

12. IMPACTOS SOBRE LOS RIESGOS NATURALES DE ORIGEN CLIMÁTICO

Gerardo Benito, Jordi Corominas y José Manuel Moreno

Los desastres naturales se definen como fenómenos naturales que ocurren en un espacio y tiempo limitados causando trastornos en los patrones normales de vida (Olcina y Ayala-Carcedo 2002). En España, los desastres naturales han producido entre 1971 y 2002 daños materiales superiores a 3400 millones de euros (>110 millones de euros anuales según CCS 2003, expresados en euros de 31 de diciembre de 2002), ocasionando más de 1680 víctimas mortales (según Olcina *et al.* 2002; incluyendo las 794 víctimas de las inundaciones de 1962 en Cataluña). En la última década, y coincidiendo con el Decenio Internacional para la reducción de los Desastres Naturales (1990-2000), estos daños se han incrementado considerablemente, casi de forma exponencial (ver estadística de daños en Piserra *et al.*, este volumen), con daños materiales superiores a 515 millones de euros y 480 víctimas mortales (según CCS 2003 y Olcina *et al.* 2002, respectivamente). Esta tendencia al aumento en el daño producido por los desastres naturales favorece la idea de que se está produciendo una mayor frecuencia de eventos extremos asociada a los efectos del cambio climático. En este sentido, debemos disociar la frecuencia y magnitud de los desastres naturales del impacto socio-económico y la percepción mediática que, en muchas ocasiones, responden más a la intensiva ocupación del territorio (exposición al riesgo de bienes y personas), y la disminución de los umbrales de tolerancia ante los riesgos naturales.

Los riesgos naturales asociados al clima y al tiempo atmosférico de mayor impacto en España, y que afectan a zonas terrestres, incluyen inundaciones, sequías, movimientos de ladera, aludes, rayos, incendios forestales, vendavales, ventiscas, pedriscos, galernas, temporales, olas de frío y de calor, y colapsos con afección a edificios y obras de ingeniería civil. Los mayores impactos humanos en las últimas cinco décadas se han producido en las inundaciones (1525 víctimas), olas de frío (>40 víctimas), olas de calor (>6000 víctimas), movimientos de ladera (>39 víctimas), aludes (>17 víctimas), temporales de viento (>15 víctimas), y rayos (>2100 víctimas). En este capítulo se abordarán las posibles repercusiones del cambio climático en algunos desastres naturales y particularmente en las inundaciones, movimientos de ladera y aludes, rayos e incendios forestales.

12. IMPACTOS SOBRE LOS RIESGOS NATURALES DE ORIGEN CLIMÁTICO

A. RIESGO DE CRECIDAS FLUVIALES

Gerardo Benito

Contribuyentes

M. Barriendos, C. Llasat, M. Machado, V. Thorndycraft,

Revisores

A. Jiménez Álvarez, T. Estrela, A. Díez Herrero

Y. Enzel

RESUMEN

Las condiciones climáticas y de relieve de la Península Ibérica favorecen la generación de crecidas. En España las inundaciones han producido históricamente fuertes impactos socioeconómicos, con más de 1525 víctimas en las últimas cinco décadas. Las crecidas fluviales se producen como consecuencia de anomalías meteorológicas de escala espacio-temporal limitada que no pueden ser representadas en los modelos físicos que predicen los diferentes escenarios de cambio climático futuro. Los posibles escenarios del impacto del cambio climático en el régimen de crecidas se pueden diagnosticar a partir de las relaciones milenarias de la respuesta de las crecidas a los cambios del clima obtenidas a partir de datos geológicos y documentales.

En las cuencas atlánticas, la generación de crecidas, duración y magnitud se encuentran muy ligadas a los cambios en la precipitación invernal. Los registros de paleocrecidas y de crecidas documentales muestran una mayor frecuencia de eventos ordinarios y extraordinarios durante los estadios iniciales y finales de periodos fríos como la Pequeña Edad del Hielo, también conocida como miniglaciación (1550-1850). En el periodo instrumental (1910 hasta la actualidad), los ríos atlánticos han experimentado una disminución de la frecuencia de las crecidas extraordinarias y catastróficas, aunque la magnitud de las mismas se han mantenido e incluso aumentado a pesar del efecto laminador de los embalses. Esta tendencia al aumento de la variabilidad hidrológica se prevé se mantenga en las próximas décadas (incertidumbre media) si tenemos en cuenta la intensificación de la fase positiva del índice de Oscilación del Atlántico Norte (en inglés NAO). En el caso de los ríos Duero y Ebro, los caudales punta pueden verse afectados por fenómenos de deshielo súbito como consecuencia de las variaciones de temperatura de invierno y primavera.

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 (décadas de los setenta y ochenta) se ha observado un incremento en la generación de las lluvias intensas, algunas causantes de crecidas extraordinarias con caudales máximos superiores a los registrados en las estaciones de aforo en la primera mitad del siglo XX (anteriores a la construcción de embalses). En este sentido, los datos existentes apuntan (incertidumbre alta) 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.

Las zonas vulnerables a las inundaciones se localizan en las proximidades de los núcleos urbanos y centros turísticos (especialmente en el mediterráneo). Estas zonas vulnerables han aumentado considerablemente como consecuencia del aumento de la exposición como consecuencia de la expansión de las zonas urbanas, obras lineales y actividades humanas que se realizan cercanas a los cauces. Los sectores socio-económicos que pueden verse afectados por un aumento en el riesgo de inundaciones son el turismo, la industria, el transporte y distribución, y en menor medida el sector seguros.

Las principales opciones adaptativas se basan en la mejora de los estudios de prevención que mejoren la ordenación territorial, así como en los sistemas de predicción actualmente operativos en algunas cuencas.

Entre las principales necesidades de investigación destaca la reconstrucción de series de crecidas del pasado, análisis de las series de aforo instrumentales y en su caso la restitución a condiciones naturales, y el desarrollo de modelos regionales acoplados clima-hidrología que permitan obtener escenarios fiables para los extremos hidrológicos teniendo en cuenta las particularidades de las cuencas atlánticas y mediterráneas.

12.A.1. INTRODUCCIÓN

Las características climáticas, orográficas y geológicas de la Península Ibérica determinan que los episodios de crecidas y los prolongados periodos de sequía sean fenómenos hidrológicos de carácter normal, con los que la sociedad tiene que convivir. Las inundaciones constituyen el riesgo natural de mayor impacto económico y social que se puede generar en un corto espacio de tiempo (horas o días), aunque si atendemos a pérdidas económicas, los daños meteorológicos a la agricultura o las pérdidas de generación hidráulica por sequía pueden presentar un mayor coste económico (Pujadas 2002). Desde la inundación de Valencia de 1957, se ha producido una media de una avenida grave cada cinco años (CTEI 1983). Los 10 eventos más importantes en cuanto a indemnizaciones pagadas por el Consorcio de Compensación de Seguros se han producido recientemente, seis en la década de los 80 y cuatro en la década de los 90 (ver Capítulo 14).

El impacto del cambio climático debido al efecto invernadero sobre las inundaciones 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 aumento de la variabilidad climática y de los eventos extremos en numerosas partes del mundo. En Europa, la frecuencia y severidad de las crecidas podría incrementarse, especialmente en las grandes cuencas del centro y oeste de Europa debido a la concentración de la precipitación en los meses de invierno y primavera (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 (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. 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. 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, y 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 (escala horaria o diaria).

12.A.2. SENSIBILIDAD AL CLIMA ACTUAL

12.A.2.1. Sensibilidad al clima actual de las crecidas fluviales

La magnitud y frecuencia de las avenidas varían entre diversas cuencas de drenaje dependiendo de su variabilidad morfométrica, la escala de la red y, principalmente del tipo de patrones atmosféricos que generan las inundaciones (Benito *et al.* 1996, 1997, Fig. 12.A.1). Durante el invierno, los flujos del oeste y noroeste son dominantes, fuertemente relacionados con una elevada frecuencia de la circulación zonal en altitud. Esta situación condiciona en mayor medida las áreas que son afectadas por las masas de aire atlánticas, principalmente las cuencas del Duero, Tago, Galicia y Cantabria. Estas últimas resultan, no obstante, más influenciadas por lluvias intensas originadas por la advección del norte, la cual afecta igualmente a las cabeceras del Ebro y Duero. Las cuencas del Guadiana y Guadalquivir, aunque también son afectadas por estas perturbaciones, registran los episodios más importantes cuando la circulación adquiere una alta componente meridional, normalmente asociada a la presencia de una baja en el Golfo de Cádiz, que aporta flujos muy húmedos del suroeste.

En primavera, así como al final del invierno, con la expansión de la corriente en chorro y el dominio de los patrones de circulación ondulada, existe un cambio en el tipo de flujo principal motivado por el incremento de los flujos del sur y suroeste, los cuales presentan una mayor frecuencia al final de la primavera. Esta clase de circulación resulta responsable de volúmenes de precipitación importantes en el este y sureste de España, principalmente en las cuencas del Mediterráneo del Júcar, Segura, Ebro y Pirineo Oriental y en los ríos del sur. En las cuencas mediterráneas, el avance de masas de aire de procedencia atlántica, relativamente más frías que el mar, puede aumentar la inestabilidad y facilitar la formación de sistemas convectivos. En esta época del año es cuando se registran el mayor número de gotas frías en España (Llasat y Puigcerver 1990), y se sitúan sobre todo en la parte occidental (Llasat 1991), pudiendo asociarse en algunos casos a precipitaciones moderadas. Algunos ríos de España también registran un segundo pico de caudal durante la primavera, debido al deshielo súbito que afecta, fundamentalmente, a su cabecera en zonas de montaña (Fig. 12.A.1).

El verano se caracteriza por la carencia de precipitaciones en una gran parte del país, especialmente al sur de la Cordillera Cantábrica. Sin embargo, en el norte de España (Galicia, Cantabria y País Vasco), pueden producirse excepcionalmente inundaciones, asociadas a flujos del norte, con presencia o no de gota fría. En esta época son importantes las lluvias muy intensas de corta duración, que afectan principalmente a los Pirineos y a la costa catalana, dando lugar frecuentemente a inundaciones súbitas en rieras y torrentes. Por su corta duración y pequeña extensión, el aporte total de estas precipitaciones a las cuencas es pequeño.

Finalmente, durante el otoño existe un incremento de la circulación del oeste y del noroeste, así como del tipo del suroeste. Las situaciones del sureste en bajos niveles y suroeste en altura (asociadas a la presencia de un surco en altura o de una gota fría), con advección de aire muy cálido y húmedo en bajos niveles, son muy favorables al desarrollo de sistemas convectivos organizados que generan crecidas fluviales (Jansà *et al.* 1996). Estos sistemas pueden afectar principalmente a la costa del Mediterráneo, conduciendo a eventos que generan inundaciones en los ríos del Pirineo Oriental, Júcar, Segura y también de la cuenca del Ebro y de los ríos del sur. En el caso de los ríos del Mediterráneo que drenan la Cordillera Ibérica (Júcar, Segura y Turia), los mayores caudales punta se registran durante este periodo. De hecho, los caudales medios de estos ríos pueden verse multiplicados hasta 11.000 veces durante las mayores avenidas (Masach 1950, Llasat *et al.* 2003).

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. 12.A.2). En parte, esta disminución de los caudales de crecida 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 cuencas mediterráneas, en 1982 y 1987, o en las cuencas atlánticas en el año 1979. Como se puede observar en la figura 12.A.2, estas crecidas presentaron los mayores caudales punta del registro sistemático de aforos (últimos 50 años). 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 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.

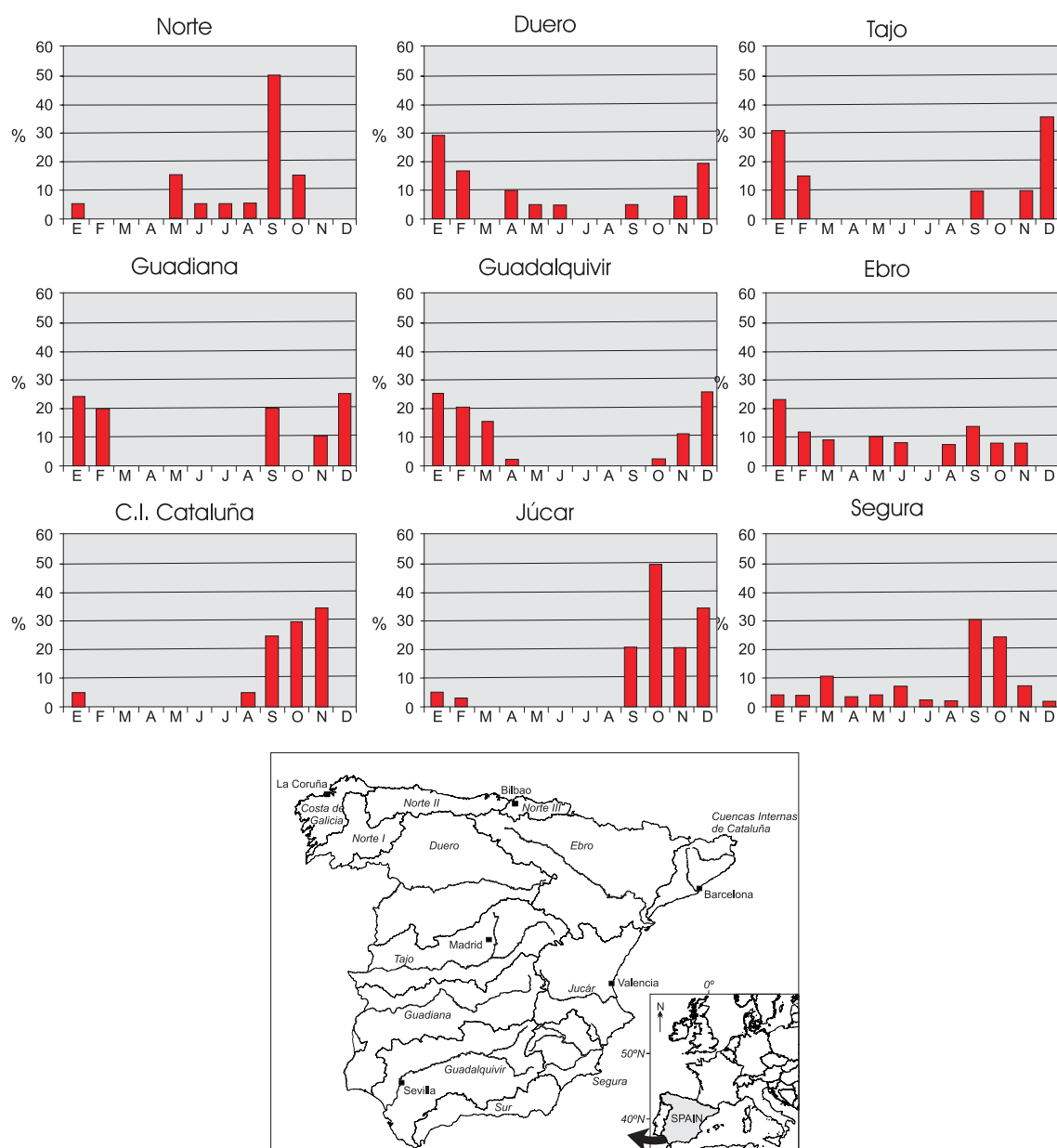


Fig. 12.A.1. Distribución mensual de las crecidas históricas (según Benito et al. 1996) en diferentes cuencas hidrográficas (figura inferior).

En las cuencas atlánticas, la generación de crecidas, duración y magnitud se encuentran estrechamente ligadas a los cambios en la precipitación invernal. En estas cuencas, aunque las relaciones caudal medio, precipitación y caudal máximo no son unívocas, se puede señalar que aquellos años con exceso de precipitación (Fig. 12.A.3) que produce mayores módulos fluviales corresponden a años con importantes caudales punta. Las precipitaciones más copiosas en las cuencas Atlánticas se producen cuando la circulación zonal y la entrada de perturbaciones se sitúan en baja latitud (35-45° N), generando precipitaciones importantes y persistentes en las cuencas del Duero, Tajo, Guadiana y Guadalquivir, o bien cuando se produce una circulación meridional con advección muy húmeda sobre las cuencas del Guadiana y del Guadalquivir. En las cuencas mediterráneas, las relaciones entre la precipitación areal y las crecidas no

responde a ningún patrón concreto, y por tanto las relaciones clima-crecidas resultan difíciles de discernir.

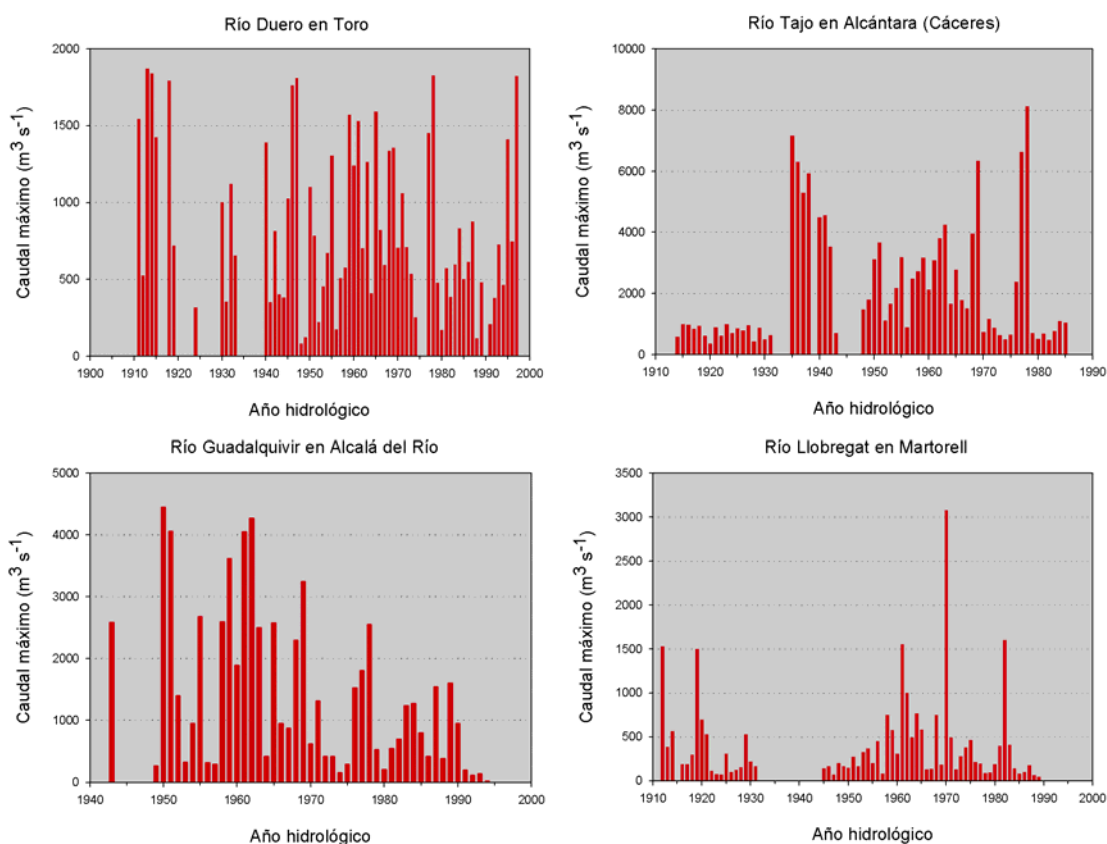


Fig. 12.A.2. Serie anual de caudales de crecida de los ríos Duero (Toro), Tajo (Alcántara), Guadalquivir (Alcalá del río) y Llobregat (Martorell).

12.A.2.2. Efectos de la variabilidad climática en los riesgos hidrológicos a través de series del pasado

Al igual que se conoce que en el pasado ha existido una variabilidad en el clima, con periodos más cálidos (p.e. Periodo Cálido Medieval, probablemente entre AD 900-1200, según Flohn 1993) y periodos fríos (Pequeña Edad del Hielo; probablemente entre AD 1550 y 1850 según Flohn 1993), las crecidas y las sequías se han sucedido de forma variable y 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 se basan en estudios de los sedimentos depositados por los ríos durante las crecidas (Benito *et al.* 2003a) y permiten retroceder en el tiempo a escalas de hasta 10.000 años (Holoceno). Por su parte los registros documentales proceden de archivos de administraciones públicas y eclesiásticas de ámbito estatal, provincial o local, y 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.* 2004, Barriendos y Coeur 2004). En todos los casos 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.

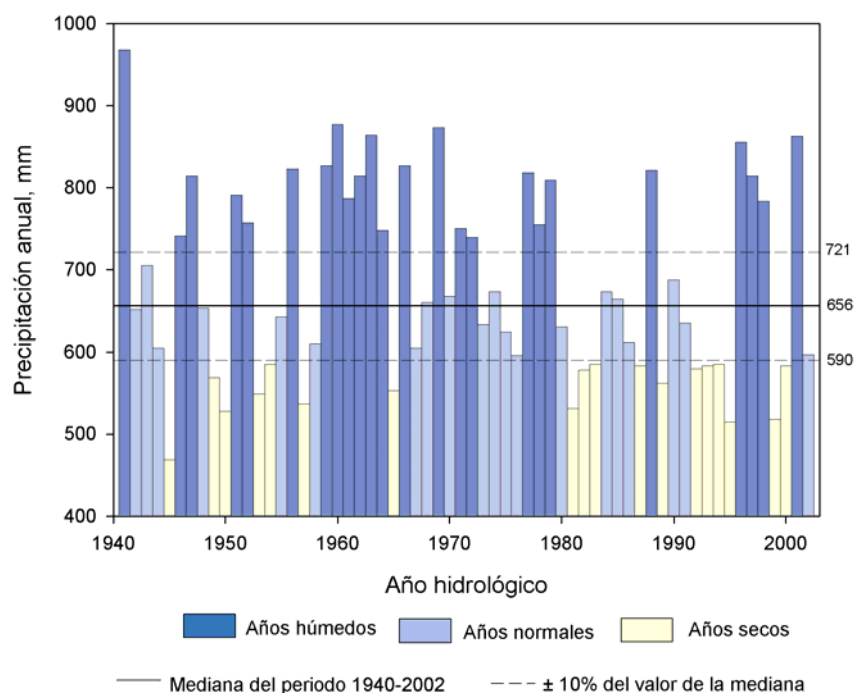


Fig. 12.A.3. Variación temporal de la precipitación anual (mm) en España Peninsular, y clasificación de los años en función de su desviación de la mediana (656 mm) para el periodo 1940-41/2002/2003 (año hidrológico de octubre a septiembre).

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 resulta afectada tanto por la variabilidad climática como por la actividad humana con la implantación de las sociedades agrícolas que generan importantes procesos de deforestación, especialmente en los últimos 1700-2000 años. 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 en diversas cuencas del entorno mediterráneo entre el 2860 y 2690 años B.P. (B.P. significa "antes del presente"), es decir entre 850-550 BC (antes de Cristo) (Thorndycraft *et al.* 2004, Fig. 12.A.4). Este periodo precede, o se sitúa temporalmente próximo, a una pulsación de carácter frío y húmedo ocurrida hace 2650 años (van Geel *et al.* 1999) 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, Fig. 12.A.4).

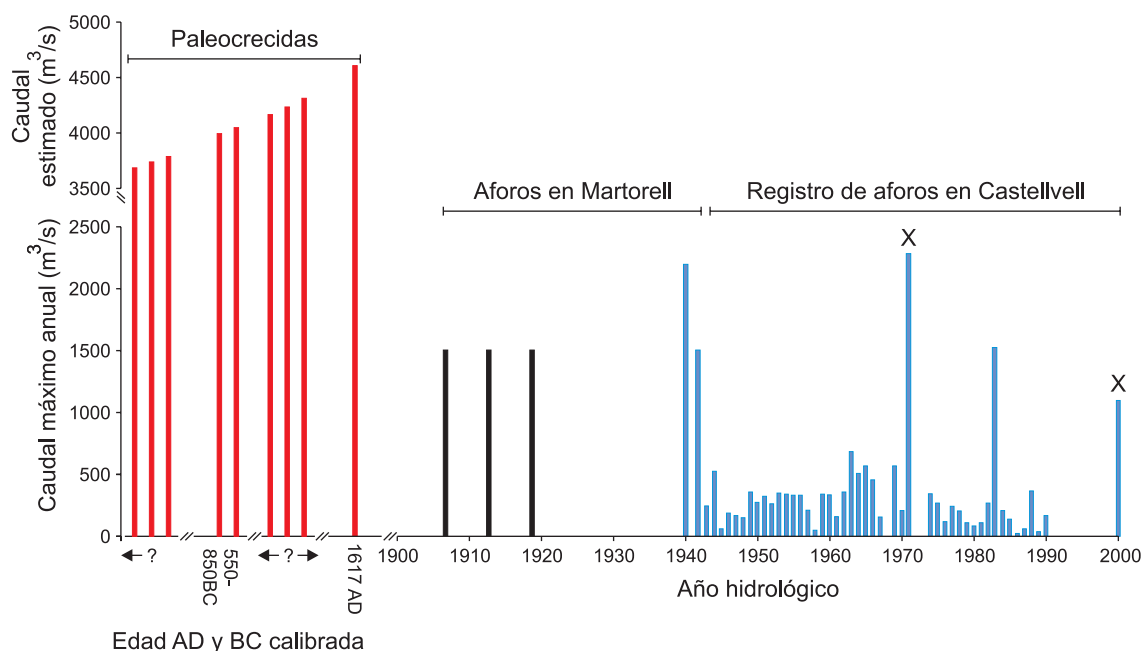


Fig. 12.A.4. Caudales estimados de crecidas máximas producidas en los últimos 3000 años en el tramo medio-inferior de río Llobregat mediante registros geológicos (rojo), junto con los registrados en las estaciones de aforo de Martorell (negro) y Castellvell (azul) (modificado de Thorndycraft et al. 2004).

En los últimos 2000 años, los registros sedimentarios de paleocrecidas presentan una concentración anómala de eventos en los periodos AD (después de Cristo) 1000-1200, AD 1430-1685 y AD 1730-1810. 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 cuencas 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, Fig. 12.A.5). 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 embargo, diversos estudios recientes demuestran que se trata de periodos cuyo inicio y duración varían regionalmente.

La Pequeña Edad del Hielo, también conocida como miniglaciación, 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. Estos comportamientos anómalos suelen prolongarse durante 30 o 40 años (Fig. 12.A.6), destacando entre ellos por el incremento y severidad de las inundaciones el de 1580-1620 y 1840-1870 (Barriandos y Martín Vide 1998). En relación a las sequías, resulta más difícil separar periodos debido su compleja distribución espacial, pero han sido ciertamente más frecuentes en las décadas centrales del siglo XVI (1540-1570) y del siglo XVII (1625-1640), con menos severidad en 1750-1760 y finalmente entre 1810-1830 y 1880-1910 (Barriandos 2002). Por último, cabe mencionar la posibilidad de encontrar periodos en los que se producen incrementos en la frecuencia de inundaciones y sequías simultáneamente. Sólo se conoce uno, entre 1760 y 1800, 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).

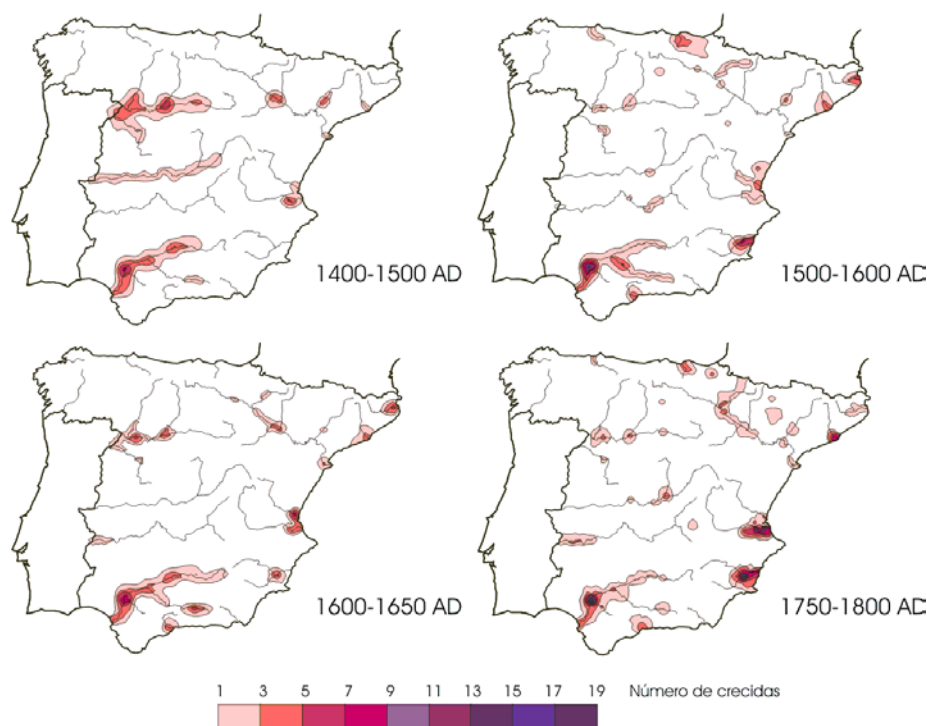


Fig. 12.A.5. Distribución de las crecidas históricas en España en diferentes periodos (según Benito *et al.* 1996).

Un aspecto digno de mención dentro de la miniglaciación es la identificación de episodios meteorológicos extremos cuya baja frecuencia ha impedido que se pudieran registrar durante el periodo instrumental moderno (Fig. 12.A.7). Ello implica la certeza de que en escenarios climáticos futuros pueden volver a repetirse, generando impactos probablemente no previstos. Sería el caso del evento de lluvias continuadas y torrenciales de enero-febrero de 1626 1708 1739 1856 1860 1876 1881 1895 y 1897 en las cuencas atlánticas (Guadalquivir, Guadiana, Tajo, Duero; Benito *et al.* 1996, 2003b) o el evento de noviembre de 1617 en la vertiente mediterránea, en todos los casos con inundaciones de efectos catastróficos en numerosos sistemas fluviales (Barriendos 1995, Fig. 12.A.6). 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).

12.A.3. PRINCIPALES IMPACTOS DEL CAMBIO CLIMÁTICO

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. Las condiciones atmosféricas generales que generan crecidas son complejas, y resulta difícil establecer una relación directa y unívoca entre clima e inundaciones.

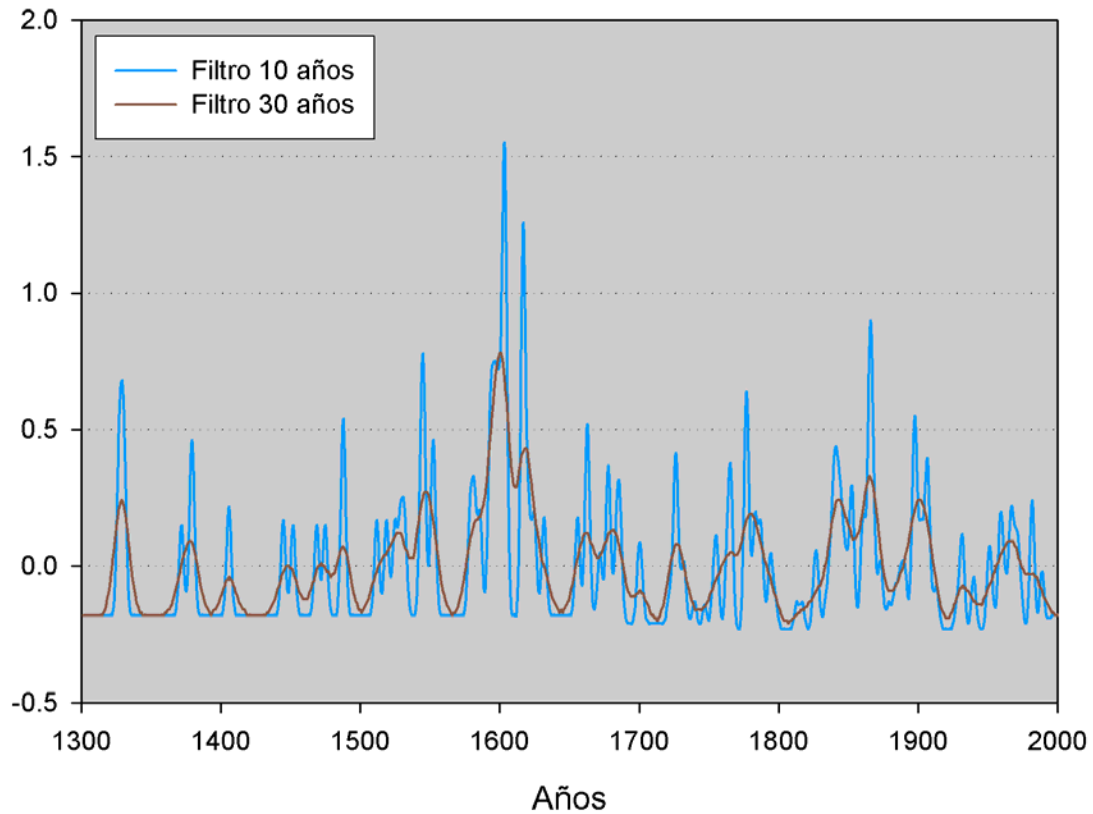


Fig. 12.A.6. Evolución temporal de la frecuencia de las crecidas extraordinarias y catastróficas para el conjunto de los ríos de Cataluña. Los valores representados se han obtenido de aplicar un filtro de suavizado gaussiano de 10 y 30 años a la media normalizada (Datos de M. Barriendos).

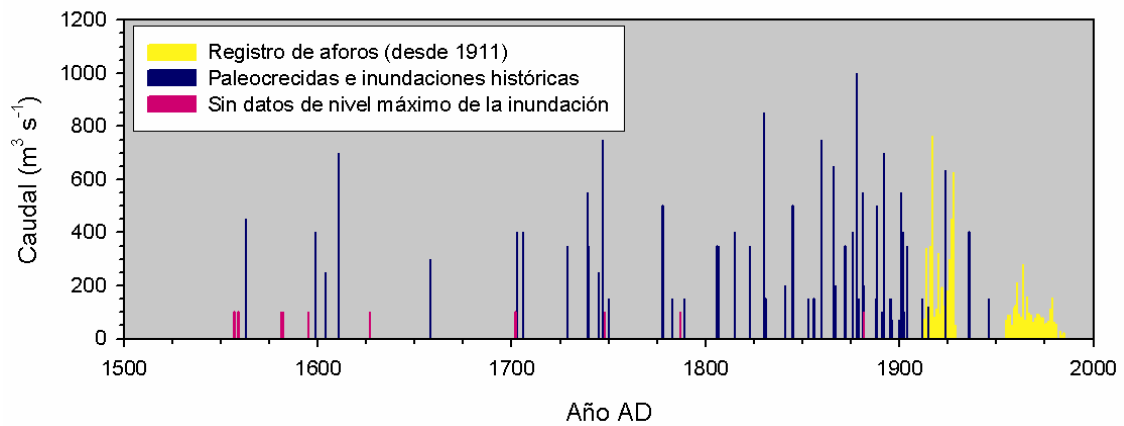


Fig. 12.A.7. Caudales punta estimados para las paleocrecidas y crecidas documentales del río Tajo en Aranjuez (según Benito et al. 2003), y datos registrados en la estación de aforos desde 1911.

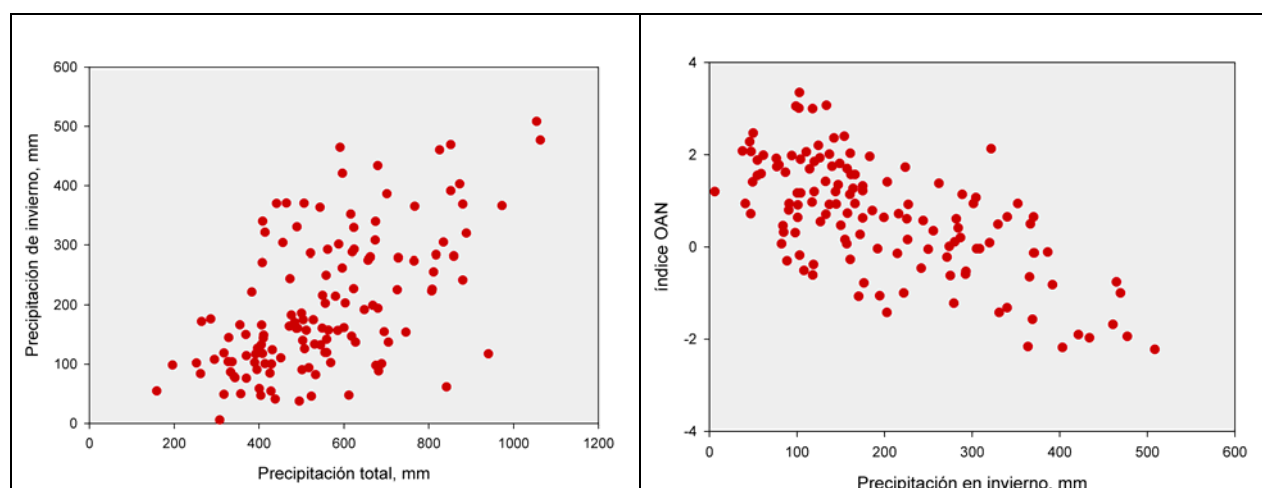


Fig. 12.A.8. Relaciones de la precipitación de invierno (diciembre, enero y febrero) con la precipitación total anual (izquierda), y con el índice de la Oscilación del Atlántico Norte (derecha) en la estación pluviométrica de Sevilla.

