



RIESGOS DE INUNDACIONES: TENDENCIAS HISTÓRICAS Y PERSPECTIVAS DE ACUERDO CON EL CAMBIO CLIMÁTICO

Flood hazards: Historical trends and perspectives in relation to Climate Change

G. Benito

*Centro de Ciencias Medioambientales, CSIC. Serrano, 115 bis - 28006 Madrid
Tel. 91 745 25 00 - Fax 91 564 08 00 - benito@ccma.csic.es*

Resumen: En este trabajo se analiza la relación clima-crecidas a partir del estudio de series instrumentales, paleocrecidas y de crecidas documentales. Los registros de paleocrecidas y de crecidas documentales muestran una mayor frecuencia de crecidas durante los estadios iniciales y finales de periodos fríos como la Pequeña Edad del Hielo (1550-1850 AD) o la pulsación de carácter frío y húmedo ocurrida hace 2650 años. En el periodo instrumental (1910 hasta la actualidad), los ríos atlánticos han experimentado una disminución de la frecuencia de las crecidas ordinarias, aunque la magnitud de las crecidas catastróficas se han mantenido e incluso aumentado a pesar del efecto laminador de los embalses. En las cuencas mediterráneas las series de crecidas del pasado indican que las avenidas extremas se han producido durante periodos de elevada irregularidad de la precipitación tanto estacional como anual. En periodos recientes, los datos existentes apuntan a que el incremento de la temperatura puede aumentar la irregularidad del régimen de crecidas y sequías y promover la generación de crecidas relámpago en las cuencas mediterráneas y del interior de la Península Ibérica.

Palabras clave: crecidas, cambio climático, Paleohidrología.

Abstract: It is recognized that the most important impacts of climate change on society involve weather related disasters, in particular floods and droughts (IPCC, 2001). In this study, the relationships climate-floods are analysed through the study of instrumental, palaeoflood and documentary flood series. In Atlantic basins, the generation, duration and magnitude of floods are very much associated with changes in winter rainfall. Palaeoflood and documentary flood records show greater frequency of ordinary and extraordinary events during the initial and final phases of cold periods such as the Little Ice Age (AD 1550-1850) and the cold and wet phase around 2,650 years ago (van Geel et al., 1998). In the instrumental period (1910 to the present), Atlantic rivers underwent a decline in the frequency of extraordinary floods, although the magnitude of the most catastrophic floods has remained the same, despite the flood control effect of reservoirs. This upward trend of hydrological variability is expected to continue in the forthcoming decades if we take into account the intensification of the positive phase of the North Atlantic Oscillation (NAO). In Mediterranean basins, past flood series indicate that extreme floods occur during periods of high irregularity of both seasonal and annual rainfall. In recent periods (the seventies and eighties) an increase has been observed in intense rainfall episodes, some of which have caused extraordinary floods. These recent floods reached maximum discharges above those recorded in gauging stations in the first half of the 20th Century (prior to the construction of reservoirs). In this sense, existing data indicate that the temperature rise could increase the irregularity of the flood and drought regime and cause the generation of flash floods in Mediterranean basins and inland of the Iberian Peninsula.

Key words: floods hazards, Climate Change, palaeohydrology.



G. Benito (2006). Riesgos de inundaciones: tendencias históricas y perspectivas de acuerdo con el cambio climático. *Rev. C. & G.*, 20 (3-4), 29-44.

1. Introducción

Los episodios de inundaciones y los prolongados periodos de sequía constituyen fenómenos hidrológicos de carácter normal en España, con los que la sociedad tiene que convivir, y son consecuencia de las características climáticas, orográficas y geológicas de la Península Ibérica. Las crecidas constituyen el riesgo natural de mayor impacto socio-económico con más de 1525 víctimas en las últimas cinco décadas (según Olcina y Ayala, 2002), incluyendo las 794 víctimas de las inundaciones de 1962 en Cataluña). Desde que 1957 se produjo la inundación de Valencia, se ha producido una media de una avenida grave cada 5 años (CTEI, 1983), habiendo ocurrido los 10 eventos más importantes en cuanto a indemnizaciones pagadas por el Consorcio de Compensación de Seguros, 6 en la década de los 80 y 4 en la década de los 90 (ver Piserra et al., 2005). En extremo opuesto a las crecidas, las sequías presentan una gran duración temporal y efectos lentos sobre extensas regiones, con fuerte impacto económico en la agricultura cuyas pérdidas económicas pueden superar a las ocasionadas por las crecidas. Se estima que la sequía del periodo 1992-1995 produjo en la agricultura del sur de España pérdidas de unos 4500 millones de euros y 20.000 empleos.

El impacto del cambio climático debido al efecto invernadero sobre las inundaciones y sequías constituye una de las principales incertidumbres de todos los informes realizados hasta el momento por los organismos internacionales. En el último informe realizado por el IPCC (IPCC, 2001) se indica que el incremento en las concentraciones de gases de invernadero y aerosoles en la atmósfera producirá un incremento en la variabilidad climática y en los eventos extremos en numerosas partes del mundo. En Europa, se señala que la concentración de la precipitación en los meses de invierno y primavera, en los que los suelos se encuentran saturados, podría incrementar la frecuencia y severidad de las crecidas especialmente en las grandes cuencas del centro y oeste de Europa (IPCC, 1996). Igualmente, el incremento de las temperaturas al final de la primavera y durante el verano puede conducir al incremento de las precipitaciones torrenciales de carácter convectivo en pequeñas cuencas y, por tanto, al aumento de los riesgos

debidos a crecidas relámpago, especialmente en zonas de montaña y en las regiones mediterráneas.

En el informe Acacia (escenario HADCM2; Parry 2000) se señala que el principal riesgo en los países del sur de Europa se deriva de las crecidas relámpago debidas a lluvias torrenciales, así como a los riesgos asociados a las sequías. En este informe, se indica que para el 2020, los veranos anómalamente calurosos, como el producido en el 2003, ocurrirán con una frecuencia entre cuatro y cinco veces mayor que en la actualidad. En la Península Ibérica las proyecciones actuales disponibles se refieren únicamente a cambio en la precipitación (en mm/día), como los señalados por el modelo PROMES (Castro et al., 2005) en forma de promedio para cada estación del año (dic-ene-feb, invierno; mar-abr-may, primavera; jun-jul-ago, verano; y sep-oct-nov, otoño), correspondientes a dos escenarios SRES de emisiones: A2 donde la concentración de CO₂ en el 2100 llegaría a unos 850 ppm, (120% superior a la actual), y B2 donde se llegaría a una concentración de 760 ppm, (doble que la actual). En el escenario A2, los valores correspondientes a las diferencias entre la simulación del periodo (2071-2100) y la de control (1961-1990) muestran un aumento de la precipitación invernal en el NW y otoñal para el NE de la Península, mientras que la primavera y verano muestran un descenso de las precipitaciones en el NW y N (Castro et al., 2005). Estos datos podrían apuntar a un aumento de los fenómenos extremos en dichas zonas, dado que las crecidas se producen durante los meses de mayor precipitación diaria.

A pesar de todas estas conjeturas, la realidad es que ninguno de los modelos de circulación atmosférica global o regional es capaz de generar escenarios fiables sobre los cambios esperables en relación con los eventos extremos, dado que estas suposiciones parten de la base de que el cambio climático alterará todo el volumen de precipitación mensual en la misma proporción, sin tener en cuenta la concentración de lluvia en periodos temporales cortos. En la última década se han incrementado los estudios que abordan la respuesta de los eventos de extremos (crecidas y sequías) a la variabilidad climática del pasado (Barriendos y Martín Vide, 1998; Rodrigo et al., 2001; Benito et al., 2003 a y b; Llasat et al., 2005). Este tipo de estudios de basa en la reconstrucción de series tempo-

rales de eventos extremos a partir de datos documentales (registros históricos) y de indicadores geológicos de paleocrecidas (sedimentos y marcas de inundación). Estos registros permiten caracterizar la frecuencia y la magnitud de estos eventos extremos en periodos temporales del pasado que comprenden desde décadas a varios milenios. Con ello, se consigue ampliar el registro hidrológico con anterioridad al periodo de observaciones instrumentales sistemáticas, e intentar cubrir un doble objetivo: (1) demostrar como variaciones pequeñas en el clima son capaces de producir cambios importantes en los patrones de magnitud y frecuencia de las crecidas, y (2) contribuir a entender la dirección en la que el Calentamiento Global puede afectar a la magnitud y frecuencia de las crecidas extremas. En este trabajo se presenta una revisión bibliográfica de los estudios que relacionan la variabilidad climática y las crecidas del pasado en España, y se describen las principales conclusiones realizadas por Benito et al. (2005) en el capítulo “Riesgo de crecidas fluviales (12.1) del informe

“Evaluación preliminar de los impactos en España por efecto del Cambio Climático” publicadas por el Ministerio de Medio Ambiente (Moreno, 2005).

