014042.
- Christensen, J.H., B. Hewitson, A. Busuioic, A. Chen, X. Gao, I. Held, R. Jones, R.K. Kolli, W.-T. Kwon, R. Laprise, V. Magaña Rueda, L. Mearns, C.G. Menéndez, J. Räisänen, A. Rinke, A. Sarr and P. Whetton (2007) Regional Climate Projections. In: *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Solomon, S., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M. Tignor and H.L. Miller (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- Corti, S., Molteni, F., Palmer, T., (1999) Signature of recent climate change in frequencies of natural atmospheric circulation regimes. *Nature* 398, 799-802 (29 April 1999) | doi:10.1038/19745;
- Czaja, A., and C. Frankignoul (2002) Observed Impact of Atlantic SST Anomalies on the North Atlantic Oscillation. *J. Climate*, **15**, 606–623.
- de Castro M, Lorenzo N, Taboada JJ, Sarmiento M, Alvarez I, Gomez-Gesteira M (2006) Influence of teleconnection patterns on precipitation variability and on river flow regimes in the Mino River basin (NW Iberian Peninsula). *Climate Research* 32:63-73.
- Drévillon M, Terray L, Rogel P, Cassou C (2001) Mid latitude Atlantic SST influence on European winter climate variability in the NCEP reanalysis. *Climate Dynamics*, **18**, 331-344.
- Drévillon C, Cassou, and L. Terray (2003) Model study of the North Atlantic region atmospheric response to autumn tropical Atlantic sea-surface-temperature anomalies. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society.*, **129**, 2591–2611.
- Esteban-Parra MJ, Rodrigo FS, Castro-Diez Y (1998) Spatial and temporal patterns of precipitation in Spain for the period 1880-1992. *International Journal of Climatology* 18:1557-1574.
- Fedorov, A., and S. Philander (2000) Is El Niño changing? *Science*, **288**, 1997–2002.
- Frankignoul C, Hasselmann K (1977) Stochastic climate models .2. Application to sea-surface temperature anomalies and thermocline variability. *Tellus* 29:289-305.
- Frauenfeld OW, Davis RE (2003) Northern Hemisphere circumpolar vortex trends and climate change implications. *Journal of Geophysical Research-Atmospheres* 108, doi: 10.1029/2002JD002958.
- Frías MD, Fernández J, Saenz J, Rodríguez-Puebla C (2005) Operational predictability of monthly average maximum temperature over the Iberian Peninsula using DEMETER simulations and downscaling. *Tellus Series a-Dynamic Meteorology and Oceanography* 57:448-463.
- Frías M. D., S. Herrera, A. S. Cofiño, J. M. Gutiérrez (2009) Assessing the Skill of Precipitation and Temperature seasonal Forecasts in Spain. *Windows of Opportunity Related to ENSO Events. Journal of Climate* doi:10.1175/2009JCLI2824.1.

- Gámiz-Fortis, S., D. Pozo-Vázquez, R.M. Trigo, and Y. Castro-Díez, (2008) Quantifying the Predictability of Winter River Flow in Iberia. Part I: Interannual Predictability. *Journal of Climate*, 21, 2484–2502.
- Gámiz-Fortis, S., D. Pozo-Vázquez, R.M. Trigo, and Y. Castro-Díez, (2008) Quantifying the Predictability of Winter River Flow in Iberia. Part II: Seasonal Predictability. *Journal of Climate*, 21, 2503–2518.
- García-Herrera R, Paredes D, Trigo RM, Trigo IF, Hernández E, Barriopedro D, Mendes MA (2007) The outstanding 2004/05 drought in the Iberian Peninsula: Associated atmospheric circulation. *Journal of Hydrometeorology* 8:483-498.
- García-Serrano J, Losada T, Rodríguez-Fonseca B, Polo I (2008) Tropical Atlantic Variability Modes (1979-2002). Part II: Time-Evolving Atmospheric Circulation Related to SST-Forced Tropical Convection. *Journal of Climate* 21:6476-6497.
- Gillett NP, Zwiers FW, Weaver AJ, Stott PA (2003) Detection of human influence on sea-level pressure. *Nature* 422:292-294
- González-Rouco, J.F, H H. Heyen, E. Zorita y F. Valero (2000) Agreement between observed rainfall trends and climate change simulations in the Southwest of Europe. *Journal of Climate*, 13, 3057-3065.
- González-Rouco JF, Heyen H, Zorita E, Valero E (2000) Agreement between observed rainfall trends and climate change simulations in the southwest of Europe. *Journal of Climate* 13:3057-3065.
- Goodess CM, Jones PD (2002) Links between circulation and changes in the characteristics of Iberian rainfall. *International Journal of Climatology* 22:1593-1615.
- Gouirand, V. Moron (2003) Variability of the impact of El Niño-southern oscillation on sea-level pressure anomalies over the North Atlantic in January to March (1874-1996) *International Journal of Climatology* 23 (13) 1549 – 1566.
- Haarsma RJ, Hazeleger W (2007) Extratropical atmospheric response to equatorial Atlantic cold tongue anomalies. *Journal of Climate* 20:2076-2091.
- Handorf D, Dethloff K (2009) Atmospheric teleconnections and flow regimes under future climate projections. *European Physical Journal-Special Topics* 174:237-255.
- Hoerling, J. W. Hurrell, and T. Xu (2001) Tropical origins for recent North Atlantic climate change. *Science*, 292, 90–92
- Hoerling MP, Hurrell JW, Xu T, Bates GT, Phillips AS (2004) Twentieth century North Atlantic climate change. Part II: Understanding the effect of Indian Ocean warming. *Climate Dynamics* 23:391-405.
- Hurrell JW (1995) Decadal trends in the North-Atlantic Oscillation - regional temperatures and precipitation. *Science* 269:676-679.
- Hurrell, J.W., Kushnir Y., Ottersen G. and Visbeck M. (2003) An overview of the North Atlantic Oscillation. In: *The North Atlantic Oscillation* (Eds. Hurrell, J.W., Kushnir Y., Ottersen G. and Visbeck M.). *Geophysical Monograph* 134, American Geophysical Union 1-35.
- Hurrell JW, Visbeck M, Busalacchi A, Clarke RA, Delworth TL, Dickson RR, Johns WE, Koltermann KP, Kushnir Y, Marshall D, Mauritzen C, McCartney MS, Piola A, Reason C, Reverdin G, Schott F, Sutton R, Wainer I, Wright D (2006) Atlantic climate variability and predictability: A CLIVAR perspective. *Journal of Climate* 19:5100-5121.
- Ineson, S and A. A. Scaife (2009) the role of the stratosphere in the European climate response to El Niño. *Nature Geoscience* 2, 32 - 36 doi:10.1038/ngeo381
- Jones,P.D.; T.Osborn, K.R.Briffa (2003) Pressure-based measures of the North Atlantic Oscillation (NAO): A comparison and an assessment of changes in the strength of the NAO and in its influence on surface climate parameters *Geophysical monograph* 134, 51-62, American Geophysical Union .
- Kiladis, G.N., and H.F. Diaz, (1989) Global Climatic Anomalies Associated with Extremes in the Southern Oscillation. *J. Climate*, 2, 1069–1090.
- Knutson TR, Manabe S (1998) Model assessment of decadal variability and trends in the tropical Pacific Ocean. *Journal of Climate* 11:2273-2296.
- Knutson TR, Delworth TL, Dixon KW, Stouffer RJ (1999) Model assessment of regional surface temperature trends (1949-1997). *Journal of Geophysical Research-Atmospheres* 104:30981-30996.
- Kuzmina SI, Bengtsson L, Johannessen OM, Drange H, Bobylev LP, Miles MW (2005) The North Atlantic Oscillation and greenhouse-gas forcing. *Geophysical Research Letters* 32: L04703, DOI:10.1029/2004GL021064.
- López-Bustins JA, Martín-Vide J, Sánchez-Lorenzo A (2008) Iberia winter rainfall trends based upon changes in teleconnection and circulation patterns. *Global and Planetary Change* 63:171-176.
- López-Moreno JI, Vicente-Serrano SM (2008) Positive and negative phases of the wintertime north Atlantic oscillation and drought occurrence over Europe: A multitemporal-scale approach. *Journal of Climate* 21:1220-1243.
- Lorenzo MN and J.J. Taboada (2005) Influences of atmospheric variability on freshwater input in Galician Rías in winter. *Journal of Atmospheric and Ocean Science* 10: 377-387.
- Lorenzo MN, Taboada JJ, Gimeno L (2008) Links between circulation weather types and teleconnection patterns and their influence on precipitation patterns in Galicia (NW Spain). *International Journal of Climatology* 28:1493-1505.
- Lorenzo, M.N., I. Iglesias, J.J. Taboada and M. Gómez-Gesteira, (2009a) Relationship between monthly rainfall in NW Iberian Peninsula and North Atlantic sea surface temperature. *International Journal of Climatology* DOI. 10.1002/joc.1959
- Lorenzo MN, J.J. Taboada, I. Iglesias and M. Gómez-Gesteira (2009b) Predictability of the spring rainfall in North-west of Iberian from sea surfaces temperatures of ENSO areas. Submitted to *Climatic Change*.
- Losada T, Rodríguez-Fonseca B, Mechoso CR, Ma HY (2007) Impacts of SST anomalies on the North Atlantic atmospheric circulation: a case study for the northern winter 1995/1996. *Climate Dynamics* 29:807-819.

- Luna, M.; M. Morata; M. L. Martín y F. Valero (2004) Influencia de los patrones de teleconexión del Atlántico Norte en la precipitación primaveral del Mediterráneo occidental *Física de la Tierra* 16, 137-148.
- Mariotti A, Zeng N, Lau K-M, (2002) Euro-Mediterranean rainfall and ENSO - a seasonally varying relationship. *Geophysical Research Letters*, 29 (12) 10.1029/2001GL014248.
- Mariotti A, J. Ballabrera-Poy N, Zeng, (2005) Tropical influence on Euro-Asian autumn rainfall variability. *Clim. Dyn.* 24: 511–521 DOI 10.1007/s00382-004-0498-6.
- Martín M. L., Luna M. Y., Morata A., Valero (2004) North Atlantic teleconnection patterns of low-frequency variability and their links with springtime precipitation in the Western Mediterranean. *International Journal of Climatology* 24: 213-230. DOI: 10.1002/joc.993.
- Martín-Vide, J., López-Bustins, J.A., 2006. The Western Mediterranean Oscillation and Rainfall in the Iberian Peninsula. *International Journal of Climatology*, 26 (11), 1455-1475.
- Mathieu, P. P., R. T. Sutton, B. W. Dong, and M. Collins (2004) Predictability of winter climate over the North Atlantic European region during ENSO events, *Journal of Climate* 17, 1953–1974.
- McCabe GJ, Clark MP, Serreze MC (2001) Trends in Northern Hemisphere surface cyclone frequency and intensity. *Journal of Climate* 14:2763-2768.
- Meehl, G.A., W.M. Washington, B. Santer, W.D. Collins, J.M. Arblaster, A. Hu, D.M. Lawrence, H. Teng, L.E. Buja, and W.G. Strand (2006) Climate change in the 20th and 21st centuries and climate change commitment in the CCSM3. *Journal of Climate*, 19, 2597-2616.
- Menéndez M, Méndez FJ, Losada IJ (2009) Forecasting seasonal to interannual variability in extreme sea levels. *Ices Journal of Marine Science* 66:1490-1496.
- Merkel, U.; M. Latif (2002) A high resolution AGCM study of the El Niño impact on the North Atlantic/European sector . *Geophysical Research Letters*, 29. DOI:10.1029/200GL013726
- Moron and Gouirand (2003) Seasonal modulation of the El Niño-southern oscillation relationship with sea level pressure anomalies over the North Atlantic in October-March 1873-1996. *International Journal of Climatology* 23 2, 143 - 155
- Muñoz-Díaz D, Rodrigo FS (2003) Effects of the North Atlantic oscillation on the probability for climatic categories of local monthly rainfall in southern Spain. *International Journal of Climatology* 23:381-397.
- Nieto S, Rodríguez-Puebla C (2006) Comparison of precipitation from observed data and general circulation models over the Iberian Peninsula. *Journal of Climate* 19:4254-4275.
- Palmer, T. N., & Sun, Z. (1985) A modeling and observational study relationship between sea surface temperature in the North West Atlantic and the atmospheric general circulation. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 111, 947-975.
- Paredes D, Trigo RM, García-Herrera R, Trigo IF (2006) Understanding precipitation changes in Iberia in early spring: Weather typing and storm-tracking approaches. *Journal of Hydrometeorology* 7:101-113.
- Perez FF, Pollard RT, Read JF, Valencia V, Cabanas JM, Rios AF (2000) Climatological coupling of the thermohaline decadal changes in Central Water of the Eastern North Atlantic. *Scientia Marina* 64:347-353.
- Philander SG, Holton JR, Dmowska R (1989) *El Niño, La Niña and the Southern Oscillation*. Academic Press.
- Polo I, Rodríguez-Fonseca B, Sheinbaum J (2005) Northwest Africa upwelling and the Atlantic climate variability. *Geophys. Res. Lett.*, 32, L23702, doi:10.1029/2005GL023883.
- Polo I., B. Rodríguez-Fonseca, T. Losada and J. García-Serrano (2008) Tropical Atlantic Variability modes (1979-2002). Part I: time-evolving SST modes related to West African rainfall. *Journal of Climate*, 21 (24), 6457-6475.
- Pozo-Vázquez D, Esteban-Parra MJ, Rodrigo FS, Castro-Díez Y (2000) An analysis of the variability of the North Atlantic Oscillation in the time and the frequency domains. *International Journal of Climatology* 20:1675-1692.
- Pozo-Vázquez D, Esteban-Parra MJ, Rodrigo FS, Castro-Díez Y (2001) A study of NAO variability and its possible non-linear influences on European surface temperature. *Climate Dynamics* 17:701-715.
- Pozo-Vázquez, D., J. Tovar-Pescador, S.R. Gámiz-Fortis, M.J. Esteban-Parra and Y. Castro-Díez (2004) NAO and Solar radiation variability in the European North Atlantic region. *Geophysical Research Letters*, 31, 5, L05201, doi: 10.1029/2003GL018502.pdf
- Pozo-Vázquez D, Gamiz-Fortis SR, Tovar-Pescador J, Esteban-Parra MJ, Castro-Díez Y (2005a) El Niño Southern oscillation events and associated European winter precipitation anomalies. *International Journal of Climatology* 25:17-31.
- Pozo-Vázquez D, Gamiz-Fortis SR, Tovar-Pescador J, Esteban-Parra MJ, Castro-Díez Y (2005b) North Atlantic winter SLP anomalies based on the autumn ENSO state. *Journal of Climate* 18:97-103.
- Quadrelli, R., V. Pavan, and F. Molteni (2001) Wintertime variability of Mediterranean precipitation and its links with large-scale circulation anomalies, *Climate Dynamics*, 17, 457–466.
- Rauhe M, Hense A, Paeth H (2004) A model intercomparison study of climate change-signals in extratropical circulation. *International Journal of Climatology* 24:643-662.
- Robertson, A. W., C. R. Mechoso and Y.- J. Kim (2000) The influence of Atlantic sea surface temperature anomalies on the North Atlantic Oscillation. *Journal of Climate*, 13, 122-138.
- Rodó X, Baert E, Comin FA (1997) Variations in seasonal rainfall in southern Europe during the present century: Relationships with the North Atlantic Oscillation and the El Niño Southern Oscillation. *Climate Dynamics* 13:275-284.