Se han establecido diferentes índices que definen la posición de la circulación zonal en Europa, entre los que destaca el índice de la Oscilación del Atlántico Norte (OAN; en inglés NAO: North Atlantic Oscillation index). 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), muy especialmente con el río Guadalquivir (Fig. 12.A.8). Los periodos con NAO en fase negativa se asocian con condiciones húmedas en el oeste del Mediterráneo y norte de África (Wanner *et al.* 1995), y aire frío en la Europa del norte. El estudio de la correlación invernal entre el índice NAO y la precipitación areal en las grandes cuencas hidrográficas para el periodo octubre 1897-septiembre 1998, muestra que las regiones mejor correlacionadas son las cuencas Centro Norte (Duero-Tajo) y Centro Sur (Guadiana-Guadalquivir), tal como indica la Tabla 1. En estudios recientes se ha apuntado que el NAO disminuye durante los máximos seculares de la actividad solar y aumenta durante los periodos de descenso en la actividad solar (Kirov y Georgieva 2002).

Tabla 12.A.1. Coeficientes de correlación de Pearson entre el NAO (de diciembre a marzo) y las series de precipitación areal invernales de diferentes regiones pluviométricas (según Barrera 2004)

Región	NAO(DEFM)
Noroeste	-0,43
Norte	-0,51
Noreste	-0,59
Centro-Norte	-0,62
Centro-Sur	-0,72
Levante	-0,45
Canarias	-0,42

Dada la complejidad en la modelización de extremos hidrológicos por parte de los Modelos de Circulación General 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 figura 12.A.9 se muestra la variación temporal del NAO reconstruido por Luterbacher *et al.* (2002) y su relación con las crecidas con caudales superiores a $3500 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ para la serie histórica del Guadalquivir en Sevilla. En general se observa una buena relación entre los periodos con mayor número de crecidas extremas y los periodos con NAO 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 NAO negativos no siempre están relacionados con la existencia de crecidas extraordinarias. Este tipo de relaciones NAO-crecidas extremas se cumple igualmente en determinados periodos de la serie histórica de la cuenca del río Tajo (Benito *et al.* 2003b, 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).

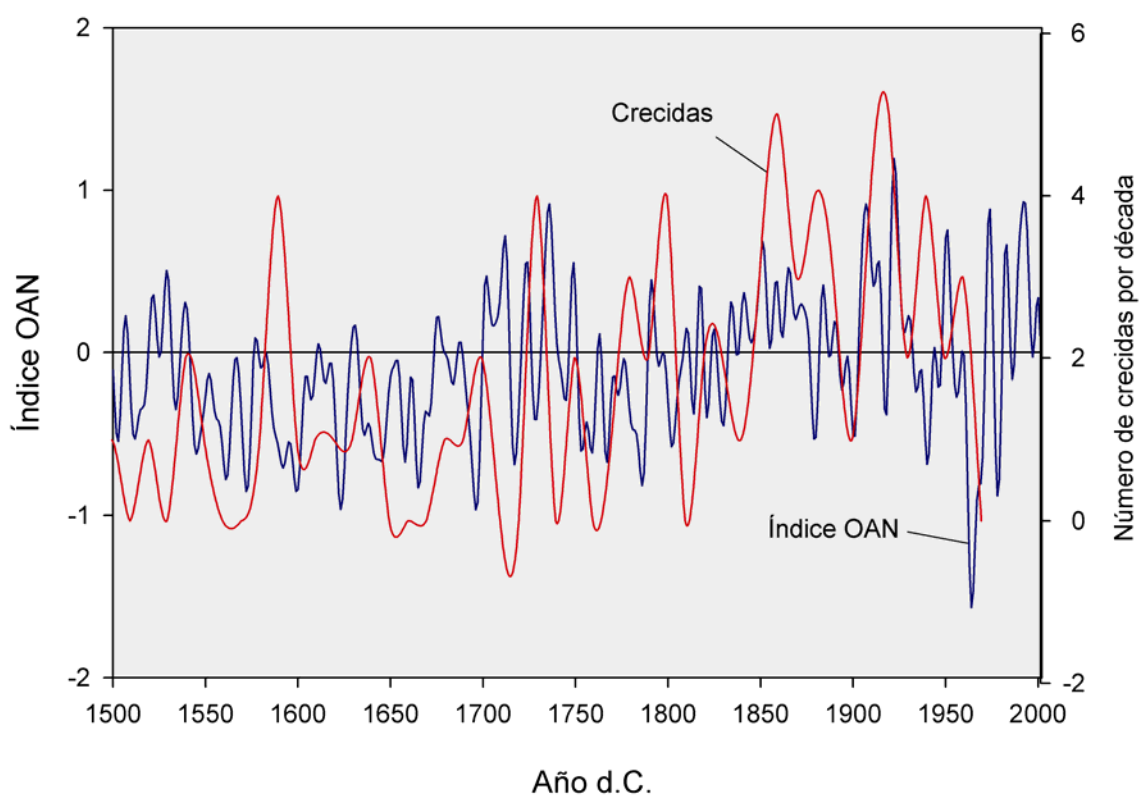


Fig. 12.A.9. Relación del número de crecidas con caudales superiores a $3500 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ y la variación de la media del NAO de los meses de invierno (dic-en-feb) desde el año 1500, con suavizado para intervalos de 3 años. Los valores del NAO se han tomado de Luterbacher *et al.* (2002).

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 de los ríos Atlánticos. 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 las 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 del 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 NAO se mantendrá en

niveles comparables a los presentados en las últimas décadas. En ambos casos, tanto si NAO aumenta o se mantiene en los niveles de las décadas pasadas, cabría esperar una tendencia clara a la disminución de crecidas extraordinarias en las cuencas atlánticas de la Península Ibérica en relación con los patrones de frecuencia existentes en la segunda mitad del último siglo. Esta proyección estaría de acuerdo con los GCM que predicen una reducción de un 10% en la precipitación. Sin embargo, un aumento en la variabilidad hidrológica puede favorecer la generación de crecidas con caudales punta ocasionalmente excepcionales (Tabla 12.A.2). 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 12.A.2). En el otro lado de la balanza, si atendemos a lo ocurrido en los últimos 400 años (Fig. 12.A.9), se observa una elevada variabilidad de este NAO, incluso en periodos de calentamiento del planeta (p.e. décadas posteriores a la miniglaciación), 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, hasta el momento, 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 (Tabla 12.1.2). 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 extremas se han producido durante periodos de elevada irregularidad de la precipitación tanto estacional como anual (sequías seguidas de eventos de inundación; p.e. 2700 años B.P., inicio de la miniglaciación). En periodos recientes, se ha observado un incremento en la generación de fenómenos de lluvias intensas, como fue el caso de la década de los ochenta en el Mediterráneo que se interpretó como una respuesta al cambio climático, aunque dicha tendencia se ha invertido en los años noventa, lo que revela la complejidad de la señal climática en la generación de extremos.

Tabla 12.A.2. Análisis cualitativo de la respuesta de diferentes cuencas españolas a posibles impactos del Cambio Climático.

Posible impacto del Cambio Climático	Guadalquivir Guadiana Tajo	<i>Duero</i>	<i>Norte</i>	<i>Ebro</i>	Cuencas Internas de Cataluña	<i>Levante/Sur</i>
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 crecida/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	

12.A.4. ZONAS MÁS VULNERABLES

Las regiones más vulnerables a los riesgos hidrológicos son aquellas donde, además del posible aumento en los eventos extremos como consecuencia del cambio climático, existe una mayor sensibilidad o exposición de bienes. En este sentido, la vulnerabilidad a los fenómenos de crecida en España no debe leerse exclusivamente en términos de los posibles efectos del cambio climático, sino que existe una componente importante motivada por el desarrollo urbanístico incontrolado de las últimas décadas. 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 se localizan en la franja mediterránea, zonas del interior del valle del Ebro y zonas dispersas del interior peninsular asociadas a cuencas de pequeño tamaño. 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 una precipitación anómala con las zonas de mayor exposición de bienes (y más vulnerables) (Fig. 12.A.10). En algunos casos, en zonas de moderada o baja amenaza a generar eventos extremos pueden presentar una elevada vulnerabilidad debido a su alta exposición y a existencia de una menor conciencia social del problema. Igualmente, las zonas torrenciales donde los eventos extremos son frecuentes pueden presentar una menor vulnerabilidad en el caso de que hayan tomado las medidas oportunas para reducir el riesgo. 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 (ver Capítulo 14) debidos al aumento de la vulnerabilidad y exposición de las actividades humanas próximas a los cauces como consecuencia de la expansión de zonas urbanas.

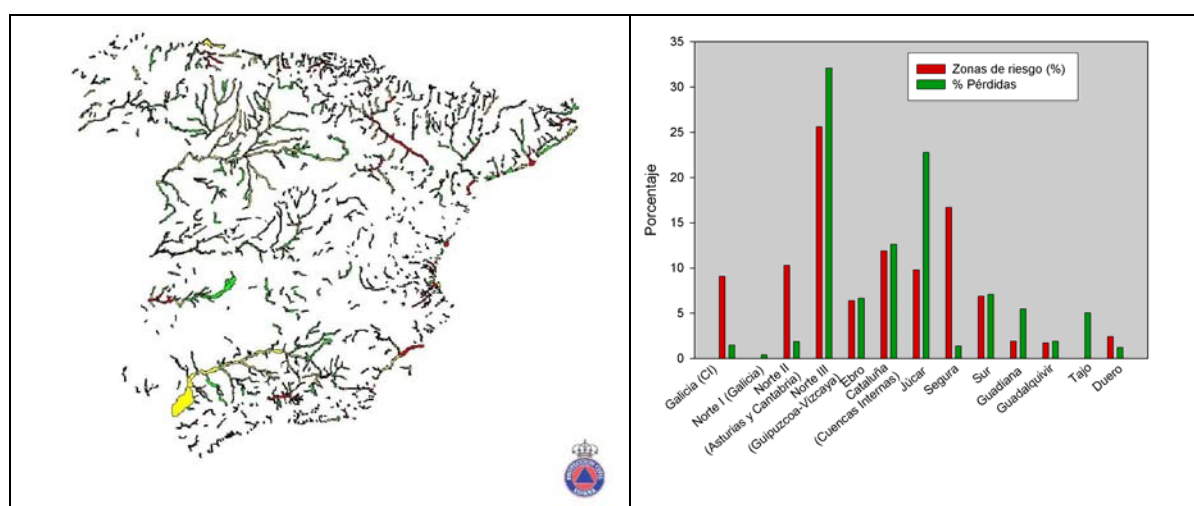


Fig. 12.A.10. A: Mapa de puntos conflictivos por inundaciones en España (fuente Protección Civil). Leyenda: Rojo: Máximo riesgo; Verde: Riesgo moderado; Amarillo: Riesgo bajo. B: Porcentaje de zonas de riesgo y pérdidas económicas en diferentes cuencas (Pujadas 2002). Se observa en algunas cuencas los elevados porcentajes de pérdidas en relación con la proporción de las zonas de riesgo, lo que refleja su elevada vulnerabilidad a las crecidas.

12.A.5. PRINCIPALES OPCIONES ADAPTATIVAS

La variabilidad climática, hidrológica, fisiográfica y socio-económica de España conlleva a que las opciones adaptativas no pueden ser generalizables al conjunto de las regiones. En cualquier caso, la mejor opción adaptativa se deriva del avance en los sistemas y metodologías de prevención, predicción (sistemas de alerta en el caso de cuencas medianas y grandes), así como de la ordenación y gestión de las situaciones de riesgos. Estas buenas prácticas se pueden conseguir en tres niveles:

A *nivel técnico* se requiere la mejora de los sistemas de protección de bienes expuestos mediante medidas estructurales y no estructurales. En general, las medidas estructurales se aplican para proteger de los efectos de las crecidas a zonas con actividades humanas de cierta entidad como desarrollos urbanísticos. Como medida previa se deberían de favorecer las medidas no estructurales y de prevención apoyada en una normativa que regulara la construcción en las zonas susceptibles de inundación, sin que, a la vez, se desarrollen las medias de protección suficiente. Conviene reseñar que las actuaciones estructurales en los cauces (embalses, diques y canalizaciones) nunca pueden garantizar una protección absoluta.

A *nivel político y gestor* se debería incrementar el control legislativo en la mejora de la planificación de riesgos dentro de los planes urbanísticos e industriales. En este sentido, la legislación actual y normativas sectoriales sobre el medio hídrico así como la Ley del Suelo y Valoraciones resultan extraordinariamente ambiguas e inefectivas. Esta legislación debería contemplar la obligatoriedad de aplicación de las directrices de los Mapas de Riesgos en los diferentes ámbitos de planificación urbanística y en los Planes de Ordenación Territorial. En este sentido, se debe de preservar las características de la red de drenaje natural, especialmente su capacidad de desagüe, evitando actuaciones que puedan suponer un obstáculo al flujo y potenciando la recuperación ambiental de los espacios fluviales.

A *nivel educativo* se requiere implantar en la población una educación sobre el riesgo y los desastres naturales basada en la prevención y la reducción de la exposición. Por otro lado, se debería de incidir a nivel escolar en materia de riesgos y prevención incluyendo información de cómo actuar en caso de catástrofe. En este sentido, debemos aprender de las inundaciones pasadas, zonas previamente inundadas y sus consecuencias socio-económicas, ya que constituyen una fuente importante de información y conocimiento a tener en cuenta en el diseño de cualquier política o estrategia para hacer frente a las avenidas.

12.A.6. REPERCUSIONES SOBRE OTROS SECTORES O ÁREAS

Sector Seguro. En España, los fundamentos del sistema de cobertura de catástrofes, y en particular de los daños por inundaciones, han estado basados en la aplicación de una prima indiferenciada para todos los riesgos cubiertos y para todo el territorio nacional, que gestiona el Consorcio de Compensación de Seguros (CCS). En este sentido, un incremento en los daños por inundaciones no afectaría en gran medida al sector del seguro privado dado que todos los asegurados pagan una cantidad fija independientemente del grado de exposición al que se encuentren (Tabla 12.A.3). En el caso de los daños por sequías, las compañías privadas de seguros y reaseguros podrían verse afectadas económicamente debido fundamentalmente a los seguros agrícolas.

Sector Energético. Este sector sería principalmente afectado en situaciones de sequía prolongada, especialmente en el ámbito de la generación de electricidad (Tabla 12.A.3). Las crecidas, en caso de producirse, pueden afectar negativamente en el ámbito del transporte y distribución de la energía, mientras que pueden tener un impacto positivo en la generación de

energía hidroeléctrica, por cuanto las inundaciones pueden incrementar el recurso hídrico de forma estacional.

Sector Turístico. Las inundaciones y su repercusión mediática nacional e internacional afectan de forma negativa al sector turístico (Tabla 12.A.3). Por ejemplo, la ocupación turística en el valle de Tena con posterioridad a la crecida del barranco de Arás, donde fallecieron 87 personas, disminuyó en los años sucesivos a la catástrofe. Las condiciones de sequía tienen un efecto menor sobre el turismo, que en ocasiones puede estar favorecido por situaciones de calor prolongadas.

Sector de la Industria y Transporte. El sector del transporte y distribución resulta muy sensible al incremento de las crecidas, por cuanto éstas pueden suponer el corte temporal de vías de comunicación o de abastecimiento de mercancías (Tabla 12.A.3). Los periodos de sequía favorecen al sector transporte y distribución, pero pueden afectar negativamente a aquellas empresas que requieran cantidades importantes de agua en los procesos de producción.

Tabla 12.A.3. Grado de repercusión positivo (+) y negativo (-) en diferentes sectores socioeconómicos. 0: Sin impacto; 1: bajo; 2: medio; 3: alto

Sector afectado	Crecidas		Sequías	
	Incremento	Disminución	Incremento	Disminución
Seguro	-1	+1	-3	+2
Energía (hidroeléctrico y biomasa)	+2	0	-3	+2
Turismo	-2	+3	-1	0
Industria	-3	0	-1	0
Transporte y distribución	-3	+2	+3	+2

12.A.7. PRINCIPALES INCERTIDUMBRES Y DESCONOCIMIENTOS

En España, se están realizando avances en la caracterización de escenarios de extremos de precipitación y/o temperatura que pueden resultar válidos para aquellas cuencas cuyas crecidas se encuentran relacionadas con la frecuencia de la circulación zonal en los meses de invierno, como es el caso de las cuencas atlánticas. Sin embargo, en el caso de las cuencas mediterráneas el grado de incertidumbre es elevado debido a que resulta difícil modelar las complejas interacciones que se establecen en el entorno mediterráneo en relación con los eventos extremos.

Estos modelos requieren de series largas de fenómenos extremos para comprender la respuesta de las crecidas a nivel regional en relación con diferentes tipos de circulación atmosférica. En este sentido, los datos de paleocrecidas y documentales pueden aportar una casuística de los eventos hidrológicos extremos en España en relación con la variabilidad climática en los últimos milenios. Igualmente, el estudio de estas series de precipitación, en el periodo pre-industrial (anterior al siglo XX) permite separar la componente natural de la variabilidad climática de aquella otra componente inducida por el efecto invernadero desde el inicio de las emisiones masivas de CO₂ a la atmósfera.

12.A.8. DETECCIÓN DEL CAMBIO

Diversos autores han señalado la elevada sensibilidad de las inundaciones a ligeras variaciones en el clima. 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, la mayor parte de ellos se producen en momentos de transición climática, destacando entre ellos por el incremento y severidad de las inundaciones 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. 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 Yebrá 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 se puede interpretar como una señal del cambio en el clima actual.

12.A.9. IMPLICACIONES PARA LAS POLÍTICAS

Con independencia de la severidad del cambio climático, parece claro que los extremos hidrológicos (inundaciones y sequías) constituyen la seña distintiva del clima y la hidrología en España. Por tanto, la legislación existente debería resultar válida para abordar los problemas de la ordenación del territorio, incluso teniendo en cuenta la influencia del cambio climático en los riesgos hidrológicos. En este sentido, existen aspectos legislativos en materia de riesgos naturales que necesitan de modificaciones. Las implicaciones políticas del cambio climático en materia de riesgos naturales deben dirigirse hacia mejora en la gestión, mejora legislativa en materia de riesgos (Directriz Básica de Planificación de Protección Civil), mejora legislativa en leyes relacionadas con la gestión del territorio (Ley de Aguas y Ley del suelo), mejora y aplicación de los Planes Hidrológicos de Cuenca, y desarrollo del Reglamento Técnico sobre Seguridad de Presas y Embalses. Los estudios técnicos desarrollados para la aplicación de la legislación deberían, en su caso, analizar las incidencias del cambio climático en las crecidas y establecer estrategias de respuesta donde se contemplen nuevos escenarios en relación a los eventos extremos en materia de gestión de los recursos y del territorio.

En relación con las crecidas, se deberían revisar las normas para la determinación de zonas de inundación potenciales y análisis de riesgos dentro del proceso de planificación del territorio, teniendo en cuenta las crecidas ocurridas en el pasado reciente. En la actualidad, tanto la Ley del Suelo (Real Decreto Legislativo 6/1998 de 13 de abril, donde se indica que las zonas con riesgo natural deben de declararse como suelo no urbanizable) como la Ley de Aguas (Real Decreto Legislativo 1/2001 de 20 de julio, o texto refundido de la Ley de aguas donde se establecen los perímetros de protección de Dominio Público Hidráulico) y el Reglamento del Dominio Público Hidráulico (Real Decreto 849/1986, de 11 de abril) resultan ambiguas en materia de crecidas extraordinarias.

En el aspecto legislativo conviene señalar que en la actualidad la ordenación territorial y protección civil son competencia de las Comunidades Autónomas y, por tanto, son éstas las que deberían de tomar la iniciativa. En general, las Comunidades Autónomas no han desarrollado prácticamente legislación en materia de riesgos de crecidas, con las excepciones de País Vasco, Cataluña y la Comunidad Valenciana, Galicia y Navarra. Estas comunidades han desarrollado sus propios planes de emergencia por inundaciones, que deben posteriormente homologarse por la Dirección General de Protección Civil, así como legislación sobre ordenación territorial en zonas inundables, y han elaborado una cartografía de riesgo para todo su territorio.

En el ámbito europeo, la Directiva Marco Europea en Política de Aguas (DIRECTIVA 2000/60/CE de 23 de octubre de 2000) tiene como objeto establecer un marco para la protección de las aguas superficiales continentales, las aguas de transición, las aguas costeras y las aguas subterráneas. En fechas recientes se han publicado diversos documentos sobre buenas prácticas en relación con los riesgos de crecidas (*"Best practices on flood prevention, protection and mitigation"*). En este documento se menciona explícitamente el incremento del riesgo de inundación como consecuencia del cambio climático, y constituye un primer paso para el desarrollo de medidas legislativas que afecten a los distintos estados miembros y que tengan en cuenta este aspecto. Igualmente, dentro del ámbito europeo se han establecido instrumentos financieros, como el denominado Fondo de Solidaridad de la Unión Europea (FSUE), para paliar los daños económicos derivados de catástrofes naturales, y que surgieron a raíz de las devastadoras inundaciones que tuvieron lugar en agosto de 2002 en los países de Europa central. En estos fondos subyace la idea de poder hacer frente a la repetición previsible de catástrofes relacionadas con los efectos medioambientales negativos de las actividades humanas, y especialmente a la aceleración del cambio climático.

12.A.10. PRINCIPALES NECESIDADES DE INVESTIGACIÓN

En este informe se pone de manifiesto el escaso conocimiento que se dispone en la actualidad sobre las repercusiones del cambio climático en la frecuencia y magnitud de las inundaciones. En este sentido, las líneas principales de investigación que se deberían desarrollar en un futuro son las siguientes:

- Reconstrucción de series de crecidas del pasado a partir de indicadores geológicos (paleocrecidas) y documentales.
- Análisis de la respuesta de las crecidas a la variabilidad climática durante el pasado en diferentes regiones de España.
- Mejora de la reconstrucción de las situaciones atmosféricas asociadas a eventos extremos para escalas temporales largas.
- Desarrollo de modelos de circulación atmosférica regionales y locales para la obtención de escenarios fiables para los extremos hidrológicos teniendo en cuenta las particularidades de las cuencas atlánticas y mediterráneas.
- Desarrollo de modelos acoplados clima-hidrología para la simulación de eventos extremos a nivel de cuenca.
- Incorporación de previsiones de cambio climático al análisis de frecuencia de crecidas encaminadas a la planificación territorial y el diseño de obras de alto riesgo. Introducción de la no estacionaridad en la planificación de riesgos teniendo en cuenta diferentes escenarios de cambio climático.

12.A.11. BIBLIOGRAFÍA

- Barrera A. 2004. Técnicas de completado de series mensuales y aplicación al estudio de la influencia de la NAO en la distribución de la precipitación en España. Trabajo realizado para la obtención del Diploma de Estudios Avanzados. Universidad de Barcelona. DAM/250999-15/0406
- Barriendos M. 1995. La climatología histórica en el estudio de los riesgos climáticos. El episodio de noviembre de 1617 en Catalunya. En: Creus J. (Ed.), Situaciones de riesgo climático en España, Instituto Pirenaico de Ecología (CSIC), Jaca. Pgs. 73-83.

- Barriendos M. 2002. Los riesgos climáticos a través de la historia: avances en el estudio de episodios atmosféricos extraordinarios. En: F.J. Ayala-Carcedo y J. Olcina (Eds.). *Riesgos naturales*, Ariel, Barcelona. Pgs. 549-562.
- Barriendos M. y Coeur D. 2004. Systematic, palaeoflood and historical data for the estimation of flood risk assessment.
- Barriendos M. y 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. y 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. y 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. Pgs. 921-942.
- Benito G., Machado M^a.J. y Pérez-González A. 1996. Climate change and flood sensitivity in Spain. En: Branson J., Brown A.G. y Gregory K.J. (Eds.). *Global Continental Changes: the context of Palaeohydrology*. Geological Society of London Special Publication No. 115. Pgs. 85-98.
- Benito G., Machado M.J. y Pérez-González A. 1997. Respuesta de las inundaciones al Cambio Climático durante el último milenio. En: Ibáñez JJ., Valero Garcés B.L. y Machado C. (Eds.). *El paisaje mediterráneo a través del espacio y del tiempo. Implicaciones en la desertificación*. Geoforma Ediciones, Logroño. Pgs. 203-219.
- Benito G., Sopena A., Sánchez-Moya Y., Machado M.J. y Pérez-González A. 2003a. Palaeoflood record of the Tagus River (Central Spain) during the Late Pleistocene and Holocene. *Quaternary Science Reviews* 22. 1737-1756.
- Benito G., Díez-Herrero A. y Fernandez 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., y 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.
- CCS-CONSORCIO DE COMPENSACIÓN DE SEGUROS 2003. Estadística de riesgos extraordinarios. Serie 1971-2002. Madrid, Ministerio de Economía. 148 pgs.
- CTEI-COMISIÓN TÉCNICA DE EMERGENCIA PARA INUNDACIONES 1983. Estudio de inundaciones históricas. Mapas de riesgos potenciales. Dirección General de Protección Civil- Dirección General de Obras Hidráulicas, Madrid.
- Flohn H. 1993 Climatic Evolution During the Last Millennium: What Can We Learn from It?. En: Eddy J.A y Oeschger H. (eds.). *Global Changes in the Perspective of the Past*, Chapter 19. John Wiley and Sons Ltd. Pgs. 295-314.
- 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., Zinyowera M.C. y Moss R.H. (Eds.). Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA. 880 pgs.
- 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. y White K.S. (Eds.). Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA. 1005 pgs.
- Jansà A., Genovés A., Riosalido R. y Carretero O. 1996. Mesoscale cyclones vs heavy rain and MCS in the Western Mediterranean. *MAP Newsletter* 5: 24-25.
- Kirov B. y Georgieva K. 2002. Long term variations and interrelations of ENSO, NAO and solar activity. *Physics and Chemistry of the Earth* 27: 441-448.
- Llasat M. 1991. *Gota fría*. Boixareu Universitaria. Barcelona. 165 pgs.

- Llasat M.C. y Puigcerver M. 1990. Cold air pools over Europe. *Meteorology and Atmospheric Physics* 42: 171-177.
- Llasat M.C., Rigo T. y Barriendos M. 2003 The 'Montserrat-2000' flash-flood event: a comparison with the floods in the Northeastern Iberian Peninsula since the 14th century. *International Journal of Climatology* 23: 453-469.
- 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. y Wanner H., 2002. Extending North Atlantic Oscillation Reconstructions Back to 1500. *Atmospheric Science Letters* 2: 114-124.
- Masachs V. 1950. Aportación al conocimiento del régimen fluvial mediterráneo. *Comptes Rendus du Congrès International de Géographie*. UGI. Lisbonne 1949. Vol. II. Pgs. 358-390.
- Olcina J y Ayala-Carcedo F. 2002. Riesgos naturales. Conceptos fundamentales y clasificación. En: Ayala-Carcedo F.J. y Olcina J. (coord.). *Riesgos Naturales*, Ariel Ciencia, Barcelona. Pgs. 41-73.
- Olcina J., Ayala-Carcedo F.J., Miró Pérez J. y Pérez A.P. 2002. Anexo II. Relación de catástrofes naturales importantes acontecidas en España en la segunda mitad del Siglo XX. En: Ayala-Carcedo F.J. y Olcina J. (coord.). *Riesgos Naturales*, Ariel Ciencia, Barcelona. Pgs. 1475-1480.
- Ortega J.A. y Garzón G. 2004. Influencia de la Oscilación del Atlántico Norte en las inundaciones del río Guadiana. En: Benito G. y Díez Herrero A. (eds.). *Riesgos naturales y antrópicos en Geomorfología*. SEG y CSIC. Madrid. Pgs. 117-126.
- Parry M.L. (Ed.) 2000. Assessment of potential effects and adaptations for climate change in Europe: The Europe ACACIA project. Jackson Environment Institute, University of East Anglia, Norwich, UK. 320 pgs.
- Pujadas J. 2002. Las inundaciones en España: Impacto económico y gestión del riesgo. En: Ayala-Carcedo F.J. y Olcina J. (coord.). *Riesgos Naturales*, Ariel Ciencia, Barcelona. Pgs. 879-888.
- Thorndycraft V.R, Benito G., Rico M., Sánchez-Moya Y., Sopeña A. y 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.
- Trigo R.M., Pozo-Vázquez D., Castro-Díez Y., Osborn T., Gamis-Fortis S. y Esteban-Parra M.J. 2003. NAO Influence on Precipitation, River Flow Regimes and Hydroelectric Power Generation in the Iberian Peninsula. *Geophysical Research Abstracts* 5: 05494.
- van Loon H. y Rogers J.C. 1978. The Seesaw in Winter Temperatures Between Greenland and Northern Europe. Part I: General Description. *Mon. Wea. Rev.* 106: 296-310.
- Van Geel B., Van der Plicht J., Kilian M.R., Klaver E.R., Kouwenberg J.H.M., Ressen H., Reynaud-Farrera I. y Waterbolk H.T. 1998. The sharp rise of $\delta^{14}\text{C}$ at ca. 800 cal. BC. Possible causes, related climatic teleconnections and the impact on human environments. *Radiocarbon* 40: 335-350.
- 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. y Bliss E.W. 1932. *World Weather V. Memories of the Royal Meteorological Society* 44: 53-84.
- Wanner H., Brazdil R., Frich P., Frydendahl K., Jonsson T., Kington J.A., Pfister C., Rosenorn y Wishman E. 1994. Synoptic interpretation of monthly weather maps for the late Maunder Minimum 1675-1704. En: Frenzel B., Pfister C. y Glaser B. (Eds.). *Climatic Trends and Anomalies in Europe*.

12. IMPACTOS SOBRE LOS RIESGOS NATURALES DE ORIGEN CLIMÁTICO

B. RIESGO DE INESTABILIDAD DE LADERAS

Jordi Corominas

Contribuyentes

F. J. Ayala, A. Cendrero, J. Chacón, J. R. Díaz de Terán, A. González, J. Moya, J. M. Vilaplana

Revisor

C. Bonnard

RESUMEN

La inestabilidad de laderas produce un impacto económico evaluado en cientos de millones de euros anuales, que afecta fundamentalmente a vías de comunicación y, en menor medida, a núcleos de población. Mientras que el número de víctimas mortales por deslizamientos se ha reducido en las últimas décadas, el producido por aludes de nieve ha aumentado debido a una mayor frecuentación de la montaña.

Los deslizamientos y aludes se concentran en las principales cordilleras montañosas, especialmente en los Pirineos, la Cordillera Cantábrica y las Cordilleras Béticas. No obstante, en las márgenes de los ríos de las grandes cuencas Terciarias también son inestables. El relieve junto al componente litológico explican la distribución geográfica de las roturas en por deslizamiento mientras que es la acumulación en la zona supraforestal y el relieve lo que determina el origen de los aludes de nieve. En las zonas costeras, las roturas se concentran en los acantilados rocosos abiertos a la erosión marina.

Los principales mecanismos desencadenantes de deslizamientos son la lluvia, la fusión de la nieve, las sacudidas sísmicas, las erupciones volcánicas, la socavación por el oleaje y erosión fluvial. Los deslizamientos también pueden ocurrir de forma espontánea sin ningún desencadenante aparente. Los deslizamientos por causas climáticas son los más frecuentes. No obstante, la relación entre el clima y la inestabilidad de laderas es compleja debido a la gran variedad de mecanismos de rotura. Las lluvias de gran intensidad y corta duración (superiores a 100 mm en la Cordillera Cantábrica y a 180 mm en el Pirineo) producen de manera generalizada deslizamientos superficiales, corrientes de derrubios y desprendimientos. Lluvias de intensidad baja o moderada prolongadas durante algunos días o semanas reactivan deslizamientos y coladas de barro. Los grandes deslizamientos tienen un comportamiento muy dependiente del contexto geológico-geomorfológico en el que se encuentran pero, con frecuencia, sus reactivaciones están asociadas a períodos anormalmente húmedos estacionales. De todos modos, no hay que olvidar que, las modificaciones antrópicas (talas forestales, filtraciones, sobrecargas) son causa importante de la aparición de nuevas roturas, aparentemente espontáneas.

En el siglo pasado se han detectado dos periodos húmedos de mayor actividad, los 1905-1930 y 1958-1987, y un periodo de relativa tranquilidad que abarca desde los años 30 hasta los 50. Esta aparente ciclicidad ha sido observada también en otras regiones europeas aunque no de manera simultánea. En lo que se refiere a los aludes de nieve, en los últimos decenios no se ha observado ningún cambio de tendencia ni en la frecuencia ni tipología de los mismos.

La incertidumbre sobre el aumento de la frecuencia de las precipitaciones torrenciales y de los episodios anormalmente húmedos no permite realizar afirmaciones concluyentes. El aumento de la torrencialidad conllevará un mayor número de deslizamientos superficiales y corrientes de derrubios, cuyos efectos pueden verse exacerbados por los cambios de uso del suelo y un menor recubrimiento vegetal. Como consecuencia de ello, es previsible el aumento de la erosión en las laderas que se traducirá en una pérdida de calidad de las aguas superficiales, por el aumento de la turbidez, y un mayor ritmo de colmatación de los embalses.

El descenso de la precipitación nival no implicaría necesariamente una reducción de los aludes debido al aumento de los aludes de fusión, aunque es de esperar una menor extensión geográfica.

La planificación territorial y urbana evitando las áreas más susceptibles es la mejor herramienta adaptativa. El turismo invernal, sin embargo, puede verse afectado desfavorablemente por la menor innivación.

Es necesario disponer de un inventario completo de deslizamientos y una mejor estimación de los daños, que son muy superiores a las cifras conocidas. Es necesario profundizar en las relaciones entre los eventos lluviosos y los distintos tipos de deslizamiento.

12.B.1. INTRODUCCIÓN

La inestabilidad de laderas es la rotura y desplazamiento de una masa de rocas o tierras hacia el exterior de la misma, con una componente descendente inducida por la acción de la gravedad. También recibe el nombre genérico de deslizamiento. A diferencia de otros peligros naturales, los deslizamientos tienen lugar de manera dispersa en el territorio, especialmente en zonas montañosas y poco pobladas. Por este motivo, los daños materiales y las pérdidas humanas son menores que en las crecidas fluviales o los terremotos. De todos modos, desde el año 1000, han provocado la muerte de, al menos 280.000 personas en todo el mundo (Ayala-Carcedo 1994). La previsión de pérdidas en España para el periodo 1986-2016 ha sido estimada para una hipótesis de riesgo medio, en más de 4500 millones de euros (Ayala-Carcedo *et al.* 1987).

La rotura de laderas incide de manera notable en la economía local. Poblaciones como Alcoi (Alicante); Castellbisbal, El Papiol y Sant Sadurní d'Anoia (Barcelona); Arcos de la Frontera y Medina Sidonia (Cádiz); Benamejí (Córdoba); Blanes, Castelfollit de la Roca y L'Estartit (Girona); Albuñuelas, Almuñécar, Izbor, Monachil, y Olivares (Granada); Rosiana (Gran Canaria); Brallans y Tamarite de Litera (Huesca); Abella de la Conca, Cabdella, El Pont de Bar, La Coma, La Guingueta, Puigcercós, Sort-Bressui (Lleida); Argueda, Azagra, Falces, Funes, Lodosa, Peralta, Valtierra, (Navarra), por citar algunas de ellas, han sufrido daños de diversa consideración. Asimismo, algunos movimientos han comprometido la construcción de presas como las de Zahara (Cádiz), Arenós (Castellón), Beninar (Granada), Lanuza (Huesca), Giribaile (Jaén), La Viñuela (Málaga), Las Picadas y el Atazar (Madrid), Urdalur (Navarra), Contreras y Cortes de Pallás (Valencia). Habiendo sido necesarios onerosos trabajos de contención y programas detallados de auscultación de los movimientos (Sánchez y Soriano 2001)

Sin embargo, los mayores daños son debidos a causas antrópicas. En particular, por los cambios de uso del suelo (talas forestales, alteraciones del drenaje de las laderas) y la ejecución de excavaciones y desmontes. Así, en vías de comunicación son frecuentes las caídas de los taludes y roturas en los terraplenes, en ocasiones, dejando aislados valles enteros y a sus poblaciones, como ocurrió en La Massana (Principado de Andorra) en octubre de 1987 que dejó incomunicado el valle de la Valira del Nord durante un mes. Aunque no existen cifras oficiales, los costes de roturas en desmontes superan con creces los cientos de millones de euros anuales. Sólo las lluvias de invierno de 1995-96 y 1996-97 en Andalucía dieron lugar a cientos de roturas en desmontes y terraplenes de las principales vías de comunicación. Por ejemplo, en la provincia de Málaga, sólo en un tramo de apenas 10 km entre Ardales-Campillo se contabilizaron más de 100 roturas en desmontes (González *et al.* 1997). El coste y las molestias producidas en las retenciones kilométricas por el hundimientos de terraplenes en marzo y mayo de 2004, en la autopista A-3 en Perales de Tajuña (Madrid) o en la AP-7 en Viladesens (Girona), respectivamente, son de difícil estimación.