2. Respuesta de las crecidas a la variabilidad climática

En la literatura, existen numerosos trabajos con referencia a la elevada sensibilidad de las inundaciones a cambios modestos en el clima (ej. Knox, 1993; Baker, 1993 y Benito et al., 1996), cuyas señales resultan difíciles de detectar utilizando la medida de las variaciones de las condiciones hidrológicas medias. Entre las posibles modificaciones que las variaciones climáticas pueden ocasionar en los patrones de crecidas destacamos, por un lado la distribución espacial y temporal de los eventos extremos y, por otro, los cambios en la magnitud y frecuencia de las inundaciones. Estos cambios en los patrones hidroclimáticos pueden ser analizados dentro del contexto de condiciones climáticas

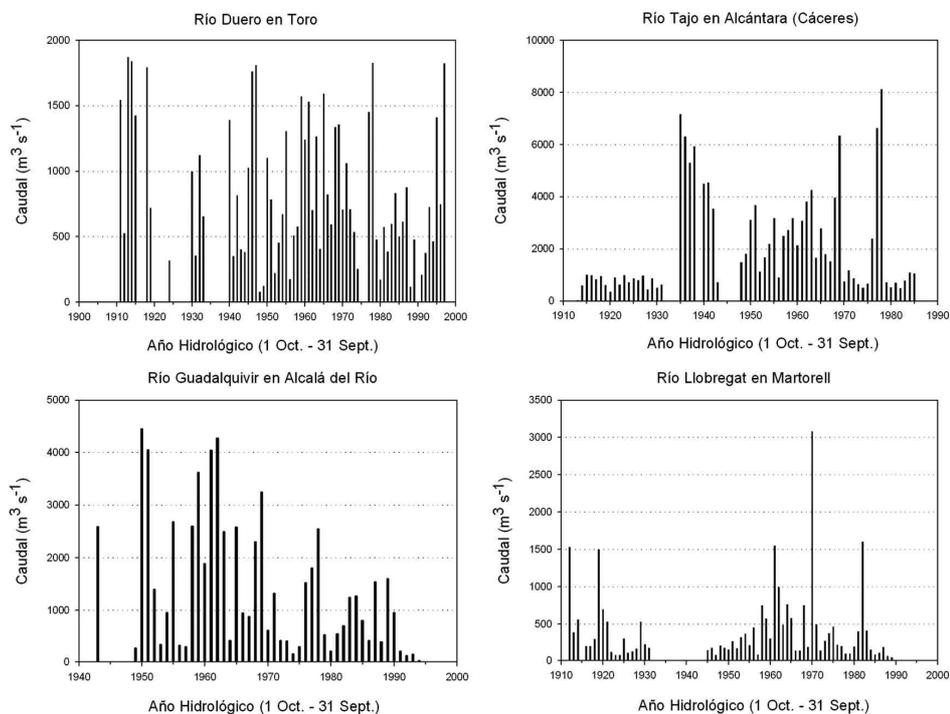


Figura 1. Serie anual de caudales de crecida del los ríos Duero (Toro), Tago (Alcántara), Guadalquivir (Alcalá del río) y Llobregat (Martorell), según Benito et al., (2005).

Figure 1. Annual series of flood discharge in the rivers Duero (Toro), Tagus (Alcántara), Guadalquivir (Alcalá del Río) and Llobregat (Martorell), after Benito et al., (2005).

variables en el tiempo, y a diferentes escalas espaciales (local, regional y global) de la circulación general de la atmósfera (Hirschboeck, 1988). Como se ha señalado, el estudio de las relaciones entre clima y eventos hidrológicos extremos se puede establecer a partir del análisis de registros instrumentales, documentales y sedimentarios (Benito et al., 2005).

2.1. Registros instrumentales

Los registros instrumentales comprenden los datos sistemáticos de altura de agua o de caudal registrados en estaciones de aforo. El análisis de las series de caudales máximos anuales registradas en estaciones de aforo apunta a una disminución en los picos de las crecidas ordinarias en los últimos 40 años (Fig. 1). En parte, esta disminución de los caudales punta se debe a la construcción de presas, la mayor parte entre la década de los 50's y 60's, que actualmente supera el millar (1133 incluyendo diques laterales), con una capacidad de embalse superior a 56.000 hm³. Sin embargo, este efecto laminador de los embalses se muestra insuficiente en el caso de las crecidas extraordinarias, como las registradas en diversas cuencas mediterráneas en 1982 y 1987 (Fig. 1), o en las cuencas Atlánticas en el año 1979, alguna de las cuales (ríos Duero y Tajo) presentaron los mayores caudales punta del registro sistemático de aforos (últimos 50 años). En las cuencas mediterráneas (e.g. Llobregat, Segre) las principales crecidas del registro instrumental se han producido igualmente durante la segunda mitad del siglo XX, a pesar de la regulación de las cuencas por los embalses. De cualquier manera, resulta evidente que se incorpora un elemento de variabilidad en los caudales máximos debido al efecto de las infraestructuras hidráulicas que dificulta el análisis hidroclimático de las series instrumentales. En algunos casos, se han restituido las series de caudales máximos a régimen natural, para eliminar el ruido introducido por los embalses, aunque los trabajos de este tipo en España resultan escasos. Por tanto, debemos de tener cierta precaución a la hora de interpretar la tendencia de los caudales de crecida registrados en los últimos 30 años en ríos regulados en relación con los efectos del cambio climático.

2.2. Registros sedimentarios: Hidrología de paleo - crecidas

Los cambios en la magnitud y frecuencia de las inundaciones y sequías se pueden analizar dentro del contexto de condiciones climáticas variables en el tiempo. El análisis de series climáticas e hidrológicas largas permite cuantificar la persistencia en el pasado de patrones de circulación atmosférica anómalos.

En zonas mediterráneas, los eventos hidrológicos extremos de gran magnitud se producen con espaciados temporales de varias décadas, y en el caso de los eventos catastróficos incluso de varios siglos. Por tanto, estos fenómenos se deben de abordar con una escala temporal suficiente de varios siglos e incluso milenios para determinar patrones de comportamiento en relación con el clima. Al igual que se conoce que en el pasado ha existido una variabilidad climática con periodos más cálidos (e.g. Periodo Cálido Medieval) y periodos fríos (Pequeña Edad del Hielo), las crecidas y las sequías se han sucedido de forma variable en respuesta a estos cambios del clima. Los registros geológicos y documentales nos permiten reconstruir la frecuencia e incluso la magnitud en la que se han sucedido estos eventos extremos. Los registros geológicos nos permiten retroceder en el tiempo a escalas de hasta 10.000 años (Holoceno), a partir del estudio de los sedimentos depositados por los ríos durante las crecidas (Benito et al., 2003 a; Rico 2004; Thorndycraft et al., 2004, 2005). En todos los casos estudiados se observa que las crecidas no se distribuyen de forma homogénea en el tiempo, sino que existen periodos con una concentración anómala de eventos extremos y que responden a situaciones climáticas cambiantes. En el análisis de estos periodos anómalos de crecidas deben de tenerse en cuenta tanto la frecuencia como la magnitud de los eventos.

Los registros de paleocrecidas más antiguos y completos que se disponen en España corresponden al río Tajo (Benito et al., 2003 a; Fig. 2). Los sedimentos de crecida acumulados en el río Tajo muestran una serie de al menos 13 eventos entre 10.800 y 10.500 años B.P., cuyos caudales serían iguales o superiores a los alcanzados en 1947, los mayores registrados en el periodo instrumental. Las condiciones atmosféricas ligadas a estas creci-

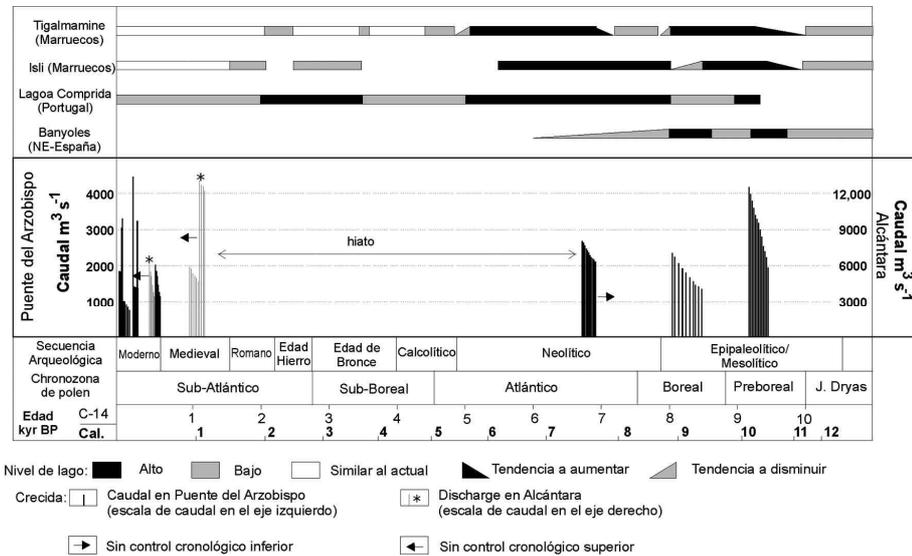


Figura 2. Distribución temporal de las paleocrecidas y estimación de caudales en el río Tago durante el Holoceno (según Benito et al., 2003a). Cada barra representa un evento de crecida. En la parte superior, se muestran los cambios en el nivel de agua en algunos lagos seleccionados del entorno de la Península Ibérica. Nivel en los lagos: Lago Tigalmamine (Marruecos) según Lamb et al., (1989); Lago Isli (Marruecos) según Zeroual (1995); Lagoa Comprida (Portugal) según Van der Brink, L.M., Janssen, C.R., (1985); y Banyoles (NE-Spain) según Pérez-Obiol and Juliá (1994), Roca y Juliá, (1997); Juliá et al., (1998); y Valero-Garcés et al., (1998).