- Rodrigo F.S, Pozo-Vázquez D, Esteban-Parra MJ, Castro-Díez Y (2001) A reconstruction of the winter North Atlantic Oscillation index back to AD 1501 using documentary data in southern Spain. *Journal of Geophysical Research-Atmospheres* 106:14805-14818.
- Rodrigo F.S, Trigo RM (2007) Trends in daily rainfall in the Iberian Peninsula from 1951 to 2002. *International Journal of Climatology* 27:513-529.
- Rodríguez-Fonseca B., Serrano E. (2002) Winter 10-day coupled patterns between geopotential height and Iberian Peninsula rainfall using the ECMWF precipitation reanalysis. *Journal of Climate* 15:1309-1321.
- Rodríguez-Fonseca B, de Castro M. (2002) On the connection between winter anomalous precipitation in the Iberian Peninsula and North West Africa and the summer subtropical Atlantic sea surface temperature. *Geophysical Research Letters* 29, doi: 10.1029/2001GL014421
- Rodríguez-Fonseca B, Sánchez E, Arribas A (2005) Winter climate variability changes over Europe and the Mediterranean region under increased greenhouse conditions. *Geophysical Research Letters* 32, L13702, doi:10.29/2005GL022800.
- Rodríguez-Fonseca B, Polo I, Serrano E, de Castro M (2006) Evaluation of the North Atlantic SST forcing on the European and northern African winter climate. *International Journal of Climatology* 26:179-191.
- Rodríguez-Fonseca B, Polo I, García-Serrano J, Losada T, Mohino E, Mechoso CR, Kucharski F (2009) Have Atlantic Niños been leading Pacific ENSO events in recent decades?. *Geophysical Research Letters*, 36, L2705, doi:10.1029/2009GL040048.
- Rodríguez-Puebla C, Encinas AH, Nieto S, Garmendia J (1998) Spatial and temporal patterns of annual precipitation variability over the Iberian Peninsula. *International Journal of Climatology* 18:299-316.
- Rodríguez-Puebla C, Encinas AH, Saenz J (2001) Winter precipitation over the Iberian peninsula and its relationship to circulation indices. *Hydrology and Earth System Sciences* 5:233-244.
- Rodríguez-Puebla C, Ayuso SM, Frías MD, García-Casado LA (2007) Effects of climate variations on winter cereal production in Spain. *Climate Research* 34:223-232.
- Rodríguez-Puebla C. and S. Nieto (2009) Trends of Precipitation over the Iberian Peninsula and the North Atlantic Oscillation under Climate Change Conditions. *International Journal of Climatology*. doi: 10.1002/joc.2035
- Rodríguez-Puebla C., Encinas, A H, García-Casado LA and Nieto S. (2009) Trends in warm days and cold nights over the Iberian Peninsula: relationships to large-scale variables. *Climatic Change* DOI 10.1007/s10584-009-9721-0
- Rodwell, M. J., Rowell, D. P., & Folland, C. K. (1999). Oceanic forcing of the wintertime North Atlantic Oscillation and European climate. *Nature*, 398, 320-324.
- Rogers, J. C (1997) North Atlantic storm track variability and its association to the North Atlantic Oscillation and climate variability of northern Europe. *Journal of Climate*, 10, 1635-1647.
- Romero R, Sumner G, Ramis C, Genovés A (1999) A classification of the atmospheric circulation patterns producing significant daily rainfall in the Spanish Mediterranean area. *International Journal of Climatology* 19:765-785.
- Ropelewski, C. F., and M. S. Halpert (1987), Global and regional scale precipitation patterns associated with the El Niño/Southern Oscillation (ENSO), *Monthly Weather Review*, 115, 1606–1626.
- Saénz J, Rodríguez-Puebla C, Fernández J, Zubillaga J (2001a) Interpretation of interannual winter temperature variations over southwestern Europe. *Journal of Geophysical Research-Atmospheres* 106:20641-20651.
- Saénz J, Zubillaga J, Rodríguez-Puebla C (2001b) Baroclinic activity and interannual variability of winter precipitation in the northern Iberian Peninsula. *Detecting and Modelling Regional Climate Change*:405-416.
- Serrano A, García JA, Mateos VL, Cancillo ML, Garrido J (1999) Monthly modes of variation of precipitation over the Iberian peninsula. *Journal of Climate* 12:2894-2919.
- Solomon, S., D. et al., 2007. Technical Summary. In: *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Solomon, S., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M. Tignor and H.L. Miller (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- Sordo C, Frías MD, Herrera S, Cofino AS, Gutiérrez JM (2008) Interval-based statistical validation of operational seasonal forecasts in Spain conditioned to El Niño-Southern Oscillation events. *Journal of Geophysical Research-Atmospheres* 113.
- Soriano LR, De Pablo F, Tomas C (2004) Impact of the North Atlantic oscillation on winter convection: Convective precipitation and cloud-to-ground lightning. *International Journal of Climatology* 24:1241-1247.
- Stephenson D.B., V. Pavan, M. Collins, M. M. Junge, R. Quadrelli (2006) North Atlantic Oscillation response to transient greenhouse gas forcing and the impact on European winter climate: a CMIP2 multi-model assessment. *Climate Dynamics* 27: 401–420 DOI 10.1007/s00382-006-0140-x
- Sutton, R. T. and M. R. Allen (1997) Decadal predictability of North Atlantic sea surface temperature and climate. *Nature*, 388, 563-567.
- Thompson, D. W. J, and J. M. Wallace (1998) The Arctic Oscillation signature in the wintertime geopotential height and temperature fields. *Geophysical Research Letters*, 25, 1297-1300.
- Thompson DWJ (2003) Stratospheric connection to northern hemisphere wintertime weather: Implications for prediction (vol 15, pg 1421, 2002). *Journal of Climate* 16:2433-2433.

- Toniazzo, T., and A. A. Scaife (2006), The influence of ENSO on winter North Atlantic climate, *Geophys. Res. Lett.*, 33, L24704, doi:10.1029/2006GL027881.
- Trenberth, K.E et al. (2007) Observations: Surface and Atmospheric Climate Change. In: *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Solomon, S., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M. Tignor and H.L. Miller (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- Trenberth, K. E., and J. M. Caron (2000) The Southern Oscillation revisited: Sea level pressures, surface temperatures and precipitation, *Journal of Climate* 13, 4358–4365.
- Trenberth KE, Hurrell JW (1994) decadal atmosphere-ocean variations in the Pacific. *Climate Dynamics* 9:303-319.
- Trenberth, K. E., et al (1998) Progress during TOGA in understanding and modeling global teleconnections associated with tropical sea surface temperatures, *Journal of Geophysical Research*, 103, 14,291–14,324.
- Trigo RM, daCamara C.C. (2000) Circulation weather types and their influence on the precipitation regime in Portugal. *International Journal of Climatology* 20:1559-1581.
- Trigo RM, Palutikof J.P. (2001) Precipitation scenarios over Iberia: A comparison between direct GCM output and different downscaling techniques. *Journal of Climate* 14:4422-4446.
- Trigo RM, Pozo-Vázquez D, Osborn TJ, Castro-Díez Y, Gamiz-Fortis S, Esteban-Parra MJ (2004) North Atlantic oscillation influence on precipitation, river flow and water resources in the Iberian peninsula. *International Journal of Climatology* 24:925-944.
- Valero F, Luna MY, Martin ML, Morata A, González-Rouco F (2004) Coupled modes of large-scale climatic variables and regional precipitation in the western Mediterranean in autumn. *Climate Dynamics* 22:307-323.
- van Oldenborgh, G. J., Burgers, G., and Klein Tank, A. (2000) 'On the El Niño teleconnection to spring precipitation in Europe', *International Journal of Climatology*, 20, 565–574.
- van Oldenborgh, G.J. (2005) Comment on 'Predictability of winter climate over the North Atlantic European region during ENSO events' by P.-P. Mathieu, R. T. Sutton, B. Dong and M. Collins *Journal of Climate* 18, 14, 2770-2772.
- Vicente-Serrano SM, López-Moreno J.I. (2006) The influence of atmospheric circulation at different spatial scales on winter drought variability through a semi-arid climatic gradient in Northeast Spain. *International Journal of Climatology* 26:1427-1453.
- Vicente-Serrano SM, Cuadrat JM (2007) North Atlantic oscillation control of droughts in north-east Spain: evaluation since 1600 A. D. *Climatic Change* 85:357-379.
- Vicente-Serrano SM, López-Moreno J.I. (2008a) Differences in the non-stationary influence of the North Atlantic Oscillation on European precipitation under different scenarios of greenhouse gas concentrations. *Geophysical Research Letters* 35, doi: 10.1029/2008GL034832
- Vicente-Serrano SM, López-Moreno JI (2008b) Nonstationary influence of the North Atlantic Oscillation on European precipitation. *Journal of Geophysical Research-Atmospheres* 113, doi: 10.1029/2008JD010382
- Visbeck M., Chassignet E.P., Curry R.G. and Delworth T.L. (2003) The Ocean response to North Atlantic Oscillation variability. In: *The North Atlantic Oscillation* (Eds. Hurrell, J.W., Kushnir Y., Ottersen G. and Visbeck M.) *Geophysical Monograph* 134, American Geophysical Union.
- Wallace JM, Gutzler DS (1981) Teleconnections in the geopotential height field during the Northern Hemisphere winter. *Monthly Weather Review* 109:784-812.
- Wallace, J. M. (2000) North Atlantic oscillation/annular mode: Two paradigms-one phenomenon. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 126, 791-805.
- Xoplaki E, González-Rouco JF, Luterbacher J, Wanner H (2003) Mediterranean summer air temperature variability and its connection to the large-scale atmospheric circulation and SSTs. *Climate Dynamics* 20:723-739.
- Xoplaki E, González-Rouco JF, Luterbacher J, Wanner H (2004) Wet season Mediterranean precipitation variability: influence of large-scale dynamics and trends. *Climate Dynamics* 23:63-78.
- Xoplaki E, Luterbacher J, González-Rouco JF (2006) Mediterranean summer temperature and winter precipitation, large-scale dynamics, trends. *Nuovo Cimento Della Societa Italiana Di Fisica C-Geophysics and Space Physics* 29:45-54.
- Yin JH (2005) A consistent poleward shift of the storm tracks in simulations of 21st century climate. *Geophysical Research Letters* 32, doi: 10.1029/2005GL023684
- Zebiak SE (1993) Air-sea interaction in the equatorial atlantic region. *Journal of Climate* 6:1567-1568.
- Zebiak SE, Cane MA (1987) A model el-Nino Southern Oscillation. *Monthly Weather Review* 115:2262-2278.
- Zhou, S., A. J. Miller, J. Wang y J. K. Angell (2001) Trends of NAO and AO and their associations with stratospheric processes. *Geophys. Res. Lett.*, 28, 4107-4110.
- Zorita E, Kharin V, Von Storch H (1992) The atmospheric circulation and sea-surface temperature in the North-Atlantic area in winter - their interaction and relevance for Iberian precipitation. *Journal of Climate* 5:1097-1108.
- Zorita E, González-Rouco F. (2000) Disagreement between predictions of the future behavior of the Arctic Oscillation as simulated in two different climate models: implications for global warming. *Geophysical Research Letters* 27: 1755–1758.