El uso creciente del espacio en regiones de montaña asociado al turismo y a las actividades deportivas, comporta una concurrencia inusitada en áreas de marcada inestabilidad. Las nuevas vías de comunicación y núcleos urbanos se extienden por lugares en los que los deslizamientos, desprendimientos y otros movimientos ocurren con relativa frecuencia, aumentando así el riesgo para las personas e instalaciones. Por este motivo, el número de incidencias aisladas aumenta año tras año (Tabla 12.B.1).

Tabla 12.B.1. Roturas ocurridas los últimos 150 años con víctimas y daños de relevancia (elaboración propia a partir de diversas fuentes)

Localidad	fecha	tipo	consecuencias
Felanitx (Mallorca)	31 marzo 1844	rotura terraplén	414 muertos y 200 heridos
Azagra (Navarra)	1856	desprendimiento	11 muertos
Azagra (Navarra)	21 julio 1874	desprendimiento	92 muertos y 72 casas destruidas
Puigcercó (Lleida)	13 enero 1881	deslizamiento	Casas destruidas. Abandono pueblo
Albuñuelas (Granada)	25 diciembre 1884	deslizamiento	102 muertos y más de 500 heridos. 463 casas destruidas
Azagra (Navarra)	20 enero 1903	desprendimiento	2 muertos
Bono (Lleida)	26 octubre 1937	Alud derrubios	Obtura río
Rocabruna (Girona)	18 octubre 1940	corriente derrubios	6 muertos
Alcalá de Júcar (Albacete)	1946	desprendimiento	12 muertos y varias casas destruidas
Azagra (Navarra)	13 mayo 1946	desprendimiento	2 muertos
Rosiana (Gran Canaria)	17 febrero 1956	deslizamiento	Puente y casas destruidos. 250 evacuados
Benamejí (Córdoba)	Febrero 1963	deslizamiento	55 viviendas destruidas y 50 dañadas
Senet, Benasque (Huesca),	3 agosto 1963	Corriente de derrubio	Obtura río. Afecta carretera
Villanueva de San Juan (Sevilla)	Mayo 1964	Colada de tierras	Obstrucción parcial río. Corta carretera
Alcoi (Alicante)	Diciembre 1964	Deslizamiento rotacional	Agrieta casas
Pont de Bar (Lleida)	7 noviembre 1982	deslizamiento	Casas destruidas. Abandono pueblo
Capdella (Lleida)	7 noviembre 1982	corriente derrubios	3 muertos
Cabra del Camp (Tarragona)	Septiembre 1987	desprendimiento	1 muerto. Autobús alcanzado
Guixers (Lleida)	Octubre 1987	desprendimiento	2 muertos. Vehículo alcanzado
La Massana (Andorra)	Octubre 1987	Deslizamiento	2 muertos. Vehículo alcanzado
Benamejí (Córdoba)	27 diciembre 1989	Deslizamiento	Afectadas decenas de viviendas
Camprodón (Girona)	Mayo 1992	Corriente derrubios	2 muertos

Collado Escobal (Asturias)	Diciembre 1993	Deslizamiento - Corriente derrubios	3 muertos. Destruye vivienda
Sant Corneli (Barcelona)	17 diciembre 1997	Deslizamiento	1 herido grave. Carretera cortada
Ampuero (Cantabria)	10 enero 1999	Deslizamiento – colada de tierras	Destruye varias casas
Montserrat (Barcelona)	10 junio 2000	Corrientes derrubios y desprendimientos	Daños diversas carreteras y funicular
Tenerife	31 marzo 2002	desprendimientos	Carreteras TF-1, TF-2 y TF-5 cortadas
Mogán – Gran Canaria	12 diciembre 2002	desprendimiento	1 muerto –vehículo alcanzado
Cala Sr. Ramon de Palafrugell - Girona	25 Agosto 2003	desprendimiento	2 muertos y 2 heridos
Barruera – Vall de Boí- Lleida	20 septiembre 2003	desprendimiento	2 heridos. Carretera cortada.
Buscabrero de Salas (Asturias)	16 noviembre 2003	Corrimiento – corriente derrubios	2 muertos - vivienda

Dentro de la inestabilidad de laderas, los aludes de nieve tienen un impacto creciente. El auge de los deportes de invierno durante los últimos 15 años ha comportado una mayor frecuentación de la montaña en los distintos macizos ibéricos. A la práctica habitual del esquí alpino dentro los dominios esquiables delimitados, hay que añadir el esquí fuera pista, el esquí de montaña o de travesía y el montañismo invernal. El gran desarrollo de los centros de esquí lleva asociado la urbanización de los valles de alta montaña, los cambios de uso del suelo y la necesidad de mantener los accesos viarios abiertos durante todo el invierno. En consecuencia, en España, zonas de alta montaña tradicionalmente expuestas al peligro de los aludes, que tienen en la actualidad una notable presencia de esquiadores, montañeros, edificaciones, carreteras y otras infraestructuras.

Entre los años 1990 y 1999, 47 personas fallecieron en España por causa de los aludes de nieve. Los macizos o cordilleras con más accidentalidad fueron los Pirineos con 41 víctimas, pero también la hubo en Sierra Nevada (1) y en la Cordillera Cantábrica (5). El número de víctimas por aludes en las últimas décadas ha ido en aumento: 25 en los setenta, 38 en los ochenta y 47 muertos y 37 heridos en los noventa (Base de datos ICC, López *et al* 2000, Rodés 1999). La media anual de víctimas mortales por causa de los aludes desde 1970 es de entre 3 y 4 personas (3.5 muertos de media en los últimos 30 años). En la década 1990 – 1999, la media anual aumenta hasta 4.7 fallecidos. Este incremento se explica por la alta siniestralidad de los eventos ocurridos en la temporada 1990 – 1991 que, con 22 víctimas mortales, representa prácticamente el 50% de las víctimas totales de la década. En esta temporada ocurre uno de los accidentes más graves por su elevado número de víctimas mortales. Un grupo de militares en prácticas de esquí de montaña en el Pico de Paderna (Valle de Benasque) desencadena un alud de placa muriendo nueve personas en el accidente.

Ante el aumento de la actividad en montaña durante el periodo invernal se inició en el año 1990 en el Pirineo de Cataluña un programa de recogida de información sistemática sobre todos los aludes en los que se vieran implicadas personas. Los datos obtenidos de esta información muestran que un número importante de personas han puesto en peligro su vida por causa de los aludes, un total de 187 personas en 38 accidentes durante la década de los noventa.

Desgraciadamente, un 20% de ellas corresponden a víctimas mortales o heridos graves (6% muertos y 14% heridos).

12.B.2. SENSIBILIDAD AL CLIMA

12.B.2.1. Sensibilidad al clima actual

12.B.2.1.1. Factores desencadenantes de los deslizamientos y aludes

Un desencadenante es un estímulo externo que causa la rotura de forma casi inmediata mediante el aumento rápido de las tensiones o reduciendo la resistencia del material de la ladera. Los principales mecanismos desencadenantes de deslizamientos son la lluvia, la fusión de la nieve, las sacudidas sísmicas, las erupciones volcánicas, la socavación por el oleaje y erosión fluvial. Los deslizamientos también pueden ocurrir de forma espontánea sin ningún desencadenante aparente.

La lluvia es el factor desencadenante más frecuente y extendido en España. Produce inestabilidad por infiltración del agua en la ladera con el consiguiente aumento de las presiones en los poros y juntas del terreno, reduciendo así su resistencia. La relación entre la cantidad de agua infiltrada y la que brota de la ladera controla los cambios en la presión del agua subterránea. Con la infiltración de la lluvia las presiones de agua aumentan hasta un nivel crítico en el que tiene lugar la rotura. El ritmo de infiltración está controlado por la pendiente de la superficie topográfica, el recubrimiento vegetal y la permeabilidad de los materiales. Por otro lado, la estabilidad de la ladera está condicionada por la resistencia del terreno y por la geometría de la misma. La lluvia crítica para producir la rotura cambiará de una ladera a otra y, por tanto, el establecimiento de umbrales regionales de lluvia que den lugar a la rotura de las laderas, tiene notables incertidumbres. A pesar de ello, los umbrales obtenidos son de una inestimable ayuda para la gestión del riesgo.

Hay que tener presente que las actuaciones humanas condicionan en gran medida la aparición de situaciones de inestabilidad en las laderas, dando lugar a deslizamientos que se desarrollan aparentemente de forma espontánea. Así, pérdidas en la red de abastecimiento de aguas o en la de alcantarillado, alteraciones en la cobertura vegetal o cambios en el tratamiento o manejo del terreno (talas masivas de superficie arbórea, desarrollo de pastizales, excavaciones, minas, etc.) producen modificaciones en la distribución de fuerzas en las laderas. Estas actuaciones favorecen, a menudo, la ruptura de las laderas, en condiciones relativamente moderadas de los factores desencadenantes.

La influencia humana es también evidente en el desencadenamiento de aludes de nieve. Si analizamos el número de víctimas involucradas por accidentes según el tipo de aludes, los de placa son aquellos que mayor riesgo comportan para los montañeros. El número de víctimas por aludes de nieve reciente le corresponde el 44% del total, los aludes de placa el 38% y los de fusión o de nieve húmeda el 18%. En general los aludes de nieve reciente son avalanchas de nieve polvo de grandes dimensiones desencadenadas por factores naturales y que inciden sobre las víctimas con una gran presión de impacto. En cambio, los aludes de placa que implican a esquiadores y montañeros suelen ser desencadenados de forma accidental por las mismas víctimas que se encuentran sobre la placa. En los accidentes relacionados con aludes de fusión o de nieve húmeda (flujos de nieve densa producidos en situaciones de aumento de la temperatura) las víctimas suelen ser alcanzadas por el flujo en las laderas o en las vaguadas.

12.B.2.1.2. Condiciones meteorológicas y estabilidad de laderas

A pesar del posible origen múltiple de los deslizamientos, en la Península Ibérica una inmensa mayoría de las roturas se debe al régimen de precipitaciones. Todos los grandes movimientos registrados en Cataluña en el siglo XX, se deben a episodios lluviosos. En la cuenca carbonífera asturiana, un análisis sobre 213 roturas producidas entre 1980 y 1995 (Domínguez 2003) muestra que el 80% de las mismas se debieron directamente a la lluvia mientras que el resto tenía un origen antrópico (obras, filtraciones, minería,...). En Cantabria se tiene constancia de la ocurrencia de dos episodios de lluvias (1983 y 1994) muy intensas (superiores a 100 mm en 24 h) que ocasionaron numerosos deslizamientos por toda la región (González-Díez 1995). En una revisión de 20 deslizamientos repartidos por toda la geografía española Ferrer y Ayala (1997) observaron que las roturas y reactivaciones en deslizamientos, coladas de tierras y corrientes de derrubios se producían en episodios lluviosos anormalmente elevados, con valores que oscilan entre el 15 y el 120% de la lluvia media anual. Lamas *et al.* (1997), encontraron que las lluvias responsables del episodio de deslizamientos en Andalucía de 1996-97 superaron los máximos históricos de los últimos 100 años en el 30% de las estaciones meteorológicas. Las lluvias acumuladas entre noviembre de 1996 y enero de 1997 fueron, en todos los observatorios del sudeste andaluz, más de doble del valor medio correspondiente al mismo periodo estacional.

La duración e intensidad de los episodios lluviosos, los materiales que componen la ladera y la morfología la misma, son los principales factores condicionantes del tipo de deslizamiento producido. En el Pirineo se han distinguido tres situaciones que dan lugar a rotura de laderas o reactivaciones de deslizamientos (Moya y Corominas 1997, Corominas *et al.* 2002): (a) lluvias de gran intensidad y corta duración provocan deslizamientos superficiales, corrientes de derrubios y desprendimientos de forma generalizada; (b) episodios lluviosos de intensidad moderada a baja, prolongados durante varios días o algunas semanas, reactivan deslizamientos rotacionales, traslacionales y coladas de barro; (c) episodios estacionales e interanuales anormalmente húmedos producen reactivaciones en grandes deslizamientos. En contextos geológicos particulares las reactivaciones también pueden ocurrir con lluvias de corta duración.

En la Cordillera Cantábrica, se ha podido establecer, para los últimos 100.000 años, una relación entre períodos de aumento de las precipitaciones e incremento de la frecuencia de deslizamientos (González-Díez *et al.* 1996, 1999). A escala de las últimas décadas, es bien conocida la relación entre episodios de lluvias intensas (p.ej., en agosto de 1983) y deslizamientos, sobre todo superficiales (Remondo 2001, Remondo *et al.* 2004, Cendrero 2003, Cendrero *et al.* 2004, Remondo *et al.* 2004).

Los desprendimientos son frecuentes en épocas de lluvia. Sin embargo, también se producen por efecto de ciclos de hielo-deshielo, penetración de raíces o de manera espontánea inducidos por mecanismos de meteorización. Por este motivo, la relación con la precipitación es débil. Tanto en las laderas escarpadas de valles modelados por procesos glaciares, como en el resto de cantiles rocosos muestran juntas abiertas por descompresión que son fuente de desprendimientos. El ritmo de ocurrencia de desprendimientos parece estar sujeta a las fluctuaciones de la temperatura alrededor de 0° más que al régimen de precipitaciones como ocurrió durante la Pequeña Edad de Hielo (Grove 1972).

Deslizamientos superficiales y desprendimientos

En laderas recubiertas por depósitos de vertiente (coluviones) y rocas alteradas, las lluvias de gran intensidad y corta duración tienen capacidad para desencadenar deslizamientos y corrientes de derrubios y desprendimientos. En el Pirineo Oriental, el análisis de las isoyetas y su relación con la distribución de roturas en diversos episodios recientes ha permitido

establecer un umbral de intensidad de lluvia de 180-190 mm en 24-36 h (Gallart y Clotet 1988, Corominas y Moya 1999). En estos casos no era preciso lluvia antecedente. Por el contrario, lluvias persistentes de intensidad baja o moderada apenas provocan deslizamientos superficiales. Ello se debe a la presencia de grandes huecos interparticulares en los coluviones y de macroporos (moldes de raíces, tubificación, perforaciones de animales) en formaciones arcillosas meteorizadas que facilitan el drenaje rápido de las aguas de infiltración de las lluvias de baja intensidad y moderadas. Sólo las lluvias de gran intensidad permiten generar aumentos significativos de las presiones de agua en los poros que conducen a la rotura. Este umbral no está muy alejado de los 171 mm en 19 horas que en junio de 2000 provocaron numerosas corrientes de derrubios, deslizamientos y desprendimientos en Montserrat (Marquès *et al.* 2001).

Determinados contextos locales pueden modificar estas relaciones. En Cantabria, se ha comprobado la aparición de deslizamientos superficiales sobre las laderas de pendientes fuertes, esculpidas sobre materiales del Keuper, con intensidades de precipitación entre 50 y 65 mm/h, muy por debajo de lo esperado. La hipótesis que se está barajando es que durante los meses con mayor pluviosidad acumulada, se desarrolla un flujo de agua subterránea de alto caudal a través de tubificaciones existentes en arcillas del Keuper, ricas en yesos. En el momento que se produce un incremento de la intensidad de lluvia, los caudales se concentran rápidamente a través de las tubificaciones y son capaces de desencadenar argayos (deslizamientos superficiales) justo en el lugar de surgencia.

En desmontes de carreteras y ferrocarriles estos umbrales pueden variar substancialmente a la baja. Esto se debe a que la estabilidad de los desmontes está también condicionada por la geometría (ángulo y altura del desmonte) y el procedimiento de excavación que, según haya sido con procedimientos mecánicos o con explosivos puede afectar a la calidad de la roca. Así, el umbral de lluvia para generar roturas en laderas y desmontes de Asturias se ha establecido en 60 mm en 24 horas (Domínguez *et al.* 1999, Domínguez 2003) y en el Pirineo Oriental en 110 mm en 24 horas (Moya y Corominas 1997, Moya 2002), muy por debajo del observado en laderas naturales. Esta disminución se explica también por la escasez de suelo capaz de almacenar agua en pendientes de desmontes.

Deslizamientos y coladas de tierras

Las coladas de tierras y los deslizamientos rotacionales y traslacionales, con volúmenes de algunas decenas a cientos de miles de metros cúbicos, suelen reactivarse durante episodios de moderada intensidad, entre 40 y 100 mm de lluvia en 24 h, con la condición de que se hayan acumulado 90 mm o más de lluvia en los días precedentes (Corominas y Moya 1999). Este tipo de deslizamientos tienen lugar en formaciones geológicas arcillosas y limo-arcillosas de baja permeabilidad. En estas formaciones la infiltración del agua de lluvia está controlada por el tamaño de las partículas y, en menor medida, por las fisuras y la recarga a través de capas más permeables como las areniscas interestratificadas. Los citados autores han establecido el siguiente umbral para el Pirineo:

$$I = 66.1 D^{-0.59}$$

Donde I, es la intensidad media de lluvia en milímetros por día y D es la duración de la tormenta en días. La expresión es válida para episodios lluviosos de más de una semana de duración, que hayan acumulado, por lo menos, 90 mm de lluvia.

Grandes deslizamientos

Los registros históricos muestran que la mayoría de primeras roturas de grandes deslizamientos han sido desencadenadas por factores no climáticos (Corominas 2000). Por el contrario, la lluvia es la causa más frecuente de la reactivación de deslizamientos latentes y de la aceleración de los ya activos. La relación entre la lluvia y la actividad de los deslizamientos no se puede establecer fácilmente; esto es debido a que el comportamiento hidrológico de los grandes deslizamientos no se comprende todavía suficientemente. El avance en este campo requiere una modelación mecánico-hidrológica compleja que requiere gran cantidad de datos del terreno e instrumentales, raramente disponibles. En general los largos periodos húmedos (a escala estacional, anual o decenal) parecen tener cierta influencia en la reactivación de los grandes deslizamientos (figura 12.B.1) aunque, a menudo, la relación solo puede establecerse de manera cualitativa.

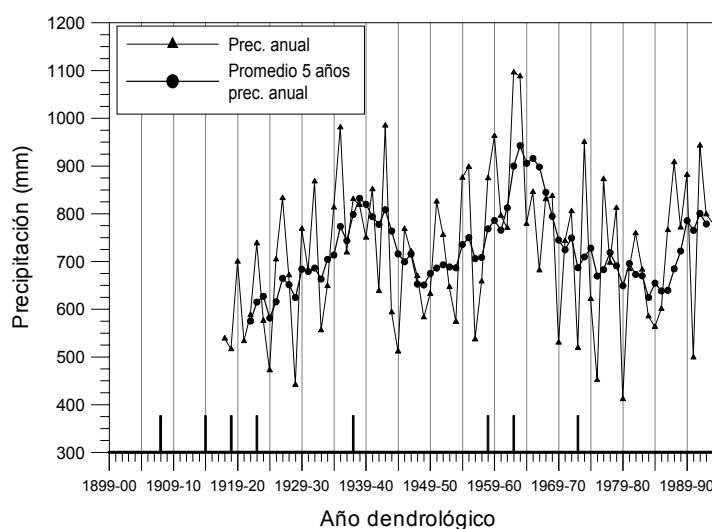


Fig. 12.B.1 . Episodios de reactivación (barras verticales) del deslizamiento del Barranco de Boés en Llavorsí (Pirineo Central) y su relación con la lluvia media anual y la de cinco años registrada en la estación meteorológica de Capdella. Los episodios de reactivación se han identificado mediante análisis dendrogeomorfológico (Corominas et al. 2004).

Sin embargo, en contextos geológicos muy particulares que favorecen la inestabilidad, sea por el aporte extraordinario de agua subterránea (p.ej. contacto con macizos cársticos) o por cambios topográficos bruscos (p.ej. la erosión del pie), los deslizamientos pueden reactivarse con episodios de lluvia de corta duración gran intensidad. Algunos casos se pudieron observar durante las intensas lluvias de 6-7 de Noviembre de 1982 en el Pirineo Oriental (Corominas y Alonso 1990). Asimismo, algunos deslizamientos están en permanente movimiento, como en Vallcebre (Pirineo Oriental), con un volumen estimado de más de $20 \times 10^6 \text{ m}^3$ (Corominas et al. 1999). La presencia de grietas, que facilitan la entrada directa del agua de lluvia al deslizamiento, junto con la erosión del pie por un torrente posibilitan la aceleración del movimiento en cuestión de unas pocas horas (figura 12.B.2).

La omisión de estos aspectos puede conducir a una equivocada percepción del papel del clima en el desencadenamiento de los deslizamientos.

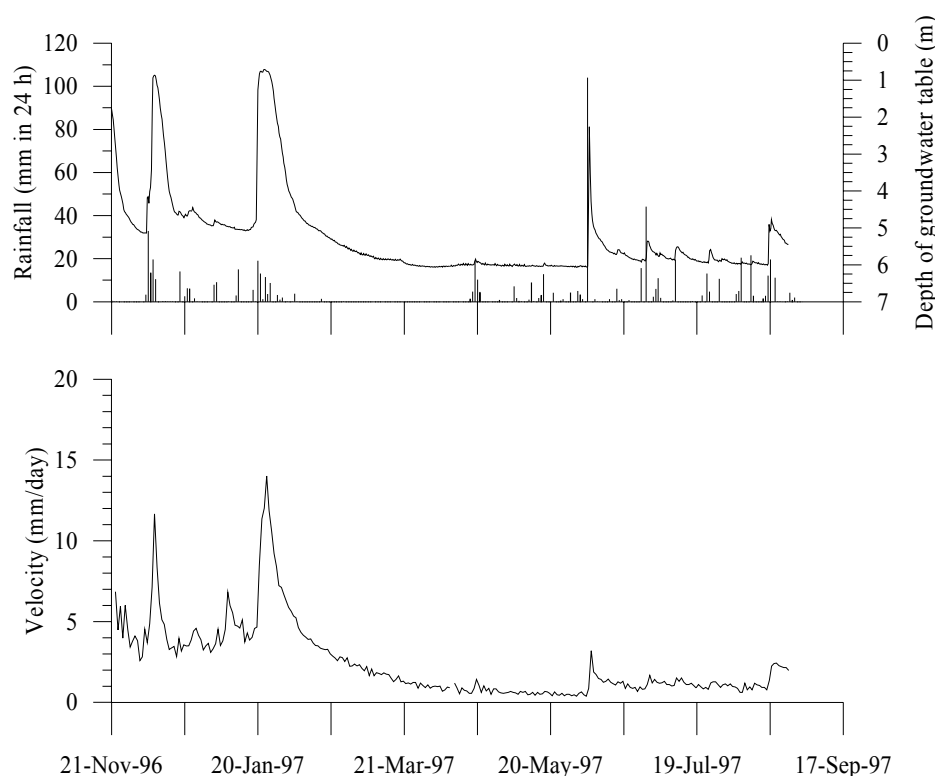


Fig. 12.B.2. Episodio lluvioso y respuesta del deslizamiento de Vallcebre (Barcelona). Arriba: registro de lluvia (barras verticales) y cambios de los niveles de agua subterránea en el sondeo S-2. Abajo: velocidad de desplazamiento horizontal de la superficie del terreno en la boca del sondeo (Corominas *et al.* 1999).

12.B.2.1.3. Distribución espacial de la inestabilidad

La distribución de los deslizamientos por España está controlada por dos elementos fundamentales: el relieve y la presencia de materiales susceptibles (tabla 12.B.2). También influyen, pero en menor medida, la vegetación y el tipo de uso del terreno. El clima, la erosión y los terremotos son, por ese orden los mecanismos desencadenantes más frecuentes. Los sectores occidental y central de la Península, que constituyen el zócalo hercínico de la Meseta, son los menos problemáticos. Esto se debe a las características resistentes de los materiales (rocas plutónicas, gneises, cuarcitas y esquistos) y a la suave morfología (Araña *et al.* 1992). Por el contrario, las cordilleras alpinas presentan el mayor número de fenómenos, favorecido por el joven relieve de las cordilleras, la elevada pluviosidad y la presencia de litologías susceptibles. La naturaleza eminentemente carbonatada de los rebordes montañosos de la Meseta, confiere a estas zonas una relativa estabilidad; no obstante las formaciones arcillosas y arenosas, abundantes en ciertas áreas de la Cordillera Cantábrica, son altamente inestables. En las depresiones terciarias, son usuales los relieves tabulares debido a la disposición subhorizontal de los estratos. Los ríos que drenan estas depresiones excavan amplios valles en los que las vertientes constituidas por materiales arcillosos o limolíticos experimentan abundantes procesos de inestabilidad.

Tabla 12.B.2. *Litologías inestables en España, tipos de roturas asociadas y su distribución geográfica (síntesis a partir de datos de Corominas 1985, Corominas 1989, Araña et al. 1992, Corominas 1993).*

<u>Litología</u>	<u>Edad</u>	<u>Tipo de rotura</u>	<u>Area</u>
Pizarras negras	Silúrico	Deslizamientos, Coladas de tierras	Pirineo
Yesos y arcillitas	Keuper	Deslizamientos rotacionales y traslacionales, coladas de tierras	Pirineo, Cordilleras Costeras Catalanas, Cordillera Cantábrica, Sistema Ibérico, Sierra Tramuntana, Subbéticas
Arcillas rojo-violáceas, margas y limolitas (Facies Weald)	Cretácico inferior	Deslizamientos rotacionales y traslacionales	Cordillera Cantábrica Sistema Ibérico
Alternancias de margas azules con calizas	Aptiense	Deslizamientos rotacionales y coladas de tierras	Sistema Ibérico
Alternancias de lutitas, areniscas rojas, lignitos (Facies Garum)	Cretácico Superior	Deslizamientos rotacionales, traslacionales, coladas de tierras	Pirineo
Arcillas margosas	Eoceno inferior - Luteciense	Deslizamientos rotacionales, coladas de tierras	Prepirineo Sierras Prebéticas
Margas y alternancias de arenisca, margas y calizas (Facies Flysch)	Eoceno inferior	Coladas de tierras, deslizamientos	Pirineo, Costa Cantábrica
Yesos masivos	Oligoceno	Desprendimientos y vuelcos	Depresión del Ebro
Arcillas, limos arenosos	Mioceno	Deslizamientos rotacionales, coladas de barro	Cuenca del Duero, Tajo. Depresiones intramontañosas del Vallès-Penedès, Cerdanya, Granada, Hoya de Alcoy
Grandes bloques y gravas rodeados de matriz arenosa-limosa o arcillosas (Till glaciar)	Pleistoceno	Corrientes y aludes de derrubios. Deslizamientos rotacionales	Pirineo, Cordillera Cantábrica,
Gravas, arenas, limos y arcillas (coluvión)	Pleistoceno-Holoceno	Deslizamientos y corrientes de derrubios	Todas las cordilleras
Basaltos	Mioceno, Plioceno, Pleistoceno	Grandes deslizamientos Desprendimientos	Islas Canarias, Región de Olot

Teniendo en cuenta el contexto morfolitológico, hay que distinguir tres grandes dominios para los deslizamientos: (a) las principales cordilleras, (b) las depresiones neógenas y (c) las costas acantiladas.

(a) Roturas en las grandes cordilleras. Los Pirineos, la Cordillera Cantábrica, Sistema Ibérico, las Cordilleras Béticas y las Sierras Costeras Catalanas, concentran una parte importante de las roturas debido a la coincidencia de un relieve acusado, esculpido en gran parte por sistemas morfogenéticos glaciares y/o periglaciares (activos o relictos), la presencia de terrenos susceptibles, y un régimen de lluvias favorable, especialmente en el entorno mediterráneo. Dos factores del relieve, favorecedores de la inestabilidad, destacan sobre los demás: el empinamiento de las laderas por la acción erosiva de los glaciares pleistocenos y el encajamiento de la red fluvial actual, en algunos casos favorecida por mecanismos de levantamiento orogénico (i.e. valle del río Guadalfeo, Cordilleras Béticas). Los materiales susceptibles a deslizar son claves en la aparición de roturas. Diversas son las formaciones litoestratigráficas sensibles que están con frecuencia afectadas por fenómenos de inestabilidad.

Una síntesis de las litologías más susceptible en los Pirineos puede encontrarse en Corominas y Alonso (1984). En esta cordillera las pizarras silúricas han dado lugar a grandes roturas en Pardines y Nevà (Girona), Pont de Bar y Arduix (Lleida), preferentemente coladas de tierras pero también deslizamientos traslacionales (Bru *et al.* 1984a, Fleta 1988). Asimismo las margas y yesos del Keuper causan deslizamientos rotacionales y coladas en Pont de Suert. Las facies flysch mesozoicas originan roturas complejas rotacionales y coladas o deslizamientos sobre capas desde la zona de los Nogueras hasta de depresión de Jaca. En los depósitos glaciares (tills) son abundantes las corrientes y aludes de derrubios, y los deslizamientos rotacionales (Brocal 1984, Bru *et al.* 1984b). Las roturas de estos materiales han dejado profundas cicatrices en La Guingueta, Arties, Taüll, Capdella y Bono (Lleida), Senet y Benasque (Huesca). Los coluviones recubren gran parte de las laderas y dan lugar deslizamientos y coladas de derrubios. Han sido especialmente significativos los sucesos de octubre de 1937 en la cuenca alta del Segre, octubre de 1940 en la cuenca del Ter, noviembre de 1982 en las cuencas de los ríos Llobregat, Segre y Nogueras.

En la cordillera Cantábrica son particularmente abundantes las formaciones sedimentarias de arcillas con intercalaciones de margas y limolitas de la Facies Weald y las facies del Keuper. Estas formaciones dan lugar a deslizamientos rotacionales y traslacionales como en el valle del Pas (Fernández-Montero y García Yagüe 1984) y en los valles del Miera, Saja y Besaya (García-Yagüe y García-Álvarez 1988, González-Diez *et al.* 1996). Los niveles de lignitos presentes en las formaciones del Carbonífero del valle del Sil favorecen también los grandes deslizamientos traslacionales. Igual que en los Pirineos, los recubrimientos coluviales son la fuente de deslizamientos superficiales y corrientes de derrubios; así quedó de manifiesto en agosto de 1983 en el País Vasco y Cantabria. En las Cordilleras Béticas los materiales inestables son relativamente jóvenes. Las arcillas y margas del Cretácico inferior-medio originan coladas de barro como en los Olivares (Rodríguez-Ortiz y Durán 1988, Chacón y López 1988). En el dominio Bético abundan los deslizamientos traslacionales y rotacionales y las corrientes de derrubios, especialmente en filitas (El Hamdouni 2001, Chacón *et al.* 2003) mientras que en el Subbético, el predominio de afloramientos de margas jurásicas y cretácicas se refleja en una abundancia de coladas de tierras (Irigaray y Chacón 1991, Irigaray 1995). En la cordillera Ibérica, las intercalaciones margosas entre las formaciones calcáreas han permitido el desarrollo de grandes deslizamientos y coladas de tierras, como en Puebla de Arenoso (Castellón).

Además de la presencia de una formación litológica susceptible, también la disposición estructural de la misma condiciona la aparición de roturas. Incluso en formaciones rocosas resistentes ocurren fenómenos de inestabilidad con cierta frecuencia, que aprovechan debilidades estructurales (planos de estratificación, diaclasas, fallas, planos de esquistosidad). Cuando estas últimas buzan de modo desfavorable en relación a la orientación de la ladera, pueden producirse deslizamientos de grandes dimensiones tanto en formaciones calcáreas, como en granitos o en areniscas. Esto especialmente observable en los conjuntos sedimentarios del Prepirineo, Cordillera Cantábrica y Cordilleras Béticas. De este modo se explican los grandes deslizamientos traslacionales como los de Vallcebre (Corominas *et al.* 1999), los del valle del Magdalena-Pas y Miera en Cantabria (González-Diez 1995, González-Diez *et al.* 1999), los de la Cuenca Carbonífera Asturiana (Menéndez 1994; Domínguez 2003). En cordilleras Béticas los deslizamientos traslacionales están asociados a metapelitas y los rotacionales a filitas y esquistos (Chacón y Soria 1992, Fernández *et al.* 1997a).

Asimismo, el relieve empinado junto con las condiciones climáticas rigurosas (heladas), facilitan el desarrollo y apertura de grietas facilitando la aparición de desprendimientos y vuelcos en estas formaciones rocosas. En los relieves calizos y de cuarcitas cantabros, la desfavorable orientación de los estratos y diaclasas ha favorecido el desarrollo de avalanchas de rocas (Jiménez 1997, Menéndez y Marquínez 2002).

Los aludes de nieve tienen lugar en las principales cordilleras. Si atendemos al número de víctimas mortales por cordilleras, se observa que el 61% de las mismas se han producido en el Pirineo de Aragón y Navarra y el 26% en el Pirineo de Cataluña. La accidentalidad ha sido el doble en el Pirineo de Cataluña que en el de Aragón, no obstante la gravedad de los accidentes ha producido más víctimas en esta última zona. El número de víctimas mortales en la Cordillera Cantábrica fue de 5 muertos (4 en Asturias y 1 en Palencia) y en Sierra Nevada (Granada) de uno para el mismo período considerado.

(b) Depresiones neógenas. Los valles del Duero, del Tajo y del Guadalquivir así como las depresiones intramontañosas como las de la Cerdanya, Vallès-Penedès, el Bierzo, Hoya de Alcoy o Depresión de Granada, se encuentran rellenas de potentes formaciones detríticas entre las que aparecen importantes paquetes de arcillas continentales y marinas así como formaciones yesíferas interestratificadas con margas. La migración de los meandros de los cursos principales, que conlleva la erosión del pie de las laderas, es la causa principal de deslizamientos traslacionales y rotacionales en las márgenes del Duero (Berganza y Modrano 1978, Martínez y García Yagüe 1988, Monterrubio *et al.* 2001), de desprendimientos y vuelcos en las márgenes del Ebro (Gutiérrez *et al.* 1994) y del Guadalquivir. Mientras que el encajamiento de la red afluyente inestabiliza las laderas en la cuenca baja del río Llobregat (Bordonau y Vilaplana 1987), en la cuenca del río Anoia (Barcelona), en la cubeta del Bierzo (Alonso y Lloret 1988) y en la Depresión de Granada (Chacón *et al.* 2001 y 2003). Aunque estos deslizamientos no suelen ser de grandes dimensiones algunos alcanzan varios millones de metros cúbicos como en Benamejé (Córdoba) o Hontoria y Tariego de Cerrato (Valladolid).

(c) Acantilados costeros e Islas Volcánicas. El conjunto de la costa cantábrica desde el País Vasco hasta Asturias muestra numerosos fenómenos de deslizamiento por erosión y descalce de los acantilados. Especialmente los afloramientos de flysch eoceno en el País Vasco (Salazar y Ortega 1990) y bahía de Cádiz (Andreu y Martínez-Alegria 1984), las facies Keuper de Asturias (González-Villarías 2001) y la costa norte de Mallorca (Ferrer *et al.* 1997, Mateos 2001). Los macizos graníticos y de calizas fracturadas en la Costa Brava, dan lugar a frecuentes desprendimientos de bloques y cuñas rocosas. En el archipiélago canario, la erosión y retroceso de los apilamientos de lava genera imponentes acantilados con frecuentes desprendimientos.

Las Islas Canarias suponen un contexto muy particular. El apilamiento de sucesivas coladas de lava y materiales piroclásticos ha construido edificios volcánicos en los que se han originado las roturas de mayores dimensiones conocidas en España, del orden de varios kilómetros cúbicos, como la del valle de la Oratava y Tegui en Tenerife (Bravo 1962, Ancochea *et al.* 1990, Watts y Masson 1995) la del Golfo en Hierro (Soler 1997), la Palma (Carracedo *et al.* 1999) etc. Estas roturas son prehistóricas y aunque las hipótesis de rotura más aceptadas apuntan hacia un origen asociado a la acumulación de materiales volcánicos, las inyecciones de diques y sismicidad relacionada, así como erosión marina, no hay que descartar la influencia climática como factor coadyuvante (Hürlimann *et al.* 1999) e, indirectamente, el descenso del nivel del mar asociado a los episodios glaciales (Carracedo *et al.* 1999, Ablay y Hürlimann 2000). En Gran Canaria, las superficies de rotura de los grandes deslizamientos de la Depresión de Tirajana han aprovechado la presencia de niveles débiles (tobas, cenizas e ignimbritas) intercalados entre las coladas de lava (Lomoschitz *et al.* 2002).