Figure 2. Palaeoflood temporal distribution and discharge estimates of the Tagus River during the Holocene (after Benito et al., 2003a). Each bar represents a single flood event. In the upper part, lake level changes from selected sites is shown. Lake Levels: Tigalmamine lake (Morocco) after Lamb et al., (1989); Isli lake (Morocco) after Zeroual (1995); Lagoa Comprida (Portugal) after Van der Brink, L.M., Janssen, C.R., (1985); and Banyoles (NE-Spain) after Pérez-Obiol and Juliá (1994), Roca and Juliá, (1997); Juliá et al., (1998); and Valero-Garcés et al., (1998).

das serían excepcionales y posiblemente ligadas al tránsito desde las condiciones extremadamente frías del periodo conocido como Younger Dryas (~11.500 años B.P.; 8°C de temperatura media inferior a la actual), hacia condiciones de mejoría climática predominante durante la mayor parte del Holoceno. Entre el 9600 y 9000 años B.P. se registra un incremento en la frecuencia de las crecidas del río Tago, en esta ocasión de magnitud moderada, que se encuentra relacionada con condiciones frías y húmedas y coincidente con niveles de agua elevados en los lagos de la Península Ibérica y Norte de Africa (Juliá et al., 1998; Valero Garcés et al., 1998). Con posterioridad al 9000 BP, los registros de polen indican un incremento progresivo de la cubierta arbórea y del contenido total en polen relacionado con el inicio de las condiciones cálidas y húmedas del Óptimo Climático Holoceno (8000-4500 años B.P.; temperaturas 1-2 °C más cálidas que las actuales). En este periodo de óptimo climá-

tico se suceden una serie de perturbaciones climáticas en el Atlántico Norte (Bond et al., 2001). Durante este periodo, los registros de paleocrecidas son escasos y con valores de magnitud moderada, con un aumento en la frecuencia de eventos en torno a 7000 años B.P. para el río Tago (Benito et al., 2003a), a 5700 años B.P. para el río Segre (Rico, 2004), y a 3600 años B.P. para el río Guadiana (Ortega y Garzón, 2003). Algunos de estos periodos parecen corresponder a momentos de pulsaciones frías (Thorndycraft y Benito, 2006a y b).

En general, se considera que en los últimos 3000 años la circulación general de la atmósfera presenta características similares a las actuales, y es por tanto en este periodo donde el análisis de las relaciones clima-inundaciones presenta un mayor interés. Durante este periodo la respuesta hidrológica de las cuencas resulta afectada tanto por la variabilidad climática como por la actividad huma-

na con la implantación de las sociedades agrícolas que generan importantes procesos de deforestación, especialmente en los últimos 1700-2000 años (Burjachs et al., 1997; Santos et al., 2000; Riera et al., 2004). Sin embargo, resulta evidente que la generación de crecidas en cuencas medias y grandes, responde a un exceso de precipitación en las cuencas, con un papel moderado o menor de la actividad humana en la capacidad de infiltración de los suelos, al menos durante episodios de precipitación intensa.

Los registros de paleocrecidas muestran una concentración anómala de eventos extremos entre el 2860 y 2690 años B.P. en diversas cuencas del entorno mediterráneo (Thorndycraft et al., 2004, 2005; Thorndycraft y Benito, 2006a y b; Fig. 3). Este periodo precede, o se sitúa temporalmente próximo, a una pulsación de carácter frío y húmedo ocurrida hace 2650 años (van Geel et al., 1998) y que se asocia a causas relacionadas con las variaciones de la emisión de radiación solar. En el río Llobregat, la magnitud de las crecidas generadas en este periodo prácticamente duplica a las registradas en el siglo XX y sólo tienen parangón con algunas

registradas en el siglo XVII (Thorndycraft et al., 2004; 2005; Fig. 3).

En los últimos 2000 años, los registros sedimentarios de paleocrecidas presentan una concentración anómala de eventos en los periodos AD 1000-1200, AD 1430-1685 y AD 1730-1810 (Benito y Thorndycraft, 2005, 2006 a y b; Fig. 4). La resolución de la técnica de carbono-14 para los últimos 300 años es escasa por lo que este último periodo puede presentar errores de datación. Estos periodos coinciden con los obtenidos a partir del registro documental, donde se observa un incremento en la frecuencia de crecidas de elevada magnitud en las cuenca Atlánticas de la Península Ibérica durante los periodos 1150-1290 1590-1610, 1730-1760, 1780-1810, 1870-1900, 1930-1950 y 1960-1980 (Benito et al., 1996; 2003b). Las condiciones climáticas que prevalecen en estos periodos de elevada frecuencia de crecidas resultan difíciles de estimar. En climatología histórica se ha utilizado la denominación de Periodo Cálido Medieval y Pequeña Edad del Hielo para definir dos episodios climáticos pluriseculares de calentamiento y enfriamiento respectivamente, experimentados a escala global en los últimos 1000 años. Sin embar-

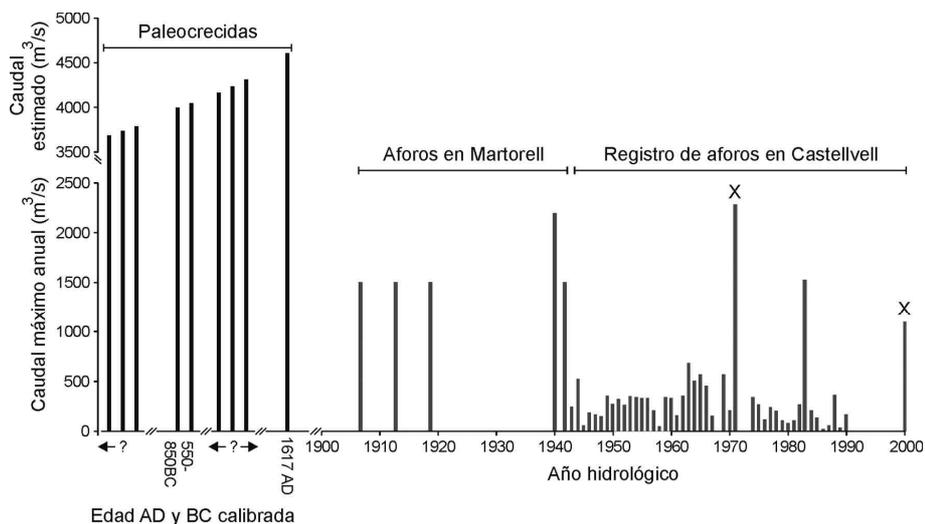


Figura 3. Caudales estimados de crecidas máximas producidas en los últimos 3000 años en el tramo medio-inferior de río Llobregat mediante registros geológicos, junto con los registrados en las estaciones de aforo de Martorell y Castellvell (Thorndycraft et al., 2004).

Figure 3. Flood magnitudes of the Llobregat River illustrating the high discharges associated with the palaeofloods relative to those measured at the gauging stations in Martorell and Castellvell (Thorndycraft et al., 2004).

