



## EROSIÓN E INFLUENCIA DEL CAMBIO CLIMÁTICO

*The influence of Climatic Change on Erosion*

M. Gutiérrez-Elorza

*Dpto. Ciencias de la Tierra. Facultad de Ciencias. 50009 Zaragoza*

**Resumen:** La influencia del cambio climático en los procesos de erosión es obvia. Las áreas en las que esta influencia es más alta se localizan entre los ambientes subhúmedos y semiáridos. No obstante, la tectónica y las actividades humanas pueden enmascarar el peso del cambio climático sobre los procesos geomorfológicos dentro de las regiones anteriores en las que la intensidad es alta. Con el fin de conocer la actividad de los procesos geomorfológicos en estas áreas es necesario eliminar el ruido derivado de estas actividades.

**Palabras clave:** Erosión, Cambio climático, riesgos naturales, erosión litoral, regiones semiáridas

**Abstract:** The influence of climatic change on the erosion processes is obvious. The areas where this influence is higher, are those areas located among subhumid and semiarid environments. Nevertheless, the tectonic and human activities may mask the weight of the climatic change on the geomorphological processes, within the regions where their intensity is high. In order to elucidate the activity of the geomorphological processes in these areas it is necessary to eliminate the noises derived from those activities.

**Keywords:** Erosion, Climate Change, natural hazards, coastal erosion, semiarid regions.

### 1. Introducción

Podemos definir la erosión como la movilización de partículas de la superficie terrestre por acción del viento o del agua. También participan, en menor grado, los movimientos de masas y la disolución, aunque en determinados ambientes puedan ser dominantes (Kirkby, 1980; Toy et al., 2002). Cuando la capacidad de infiltración de los suelos es baja, el agua discurre superficialmente arrancando y transportando partículas por la fuerza hidráulica de su flujo.

La erosión eólica se produce por el flujo del viento al actuar sobre las partículas superficiales.

Este flujo depende de la rugosidad del terreno. La presencia de plantas y cantos disminuye la acción erosiva y retiene parcialmente partículas en los obstáculos y, en definitiva, se produce una disminución de la erosión eólica. Si se reduce la cubierta vegetal por causas climáticas y/o antrópicas puede incrementarse considerablemente la erosión eólica y viceversa (Middleton y Thomas, 1997).

De lo anterior se infiere que la erosión depende de la precipitación y, si ésta es significativa, tiene como respuesta el desarrollo de un porcentaje elevado de cubierta vegetal (Eybergen y Imeson, 1989). Por el contrario, la escasa precipitación de los desiertos cálidos y fríos oblitera el crecimiento



de la vegetación y en estas condiciones, la erosión se acelera sustancialmente (Francis y Thornes, 1990). La disminución de la cubierta vegetal por *overgrazing* (sobrepastoreo) y deforestación, tiene como respuesta un incremento de la erosión (Leopold, 1976; Ries et al., 2004). Sin embargo, son inciertas las conexiones precisas entre el cambio climático y la respuesta de la vegetación y entre vegetación y respuesta geomorfológica (Goudie, 1993). Igualmente, todavía no se comprenden totalmente los efectos directos del CO<sub>2</sub> sobre los procesos que tienen lugar en las plantas, como la fotosíntesis, transpiración y crecimiento, entre otros (Boer y de Groot, 1990).

De todo ello podemos deducir que existe una clara relación entre el clima y la vegetación y, por consiguiente, la erosión. También debemos de considerar, sobre todo en la época en que vivimos, la interferencia de la actividad antrópica y la superposición de la misma a los cambios climáticos. La erosión provocada por el hombre se ha desarrollado desde hace algunos milenios y en la cuenca mediterránea se extiende desde hace 400 años B.C (Rubio, 1995). En la actualidad, durante el siglo XX, se ha intensificado la erosión como consecuencia de la expansión de la agricultura a tierras

marginales y de la intensificación de los métodos agrícolas (Middleton y Thomas, 1997).

## 2. El cambio climático

Esta variación del clima nos resulta muy familiar, ya que estamos acostumbrados a modificaciones temporales de precipitación y temperatura a escala de la vida humana. Así, por ejemplo, en el verano de 2002 se produjeron fuertes lluvias torrenciales e inundaciones en Europa e India, mientras que en Europa en el verano de 2003 las temperaturas se elevaron considerablemente con grandes riesgos para la vida de las personas. Estas variaciones de corta duración forman parte de cambios más profundos y de mayor amplitud temporal. De este modo, se diferencian el **cambio climático de larga duración**, que tiene lugar a escala superior a los 20.000 años, y los **cambios de corta duración**, que se manifiestan entre 100 y 20.000 años (Goodess et al., 1992). Por otra parte, la variabilidad climática se utiliza para referirse a cambios climáticos a escalas temporales menores de 100 años.