12.B.2.1.4. Distribución estacional de la inestabilidad de laderas

Existe una marcada heterogeneidad en la distribución temporal de las roturas entre el entorno mediterráneo y el resto de la península. En el siglo pasado, los episodios más importantes de inestabilidad de laderas en las Sierras Costeras Catalanas, Pirineo Oriental y Cordillera Ibérica, se han concentrado fundamentalmente en otoño – Octubre y Noviembre – aunque

esporádicamente ha habido episodios distribuidos por las otras estaciones. En la Cordillera Cantábrica, en las Cordilleras Béticas y en las Depresiones Neógenas predominan las roturas en la época invernal. Un análisis de las roturas de la Cuenca Carbonífera Asturiana a lo largo de un periodo de 15 años (1980-1995) muestra que la mayoría de las 213 roturas producidas tienen lugar en noviembre, diciembre y abril (Domínguez 2003). Sin embargo, no son insólitos los episodios de lluvias de primavera-verano que dan lugar a numerosos deslizamientos. Por ejemplo, el ya citado de agosto de 1983 ha sido probablemente el que más deslizamientos ha causado en las últimas décadas en Cantabria y el País Vasco (Remondo *et al.* 2004). En las Islas Canarias, los deslizamientos y desprendimientos se concentran preferentemente durante los meses de invierno.

12.B.2.1.5. Cambio en la frecuencia de las roturas y reactivaciones recientes

Los últimos decenios del siglo pasado han sido especialmente activos en los que se refiere a la ocurrencia de nuevas roturas y reactivaciones. En el Pirineo central y oriental, las reactivaciones de deslizamientos y coladas de tierras de tamaño mediano y grande (figura 12.B.3) se han incrementado. Observando el registro de reactivaciones obtenido mediante técnicas dendrogeomorfológicas, que cubre la totalidad del siglo pasado, se observa una cierta ciclicidad con la presencia de dos periodos húmedos de mayor actividad: 1905-1930 y 1958-1987. La existencia de un periodo de relativa tranquilidad abarca desde los años 30 hasta los 50 así como el aumento de la actividad en el último tercio de siglo pasado ha sido también observado en algunas regiones europeas, aunque no se produce de manera simultánea (Eisbacher and Clague 1984, Brunsden and Ibsen 1994, Janbu *et al.* 1995, Noverraz *et al.* 1998).

De todos modos, no debe olvidarse que las alteraciones de origen antrópico pueden traducirse en cambios significativos en la frecuencia de las roturas. Análisis llevados a cabo en la zona cantábrica (Remondo 2001, Remondo *et al.* 2004, Cendrero 2003, Cendrero *et al.* 2004) han puesto de manifiesto que la frecuencia de deslizamientos y el volumen movilizado por los mismos se multiplicó prácticamente por diez entre 1954 y 1997, sin que ese notable aumento se haya podido correlacionar con incrementos comparables en la precipitación total, número de tormentas o número anual de días de lluvia por encima de determinados umbrales, que no muestran cambios significativos. Sí parece existir, por otra parte, una relación entre el grado de intervención humana sobre el territorio, a través de acciones muy diversas ligadas a su vez a la actividad económica en su conjunto. Lo que parece indicar esto es que la intervención humana modifica la sensibilidad de la capa superficial a la acción del principal agente desencadenante, la lluvia, de modo que disminuye de forma importante la resistencia a la rotura y, por tanto, el umbral de precipitación necesario para desencadenar deslizamientos.

Hay pocos datos en España referentes a series temporales que nos informen directamente sobre la actividad de aludes de nieve. En Cataluña, la comunidad donde se empezó a recoger datos sistemáticos sobre aludes y su peligrosidad (Vilaplana y Martínez 1996) los datos analizables del ICC, dan alguna idea sobre tendencias. Si tenemos en cuenta los factores climáticos que condicionan el manto nivoso (temperatura y precipitación de la temporada invernal), la interpretación termopluviométrica nos indica que entre la temporada 1977-78 (inicio de la serie nivo meteorológica del Pirineo catalán) y 1986-87 se aprecia un equilibrio de los valores anuales de temperatura y precipitación en relación a los valores medios de la serie con una cierta desviación hacia los valores más fríos. En cambio, entre las temporadas entre 1987-88 y 2001-2002 se aprecian unos valores más desequilibrados, con una preferencia a desviarse hacia valores más cálidos (entre 0.5 y 2.5°C con respecto a la media), alternando inviernos más secos con inviernos más cálidos.

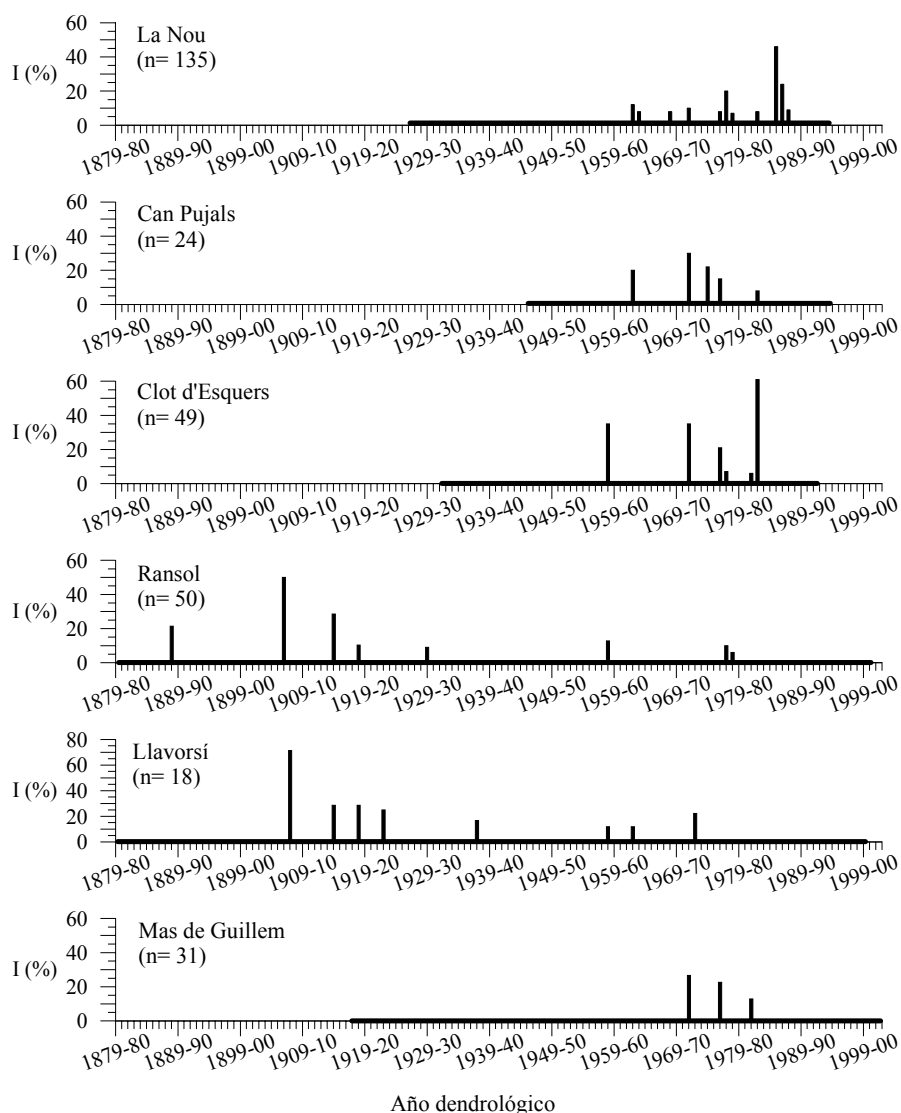


Fig. 12.B.3. Sucesos de reactivación, expresados por barras verticales, deducidos del análisis dendrogeomorfológico de seis movimientos repartidos por el Pirineo Oriental. I: índice de actividad (porcentaje de árboles muestreados que presentan respuesta); n: número de árboles muestreados; la línea gruesa inferior indica el periodo cubierto con los árboles muestreados (Corominas et al. 2004).

En la base de datos del ICC se recoge una serie nivometeorológica de los últimos 25 años. La información actualmente disponible sobre la actividad de aludes es muy fragmentaria por lo que difícilmente se pueden extraer conclusiones. Para los últimos años de la serie la información es más precisa pero abarca un período no representativo. A pesar de que en los últimos años se producen más nevadas en primavera, no se puede establecer relación con respecto a la actividad de aludes ni a su tipología. En los eventos de mayor magnitud no se aprecia que los aludes de nieve reciente disminuyan a favor de los aludes de fusión. Tampoco se aprecia la aparición de episodios de slush flow, únicamente hay uno reseñado en el Pirineo de Lleida (Furdada et al. 1999).

12.B.2.2. La inestabilidad de laderas en el pasado. Relación con el clima

12.B.2.2.1 Criterios para establecer el origen climático de la inestabilidad de laderas respecto otros posibles orígenes

La evidencia que las lluvias son los principales responsables de la rotura de muchas laderas lleva a la pregunta de si los diferentes tipos de deslizamientos llevan asociados señales climáticas específicas. La pregunta la podemos trasladar al momento actual: ¿la actividad de los deslizamientos actuales permite inferir un contexto climático inequívoco? ¿Qué otros factores pueden cuestionar las interpretaciones climáticas de la actividad de los deslizamientos?

Los primeros trabajos sobre el tema (Starkel 1985) sugerían un sincronismo de las fases de avance glacial, de solifusión y de descenso del límite superior del bosque en coincidencia con tormentas intensas, lluvias persistentes y años húmedos y una mayor actividad de los deslizamientos. Sin embargo, estudios recientes más completos muestran que los factores no climáticos a menudo difuminan las señales climáticas (Berrisford y Matthews 1997) y que las series de deslizamientos contienen con frecuencia movimientos de origen no climático. Por este motivo, antes de establecer relaciones causa-efecto, hay que realizar una selección cuidadosa del grupo de deslizamientos para asegurar que sólo el clima es responsable de su actividad.

No existe ningún tipo concreto de rotura de ladera o característica morfológica en una rotura aislada que indique de manera inequívoca que ha sido provocada por las lluvias o fenómenos climáticos. Tanto las lluvias como los terremotos causan desprendimientos, deslizamientos, corrientes de derrubios, coladas de tierras y grandes deslizamientos. Cuando se trata de deslizamientos recientes, ocurridos en las últimas décadas o en el último centenar de años, es posible, en principio, inferir el mecanismo desencadenante de los mismos contrastando su edad con los registros de lluvias, de inundaciones y de terremotos. Lo anterior no es factible en el caso de deslizamientos antiguos (de varios centenares a miles de años de edad). Sin embargo, el mecanismo desencadenante puede deducirse, en ocasiones, a partir del análisis de poblaciones de deslizamientos. Los métodos utilizados se basan en la presencia de diversos rasgos concurrentes. Para ello se necesita de una población de deslizamientos contemporáneos de edad conocida. La hipótesis principal consiste en que la agrupación de los deslizamientos en un mismo lapso de tiempo indica que comparten el mismo mecanismo desencadenante. La tipología de la población de deslizamientos puede proporcionar alguna clave para la identificación del factor desencadenante (tabla 12.B.3). Existe una relación directa entre la distribución espacial de los deslizamientos y en relación al mecanismo desencadenante: clima, sismo, incisión fluvial (Palmquist y Bible 1980, Crozier 1991). Los dos primeros causan roturas distribuidas por grandes áreas. Sin embargo, los deslizamientos desencadenados por un sismo tienden a ajustarse a una elipse cuyo eje mayor está centrado en la falla que lo ha causado mientras que la lluvia provoca deslizamientos distribuidos de manera más homogénea por la región. Además, el tamaño modal de los deslizamientos causados por sismos es mayor que los inducidos por las lluvias. Los episodios lluviosos pueden producir roturas aisladas de grandes deslizamientos pero aparentemente sólo los sismos pueden producir numerosas roturas profundas de las laderas de forma simultánea. Los deslizamientos producidos por la incisión fluvial se encuentran sólo al pie de las laderas, en el fondo del valle.

Otros tipos de movimientos de ladera, como las avalanchas rocosas han sido considerados como inducidos por los sismos (Schuster *et al.* 1992). La inferencia sísmica se ha obtenido también a partir de la ocurrencia masiva de desprendimientos rocosos (Bull *et al.* 1994). Desprendimientos datados mediante liquenometría fueron considerados como resultado de las sacudidas sísmicas después de calibrar las distribuciones de frecuencia del tamaño de los líquenes con la actividad sísmica histórica.

Tabla 12.B.3. Características de los deslizamientos en relación con el clima y los terremotos.

<u>Tipo de deslizamiento</u>	<u>Causa sísmica</u>	<u>Causa climática</u>
Roturas generalizadas	Roturas aparecen distribuidas en torno a la falla activa, construyendo una elipse con el semieje mayor paralelo a la traza de la misma. Tamaño modal grande	Roturas distribuidas por regiones distantes Tamaño modal menor que los producidos por sismos
Desprendimientos	Desprendimientos simultáneos	Asociados a ciclos de hielo-deshielo A menudo provocados por la lluvia Umbrales sin lógica Raramente por causas climáticas
Avalanchas rocosas Corrientes de derrubios y deslizamientos superficiales Coladas de tierras	Agrupaciones de avalanchas rocosas Posible si el contenido de agua en la ladera es grande Frecuentes durante los terremotos	Tormentas de gran intensidad y corta duración Intensidad moderada y larga duración para reactivar movimientos latentes Poca lluvia para movimientos activos Intensidad moderada y larga duración para reactivar movimientos latentes Raramente primeras roturas Lluvia estacional o anual reactiva deslizamientos latentes o acelera activos. Relación compleja.
Deslizamientos rotacionales y traslacionales Grandes deslizamientos	Tienen relación con los terremotos, si bien suelen activarse después de algunos días Agrupaciones de primeras roturas	

Los movimientos más característicos por causas climáticas son las corrientes de derrubios y los deslizamientos superficiales aunque el origen sísmico no puede descartarse en regiones tectónicamente activas. Los deslizamientos rotacionales y las coladas de tierras son producidos tanto por lluvias como por sismos. Hay que prestar atención a los movimientos de flujo (coladas de tierras) ya que pueden permanecer activos durante siglos. En este caso, no es posible establecer una relación con los mecanismos desencadenantes.

No hay que olvidar que algunos periodos con mayor frecuencia de deslizamientos están asociados a la erosión costera o fluvial. El clima ejerce un control directo sobre las crecidas fluviales y temporales marinos pero la erosión continuada de la base de los acantilados y la de los depósitos acumulados al pie de los mismos son los que controlan la estabilidad a largo plazo.

Las técnicas de análisis multicriterio (análisis de rasgos geomorfológicos, relaciones de yacencia, dataciones absolutas y relativas) han sido utilizadas en Canarias (Lomoschitz y Corominas 1992, Lomoschitz *et al.* 2002) y la Cordillera Cantábrica (González-Díez 1995, González-Díez *et al.* 1996, González-Díez *et al.* 1999, Jiménez 1997) para agrupar los deslizamientos en poblaciones de edad parecida.

A pesar de que el clima no constituya el único desencadenante de deslizamientos ejerce un importante papel en la resistencia del terreno, a través de su control de las presiones de agua en el mismo; y, por lo tanto, tiene una gran influencia, aunque indirecta, en la formación de deslizamientos desencadenados por otros mecanismos.

12.B.2.2.2. Efectos de la variabilidad climática sobre inestabilidad de laderas a partir de series de deslizamientos datados

Como se ha indicado, no todos los deslizamientos prehistóricos pueden atribuirse a condicionantes del clima. Las enormes aberturas laterales de los edificios volcánicos en Gran Canaria (Barranco de Tirajana) o en Tenerife (Valle de la Oratava, Valle de Güimar) se deben al deslizamiento de gigantescos paquetes de lava y piroclastos, durante el Plioceno y Pleistoceno y su origen se atribuye en general a la sismicidad asociada a erupciones volcánicas, a las presiones de gases y diques inyectados en los edificios volcánicos, a la erosión marina, etc

En zonas de sismicidad moderada o reducida se puede suponer que la actividad de los grandes deslizamientos ha sido asociada a los periodos húmedos. En el valle del Pas, la distribución espacial y la tipología de los deslizamientos, agrupados según su edad, ha permitido establecer hipótesis razonables sobre el origen climático, sísmico, por incisión fluvial y antrópico (González-Díez 1995, González-Díez *et al.* 1996,; González-Díez *et al.* 1999). Ello ha permitido el uso de los deslizamientos datados como indicadores del clima pasado (figura 12.B.4).

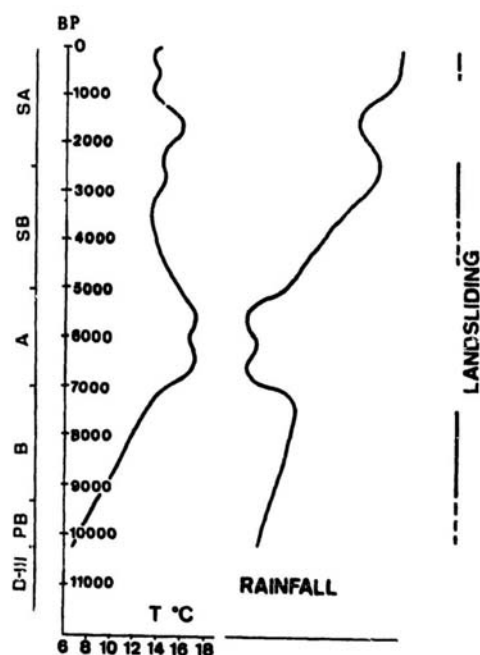


Fig. 12.B.4. Relación entre pluviosidad, temperatura y ocurrencia de deslizamientos en el Valle del Magdalena-Pas, Cordillera Cantábrica (González-Díez *et al.* 1996)

Los datos de la Cordillera Cantábrica (González-Díez *et al.* 1999) indican que los periodos de mayor actividad de los deslizamientos corresponderían al inicio del último periodo interglacial (125.000 BP), al inicio del deshielo glacial coincidiendo con un aumento de las temperaturas (50.000-45.000 BP), en un corto episodio interglacial (25.000-20.000 BP), coincidiendo con la deglaciación y el aumento de la pluviosidad al final del Dryas III (15.000-5.000 BP), coincidiendo con la colonización Neolítica y la subsiguiente deforestación y un aumento de la precipitación (5.000-3.000 BP), en la segunda mitad del periodo 3.000-200 BP, especialmente

los siglos XVI-XVIII, fase en la que la actividad de los astilleros implicó una importante tala de bosques de la región y, por último, en el siglo XIX coincidiendo con el final de la Pequeña Edad de Hielo y con un aumento de la precipitación y una mayor intervención humana. En los Pirineos varias de estas fases también han sido observadas (Moya *et al.* 1997).

12.B.3. IMPACTOS PREVISIBLES DEL CAMBIO CLIMÁTICO

Basándonos en los escenarios previstos para la Península Ibérica (ver Capítulo 1), cuatro aspectos se han tenido en cuenta en relación a las consecuencias del cambio climático sobre la estabilidad de las laderas: (a) un aumento de la precipitación invernal en la Cornisa Cantábrica y cuenca norte del río Duero; (b) reducción de la precipitación en términos absolutos y posible aumento de la irregularidad de las precipitaciones en el arco mediterráneo; (c) ascenso moderado del nivel del mar; y (d) aumento de las temperaturas con el consiguiente desplazamiento altitudinal de la vegetación.

En lo relativo a aludes de nieve, el trabajo de Glazovskaya (1998) pronostica que la innivación y la actividad de aludes en la Península Ibérica no sufrirán cambios en el futuro, pero pone de manifiesto la necesidad de estudios más precisos, en un contexto regional mejor delimitado en relación a esta temática.

12.B.3.1. Cambios esperables en la aparición de nuevas roturas según la tipología de los movimientos

No se espera la aparición de nuevas roturas de grandes dimensiones debido a la ausencia de largos episodios húmedos y porque el ascenso del nivel del mar será un factor que reduce las posibilidades de encajamiento de la red fluvial. Sólo en las cordilleras Béticas las crecidas torrenciales pueden favorecer la formación de nuevas roturas, por socavación lateral, en las laderas constituidas mayoritariamente por pizarras. Existe gran incertidumbre sobre el aumento de las lluvias torrenciales. Christensen y Christensen (2003) prevén un incremento en la frecuencia de lluvias torrenciales durante los meses de verano en Europa, aunque los resultados en la Península Ibérica tienen un alto grado de incertidumbre. Otros autores (ver Capítulo 1), por el contrario, consideran que no se alteraría significativamente el grado de torrencialidad de las precipitaciones. De todos modos, es de esperar el aumento de deslizamientos superficiales, corrientes de derrubios y desprendimientos debido a las alteraciones de origen antrópico y a una menor protección de las laderas por la vegetación que tendrá unas condiciones climáticas más adversas para su desarrollo y se verá afectada por el aumento de los incendios. La sustitución de las especies vegetales favorece las roturas especialmente en aquellas zonas en las que la vegetación autóctona es substituida por otra con raíces más superficiales y que proporciona una menor sujeción de la formación superficial. En la Comarca de los Serranos (Valencia), se ha observado que el umbral de lluvias capaces de producir de las roturas ha disminuido después de varios incendios (Izquierdo y Abad 1997).

El aumento de la temperatura en las cordilleras alpinas favorecerá del aumento de los desprendimientos en las cotas más elevadas que, en la actualidad, están protegidas de los contrastes térmicos por la presencia de un manto nival prácticamente desde el mes de diciembre hasta mayo. La fusión del permafrost puede incrementar las corrientes de derrubios. Aunque no se dispone de datos sobre la distribución actual del permafrost, su extensión es, en el mejor de los casos, muy reducida y restringida a las cotas más elevadas de la cordillera Pirenaico-Cantábrica y de las Béticas. Finalmente, en las costas rocosas, el ascenso del nivel del mar favorecerá la erosión, descalce y rotura de los acantilados constituidos por formaciones pétreas débiles (flysch, arcillas y areniscas, lavas y piroclastos, etc.). En el siglo XXI, sin embargo, las últimas previsiones reducen dicho ascenso a apenas algunos decímetros (Sánchez-Arcilla *et al.* 2004), lo que limitará la aparición de nuevas roturas.

Para aludes de nieve, el Informe sobre el cambio climático en Cataluña, elaborado por el *Consell Assessor per al Desenvolupament Sostenible de la Generalitat de Catalunya*, pronostica que el aumento de la temperatura provocará un desplazamiento altitudinal en la posición del manto nivoso en el Pirineo que se situaría por encima de los 2000 m y disminuiría su superficie total. En consecuencia podríamos interpretar una disminución del área expuesta a aludes. El mismo informe advierte que, en base a algunos estudios globales sobre predicción de precipitación, es esperable, en nuestras latitudes, una disminución de los días de precipitación pero un incremento de la precipitación global, lo que implicaría un aumento en la intensidad de los eventos. En relación a la tipología de aludes, sería esperable una mayor frecuencia de los aludes de fusión y, eventualmente de los aludes tipo *slush flow*. De todas maneras es necesario recabar muchos más datos de actividad y tipos de aludes en todas las cordilleras españolas, antes de anticipar cualquier pronóstico.

12.B.3.2. Cambios esperables en magnitud y frecuencia de las reactivaciones según los diversos tipos de movimientos

La consecuencia inmediata de una mayor frecuencia de las precipitaciones intensas será el aumento de los deslizamientos superficiales, corrientes de derrubios y desprendimientos rocosos. A medio-largo plazo, sin embargo, el ritmo de aparición de roturas está limitado también por la disponibilidad de material movilizable en la ladera (Marqués *et al.* 2001). Dos sucesos lluviosos de gran intensidad muy próximos entre sí pueden producir resultados dispares. El primer suceso puede arrastrar grandes cantidades de coluvión y suelos meteorizados de las laderas más susceptibles. Las laderas que han sido purgadas no producirán nuevas roturas por falta de material. El relleno de las hondonadas con nuevo material y la meteorización puede requerir varios decenios.

El aumento de las precipitaciones invernales en la Cordillera Cantábrica y extremo septentrional de la cuenca del Duero, favorecerá la reactivación de algunos grandes deslizamientos rotacionales y coladas de tierra, especialmente si el aumento de las precipitaciones se acompaña de crecidas fluviales capaces de proseguir la acción erosiva de los meandros en las márgenes fluviales. En el resto de la península la pérdida de lluvia estacional e interanual hará que algunos grandes movimientos pasen a la consideración de latentes. Las excepciones se encontrarán en los grandes deslizamientos asociados a condiciones geológicas particulares como los deslizamientos alimentados por formaciones kársticas de gran extensión y que aportan a los mismos una cantidad extraordinaria de agua en caso de aguaceros intensos (Pont de Bar, La Coma y Gòsol en Lleida o Intza en Navarra) o los situados en las márgenes de los ríos y barrancos que experimenten crecidas extraordinarias.

Los deslizamientos relictos, parcialmente dismantelados y desconectados de la red de drenaje actual como ocurre con los más antiguos (Plioceno Superior- Pleistoceno Medio) de la Depresión de Tirajana (Lomoschitz *et al.* 2002) tiene muy pocas posibilidades de reactivación.

12.B.4. ZONAS MÁS VULNERABLES

Como consecuencia de lo indicado en los apartados anteriores, los grandes deslizamientos de la Cordillera cantábrica son los más susceptibles a experimentar reactivaciones, especialmente en los valles del Pas, Besaya, Magdalena-Pas y Miera, en los que existen concentraciones de deslizamientos y coladas de tierra de grandes dimensiones. En el resto de cordilleras las reactivaciones de grandes movimientos solo tendrán lugar en contextos particulares (zonas de alimentación extraordinaria de agua subterránea, zonas de erosión fluvial).

Si las lluvias torrenciales se hacen más frecuentes, el aumento de los deslizamientos superficiales, corrientes de derrubios y desprendimientos tendrá lugar prácticamente en todas las cordilleras, incluso en el ámbito cantábrico. Sin embargo, en la Cordillera Central y en el sector mediterráneo de la Ibérica y las Béticas el aumento será menor debido a la naturaleza calcárea de las formaciones rocosas y al escaso recubrimiento actual de suelos susceptibles de romper. En cambio, en la Cordillera Pirenaica y las Sierras Costeras Catalanas, por los cambios de vegetación, hay que esperar un aumento significativo.

El ascenso del nivel del mar, así como de la frecuencia de los temporales marinos dará lugar a socavación, desprendimiento y deslizamiento del terreno especialmente en cantiles rocosos constituidos por rocas blandas como las formaciones triásicas y miocenas de la costa norte de Mallorca (Banyalbufar, Valldemossa), costa Cantábrica (flysch de Zumaya, triásico de Asturias), apilamientos lávicos de las Islas Canarias y, en menor medida, los macizos rocosos fracturados Costa Brava y Costa del Sol.

12.B.5. PRINCIPALES OPCIONES ADAPTATIVAS

El impacto por el incremento de deslizamientos superficiales y corrientes de derrubios puede mitigarse, en parte, mediante políticas de reforestación de laderas y mantenimiento de especies mejor adaptadas a las condiciones del entorno. El crecimiento de las masas boscosas es también un elemento netamente sostenible para la protección contra los desprendimientos rocosos (bosque de protección). Por todo ello, las políticas de reforestación y lucha contra los incendios forestales deberán ser primadas en el futuro.

La mejor herramienta adaptativa es la confección de planes urbanísticos y de planificación territorial que tengan en cuenta y eviten, en la medida de lo posible, el desarrollo en las áreas más susceptibles a la inestabilidad de laderas.

Las obras públicas, en especial las obras viarias y ferroviarias, deberán tener en cuenta procedimientos constructivos para evitar la reactivación de los grandes deslizamientos. Para ello se dispone de un amplio abanico de soluciones que van desde la minimización de los desmontes a excavar, reducción de sobrecargas en las laderas (terraplenes ligeros), obras de contención (muros y sistemas de anclaje) y sobre todo de drenaje.

Difícilmente van a poder abordarse medidas de protección contra la erosión y descalce de los acantilados costeros excepto para casos puntuales muy justificados en los que las citadas medidas sean económicamente viables. Del mismo modo, sólo aquellos grandes deslizamientos que tengan propiedades e infraestructuras de valor podrán ser objeto de corrección y contención.

12.B.6 REPERCUSIONES SOBRE OTROS SECTORES O ÁREAS

Desde el punto de vista socioeconómico, tanto el aumento de las cotas de innivación como del desplazamiento de la innivación hacia la primavera, causará pérdidas en el turismo invernal durante el inicio del invierno (período de navidades y año nuevo).

Los ríos que nacen en cuencas altimontanas podrían ver afectados sus regímenes hidrológicos debido al retardo del período de fusión nival mientras que el posible incremento de la carga de sedimentos en suspensión puede acelerar el proceso de colmatación de los embalses, reduciendo su capacidad y con las consiguientes implicaciones en la producción de energía hidráulica y en la garantía de abastecimiento.

12.B.7. PRINCIPALES INCERTIDUMBRES Y DESCONOCIMIENTOS

La previsión del comportamiento futuro de las laderas está basada en los distintos escenarios contemplados en los modelos de cambio climático disponibles. Estos escenarios presentan hoy en día grandes incertidumbres en lo que se refiere tanto a la distribución areal como a la frecuencia de las precipitaciones irregulares de la Península Ibérica. En este sentido, a pesar que el aumento de la temperatura del mar debería favorecer las perturbaciones en el ámbito mediterráneo, no puede afirmarse que los aguaceros torrenciales vayan a ser más frecuentes aunque algunos estudios en los Alpes lo pretendan (Bader y Kunz 1998). Por otro lado, las predicciones de aumento de la temperatura y las precipitaciones en la Cordillera Cantábrica no se corresponden con las respuestas de los deslizamientos en el pasado. En efecto, en la figura 12.B.4 se observa que las fases de mayor temperatura durante el periodo Holoceno han ido acompañadas de una reducción de las precipitaciones y de la actividad de los grandes deslizamientos. Por todo ello, a medida que los modelos climáticos permitan una mejor definición del régimen de precipitaciones en la Península Ibérica, habrá que confirmar las conclusiones del presente capítulo.

Existen todavía importantes incertidumbres sobre la respuesta frente a los episodios de lluvia tanto de los grandes como los pequeños deslizamientos. A pesar de que en la literatura científica se han propuesto diversos umbrales de lluvia para desencadenar deslizamientos superficiales, éstos varían enormemente dependiendo de las condiciones geológicas, morfológicas y climáticas de cada región. En España se han definido umbrales de lluvia crítica en el Pirineo Oriental pero falta establecerlos en el resto del territorio. Por otro lado, se desconoce la respuesta de hidrológica de la mayoría de grandes deslizamientos activos o latentes distribuidos por las principales cordilleras.

12.B.8. DETECCIÓN DEL CAMBIO

La detección del cambio está relacionada con el aumento de la frecuencia, según el tipo de movimiento, de las primeras roturas y reactivaciones

En el ámbito mediterráneo el cambio vendrá indicado por el aumento de la frecuencia de lluvias de gran intensidad y, en consecuencia, del número de corrientes de derrubios y deslizamientos superficiales. El aumento experimentado de estos mecanismos en los últimos veinte años puede deberse a este motivo, sin olvidar que ahora existe un mayor conocimiento e interés sobre estos fenómenos y antes podían pasar desapercibidos.

El incremento de la frecuencia de reactivaciones invernales de las coladas de tierra y grandes deslizamientos así como la de los temporales marítimos y los fenómenos de inestabilidad en los acantilados sensibles serían también indicadores del cambio.

12.B.9. IMPLICACIONES PARA LAS POLÍTICAS

12.B.9.1. Políticas ambientales

El incremento de deslizamientos superficiales y corrientes de derrubios como consecuencia de la mayor irregularidad de las precipitaciones supone el aporte directo a los cauces del material movilizado y la erosión de los escarpes de deslizamiento constituidos por coluviones y formaciones arcillosas. Como consecuencia se producirá un aumento significativo de la materia sólida en suspensión en los cauces con una reducción de su calidad y la posibilidad que se produzcan aterramientos en embalses situados aguas abajo. Por ejemplo, en el área de Vallcebre con importantes campos de badlands proporciona el 13% de la carga de sedimento en suspensión de la cuenca alta del río Llobregat mientras que su área apenas ocupa del 4%.

De esta cuenca, el 50% de la carga sólida es proporcionada por los badlands que ocupan el 3,7% de la superficie y un 32% de la carga es debida a la erosión de escombreras que ocupan el 4% de la superficie. La erosión media anual es de 1000 Tn/km²/año (Balasch 1986; Clotet y Gallart 1983). En esta cuenca, el volumen de los deslizamientos es 20 veces el volumen de sedimento exportado anualmente de la cuenca mientras que el gran deslizamiento de Vallcebre supone unas 500 veces.

Los aludes de nieve de grandes dimensiones producen destrucción de la masa forestal en amplios sectores del Pirineo. A modo de ejemplo, en período comprendido entre los días 5 al 8 de febrero de 1996, en el Parque Nacional de Aigüestortes y Estany de Sant Maurici se contabilizaron 30 grandes aludes con daños en el bosque, los cuales destruyeron un total estimado de 97 hectáreas de masa forestal. Una disminución del número y magnitud de los aludes influiría en la expansión de la masa arbórea.

12.B.9.2. Políticas relacionadas con la gestión del riesgo

A nivel general es imprescindible disponer de un inventario completo y actualizado de las zonas inestables. Asimismo es imprescindible realizar cartografías de susceptibilidad, peligrosidad y riesgo de las zonas más sensibles, en especial aquellas habitadas o sujetas a mayor presión de desarrollo.

Es imprescindible evitar que instalaciones sensibles (escuelas, hospitales, etc) así como instalaciones peligrosas se sitúen en las áreas susceptibles a sufrir roturas o reactivaciones.

En algunos grandes deslizamientos que se encuentran habitados deberían desarrollarse estrategias de prevención y mitigación del riesgo. Por un lado y si es viable, la realización de trabajos de protección y contención. Si ello no es posible, hay que establecer dispositivos de alerta temprana y protocolos de evacuación en caso de emergencia.

12.B.9.3. Políticas de infraestructura y obras

Las grandes obras de infraestructura (autopistas, ferrocarril,..) deben estar diseñadas con extremo cuidado para no atravesar las zonas potencialmente inestables. Las infraestructuras cuya rotura pueden provocar importantes impactos ambientales (i.e. oleoductos) también deberían evitar las zonas conflictivas o ser diseñadas adecuadamente.

Desde el punto de vista socioeconómico, tanto el aumento de las cotas de innivación como del desplazamiento de la innivación hacia la primavera, podría suponer pérdidas en el turismo invernal durante el inicio del invierno (período de navidades y año nuevo), como ya se observa en los Alpes suizos. También los ríos que nacen en cuencas altimontanas podrían ver afectados sus regímenes hidrológicos debido al retardo del período de fusión nival.

12.B.10. PRINCIPALES NECESIDADES DE INVESTIGACIÓN

12.B.10.1. Respuesta de los distintos tipos de movimientos de ladera a la variabilidad climática actual en diferentes regiones de España. Modelos de comportamiento

Es imprescindible disponer de un inventario de los deslizamientos actualmente en actividad, latentes, durmientes, relictos, estabilizados etc. Este inventario debería considerar también los grandes deslizamientos en situaciones geológicas particulares.

La relación lluvia-deslizamientos es muy dependiente de las condiciones geológicas locales y condiciones climáticas regionales. Es preciso definir umbrales de lluvias desencadenantes de deslizamientos para distintas regiones y tipologías de roturas.

En lo que se refiere a aludes de nieve, es indispensable consolidar estrategia preventivas para mitigar el riesgo (Vilaplana 2001). Para ello, es básico elaborar un catastro general de los aludes de España (Martí *et al.* 1995, Ferrer *et al.*, 2000) que aborde dos frentes: la cartografía y caracterización de las zonas de aludes en todo el territorio expuesto, y el establecimiento de una base de datos nivometeorológica y de aludes alimentada por una red de estaciones de montaña.

12.B.10.2. Respuesta de movimientos de ladera a la variabilidad climática del pasado en diferentes regiones de España

El comportamiento futuro de los deslizamientos puede predecirse, en parte, gracias a la observación de la respuesta de las laderas en el pasado. Es necesario completar series históricas y prehistóricas de roturas y reactivaciones. Esta labor requiere además una mejora de las técnicas de reconstrucción de series de deslizamientos antiguos y un mejor análisis de la relación con las situaciones climáticas (eventos lluviosos extremos, eventos lluviosos persistentes).

12.B.10.3. “Downscaling” de las situaciones previstas por los modelos de cambio climático.

La inestabilidad de laderas aunque en algunas ocasiones tenga lugar de una manera generalizada en una región, es un fenómeno local dependiente de la cantidad de lluvia recogida en su entorno más próximo. Por este motivo, las predicciones de los modelos de circulación global tienen que precisar las precipitaciones a escala de detalle. El análisis de aguaceros de las últimas décadas muestra que las variaciones de la precipitación en áreas de montaña, donde tienen lugar la mayoría de roturas, son significativas.

12.B.10.4. Mejora de los modelos hidrológicos y mecánicos de los movimientos de ladera para reproducir los efectos del cambio climático.