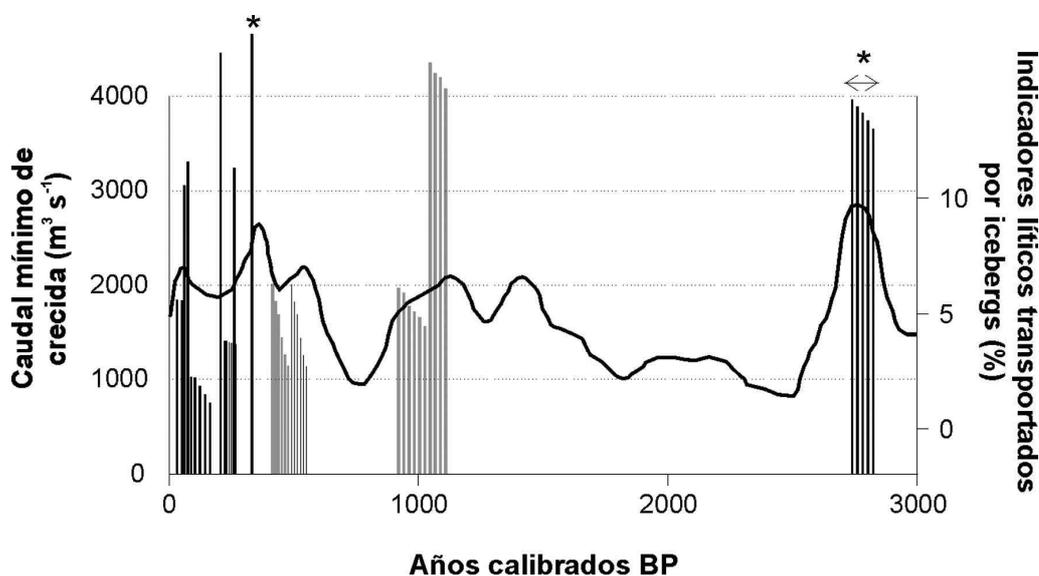


Figura 4. Magnitud y frecuencia de las paleocrecidas durante los últimos 3000 años en los ríos Tajo y Llobregat (Benito and Thorndycraft, 2005). La escala de los caudales para las crecidas del río Tajo en Alcántara se debe multiplicar por tres. Las crecidas del río Llobregat están señaladas con asterisco. Igualmente se muestra la curva de la variación de los sedimentos arrastrados por icebergs en el Atlántico Norte (Bond et al., 2001). Nótese que los mayores porcentajes de sedimentos transportados por icebergs se relacionan con periodos de enfriamiento global.

Figure 4. The magnitude and frequency of palaeofloods during the last 3000 years in the Tagus and Llobregat river basins (Benito and Thorndycraft, 2005). The discharge scale for the Tagus floods at Alcántara should be multiplied by three. The Llobregat floods are indicated by an asterisk. Also shown is the N. Atlantic drift ice curve from Bond et al. (2001). Note that high percentages of drift ice lithic indicators are related with global cooling.

go, diversos estudios recientes demuestran que se trata de periodos cuyo inicio y duración varían regionalmente (Grove, 1988). En sentido amplio, se puede señalar que los intervalos temporales con mayor frecuencia de crecidas se producen durante periodos de enfriamiento global, como se pone de manifiesto en la comparación (Fig. 4) entre las paleocrecidas registradas en diferentes cuencas españolas (Benito y Thorndycraft, 2005) y la curva de sedimentos transportados por icebergs en el Atlántico Norte (Bond et al., 2001). Sin embargo, el estudio detallado de las relaciones clima-crecidas para el último periodo de enfriamiento, la Pequeña Edad del Hielo (aprox. desde 1450 AD hasta 1900 AD), mediante registros de mayor resolución cronológica como son los documentales muestran una mayor complejidad en la respuesta de las crecidas a los pulsos climáticos (Barriendos y Martín Vide, 1998; Barriendos y Llasat, 2003; Llasat et al., 2005), donde se apunta a la influencia

de otras variables o forcings como la actividad solar, las erupciones volcánicas o los avances glaciares (Starkel, 1991; Benito et al., 2003 a y b, 2004).

2.3. Registros documentales

Los registros documentales permiten completar las series de forma continua desde el siglo XVI, de forma discontinua desde el siglo XIV y de forma puntual desde época clásica a partir de autores grecorromanos (Benito et al., 1996, 2003b; Barriendos y Coeur, 2004). Los registros documentales se basan en la recogida de información procedente de los archivos de administraciones públicas y eclesiásticas de ámbito estatal, provincial o local. Al igual que en los registros geológicos, se observa que las crecidas históricas no se distribuyen de forma homogénea en el tiempo, sino que existen periodos con una concentración anómala de even-

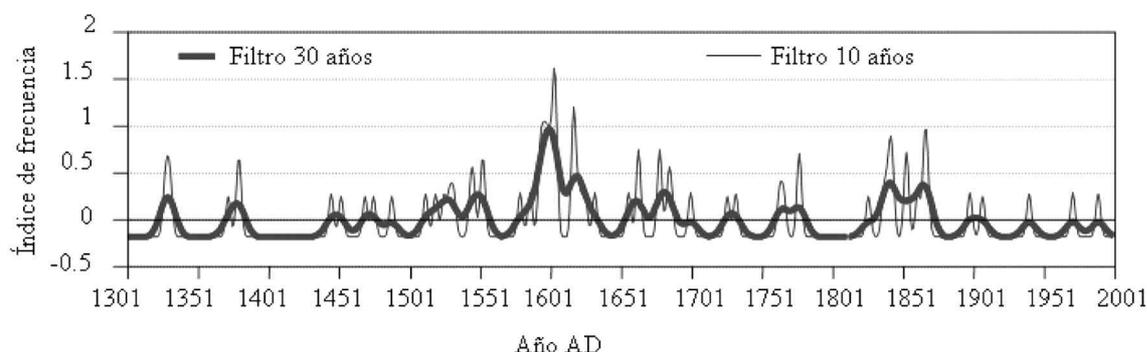


Figura 5. Evolución de la frecuencia de crecidas extraordinarias y catastróficas de los ríos Segre, Llobregat y Ter (según Llasat et al., 2005). Los datos aparecen representados después de aplicar un filtro de suavizado de 10 y 30 años.

Figure 5. Evolution of extraordinary and catastrophic flood frequency for the Segre, Llobregat and Ter rivers (after Llasat et al., 2005). A low-pass smoothing filter of 10 and 30 years has been applied.

tos extremos y que responden a situaciones climáticas cambiantes.

La Pequeña Edad del Hielo, ha podido ser estudiada a partir de fuentes documentales históricas poniendo en evidencia manifestaciones de fuerte variabilidad climática, cuya expresión más característica son los periodos de incremento en la frecuencia de las lluvias torrenciales con su reflejo en las inundaciones catastróficas, pero también incrementos en la frecuencia de aparición de sequías prolongadas de carácter climático (Barriendos y Martín Vide, 1998; Rodrigo et al., 2001; Benito et al., 2003 a y b; Llasat et al., 2005). Estos comportamientos anómalos suelen prolongarse durante 30 o 40 años, destacando entre ellos por el incremento y severidad de las inundaciones el de 1580-1620 y 1840-1870 en las cuencas mediterráneas (Barriendos y Martín Vide, 1998; Llasat et al., 2005; Fig. 5), y los indicados anteriormente del 1150-1290 1590-1610, 1730-1760, 1780-1810, 1870-1900 para las cuencas atlánticas (Benito et al., 1996; 2003b). Igualmente, cabe mencionar la posibilidad de encontrar periodos en los que se producen incrementos en la frecuencia de inundaciones y sequías simultáneamente (Alvarez Vázquez, 1986). Sólo se conoce uno, entre 1760 y 1800 AD, pero sus efectos se extendieron por buena parte de Europa Occidental y Central, ocasionando evidentes trastornos en la producción agraria y incluso crisis sociales en diferentes países (Barriendos y Llasat, 2003).

Durante la Pequeña edad del Hielo se produjeron diversas crecidas catastróficas ocasionadas por las lluvias continuadas y torrenciales de 1603-1604, 1626, 1708 y 1739 (Benito et al., 1996) que afectaron a la mayor parte de las cuencas atlánticas (Guadalquivir, Guadiana, Tajo, Duero), o el evento de noviembre de 1617 en la vertiente mediterránea (Barriendos, 1995). El caudal estimado para la crecida de 1617 en el río Llobregat es de $4500 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ (Thorndycraft et al., 2005), lo que supone un caudal que duplica la mayor crecida del registro instrumental ($2300 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ en la estación de aforos de Monistrol). También se detectan episodios excepcionales de otros fenómenos de más difícil apreciación en su duración y su magnitud, como la ola de frío de ámbito continental de diciembre de 1788-enero de 1789 Barriendos et al., 2000) o la sequía de 1812-1824 en el litoral catalán (Barriendos y Dannecker, 1999).

3. Perspectivas y tendencias de cambio en el riesgo de inundación en respuesta al efecto Invernadero

Los impactos del cambio climático sobre los extremos hidrológicos pueden afectar al número de episodios de caudal extraordinario que se producen en un año, a su frecuencia interanual, a la duración y volumen de los hidrogramas y a los caudales punta que se registran. Las condiciones atmosféricas

cas generales en las que se enmarcan la persistencia de las situaciones que generan crecidas son complejas, y resulta difícil establecer una relación directa y unívoca entre clima e inundaciones. En las cuencas Atlánticas, la generación de crecidas, duración y magnitud se encuentran estrechamente ligadas a los cambios en la precipitación (Fig. 6). Aunque las relaciones caudal medio, precipitación y caudal máximo no son unívocas, se puede señalar que aquellos años con mayores módulos corresponden a años con importantes caudales punta. En los ríos Atlánticos, los tipos de circulación con una mayor influencia en el régimen de precipitaciones son la advección del suroeste y advección del oeste/noroeste, que se establecen fundamentalmente en los meses de invierno relacionados con una elevada frecuencia de la circulación zonal. Las precipitaciones más copiosas en las cuencas Atlánticas se producen cuando la circulación zonal se sitúa baja en latitud (35-45° N), generando precipitaciones importantes y persistentes en las cuencas del Duero, Tajo, Guadiana y Guadalquivir.