Capítulo 5

PROYECCIONES REGIONALES DE CLIMA SOBRE LA PENÍNSULA IBÉRICA: MODELIZACIÓN DE ESCENARIOS DE CAMBIO CLIMÁTICO

Autores Enrique Sánchez¹, Gonzalo Miguez-Macho²

¹ Universidad Castilla-La Mancha. (Facultad Ciencias Medio Ambiente)

² Universidade de Santiago de Compostela. (Facultade Física)

Contribuyentes: Daniel Argüeso³, Francisco Javier Doblas-Reyes⁴, Marta Domínguez⁵, Jesús Fernández⁶, Clemente Gallardo⁵, José Manuel Gutiérrez⁶, Juan Ignacio López-Moreno⁷, Juan Pedro Montávez⁸, Ernesto Rodríguez⁹

³ Depto. Física Aplicada, Universidad Granada

⁴ European Centre for Medium-Range Weather Forecasts, Reading, Reino Unido

⁵ Instituto de Ciencias Ambientales, Universidad Castilla-La Mancha

⁶ Dpto. Matemática Aplicada y Ciencias de Computación. Universidad de Cantabria

⁷ Instituto Pirenaico Ecología de Zaragoza (CSIC)

⁸ Dpto. de Física. Universidad de Murcia

⁹ Agencia Española de Meteorología (AEMET)

ÍNDICE

- 1.- Introducción
2. -Downscaling dinámico: modelos regionales de clima (RCMs)
 - 2.a.- Aspectos generales
 - 2.b.- Validación de los modelos regionales para el clima actual
 - 2.c.- Cambios proyectados en temperaturas y precipitación estacionales
 - 2.d.- Cambios proyectados en otras magnitudes y procesos climáticos
 - 2.e.- Cambios proyectados para eventos climáticos extremos
 - 2.f.- Sensibilidad de las proyecciones obtenidas en relación con las parametrizaciones físicas
- 3.- Downscaling estadístico
- 4.- Otros aspectos de la modelización climática: predicción decenal y a largo plazo
- 5.- Conclusiones
- 6.- Referencias

Cita: Sánchez E. y G. Miguez-Macho, 2010. Proyecciones regionales de clima sobre la Península Ibérica: modelización de escenarios de cambio climático, In *Clima en España: pasado, presente y futuro* (Pérez F. Fiz and Boscolo Roberta Editores) 69-80 pp.

1.- Introducción

El clima de la PI (PI) muestra una gran complejidad y diversidad, tanto en términos de distribución espacial de temperatura (con diferencias medias anuales superiores a 18°C entre las zonas semidesérticas y las regiones de alta montaña) como de precipitación (valores acumulados anuales desde 150 mm en la parte sureste hasta 2500 mm en el noroeste), además de una acusada variabilidad temporal intra-anual (verano en general bastante seco y otoño-invierno o primavera más lluvioso) e interanual (secuencias de años consecutivos con fuertes déficits de lluvia (sequías), seguidos de otros con precipitaciones más abundantes [Rodríguez-Puebla *et al.*, 1998; Romero *et al.*, 1999; Serrano *et al.*, 1999; Martín-Vide., 2004; Castro *et al.*, 2007b]). Estas características corresponden al clima mediterráneo predominante en buena parte de esta región, que, junto con zonas semidesérticas, atlánticas o de condiciones alpinas también existentes [Castro *et al.*, 2007b]), suponen un enorme desafío para su descripción mediante modelos numéricos de clima. En el último informe del Panel Intergubernamental para el Cambio Climático [IPCC; Christensen *et al.*, 2007b]), los resultados de los modelos globales de clima (GCMs) evaluados sobre Europa destacan la zona mediterránea como una de las más sensibles a los aumentos de temperatura y descensos de precipitación de Europa. No se muestran detalles sobre la PI, ya que la resolución de estos modelos (en torno a 200 km) no es suficiente para capturar totalmente la gran variabilidad espacial y temporal del clima ibérico al no representar adecuadamente la modulación climática que producen las montañas, las diferentes coberturas del terreno, los procesos costeros, etc., que tienen escalas espaciales mucho menores. Esto supone una importante limitación cuando se plantea su aplicación para describir los impactos de los posibles escenarios de cambio climático proyectados por dichos modelos.

Para intentar sortear esta dificultad y regionalizar los resultados sin tener que simular el clima de todo el globo a alta resolución, se utilizan estrategias que parten de los datos de la simulación global y les añaden un mayor detalle. Son técnicas que se denominan de “downscaling” o regionalización, ya que a partir de los datos de gran escala resultado de un modelo global se recrean las escalas menores que constituyen el detalle, debido bien a la interacción de la atmósfera con un terreno accidentado y heterogéneo o bien a procesos internos de la atmósfera de escala regional. Existen básicamente dos métodos de downscaling: dinámico y estadístico.

El término downscaling dinámico [Machenhauer *et al.*, 1998; Giorgi y Mearns, 1999] se refiere a la técnica de realizar simulaciones numéricas mucho más detalladas que las de un GCM, empleando un procedimiento similar al de las predicciones del tiempo a corto plazo, es decir, usando un modelo de malla limitada a una pequeña porción del globo con condiciones de contorno provenientes del modelo global: son los modelos regionales de clima (RCM). El carácter regional del dominio permite alcanzar una resolución mayor con un coste computacional similar, y por tanto simular las escalas dinámicas pequeñas no presentes en la simulación global de partida, pudiendo estudiar con mucho más detalle las características climáticas y sus posibles patrones de cambio para la región de interés. Estos modelos regionales poseen también en general unas parametrizaciones (aproximaciones numéricas de los principales procesos físicos climáticos involucrados) más precisas que las de un modelo global para describir los mecanismos atmosféricos regionales, ya que éstos dependen en cierto grado de la resolución espacial del modelo numérico.

Los métodos de downscaling estadístico son una alternativa a los modelos regionales del clima para proyectar regionalmente los escenarios de cambio climático. Estos métodos combinan la información histórica de reanálisis y/o predicciones de modelos globales del clima con observaciones regionales en el área de interés para el mismo periodo (observaciones puntuales y/o rejillas de observaciones interpoladas). De esta manera, se obtienen modelos estadísticos que relacionan las variables atmosféricas de larga escala y baja resolución con los registros históricos de alta resolución en superficie (principalmente temperatura y precipitación). Existen numerosos estudios aplicados sobre la PI [Goodess y Palutikof, 1998; Zorita y Von Storch, 1999; Frias *et al.*, 2006]. Son especialmente relevantes los relacionados con los proyectos Europeos STARDEX [Goodess *et al.*, 2008] o ENSEMBLES [Cofiño *et al.*, 2007], donde analizan las distintas metodologías sobre varias subregiones de Europa, entre ellas la PI. Las proyecciones futuras se realizan aplicando modelos estadísticos calibrados en clima presente y, por tanto, se asume que las relaciones obtenidas entre las salidas de los GCMs y las observaciones regionales son robustas al cambio climático [San-Martín *et al.*, 2009].

Se exponen a continuación con mayor detalle diversos aspectos de las técnicas de downscaling dinámico y estadístico, incluidas las incertidumbres que conllevan, junto con resultados de varios estudios referidos a proyecciones de cambio climático para la PI. Por último se comenta brevemente el uso de los GCMs como herramientas de predicción climática estacional y decenal, lo que entre otras cosas permite identificar procesos que necesitan ser mejor representados, dependencia de las condiciones iniciales, así como cuantificar mejor la fiabilidad de las proyecciones climáticas a largo plazo que producen, que al fin y al cabo son la base de todos los estudios de downscaling o regionalización.

2.- Downscaling dinámico: modelos regionales de clima (RCMs)

2.a.- Aspectos generales

Los modelos regionales de clima son una herramienta muy poderosa para describir el clima regional y sus posibles cambios para condiciones futuras, pero también conllevan una serie de limitaciones y aspectos que deben tenerse en cuenta a la hora de analizar los resultados que obtienen. Un aspecto clave es el conocimiento y delimitación de los diferentes niveles de incertidumbre relacionados con estos estudios. Un primer nivel de incertidumbre proviene de los escenarios de emisiones de gases de efecto invernadero, es decir, de las estimaciones de desarrollo socio-económico de la humanidad y de las emisiones de gases de invernadero que llevan asociadas. Los modelos climáticos emplean los escenarios más probables, o también los más extremos, para intentar delimitar el rango máximo de cambios posibles. El siguiente nivel de incertidumbre lo introducen las limitaciones propias de los modelos, tanto los globales como los regionales, especialmente las asociadas a las parametrizaciones que emplean para describir los procesos físicos. La propia naturaleza caótica del sistema climático añade otro nivel más de incertidumbre. En el caso de los modelos regionales, las condiciones de contorno proporcionadas por los modelos globales aporta otro grado de incertidumbre adicional. Estos diferentes niveles de incertidumbre son analizados en diversos trabajos. Así, por ejemplo, en verano se puede obtener una mayor dispersión en las proyecciones de cambio climático entre varios RCMs que entre varios GCMs empleados para forzarlos, indicando que el clima de verano está fuertemente controlado por los procesos físicos y/o la resolución espacial empleada [Déqué *et al.*, 2005]. La validación de los modelos se realiza comparando su capacidad para reproducir los diferentes aspectos del clima actual frente a las bases de datos observacionales disponibles, y se supone que un modelo que representa bien el clima actual puede describir también correctamente las condiciones climáticas futuras. En general, no todas las características climáticas (medias estacionales, variabilidad interanual, extremos) ni todas las variables (temperatura, precipitación, etc.) llevan asociado el mismo grado de fiabilidad en el mismo modelo ni en todos los modelos regionales. Este aspecto, junto con las dificultades que para la validación representa la limitada cantidad de observaciones climáticas disponibles sobre la PI, y la gran heterogeneidad climática de la región, hace que sea difícil determinar un RCM que represente con gran corrección el clima ibérico actual de forma clara. El empleo de un conjunto de RCMs simulando las mismas condiciones climáticas (forzados por el mismo GCM), así como la simulación mediante el mismo RCM forzado por diversos GCMs (dando finalmente lugar a una matriz de GCMs/RCMs) es el procedimiento empleado para minimizar estas incertidumbres, y que se ha llevado a cabo en los últimos años en los proyectos europeos (PRUDENCE, ENSEMBLES) en los que están basados muchos de los resultados que se muestran en este documento. Debido al alto coste computacional de los RCMs, los estudios que apuntan a que la varianza de estos modelos es en gran parte dependiente del GCM empleado [Déqué *et al.*, 2005, Déqué *et al.*, 2007] sugerirían como estrategia recomendable el uso de varios GCMs para el mismo RCM. La desventaja es que la mayoría de los trabajos publicados que corresponden a este método analizan toda Europa como conjunto, por lo que la descripción de los aspectos específicos sobre la PI suele ser bastante escueta. Finalmente, el anidamiento o el encaje de los modelos regionales en los modelos globales introducen incertidumbres adicionales que suelen atenuarse/aminorarse utilizando distintas soluciones de cálculo numérico [Von Storch *et al.*, 2000; Miguez-Macho *et al.*, 2004, 2005].