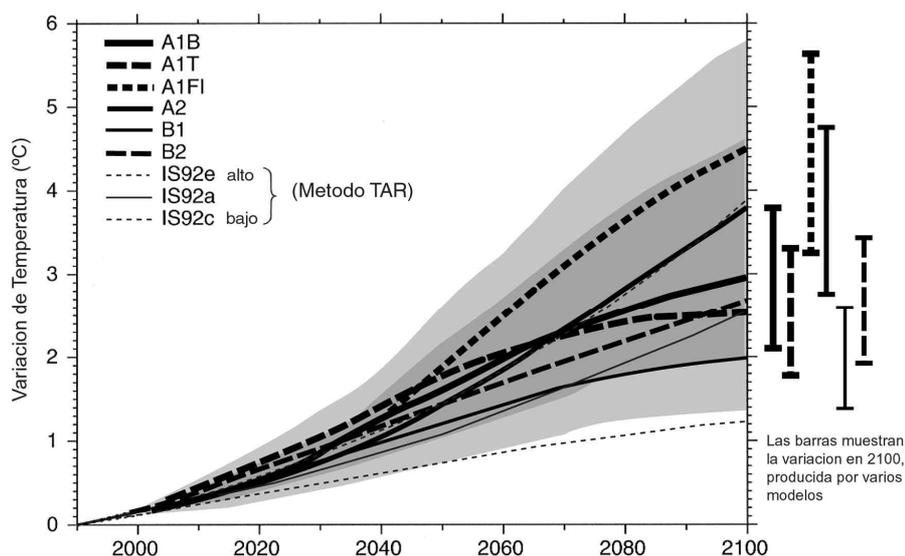


Figura 1. Temperaturas medias globales desde 1990 para seis supuestos. Las zonas sombreadas representan las envolventes de 35 supuestos (Houghton et al., 2001).

Figure 1. Global mean temperature projections for 6 possible scenarios since 1990. The darker shading represents the envelope of 35 scenarios (Houghton et al., 2001).

Para el estudio del cambio climático, numerosos científicos han llevado a cabo investigaciones sobre la variación de los climas en los últimos 400.000 años y particularmente sobre el registro climático de los pasados 150 años. Una gran parte de los científicos han predicho un próximo y cercano calentamiento promedio de 2° C para el año 2.100, debido a los denominados **gases de efecto invernadero**. Estos gases son vapor de agua (H<sub>2</sub>O), dióxido de carbono (CO<sub>2</sub>), óxido nitroso (N<sub>2</sub>O), metano (CH<sub>4</sub>), y clorofluorcarbonados. Estos han aumentado en los últimos tiempos y han producido un calentamiento, fundamentalmente debido al dióxido de carbono, que constituye el 64% de los gases invernadero. El CO<sub>2</sub> procede básicamente de la combustión de carbón, petróleo, gas y otros combustibles, así como de la deforestación de bosques y selvas.

Durante la Conferencia de Shangai (2001) los científicos del Panel Internacional de Cambio Climático, que son más de 300 expertos indican, en su "Third Assessment Report" que "hay una nueva y más clara evidencia de que la mayoría del calentamiento observado en los últimos 50 años es atribuible a actividades humanas" (Fig. 1) (Houghton et al., 2001). Como consecuencia de esa aseveración los gobiernos deben desarrollar labores de seguimiento y tecnologías de mitigación adecuadas, para conseguir que las emisiones de gases de efecto invernadero alcancen niveles apropiados (Protocolo de Kyoto, 1997). Para ello debe primar la investigación y la utilización de energías no contaminantes (eólica, solar, geotérmica), así como el uso de energías basadas en el hidrógeno.