En grandes deslizamientos se ha podido comprobar que no pueden establecerse relaciones sencillas entre pluviosidad y actividad de los deslizamientos. Recientemente se han desarrollado diversos modelos hidrológicos y mecánicos que permiten abordar el comportamiento de los deslizamientos complejos con diversidad de materiales y propiedades hidrógeno-mecánicas, cuando se conocen bien las condiciones climáticas y geomecánicas (Laloui *et al.* 2004). Son precisamente los grandes deslizamientos los que suponen una mayor amenaza en caso de reactivación. Por este motivo, es necesario mejorar los modelos existentes con la ayuda de datos de auscultación y de investigación por sondeos profundos de los deslizamientos. De este modo, podrían validarse las hipótesis y la capacidad predictiva de las herramientas.

12.B.11. BIBLIOGRAFÍA

- Ablay G.J. y Hürlimann 2000. Evolution of the north flank of Tenerife by recurrent giant landslides. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 103: 135-159
- Alonso E. y Lloret A. 1988. Estabilidad de laderas en arcillas terciarias de la Depresión del Bierzo. *II Simposio sobre taludes y laderas inestables.* Andorra la Vella. Pgs. 89-100

- Ancochea E., Fuster J.M., Ibarrola E., Cendrero A., Coello J., Hernán F., Cantagrel J. y Jamond C. 1990. Volcanic evolution of the island of Tenerife (Canary Islands) in the light of the new K-Ar data. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 44: 231-249
- Andreu F.J. y Martínez-Alegría R. 1984. Aspectos geológicos incidentes en la construcción de oleoductos y gasoductos. Experiencia en el sur de la Península Ibérica. *Actas I Congreso Español de Geología. Segovia. Vol. 3:* 387-399
- Araña V., Badiola E.R., Berga L., Carracedo J.C., Cendrero A., Coello J., Corominas J., Dabrio C., Díaz de Terán J.R., Durán J.J., Elízaga E., Ferrer M., García M., Garzón M.G., Goy J. L., López J., Martínez-Goytre J., Mezcuá J., de la Nuez J., Salinas J.L., Soler V., del Val J., y Zazo C. 1992. Riesgos geológicos en España. Estado de la cuestión. *III Congreso Geológico de España y VIII Congreso Latinoamericano de Geología. Tomo 2.* pgs. 671-745
- Ayala-Carcedo F.J. 1994. Socioeconomic impacts and vulnerability resulting from slope movements. En J. Corominas y K. Georgakakos (eds.). *U.S.-Spain workshop on Natural Hazards. Iowa University.* pp. 235-254
- Ayala-Carcedo F.J., Elízaga E. y González de Vallejo L.I. 1987. Impacto económico y social de los riesgos geológicos en España. *Serie Geología Ambiental. IGME. Madrid* 91 pp. + mapas
- Bader S. Kunz P. 1998. *Klimarisiken – Herausforderung für die Schweiz. Programmleitung NFP31. V/d/f Hochschulverlag AG Zürich*
- Balasch J.C. 1986. La conca de Vallcebre (Alt Llobregat). Anàlisi de la dinàmica geomorfològica contemporània i balanç previ de sediments. *Tesina de Grado. Facultat de Geologia. Universidad de Barcelona. Inédito.*
- Berganza F. y Modrano R. 1978. The instability phenomenon of the banks of the river Duero in its passage through Aranda (Burgos) in Tertiary soils. *III International Congress IAEG. Sect. I(1).* Madrid: 197-208
- Berrisford M.S. y Matthews J.A. 1997. Phases of enhanced mass movement and climatic variation during the Holocene: a synthesis. *Palaeoclimate Research* 19: 409-440
- Bordonau J. y Vilaplana J.M. 1987. Movimientos de masa actividad antrópica y riesgo geológico: El Papiol (Baix Llobregat) un ejemplo. *Comunicaciones III Reunión Nacional Geol. Ambiental y Ordenación del Territorio. Valencia. Vol. 2:* 1003-1019
- Bravo T. 1962. El arco de las Cañadas y sus dependencias. *Boletín Real Sociedad Española de Historia Natural (Geología)* 60: 93-108
- Brocal J. 1984. Obras hidráulicas realizadas en el valle de Arán y Alto Ribagorzana. *Jornadas sobre inestabilidad de laderas en el Pirineo. Barcelona. I.3.1-I.3.11*
- Bru J., Julià R. y Marquès M.A. 1984a. El movimiento de masa de Pont de Bar. *Dinámica geomorfológica. Jornadas sobre inestabilidad de laderas en el Pirineo. Barcelona. I.2.1-I.2.10*
- Bru J., Serrat D. y Vilaplana J.M. 1984b. La dinámica de la cuenca del Torrent de Jou-La Guigüeta. *Jornadas sobre inestabilidad de laderas en el Pirineo. Barcelona. I.2.1-I.2.10*
- Brunsdon D. e Ibsen M.L. 1994. The temporal causes of landslides on the south coast of Great Britain. En: Casale R., Fantechi R. y Flageollet J.C. (eds.). *Temporal Occurrence and Forecasting of Landslides in the European Community. Final Report. Uropean Commission-Epoch Programme. Vol. 1:* 339-383
- Bull W.B., King J., Kong F., Moutoux T. y Philips W.M. 1994. Lichen dating of coseismic landslide hazards in alpine mountains. *Geomorphology* 10: 253-264
- Carracedo J.C., Day S.J., Guillou H., y Torrado F.J.P. 1999. Giant Quaternary landslides in the evolution of La Palma and El Hierro Canary Islands. *Journal Volcanol. Geotherm. Res.* 94: 169-190
- Cendrero A. 2003. De la comprensión de la historia de la tierra al análisis y predicción de las interacciones entre seres humanos y medio natural *Real Academia de Ciencias Exactas Físicas y Naturales Madrid.* 98p.
- Cendrero A. V. Rivas J. y Remondo. 2004 (en prensa). Influencia humana sobre los procesos geológicos superficiales, consecuencias ambientales. En. *Incidencia de la especie*

- humana sobre la Tierra. J.M. Naredo (ed.). Colección Economía y Naturaleza Fundación César Manrique Lanzarote.
- Chacón J. y López A. 1988. El deslizamiento de Olivares (Moclín Granada): geología composición morfología y evolución dinámica durante los 15 primeros meses de su inicio (12-4-86). II Simposio sobre taludes y laderas inestables. Andorra la Vella. pp. 723-739
- Chacón J. y Soria F. J. 1992. Inventario y caracterización de movimientos de ladera en la vertiente septentrional de Sierra Nevada. III Simposio Nacional sobre Taludes y Laderas Inestables. La Coruña. Vol. 1: 149 -160
- Chacón J., El Hamdouni R., Arroyo J.M., Irigaray C. y Fernández T. 2001. Slope instability in the north-eastern sector of the Granada basin (Spain): events following recent rainfall (1995-1998). En C. Sáenz de Galdeano A. Peláez y A.C. López Garrido. La Cuenca de Granada: Estructura Tectónica Activa Sismicidad Geomorfología y Dataciones Existentes. CSIC-Universidad de Granada. pp. 189-197
- Chacón J., Irigaray C., Fernández T. y El Hamdouni R. 2003. Susceptibilidad a los movimientos de ladera del Sector Central de la Cordillera Bética. En: F.J. Ayala y J. Corominas (eds.) Mapas de susceptibilidad a los movimientos de ladera con técnicas SIG. Fundamentos y aplicaciones en España. IGME Madrid: 83-96
- Christensen J.H. y O.B. Christensen. 2003. Severe Summer Flooding in Europe Nature 421 805-806.
- Clotet N. y Gallart F. 1983 Sediment yield in a mountainous basin under high Mediterranean climate. Zeitschrift für Geomorphologie
- Corominas J. 1985. Els riscos geològics. A Història Natural del Països Catalans. Volum 3. Recursos Geològics i sòls. Fundació Enciclopèdia Catalana. Barcelona: 225-270
- Corominas J. 1989. Litologías inestables. Monografía nº 3. Sociedad Española de Geomorfología. Zaragoza: 81-96
- Corominas J. 1993. Landslide occurrence a review of the Spanish experience. U.S.-Spain Workshop on Natural Hazards Barcelona: 175-194
- Corominas J. 2000. Landslides and Climate. In E.N. Bromhead (ed.). VIII International Symposium on Landslides Cardiff UK Keynote lectures CD_ROM 2000
- Corominas J. y Alonso E. 1984. Inestabilidad de laderas en el Pirineo catalán. Tipología y Causas. Jornadas sobre Inestabilidad de laderas en el Pirineo. Barcelona. C.1-C.53
- Corominas J. y Alonso E.E. Geomorphological effects of extreme floods (November 1982) in the southern Pyrenees In Hydrology in mountainous regions. IAHS 1990 Publ. 194: 295-302
- Corominas J. y Moya J. 1999. Reconstructing recent landslide activity in relation to rainfall in the Llobregat River basin Eastern Pyrenees Spain. Geomorphology 30: 79-93
- Corominas J., Moya J., Ledesma A., Rius J., Gili J.A. y Lloret A. 1999. Monitoring of the Vallcebre landslide Eastern Pyrenees Spain. Proceedings Intern. Symp. on Slope Stability Engineering: IS-Shikoku'99. Matsuyama. Japan 2. pgs. 1239-1244
- Corominas J., Moya J. y Hürlimann M. 2002. Landslide rainfall triggers in the Spanish Eastern Pyrenees. Proceedings 4th EGS Conference on Mediterranean Storms. Mallorca. CD-ROM.
- Corominas J., Moya J., Masachs I., Baeza C. y Hürlimann M. 2004. Identificación de episodios de reactivación en grandes deslizamientos pirenaicos mediante técnicas dendrocronológicas. VIII Reunión Nacional de Geomorfología. Todelo (en prensa).
- Crozier M. 1991. Determination of palaeoseismicity from landslides. 6th International Symposium on Landslides. Christchurch. Bell (Ed.). A.A. Balkema Rotterdam. Vol. 2: 1173-1180
- De Castro M., Martín-Vide J. y Alonso S. 2004. El clima de España: pasado presente y escenarios de clima para el siglo 21. Evaluación de los Impactos del Cambio Climático en España (ECCE)
- Domínguez M.J. 2003. Geomorfología e inestabilidad de laderas en la cuenca carbonífera central (valle del Nalón Asturias). Análisis de la susceptibilidad ligada a los movimientos superficiales del terreno. Tesis Doctoral inédita. Universidad de Oviedo. 221 pgs. + anejos

- Domínguez M.J., Jiménez M., y Rodríguez A. 1999. Press archives as temporal records of landslides in the North of Spain: relationships between rainfall and instability slope events. *Geomorphology* 30: 125-132
- Eisbacher G. H. y Clague J.J. 1984. Destructive mass movements in high mountains: hazard and management. Geological Survey of Canada Paper 84-16: 230 pgs.
- El Hamdouni R. 2001. Estudio de los movimientos de ladera en la cuenca del río Izbor mediante un SIG: contribución al conocimiento de la relación entre tectónica activa e inestabilidad de vertientes. Tesis Doctoral. Universidad de Granada. 429 pgs. + 8 mapas
- Fernández T., Brabb E., Delgado F., Martín-Algarra A., Irigaray C., Estévez A. y Chacón J. 1997a. Rasgos geológicos y movimientos de ladera en el sector Izbor-Velez Benaudalla de la cuenca del río Guadalfeo (Granada). IV Simposio Taludes y laderas inestables. Granada. Vol. 2: 795-808
- Fernández-Montero A. y García-Yagüe A. 1984. Movimientos de ladera en el curso alto del río Pas (Cantabria). Actas I Congreso Español de Geología. Segovia. Vol. 3: 423-430
- Ferrer M. y Ayala F.J. 1997. Relaciones entre desencadenamiento de movimientos y condiciones meteorológicas para algunos deslizamientos en España. IV Simposio Taludes y Laderas. Granada. Vol. 1: 185-197
- Ferrer M., López J.M., Mateos R., Morales R. y Rodríguez A. 1997. Análisis y estimación del riesgo de desprendimientos rocosos en la cala de Banylabufar (Mallorca). IV Simposio Taludes y Laderas. Granada. Vol. 1: 365-376
- Ferrer P., Furdada G., Vilaplana J.M., 2000. Organización e Informatización del Catastro de aludes de Andorra. *Geotemas*. Vol. 1: 173 - 176
- Fleta J. 1988. Litología y deslizamientos en la cuenca alta del río Ter. II Simposio sobre taludes y laderas inestables. Andorra la Vella. pgs. 31-40
- Furdada G. , Oller P., Martínez P., Vilaplana J.M. 1999. Slushflows at the El Port del Comte (Northeast Spain). *Journal of Glaciology*. Vol.45 151:555-558.
- Gallart F. and Clotet N. 1988. Some aspects of the geomorphic process triggered by an extreme rainfall event: the November 1982 flood in the Eastern Pyrenees. *Catena Suppl.* 13:75-95
- García-Yagüe A. y García-Álvarez J. 1988. Grandes deslizamientos españoles. II Simposio sobre Taludes y Laderas Inestables. Andorra la Vella. pgs. 599-612
- Glazovskaya T.G. 1998. Global distribution of snow avalanches and changing activity in the northern hemisphere. *Annals of glaciology* 26: 337-342
- González B., Recchi C., Oliveros M.A. y Ortuño L. 1997. Adaptación de dos proyectos de carreteras a las condiciones geológico-geotécnicas reales deducidas de la experiencia en tramos cercanos. IV Simposio Taludes y laderas inestables. Granada. Vol. 1: 157-169
- González-Díez A. 1995. Cartografía de movimientos de ladera y su aplicación al análisis del desarrollo temporal de los mismos y de la evolución del paisaje. Tesis Doctoral inédita. Universidad de Oviedo. 415 pp. + anejos
- González-Díez A., Salas L., Díaz de Terán J.R. y Cendrero A. 1996. Late Quaternary climate changes and mass movement frequency and magnitude in the Cantabrian region Spain. *Geomorphology* 15: 291-309
- González-Díez A., Remondo J., Díaz de Terán J.R. y Cendrero A. 1999. A methodological approach for the analysis of the temporal occurrence and triggering factors of landslides. *Geomorphology* 30: 95-113
- González-Villarías F.J. 2001. Estudio de estabilidad del acantilado de Rebolleres y Sequiro (Candas-Asturias). IV Simposio Taludes y laderas inestables. Granada. Vol. 1: 267-284
- Grove J.M. 1972. The incidence of landslides avalanches and floods in Western Norway during the Little Ice Age. *Artic and Alpine Research* 4: 131-138
- Gutiérrez F., Arauzo T. y Desir G. 1994. Deslizamientos en el escarpe en yesos de Alfajarín (Zaragoza). *Cuaternario y Geomorfología* 8: 57-68
- Hürlimann M., Ledesma A. y Martí J. 1999. Conditions favouring catastrophic landslides on Tenerife (Canary Islands). *Terra Nova* 11: 106-111
- Irigaray C. 1995. Movimientos de ladera : Inventario análisis y cartografía de susceptibilidad

- mediante un G.I.S. Aplicación a las zonas de Colmenar (Málaga España). Tesis Doctoral. Universidad de Granada.
- Irigaray C. y Chacón J. 1991. Los movimientos de ladera en el sector de Colmenar (Málaga). *Revista. Sociedad Geológica de España* 4: 203-214
- Izquierdo F. y Abad P. 1997. Inestabilidades de laderas en la Comarca de los Serranos (Valencia). Efectos de la pluviometría y de los incendios forestales. IV Simposio Taludes y laderas inestables. Granada. Vol. 1: 227-237
- Janbu N., Nestvold J. y Grande L. 1995. Winter slides-A new trend in Norway. *Proceedings 6th International Symposium on Landslides*. Christchurch. New Zealand. Vol. 3: 1581-1586
- Jiménez M. 1997. Movimientos en masa en la cabecera del río Nalón (Cordillera Cantábrica NO España). *Cuaternario y Geomorfología* 11: 3-16
- Laloui L., Tacher L., Moreni M. y Bonnard Ch. 2004. Hydro-mechanical modeling of crises of large landslides : application to the La Frasse Landslide. *Proc. IXth Int. Symp. On Landslides Rio de Janeiro* 1103-1110. Balkema
- Lamas F., El Hamdouni R., Fernández T., Irigaray C. y Chacón J. 1997. Influencia de las lluvias medidas entre noviembre de 1996 y marzo de 1997 en la generación de movimientos de ladera en Andalucía suroriental. IV Simposio sobre Taludes y Laderas Inestables. Granada. Vol. 1: 213-225
- Lomoschitz A. y Corominas J. 1992. Cronología relativa de los deslizamientos de la Depresión de Tirajana (Isla de Gran Canaria). En: López Bermudez F., Conesa C. y Romero M.A. (eds.). *Estudios de Geomorfología en España*. Vol. 2: 455-463
- Lomoschitz A., Meco J. y Corominas J. 2002. The Barranco de Tirajana basin Gran Canaria (Spain). A major erosive landform caused by large landslides. *Geomorphology* 42: 117-130
- López J., Carcavilla L., Chicharro E y Escalante E. 2000. Neve e valanghe in Spagna. *Neve e Valanghe* nº39: 6 -19
- Marquès M.A., Martín E. y Gascón M. 2001. Episodio extremo y distribución espacial de movimientos de laderas en Montserrat (Barcelona España). V Simposio Taludes y Laderas Inestables. Madrid. Vol. 3: 1315-1326
- Martí G., Oller P., Bisson B., Gavalda J., García C. y Martínez 1995. Project of elaboration of a cadastre of avalanche paths in the Catalan Pyrenees. En ANENA-CEMAGREF (Eds.): *Les apports de la recherche scientifique à la sécurité neige glace et avalanches*. pgs. 103-108
- Martínez J.M. y García Yagüe A. 1988. Importancia de los fenómenos de laderas en el Mioceno continental: estudio del río Matayeguas. II Sipoio sobre taludes y laderas inestables. Andorra la Vella. pgs 79-88
- Mateos R.M. 2001. Los movimientos de ladera en la Sierra de Tramuntana (Mallorca). Caracterización geomecánica y análisis de peligrosidad. Tesis Doctoral. Inédita. Universidad Complutense de Madrid.
- Menéndez R. 1994. Geomorfología del area de Somiedo (Cordillera Cantábrica N de España). Aplicaciones de los sistemas de Información Geográfica al estudio del relieve. Tesis doctoral. Inédita. Universidad de Oviedo. 254 pgs.
- Menéndez R. y Marquínez J. 2002. The influence of the environmental and lithologic factors on rockfall at a regional scale: an evaluation using GIS. *Geomorphology* 43: 117-136
- Monterrubio S., Yenes M., Sánchez J., Blanco J.A., Fernández B. y Santos G. 2001. Características geotécnicas de la facies Dueñas del sector central de la cuenca del Duero y sus implicaciones en la fm de grandes deslizamientos rotacionales de la zona. V Simposio Taludes y Laderas. Madrid. Vol. 1: 149-160
- Moya J. 2002. Determinación de la edad y de la periodicidad de los deslizamientos en el Prepirineo oriental. Tesis Doctoral. Inédita. Univ. Politècnica de Catalunya 248 pgs.
- Moya J. y Corominas J. 1997. Condiciones pluviométricas desencadenantes de deslizamientos en el Pirineo Oriental. IV Simposio Taludes y Laderas. Granada. Vol. 1: 199-212
- Moya J., Vilaplana J.M. y Corominas J. 1997. Late Quaternary and historical landslides in the South-Eastern Pyrenees. *Paleoclimate Research* 19: 55-73

- Noverraz F. Bonnard Ch. Dupraz H. Huguenin L. 1998. Grands glissements de versants et climat. Rapport final PNR 31. 314p. V/d/f Hochschulverlag AG Zürich
- Palmquist R.C. y Bible G. 1980. Conceptual modelling of landslide distribution in time and space. Bulletin Association Engineering Geologists 21: 178-186
- Remondo J. 2001. Elaboración y validación de mapas de susceptibilidad de deslizamientos mediante técnicas de análisis espacial. Tesis Doctoral Universidad de Oviedo.
- Remondo J., González-Díez A., Soto J., Díaz de Terán J.R. y Cendrero A. 2004 (enviado). Human impact on geomorphic processes and hazards in mountain areas. *Geomorphology*.
- Rodés P. 1999. Análisis de los accidentes por aludes de nieve en España. Una aproximación a la revisión histórica. Ediciones Ergo. Madrid. 76pp.
- Rodríguez Ortiz J.M y Durán J.J.. 1988. El deslizamiento de Olivares (Granada) de abril de 1986. II Simposio sobre taludes y laderas inestables. Andorra la Vella. pgs. 681-691
- Salazar A. y Ortega L.I. 1990. Los deslizamientos en la alineación costera guipuzcoana (Sector Menditorrotz-Igueldo). Actas 1ª Reunión Nacional de Geomorfología. Teruel: 551-560
- Sánchez F.J y Soriano A. 2001. Metodología para el estudio de la estabilidad de laderas en embalse. V Simposio Nacional sobre Taludes y Laderas Inestables. Madrid. Vol. 1: 87-98
- Sánchez-Arcilla A., Cendrero A. y Zazo C. 2004. Riesgo litoral. Evaluación de los Impactos del Cambio Climático en España (ECCE)
- Schuster R.L., Logan R.L. y Pringle P.T. 1992. Prehistoric rock avalanches in the Olympic Mountains Washington. *Science* 258: 1620-1621
- Soler C. 1997. Gigantescos deslizamientos en islas volcánicas y su repercusión en la hidrogeología insular. IV Simposio Taludes y Laderas. Granada. Vol. 1: 325-337
- Starkel L. 1985. The reflection of the Holocene climatic variations in the slope and fluvial deposits and forms in the European mountains. *Ecologia Mediterranea* 11: 91-97
- Vilaplana J.M. y Martínez P. 1996. El riesgo de aludes en el Pirineo de Cataluña. Sexto Congreso Nacional y Conferencia Internacional de Geología Ambiental y Ordenación del Territorio. Granada. Vol.I: 595-603
- Vilaplana J.M. 2001. La gestion spatiale du risque d'avalanches: les cas de l'Espagne et de l'Andorre. En: Bilan et perspectives de 30 ans de gestion du risque d'avalanche en France. ANENA. p. 119-124
- Watts A.B. y Masson D.G. 1995. A giant landslide on the north flank of Tenerife Canary Islands. *Journal of Geophysical Research* 100: 24487-24498

12. IMPACTOS SOBRE LOS RIESGOS NATURALES DE ORIGEN CLIMÁTICO

C. RIESGO DE INCENDIOS FORESTALES

José M. Moreno

Contribuyentes

E. Chuvieco, A. Cruz Treviño, E. García Díez, E. de Luis Calabuig, B. Pérez Ramos, F. Rodríguez Silva, J. San Miguel, R. Vallejo, J.A. Vega, R. Vélez Muñoz, G. Zavala

Revisores

M. Casal, C. García-Vega, C. Hernando, J.C. Mérida, J. Pausas, J. Piñol, J. Raventós, A. Vázquez

D. X. Viegas, P. H. Zedler

RESUMEN

En España se registran cada año más de 20.000 incendios forestales, que afectan a más de 150.000 ha repartidas por toda nuestra geografía. Los incendios se dan principalmente en verano y son causados por las personas, en su mayoría de forma accidental. Los incendios se ven favorecidos por vegetación inflamable y condiciones climáticas desecantes (alta temperatura, baja humedad relativa del aire, sequía). En España, los incendios han sido más numerosos bajo altas temperaturas o índices de peligro y bajas precipitaciones, siendo las situaciones anómalas extremas más importantes que las medias.

Los índices de peligro, que se basan en un número pequeño de variables meteorológicas, son buenos predictores de la ocurrencia de incendios. Los índices de peligro aumentan de Oeste y Norte a Este y Sur, y con ello la probabilidad de que los incendios sean grandes. Cuanto mayor es el peligro más alta es la variabilidad del tamaño de los incendios y ésta se hace menos predecible en función de la climatología.

Con el cambio climático aumentarán las temperaturas así como la sequedad del suelo, en particular la frecuencia de escasez de agua, lo que inducirá una mayor desecación de los combustibles vivos y muertos y, por tanto, un aumento de su inflamabilidad. Por otro lado, las aridificación de algunas áreas reducirá la acumulación de combustible.

Durante el siglo XX, el índice medio de peligro ha aumentado constantemente, y lo seguirá haciendo en el siglo XXI. Las zonas con peligro alto, la duración de éste durante el año y las situaciones extremas de peligro se incrementarán con el tiempo. Estos aumentos hacen suponer que la frecuencia de incendios aumente. Las igniciones causadas por rayos aumentarán.

El abandono de tierras marginales continuará. La vegetación más mesofítica será reemplazada por otra más xerofítica. El aumento de superficie quemada se traducirá en más vegetación de matorral. En suma, el potencial de inflamabilidad del territorio aumentará. Las zonas más vulnerables serán el Norte de España, la alta montaña o las zonas de paramera, ya que se verán expuestas a un régimen de incendios más adverso que el actual.

La revisión de la política de lucha contra incendios, la inclusión del riesgo de incendio asociado a un determinado uso, la mejora en los sistemas de vigilancia y alerta precoz, así como una mejor formación e información de la población son algunas de las opciones adaptativas para mitigar los impactos adversos. Los esquemas de gestión basados en la exclusión total del fuego deben modificarse. El fuego debe incorporarse como herramienta de gestión para reducir la peligrosidad en ciertas áreas.

El potencial productivo del sector forestal disminuirá, así como el riesgo de pérdida de suelo y de biodiversidad. El uso residencial del monte se verá afectado. Desconocemos cómo cambiará el número de igniciones, el papel del paisaje en determinar la superficie quemada, el riesgo asociado al uso recreativo del territorio y la importancia de procesos que aumenten la necromasa de la vegetación, tales como plagas o sequías.

La detección del cambio en la ocurrencia de incendios requiere mantener la base de datos EGIF de incendios forestales de España. El cambio en el régimen de incendios afectará a las políticas de lucha y prevención de incendios forestales, de conservación del suelo y desertificación, de conservación de la biodiversidad y de utilización del territorio. Las necesidades de investigación más relevantes pasan por conocer la interacción entre sequía, el peligro de incendio y la respuesta de la vegetación al fuego, además de disponer de escenarios climáticos y de vegetación con resolución espacial y temporal adecuada.

12.C.1. INTRODUCCIÓN

12.C.1.1. Antecedentes sobre clima e incendios

Los incendios forestales son uno de los factores que más influyen sobre la estructura y funcionamiento de gran parte de los ecosistemas terrestres. Estos son responsables de la emisión a la atmósfera de grandes cantidad de CO₂ y otros gases (Prentice *et al.* 2000). Actualmente, se queman más de 1000 Mha al año, mayoritariamente en las sabanas tropicales, así como en los bosques tropicales y boreales (Levine 1991). Las zonas mediterráneas y del Sur de Europa son, igualmente, áreas con una alta incidencia de incendios (Vélez 2000a).

En el pasado, la relación entre cambio climático e incendios forestales ha sido estrecha (Clark 1988, Carcaillet *et al.* 2002), de manera que han sido más frecuentes en los periodos cálidos que en los fríos. En España, la relación entre el cambio climático pasado, la vegetación y los incendios comienza a ser conocida, sobre todo a partir del Holoceno (Peñalba 1994, Goñi y Hannon 1999, Carrión y van Geel 1999, Santos *et al.* 2000). Durante este periodo la vegetación española ha sido enormemente dinámica, con cambios asociados al clima. La presencia de restos de carbón en los registros sedimentarios es intermitente. La relación entre clima e incendios puede verse bien en la reconstrucción de la Sierra de Gádor: La creciente aridificación a partir el Holoceno medio se tradujo en un aumento en la frecuencia de los eventos extremos de incendios (pasándose de picos de 300-400 años a otros de 100-200 años), así como en un cambio de la vegetación (Carrión *et al.* 2003). La irrupción del hombre supuso un incremento en la frecuencia de incendios en la mayoría de los sitios estudiados, así como una alteración de la vegetación dominante.

Aunque es común encontrar referencias históricas sobre los incendios forestales (Lloret y Mari 2001, Pausas 2004), o sobre normativas relacionadas con los mismos (Vélez 2000a), la reconstrucción del régimen de incendios de España a partir de datos históricos no ha sido posible, y menos aún de su cambio con el clima. Por otro lado, la falta de masas arbóreas viejas ha dificultado poder descifrar el grado de recurrencia de los incendios. La datación de las cicatrices de *Pinus pinaster* en Sierra Bermeja muestra que los incendios de superficie ocurrieron durante la última parte del siglo XIX y la primera del XX con elevada frecuencia (recurrencias de 11-35 años), y probablemente estuvieron ligados al pastoreo (Vega 2000).

12.C.1.2. Tendencias en el número y área quemada por los incendios en España

El número de incendios registrados en España ha aumentado durante las últimas décadas, hasta estabilizarse últimamente. La tendencia en la superficie anual quemada es diferente. Entre los años 60 y 80 la superficie quemada se multiplicó hasta alcanzar una situación como la actual, caracterizada por su enorme variabilidad anual (Fig. 12.C.1). Aunque parte de este cambio es debido al hecho de que la estadística antigua se centraba en terrenos gestionados públicamente, el hecho es que, con el tiempo, los incendios se han ido extendiendo desde unos pocos puntos hasta la práctica totalidad de la geografía española (Moreno *et al.* 1998). No obstante, existen unas cuantas áreas, localizadas en el Noroeste, Centro, Levante y Sur y Suroeste, en las que son particularmente abundantes (Fig. 12.C.2).

El origen de los incendios es mayoritariamente humano (>95%), destacando Galicia entre las regiones con mayor número de incendios intencionados. Los incendios ocasionados por rayo son poco importantes, aunque en algunas zonas lo son: en la provincia de Teruel más de la mitad de los incendios son causados por rayo, un tercio de la superficie quemada en las comunidades de Valencia, Castilla-La Mancha o Aragón entre los años 1989-1995 lo fue a causa del rayo, el rayo ha sido el causante de buena parte de los incendios mayores de 10000 ha (Vélez 2000b). Los incendios ocurren mayoritariamente en verano aunque existe cierta variabilidad a lo largo de nuestra geografía y en relación con la causa del incendio. Así,

mientras que los incendios por rayo están claramente circunscritos a esta estación, los incendios de origen humano pueden ocurrir en otros momentos del año (Fig.12.C.3).

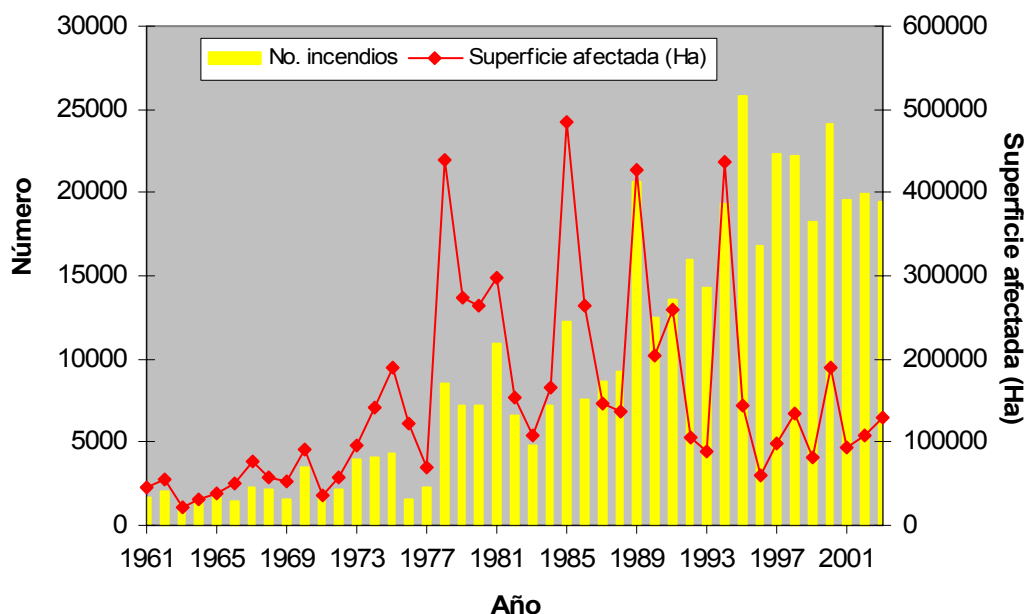


Fig. 12.C.1. Variación anual de los incendios registrados y superficie afectada por los mismos durante las últimas décadas. Fuente: EGIF (DGB, MIMAM) y elaboración propia.

Por otro lado, la naturaleza de lo que se quema ha ido cambiando con el tiempo: durante los últimos años se aprecia una tendencia hacia la dominancia de las superficies desarboladas en detrimento de las arboladas (Fig. 12.C.4). Entre las masas quemadas dominan las coníferas, en particular *Pinus halepensis* y *Pinus pinaster*. La edad media de los árboles quemados apenas alcanza los 25 años (Moreno *et al.* 1998). Entre las frondosas dominan los *Quercus* y *Eucalyptus*.

12.C.1.3. Importancia de los incendios en España

En promedio, durante los años 1991-2002 la superficie quemada anualmente fue un 0,55% de la superficie forestal. Esto es, si todo el territorio forestal se quemase por igual se necesitarían 180 años para que ardiese una vez. Esta cifra global enmascara el hecho de que hay grandes diferencias en el tiempo de recurrencia. En 100 años, algunas zonas se quemarán varias veces, mientras que otras no lo harán ninguna (Vázquez y Moreno 1998a, b). Las pérdidas que ocasionan los incendios, bien en productos primarios bien en beneficios ambientales, son cuantiosas, pudiendo superar en años particularmente malos los 400 M€ en beneficios directos y los 1000 M€ en los totales (EGIF, DGB, MIMAM). Por otra parte, los costes relacionados con la prevención, extinción y restauración de los daños son también cuantiosos. Si tomamos como ejemplo la Generalitat de Valencia, en la década de los 90 se pasó de invertir 9,34 M€, la mayor parte (77%) en extinción, a 60,77 M€ en 2000 (65% en extinción). Este aumento de casi 7 veces en extinción y de 10 veces en prevención no se corresponde con una disminución equivalente en la superficie quemada (Vega García 2003). En paralelo a las administraciones regionales, la administración central del estado invierte sumas importantes, siendo el promedio anual durante la última década de 50 M€, 35% en prevención y 65 % en extinción (DGB, MIMAM). Esto indica que la capacidad de controlar la superficie quemada tiene límites, y mayores inversiones no necesariamente suponen una mayor efectividad. En este sentido, las

políticas que ponen énfasis en los aspectos preventivos, con planes específicos de prevención por propiedad, como se hace en algunas Comunidades Autónomas, pueden ser más eficaces.

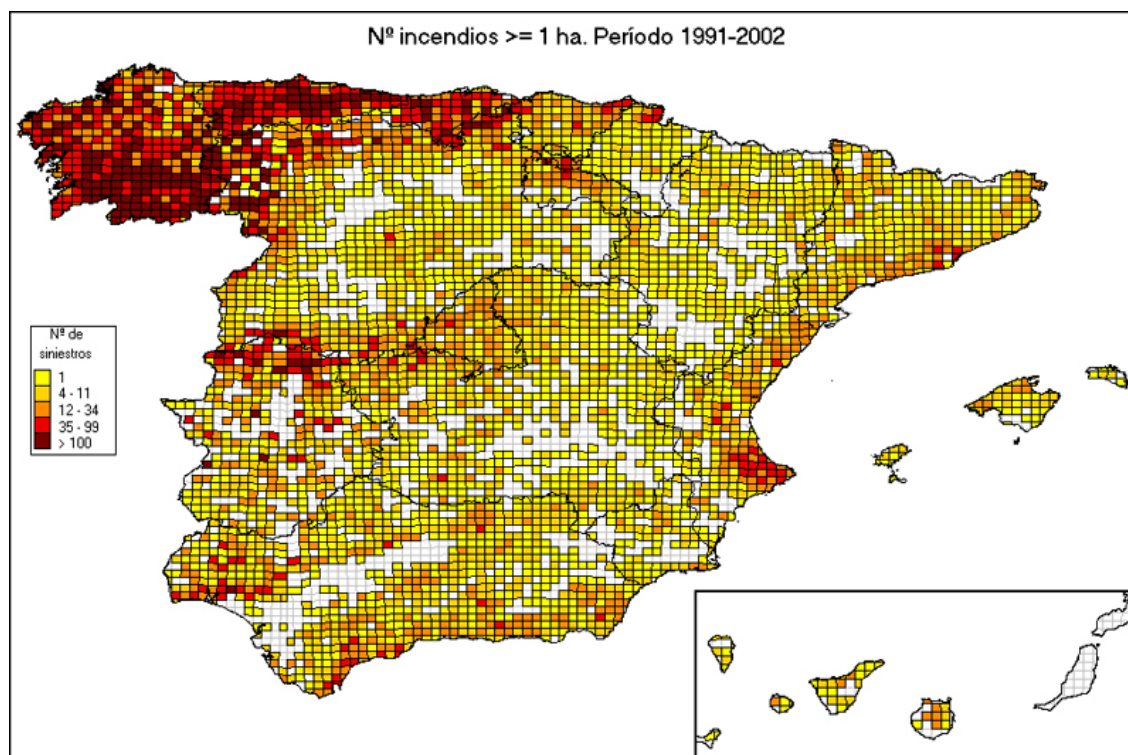


Fig. 12.C.2. Distribución de los incendios forestales iguales o mayores de 1 ha en España durante el periodo 1991-2002. Fuente: DGB, MIMAM.