El proyecto Europeo PRUDENCE [Christensen *et al.*, 2007a] con un conjunto de RCMs modelizando la mayor parte de Europa para clima actual y futuro, incluyendo la PI, ha sido la base de dos informes recientes sobre cambio climático regional centrados en la PI: El Proyecto ECCE (Evaluación de los impactos del Cambio Climático en España, [Castro *et al.*, 2007b]) o el del AEMET [Brunet *et al.*, 2008]. (http://www.mma.es/portal/secciones/cambio_climatico/areas_tematicas/impactos_cc/eval_impactos.htm)

El proyecto europeo ENSEMBLES [Hewitt, 2005], extiende los trabajos del proyecto PRUDENCE, planteando una estrategia de análisis de las proyecciones para los escenarios de clima futuro de forma probabilística sobre Europa. En este proyecto se plantea para el análisis con un conjunto de RCMs el uso de pesos para cada modelo, a partir de su capacidad para describir diferentes aspectos del clima presente de las diferentes regiones de Europa [Christensen et al., 2008; Sánchez et al., 2009], para emplearlas luego en las proyecciones conjuntas de clima futuro.

2.b.- Validación de los modelos regionales para el clima actual

El conjunto de los RCMs de PRUDENCE que se emplean de forma amplia en este informe muestra un acuerdo razonable en términos de temperaturas y precipitación estacional [Jacob et al., 2007] frente la base de datos observacional CRU [New et al., 1999]. No obstante, algunos detalles más específicos muestran una desviación de 1°C de los RCMs sobre los Pirineos en media anual [López-Moreno et al., 2008a], así como mayores desviaciones para valores altos de temperatura y precipitación [Christensen et al., 2008]. Las funciones de distribución de probabilidad de precipitación mensual estacional muestran un buen acuerdo con las observaciones para todos los percentiles, siendo mayor en invierno que en verano [Sánchez et al., 2009]. Un aspecto clave en el trabajo de validación es la disponibilidad de bases de datos observacionales interpoladas a una malla regular para ser usadas por los modelos, pero no existe un importante déficit en este sentido. Recientemente, en el proyecto ENSEMBLES se ha desarrollado una base con datos diarios observacionales [Haylock et al., 2008], aunque basado en una cantidad muy reducida de datos observados, lo que puede suponer un problema cuando se analizan procesos relacionados con eventos extremos [Hofstra et al., 2009]. También se está desarrollando otra base de datos interpolada sobre la Península en la Universidad de Cantabria con una cantidad muy superior de estaciones meteorológicas [Herrera et al., 2009].

2.c.- Cambios proyectados en temperaturas y precipitación estacionales

2.c.1.- Temperatura

[Gallardo et al., 2001], bajo un escenario de duplicación de CO₂ muestran una estructura de máximo incremento de temperatura media diaria en verano, (hasta 5°C para mediados del siglo XXI), con una estructura de mayor aumento en el centro de la PI, disminuyendo al acercarse a la costa. Otros trabajos posteriores a partir de los resultados de modelos individuales [Gibelin y Déqué, 2003; Giorgi et al., 2004; Räisänen et al., 2004; Sánchez et al., 2004; Schär et al., 2004; Rowell, 2005; Castro et al., 2007b; Giorgi y Lionello, 2008], todos ellos con resoluciones en torno a 50km, y para los escenarios de emisiones A2 y/o B2 [Nakicenovic y Swart, 2000], muestran patrones espaciales de cambio similares para finales del siglo XXI. Un incremento máximo de temperatura media diaria de más de 6°C en verano con la estructura de gradiente decreciente en este aumento desde el interior de la PI hacia la costa, y de en torno a 3°C en invierno (estación de menor aumento), bajo el escenario de emisiones A2 (uno de los que proyectan un mayor aumento de gases de efecto invernadero, duplicando las concentraciones de finales del siglo XX, llegando a más de 800 ppm de concentración de CO₂ para finales del siglo). Para el escenario de un incremento más moderado de gases (B2, en torno a 600 ppm para final del siglo), los resultados son, *grosso modo*, 1-2°C inferiores. Cuando se analiza el conjunto de RCMs forzados por el mismo GCM, el HadCM3 [Pope et al., 2000] de PRUDENCE promediado para toda la PI, como en la siguiente tabla 1 [Christensen y Christensen, 2007], se puede ver el alto grado de acuerdo entre los modelos.

Las proyecciones muestran un incremento de temperatura máximo en verano (5.41°C en media, con una dispersión entre 4.78°C y 5.83°C para RCMs forzados con el mismo GCM), y mínimo en invierno (2.97°C, con 2.46°C a 3.13°C entre el máximo y mínimo incrementos) para finales del siglo XXI bajo el escenario A2 de emisiones. La distribución de probabilidad del cambio de temperatura anual muestra un rango entre 2.8 y 5.7°C (percentil 1 y 99). En otoño y primavera se obtienen incrementos intermedios, siendo los valores de otoño (3.96°C en media) superiores a los de primavera (3.42°C). La dispersión entre RCMs es por tanto claramente inferior a la respuesta al cambio climático [Déqué et al., 2005]. Resultados similares se obtienen al añadir otro escenario de emisiones (B2) y otros dos GCMs a este conjunto de simulaciones de RCMs [Déqué et al., 2007]. En esas proyecciones futuras se obtiene una varianza para la temperatura

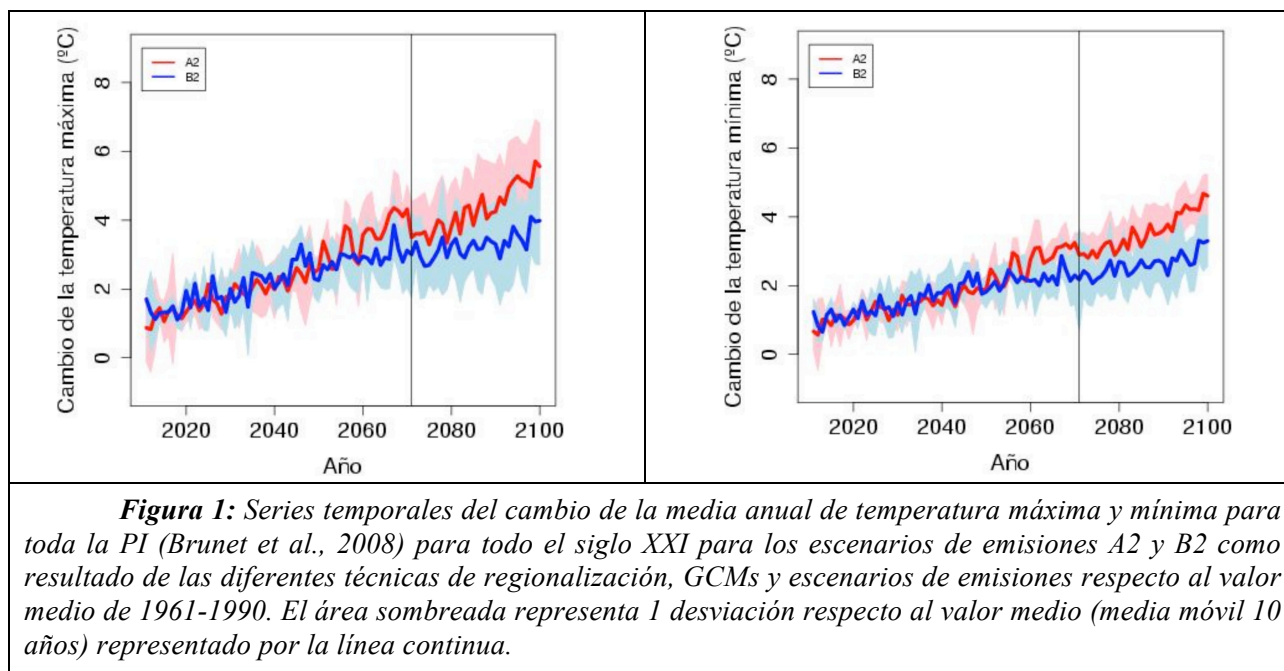
dependiente sobre todo del GCM empleado, siendo mayor en invierno (61%) que en verano (47%) [Déqué et al., 2007].

Tabla 1: Cambios estacionales (clima futuro (2071-2100) respecto a clima actual (1961-1990)) de temperatura (en °C) y precipitación (cambio relativo) para cada uno de los modelos regionales del proyecto PRUDENCE, junto con el conjunto (Ensemble) de los modelos. Simulaciones adicionales a mayor resolución (25, 12 km) y forzados por el GCM ECHAM5 también se muestran

	Temperatura				Precipitación			
	DJF	MAM	JJA	SON	DJF	MAM	JJA	SON
HIRHAM-50	3.13	3.46	5.38	4.12	-0.02	-0.28	-0.39	-0.17
HIRHAM-25	3.05	3.34	5.27	3.98	-0.02	-0.28	-0.38	-0.17
HIRHAM-12	3.05	3.36	5.19	3.96	-0.02	-0.27	-0.36	-0.16
CHRM	2.46	3.05	4.90	3.48	-0.08	-0.39	-0.72	-0.26
CLM	2.64	2.87	5.00	3.53	-0.04	-0.29	-0.46	-0.20
HadRM3H	3.44	3.98	5.70	4.24	-0.08	-0.29	-0.44	-0.19
RegCM	2.73	3.28	4.93	3.83	-0.01	-0.27	-0.39	-0.12
RACMO	3.08	3.60	5.83	4.07	-0.05	-0.32	-0.60	-0.21
REMO	3.12	3.43	5.42	4.18	-0.04	-0.31	-0.50	-0.23
RCAO-50	3.06	3.35	5.73	3.96	-0.02	-0.28	-0.50	-0.17
RCAO-25	3.09	3.41	5.59	4.00	-0.01	-0.29	-0.49	-0.16
PROMES	3.05	3.73	5.82	4.21	-0.02	-0.28	-0.45	-0.16
HadAM3H	3.59	4.09	6.30	4.41	-0.03	-0.31	-0.44	-0.20
ARPEGE	3.05	3.61	4.78	3.88	-0.01	-0.24	-0.48	-0.25
HIRHAM-	3.90	5.08	4.51	5.43	0.03	-0.26	-0.26	-0.25
RCAO-ECH	4.15	5.99	7.83	5.54	-0.07	-0.50	-0.43	-0.33
Ensemble	2.97	3.42	5.41	3.96	-0.04	-0.30	-0.48	-0.19

Estos cambios por grado de incremento de temperatura del modelo global son, en media anual, claramente superiores a 1 (entre 1.2 y 1.7, [Ekström et al., 2007, Hingray et al., 2007]). Sobre la zona del Pirineo, el conjunto de RCMs del proyecto PRUDENCE proyectan un incremento medio de la temperatura anual de 2.8 y 4°C para los escenarios B2 y A2 respectivamente, con fuertes variaciones estacionales, siendo máximas en verano [López-Moreno et al., 2008a]. La variabilidad interanual de la temperatura media diaria estacional, aunque muestra más discrepancia entre modelos que las medias, parece mostrar un aumento en verano como en invierno [Giorgi et al., 2004, Rowell, 2005, Lenderink et al., 2007, Giorgi y Lionello, 2008].

Las temperaturas máximas y mínimas diarias muestran un comportamiento similar en los cambios estacionales: mayores aumentos en verano que en invierno y con el mismo patrón espacial en verano. No obstante, se observa un incremento de las máximas cerca de 1°C superior a las mínimas durante todo el año, y especialmente en verano, lo que indicaría un incremento en la amplitud de la oscilación térmica diaria [Sánchez et al., 2004]. Sucede algo similar para el escenario B2 [Giorgi et al., 2004]. La serie temporal para todo el siglo XXI del incremento de las medias anuales de temperaturas máximas y mínimas promediadas para la toda la PI obtenidas por diversos métodos de regionalización (incluyendo los 10 RCMs del proyecto PRUDENCE), diferentes GCMs, y para varios escenarios de emisiones (Fig. 1, [Brunet et al., 2008]) indica un claro incremento en ambas temperaturas. Un mayor incremento en las máximas respecto al de las mínimas empieza a proyectarse a partir de 2070.