A pesar de los argumentos empleados para explicar el calentamiento climático futuro debido a los gases de efecto invernadero, se manifiestan algunas críticas al mismo por parte de algunos científicos expertos en el tema. Los modelos generales de circulación (GCMs) son modelos de cálculo que utilizan ecuaciones matemáticas para describir el comportamiento de los componentes del sistema climático y la interacción entre ellos. Los cálculos se efectúan en mallas constituidas por celdas de 250 km por 250 km y tienen muchas limitaciones (Dickinson, 1986; Eybergen y Imeson, 1989; Goudie, 1990a; Nash y Gleick, 1991; Paté-Cornel, 1996). En el informe de 1996 solo se utilizaron 6 posibles escenarios para predecir el aumento de temperatura en el año 2.100. Los incrementos de

temperatura se enmarcan entre 1,0 y 3,5 °C. En el informe del 2001 se utilizaron 35 escenarios, que dan lugar a una mayor amplitud de curvas de cambios de temperatura (1,4-5,8 °C). Este incremento se debe a la utilización de un mayor número de supuestos que los llevados a cabo en el segundo informe (Houghton et al.1996). Como consecuencia, sobre todo del incompleto conocimiento del papel que juegan la cubierta de nubes y los océanos, Embleton (1989) señala que si las predicciones de incremento de la temperatura son de 3 °C por siglo (Houghton et al.,1990) se producirá un "superinterglaciar", que sería el de mayor magnitud de todo el Cuaternario.

En los sondeos en hielo se han descubierto variaciones climáticas rápidas en el último periodo glacial. Se reconocen calentamientos de 10° C durante algunas decenas de años, que retornan len-

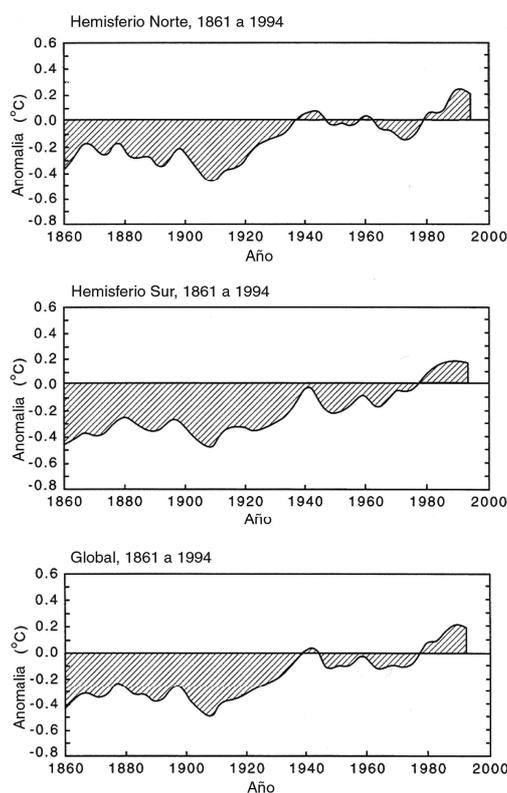


Figura 2. Anomalías de temperatura de la superficie terrestre y del mar para el periodo 1861-1994 (Houghton et al., 1996).  
Figure 2. Annual combined land and sea surface temperature anomalies for 1861-1994 (Houghton et al., 1996).