12.C.2 SENSIBILIDAD AL CLIMA ACTUAL

12.C.2.1. Factores que controlan los incendios forestales

Clima, vegetación y combustible

El clima determina la vegetación dominante en una región (Rivas Martínez 1987) y, por tanto, la cantidad y tipos de combustible disponible para propagar el fuego. Consecuentemente, las relaciones clima-vegetación suelen ser buenas (Moreno *et al.* 1990, Fernández Palacios 1992, Gavilán y Fernández-González 1997, Ojeda *et al.* 1998). En general, en España, la vegetación madura compuesta por caducifolios domina en las zonas más lluviosas, mientras que la de perennifolios lo hace en las zonas secas. La intensa utilización de nuestro país hace que la vegetación natural madura no abunde, siendo más frecuente la vegetación natural procedente de la sucesión secundaria o de la reforestación. En muchos casos, la inflamabilidad de esta vegetación secundaria es mayor que la de la vegetación natural madura. Esto es particularmente así en el caso de que la vegetación pioneras esté dominada por especies acumuladoras de combustible fino y necromasa. Por ello, la relación entre inflamabilidad de la vegetación y clima no es simple. Durante la última parte del siglo XX, la vegetación dominante ha ido incrementado su potencial combustible como consecuencia de la menor explotación y pastoreo, el abandono de cultivos marginales y la falta de aprovechamiento de leñas (Vélez 2000a). Además, la vegetación que crece tras la quema de algunas plantaciones de coníferas o de frondosas tipo eucalipto es, con frecuencia, altamente inflamable.

Meteorología

Las variables meteorológicas que mayor papel juegan sobre el desarrollo de un incendio son la temperatura, la velocidad del viento, la humedad relativa y la estabilidad de la atmósfera (Mérida 2000). En los ambientes estables y secos del verano la energía que se recibe del sol aumenta la temperatura lo que hace que disminuya la humedad relativa del aire. Ambas variables (temperatura y humedad relativa del aire) controlan el estado de hidratación de los combustibles muertos. El viento es otro elemento crítico: la velocidad de propagación del frente de llamas es directamente proporcional a la velocidad del viento. Las situaciones de mayor peligro son aquellas que vienen acompañadas de vientos fuertes y secos. Son particularmente críticos los vientos de tipo *föhn*, esto es, aquellos que se dan a sotavento de las montañas como consecuencia de la compresión adiabática del aire al descender por sus laderas (Millán *et al.* 1998), siendo los causantes de algunos de los grandes incendios de España (Gómez-Tejedor *et al.* 2000).

El incendio calienta el aire y hace que se eleve, produciendo una depresión a la que fluye aire fresco, aportando el oxígeno que mantiene la combustión. Cuando hay viento, este efecto se ve aumentado a sotavento por el flujo producido por éste. La estabilidad de los niveles bajos de la atmósfera es determinante para que el viento local originado por el incendio sea más o menos intenso. Las situaciones de inestabilidad atmosférica favorecen el movimiento vertical del aire caliente, facilitando el movimiento lateral del aire hacia el frente de llamas. Por el contrario, bajo condiciones de estabilidad los incendios son relativamente menos peligrosos. Así, con dos parámetros de la estabilidad atmosférica Díez *et al.* (2000) calcularon con alto nivel de precisión la ocurrencia diaria de incendios en Galicia. Las situaciones sinópticas que determinan los estados de la atmósfera son, por tanto, determinantes de la ocurrencia de incendios forestales (Díez *et al.* 1994). Éstas determinan el flujo atmosférico y, a través de él, el viento, la precipitación o las descargas de rayos, entre otros (Gómez-Tejedor *et al.* 2000, González-Hidalgo *et al.* 2001, Goodess y Jones 2002, García-Herrera *et al.* 2003, Muñoz-Díaz y Rodrigo 2003, Tomás *et al.* 2004). Consecuentemente, buena parte de los incendios ocurren bajo condiciones sinópticas determinadas (Bardají *et al.* 1998). Esto es similar en el resto del mundo (Da Camara *et al.* 1998, Johnson y Wowchuk 1993).

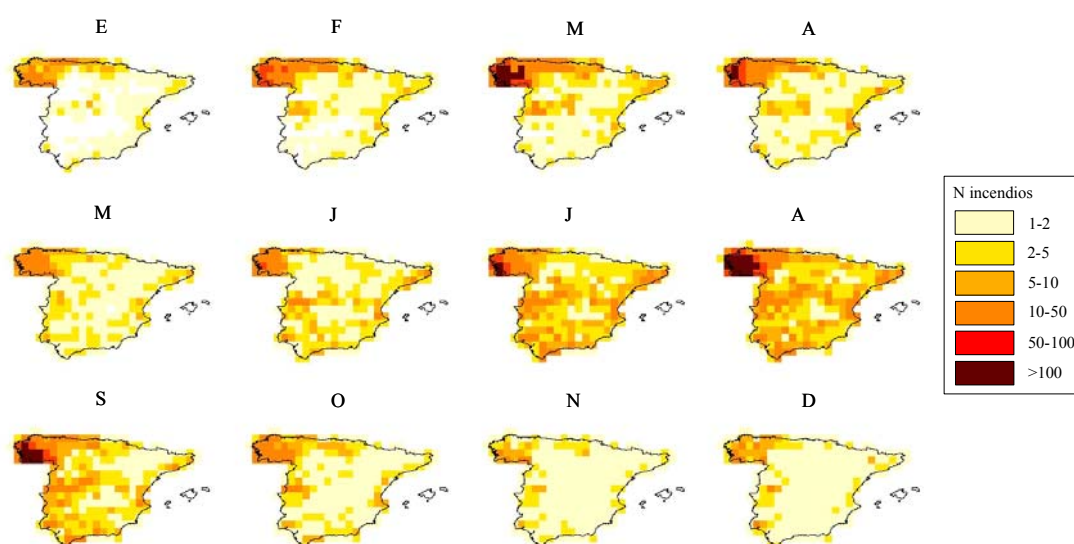


Fig. 12.C.3. Ocurrencia de incendios en la España Peninsular en los distintos meses del año durante la década 1990-1999. (Se muestra el número medio de incendios por mes). Datos de Moreno, Zavala y Díaz (no publicados) según datos de EGIF (DGB, MIMAM).

Combustibles

Humedad del combustible ligero vivo: El contenido en humedad de los combustibles finos vivos varía a lo largo del año, siendo máximo en primavera y mínimo a finales de verano. El contenido en humedad está relacionado con la fenología y disponibilidad de agua en el suelo, por lo que se relaciona bien con índices de sequía (Viegas *et al.* 2001, Castro *et al.* 2003)(Fig. 12.C.5). La relación es tal que los efectos más importantes ocurren en las fases primeras de falta de agua en el suelo. Esta relación varía según las especies. Así, el contenido de humedad de las especies pioneras suelen variar más, y está más estrechamente vinculado a la ocurrencia de lluvia que el de otras especies más tardías en la sucesión, y con acceso a agua a mayor profundidad (Moreno y Cruz 2000, Peñuelas *et al.* 2001, Viegas *et al.* 2001, Filella y Peñuelas 2003). Por tanto, el estado de los combustibles vivos depende de cuanto llueve y de cuándo llueve. Igualmente, el contenido en humedad puede variar con la edad de la planta (Baeza *et al.* 2002).

Composición química: Además del agua, la composición química de los vegetales determina su contenido energético e inflamabilidad. Las sustancias extractivas en éter (aceites esenciales, resinas, etc.) favorecen la inflamabilidad (Trabaud 1976). Las especies forestales sufren variaciones estacionales acusadas en su contenido químico (Elvira y Hernando 1989, Núñez-Regueira *et al.* 1999), haciendo que su inflamabilidad cambie también a lo largo del año (Núñez-Regueira *et al.* 2000).

Humedad del combustible ligero muerto: La humedad de los combustibles vivos se mantiene debido al transporte de agua desde el suelo, de ahí que las hojas vivas y ramas tengan contenidos de humedad relativamente altos incluso en épocas secas. Sin embargo, el contenido de los combustibles muertos fluctúa ampliamente en respuesta a las variaciones en la humedad relativa del aire, junto con la lluvia, o la radiación solar, entre los tres factores más importantes. La propagación del fuego es muy sensible al combustible ligero muerto ($\phi \leq 6$ mm), pues es el que más rápidamente se inflama al estar expuesto a un foco calorífico. Además, este combustible también es el que se ajusta más rápidamente a las condiciones meteorológicas. La humedad de los combustibles muertos en pie varía a lo largo del año, siendo más baja en verano. En atmósferas estables, la humedad relativa disminuye al aumentar la temperatura, de ahí que el contenido en humedad de estos combustibles sea máximo a primeras horas del día y mínimo al comenzar la tarde. Igualmente, el contenido en humedad de la hojarasca depende de las condiciones meteorológicas, de su exposición al sol así como del contenido en humedad del suelo. Cuanto más desecante sea la atmósfera y menor la humedad del suelo, más seca estará la hojarasca, lo que aumentará su inflamabilidad y combustibilidad, así como la de los combustibles muertos en pie (Valette 1988, Viegas 1998).

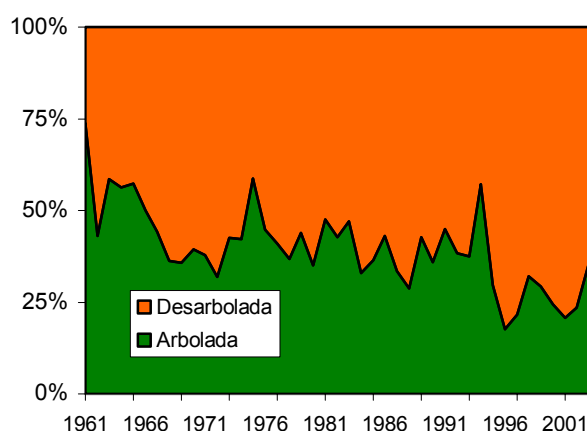


Fig. 12.C.4. Variación a lo largo de las últimas décadas del tipo de superficie recorrida por el fuego. Fuente: Anónimo y EGIF(DGB, MIMAM)(elaboración propia)

Topografía

La propagación del fuego aumenta con el ángulo que ofrece la superficie al frente de llamas. Por ello, la propagación a favor de pendiente es rápida y peligrosa. Los incendios no ocurren al azar, sino que son más frecuentes en ciertas posiciones topográficas (Vázquez y Moreno 2001, Lloret *et al.* 2002). Aunque la topografía no cambia, sí cambia la vegetación, sobre todo tras el fuego. Esto hace que la peligrosidad de un sitio dado varíe con el tiempo en la medida que cambie la vegetación y según las condiciones topográficas del lugar donde esta se asiente.

El rayo como fuente de ignición

En España, la frecuencia de descargas de rayos está relacionadas con la temperatura del mar (de Pablo y Soriano 2002, Soriano y de Pablo 2002), siendo mayor cuanto más alta es aquélla. Los rayos son más frecuentes en zonas de montaña (Pirineos, Sistema Ibérico, y Sistema Central), con un gradiente de abundancia de menor (suroeste) a mayor (noreste) (Soriano *et al.* 2001a, b). La mayor frecuencia de descargas se da en verano (Ju, Jl, Ag), seguida del otoño (Se, Oc) y primavera (My). El número de descargas está relacionada con ciertos tipos sinópticos circulatorios (Tomás *et al.* 2004), siendo las situaciones ciclónicas y con flujos del Este las que mas descargas aportan. La distribución geográfica de los incendios ocasionados por los rayos es, a grandes rasgos, concordante con la distribución de estos, pero diferente de la de los incendios causados por las personas (Vázquez y Moreno 1998b).

12.C.2.2. Índices de peligro

El peligro de incendio es una medida de la probabilidad de que ocurra un incendio forestal y se basa en la temperatura, la humedad relativa, la velocidad del viento y dirección y la sequedad de los combustibles (Vélez 2000c, Viegas *et al.* 2000). Por lo tanto, los índices de peligro son medidas útiles para representar la probabilidad de un incendio en el tiempo y espacio. La representación de uno de estos índices (el Índice de Peligro Canadiense) para España durante los seis meses críticos de la estación cálida muestra cómo el peligro de incendio aumenta primero en el Centro-Oeste de España y luego se amplía hacia el Este y Centro y a lo largo de la costa conforme aumenta el verano (Fig. 12.C.6). El norte y Noroeste, debido a su clima más fresco y húmedo, se mantiene con índices de peligro bajos durante la estación de máximo peligro. Comúnmente, los días con incendio, o con incendios múltiples o de gran tamaño suelen ser más frecuentes cuanto mayores son los índices de peligro (Andrews *et al.* 2003). Consecuentemente, una mayor frecuencia de índices altos implica una mayor probabilidad de que se den ese tipo de incendios. Las posibilidades de que ocurra un gran incendio forestal se relacionan con la presencia de masas de aire inestable y con bajo contenido de humedad (Haines 1988). Acorde con lo anterior, la ocurrencia de incendios en España ha estado relacionada con la climatología, variando según zonas y fuente de ignición (Vázquez y Moreno 1993) (Fig. 12.C.7). No obstante, antes que los valores medios de una determinada variable o índice, las situaciones extremas, esto es, el número de días particularmente cálidos, o el transcurrido desde la última lluvia, parece ser crítico (Vázquez y Moreno 1993, Piñol *et al.* 1998, Pausas 2004).

Los índices de peligro están basados en el clima, pero dado que las personas pueden producir incendios en cualquier momento del año, es posible que se tengan incendios incluso en situaciones en las que el índice de peligro no sea alto. (Fig. 12.C, 6). No obstante, dado que el hombre es el principal causante de los incendios, estos pueden darse incluso en momentos del año en los que la peligrosidad general es baja. Vázquez y Moreno (1995) encontraron que la temporada de incendios, entendida como el periodo para que ocurra un 50% de los incendios que se dan en un año, o se queme una superficie similar, es mayor en el Levante que en la zona Centro, pero no que en el Noroeste. Esto se contradice con lo que cabría esperar en

función de la duración de situaciones de alto peligro de incendio. Además, en el Noroeste los años con un mayor número de días con temperaturas altas, años en los que la superficie quemada fue mayor. No obstante, la temporada de incendios fue más corta, no más larga. Estas relaciones estuvieron condicionadas, en parte, por la fuente de ignición, siendo los incendios intencionados los que más reflejaron este patrón. En consecuencia, la estación de peligro puede no necesariamente determinar la temporada de incendios. En aquellas zonas donde los incendios intencionados son dominantes, es el agente causante del incendio el que puede determinar la temporalidad.

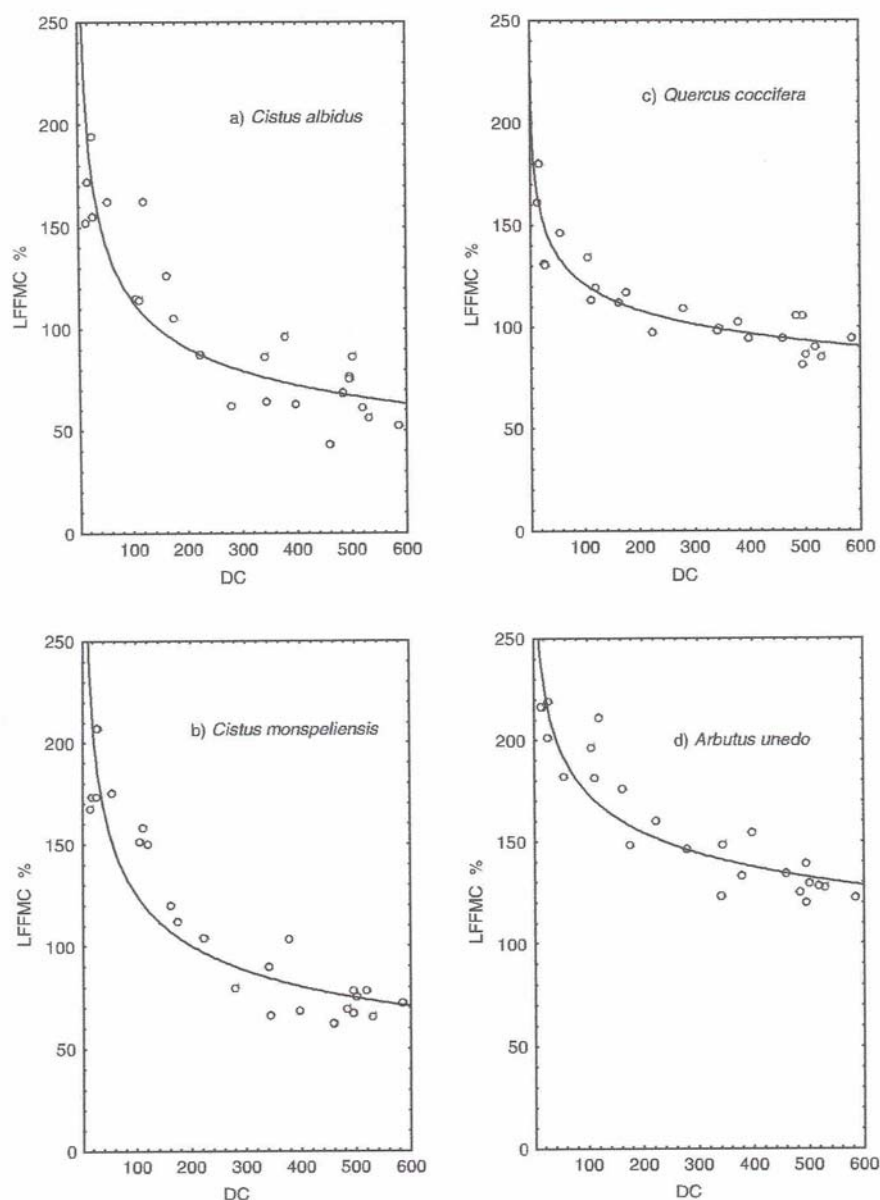


Fig. 12.C.5. Contenido en humedad de los combustibles vivos finos (LFFMC%) en función del Índice de Sequía del Sistema Canadiense de Peligro de Incendios en Collserola (Barcelona). Nótese la diferencia entre especies más o menos pioneras. De Viegas et al. (2001).

12.C.2.3. El tamaño de los incendios

La variabilidad meteorológica de los climas de España (ver Capítulo 1) afecta a la distribución anual del tamaño de los incendios, de manera que estos son tanto más desiguales cuanto

mayor es la variabilidad meteorológica anual. Así, en el Levante es frecuente que unos pocos incendios afecten a un elevado porcentaje de la superficie quemada durante el año. Este porcentaje es menor en el Noroeste.

La variabilidad anual de la distribución de tamaños es también mayor en el Levante que en el Noroeste. Además, el grado de predicción de los parámetros que describen estructura de la distribución de frecuencias del tamaño de los incendios en función de la variabilidad climatológica anual es mayor (Vázquez y Moreno 1995) (Fig. 12.C.8). En otras palabras, en estas tres zonas de España analizadas aquellas con clima más variable generaron distribuciones de tamaños de los incendios más desiguales, esto es, con más peso de unos pocos incendios grandes sobre el total recorrido por el fuego en un año. Además, estas distribuciones de tamaño fueron menos predecibles en función de las variables climáticas.

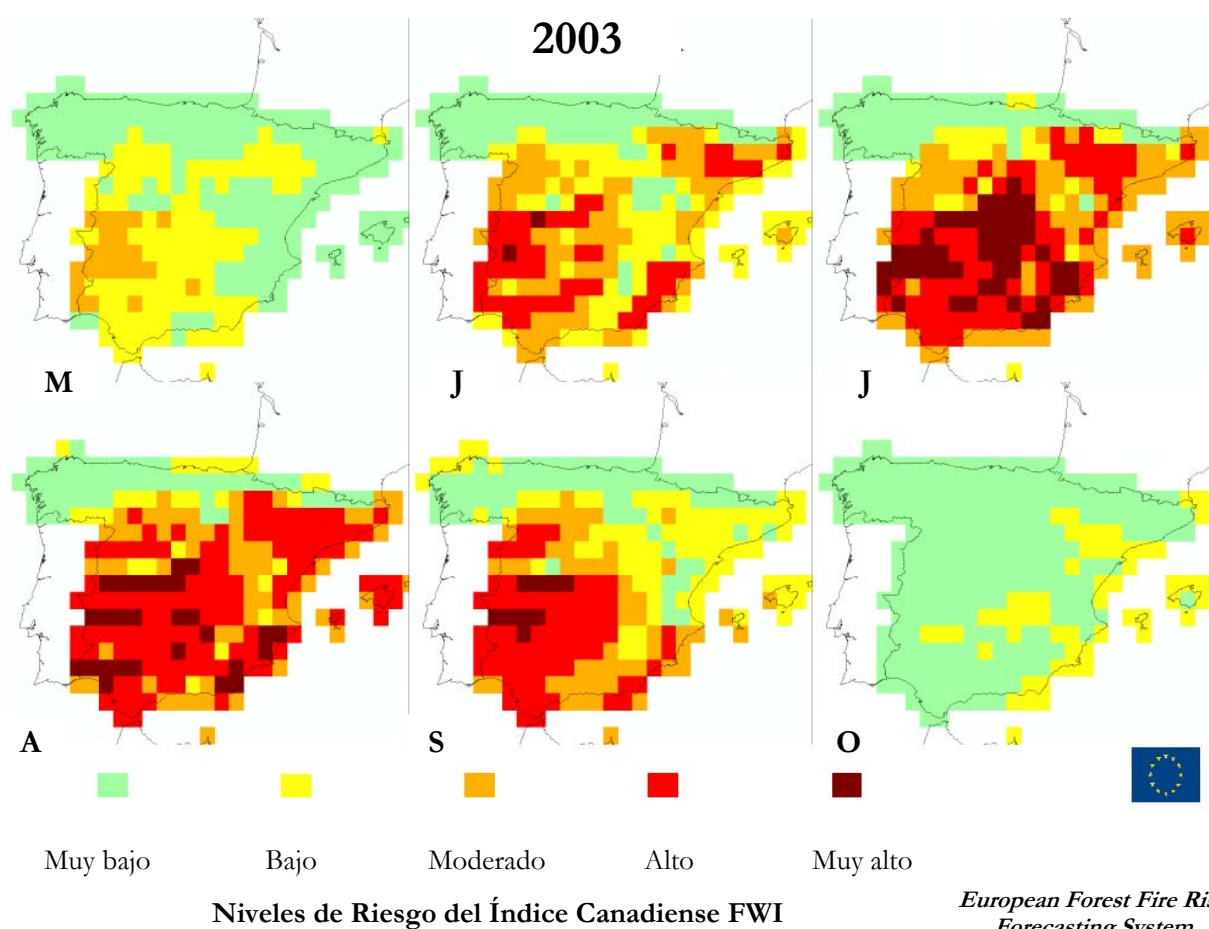


Fig. 12.C.6. Riesgo de incendio en España según el Índice Canadiense FWI durante los meses de Mayo a Octubre de 2003. Mapa tomado del European Forest Fire Risk Forecasting System, Instituto Europeo de Medio Ambiente y Desarrollo Sostenible, CEC, JRC, Ispra, IT. (<http://natural-hazards.jrc.it/effis/effrfs/>).

El tamaño de un incendio varía según la fuente de ignición. Las igniciones intencionadas tendieron a producir incendios menos variables en lo que se refiere a las áreas quemadas que aquellos causados por rayos. Sin embargo, el grado de diferencia entre los incendios causados por diferentes fuentes de ignición depende de la zona climática. Paradójicamente, las fuentes de ignición han sido tanto más determinantes de estas distribuciones cuanto menor era el peligro climático de la zona. En otras palabras, un área con alto peligro climático (Levante) produjo distribuciones de frecuencias del tamaño de los incendios similares entre aquellos incendios causados por distinta fuente de ignición, mientras que otras áreas con menor peligro

(el Noroeste) han producido distribuciones más variables. Esto es, la fuente de ignición produjo una mayor variabilidad en el tamaño de los incendios en zonas menos proclives a los incendios que en aquellas que los son más. Además, la relación de los parámetros descriptores de estas distribuciones de frecuencias de tamaño con las variables climáticas ha sido baja, si bien, en el Noroeste (menor peligro), la relación fue más alta que en el Levante (mayor peligro) (Vázquez y Moreno 1995).

12.C.3. IMPACTOS PREVISIBLES DEL CAMBIO CLIMÁTICO

12.C.3.1. Impactos asociados a la climatología

Temperaturas

Las tendencias del clima futuro para España indican que la temperatura media aumentará aproximadamente 0,4 °C/década en invierno y de 0,6-0,7 °C/década en verano. Por tanto, los aumentos de temperatura son mayores en verano que en La frecuencia de anomalías térmicas aumentará generalizadamente. El número de días con temperaturas extremas máximas aumentará en verano (ver Capítulo 1). Existen evidencias de estas tendencias en algunas zonas de España (ver Cap. 1). La propagación del fuego se ve favorecida durante el día por el incremento térmico y la disminución de la humedad relativa del aire, lo que puede reducir el contenido en humedad de los combustibles muertos, así como el umbral para que entren en ignición, haciendo que un episodio de ignición produzca más fácilmente un incendio. Asimismo, el aumento en las temperaturas de la noche será proporcionalmente mayor que en las del día (Easterling *et al.* 1997). En otras palabras, las temperaturas durante la noche tenderán a hacerse comparativamente más altas, con el consiguiente efecto negativo sobre la humectación de los combustibles. Por tanto, asumiendo que el número de fuentes de ignición y la vegetación no varíe, cabe esperar que la inflamabilidad sea mayor, y los incendios más frecuentes y, una vez que eclosionen, se propaguen mejor y alcancen mayor tamaño.

Precipitaciones

Las tendencias para la precipitación durante el presente siglo no son consistentes entre los distintos modelos, si bien todos coinciden en que la precipitación total anual disminuirá, en particular en la primavera y verano (Cap. 1). Los patrones de precipitación determinan el nivel de reservas hídricas del suelo, siendo críticos los periodos de recarga para conferir al suelo mayor estabilidad en su contenido hídrico (Martínez-Fernández y Ceballos 2003). Asumiendo que la precipitación total no varíe, su concentración en invierno y la consiguiente falta de días de lluvia en primavera y verano afectará a los combustibles muertos y vivos. Esto, unido al incremento térmico del verano hará que la evapotranspiración potencial aumente (Pausas 2004). Las lluvias durante la estación de crecimiento determinan ampliamente la abundancia de herbáceas (Figueroa y Davy 1991). Las primaveras lluviosas mantienen más humedad superficial en el suelo, y producen un mayor desarrollo de combustibles finos herbáceos, que más tarde se desecarán. El aumento de las temperaturas puede hacer que los meses de desarrollo herbáceo se anticipen a la primavera temprana o al invierno, de ahí que, incluso ante un escenario de disminución de precipitaciones primaverales, el desarrollo de esta vegetación puede ser importante y aportar un elemento de peligrosidad en épocas relativamente tempranas. Esto puede ser más relevante en zonas húmedas que, con el tiempo, pueden ser objeto de mayor sequía estival que, además, puede aparecer más tempranamente. Por otro lado, una menor disponibilidad hídrica en las capas superficiales del suelo hará que los combustibles muertos en el suelo se des sequen más tempranamente. La disminución de días de lluvia hará que se mantengan secos durante más tiempo. En pinares y ecosistemas con hojarasca bien desarrollada la inflamabilidad y el periodo de susceptibilidad al fuego aumentará.

La vegetación en pie sufrirá variaciones fisiológicas y fenológicas en respuesta a los cambios en los patrones de precipitación. En primer lugar, la concentración de precipitaciones en invierno, así como la disminución en el número de días de lluvia a lo largo del año conllevará un aumento en el número de días en que las plantas se vean sometidas a estrés hídrico (Martínez-Fernández y Ceballos 2003), con el consiguiente aumento en la duración de la temporada de incendios (Rambal y Hoff 1998). El patrón de enraizamiento, esto es, la profundidad del suelo que cada planta es capaz de explotar, unido a sus características fisiológicas, es determinante de su nivel de estrés hídrico (Filella y Peñuelas 2003, Martínez-Vilalta *et al.* 2003). Las especies con enraizamiento más superficial y particularmente susceptibles a la disponibilidad de agua superficial, tales algunos elementos del matorral, tales como jaras (*Cistus*), romeros (*Rosmarinus*), algunos brezos (*Erica*) y otros nanofanerófitos, pueden presentar mayores índices de estrés (Gratani y Varone 2004) y durante periodos más largos, haciéndolas más sensibles a cambios en los patrones de precipitación que al total de lluvia. Esto hará que los niveles de peligrosidad sean más altos y duraderos en las comunidades dominadas por estas especies (Mouillot *et al.* 2002) que en las que tienen un enraizamiento más profundo, como muchas de las especies arbóreas (Mediavilla y Escudero 2003a). Un menor contenido en humedad en el material fino hará que su potencial inflamable aumente en el tiempo, tanto más cuanto menores sean las precipitaciones y más se concentren en épocas tempranas del año.

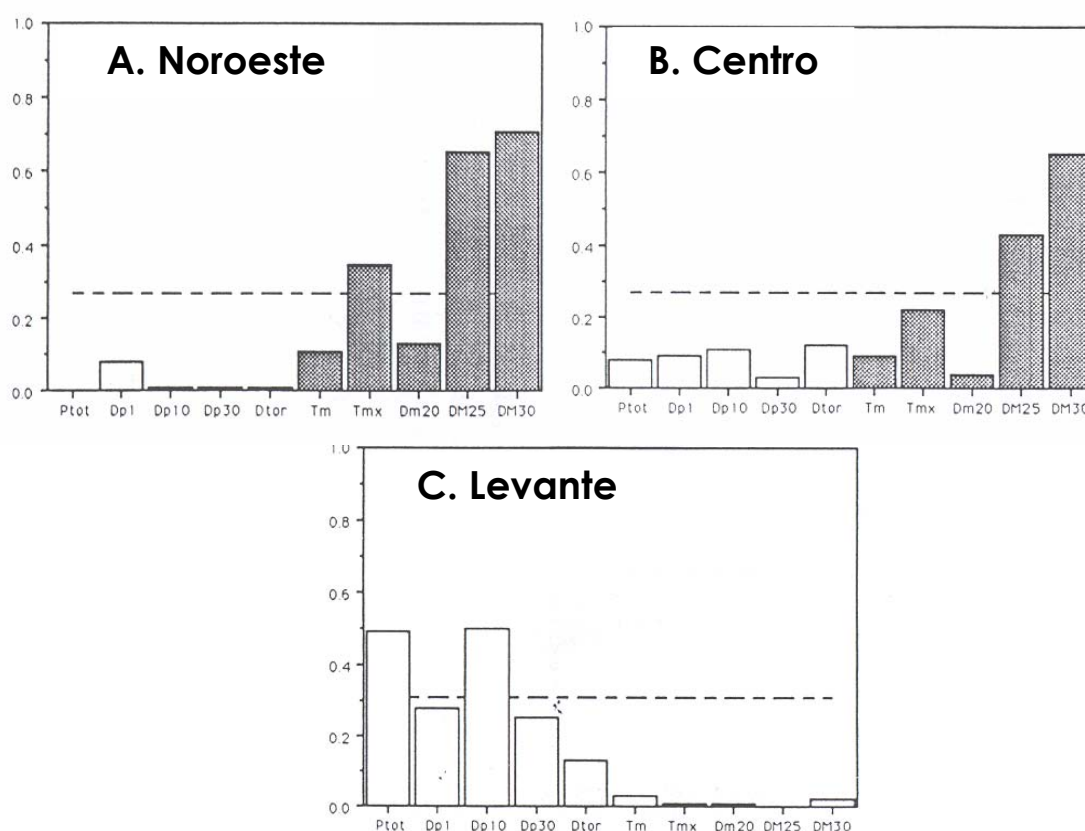


Fig. 12.C.7. Coeficiente de determinación (r^2) entre distintas variables de precipitación (precipitación total [Ptot] o días con precipitación igual o mayor que los valores indicados [Dp1, Dp10, DP30], o días de tormenta [Dtor], respectivamente) y temperatura (media [Tm, de las máximas [Tmx], o días con temperaturas mínimas [Dm] o máximas [DM] superiores a los valores que se indican, respectivamente) anuales y superficie quemada entre 1974 y 1988 en tres zonas de España. La trama densa significa correlaciones positivas, y en blanco correlaciones negativas. La raya discontinua indica el nivel a partir del cual las correlaciones son estadísticamente significativas. De: Vázquez y Moreno 1993.

Por el contrario, las especies con enraizamiento profundo pueden verse más afectadas por disminuciones en el total de precipitaciones. En los periodos secos, la falta de agua puede obligar a estas especies a ajustar su área foliar (Mouillot *et al.* 2002, Sabaté *et al.* 2002), disminuyendo el tamaño y número de las cohortes de hojas que portan, tendiendo hacia una mayor proporción de las hojas del año que de años anteriores. En situaciones extremas algunas especies pueden no desarrollar las hojas del año (Peñuelas *et al.* 2001). Esto puede afectar a su inflamabilidad, dado que las hojas viejas tienen menos agua y más contenido energético (Mediavilla y Escudero 2003b). Por otro lado, sequías prolongadas pueden producir la muerte total o parcial de los individuos, con el consiguiente aporte de materia muerta. Situaciones de este tipo han sido observadas en el pasado reciente, como la sequía de mediados de los años 90. Durante este periodo de sequía pudo observarse una mortalidad acusada y ampliamente repartida entre plantas de diferentes especies, primero entre las que presentan enraizamiento superficial (*Cistus* o similares), luego también a otras con enraizamiento profundo, aunque con diferencias entre especies en función de su capacidad de tolerar la falta de agua (Peñuelas *et al.* 2001). Por otro lado, el efecto fue más acusado en laderas S que en laderas N, y con variaciones también entre sustratos. Nótese que en situaciones tan extremas los potenciales hídricos que pueden llegar a medirse en algunas especies, incluso en otoño, pueden ser extremadamente bajos (Moreno y Cruz 2000). Una recurrencia de sequías puede aumentar el material muerto en pie, lo que incrementaría la peligrosidad de la vegetación.

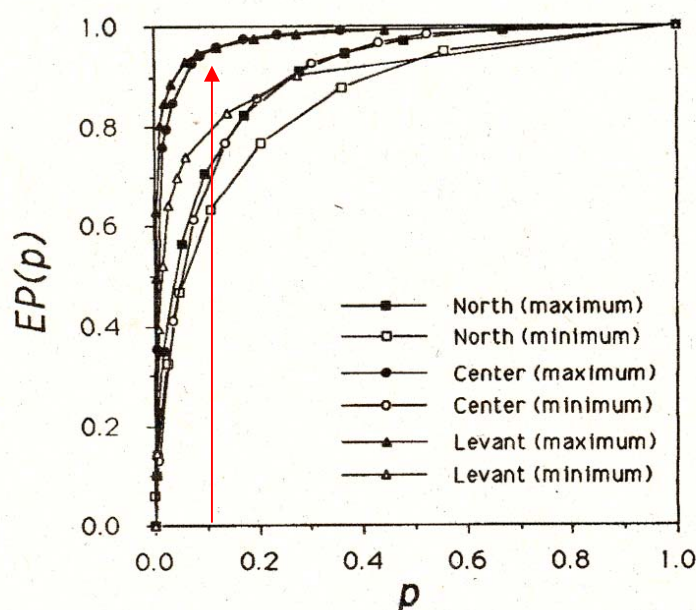


Fig. 12.C.8. Relación entre la proporción de área quemada ($Ep(p)$) por una proporción (p) de incendios en tres zonas de España entre los años 1974 y 1988. La proporción de incendios (p) se calcula acumuladamente, comenzando por los incendios más grandes y terminando por los más pequeños. Así, la flecha señala la proporción de superficie quemada por el 10% de los incendios más grandes. Nótese la mayor variabilidad entre años del Levante y Centro que del Noroeste de España, y que en años extremos apenas 10% de los incendios afectan a más del 95% de la superficie quemada en el año. De Vázquez y Moreno 1995.

Viento

La velocidad media del viento tenderá a aumentar. Esta variación será menos acusada en verano que en otras estaciones (Cap. 1). Dadas las importantes interacciones locales de este

meteoros, no es fácil predecir el impacto de esta variable excepto que, dado su importante papel en la propagación del fuego, es probable que los incendios grandes y las dificultades de extinción aumenten.