2.c.2.- Precipitación

Los cambios en la precipitación estacional mostrados por esos trabajos con modelos individuales [Gibelin y Déqué, 2003; Giorgi et al., 2004; Räisänen et al., 2004; Sánchez et al., 2004; Rowell, 2005; Castro et al., 2007b; Giorgi y Lionello, 2008] muestran un descenso en verano en toda la PI, y presentando en invierno una estructura norte-sur, con aumentos ligeros en la mitad norte y descensos en la parte sur. No obstante, las discrepancias entre los resultados de los diferentes modelos son mayores que los obtenidos al comparar las temperaturas. También se obtiene un descenso en el número total de días de lluvia en todas las estaciones y para toda la región [Sánchez et al., 2009b]. Cuando se analiza el conjunto de RCMs forzados por el mismo GCM de PRUDENCE (Tabla 1, [Christensen y Christensen, 2007]) se puede ver un alto grado de acuerdo entre ellos, con un cambio negativo en la precipitación relativa para la media de toda la PI en todas las estaciones, máximo en verano (-0.48 de media de los modelos, entre -0.39 y -0.72) y mínimo, casi inapreciable, en invierno (-0.04) para finales del siglo XXI bajo el escenario A2 de emisiones. En contraste a lo que sucede con la temperatura, los RCMs muestran una desviación importante en clima actual que puede llegar a ser el doble que la respuesta al cambio climático. Sin embargo, las proyecciones de los RCMs en precipitación tienen un comportamiento similar para el escenario de emisiones A2, ligeramente diferente del GCM, mientras que los errores sistemáticos son más dispersos [Déqué et al., 2005]. El cambio porcentual de precipitación anual por grado de incremento de temperatura del modelo global oscila entre -9.7 y -3.1 K^{-1} , que son de los mayores obtenidos para toda Europa. Este resultado es importante, desde un punto de vista político incluso, en relación con los posibles escenarios de estabilización que se plantean a partir de ciertos umbrales de temperatura (2, 3 o 4 grados centígrados). Las funciones de distribución de probabilidad de cambios de precipitación anual indican un descenso de entre el 18 y el 0.4 % para los percentiles 1 y 99 [Ekström et al., 2007, Hingray et al., 2007]. La función de distribución de precipitación diaria apunta hacia un descenso de los valores ligeros (hasta 15 mm/día) de precipitación [Boberg et al., 2009]. La fuerza (pico en el espectro de frecuencias normalizado) del ciclo anual de precipitación en la región noroeste de la PI parece incrementarse para todos los RCMs, lo que podría asociarse a cambios en la actividad frontal en esa zona [Tapiador y Sánchez, 2008]. Este resultado podría estar relacionado con una emigración hacia el norte de los sistemas de bajas presiones invernales obtenida en las proyecciones de los modelos globales (IPCC2007, Capítulo 10 [Meehl et al., 2007]), y también el desplazamiento hacia el noreste de los principales patrones de variabilidad de baja frecuencia [Rodríguez-Fonseca et al., 2005]. Acerca de regiones más concretas dentro de la PI, sobre el valle del Ebro se obtiene un descenso máximo en verano, con cambios mucho más pequeños, e incluso ligeros aumentos para algunos modelos en invierno [Blenkinsop y Fowler, 2007]. Sobre la zona Pirenaica, los modelos proyectan un descenso de la precipitación anual del 10 y 15% para los escenarios B2 y A2 respectivamente, con el máximo descenso en verano [López-Moreno et al., 2008a].

2.d.- Cambios proyectados en otras magnitudes y procesos climáticos

Otros aspectos del cambio climático proyectado por los RCMs sobre la PI muestran una intensificación de la baja térmica típica del verano en el centro de la PI y un aumento de las brisas costeras para el periodo 2071-2100 [Hoinka et al., 2007], correspondiéndose con el incremento de la energía cinética turbulenta anual (como medida de la actividad turbulenta en las capas bajas de la atmósfera), principalmente en verano y en el centro peninsular. La razón de Bowen (cociente entre flujos de calor sensible y latente en superficie) muestra un cambio para finales del siglo XXI cuyo patrón espacial muestra un gradiente norte-sur, con aumentos máximos cuanto más al sur, lo que apuntaría a una mayor aridez y tendencia hacia la desertificación en esa zona [Sánchez et al., 2007a,b].

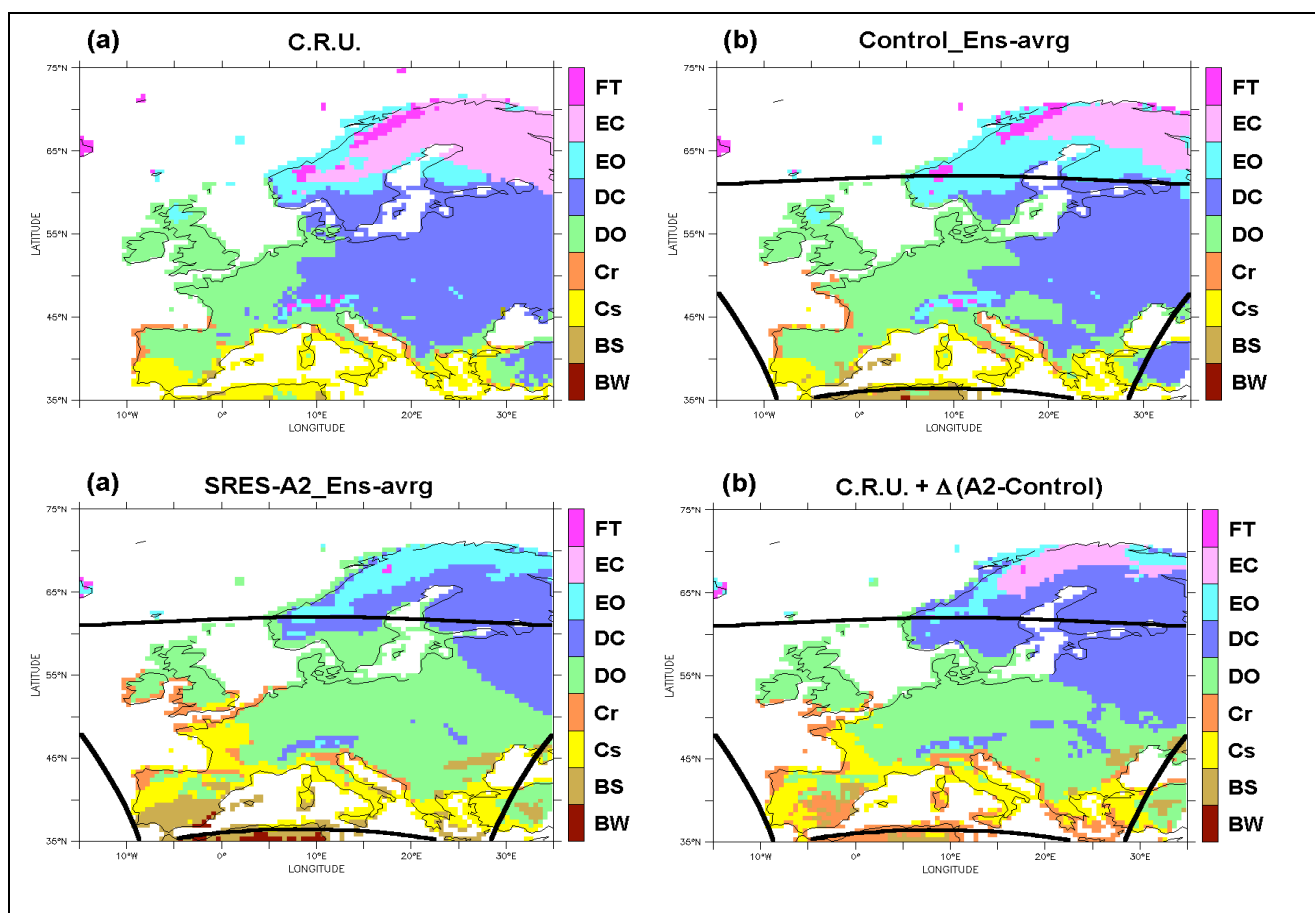


Figura 2: Clasificación climática de Köppen-Trewartha para clima presente (arriba: izquierda según la base observacional de CRU, derecha, según la media de los RCMs de PRUDENCE) según Castro et al. (2007a). En la parte inferior, cambio en dicha clasificación climática para el conjunto de modelos para clima futuro (2071-2100) para el escenario de emisiones A2 (izquierda), y proyecciones de cambio de los RCMs sumadas a la climatología observada CRU (derecha).

La construcción de los tipos de clima de la clasificación de Köppen-Trewartha a partir de los 10 RCMs del proyecto PRUDENCE y sus cambios para condiciones futuras de clima se muestra en la Fig. 2.

Sobre la PI se obtiene un salto significativo respecto al clima actual (figuras superiores) de una fracción importante de puntos hacia climas más áridos, tanto si se analizan las proyecciones de cambio climático como tal (figura inferior izquierda) como si se añade la señal de cambio sobre la climatología observada (figura inferior derecha) [Castro et al., 2007a]. Aunque los patrones de variabilidad en la precipitación invernal están asociados a mecanismos de gran escala, y su cambio para condiciones de clima futuro son similares, con desplazamiento hacia el noroeste en dichas estructuras tanto para el GCM y el RCM, los modos más regionales presentan discrepancias en su cambio proyectado para el siglo XXI [Rodríguez-

Fonseca et al., 2005]. También se evidencia que la magnitud de los cambios proyectados afecta de forma muy importante a la evolución del manto de nieve [López-Moreno et al., 2008b].

2.e.- Cambios proyectados para eventos climáticos extremos

El valor añadido de las proyecciones regionales se hace más relevante frente a los GCM en el análisis de eventos extremos, y en particular las relacionadas con los cambios en la precipitación. Al tratarse de fenómenos más inusuales, la incertidumbre asociada a los mismos será también mayor que al analizar magnitudes promediadas [Frei et al., 2006]. Resultados con modelos individuales muestran posibles aumentos en la torrencialidad [Christensen y Christensen, 2003, Sánchez et al., 2004], y en particular sobre la zona Pirenaica [López-Moreno y Beniston, 2009]. Se proyecta también un aumento en el periodo de retorno para precipitaciones acumuladas desde 1 hasta 30 mm sobre la mayor parte de la PI [Buonomo et al., 2007]. En la zona cantábrica se proyecta un aumento de los sequías en verano y de los periodos sin lluvia en invierno en la costa mediterránea [Gao et al., 2006]. Los índices de sequía sobre la región del Ebro muestran una tendencia hacia el aumento de su longitud y severidad, a pesar de las incertidumbres asociadas al GCM empleado [Blenkinsop y Fowler, 2007]. Este aumento de periodos secos, en concreto sobre el suroeste de la PI, es también obtenido a partir del conjunto de RCMs de PRUDENCE [Beniston et al., 2007], que también muestra un claro aumento del número de días con temperatura máxima por encima de 30°C en la PI, especialmente notable en la parte sur. Los resultados de los RCMs apuntan incluso a la posibilidad de desarrollo de ciclones con características tropicales en el Mediterráneo para finales del siglo XXI [Gaertner et al., 2007].

2.f.- Sensibilidad de las proyecciones obtenidas en relación con las parametrizaciones físicas

La descripción climática de la PI se ha mostrado muy sensible a la parametrización de los procesos de suelo y la vegetación que emplean los modelos regionales, tanto por efectos locales como remotos [Schär et al., 1999, Gaertner et al., 2001; Vidale et al., 2003; Arribas et al., 2003; Seneviratne et al., 2006; Sánchez et al., 2007c, Fischer et al., 2007]. En áreas de transición de climas áridos a húmedos, una parametrización más avanzada de los intercambios tierra-aire junto a mejoras en la descripción de los procesos convectivos muestra efectos claramente positivos para reproducir el clima regional [Domínguez et al., 2009]. [Fernández et al., 2007] analiza la sensibilidad de un RCM a las parametrizaciones de radiación, convección y capa límite para describir el ciclo anual de temperatura y precipitación, sin obtener una combinación mejor de forma sistemática para todas las subregiones de la PI y estaciones. El acoplamiento con un modelo oceánico en un RCM es un aspecto que podría influir en la descripción del clima de la PI en temperatura y precipitación, aunque [Somot et al., 2008] no obtuvo diferencias estadísticamente significativas.

3.- Downscaling estadístico

Los análisis de los cambios de precipitación para condiciones de clima futuro muestran un alto grado de acuerdo entre los cambios en la precipitación obtenida por el GCM y los métodos de downscaling. Estos trabajos muestran una tendencia al descenso en la precipitación total [Von Storch et al., 1993, González-Rouco et al., 2000, Trigo y Palutikof, 2001, Sumner et al., 2003], con algunos matices: ligeros aumentos en invierno para 2041-2090 [Trigo y Palutikof, 2001] o aumentos en la zona sur [González-Rouco et al., 2000]. También se obtienen periodos de precipitaciones más cortos e intensos [Hertig y Jacobeit, 2008], o ausencia de cambios en la cantidad pero sí en el ciclo anual sobre Zaragoza [Abaurrea y Asin, 2005]. En relación con otras magnitudes, se proyecta, por ejemplo, un incremento de los eventos de temperatura máxima en el valle del Ebro para mediados del siglo XXI [Abaurrea et al., 2007]. [Murphy, 2000] compara ambas técnicas de downscaling, mostrando incrementos de temperatura y descensos de precipitación más parecidos por parte del modelo regional que con el downscaling estadístico frente al modelo global empleado en los forzamientos.