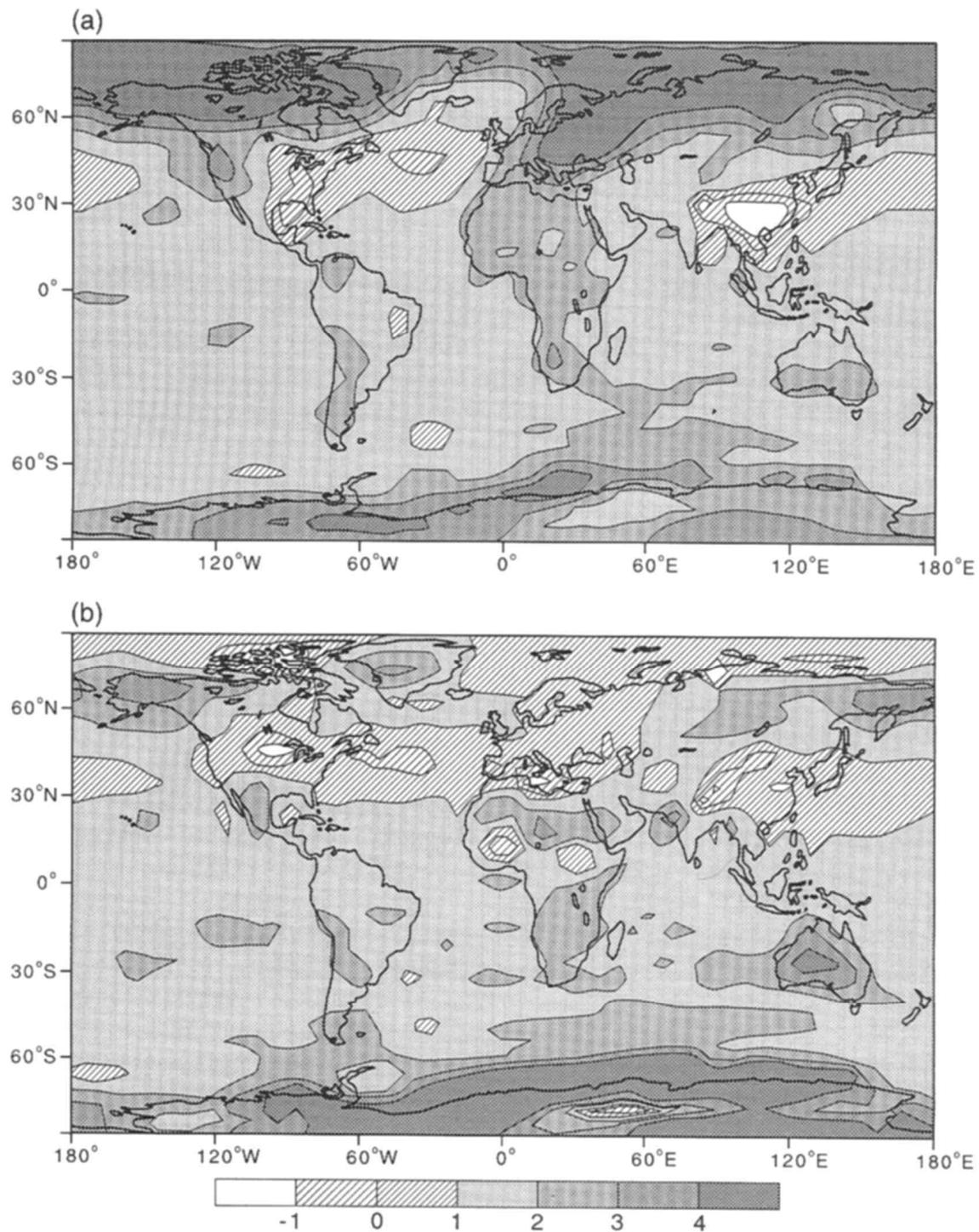


Figura 3. Cambios, según el modelo general de circulación (GCM), de la temperatura de la superficie desde 1880-1889 a 2040-2049. (a) Diciembre a Febrero; (b) Junio a Agosto (Houghton et al., 1996).

Figure 3. GCM predicted change in surface temperature from 1880-89 to 2040-49. (a) December to February; (b) June to August (Houghton et al., 1996).

tamente a condiciones más frías. Estas secuencias, cuya duración fluctúa entre 500 y 200 años, se repiten unas 20 veces a lo largo del último periodo glacial (Bender et al., 1994).

Por otra parte, se indica que durante el siglo XX, el calentamiento tuvo lugar durante dos periodos distintos: entre 1910-1945 y desde 1976, con un gradual enfriamiento durante tres décadas (1945-1976) (Fig. 2). La mayoría de los modelos elaborados para el siglo XX han omitido esta característica anómala (Weaver, 2003). Recientemente, Chilek et al. (2004) indican que “desde 1940 los datos suministrados por las estaciones costeras de Groenlandia han experimentado una predominante tendencia al enfriamiento. En el Summit de Groenlandia, durante el verano las temperaturas han disminuido a razón de 2,2 °C por década. Esto sugiere que el casquete glacial de Groenlandia y las regiones costeras no siguen la tendencia actual del calentamiento global”. Según los modelos de circulación general, las zonas de altas latitudes sufrirán aumentos de temperatura particularmente importantes, estimados en unos 10° (Fig. 3). Esta suposición contradice los datos observados por Chilek et al. (2004).

En el “Third Assessment Report” del IPCC (Houghton et al., 2001), no se tienen en cuenta los intercambios atmósfera-océano (Fig. 4), ni la circulación oceánica termohalina. Esto nos indica que el sistema es complejo y requiere de mayor precisión en distintas temáticas. A pesar de las críticas, el calentamiento es real y aún queda por saber en que medida el incremento de temperatura obedece a tendencias naturales o a la acción del hombre. Se admite, en general, que ambos efectos se superponen, aunque es realmente complejo conocer la participación de estas dos causas (Embleton, 1989).