Dado que los Modelos de Circulación Global (MCG) presentan dificultades para proporcionar proyecciones fiables de los eventos extremos a escala regional, se puede realizar una aproximación mediante las relaciones de las crecidas con diversos índices relacionados con el clima como son la actividad solar, el Índice del Atlántico Norte (NAOI en inglés NOA: *North Atlantic Oscillation index*) y el índice El Niño (*Southern Oscillation index*). En Europa, se han establecido diferentes índices que definen la posición de la circulación

zonal, entre los que destaca el índice de la Oscilación del Atlántico Norte (NAOI). Este NAO se define como la diferencia normalizada de presión a nivel del mar entre dos centros de presión regional: (1) centro de baja presión en Islandia y (2) centro de alta presión de las Azores (Walker y Bliss, 1932; van Loon y Rogers, 1978). Se han observado vínculos entre estas diferencias de presión y la distribución de las precipitaciones invernales y los caudales en las cuencas atlánticas de la Península Ibérica (Trigo et al., 2003). El NAO en fase positiva indica que existe un centro de baja presión en Islandia más profundo de lo normal y que fuerza a los frentes de precipitación a cruzar el Atlántico en su sector septentrional, generando inviernos más cálidos y húmedos en centro y norte de Europa, y escasez de precipitaciones en los dos tercios meridionales de la Península Ibérica y norte de África. Los periodos con NAO en fase negativa se asocian con condiciones húmedas en el oeste del Mediterráneo y norte de África (Wanner et al., 1994), y aire frío en el norte de Europa. Un ejemplo de fase con NAO negativo se produjo durante el invierno 1995-96 (Tabla 1), que dio lugar a un exceso de precipitaciones sobre la Península Ibérica (Kushnir, 1999), y crecidas moderadas en los ríos Atlánticos. En estudios recientes se ha apuntado que el NAOI disminuye durante los máximos seculares de la actividad solar y aumenta durante los periodos de descenso en la actividad solar (Kirov and Georgieva, 2002).

Dada la complejidad en la modelización de extremos hidrológicos por parte de los Modelos de

Tabla 1. Valores de NAOI y precipitación anual en España entre el año 1994/1995 y 2002/2003. Datos del NAOI obtenidos de http://www.cru.uea.ac.uk/~timo/projpages/nao_update.htm (Osborn et al., 1999).

Table 1. NAOI values and annual precipitation in Spain for the period 1994/1995 y 2002/2003. NAOI values obtained from http://www.cru.uea.ac.uk/~timo/projpages/nao_update.htm (Osborn et al., 1999).

Año	NAOI (Dic-En-Feb)	Precipitación anual
1994/95	+2.90	515 (seco)
1995/96	-2.24	846 (húmedo)
1996/97	-0.46	814 (húmedo)
1997/98	+0.65	783 (húmedo)
1998/99	+1.55	518 (seco)
1999/2000	+2.28	583 (seco)
2000/2001	-1.32	863 (húmedo)
2001/2002	+3.07	597 (normal)
2002/2003	+0.50	Sin dato

Circulación Global de la atmósfera, se puede abordar la respuesta de las crecidas y sequías en los escenarios de cambio global a través del establecimiento de relaciones entre NAOI, actividad solar y magnitud y frecuencia de crecidas. En la actualidad, se están generando escenarios y predicciones de las variaciones futuras de estos índices mediante modelos de simulación climática, de cuyas proyecciones se pueden establecer los patrones de comportamiento futuro de las crecidas que afectan a la vertiente Atlántica de la Península Ibérica. En la tabla 1 se muestran el NAOI desde el año 1994/1995 y sus relaciones con el valor medio de la precipitación sobre España. En general, se pone de manifiesto la existencia de una buena relación entre NAOI y la precipitación invernal, que produce la mayor parte de las crecidas de los ríos Atlánticos, y en particular del Guadalquivir (Fig. 6).

En la figura 6 se muestra la relación del NAOI reconstruido por Luterbacher et al. (2002) con los caudales punta reconstruidos para las crecidas históricas del río Guadalquivir en Sevilla desde 1400 AD. En general, se observa que la mayor parte de las crecidas con caudales superiores a los $2000 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ se producen durante inviernos (dic-en-feb) con índice NAOI negativo, tal y como cabría esperarse dada la relación de años húmedos y años de crecidas importantes en la cuenca del Guadalquivir. Por otro lado, valores de NAOI negativos no siempre están relacionadas con la existencia de una crecida extraordinaria. Este tipo de relaciones NAOI-crecidas extremas se cumple igualmente en determinados periodos de crecida de la serie histórica de la cuenca del río Tajo (Benito et al., 2003b y 2004), y del río Guadiana (Ortega y Garzón, 2004), e incluso se pueden establecer diversas relaciones de algunos periodos de crecidas con momentos de actividad solar máxima (Vaquero, 2004).

La proyección de este índice en relación con el cambio climático debido al efecto invernadero no está clara y no existe consenso si la tendencia en fase NAO positiva de la décadas de los 1980s y 1990s, comparable a la que existió en el periodo 1900-1930, se mantendrá o se intensificará durante la primera mitad siglo XXI. En este sentido, se puede apuntar que aproximadamente la mitad de los modelos predicen una intensificación positiva

del índice asociada al cambio global, mientras que la otra mitad predicen que NAOI se mantendrá en niveles comparables a los presentados en las últimas décadas (Osborn, 2004; Fig. 7). En ambos casos, tanto si NAO aumenta o se mantiene en los niveles de las décadas pasadas, podría traducirse en una tendencia clara a la disminución crecidas ordinarias en las cuencas Atlánticas de la Península Ibérica en relación con los patrones de frecuencia existentes en la segunda mitad del último siglo (Tabla 2). Esta proyección estaría de acuerdo con los MCG que predicen una reducción de un 10% en la precipitación, que podría traducirse en una disminución en los caudales punta extremos en las cuencas de los grandes ríos Atlánticos. En el caso de los ríos Duero y Ebro, los caudales punta pueden verse afectados por fenómenos de deshielo rápido como consecuencia de subidas bruscas en la temperatura durante los meses de invierno e inicios de primavera (Tabla 2). En el otro lado de la balanza, si atendemos a lo ocurrido en los últimos 400 años, se observa una elevada variabilidad de este NAO, incluso en periodos de calentamiento del planeta (e.g. décadas posteriores a la Pequeña Edad del Hielo), que se traduce en un incremento de la variabilidad hidrológica en un escenario de cambio climático.

En relación con las cuencas mediterráneas, los mecanismos que se establecen entre clima y crecidas son mucho más complejos y en la actualidad no se han establecido índices válidos ni se han desarrollado modelos que permitan realizar predicciones dentro de un escenario de cambio climático. En principio, resulta probable que el incremento de la temperatura durante los meses de verano puede favorecer la generación de tormentas, así como los fenómenos de gota fría cuando se inicia la entrada de aire frío del oeste (Tabla 2). Estas tormentas tendrían un carácter netamente local, y podrían desencadenar crecidas relámpago en cuencas de tamaño pequeño. En estos casos, las diferencias de temperatura entre el mediterráneo y el continente favorecen la creación núcleos convectivos de precipitación especialmente en otoño.

En cuanto a la afección de los ríos mediterráneos de primer orden, las series de paleocrecidas y crecidas históricas indican que las avenidas extre-