4.- Otros aspectos de la modelización climática: predicción decenal

Recientemente ha comenzado el desarrollo de predicciones de la variabilidad del clima a medio plazo, también conocida como predicción decenal, que intentan satisfacer una demanda creciente de información

climática para los próximos años. La predicción decenal explora la capacidad de los modelos climáticos que participan en el IPCC para predecir cambios climáticos regionales en un futuro relativamente cercano usando tanto información disponible en las condiciones iniciales de las simulaciones como en los cambios esperados en la composición atmosférica. La predicción decenal se concentra en escalas temporales de varios años hasta unas pocas décadas [Smith *et al.*, 2007], en lo que es una extensión de la predicción a largo plazo o de la variabilidad climática hasta un año en el futuro, e.g. [Doblas-Reyes *et al.*, 2009]. Para responder a la creciente demanda de este tipo de información, el próximo proyecto Coupled Model Intercomparison Experiment (CMIP5) promovido por el IPCC (http://www.clivar.org/organization/wgcm/references/Taylor_CMIP5.pdf) incluye la realización de predicciones decenales. Dada la vulnerabilidad de la PI al cambio climático de origen antropogénico, así como a la variabilidad natural del clima, se espera que la comunidad acepte el reto de analizar este nuevo tipo de simulaciones. En particular, el downscaling sobre la PI se justifica fundamentalmente por dos razones: por una parte porque la capacidad de los GCMs para simular las tendencias de la temperatura sobre el Mediterráneo occidental en estas simulaciones es remarcable, mientras que por otra la predicción decenal muestra su mayor capacidad predictiva sobre el Atlántico Norte [Smith *et al.*, 2007; Keenlyside *et al.*, 2008]. Dado el importante error sistemático de los sistemas de predicción decenal actuales, que es semejante al que se encuentra en los GCMs usados para las proyecciones de cambio climático a largo plazo, y al hecho de que las predicciones decenales parecen predecir mucho mejor el estado del océano, los métodos de downscaling deben, por una parte, eliminar el error sistemático de las predicciones y por otra extraer el máximo de información disponible de las variables de los GCMs para obtener predicciones útiles de precipitación y temperatura, usando aproximaciones semejantes a las de la predicción estacional [Frias *et al.*, 2005].

5.- Conclusiones

A pesar de las limitaciones intrínsecas a los diferentes métodos de regionalización descritos en este informe, y por tanto los niveles de incertidumbre asociadas, junto con las inherentes a las proyecciones de incremento de gases de efecto invernadero, y la escasez de estudios enfocados específicamente sobre proyecciones en la PI, existen resultados con un alto grado de consenso entre las diferentes investigaciones realizadas. Las proyecciones regionales sobre la PI para finales del siglo XXI, obtenidas principalmente a partir de los modelos regionales de clima, muestran un importante aumento de la temperatura media estacional, siendo este máximo en verano (de hasta 6°C para escenarios de emisiones altos), y mínimo en invierno (en torno a 2-3°C). También se proyecta una disminución durante todo el año en la precipitación, siendo ésta mayor en verano que en invierno. En primavera y otoño se obtienen valores intermedios entre ambos cambios extremos. Desde una perspectiva climática más general, el análisis de estas proyecciones regionales muestran una tendencia hacia condiciones de mayor aridez en la mayor parte de la PI. Aunque el nivel de incertidumbre es más elevado, los estudios indican que se puede producir un aumento de los eventos extremos asociados a la precipitación, tanto en cuanto a los periodos secos, como en cuanto a eventos de precipitaciones intensas. También se muestra un claro aumento de los eventos con temperaturas elevadas (por encima de 30°C) durante un mayor número de días, especialmente en la zona sur de la PI.

Con vistas al próximo informe del IPCC, la comunidad científica internacional de modelización regional está realizando un esfuerzo enorme para incluir sus trabajos, especialmente a través del programa CORDEX (COordinated Regional climate Downscaling EXperiment, http://wcrp.ipsl.jussieu.fr/RCD_Projects/CORDEX/CORDEX.html). Entre las diversas regiones que se plantea estudiar, tendrán especial relevancia para la PI las de Europa (en buena parte incluidas en el proyecto ENSEMBLES), y el Mediterráneo (MED-CORDEX). Sobre la PI, el proyecto nacional ESCENA (Generación de escenarios regionalizados de cambio climático en España con modelos de alta resolución, <http://www.meteo.unican.es/es/node/72776>, 2008-2011) proporcionará resultados de alta resolución de simulaciones mediante RCMs.

6.- Referencias

- Abaurrea, J. y J. Asín (2005), Forecasting local daily precipitation patterns in a climate change scenario, *Climate Research*, 28, 183-197.
- Abaurrea, J., J. Asín, A.C. Cebrián y A Centelles.(2007), Modeling and forecasting extreme hot events in the central Ebro valley, a continental-Mediterranean area, *Global and Planetary Change*, 57, 43-58.
- Arribas, A., C. Gallardo, M. A. Gaertner and M. Castro (2003), Sensitivity of the Iberian Peninsula climate to a land degradation, *Clim. Dyn.*, 20, 477-489.
- Beniston, M., D. B. Stephenson, O. Christensen, C. Ferro, C. Frei, S. Goyette, K. Halsnaes, T. Holt, K. Jylha, B. Koffi, J. Palutikof, R. Scholl, T. Semmler and K.Woth (2007), Future extreme events in european climate: An exploration of regional climate model projections,. *Climatic Change*, 81(S1), 71-95.
- Blenkinsop, S. and H. J. Fowler (2007), Changes in european drought characteristics projected by the PRUDENCE regional climate models, *Int. J. Climatol.*, 27, 1595-1610.
- Boberg, F., P. Berg, P. Thejll, W. J. Gutowski and J. H. Christensen (2009), Improved confidence in climate change projections of precipitation evaluated using daily statistics from the PRUDENCE ensemble, *Clim. Dyn.*, 32, 1097-1106.
- Brunet, M., M. Casado, M. Castro, P. Galán, J. López, J. Martín, A. Pastor, E. Petisco, P. Ramos, J. Ribalaygua, E. Rodríguez, I. Sanz and L. Torres (2008), Generación de escenarios regionalizados de cambio climático para España, Technical report, Agencia Estatal de Meteorología (AEMET), Ministerio de Medio Ambiente y Medio Rural y Marino.
- Buonomo, E., R. Jones, C. Huntingford and J. Hannaford (2007), On the robustness of changes in extreme precipitation over europe from two high resolution climate change simulations, *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 133, 65-81.
- Castro, M., C. Gallardo, K. Jylhä and H. Tuomenvirta (2007a), The use of a climate-type classification for assessing climate change effects in europe from an ensemble of nine regional climate models, *Climatic Change*, 81 (S1), 329-341.
- Castro, M., J. Martín-Vide and S. Alonso (2007b), 1. el clima de España: pasado, presente y escenarios de clima para el siglo XXI, Technical report, Oficina Española de Cambio Climático (ECCE). Universidad de Castilla-La Mancha (UCLM).
- Christensen, J. H. and O. B. Christensen (2003), Severe summertime flooding in Europe, *Nature*, 421, 805-806.
- Christensen, J. H. and O. B. Christensen (2007), A summary of the PRUDENCE model projections of changes in european climate during this century, *Climatic Change* 81 (S1), 7-30.
- Christensen, J. H., T. R. Carter, M. Rummukainen and G. Amanatidis (2007a), Evaluating the performance and utility of regional climate models: the PRUDENCE project, *Climatic Change*, 81 (S1), 1-6.
- Christensen, J. H., B. Hewitson, A. Busuioac, A. Chen, X. Gao, I. Held, R. Jones, R. K. Kolli, W.-T. Kwon, R. Laprise, V. M. Rueda, L. Mearns, C. Menéndez, J. Räisänen, A. Rinke, A. Sarr and P. Whetton (2007b), Regional climate projections, in: Climate change 2007: The physical science basis. contribution of working group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Technical report, IPCC, WMO.
- Christensen, J. H., F. Boberg, O. B. Christensen and P. Lucas-Picher (2008), On the need for bias correction of regional climate change projections of temperature and precipitation, *Geophys. Res.Lett.* 35(L20709). DOI:10.1029/2008GL034949.
- Cofiño, A. S., D. San-Martín, J.M. Gutiérrez (2007), A web portal for regional projection of weather forecast using GRID middleware, *Lecture Notes in Computer Science*, 4489, 82-89.
- Déqué, M., R. G. Jones, M. Wild, F. Giorgi, J. H. Christensen, D. C. Hassell, P. L. Vidale, B. Rockel, D. Jacob, E. Kjellstrom, M. Castro, F. Kucharski and B. V. den Hurk (2005), Global high resolution versus limited area model climate change projections over Europe: quantifying confidence level from PRUDENCE results, *Clim. Dyn.* 25, 653-670.
- Déqué, M., D. Rowell, D. Lüthi, F. Giorgi, J. Christensen, B. Rockel, D. Jacob, E. Kjellström, M. Castro and B. Van den Hurk (2007), An intercomparison of regional climate simulations for Europe: assessing uncertainties in model projections, *Climatic Change*, 81 (S1), 53-70.
- Doblas-Reyes, F.J., A. Weisheimer, M. Déqué, N. Keenlyside, M. McVean, J.M. Murphy, P. Rogel, D. Smith and T.N. Palmer (2009), Addressing model uncertainty in seasonal and annual dynamical seasonal forecasts, *Q. J. Royal Met. Soc.*, 135, 1538-1559.
- Domínguez, M., M. A. Gaertner and P. de Rosnay and T. Losada (2009), A regional climate model simulation over West Africa: parameterization tests and analysis of land surface fields, *Clim. Dyn.*, under second review.
- Ekström, M., B. Hingray, A. Mezghani and P. D. Jones (2007), Regional climate model data used within the SWURVE project 2: addressing uncertainty in regional climate model data for five European case study areas, *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 11, 1085-1096.
- Fernández, J., J. P. Montávez, J. Sáenz, J. F. González-Rouco and E. Zorita (2007), Sensitivity of the MM5 mesoscale model to physical parameterizations for regional climate studies: Annual cycle, *J. Geophys. Res.* 112(D04101). DOI: 10.1029/2005JD006649.
- Fischer, E. M., S. I. Seneviratne, D. Lüthi and C. Schär (2007), Contribution of land-atmosphere coupling to European summer heat waves, *Geophys. Res. Lett.* 34(L06707). DOI:10.1029/2006GL029068.
- Frei, C., R. Schöll, S. Fukutome, J. Schmidli and P. L. Vidale (2006), Future change of precipitation extremes in Europe: Intercomparison of scenarios from regional climate models, *J. Geophys. Res.* 111(D06105). DOI: 10.1029/2005JD005965.
- Friás, M. D., E. Zorita, J. Fernández and C. Rodríguez-Puebla (2006), Testing statistical downscaling methods in simulated climates, *Geophys. Res. Lett.*, 33:L19807
- Friás, M.D., J. Fernández, J. Saenz and C. Rodríguez-Puebla (2005), Operational predictability of monthly average maximum temperature over the Iberian Peninsula using DEMETER simulations and downscaling, *Tellus A*, 57, 448-463, doi:10.1111/j.1600-0870.2005.00105.x.
- Gaertner, M., O. Christensen, J. Prego, J. Polcher, C. Gallardo and M. Castro (2001), The impact of deforestation on the hydrological cycle in the western Mediterranean: an ensemble study with two regional climate models, *Clim. Dyn.* 17, 857-873.
- Gaertner, M. A., D. Jacob, V. Gil, M. Domínguez, E. Padorno, E. Sánchez and M. Castro (2007), Tropical cyclones over the mediterranean sea in climate change simulations, *Geophys. Res. Lett.* 34(L14711). DOI: 10.1029/2007GL029977.
- Gallardo, C., A. Arribas, J. Prego, M. A. Gaertner and M. Castro (2001), Multy-year simulations using a regional climate model over the Iberian Peninsula: current climate and 2xCO2 scenario, *Q. J. R. Meteorol. Soc.* 126, 1659-1682.