Vegetación y clima

Conforme el cambio climático se materialice, los cambios en la vegetación derivados del mismo irán haciéndose patentes (Ver Capítulos 2 y 9). En este sentido, en la medida en que la vegetación más mesofítica, y por tanto, menos inflamable, sea sustituida por otra que lo es más (Peñuelas y Boada. 2003), aumentará el riesgo de incendio en las zonas que así ocurra. Otro tanto puede decirse de aumentos en la continuidad horizontal de la vegetación en aquellas zonas que de otra manera difícilmente podrían soportar un incendio, como son las zonas de alta montaña (Sanz-Elorza *et al.* 2003), o las zonas de paramera. Por otro lado, la aridificación de otras zonas podrá reducir la cantidad y continuidad del combustible y, por tanto, disminuir los incendios (Vázquez

Rayos

Las predicciones basadas en los GCM indican que la fracción de lluvia convectiva tenderá a aumentar, así como el número de descargas de rayos (Price y Rind 1994). Los rayos no sólo serán más abundantes sino que se extenderán más a lo largo del año, ampliando la estación de incendios (Price y Rind 1994). Parra (1995)(tomado de Rambal y Hoff 1998) demostró que existe una estrecha relación entre la temperatura del Mar Mediterráneo (SST) y la fracción convectiva de lluvia (CF) en Barcelona, ($CF=4,9SST-38,7$, $r^2=0,93$, $P<0.01$). Las situaciones sinópticas con mayor aporte de rayos son las ciclogénicas o del Este (Tomas *et al.* 2004). Consecuentemente, cabe esperar que el número de incendios producido por rayos aumente con el tiempo. La mayor frecuencia de situaciones con déficit hídrico en el suelo hace suponer que la eficiencia de las descargas en producir un incendio sea mayor (Nash y Johnson 1996). Hay que notar que en el pasado la mayoría de los incendios causados por rayos se produjeron durante unos pocos eventos, esto es, días consecutivos con actividad tormentosa (Vázquez y Moreno 1998). Por tanto, la persistencia de dichas situaciones debido a la mayor estabilidad de las condiciones atmosféricas puede ser particularmente peligrosa. El mayor grado de abandono que suele ocurrir en las zonas altas, donde son más frecuentes los rayos, permite suponer que la acumulación de combustible aumente, y con ello los incendios por rayo.

12.C.3.2. Impactos sobre los índices de peligro

Conforme nos adentremos en el siglo XXI, y los cambios climáticos previstos se vayan materializando, las proyecciones basadas en los GCM apuntan a un aumento considerable en el índice mensual medio de peligro (Fig. 12.C.9). Estos cambios son generalizados en todos los meses del año y harán que la temporada de incendios se anticipe en el tiempo, tanto más cuanto más entrado el siglo y mayor sea el cambio que se materialice. Hay que notar que todos los escenarios predicen un aumento del peligro considerable. Dado que los índices de peligro no son iguales en la actualidad en todo el territorio, las variaciones irán afectando más a aquellas zonas que en algunos meses del año ya se encuentran en situaciones límite de ser consideradas peligrosas. Por ello, es previsible que el número de zonas que entren dentro de los estados de alerta de lucha contra incendios se incremente, así como la extensión del periodo de alerta. Escenarios similares han sido descritos para otras zonas del mundo, más o menos acusados según el cambio climático previsto (Torn y Fried 1992, Flannigan *et al.* 1998, Williams *et al.* 2001, Brown *et al.* 2004, Fried *et al.* 2004)

Por otro lado, un aumento en los índices medios de peligro implica que, aún asumiendo que la distribución de frecuencias de situaciones se mantiene fija, la frecuencia de situaciones extremas aumentará, y lo hará de forma no proporcional al aumento de la media (véase Schär *et al.* 2004, para el evento del verano de 2003 o Luterbacher *et al.* 2004, para el aumento en las frecuencias de eventos extremos). Por otro lado, la duración de las mismas puede verse también aumentada, como consecuencia de una mayor tendencia hacia la estabilidad atmosférica. Con qué frecuencia e intensidad se darán estas situaciones es difícil de predecir, habida cuenta las imprecisiones de los modelos. Nótese, no obstante, que Hulme y Carter (2000) indican que en la década de los 80 del siglo XXI la probabilidad de que un verano sea tan cálido como el que más entre diez del siglo pasado es del 65 al 100%, según los escenarios usados. En otras palabras, que se tendrá un verano tan cálido como uno entre diez del siglo XX prácticamente casi todos los años.

Aunque distintos GCM proyectan cambios climáticos diferentes, aún en el mejor de los escenarios cabe suponer que con frecuencia creciente puedan darse situaciones en las que sea imposible hacer frente a los incendios en el caso de una eclosión múltiple de los mismos bajo situaciones extremas. Los sistemas de lucha tienen un margen de acción limitado, pues como mucho pueden hacer frente a unas cuantas veces la situación normal. Eventos extremos, severos, prolongados y repartidos geográficamente obligan a que los servicios de lucha contra incendios tengan que hacer frente a muchas veces su capacidad real, con lo que inevitablemente sobrepasan el nivel de máxima eficacia para el que han sido concebidos. Los ejemplos de los grandes incendios de 1994 en el Levante, o los más recientes de Portugal de 2003 son ilustrativos acerca de lo que puede ocurrir. En estas situaciones, la meteorología es determinante. Un escenario de meteorología adversa permite aventurar un aumento de la frecuencia con la que puedan darse situaciones en las que la lucha contra incendios sea de una dificultad máxima.

12.C.3.3. Otros impactos

Cambios en los usos del suelo y en la vegetación

El factor más importante de cambio de la vegetación en España ha sido el uso del suelo. Las últimas décadas del siglo pasado se caracterizaron por un abandono del campo, paralelo a un incremento de la vegetación, bien por forestación, bien por desarrollo de la vegetación natural (Fernández Alés *et al.* 1992, García-Ruiz *et al.* 1996, Vega García 2003, Duguy 2003, Viedma y Moreno, enviado). La tendencia hacia una concentración de la agricultura en las zonas más fértiles, la disminución del pastoreo extensivo, y un aumento de las superficies abandonadas pueden seguir incrementando las superficies de monte. No obstante, el análisis del cambio paisajístico durante las décadas pasadas en ciertas zonas muestra que el cambio más importante probablemente ya se ha producido. Sin embargo, los cambios en las precipitaciones y temperaturas harán que el potencial productivo de muchas zonas disminuya, lo que puede afectar a los procesos de abandono de tierras (Ver capítulos 2 y 9). La disminución del valor económico de algunos bosques ante su falta de competitividad con otras zonas puede avivar el proceso de abandono.

Otros cambios importantes ocurrirán como consecuencia de la vegetación que pueda desarrollarse tras el incendio, toda vez que, en muchos casos, la quema de pinares antiguos genera matorrales o pinares, que se queman antes de alcanzar la madurez reproductiva, por lo que, finalmente, son los matorrales los que emergen (Faraco *et al.* 1993, Vallejo y Alloza 1998, Valbuena *et al.* 2001, Lloret *et al.* 2003, Pérez *et al.* 2003, Rodrigo *et al.* 2004). Dado que el sitio donde ocurren los incendios no es al azar, sino que lo hace en particulares situaciones, es probable que el cambio de valoración asociado al tipo de vegetación suponga una menor atención, tanto en la prevención, como en la vigilancia, lo que puede conllevar a una aceleración del ciclo de incendios (Trabaud y Galtie 1996). Se ha constatado que en algunas

zonas (Sierra de Gredos), los pinares una vez que se queman vuelven a quemarse con mayor celeridad (Vázquez y Moreno 2001). Esto podría conducir a cambios en la distribución de la vegetación en el paisaje, con zonas dominadas por el matorral, más susceptibles de ser expuestas a agentes igníferos, y otras boscosas, más alejadas, de menor acceso. Antecedentes de este proceso ya han sido descritos (Mouillot *et al.* 2003). Por otro lado, simulaciones de incrementos en la frecuencia de incendios como consecuencia del cambio climático arrojan un dominio paulatino de los matorrales (Pausas 1999, Mouillot *et al.* 2002).

Situaciones en las que los incendios aumenten su frecuencia serán posibles en la medida en que el ecosistema sea suficientemente fértil como para aportar los nutrientes que requiere el crecimiento de la vegetación. El establecimiento de condiciones climáticas más favorables en algunas zonas de montaña y de las mesetas puede hacer que el crecimiento de la vegetación aumente, acelerándose el proceso anteriormente descrito. No obstante, cabe presumir que se produzcan desequilibrios entre aportes de nutrientes en el lapso interincendio, y pérdidas de los mismos por los incendios, lo que causará una disminución de la fertilidad del sistema (Moreno 1999), y consiguiente tasa de regeneración de la vegetación (Díaz Delgado *et al.* 2002).

En principio, asumiendo que la ocurrencia de incendios está limitada por el combustible (Minnich 1998), incluso en las peores condiciones que se avecinan, cabría suponer que este proceso acarrearía una disminución de la incidencia de incendios, debido a la falta de combustible ocasionada por incendios frecuentes. La mayor eficacia de lucha contra incendios favorecería este proceso (Piñol *et al.* 2004). No obstante, la alternativa de que los incendios estén mayoritariamente controlados por las condiciones meteorológicas parece más consistente (Moritz *et al.* 2004). En este supuesto, y bajo condiciones de mayor peligro, cabe esperar un impacto crecientemente negativo de los incendios en muchas zonas, que se verían sometidas a incendios incluso en estados jóvenes de regeneración (Vázquez y Moreno 2001), con el consiguiente riesgo de pérdida de la fertilidad del suelo.

Cambios en las fuentes de ignición humanas

No es posible establecer cómo las situaciones originadas por el cambio climático pueden incidir en la población causante de incendios dolosos. La persistencia de situaciones de alto peligro hará que las oportunidades para ejecutar una acción dolosa aumente. La posibilidad de que durante estas situaciones se produzca algún incendio que estimule a dichos agentes no puede ser excluida. En lo que concierne a los incendios accidentales, esto es, a aquellos en los que la fuente de ignición se origina como consecuencia fortuita de la actividad humana, la mayor peligrosidad del clima puede conllevar una mayor probabilidad de que las situaciones que aportan fuentes de ignición terminen originando un incendio. Contrarrestando esta posibilidad estaría la mejora paulatina en información y formación de la población y su sensibilización hacia el problema de los incendios, de manera que las fuentes de ignición puedan reducirse.

12.C.3.4. Régimen de incendios futuro y factores que pueden afectarlo

Los escenarios que se dibujan cara a la ocurrencia de incendios forestales están caracterizados por un incremento generalizado de los índices de peligro, una mayor duración de la temporada de incendios y una mayor frecuencia de situaciones extremas y de más larga duración. A esto se une la tendencia hacia un cambio en la vegetación, con mayor abundancia de especies arbustivas, más sensibles al estrés hídrico. Consecuentemente, cabe esperar que los incendios sean más frecuentes, extensos e intensos. Estas tendencias generales variarán de un punto a otro de la geografía, pero acentuarán las tendencias actuales.

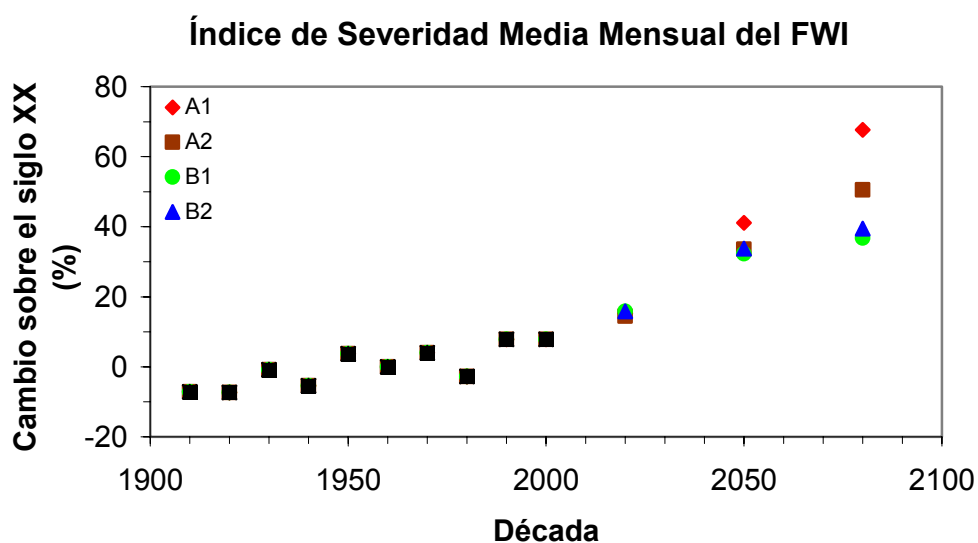


Fig. 12.C.9. Variación (%) del índice medio mensual del FWI (Índice de Peligro Canadiense) para España peninsular y por década (el dato se refiere al último año de ésta) sobre la media del siglo XX durante dos siglos. Los datos del siglo XX han sido reconstruidos a partir de la base ERA y de New et al. (2002) ajustados con datos de estaciones reales. Los datos del siglo XXI proceden de las predicciones del modelo HadCM3, del Hadley Centre del Reino Unido, para cuatro escenarios de emisiones y reescalado según New et al. 2002. Los valores de cada año están calculados sobre los meses de Mayo a Octubre, inclusive. De Moreno, Zavala y Díaz (no publicado).

Las previsiones negativas cara a la ocurrencia de incendios conforme discurre el cambio climático pueden verse contrarrestadas por mejoras en la predicción meteorológica, el conocimiento del estado de los combustibles y las estrategias de prevención y vigilancia. La predicción meteorológica actual permite conocer con anticipación de pocos días la posible existencia de situaciones de peligro. Es probable que con el paso del tiempo la mejora en la capacidad predictiva meteorológica pueda alcanzar plazos más largos. Una mejora en la capacidad de predicción del peligro puede permitir planificar mejor los recursos y, particularmente, la puesta en marcha de acciones preventivas en aquellos sitios de mayor peligrosidad. En este sentido, la elaboración de planes de prevención de fincas y la obligación de realizar inscripciones registrales de las zonas quemadas y los planes para su restauración, como se lleva a cabo en algunas Comunidades Autónomas, pueden contribuir a sensibilizar a todos los implicados. A ello puede ayudar un mejor conocimiento de los combustibles, bien de su cantidad y distribución espacial, bien de su estado de hidratación y fenología (González-Alonso *et al.* 1997, Chuvieco *et al.* 2003, Riaño *et al.* 2003, Gonzalez-Alonso *et al.* 2004). Igualmente, son importantes las mejoras que cabe esperar como consecuencia de la implantación de sistemas de riesgo basado en las condiciones reales de cada sitio, con resoluciones cada vez más mayores (Carlson *et al.* 2002). Esto, unido a mejoras en los sistemas de vigilancia permitirá no sólo disminuir los tiempos de respuesta sino ajustar las mismas al grado real de riesgo que conlleve la eclosión de un incendio.

Para que el sistema sea más efectivo será necesario un cambio en las políticas de lucha contra los incendios. Una política basada estrictamente en la exclusión del fuego puede ser contraproducente, sobre todo cuando es presumible que se produzcan cambios en el potencial forestal de muchas zonas, y la tendencia hacia un dominio de sistemas de matorral se haga más extensiva. Ello hará que la presión sobre las zonas arboladas sea mayor, por lo que se precisará articular estrategias defensivas centradas en ellas. En este sentido, esquemas de gestión que disminuyan la cantidad de combustible en aquellas zonas con mayor potencial para

desencadenar un incendio de grandes dimensiones son críticos. Estos esquemas de gestión deben considerar el uso del fuego como una herramienta más entre las disponibles. Una estrategia de este tipo puede que no excluya la ocurrencia de ciertos incendios, pero sí que sólo puedan propagarse fuera de control en condiciones extremas.

El resultado esperable es que mejoras en la prevención, valoración del riesgo y vigilancia permitan controlar buena parte de los incendios forestales antes de que adquieran cierta dimensión. Eventualmente, sólo aquellos que se den en circunstancias de gran peligrosidad serán los que terminen prosperando. Consecuentemente, cabe esperar que la distribución de tamaños tienda a hacerse más desigual. La recurrencia de situaciones extremas es una posibilidad cierta, circunstancias bajo las cuales la eficiencia de los sistemas de lucha es menor. Por tanto, la tendencia hacia una distribución de gran desigualdad en los tamaños de los incendios se consolidará, así como su variabilidad anual. En cuanto a las causas de incendio, la mayor sensibilización y educación de la población permitirá disminuir los incendios causados por negligencia, aunque persistirán y adquirirán más importancia los incendios causados por rayos. Su mayor localización y posibilidad de anticipación hace que, igualmente, sólo se produzcan aquellos que se den en situaciones extremas. La incidencia de los incendios dolosos es imposible de predecir.

En síntesis, puede ocurrir que la mayor peligrosidad se vea parcialmente contrarrestada por un aumento en la sensibilidad y educación. La mayor eficiencia en la vigilancia y prevención puede hacer que buena parte de los focos de incendio sean controlados. No obstante, es esperable que prosperen aquellos incendios que se den en condiciones más adversas, que serán más frecuentes, tanto para los incendios de origen humano como los causados por rayo. Dado que la superficie afectada por unos pocos incendios es determinante del total quemado anualmente, es presumible que la superficie total quemada aumente, incluso a pesar de que menos incendios escapen a las acciones de lucha, y se haga más variable de año en año. El tamaño máximo de un incendio tenderá a aumentar y lo hará a lo largo de toda la geografía, pudiéndose dar incendios más grandes donde, hasta ahora, no se han dado. El escenario de grandes incendios aparece como altamente probable.

12.C.4. ZONAS MÁS VULNERABLES

Vázquez *et al.* (2002) mostraron que, durante los años 1974-94, la proporción numérica de grandes incendios (>500ha) estuvo relacionada con las temperaturas más altas y un alto número de días transcurrido desde la última precipitación. Por otro lado, una alta frecuencia espacial y temporal de incendios estuvo correlacionada con humedades relativas más elevadas. La superficie afectada por incendios medios o grandes, o su variabilidad estacional, estuvo positivamente relacionada con las altas temperaturas y el número de días transcurridos desde la última lluvia. Por el contrario, como en el caso del número de incendios, un número alto de zonas (cuadrículas de 10.000 ha) con superficie quemada elevada (>500 ha) se relacionó con altas humedades relativas del aire. Estas diferencias reflejan bien lo que ocurre en el gradiente que va de la España Mediterránea a la España Atlántica, en particular del Sur y Este al Norte y Noroeste Peninsular. En el Noroeste, los incendios son relativamente pequeños, generalizados por todo el territorio y ocurren bajo condiciones más benignas, pues son causados por las personas. En las zonas mediterráneas, estos son menos frecuentes, pero alcanzan mayor tamaño y ocurren bajo condiciones más extremas.

Bajo los cambios que se anticipan, las situaciones de altas temperaturas y alto número de días sin lluvia se harán más frecuentes, extendiéndose conforme discorra el siglo a toda la Península, al tiempo que se harán más duraderas. Por otro lado, se ha observado una relación entre la precipitación del año anterior y la superficie quemada en el verano siguiente (Pausas 2004), por lo que el efecto global de años particularmente húmedos puede no ser positivo.

Consecuentemente, cabe suponer que el impacto de un régimen de incendios más extremo, acorde con la nueva climatología, sea será proporcionalmente menos relevante en aquellas zonas de nuestra geografía donde este patrón ya está presente, como la mayor parte de las zonas de tipo mediterráneo. Dado que las zonas áridas está sometidas ya a periodos prolongados de sequía no es probable que incrementos en ésta tengan, comparativamente un gran impacto en la frecuencia o tamaño de los incendios. Por el contrario, en aquellas zonas cuyo patrón de ocurrencia de incendios actual sea muy distinto al que se prevé, como es en el Noroeste y Norte peninsular, cabe esperar que la capacidad de soportar un nuevo régimen de incendios sea menor. Esto es, en las áreas donde las sequías prologandas sean más raras es más probable que sean más sensibles a cambios en el régimen de incendios. Además, la amplia distribución espacial de los incendios en esta parte de nuestra geografía, unida a la alta intencionalidad de los mismos indica que es en estas zonas donde se pueden dar las mayores vulnerabilidades. En el estudio arriba referido se prueba la existencia de una relación entre la proporción de superficie quemada por incendios grandes y la proporción de superficie quemada por incendios causados por negligencias o rayos. En este sentido, un cambio en el patrón de fuentes de ignición en el sentido de estar dominado por la intencionalidad o causas desconocidas a otro dominado por incendios causados por negligencias podría conducir a un régimen típico de la España mediterránea, a tenor de lo observado en las dos décadas analizadas. La mayor abundancia de terreno forestal en la zona Norte y Noroeste de España permite aventurar que la frecuencia de incendios permanecerá alta. La alta productividad primaria de estas áreas (Rodríguez Murillo 1997), y las situaciones de estrés por las que pueden pasar en el futuro (ver capítulo 9), permiten anticipar un incremento de las zonas en estado de regeneración tras el fuego, con el consiguiente incremento de la peligrosidad. Son estas zonas más productivas las que tienen mayor probabilidad de sufrir un cambio de régimen de incendios frente al actual.

Por otro lado, aparecen como vulnerables también aquellas zonas en las que los incendios han sido relativamente poco frecuentes y que, en términos biogeográficos, son las zonas cuya vegetación potencial se corresponde con hayedos, parameras de *Juniperus* o pinares y abetales de alta montaña (*Pinus uncinata*, *Abies*). El incremento del peligro, unido en algunos casos (alta montaña) a la mayor presión sobre las zonas forestales, particularmente en verano, puede hacer que los incendios se den con frecuencia y magnitud no conocidas. La menor resiliencia al fuego de estos ecosistemas puede hacer que su regeneración se vea dificultada tras el fuego con el consiguiente cambio de vegetación y riesgo para la actual. Por su extensión y particular significación, las zonas de paramera pueden ser algunas de las más vulnerables.

Por último, el resto de España, dominado ya por un régimen de incendios de tamaño medio o grande, con incendios más relacionados con negligencias o rayos, y definido por altas temperaturas y tiempo transcurrido desde la última lluvia, verá acrecentada esta tendencia. De nuevo, la mayor o menor disposición de estas zonas a desarrollar una vegetación continua en poco tiempo, que variará entre zonas según que su productividad actual esté más o menos limitada por la temperatura, puede hacer que estas situaciones se extiendan, haciéndose el patrón actual más acusado. Por tanto, la tendencia hacia incendios más intensos y extensos se acrecentará, así como la frecuencia debido a la mayor probabilidad de que una fuente negligente de calor desencadene un incendio.

12.C.5. PRINCIPALES OPCIONES ADAPTATIVAS

12.C.5.1. Estrategias de prevención y lucha contra incendios

La opción de luchar contra todo incendio en un ambiente de peligro y riesgo creciente puede simplemente no ser técnicamente posible, ni económicamente viable. Por otro lado, desde el punto de vista de la gestión de los ecosistemas algunos de ellos pueden gestionarse teniendo en cuenta al fuego, esto es, incorporar periódicamente el fuego en los esquemas de gestión.

En este sentido, parece necesario determinar dónde y cuándo el incendio no es deseable a ningún coste y dónde y cuándo puede ser tolerable o, incluso, deseable, aunque sólo sea para minimizar el riesgo de un incendio incontrolado. Esto se puede conseguir mediante la implantación de sistemas de gestión forestal que contemplen el uso de quemas prescritas, esto es, controladas (Rodríguez Silva 1998 2004). Esto es así en las actuales circunstancias pero más aún en las que se avecinan. La idea es que el fuego puede ser utilizado para controlar los tipos y cantidades de combustibles. En general es cierto (aunque existen notables excepciones) que un área quemada es altamente improbable que vuelva a quemarse en unos años. Esto ofrece la posibilidad de usar quemas controladas para crear zonas a través de las cuales el fuego no prospere. Esto es factible para, por ejemplo, proteger zonas con alto valor económico o que sean altamente sensibles al fuego como plantaciones jóvenes, edificaciones adyacentes al monte, etc. No obstante, el uso del fuego no está exento de riesgo en ningún caso. Una vez que se desencadena un incendio siempre existe alguna probabilidad de que éste se propague fuera de las áreas seleccionadas por el gesto. Por ello, su uso debe hacerse cuidadosamente.

Tabla 12.C.1. Resumen de los principales impactos sobre el régimen y ocurrencia de incendios en España como consecuencia del cambio climático. (Escala de certeza 1 a 5).

Variables relacionadas con la ocurrencia de incendios	Cambio	Certeza
Peligro de incendio	Aumento	*****
Frecuencia de incendios	Aumento	****
Tamaño máximo de los incendios	Aumento	*****
Intensidad media del fuego	Aumento	*****
Zonas en riesgo	Aumento	*****
Estación de incendios	Aumento	*****
Variabilidad anual	Aumento	*****
Igniciones por negligencia	Aumento	****
Igniciones intencionadas	Aumento	**
Igniciones por rayo	Aumento	****

Dados los importantes recursos que se dedican a la prevención y lucha contra incendios, y el límite en la eficiencia que es esperable siguiendo análisis de coste/beneficio (esto es, más recursos no necesariamente implican mayor eficacia)(Martell 2001), parece obligado revisar las políticas de lucha contra incendios, fundamentalmente a través de cambios en las estrategias preventivas, ya que los avances técnicos en la capacidad de luchar contra el fuego una vez que éste se ha producido y detectado parecen más limitadas. En este sentido, las técnicas de gestión del combustible (tanto sean desbroces, quemas prescritas, utilización de herbívoros u otras) deberían progresar a partir del conocimiento de las características de las especies vegetales y de los ecosistemas (Baeza *et al.* 2003), de manera que permitan una gestión integrada de los mismos, tomando en cuenta, además de la prevención de incendios, la conservación de la biodiversidad, la fijación del carbono y la lucha contra la desertificación

12.C.5.2. Selvicultura y usos del suelo

Los estudios llevados a cabo en el pasado muestran que, si bien en el conjunto del país no parece que el tipo de cubierta vegetal haya sido determinante de la ocurrencia de incendios (Vázquez *et al.* 2002), en determinadas zonas, los incendios han sido selectivos, esto es, no han afectado por igual a toda la vegetación (Viedma y Moreno, enviado). Por otro lado, no es

fácil hacer predicciones acerca del valor comercial de las plantaciones arbóreas en el futuro lejano. No obstante, teniendo en cuenta que en el pasado un número considerable de plantaciones arbóreas ardió a edades tempranas (Moreno *et al.* 1998), hay que suponer que en el futuro puede ocurrir lo mismo. La ocurrencia de incendios en zonas forestadas, con suelos poco desarrollados, que son los que predominan en los montes mediterráneos, puede suponer un impacto altamente negativo sobre los recursos edáficos, debido a las pérdidas de nutrientes y suelo que ello conlleva (Bautista *et al.* 1996, Andreu *et al.* 1996, Soto y Díaz-Fierros 1998). El escenario de lluvias concentradas en el tiempo hace prever que los efectos negativos tiendan a ser mayores (De Luis *et al.* 2003). La mayor frecuencia de sequías puede ser doblemente negativa al limitar el desarrollo de la vegetación en los estadios tempranos. No obstante, la gran variabilidad espacial y temporal con que éstas pueden presentarse (Vicente-Serrano *et al.* 2004) hace difícil proyectar sus efectos a escalas de detalle. Consecuentemente, las estrategias de uso forestal de los distintos territorios de España, incluyendo las especies de reforestación, sobre todo de aquellos con un alto potencial forestal, deben tener en cuenta la eventualidad de incendios frecuentes (Pausas *et al.* 2004). El riesgo asociado a las pérdidas del suelo debe calcularse a fin de verificar la idoneidad de los diferentes usos del suelo.

12.C.5.3. Usos recreativos del monte

La tendencia al incremento poblacional, las mejoras socioeconómicas, y la presumible tendencia hacia un interés cada vez mayor por mantener una vida en contacto con la naturaleza, permite presumir que la demanda de uso de los montes aumentará. La mejora en la educación probablemente conllevará una mayor sensibilidad al riesgo y prácticas de uso menos peligrosas. No obstante, un uso recreativo del monte más intenso, junto a una mayor duración de los periodos de actividad debido a temperaturas más benignas, pueden añadir factores de riesgo importantes, si bien, la cuantificación del mismo no es posible. Por otro lado, habría que considerar el riesgo de incendio en los planes urbanísticos, de manera que cualquier recalificación de los terrenos para hacerlos urbanizables tomara en cuenta el riesgo de incendios. De otra parte, se debería reforzar la legislación sobre protección contra incendios en la interfase urbano-forestal y las medidas encaminadas a aplicarla.

12.C.5.4. Sistemas de predicción y vigilancia

Las mejoras en los sistemas de vigilancia, favorecidos por el desarrollo tecnológico, facilitarán su extensión a amplias zonas, acortando los tiempos de avistamiento y respuesta, lo que supondrá una ayuda importante en la lucha contra incendios. Por otro lado, la posibilidad de disponer de mapas de combustible con resoluciones espaciales altas, y de sus condiciones (contenido en humedad) ajustadas a la meteorología, unido a la integración en SIG de toda la información existente y a la aplicación de modelos de propagación en el supuesto de un fuego incipiente, facilitará una rápida y oportuna respuesta. Igualmente, la capacidad de disponer de información *in situ* gracias a las comunicaciones remotas e informática puede poner en manos del gestor unas herramientas potentes para calibrar mejor el riesgo inminente y planificar mejor la lucha contra el fuego. El poder anticiparse a medio plazo, con simulaciones aproximadas a las peores condiciones posibles puede permitir una mejor planificación de las campañas. Todo ello hace pensar que la capacidad de lucha aumente sensiblemente, sobre todo en las fases tempranas de un incendio.

12.C.6. REPERCUSIONES SOBRE OTROS SECTORES O ÁREAS

12.C.6.1. Sector forestal

La producción de madera y fibra puede verse alterada como consecuencia del cambio climático y el incremento en el peligro de incendio. Las variaciones climáticas harán que zonas que hoy son productivas dejen de serlo, y viceversa. Sin embargo, estos cambios serán demasiado rápidos e inestables como para poder sacar ventajas de los mismos y planificar cultivos forestales, dada la duración de sus ciclos de varios lustros a décadas. La posibilidad de incendios forestales es un tema que habrá de incluirse como elemento negativo a la hora de abordar dichas acciones. Por otro lado, es probable que un número creciente de las plantaciones forestales se vean afectadas por el fuego antes de alcanzar un valor comercial. Ello puede redundar en una disminución de la capacidad productiva del sector.

El incremento de peligro de incendio que se prevé es un factor que ha de incluirse en cualquier plan de gestión forestal. Por otro lado, los supuestos sobre los que se han podido basar algunos de los actuales, en cuanto a frecuencia de situaciones peligro, pueden verse sobrepasados. Esto hace que las eventuales barreras que se hayan diseñado para detener el fuego puedan no ser tan eficientes como se pensó en su día, así como la logística asociada a la lucha contra el fuego. Consiguientemente, los planes forestales deben contemplar una gama de escenarios futuros, incluyendo a los peores, dentro del marco temporal para el cual se hace una determinada planificación. Dentro de estas planificaciones han de contemplarse las dinámicas de la vegetación como consecuencia del fuego y los riesgos derivados de ello bajo escenarios de peligro creciente. Igualmente, han de contemplarse en las actuaciones preventivas la dimensión de los elementos defensivos ante mayores intensidades lineales de los frentes de llama. Por otro lado, dada la importancia actual y creciente de las emisiones de CO₂ a la atmósfera, y el papel que los incendios pueden jugar sobre la capacidad de los sistemas forestales para actuar como sumideros de C (Rodríguez Murillo 1997), parece obligado hacer una proyección de la viabilidad y riesgos de los planes forestales desde esta perspectiva, sobre todo, de aquellos susceptibles de ser considerados en el marco de emisiones y sumideros del Protocolo de Kyoto, y acuerdos que se establezcan en el futuro.

12.C.6.2. Conservación del suelo

Los escenarios de sequías frecuentes, lluvias concentradas en el tiempo y aumento del peligro de incendios hacen que la conservación de los suelos adquiera una importancia capital, dado que, en tanto en cuanto la fertilidad del suelo lo permita, es predecible un desarrollo de la vegetación que en pocos años puede adquirir una gran peligrosidad, pudiendo así incrementar la incidencia de incendios. Consecuentemente, en aquellas zonas con mayor riesgo de erosión es prioritario establecer planes de forestación que, en el caso de un incendio, permitan una recuperación de la cubierta vegetal suficiente como para disminuir dicho riesgo. Habida cuenta que ciertas especies forestales afectan negativamente a algunas especies rebrotadoras (Bellot *et al.* 2004), es preciso desarrollar técnicas que permitan la presencia de estas especies para que, tras un incendio, puedan producir una cubierta vegetal mínima (Vallejo y Alloza 1998, Maestre *et al.* 2001, Pausas *et al.* 2004) y aumentar la resiliencia al fuego.

12.C.6.3. Uso recreativo

La capacidad de acogida de los montes y, por tanto, el uso recreativo de los mismos, puede verse afectada. El aumento de peligro de incendio, y su extensión durante el año, pueden inducir a restricciones en el uso de los montes para evitar riesgos mayores, como ya se viene haciendo en algunas regiones españolas. Esto unido a la probable mayor demanda de espacios libres puede originar conflictos como consecuencia de un mayor demanda en los

sitios asequibles, conflictos que habrán de resolverse con información y educación adecuada. Por otro lado, las zonas de mayor afluencia tendrán que ser objeto de vigilancia más activa y permanente.

12.C.6.4. Biodiversidad vegetal y animal

Un posible aumento en la incidencia de incendios puede conllevar un dominio de vegetación pionera y una menor diversidad vegetal. La mayor frecuencia de sequías, antes y después del incendio, puede llevar a incendios más intensos y extensos, y dificultar la colonización de especies, bien por su mayor dificultad para que las semillas lleguen desde fuera del incendio (Rodrigo *et al.* 2004), bien por la imposibilidad de establecerse en la estrecha ventana temporal que pueden tener algunas de ellas, (Quintana *et al.* 2004), lo que puede ocasionar extinciones locales. La homogeneización de las zonas quemadas de forma recurrente disminuirá la diversidad animal y puede alterar la interacción entre especies (Moreira *et al.* 2001, Torre y Díaz 2004). Por tanto, los incendios pueden causar pérdida de hábitats y especies. En este sentido, las áreas terrestres protegidas deberían contemplar su vulnerabilidad ante el riesgo creciente de incendio.

12.C.7 PRINCIPALES INCERTIDUMBRES Y DESCONOCIMIENTOS

12.C.7.1. Relación entre peligro y ocurrencia de incendios

Al ser la gran mayoría de los incendios de origen intencionado, la principal incertidumbre se centra en cómo pueden afectar las condiciones futuras a las pautas del comportamiento humano a efectos de causar más o menos incendios. Cabría esperar que ante situaciones recurrentes de incendios devastadores, producidos como consecuencia de negligencias que puedan darse bajo condiciones de alto peligro de incendio, se produjese una mayor percepción del riesgo y, consecuentemente, las pautas inductoras de incendios por negligencias disminuyesen.

12.C.7.2. Cambios en el paisaje e incidencia de incendios

Uno de los pilares de la lucha contra incendios se basa en la importancia de la configuración estructural del paisaje a la hora de determinar la propagación del fuego (Minnich 1983, Green *et al.* 1990). Consecuentemente, en algunos países se han venido llevando a cabo acciones encaminadas a favorecer la diversidad del mosaico paisajístico. No obstante, en los ambientes dominados por incendios de copas, bien sean matorrales, bien en bosques de estructura compleja, parece que la estructura del paisaje juega un papel menor en detener el paso del fuego bajo condiciones extremas (Johnson *et al.* 2001, Keeley y Fotheringham 2001). Aunque la heterogeneidad espacial, cuando menos ayuda en las tareas de gestión y extinción, sin duda éste es uno de los elementos que mayor incertidumbre arroja a la hora de realizar una la planificación forestal. Mientras no tengamos una mejor valoración de cómo la estructura del paisaje condiciona la propagación del fuego bajo tal o cual situación de peligro, la valoración real de la peligrosidad derivada de una ordenación territorial dada es incierta.

12.C.7.3. Interacciones con otros impactos

La posibilidad de sequías prolongas que afecten a amplias zonas y, por tanto, produzcan la muerte generalizada o selectiva de ciertas especies, afectando súbitamente a la peligrosidad de un territorio, es cierta (Peñuelas *et al.* 2001). Por otro lado, son probables las interacciones con ciertos agentes patógenos que, igualmente, al inducir la muerte de sus huéspedes (Hodar

et al. 2003) incrementen la biomasa muerta, afectando así a la inflamabilidad de una zona durante largo tiempo.

12.3.7.4. Cambios en las pautas de uso del monte

Probablemente, el cambio en las pautas de uso del monte sea uno de los cambios más relevantes que nos aguarde. Por una parte, por la mayor demanda de uso recreativo. Por otra, por el aumento de uso residencial del mismo. Los peligros derivados de estos usos, en cuanto a fuentes de ignición o de los daños que puedan ocasionarse caso de un incendio, no harán sino aumentar. Una tendencia a la utilización residencial del monte o hábitats forestales, como ya ocurre en amplias zonas (la costa, proximidades de grandes urbes) supondrá una presión con un riesgo creciente difícil de cuantificar.

12.C.8. DETECCIÓN DEL CAMBIO

La detección de un cambio en la ocurrencia de incendios forestales en España es difícil habida cuenta la falta de datos históricos a lo largo del siglo XX, excepto en su última parte. Afortunadamente, la base de datos EGIF de la Dirección General para la Biodiversidad (MIMAM) es ya suficientemente larga como para poder valorar posibles tendencias. Un análisis de este tipo se ve dificultado por el hecho de que, en paralelo a la toma de datos, se han producido cambios socioeconómicos, demográficos y paisajísticos, al tiempo que se han modificado las políticas forestales y se ha desarrollado una alta capacidad de lucha contra el fuego. Consiguientemente, el factor clima es uno más de los que han afectado a los incendios, pero no el único.