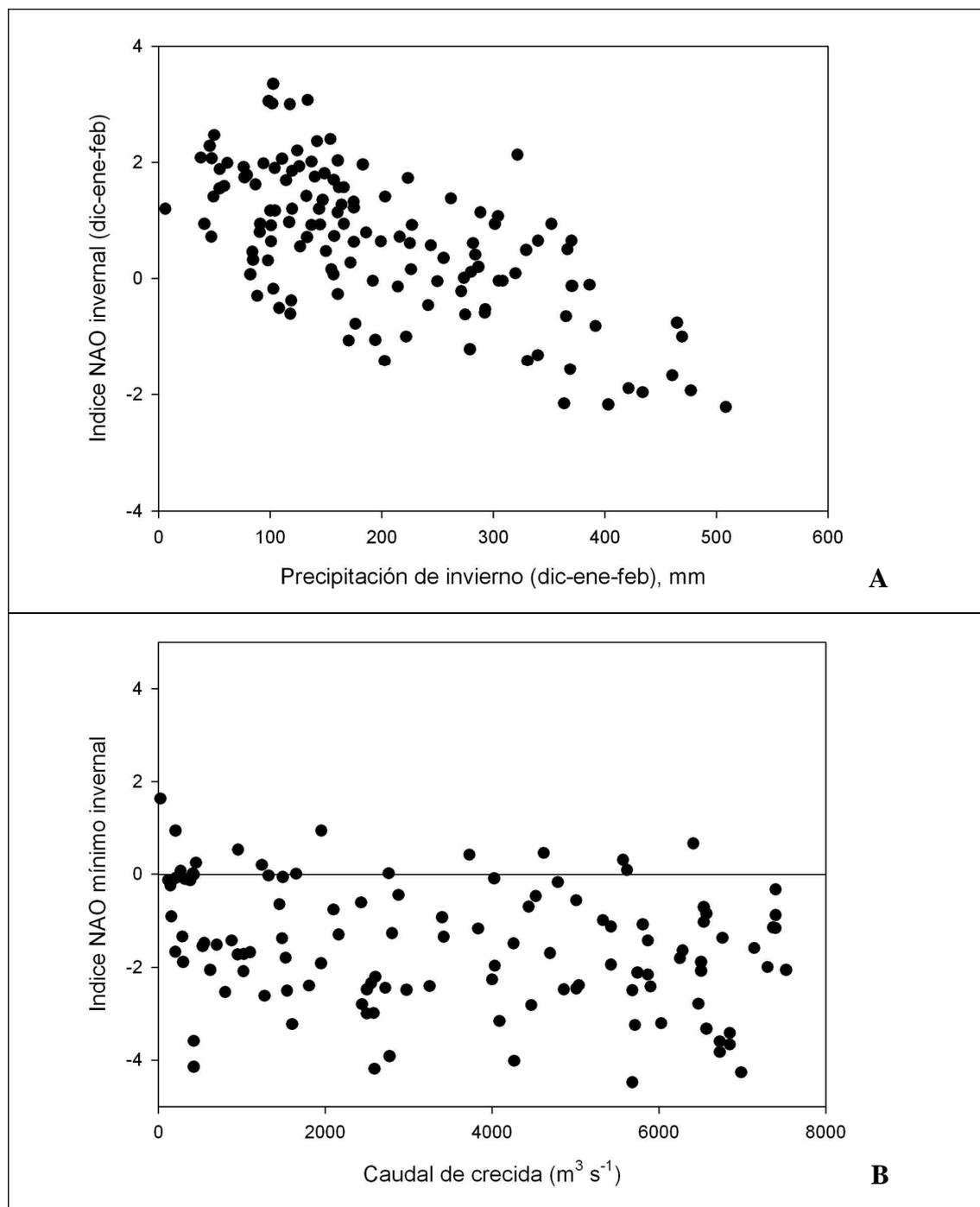


Figura 6. A Relaciones entre precipitación invernal (mm) y el valor medio del índice de oscilación del Atlántico Norte de invierno. Derecha: Relación entre el índice NAO mínimo de invierno reconstruidos por Luterbacher et al., (2002) con los caudales punta históricos reconstruidos para el río Guadalquivir en Sevilla desde 1400 AD.

Figure 6. A: Relationship between winter rainfall (December-Januray-February) in mm and winter NAOI values. B: Relationship between minimum winter NAOI value reconstructed by Luterbacher et al., (2002) and the reconstructed discharge of historical floods in Seville since 1400 AD.

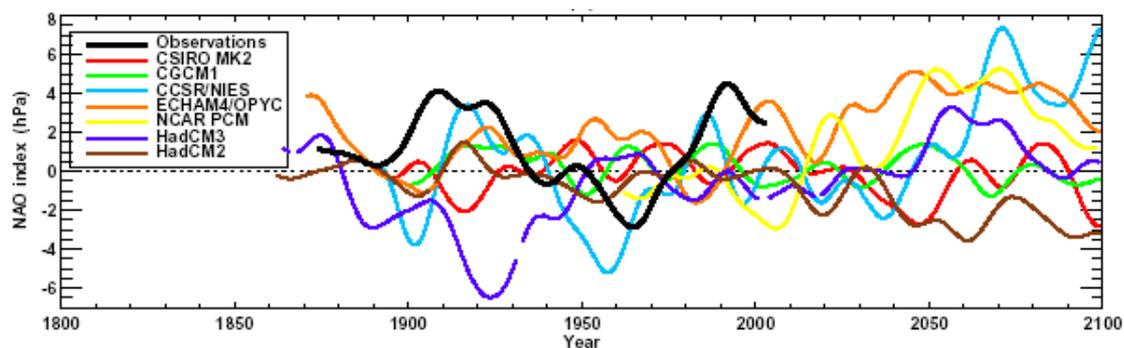


Figura 7. Series temporales del índice NAO (hPa) de la diferencia de la presión baja oceánica entre Gibraltar e Islandia obtenida a partir de datos observados (negro) y de datos simulados bajo un incremento en la concentración de los gases de invernadero. Todas las series se han suavizado mediante un filtro de 30 años. La falta de datos en la serie del HadCM3 se debe a la pérdida de algunos años en los datos de registro (según Osborn, 2004).

Figure 7. Time series of NAO indice (hPa) of Gibraltar minus Iceland SLPdifference as observed (black) and simulated under increasing greenhouse gas concentrations (CCSR/NIES: blue, CGCM1: green, CSIRO Mk2: red, ECHAM4: orange, HadCM2: brown, HadCM3: purple, NCAR PCM: yellow). All series have been smoothed with a 30-year low-pass filter. Gaps in the HadCM3 series are due to missing years in the data archives (after Osborn, 2004).

mas se han producido durante periodos de elevada irregularidad de la precipitación tanto estacional como anual (sequías seguidas de eventos de inundación; ej. 2700 años B.P., inicio de la Pequeña Edad del Hielo). En periodos recientes, se ha observado un incremento en la generación de fenó-

menos de gota fría en la década de los ochenta en el mediterráneo que se interpretó como una respuesta al cambio climático, aunque dicha tendencia se han invertido en los años noventa (Fig. 1), lo que revela la complejidad de la señal climática en la generación de extremos.

Tabla 2. Análisis cualitativo de la respuesta de diferentes cuencas españolas a posibles impactos del Cambio Climático (Benito et al., 2005).

Table 2. Qualitative analysis of the response by different basins in Spain to possible impacts of climate change (Benito et al., 2005).

Possible impact of Climate Change	Guadalquivir Guadiana Tajo	Duero	Norte	Ebro	Cuencas Internas de Cataluña	Levante/Sur
Cambio en la circulación zonal (NAO positiva)	-Extremos (+intensos) +Ordinarias (-Intensas)	-Extremos (+intensos) +Ordinarias (-Intensas)				
Aumento de fenómenos de gota fría			+Irregularidad de extremos		+Irregularidad de extremos	+Irregularidad de extremos crecidas/sequías
Generación de núcleos convectivos	+Crecidas relámpago	+Crecidas relámpago	+Crecidas relámpago	+Crecidas relámpago	+Crecidas relámpago	+Crecidas relámpago
Cambios bruscos en la temperatura		+Crecidas por deshielo		+Crecidas por deshielo	+Crecidas por deshielo	

4. Principales impactos del cambio climático

Las regiones más vulnerables son aquellas donde no sólo se produzcan incrementos en los extremos (crecidas y sequías) sino también donde exista una mayor sensibilidad fundamentalmente por motivos socio-económicos. A priori, el prototipo de zona altamente sensible a los extremos hidrológicos se presenta en zonas muy pobladas con desarrollos urbanísticos recientes y con sectores socio-económicos sensibles como turismo, industria, etc. Las previsiones de los modelos climáticos apuntan a una intensificación de los periodos secos en verano, y precipitación total en invierno similar a la actual, aunque concentrada en un menor número de meses. En las últimas décadas, se ha puesto de manifiesto que los eventos con mayor impacto socio-económico se han relacionado con crecidas relámpago que han afectado a cuencas de tamaño medio o pequeño. Como indicativo, se pueden considerar como zonas de mayor probabilidad de desencadenarse precipitaciones intensas aquellas zonas donde, en algún momento del periodo instrumental, las relaciones entre precipitación máxima diaria registrada y la precipitación media anual hayan presentado porcentajes elevados y, por tanto, las condiciones hidrológicas extremas sean difíciles de atenuar por la infiltración del suelo o la capacidad de los cauces. Se observa como las zonas donde estas desviaciones resultan más acusadas se localizan en la franja mediterránea, zonas del interior del valle del Ebro y zonas dispersas del interior peninsular asociados a cuencas de pequeño tamaño (Benito et al., 2005). Las zonas vulnerables serán aquellas donde la población se encuentre expuesta al desastre. Por tanto, las regiones con mayor riesgo resultarán de cruzar las áreas susceptibles de producir de producir una precipitación anómala con las zonas de mayor exposición de bienes (vulnerabilidad). En algunos casos, en zonas de moderada o baja amenaza a generar eventos extremos pueden presentar un elevado riesgo debido a su alta exposición. En líneas generales se puede apuntar que, aunque el número de fenómenos hidrológicos extremos hayan disminuido en número y magnitud en las últimas décadas respecto a los producidos a principios y mediados del siglo pasado, los daños globales computados han sido sustancialmente mayores debidos al aumento de la vulnerabilidad y exposición de las actividades humanas próximas a

los cauces como consecuencia de la expansión de zonas urbanas (Piserra et al., 2005).