- Gao, X., J. S. Pal, and F. Giorgi (2006), Projected changes in mean and extreme precipitation over the Mediterranean region from a high resolution double nested RCM simulation, *Geophys. Res. Lett.* 33(L03706). DOI: 10.1029/2005GL024954.
- Gibelin, A.L. and M. Déqué (2003), Anthropogenic climate change over the Mediterranean region simulated by a global variable resolution model, *Clim. Dyn.*, 20, 327–339.
- Giorgi, F., X. Bi and J. Pal (2004), Mean, interannual variability and trends in a regional climate change experiment over Europe: II. climate change scenario (2071-2100), *Clim. Dyn.*, 23, 839–858.
- Giorgi, F. and P. Lionello (2008), Climate change projections for the Mediterranean region, *Global. Planet. Change*, 63, 90–104.
- Giorgi, F. and L. O. Mearns (1999), Regional climate modeling revisited. an introduction to the special issue, *J. Geophys. Res.*, 104, 6335–6352.
- González-Rouco, J.F., H. Heyen, E. Zorita and F. Valero (2000), Agreement between observed rainfall trends and climate change simulations in the Southwest of Europe, *J. Climate*, 13, 3057–3065
- Goodess, C.M. and J.P. Palutikof (1998), Development of daily rainfall scenarios for Southeast Spain using a circulation-type approach to downscaling, *Int. J. Climatol.*, 10, 1051–1083
- Goodess, C.M., C. Anagnostopoulou, A. Bardossy, C. Frei, C. Harpham, M.R. Haylock, Y. Hundecha, P. Maheras, J. Ribalaygua, J. Schmidli, T. Schmith, K. Tolika, R. Tomozeiu and R.L. Wilby (2008), An intercomparison of statistical downscaling methods for Europe and European regions - assessing their performance with respect to extreme temperature and precipitation events, *Climatic Change* (in press).
- Gutiérrez, J.M., A.S. Cofiño, R. Ancell, M.A. Rodríguez (2004), Clustering Methods for Statistical Downscaling in Short-Range Weather Forecast, *Mon. Wea. Rev.*, 132, 2169–2183.
- Haylock, M.R., N. Hofstra, A.M.G. Klein Tank, E.J. Klok, P.D. Jones, and M. New (2008), A European daily high-resolution gridded data set of surface temperature and precipitation for 1950–2006. *J. Geophys. Res.*, 113, D20119, doi: 10.1029/2008JD010201.
- Herrera, S., Gutiérrez, J.M., Ancell, R., Pons, M.R., Frías, M.D., and Fernandez, J. (2009). Development and Analysis of a 50 year high-resolution daily gridded precipitation dataset over Spain. *Int. J. Climatol.*, en preparación
- Hertig, E. and J. Jacobeit (2008), Assessments of Mediterranean precipitation changes for the 21st century using statistical downscaling techniques, *Int. J. Climatol.*, 28, 1025–1045
- Hewitt, C. (2005), The ENSEMBLES project: Providing ensemble-based predictions of climate changes and their impacts. EGGSS newsletter, 13, 22–25.
- Hingray, B., A. Mezghani and T. A. Buishand (2007), Development of probability distributions for regional climate change from uncertain global mean warming and an uncertain scaling relationship, *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 11, 1097–1114.
- Hoinka, K.P., M. A. Gaertner and M. Castro (2007), The Iberian thermal lows in a changed climate, *Q. J. R. Meteorol. Soc.* 133, 1113–1126.
- Hofstra, N., M. New, and C. McSweeney (2009). The influence of interpolation and station network density on the distribution and extreme trends of climate variables in gridded data. In press-published online November 2009.
- Jacob, D., L. Barring, O. Christensen, J. Christensen, M. de Castro, M. Deque, F. Giorgi, S. Hagemann, M. Hirschi, R. Jones, E. Kjellström, G. Lenderink, B. Rockel, E. Sánchez, C. Schär, S. Seneviratne, S. Somot, A. V. Ulden and B. V. den Hurk (2007), An inter-comparison of regional climate models for Europe: model performance in present-day climate, *Climatic Change* 81 (S1), 31–52.
- Keenlyside N.S, M. Latif, J. Jungclaus, L. Kornbluh and E. Roeckner (2008), Advancing decadal-scale climate prediction in the North Atlantic sector. *Nature*, 453, 84–88, doi:10.1038/nature06921.
- Lenderink, G., A. V. Ulden, B. V. den Hurk and E. V. Meijgaard (2007), Summertime inter-annual temperature variability in an ensemble of regional model simulations: analysis of the surface energy budget, *Climatic Change* 81 (S1), 233–247.
- López-Moreno, J. I., S. Goyette and M. Beniston (2008a), Climate change prediction over complex areas: spatial variability of uncertainties and predictions over the Pyrenees from a set of regional climate models, *Int. J. Climatol.* 28, 1535–1550.
- López-Moreno, J. I., S. Goyette, M. Beniston y B. Alvera (2008b), Sensitivity of the snow energy balance to climatic changes: prediction of snowpack in the Pyrenees in the 21st century. *Clim. Res.* 36, 203–217.
- López-Moreno, J. I. and M. Beniston (2009). Daily precipitation intensity projected for the 21st century: seasonal changes over the Pyrenees, *Theor. Appl. Climatol.* 95, 375–384.
- Machenhauer, B., M. Windelband, M. Botzet, J. H. Christensen, M. Déqué, R. G. Jones, P. M. Ruti and G. Visconti (1998), Validation and analysis of regional present-day climate and climate change simulations over Europe, Technical Report 275, Max-Planck Institut für Meteorologie.
- Martín-Vide, J. (2004), Spatial distribution of a daily precipitation concentration index in Peninsular Spain, *Int. J. Climatol.*, 24, 959–971.
- Míguez-Macho, G., G. L. Stenchikov and A. Robock (2004), Spectral nudging to eliminate the effects of domain position and geometry in regional climate model simulation, *J. Geophys. Res.*, 109, D13104, doi:10.1029/2003JD004495
- Míguez-Macho, G., G. Stenchikov and A. Robock (2005), Regional Climate Simulations over North America: Interaction of Local Processes with Improved Large-Scale Flow, *J. Climate*, 18, 1227–1246.
- Murphy, J. (2000), Predictions of climate change over Europe using statistical and dynamical downscaling techniques, *Int. J. Climatol.* 20, 489–501.
- New, M., Hulme, M. y Jones, P. (1999), Representing twentieth-century space-time climate variability. Part I: Development of a 1961–90 mean monthly terrestrial climatology, *J. Climate*, 12, 829–856.
- Nakicenovic, N. and R. Swart (Eds.) (2000), Emissions Scenarios. A special report of Working Group III of the Intergovernmental Panel on Climate Change, Cambridge University Press.
- Pope, V., M. Gallani, P. Rowntree and R. Statton (2000), The impact of new physical parameterizations in the Hadley Centre climate model: HadAM3, *Clim. Dyn.* 16, 123–146.
- Räisänen, J., U. Hansson, A. Ullerstig, R. Döscher, L. Graham, C. Jones, H. Meier, P. Samuelson and U. Willen (2004), European climate in the late twenty-first century: regional simulations with two driving global models and two forcing scenarios, *Clim. Dyn.* 22, 13–31.

- Rodríguez-Fonseca, B., E. Sánchez and A. Arribas (2005), Winter climate variability changes over Europe and the Mediterranean region under increased greenhouse conditions, *Geophys. Res. Lett.* 32. DOI: 10.1029/2005GL022800.
- Rodríguez-Puebla, C., A.H. Encinas, S. Nieto and J. Garmendia (1998), Spatial and temporal patterns of annual precipitation variability over the Iberian Peninsula, *Int. J. Climatol.*, 18, 299-316.
- Romero, R., Ramis, C and Guijarro, J.A. (1999), Daily rainfall patterns in the Spanish Mediterranean area: an objective classification, *Int. J. Climatol.*, 19, 95-112.
- Rowell, D. P. (2005), A scenario of European climate change for the late twenty-first century: seasonal means and interannual variability, *Clim. Dyn.*, 25, 837-849.
- Sánchez, E., C. Gallardo, M. A. Gaertner, A. Arribas and M. Castro (2004), Future climate extreme events in the Mediterranean simulated by a regional climate model: a first approach, *Global. Planet. Change* 44, 163-180.
- Sánchez, E., C. Yagüe and M. A. Gaertner (2007a), Planetary boundary layer energetics simulated from a regional climate model over Europe for present climate and climate change conditions, *Geophys. Res. Lett.*, 34. DOI: 10.1029/2006GL028340.
- Sánchez, E., C. Yagüe and M. A. Gaertner (2007b), Turbulent kinetic energy climatology for present and future climate conditions over the Iberian Peninsula as obtained from a TKE closure scheme in a regional climate model, *Física de la Tierra* 19, 163-173. ISSN: 0214-4557.
- Sánchez, E., M. A. Gaertner, C. Gallardo, E. Padorno, A. Arribas and M. Castro (2007c), Impacts of a change in vegetation description on simulated European summer present-day and future climates, *Clim. Dyn.*, 29, 319-332.
- Sánchez, E., R. Romera, M. A. Gaertner, C. Gallardo and M. Castro (2009a), A weighting proposal for an ensemble of regional climate models over Europe driven by 1961-2000 ERA40 based on monthly precipitation probability density functions, *Atmos. Sci. Lett.* 10, 241-248 pp.
- Sánchez, E., M. A. Gaertner and C. Gallardo (2009b), Dynamical downscaling of daily precipitation over the Iberian Peninsula: a spatial resolution analysis for present and future climate conditions, *Física de la Tierra*, 21. ISSN: 0214-4557, pp. 207-218
- San-Martin, D., C. Sordo, S. Herrera and J.M. Gutiérrez (2009), ENSEMBLES Deliverable 2B.27: Assessment of the robustness of statistical downscaling techniques using GCM and RCM output. <http://ensembles-eu.metoffice.com/deliverables.html>
- Schär, C., D. Lüthi, U. Beyerle and E. Heise (1999), The soil-precipitation feedback: a process study with a regional climate model, *J. Climate* 12, 722-741.
- Seneviratne, S. I., D. Lüthi, M. Litschi and C. Schär (2006), Land-atmosphere coupling and climate change in Europe, *Nature* 443, 205-209.
- Serrano, A., J.A. García, V.L. Mateos, M.L. Cancillo, and J. Garrido (1999), Monthly Modes of Variation of Precipitation over the Iberian Peninsula, *J. Climate*, 12, 2894-2919
- Smith D.M. and J.M. Murphy (2007), An objective ocean temperature and salinity analysis using covariances from a global climate model, *J. Geophys. Res.*, 112, C02022, doi:10.1029/2005JC003172.
- Smith D.M, S. Cusack, A. W. Colman, C. K. Folland, G. R. Harris, J. M. Murphy (2007), Improved surface temperature prediction for the coming decade from a global climate model, *Science*, 317, 796-799, doi:10.1126/science.1139540
- Somot, S., F. Sevault, M. Déqué and M. Crépon (2008), 21st century climate change scenario for the Mediterranean using a coupled atmosphere-ocean regional climate model, *Global. Planet. Change* 63, 112-126.
- Sumner, G. N., R. Romero, V. Homar, C. Ramis, S. Alonso and E. Zorita (2003), An estimate of the effects of climate change of the rainfall of the Mediterranean Spain by the late twenty first century, *Clim. Dyn.* 20, 789-805.
- Tapiador, F. J. and E. Sánchez (2008), Changes in the European precipitation climatologies as derived by an ensemble of regional models, *J. Climate* 21, 2540-2557.
- Trigo, R. M. and J. P. Palutikof (2001), Precipitation scenarios over Iberia: A comparison between direct GCM output and different downscaling techniques, *J. Climate* 14, 4422-4446.
- Vidale, P. L., D. Lüthi, C. Frei, S. Seneviratne and C. Schär (2003), Predictability and uncertainty in a regional climate model, *J. Geophys. Res.* 108, 10.1029/2002JD002810
- Von Storch, H., E. Zorita and U. Cubasch (1993), Downscaling of climate change estimates to regional scales: An application to Iberian winter rainfall in winter time, *J. Climate*, 6, 1161-1171.
- Von Storch, H., H. Langenberg and F. Feser (2000), A spectral nudging technique for dynamical downscaling purposes, *Mon. Wea. Rev.*, 128, 3664-3673.
- Zorita, E. and H. Von Storch (1999), The analog method as a simple statistical downscaling technique: comparison with more complicated methods, *J. Climate*, 12, 2474-2489.

ANEXO I: La Pequeña Edad del Hielo (LIA, Little Ice Age) y el Periodo Cálido Medieval (MWP, Medieval Warm Period).

Medieval Warm Period (MWP).