Dada la estrecha relación entre los índices de peligro y las variables climáticas que les determinan (temperatura, humedad, precipitación y viento) es presumible que los cambios detectados en el clima hayan influido sobre los correspondientes índices de peligro, como parece apoyan los datos disponibles (Fig. 12.C.9). La identificación de posibles tendencias en la ocurrencia de incendios parece más complicada, habida cuenta las enormes fluctuaciones que ocurren de año en año (Fig. 12.C.1). La inestabilidad de los paisajes y de las políticas de lucha o prevención complica la posibilidad de disponer de índices fiables que permitan detectar el cambio. Entre los índices posibles cabe considerar parámetros que se basen en la distribución de tamaños (Vázquez y Moreno 1995, Duguy 2003), bien para toda España, bien, preferiblemente, por zonas ecológicamente afines. Otros posibles indicadores pueden estar relacionados con la duración efectiva de la estación de incendios, o la variabilidad temporal en la ocurrencia de los mismos usando los incendios originados por causa fortuita. Cabe esperar que un incremento en el peligro haya supuesto una más temprana aparición de incendios y su ocurrencia de forma más regular.

El mayor problema para poder determinar el posible cambio en la ocurrencia de incendios es nuestra incapacidad para predecir el número de igniciones, su distribución espacial y temporal y, por tanto, su potencial de propagación para desarrollar un incendio. A diferencia de los incendios de origen humano, las características de los ocasionados por el rayo pueden conocerse con cierta exactitud. Consecuentemente, sería posible valorar tendencias sobre la ocurrencia de incendios teniendo en cuenta el número de descargas, su magnitud, tipo y localización.

12.C.9. IMPLICACIONES PARA LAS POLÍTICAS

12.C.9.1. Prevención y lucha contra el fuego

El cambio climático y su posible efecto sobre el peligro de incendio inevitablemente afectarán a las políticas de prevención y lucha contra incendios. Estas políticas deben centrarse en gestionar sistemas complejos, como los forestales, esto es, ecosistemas, en los que el fuego, a la postre, puede ser inevitable. Por tanto, hay que decidir cómo se manejan estos ecosistemas y qué papel damos al fuego, si es que alguno. Por ello, cabe plantearse que una decisión sea la de excluir el fuego voluntariamente a todo coste o, por el contrario, que se admita bajo ciertas condiciones. Y, de ser así, dónde y cuando debe aceptarse que un incendio pueda ser el resultado de objetivos de gestión claramente establecidos. En algunos casos la decisión será la de parar el incendio, en otros, cuando los valores en juego no sean importantes, o menos importantes que los recursos necesarios para detener el fuego, o faciliten minimizar un riesgo mayor, la decisión puede que sea la de tolerar el fuego. Puede, incluso, que haya que considerar introducirlo bajo condiciones controladas. No existe receta única para todos los ecosistemas forestales españoles ni para todas las situaciones que se producirán. Por ello, debe implantarse un sistema de gestión flexible, con objetivos bien marcados, que salvaguarde todos los valores en juego, en primer lugar las vidas y bienes de las personas, y tienda a asegurar la sostenibilidad ecológica del sistema. Ante escenarios de mayor peligro la política de exclusión total de fuego puede simplemente no ser posible, ni deseable por la cantidad de recursos que ésta demandará para conseguir unas eficiencias que, en última instancia, nunca llegarán a cumplir los objetivos deseados (Piñol *et al.* 2004). Por tanto, el cambio climático debe abrir una reflexión acerca de las políticas de prevención y lucha contra incendios.

12.C.9.2. Conservación de la biodiversidad

Actualmente, las políticas de conservación raramente incluyen al fuego como elemento de gestión de los territorios protegidos. Además, no existen modelos aplicados a los ecosistemas que se protegen que permitan anticiparse al impacto de un incendio. Tampoco existen predicciones acerca de los impactos que puede ocasionar la propia gestión para la conservación, y menos de cómo el cambio climático interaccionará con el fuego. Consecuentemente, es necesario elaborar modelos ajustados a los ecosistemas que se protegen, que tengan en cuenta la eventualidad, no ya de un incendio, sino de situaciones de peligro que incrementen la frecuencia, intensidad o magnitud de los incendios. La valoración de la vulnerabilidad de los ecosistemas y especies protegidas frente al fuego es imperiosa.

12.C.9.3. Lucha contra la desertificación

Una parte del territorio español, sobre todo del Este peninsular, se ve afectado por procesos de desertificación (Puigdefábregas y Mendizábal 1998). Por demás, los incendios forestales son una causa reconocida de la desertificación. La lucha contra la desertificación, sobre todo en las zonas con menor cubierta vegetal, se encuentra con una encrucijada de difícil solución. Por una parte, la falta de cubierta vegetal causa pérdida de suelo. Por otra, una cubierta vegetal abundante aumenta el riesgo de incendio. En este dilema el peor escenario posible es uno de incendios frecuentes, dado que la eliminación transitoria de la cubierta vegetal puede acarrear pérdidas crecientes de suelo y nutrientes. Por ello, ante escenarios de un incremento del peligro es necesario desarrollar modelos que simulen los procesos implicados y sirvan de guía para la gestión de estos territorios.

12.C.9.4. Ordenación del territorio en zonas sometidas a riesgo de incendio

El aumento del bienestar en las últimas décadas, y las nuevas tendencias de conquistar parte del monte como zona residencial, suponen una situación nueva en nuestro entorno. Esta tendencia es previsible que siga en aumento, sobre todo en aquellas zonas donde la falta de suelo urbanizable es más acuciante, como la costa y zonas residenciales de montaña. De nuevo, un futuro de peligro de incendio creciente puede poner en grave riesgo zonas residenciales que antaño eran menos peligrosas. Por tanto, la planificación de estas zonas ha de hacerse teniendo en cuenta el peligro de incendio ante los escenarios de cambio climático.

12.C.10. PRINCIPALES NECESIDADES DE INVESTIGACIÓN

Es necesario afinar nuestro conocimiento de las condiciones sinópticas que se correlacionan con situaciones de alto peligro de incendio. Este requiere el estudio de los registros meteorológicos del pasado. Con conocimientos más ajustados será posible organizar la alerta de los equipos de lucha contra el fuego con anticipación de incidentes de incendio.

Se precisan datos de monitorización de la cantidad, naturaleza y condición de los combustibles en todas las áreas susceptibles al fuego. Estos datos necesitan ser trasladados a formatos que permitan a los equipos de lucha contra incendios y a los gestores una valoración de los momentos y lugares en los que los incendios suponen riesgos mayores. El registro de áreas quemadas debe actualizarse todos los años. Es precisa conocer qué se quema, dónde y con qué frecuencia, a fin de evaluar los riesgos de incendios recurrentes sobre el mantenimiento de la integridad de los ecosistemas. Los riesgos de situaciones del tipo "peor escenario posible" deben evaluarse con objeto de tener una mejor idea de los riesgos emergentes.

Las proyecciones de los GCM suficientemente precisas en el espacio y tiempo para poder ser útiles en la gestión y supresión. Por ello, es preciso progresar en la proyección de los GCM al detalle espacial y temporal requerido. Igualmente, se necesita disponer de escenarios socioeconómicos adaptados a la realidad de España.

Necesitamos conocer al fuego en un contexto paisajístico. Debemos mejorar nuestro conocimiento de cómo las actuaciones del gestor afectar a la susceptibilidad al fuego de los paisajes. La protección de ciertos elementos paisajísticos necesita ser considerada de forma particular. Necesitamos avanzar en el conocimiento de la interacción entre incendios y paisaje, pues es la base de la ordenación forestal. Deben abordarse estudios que permitan verificar en qué medida las condiciones de peligro hacen al paisaje más o menos relevante frente al fuego. La investigación y desarrollo de técnicas de gestión de los ecosistemas amenazados por los incendios debe progresar en la perspectiva de un manejo multifuncional de nuestros montes que debe dar respuesta a múltiples amenazas y objetivos.

El impacto de los incendios forestales sobre la capacidad de los ecosistemas para fijar o liberar C es aún una asignatura pendiente. Se precisan medidas directas de los flujos de C en diferentes ecosistemas así como de los factores que los controlan y su interacción con el fuego.

La climatología adversa, en concreto la sequía, no sólo aumenta el peligro de incendio, sino que puede tener otros efectos adversos. Por ejemplo, el contenido en humedad del suelo afecta a la germinación y establecimiento de las plantas, así como a su hidratación, lo que determina la su capacidad de respuesta al fuego u otras perturbaciones (Cruz *et al.* 2002, Quintana *et al.* 2004). Precisamos conocer con más detalle cómo varía la respuesta de las plantas a situaciones extremas, particularmente de sequía. Dado que la ventana temporal para el establecimiento de algunas especies es limitada, cuándo no llueve puede ser más relevante que cuánto llueve, si no lo hace en el tiempo oportuno. Simulaciones experimentales en varios

ecosistemas pueden darnos la pauta de lo que cabe esperar ante la eventualidad de sequías extremas.

La valoración del estado de los combustibles, de su biomasa y humedad, en relación con el clima, y a escalas de detalle temporal y espacial es elemental para poder anticipar situaciones de máxima peligrosidad en el tiempo y en el espacio.

Poco sabemos sobre los aspectos sociológicos de los incendios forestales. Dado que las acciones de las personas son tan importantes en todo lo que concierne al fuego, es necesario entender hasta qué punto los cambios en las actitudes públicas o en las acciones privadas pueden mejorar o exacerbar cambios en el régimen de incendios debido al cambio climático.

Finalmente, es necesario aplicar escenarios de cambio climático, peligro e impacto de los incendios en las áreas protegidas con objeto de valorar su vulnerabilidad ante el peligro creciente de incendios forestales.

12.C.11. BIBLIOGRAFÍA

- Andreu V., Rubio J.L., Forteza J., y Cerni R. 1996. Postfire effects on soil properties and nutrient losses International Journal of Wildland Fire 6: 53-58
- Andrews P.L., Loftsgaarden D.O., y Bradshaw L.S. 2003. Evaluation of fire danger rating indexes using logistic regression and percentile analysis. International Journal of Wildland Fire 12: 213-226.
- Anónimo (varios años). Memorias estadísticas anuales sobre incendios forestales en España. Area de Lucha Contra Incendios, Dirección General para la Biodiversidad, MIMAM, España.
- Baeza M.J., de Luis M., Raventós J. y Escarré A. 2002. Factors influencing fire behaviour in shrublands of different stand ages and the implications for using prescribed burning to reduce wildfire risk Journal of Environmental Management 65: 199-208
- Baeza, M.J., Raventós J., Escarré A. y Vallejo V.R. 2003. The effect of shrub clearing on the control of the fire-prone species *Ulex parviflorus*. Forest Ecology and Management 186: 47-59.
- Bardají M., Molina D.M. y Castellnou M. 1998. Probability of larger fires: structural and meteorological components. En: D. X. Viegas (Ed.), Proceedings of the III International Conference on forest Fire Research, Coimbra, Portugal, pgs. 959-974.
- Bautista S., Bellot J. y Vallejo V.R. 1996. Mulching treatment for postfire soil conservation in a semiarid ecosystem. Arid Soil Research and Rehabilitation 10: 235-242
- Bellot J., Maestre F.T., Chirino E., Hernández N. y de Urbina J.O. 2004. Afforestation with *Pinus halepensis* reduces native shrub performance in a Mediterranean semiarid area Acta Oecologica- International Journal of Ecology 25: 7-15
- Brown T.J., Hall B.L. y Westerling A.L. 2004. The impact of twenty-first century climate change on wildland fire danger in the western United States: An applications perspective. Climatic Change 62: 365-388
- Carcaillet C., Almquist H., Asnong H., Bradshaw R.H.W., Carrion J.S., Gaillard M.J., Gajewski K., Haas J.N., Haberle S.G., Hadorn P., Muller S.D., Richard P.J.H., Richoz I., Rosch M., Goñi M.F.S., von Stedingk H., Stevenson A.C., Talon B., Tardy C., Tinner W., Tryterud E., Wick L. y Willis K.J. 2002. Holocene biomass burning and global dynamics of the carbon cycle. Chemosphere 49: 845-863
- Carlson J.D., Burgan R.E., Engle D.M. y Greenfield J.R. 2002. The Oklahoma Fire Danger Model: An operational tool for mesoscale fire danger rating in Oklahoma. International Journal of Wildland Fire 11: 183-191

- Carrión J.S. y van Geel B. 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: 209-236
- Carrión J.S., Sanchez-Gómez P., Mota J.F., Yll R. y Chain C. 2003. Holocene vegetation dynamics, fire and grazing in the Sierra de Gádor, southern Spain. *Holocene* 13: 839-849
- Castro F.X., Tudela A. y Sebastià M.T. 2003. Modeling moisture content in shrubs to predict fire risk in Catalonia (Spain). *Agricultural and Forest Meteorology* 116: 49-59
- Chuvieco E., Aguado I., Cocero D. y Riaño D. 2003. Design of an empirical index to estimate fuel moisture content from NOAA-AVHRR images in forest fire danger studies *International Journal of Remote Sensing* 24: 1621-1637
- Clark J.S. 1988. Effect of climate change on fire regimes in Northwestern Minnesota. *Nature* 334: 233-235
- Cruz A., Pérez B., Quintana J.R. y Moreno J.M. 2002. Resprouting in the Mediterranean-type shrub *Erica australis* affected by soil resource availability. *Journal of Vegetation Science* 13: 641-650
- da Camara C.C., Lajas D., Gouveia C. y Pereira J.M.C. 1998. A statistical model for prediction of burned areas by wildfires based on circulation types affecting Portugal. En: D. X: Viegas (Ed.), *Proceedings of the III International Conference on forest Fire Research*, Coimbra, Portugal, pgs.1199-1206.
- de Luis M., González-Hidalgo J.C. y Raventós J. 2003. Effects of fire and torrential rainfall on erosion in a Mediterranean gorse community. *Land Degradation and Development* 14: 203-213.
- de Pablo F. y Soriano L.R. 2002. Relationship between cloud-to-ground lightning flashes over the Iberian Peninsula and sea surface temperature. *Q. J. Roy. Meteorol. Soc.* 128: 173-183 Part A
- Díaz-Delgado R., Lloret F., Pons X., y Terradas J. 2002. Satellite evidence of decreasing resilience in Mediterranean plant communities after recurrent wildfires. *Ecology* 83: 2293-2303.
- Díez E.L.G., Soriano L.R., Dávila F.D. y Díez A.G. 1994. An objective forecasting-model for the daily outbreak of forest-fires based on meteorological considerations. *Journal of Applied Meteorology* 33: 519-526
- Díez E.L.G., Soriano L.R., de Pablo F. y Díez A.G. 2000. Prediction of the daily number of forest fires. *International Journal of Wildland Fire* 9: 207-211.
- Duguy B. 2003. Interacción de la historia de usos del suelo y el fuego en condiciones mediterráneas: Respuesta de los ecosistemas y estructura del paisaje. Tesis Doctoral, Universidad de Barcelona, Barcelona.
- Easterling D.R., Horton B., Jones P.D., Peterson T.C., Karl T.R., Parker D.E., Salinger M.J., Razuvayev V., Plummer N., Jamason P. y Folland C.K. 1997. Maximum and minimum temperature trends for the globe *Science* 277: 364-367
- Elvira L.M. y Hernando C. 1989. Inflamabilidad y energía de las especies de sotobosque. Monografía INIA, Madrid. 99 pgs.
- Faraco A.M., Fernández F. y Moreno J.M. 1993. Postfire vegetation dynamics of pine woodlands and shrublands in Sierra de Gredos, Spain. En: Trabaud L. y Prodon R. (Eds.). *The Role of Fire in Mediterranean Ecosystems*. Commission of the European Communities, Ecosystems Research Report 5:101-112.
- Fernández Alés R., Martín A., Ortega F. y Alés E.E. 1992. Recent changes in landscape structure and function in a Mediterranean region of Spain 1950-1984. *Landscape Ecology* 7: 3-18
- Fernández-Palacios J.M. 1992. Climatic responses of plant species on Tenerife, The Canary-Islands. *Journal of Vegetation Science* 3: 595-602
- Figueroa M.E. y Davy A.J. 1991. Response of Mediterranean grassland species to changing rainfall. *Journal of Ecology* 79: 925-941
- Filella I. y Peñuelas J. 2003. Partitioning of water and nitrogen in co-occurring Mediterranean woody shrub species of different evolutionary history. *Oecologia* 137: 51-61

- Flannigan M.D., Bergeron Y., Engelmark O. y Wotton B.M. 1998. Future wildfire in circumboreal forests in relation to global warming. *Journal of Vegetation Science* 9: 469-476
- Fried J.S., Torn M.S. y Mills E. 2004. The impact of climate change on wildfire severity: A regional forecast for northern California. *Climatic Change* 64: 169-191
- García-Herrera R., Gallego D., Hernández E., Gimeno L., Ribera P. y Calvo N. 2003. Precipitation trends in the Canary Islands. *International Journal of Climatology* 23: 235-241
- García-Ruiz J.M., Lasanta T., Ruiz Flano P., Ortigosa L., White S., González C. y Martí C. 1996. Land-use changes and sustainable development in mountain areas. A case study in the Spanish Pyrenees. *Landscape Ecology* 11: 267-277
- Gavilán R. y Fernández-González F. 1997. Climatic discrimination of Mediterranean broad-leaved sclerophyllous and deciduous forests in central Spain. *Journal of Vegetation Science* 8: 377-386
- Gómez-Tejedor J.A., Estrela M.J. y Millán M.M. 2000. A mesoscale model application to fire weather winds. *International Journal of Wildland Fire* 9: 255-263
- Goñi M.F.S. y Hannon G.E. 1999. High-altitude vegetational pattern on the Iberian Mountain Chain (north-central Spain) during the Holocene. *Holocene* 9: 39-57
- González-Alonso F., Cuevas J.M., Calle A., Casanova J.L. y Romo A. 2004 Spanish vegetation monitoring during the period 1987-2001 using NOAA-AVHRR images. *International Journal of Remote Sensing* 25: 3-6
- González-Alonso F., Cuevas J.M., Casanova J.L., Calle A. y Illera P. 1997. A forest fire risk assessment using NOAA AVHRR images in the Valencia area, eastern Spain. *International Journal of Remote Sensing* 18: 2201-2207
- González-Hidalgo J.C., de Luis M., Raventós J. y Sánchez J.R. 2001. Spatial distribution of seasonal rainfall trends in a western Mediterranean area. *International Journal of Climatology* 21: 843-860
- Goodess C.M. y Jones P.D. 2002. Links between circulation and changes in the characteristics of Iberian rainfall. *International Journal of Climatology* 22: 1593-1615
- Gratani L. y Varone L. 2004. Leaf key traits of *Erica arborea* L., *Erica multiflora* L. and *Rosmarinus officinalis* L. co-occurring in the Mediterranean maquis. *Flora* 199: 58-69
- Green D.G., Tridgell A. y Gill A.M. 1990. Interactive simulation of the bushfires in heterogeneous fuels. *Mathematical and Computer Modelling* 13: 57-66
- Haines D. (1988). Lower atmospheric severity index (LASI) for wildland fires. USDA Forest Service. R.M. Research Station.
- Hodar J.A., Castro J. y Zamora R. 2003. Pine processionary caterpillar *Thaumetopoea pityocampa* as a new threat for relict Mediterranean Scots pine forests under climatic warming. *Biological Conservation* 110: 123-129
- Hulme M. y Carter T.R. 2000. The changing climate of Europe. En: M. Parry (Ed.), *Assessment of Potential Effects and Adaptations for Climate Change in Europe: The Europe ACACIA Project*. Jackson Environment Institute, University of East Anglia, Norwich, UK. pgs. 47-84.
- Johnson E.A. y Wowchuk D.R. 1993. Wildfires in the Southern Canadian Rocky-Mountains and their relationship to midtropospheric anomalies. *Canadian Journal of Forestry Research* 23: 1213-1222
- Johnson E.A., Miyanishi K. y Bridge S.R.J. 2001. Wildfire regime in the boreal forest and the idea of suppression and fuel buildup. *Conservation Biology* 15: 1554-1557
- Keeley J.E. y Fotheringham C.J. 2001. History and management of crown-fire ecosystems: a summary and response. *Conservation Biology* 15: 1561-1567
- Levine J.S. (ed.) 1991. *Global Biomass Burning: Atmospheric, Climatic, and Biospheric Implications*. The MIT Press, Cambridge, MA.
- Lloret F. y Mari G.A. 2001 Comparison of the medieval and the current fire regimes in managed pine forests of Catalonia (NE Spain). *Forest Ecology and Management* 141: 155-163
- Lloret F., Calvo E., Pons X. y Díaz-Delgado R. 2002. Wildfires and landscape patterns in the Eastern Iberian Peninsula. *Landscape Ecology* 17: 745-759

- Lloret F., Pausas J.G. y Vilà M. 2003 Responses of Mediterranean plant species to different fire frequencies in Garraf Natural Park (Catalonia, Spain): field observations and modelling predictions. *Plant Ecology* 167: 223-235
- Luterbacher J., Dietrich D., Xoplaki E., Grosjean M., y Wanner H. 2004. European seasonal and annual temperature variability, trends, and extremes since 1500. *Science* 303: 1499-1503
- Maestre F.T., Bautista S., Cortina J. y Bellot J. 2001. Potential for using facilitation by grasses to establish shrubs on a semiarid degraded steppe. *Ecological Applications* 11: 1641-1655
- Martell D.L. 2001. Forest Fire Management. En: Johnson E.A. (Ed.), *Forest Fires Behaviour and Ecological Effects*. Academic Press, Orlando, FL.. pgs. 527-575.
- Martínez-Fernández J. y Ceballos A. 2003. Temporal stability of soil moisture in a large-field experiment in Spain. *Soil Science Society of America Journal* 67: 1647-1656
- Martínez-Vilalta J., Mangirón M., Ogaya R., Sauret M., Serrano L., Peñuelas J. y Piñol J. 2003. Sap flow of three co-occurring Mediterranean woody species under varying atmospheric and soil water conditions. *Tree Physiology* 23: 747-758
- Mediavilla S. y Escudero A. 2003a. Stomatal responses to drought at a Mediterranean site: a comparative study of co-occurring woody species differing in leaf longevity *Tree Physiology* 23: 987-996
- Mediavilla S. y Escudero A. 2003b. A Leaf life span differs from retention time of biomass and nutrients in the crowns of evergreen species. *Functional Ecology* 17: 541-548
- Mérida J.C. 2000. Factores meteorológicos. En: Vélez R. (coord.), *La Defensa contra Incendios Forestales: Fundamentos y Experiencias*. McGraw Hill, Madrid, págs. 8.1-8.8.
- Millán M., Estrela M.J. y Badenas C. 1998. Synoptic analysis of meteorological processes relevant to forest fire dynamics on the Spanish Mediterranean coast. En: Moreno J.M. (Ed.), *Large Forest Fires*. Backhuys, Leiden, The Netherlands. pgs. 1-30.
- Minnich R. A. 1998. Landscapes, land-use and fire policy: where do large fires come from? En: Moreno J.M. (Ed.), *Large Forest Fires*, Backhuys, Leiden, NL. pgs. 133-158.
- Minnich R.A. 1983. Fire Mosaics in Southern-California and Northern Baja California. *Science* 219: 1287-1294
- Moreira F., Ferreira P.G., Rego F.C. y Bunting S. 2001. Landscape changes and breeding bird assemblages in northwestern Portugal: the role of fire. *Landscape Ecology* 16: 175-187
- Moreno J.M. y Cruz A. 2000. La respuesta de las plantas al fuego. En: Vélez R. (coord.), *La Defensa contra Incendios Forestales. Fundamentos y Experiencias*. Mc Graw Hill, Madrid. pgs. 413-436.
- Moreno J.M., Pineda F.D. y Rivas-Martínez S. 1990. Climate and vegetation at the Eurosiberian-Mediterranean boundary in the Iberian Peninsula. *Journal of Vegetation Science* 1: 233-244
- Moreno J.M., Vázquez A. y Vélez R. 1998. Recent History of Forest Fires in Spain. En: Moreno J. M. (Ed.), *Large Forest Fires*. Backhuys Publishers, Leiden, NL. pgs. 159-185
- Moreno J.M. 1999. Forest fires in the Mediterranean Region: Trends and implications in a desertification-prone area. En: Balabanis P. y Peter D. (eds.), *Desertification in the Mediterranean*, EU Report Series
- Moritz M.A., Keeley J. E., Johnson E.A. y Schaffner A.A. 2004. Testing a basic assumption of shrubland fire management: how important is fuel age? *Frontiers in Ecology and Environment* 2: 67-72.
- Mouillot F., Rambal S. y Joffre R. 2002. Simulating climate change impacts on fire- frequency and vegetation dynamics in a Mediterranean-type ecosystem. *Global Change Biology* 8: 423-437.
- Mouillot F., Ratte J.P., Joffre R., Moreno J.M. y Rambal S. 2003. Some determinants of the spatio-temporal fire cycle in a Mediterranean landscape (Corsica- France) and its consequences on long-term vegetation dynamics. *Landscape Ecology* 18: 665-674
- Muñoz-Díaz D. y Rodrigo F.S. 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

- Nash C.H. y Johnson E.A. 1996 Synoptic climatology of lightning-caused forest fires in subalpine and boreal forests. *Canadian Journal of Forest Research* 26: 1859-1874
- New M., Lister D., Hulme M. y Makin I. 2002. A high-resolution data set of surface climate over global land areas. *Climate Research* 21: 1-25
- Núñez -Regueira L., Proupín-Castineiras J. y Rodríguez-Añón J.A. 2000. Design of risk index maps as a tool to prevent forest fires in the hill-side zone of Galicia (NW Spain). *Bioresource Technology* 73: 123-131
- Núñez-Regueira L., Rodríguez J., Proupín J. y Mouriño B. 1999 Design of forest biomass energetic maps as a tool to fight forest wildfires. *Thermochimica Acta* 328: 111-120
- Ojeda F., Arroyo J. y Marañón T. 1998. The phytogeography of European and Mediterranean heath species (Ericoideae, Ericaceae): a quantitative analysis. *Journal of Biogeography* 25: 165-178
- Pausas J.G. 1999. The response of plant functional types to changes in the fire regime in Mediterranean ecosystems. A simulation approach. *Journal of Vegetation Science* 10: 717-722.
- Pausas J.G. 2004. Changes in fire and climate in the eastern Iberian Peninsula (Mediterranean basin) *Climatic Change* 63: 337-350
- Pausas J.G., Bladé C., Valdecantos A., Seva J.P., Fuentes D., Alloza J.A., Vilagrosa A., Bautista S., Cortina J. y Vallejo R. 2004. Pines and oaks in the restoration of Mediterranean landscapes in Spain: New perspectives for an old practice - a review. *Plant Ecology* 171: 209-220.
- Peñalba M.C. 1994. The history of the Holocene vegetation in Northern Spain from pollen analysis. *Journal of Ecology* 82: 815-832
- Peñuelas J. y Boada M. 2003. A global change-induced biome shift in the Montseny mountains (NE Spain). *Global Change Biology* 9: 131-140.
- Peñuelas J., Lloret F. y Montoya R. 2001. Severe drought effects on Mediterranean woody flora in Spain. *Forest Science* 47 (2): 214-218
- Pérez B., Cruz A., Fernández-González F. y Moreno J.M. 2003. Effects of the recent land-use history on the postfire vegetation of a uplands in Central Spain. *Forest Ecology and Management* 182: 273-283
- Piñol J., Terradas J. y Lloret F. 1998. Climate warming, wildfire hazard, and wildfire occurrence in coastal eastern Spain. *Climatic Change* 38 (3): 345-357
- Piñol J., Beven K. y Viegas D.X. 2004. Modelling the effect of fire-exclusion and prescribed fire on wildfire size in Mediterranean ecosystems. *Ecological Modelling* (en prensa)
- Prentice I.C., Heimann M. y Sitch S. 2000. The carbon balance of the terrestrial biosphere: Ecosystem models and atmospheric observations. *Ecological Applications* 10: 1553-1573
- Price C. y Rind D. 1994. The impact of a 2-X-CO₂ climate on lightning-caused fires. *Journal of Climate* 7: 1484-1494
- Puigdefábregas J. y Mendizábal T. 1998. Perspectives on desertification: western Mediterranean. *Journal of Arid Environments* 39: 209-224
- Quintana J.R., Cruz A., Fernández-González F. y Moreno J.M. 2004. Time of germination and establishment success after fire of three obligate seeders in a Mediterranean shrubland of central Spain. *Journal of Biogeography* 31: 241-249
- Rambal S. y Hoff C. 1998. Mediterranean ecosystems and fire: the threats of global change. En: Moreno J.M. (Ed.), *Large Forest Fires*. Backhuys Publishers, Leiden, NL. pgs. 187-214.
- Riaño D., Meier E., Allgower B., Chuvieco E. y Ustin S.L. 2003. Modeling airborne laser scanning data for the spatial generation of critical forest parameters in fire behavior modeling. *Remote Sensing of Environment* 86: 177-186
- Rivas-Martínez S. 1987. *Vegetación de España*. ICONA Serie Técnica. Ministerio de Agricultura, Madrid.
- Rodrigo A., Retana J. y Picó F.X. 2004. Direct regeneration is not the only response of Mediterranean forests to large fires. *Ecology* 85: 716-729
- Rodríguez Murillo J.C.R. 1997. Temporal variations in the carbon budget of forest ecosystems in Spain. *Ecological Applications* 7: 461-469

- Rodríguez y Silva F. 1998. Bases técnicas para la elaboración de un plan regional de quemas prescritas, aplicación a la comunidad autónoma de Andalucía. Actas de la reunión sobre quemas prescritas. Cuadernos de la Sociedad Española de Ciencias Forestales 9: 253-264.
- Rodríguez y Silva F. 2004. Análisis económico aplicado al control de la carga de combustibles en ecosistemas forestales mediterráneos. Quemas prescritas, una alternativa frente a los métodos mecánicos. En: Actas del II Simposio Internacional sobre Políticas, Planificación y Economía en la Defensa contra los Incendios Forestales, Córdoba, ES.
- Sabaté S., Gracia C.A. y Sánchez A. 2002. Likely effects of climate change on growth of *Quercus ilex*, *Pinus halepensis*, *Pinus pinaster*, *Pinus sylvestris* and *Fagus sylvatica* forests in the Mediterranean region. Forest Ecology and Management 162: 23-37
- Santos L., Romaní J.R.V. y 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
- Sanz-Elorza M., Dana E.D., González A. y Sobrino E. 2003. Changes in the high-mountain vegetation of the central Iberian peninsula as a probable sign of global warming. Annals of Botany 92: 273-280
- Schär C., Vidale P.L., Luthi D., Frei C., Haberli C., Liniger M.A. y Appenzeller C. 2004. The role of increasing temperature variability in European summer heatwaves. Nature 427: 332-336
- Soriano L.R. y de Pablo F. 2002. Maritime cloud-to-ground lightning: The western Mediterranean Sea. Journal of Geophysical Research-Atmosphere 107 (D21): Art. No. 4597
- Soriano L.R., de Pablo F. y Díez E.G. 2001a Cloud-to-ground lightning activity in the Iberian Peninsula: 1992-1994. Journal of Geophysical Research-Atmosphere 106 (D11): 11891-11901
- Soriano L.R., de Pablo F. y Díez E.G. 2001b. Relationship between convective precipitation and cloud-to-ground lightning in the Iberian Peninsula. Monthly Weather Review 129: 2998-3003
- Soto B. y Díaz-Fierros F. 1998. Runoff and soil erosion from areas of burnt scrub: comparison of experimental results with those predicted by the WEPP model. Catena 31: 257-270
- Tomás C., de Pablo F. y Soriano L.R. 2004. Circulation weather types and cloud-to-ground flash density over the Iberian Peninsula. International Journal of Climatology 24: 109-123
- Torre I. y Díaz M. 2004. Small mammal abundance in Mediterranean post-fire habitats: a role for predators? Acta Oecologica 25: 137-142.
- Torn M.S. y Fried J.S. 1992. Predicting the impacts of global warming on wildland fire. Climatic Change 21: 257-274
- Trabaud L. y Galtìè J.F. 1996. Effects of fire frequency on plant communities and landscape pattern in the Massif des Aspres (southern France) 1996. Landscape Ecology 11: 215-224
- Trabaud L. 1976. Inflamabilité et combustibilité des principales espèces des garrigues de la région méditerranéenne. Oecologia Plantarum 11: 117-136
- Valbuena, L., Núñez R. y Calvo L. 2001. The seed bank in *Pinus* stand regeneration in NW Spain after wildfire. Web Ecology 2: 22-31.
- Valette J.C. 1988. Inflamabilité, teneur en eau et turgescence relative de quatre espèces méditerranéennes. Documentos del Seminario sobre métodos y equipos para la prevención de incendios forestales, ICONA, Madrid. pgs. 98-107
- Vallejo R.V. y Alloza J.A. 1998. The restoration of burned lands: the case of eastern Spain. En: Moreno J.M. (Ed.). Large Forest Fires. Backhuys Publishers, Leiden, NL. pgs. 91-108.
- Vázquez A. y Moreno J.M. 1993. Sensitivity of fire occurrence to meteorological variables in Mediterranean and Atlantic areas of Spain. Landscape and Urban Planning 24: 129-142.
- Vázquez A. y Moreno J.M. 1995. Patterns of fire occurrence across a climatic gradient and its relationship to meteorological variables in Spain. En: Moreno J.M. y Oechel W.C. (Eds.), Global Change and Mediterranean-Type Ecosystems. Springer-Verlag, Ecological Studies 117. pgs. 408-434.

- Vázquez A. y Moreno J.M. 2001. Spatial distribution of forest fires in Sierra de Gredos (Central Spain). *Forest Ecology and Management* 147: 55-65
- Vázquez A. y Moreno J.M. 1998a. Fire frequency and fire rotation period in areas with different potential vegetation type in peninsular Spain. En: Trabaud L. (Ed.), *Fire Management and Landscape Ecology*. International Association of Wildland Fire, Fairfield, WA. pgs. 305-313
- Vázquez A. y Moreno J.M. 1998b. Patterns of lightning-, and people-caused fires in peninsular Spain. *International Journal of Wildland Fire* 8: 103-115.
- Vázquez A., Pérez B., Fernández-González F. y Moreno J.M. 2002. Forest fires characteristics and potential natural vegetation in peninsular Spain during the period 1974-1994. *Journal of Vegetation Science* 13: 663-676
- Vega García C. 2003. Evolución del riesgo estructural de incendios forestales en la comarca del Alto Mijares (Castellón de la Plana) mediante índices de ecología del paisaje y teledetección. Tesis Doctoral, Universidad de Alcalá de Henares, Alcalá de Henares, Madrid.
- Vega J.A. 2000. Resistencia vegetativa ante el fuego a través de la historia de los incendios. En Vélez R. (coord.) *La Defensa contra Incendios Forestales: Fundamentos y experiencias*. McGraw Hill, Madrid, ES. pgs. 4.66-4.84
- Velez R. 2000a. Perspectiva histórica de los incendios forestales en España. En: Vélez R. (coord.) *La Defensa contra Incendios Forestales: Fundamentos y experiencias*. McGraw Hill, Madrid, España., pags. 3.15-3.31
- Vélez R. 2000b. Motivaciones de los incendios intencionados. En: Vélez R. (coord.) *La Defensa contra Incendios Forestales: Fundamentos y experiencias*. McGraw Hill, Madrid, España., pags. 3.31-3.52
- Vélez R. 2000c. Los índices meteorológicos de peligro. En: Vélez R. (coord.) *La Defensa contra Incendios Forestales: Fundamentos y experiencias*. McGraw Hill, Madrid, España., pags. 8.10-8.28.
- Vicente-Serrano S.M., González-Hidalgo J.C., de Luis M.J. y Raventós J. 2004. Drought patterns in the Mediterranean area: The Valencia region (East-Spain). *Climate Research* 26: 1-15.
- Viedma O. y Moreno J.M. Landscape structure and fire interactions in a Mediterranean, fire-prone area of Central Spain. Enviado.
- Viegas D.X., Bovio G., Ferreira A., Nosenzo A. y Sol B. 2000. Comparative study of various methods of fire danger evaluation in southern Europe. *International Journal of Wildland Fire* 9: 235-246
- Viegas D.X., Piñol J., Viegas M.T. y Ogaya R. 2001 Estimating live fine fuels moisture content using meteorologically-based indices. *International Journal of Wildland Fire* 10: 223-240
- Viegas D.X. 1998. Weather, fuel status and fire occurrence: predicting large fires. En: Moreno J.M. (Ed.), *Large Forest Fires*. Backhuys, Leiden, NL. pgs. 31-48
- Williams A.A.J., Karoly D.J. y Tapper N. 2001. The sensitivity of Australian fire danger to climate change. *Climatic Change* 49: 191-191.