5. Conclusiones

Diversos autores han señalado la elevada sensibilidad de las inundaciones a cambios modestos en el clima que son difíciles de detectar utilizando la medida de las variaciones de las condiciones hidrológicas medias. En este sentido, la detección del cambio se pone de manifiesto en las modificaciones en el patrón de magnitud y frecuencia de eventos extremos. Si analizamos las series temporales que disponemos sobre crecidas en los últimos 2500 años se observan diferentes cambios en el patrón de la frecuencia y magnitud de las crecidas y sequías, la mayor parte de ellos se producen en momentos de transición climática, destacando entre ellos por el incremento y severidad de las inundaciones el de 1580-1620 y 1840-1870 en el mediterráneo (Barriendos y Martín Vide, 1998) y entre 1590-1610, 1730-1760, 1780-1810, 1870-1900, en las cuencas atlánticas (Benito et al., 1996; 2003 a y b). En el siglo XX se observan dos periodos con incremento en la magnitud y frecuencia en las crecidas en las cuencas atlánticas entre 1930-1950 y 1960-1980, con una disminución en los caudales punta de las crecidas extraordinarias en los últimos 25 años. En la vertiente mediterránea se observa una fuerte irregularidad en los patrones con aumento de los fenómenos de gota fría en la década de los 80 que generan máximos históricos de caudales en 1982 y 1987, y una reducción de los mismos en la década de los 90. Entre el año 1990 y 2000, se han incrementado las precipitaciones convectivas que generan crecidas relámpago en cuencas pequeñas, como las ocurridas en Yebra y Almoguera (Guadalajara), Biescas (Huesca), Alicante, y Badajoz, entre otros, y que han tenido dramáticas consecuencias sociales (207 víctimas). Este cambio en el patrón de la magnitud y frecuencia de diverso signo en las cuencas atlánticas y mediterráneas constituyen una señal clara del cambio en el clima actual.

Agradecimientos

Este trabajo se presentó el 3 de mayo de 2005 en Santander dentro de las jornadas sobre "Cambio

Climático y Riesgos Asociados”, organizadas por el Prof. Antonio Cendrero (Universidad de Cantabria) y el Prof. Mateo Gutiérrez Elorza (Universidad de Zaragoza) por parte de la Real Academia de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, y el patrocinio de la Obra Social de Caja Cantabria y el Ateneo de Santander. El autor agradece la invitación y la financiación recibida para participar en dichas jornadas. El presente trabajo se ha beneficiado de la financiación del proyecto Europeo WADE “FloodWater recharge of alluvial Aquifers in Dryland Environments – WADE (contract no. GOCE-CT-2003-506680), y de los proyectos CICYT, PALEOREC “Infiltración en lechos fluviales y recarga de acuíferos relacionadas con avenidas y paleocrecidas en ríos efímeros” (Proyecto CGL2005-01977/HID) y PALEOCAP “Incorporación de datos de paleocrecidas e inundaciones históricas al cálculo de la avenida de diseño de presas” (Proyecto REN2001-1633/RIES). La presentación y el texto se ha basado en el informe realizado por Benito et al. (2005) en el capítulo “Riesgo de crecidas fluviales (12.1) del informe “Evaluación preliminar de los impactos en España por efecto del Cambio Climático” publicadas por el Ministerio de Medio Ambiente (Moreno, 2005).

Referencias bibliográficas

- Alvarez Vázquez, J.A., (1986). Drought and Rainy Periods in the Province of Zamora in the 17th, 18th and 19th centuries. En: *Quaternary Climate in Western Mediterranean* (F. López Vera, ed.), Universidad Autónoma de Madrid, Madrid, 221-233.
- Baker, V.R. (1993). Learning from the past. *Nature*, 361, 402-403.
- Barriendos, M. (1995). La climatología histórica en el estudio de los riesgos climáticos. El episodio de noviembre de 1617 en Catalunya. En: *Situaciones de riesgo climático en España*, (J. Creus, ed.), Instituto Pirenaico de Ecología (CSIC), Jaca, 73-83.
- Barriendos, M. & Coeur, D. (2004). Flood data reconstruction in historical times from non-instrumental sources in Spain and France. En: *Systematic, palaeoflood and historical data for the improvement of flood risk estimation* (G. Benito & V.R. Thorndycraft, eds.), Methodological Guidelines. European Commission. 29-42.
- Barriendos, M. & Dannecker, A. (1999). La sequía de 1812-1824 en la costa central catalana. Consideraciones climáticas e impacto social del evento. En: *La climatología española en los albores del siglo XXI*, (J.M. Raso & J. Martín Vide, eds.), Oikos-Tau, Barcelona, 53-62.
- Barriendos, M. & Llasat, M.C. (2003). The Case of the ‘Maldá’ Anomaly in the Western Mediterranean Basin (AD 1760–1800): An Example of a Strong Climatic Variability. *Climatic Change*, 61, 191-216.
- Barriendos, M. & Martín Vide, J. (1998). Secular Climatic Oscillations as Indicated by Catastrophic Floods in the Spanish Mediterranean Coastal Area (14th-19th Centuries). *Climatic Change*, 38, 473-491.
- Barriendos, M., Peña, J.C., Martín Vide, J., Jonsson, P. (2000). The Winter of 1788-1789 in the Iberian Peninsula from meteorological reading observations and proxy-data records, *Actas del Congreso Giuseppe Toaldo e il Suo Tempo (1719-1797)*. *Scienza e Lumi tra Veneto ed Europa*, Padova, 921-942.
- Benito, G. & Thorndycraft, V. R. (2005). Palaeoflood hydrology and its role in applied hydrological sciences. *Journal of Hydrology*, 313 (1-2), 3-15.
- Benito, G., Barriendos, M.; Llasat, C., Machado, M., Thorndycraft, V. R. (2005). Impactos sobre los riesgos naturales de origen climático. En: *Evaluación preliminar de los impactos en España por efecto del Cambio Climático* (J.M. Moreno, Coordinador), Ministerio de Medio ambiente, 527-548.
- Benito, G., Díez-Herrero, A., & Fernández de Villalta, M., (2003b) Magnitude and frequency of flooding in the Tagus Basin (Central Spain) over the last millennium. *Climatic Change* 58, 171-192.
- Benito, G., Díez-Herrero, A., & Fernández de Villalta, M., (2004). Flood response to NAO and Solar Activity in the Tagus Basin (Central Spain) over the last millennium. *Climatic Change* 66, 27-28.
- Benito, G., Machado, M^a.J. & Pérez-González, A. (1996). Climate change and flood sensitivity in Spain. En: Branson, J., Brown, A.G. & Gregory, K.J. (Eds.), *Global Continental Changes: the context of Palaeohydrology*. Geological Society of London Special Publication No. 115, 85-98.
- Benito, G., Sopena, A., Sánchez-Moya, Y., Machado, M.J., & Pérez-González, A. (2003a). Palaeoflood record of the Tagus River (Central Spain) during the Late Pleistocene and Holocene. *Quaternary Science Reviews*, 22, 1737-1756.
- Bond, G., Kromer, B., Beer, J., Muscheler, R., Evans, M.N., Showers, W., Hoffmann, S., Lotti-Bond, R., Hajdas, I., Bonani, G. (2001). Persistent solar influence on North Atlantic climate during the Holocene. *Science*, 294, 2130-2136.
- Burjachs, F., Giralt, S., Roca, J.R., Seret, G., & Juliá, R. (1997). Palinología Holocénica y desertización en el mediterráneo occidental. En: *El paisaje mediterráneo a través del espacio y del tiempo. Implicaciones en la desertificación* (J.J. Ibáñez, B.L. Valero Garcés, C. Machado, eds.), Geoforma ediciones, Logroño, 379-394.
- Castro, M., Martín-Vide, J. & Alonso, S. (2005). El clima de España: pasado, presente y escenarios de clima para el