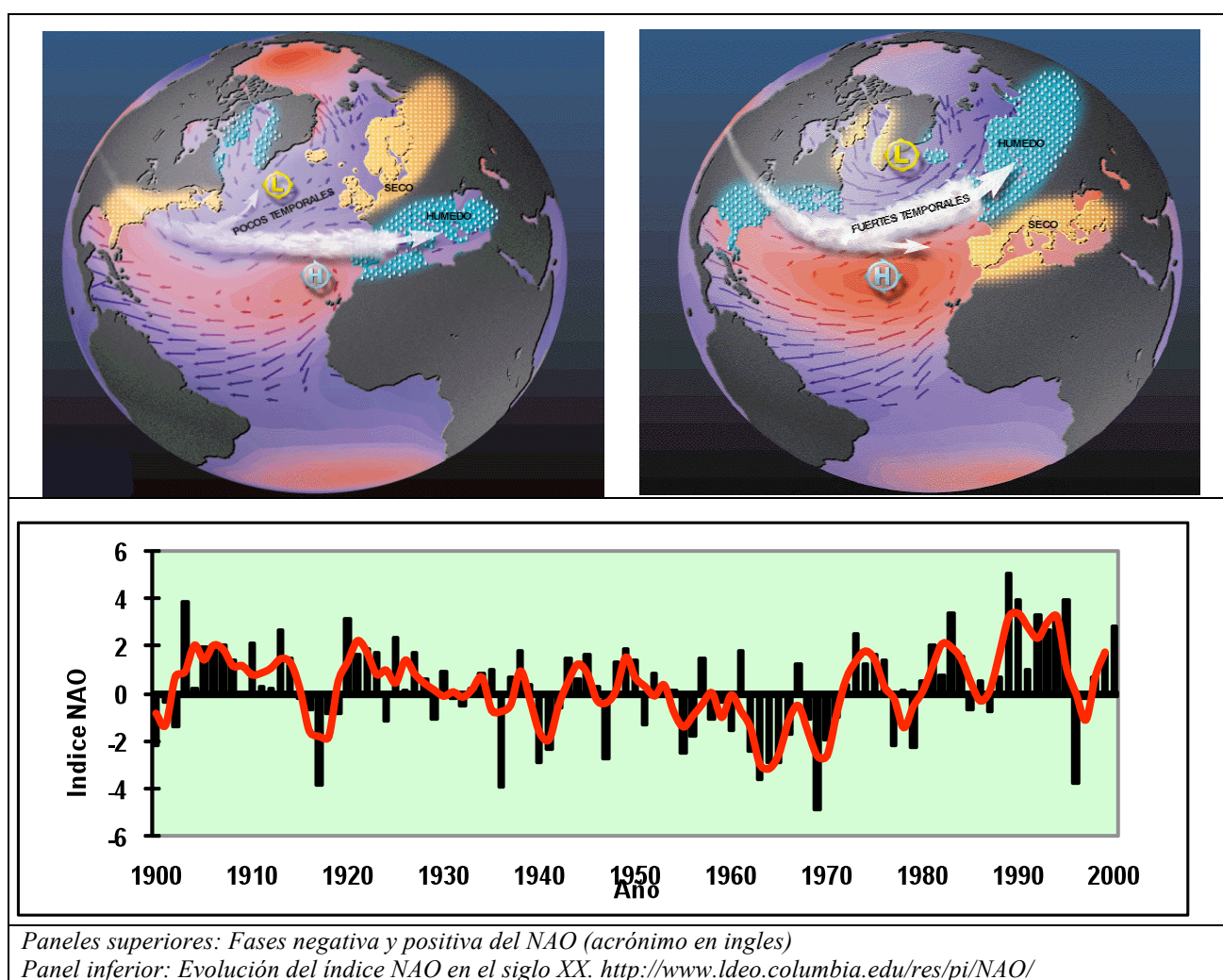
La Anomalía Climática Medieval (Medieval Warm Period), también conocida como el Periodo Cálido Medieval o el Óptimo Climático Medieval, cubre el periodo comprendido entre los años 550 y 1300 de nuestra era o años AD. Dicho periodo se caracteriza por el predominio de un clima relativamente cálido en el Norte de Europa que permitió, por ejemplo, el cultivo de la vid en gran parte del centro y norte de Europa y la colonización de Groenlandia y otras tierras norteadas por los Viquingos. Sin embargo, no sólo se caracteriza por un cambio en las temperaturas sino que otras modificaciones en el clima fueron también significativas. Por ejemplo, en el sur de Europa, incluida la PI, y en otras regiones de América y Asia, las condiciones climáticas fueron significativamente más áridas que en periodos anteriores o posteriores, mientras que la respuesta de la temperatura no está tan clara. Otra característica que define a la Anomalía Climática Medieval es su carácter asincrónico, es decir, la respuesta a este evento no ocurre a la vez en zonas alejadas del globo, lo que da muestras de su gran complejidad como “periodo climático de carácter global” y dificulta el estudio y comparación entre regiones del planeta.

Little Ice Age (LIA)

La Pequeña Edad del Hielo (Little Ice Age) cubre el periodo comprendido entre los años 1300 y 1850 AD, aunque el consenso en los límites temporales no es total y algunos autores apuntan que varían según las condiciones locales. Se trata de un periodo relativamente frío ocurrido tras la Anomalía Climática Medieval, en el que se han identificado al menos tres periodos de máximo enfriamiento centrados alrededor de los años 1650, 1770 y 1850. Estos periodos parecen estar asociados con mínimos en la actividad solar, coincidiendo con los momentos de menor número de manchas solares (Maunder, Spörer y Dalton). Sin embargo, no solo la actividad solar debió influir en el desencadenamiento de la Pequeña Edad del Hielo, sino que el enfriamiento también coincide con algunas de las erupciones volcánicas más importantes de la Historia, lo que podría haber hecho disminuir considerablemente el paso de la luz solar durante varios meses (ej., erupción del volcán Tambora en Indonesia en 1815). El enfriamiento está especialmente documentado en el continente europeo y América del Norte con claros avances de los glaciares, mientras que otras zonas del planeta parecen responder a la Pequeña Edad del Hielo con un aumento de la humedad, como se ha detectado en las regiones tropicales de África y América del Sur. En la PI hay evidencias de mayor disponibilidad hídrica durante la Pequeña Edad del Hielo, en pulsaciones distintas, e intensificadas hacia el final de este periodo. En el Pirineo por ejemplo, se ha documentado también un significativo aumento de los glaciares de Monte Perdido.

ANEXO II: La Oscilación del Atlántico Norte (NAO).

La Oscilación del Atlántico Norte (NAO abreviado en Inglés) es el modo dominante de variabilidad climática en el invierno en el Atlántico Norte abarcando desde América del Norte hasta Europa. El NAO es un vaivén de larga escala en el desplazamiento de las masas de aire atmosférica en el corredor situado entre el giro subtropical, anticiclón de las Azores, y la baja polar, situada próxima a Islandia. El índice varía año a año, pero también exhibe tendencia a permanecer en una fase por intervalos que duran varios años. La fase positiva de la NAO se caracteriza por una mayor presión de lo normal en el Anticiclón de las Azores y menor presión de lo normal en la baja de Islandia. El incremento del gradiente de presión genera borrascas más fuertes y sitúa al corredor a posiciones más al norte de lo habitual. Esto genera inviernos en Europa del Norte más húmedos y templados y en Canadá y Groelandia más fríos y secos. En cambio, en la Península Ibérica los vientos rolan a procedencia del norte generando inviernos fríos y secos. Durante las fase negativas del NAO el patrón se invierte, debilitándose el Anticiclón de Azores y la Baja de Islandia, desplazándose hacia el sur el corredor por donde se desplazan las borrascas, lo que lleva inviernos más húmedos y templados en la Península Ibérica.

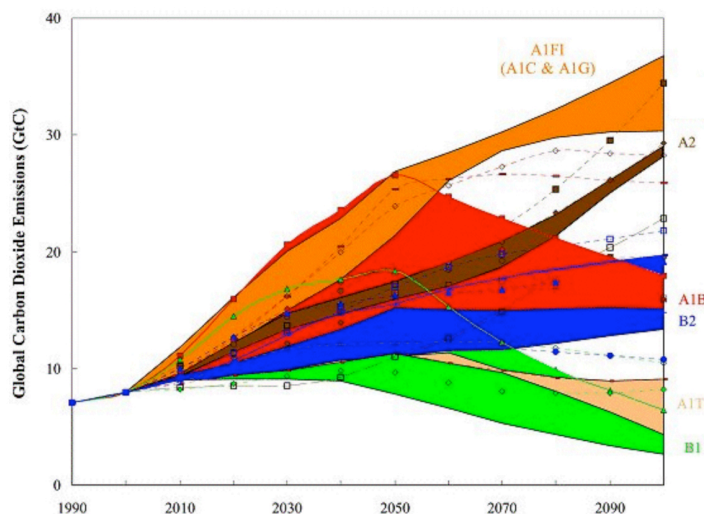


Existen diversos índices del NAO. Una de las primeras definiciones de la NAO fue debida a Hurrell (1995, <http://www.cgd.ucar.edu/cas/jhurrell/nao.stat.winter.html>), quien evalúa esta oscilación a partir de la diferencia mensual normalizada (dividiendo el valor por la desviación típica de toda la serie) entre las presiones atmosféricas a nivel del mar entre Azores e Islandia (Punta Delgada / Lisboa y Stykkisholmur / Reykjavik). Este índice muestra una cierta periodicidad decadal y se observa que el índice elaborado con la media de los meses invernales (NAO invernal: media diciembre - marzo) se relaciona con la variabilidad hidroclimática anual en cuanto a viento, precipitación y temperatura sobre Europa Occidental y América del Norte.

ANEXO III: ESCENARIOS DE EMISIONES

En el Informe Especial sobre Escenarios de Emisiones, SRES (Special Report on Emissions Scenarios; IPCC, 2000) un equipo de expertos desarrolló cuatro hipótesis plausibles de cómo será el desarrollo de las condiciones demográficas y económicas de la humanidad en el futuro próximo con el objeto de estimar las emisiones globales de CO₂ en el siglo XXI. A grandes rasgos las cuatro alternativas son las siguientes:

A1: Un futuro de crecimiento económico muy rápido, aumento lento de la población e introducción rápida de tecnologías nuevas y más eficientes. Convergencia económica entre las diferentes regiones del globo, con un aumento de interacciones culturales y sociales y una reducción sustancial de las diferencias en renta per capita regionales. Esta familia de escenarios A1 se subdivide en tres grupos dependiendo de diferentes direcciones de cambio tecnológico en el sistema de producción energético: A1FI (uso intensivo de combustibles fósiles), A1T (uso de fuentes de energía no fósiles) y A1B (balance entre los usos de diferentes tipos de fuentes de energía).



A2: Un mundo muy heterogéneo, con preservación de las identidades y peculiaridades locales. Los patrones de fertilidad convergen muy lentamente entre las diferentes regiones y sigue habiendo un rápido crecimiento de la población a escala global. El crecimiento económico se produce a escala regional y el incremento de renta per capita y cambio tecnológico es más fragmentado y lento que en otros escenarios.

B1: Un mundo convergente con el mismo crecimiento lento de la población en la línea de escenarios A1, pero con cambios rápidos en las estructuras económicas hacia una economía de la información y de servicios, con introducción de tecnologías limpias. Hay soluciones globales para la sostenibilidad medioambiental, económica y social, con disminución de las desigualdades, pero sin iniciativas climáticas adicionales.

B2: Un mundo en el que se enfatizan soluciones locales para la sostenibilidad medioambiental, económica y social. Crecimiento de la población moderado, niveles intermedios de desarrollo económico y cambio tecnológico menos rápido y más diverso que en las líneas B1 y A1. Este escenario está también orientado hacia la protección ambiental y la supresión de las desigualdades sociales, pero con mayor enfoque a niveles locales y regionales.

Estas hipótesis o patrones de desarrollo se traducen a escenarios de emisiones, es decir se cuantifica la cantidad de gases de invernadero que se van a ir añadiendo a la atmósfera en cada uno de ellos, usando modelos matemáticos desarrollados en base a la historia previa conocida. En concreto, seis modelos de diferentes grupos de investigación de todo el mundo se usaron para desarrollar las cuatro familias de escenarios generales en 40 escenarios de emisiones. Éstos se pueden agrupar a su vez en 6 escenarios patrón, 3 caracterizando cada una de las familias A2, B1, B2 junto con otros 3 de la familia A1 (A1FI, A1B, A1T), que son suficientes para representar la variabilidad asociada a los 40 escenarios originales, muchos de los cuales resultan en patrones de emisiones similares a pesar de partir de hipótesis de desarrollo humano diferentes.

El Informe Especial sobre Escenarios de Emisiones (SRES) no asigna a priori probabilidades de ocurrencia a los diferentes escenarios; sin embargo, debido a la imposibilidad de contemplarlos todos, en los estudios con modelos de circulación general de la atmósfera se suele escoger entre los 6 representativos citados anteriormente. Un escenario repetido con frecuencia es el escenario A1B, perteneciente a la familia de escenarios A1. Las emisiones globales de CO₂ en este escenario aumentan rápidamente en la primera mitad del siglo XXI para llegar a un máximo alrededor de 2050 a partir de cuando disminuyen. En total la cantidad de emisiones de gases de invernadero para el escenario A1B se encuentran en un nivel intermedio entre los demás escenarios, como se refleja en la Fig. 1. Otro escenario con un nivel intermedio de emisiones es el B2, mientras que el A2 y el A1FI por un lado y el B1 y A1T por otro, representarían respectivamente el máximo y el mínimo del rango de las hipótesis de emisiones plausibles.

CLIVAR ESPAÑA