- Siglo XXI. En: *Evaluación preliminar de los impactos en España por efecto del Cambio Climático* (J.M. Moreno, Coordinador), Ministerio de Medioambiente, 1-64.
- Grove, J.M. (1988). *The Little Ice Age*. Methuen. London. p. 498.
- Hirschboeck, K.K. (1988). Flood hydroclimatology. En: *Flood Geomorphology* (V. Baker, R. Craig Kochel & P. C. Patton), John Wiley. New York, 27-49.
- IPCC (1996). Climate Change (1995). *Impacts, Adaptations, and Mitigation of Climate Change: Scientific-Technical Analyses*. Contribution of Working Group II to the Second Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Watson, R.T., M.C. Zinyowera, & R.H. Moss (Eds.). Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 880 pp.
- IPCC (2001). *Climate Change 2001: Impacts, Adaptation and Vulnerability*. Contribution of Working Group II to the Third Assessment Report of IPCC. (McCarthy, J.J., Canziani, O.F., Leary, N.A., Dokken D.J., & White, K.S. eds.). Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 1005 pp.
- Juliá, R., Guiralt, S., Burjachs, F., Roca, J.R., Wansard, G. (1998). Short climate events in the Mediterranean Iberian Peninsula during the Lateglacial and the Early Holocene transition. *Terra Nostra* 98/6, 65-69.
- Kirov, B. & Georgieva, K. (2002). Long term variations and interrelations of ENSO, NAO and solar activity. *Physics and Chemistry of the Earth*, 27, 441-448.
- Knox, J.C. (1993). Large increases in flood magnitude in response to modest changes in climate. *Nature*, 361, pp.430-432.
- Kushnir, Y. (1999). Europe's winter prospects. *Nature*, 398, 289-291.
- Lamb, H.F., Eicher, U., Switsur, V.R., 1989. An 18,000-year record of vegetational, lake level and climate change from the Middle Atlas, Morocco. *Journal of Biogeography*, 16, 65-74.
- Llasat, M.C., T. Rigo & M. Barriendos (2005). Floods in Catalonia (NE Spain) since the 14th century. Climatological and meteorological aspects from historical documentary sources and old instrumental records. *Journal of Hydrology*, 313, 32-47.
- Luterbacher, J., Xoplaki, E., Dietrich, D., Jones, P.D., Davies, T.D., Portis, D., Gonzalez-Rouco, J.F., von Storch, H., Gyalistras, D., Casty, C., & Wanner, H. (2002). Extending North Atlantic Oscillation Reconstructions Back to 1500. *Atmos. Sci. Lett.*, 2, 114-124 (doi:10.1006/asle.2001.0044).
- Olcina, J & Ayala-Carcedo, F. (2002). Riesgos naturales. Conceptos fundamentales y clasificación. En: *Riesgos Naturales* (F.J. Ayala-Carcedo, & J. Olcina, coords.), Ariel Ciencia, Barcelona, 41-73.
- Ortega, J.A. & Garzón, G. (2003). Palaeohydrology of the lower Guadiana river basin. En: *Palaeofloods, historical floods and climatic variability: Applications in flood risk assessment* (V.R. Thorndycraft & G. Benito, eds.). Proceedings of the PHEFRA Workshop, Barcelona, 16-19th October, 2002), CSIC, Madrid, 33-38.
- Ortega, J.A. & Garzón, G. (2004). Influencia de la Oscilación del Atlántico Norte en las inundaciones del río Guadiana. En: *Riesgos naturales y antrópicos en Geomorfología*. (G. Benito & A. Díez Herrero, eds.), SEG y CSIC, Madrid, 117-126.
- Osborn, T.J. (2004). Simulating the winter North Atlantic Oscillation: the roles of internal variability and greenhouse gas forcing. *Clim. Dyn.*, 22, 605-623.
- Osborn, T.J., Briffa, K.R., Tett, S.F.B., Jones, P.D. & Trigo, R.M. (1999) Evaluation of the North Atlantic Oscillation as simulated by a coupled climate model. *Clim. Dyn.*, 15, 685-702.
- Parry, M. (Ed) (2000). *Assessment of Potential Effects and Adaptations for Climate Change in Europe*, The Europe Acacia Project, Jackson Environmental Institute, UEA, Norwich. 320pp.
- Pérez Obiol, R. & Juliá, R. (1994). Climatic Change on the Iberian Peninsula recorded in a 30,000-yr pollen record from Lake Banyoles. *Quaternary Research*, 41, 91-98.
- Piserra, M.T., Nájera, A. & Lapieza, R. (2005). Impactos sobre el sector del seguro. En: *Evaluación preliminar de los impactos en España por efecto del Cambio Climático* (J.M. Moreno, Coordinador), Ministerio de Medioambiente, 691-726.
- Rico, M. (2004). *Las paleocreencias en la cuenca media del Río Segre durante el Pleistoceno superior-Holoceno: registros morfo-sedimentarios y análisis hidrológico*. Tesis Doctoral, Universidad de Zaragoza, 398 pp.
- Riera, S., Wansard, G., & Juliá, R. (2004). 2000-year environmental history of a karstic lake in the Mediterranean Pre-Pyrenees: the Estanya lakes (Spain). *Catena*, 55, 293-324.
- Roca, J.R. & Juliá, R. (1997). Late Glacial and Holocene climatic changes and desertification expansion based on biota content in the Salines sequence, Southeastern Spain. *Geobios* 30, 823-830.
- Rodrigo, F.S., Esteban-Parra, M.J., Pozo-Vázquez, D., & Castro-Díez, Y. (2001). A reconstruction of the winter North Atlantic Oscillation index back to A.D. 1501 using documentary data in Southern Spain. *J. Geophys. Res. (Atmospheres)*, 106, 14805-14818.
- Santos, L., Vidal Ramoni, J.R., & Jalut, G. (2000). History of vegetation during the Holocene in the Courel and Queixa Sierras, Galicia, northwest Iberian Peninsula. *Journal of Quaternary Science*, 15, 621-632.
- Starkel, L. (1991). Fluvial environments as a source of information on climatic changes and human impact in Europe. En: *Evaluation of climate proxy data in relation to the European Holocene*, (B. Frenzel, A. Pons, B. Gläser, eds.), G. Fischer Verlag, Stuttgart, 241-254.
- Thorndycraft V.R, Benito G., Rico M., Sánchez-Moya Y., Sopena A. & Casas A. (2004). A Late Holocene palaeoflood record from slackwater flood deposits of the Llobregat River, NE Spain. *Journal Geological Society of India*, 64, 549-559.

- Thorndycraft, V., Benito, G., Rico, M., Sopena, A., Sánchez, Y & Casas, M. (2005). Palaeoflood hydrology of the Llobregat River, NE Spain: a 3000 year record of extreme floods. *Journal of Hydrology*, 313 (1-2), 16-31.
- Thorndycraft V.R. & Benito G. (2006a). The Holocene fluvial chronology of Spain: Evidence from a newly compiled radiocarbon database. *Quaternary Science Reviews*, 25, 223-234.
- Thorndycraft V.R. & Benito G. (2006b). Late Holocene fluvial chronology of Spain: The role of climatic variability and human impact. *Catena*, 66 (1-2) 34-41.
- Trigo, R.M., Pozo-Vázquez, D., Castro-Díez, Y., Osborn, T., Gamiš-Fortis, S., & Esteban-Parra, M.J. (2003). NAO Influence on Precipitation, River Flow Regimes and Hydroelectric Power Generation in the Iberian Peninsula. *Geophysical Research Abstracts*, vol. 5, 05494.
- Valero-Garcés, B., Zeroual, E., & Kelts, K. (1998). Arid Phases in the western Mediterranean region during the Last Glacial Cycle reconstructed from lacustrine records. En: *Palaeohydrology and Environmental Change* (Benito, G., Baker, V.R., Gregory, K.J., eds.), Wiley, London, 67-80.
- Van der Brink, L.M., & Janssen, C.R. (1985). The effects of human activities during cultural phases on the development of montane vegetation in the Serra de Estrela, Portugal. *Review of Paleobotany and Palynology*, 44, 193-215.
- Van Geel, B., Van der Plicht, J., Kilian, M.R., Klaver, E.R., Kouwenberg, J.H.M. Ressen, H., Reynaud-Farrera, I., & Waterbolk, H.T. (1998). The sharp rise of $\delta^{14}C$ at ca. 800 cal. BC. Possible causes, related climatic teleconnections and the impact on human environments. *Radiocarbon*, 40, 335-350.
- van Loon, H. & Rogers, J.C. (1978). The Seesaw in Winter Temperatures Between Greenland and Northern Europe. Part I: General Description. *Mon. Wea. Rev.*, 106, 296-310.
- Vaquero, J.M. (2004). Solar Signal in the number of floods recorded for the Tagus River Basin over the Last Millenium. Comment on "Magnitude and frequency in the Tagus Basin (Central Spain) over the last millennium" by G. Benito et al. (2003). *Climatic Change*, 66, 23-26.
- Walker, G.T., & Bliss, E.W. (1932). World Weather V. *Mem. Roy. Meteor. Soc.*, 44, 53-84.
- Wanner, H., Brazdil, R., Frich, P., Frydendahl, K., Jonsson, T., Kington, J.A., Pfister, C., Rosenorn & Wishman, E., (1994). Synoptic interpretation of monthly weather maps for the late Maunder Minimum (1675-1704). En: *Climatic Trends and Anomalies in Europe*, (B. Frenzel, C. Pfister & B. Glaser, eds.), 401-424.
- Zeroual, E. (1995). *Enregistrements climatiques dans les sédiments du Lac Isli (Haut Atlas du Maroc). Variations des influences climatiques sahariennes et méditerranéennes (de 34000 ans BP a nos jours)*. PhD thesis, University of Neuchatel, Switzerland.