Sin embargo, la discusión no es acerca de si el cambio climático está producido por el hombre; lo que debe investigarse es la rapidez y la magnitud del cambio, así como cuales son las implicaciones regionales (Weaver, 2003).

### 3. El cambio climático y la erosión global

Los trabajos a escala global sobre la relación entre precipitación y erosión de suelos (Langbein y Schumm, 1958) ponen de manifiesto que se reconoce un máximo de erosión hídrica alrededor de

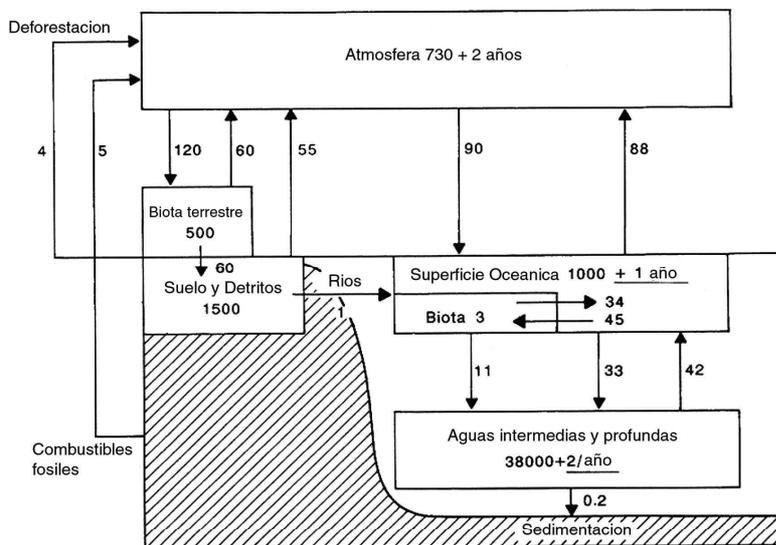


Figura 4. Reservas globales de carbono y flujos anuales. Las cifras subrayadas representan la acumulación neta anual de CO<sub>2</sub>, debido a la acción humana. Las unidades representan miles de toneladas métricas de carbono en los reservorios y flujos (Houghton et al., 1990).

Figure 4. Global carbon reservoirs and annual fluxes. Numbers underlined represent net annual CO<sub>2</sub>. Units are 10<sup>9</sup> metric tons of carbon in the reservoirs and fluxes (Houghton et al., 1990).

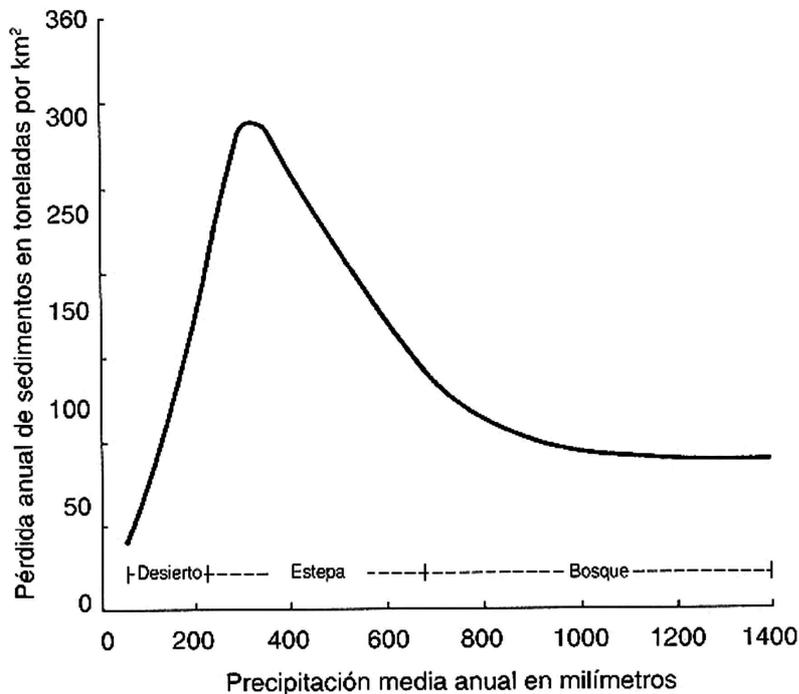


Figura 5. Variación de la producción de sedimentos en sistemas fluviales en función de la precipitación media anual (Langbein y Schumm, 1958)

Figure 5. Variation of sediment yield in fluvial systems as based in the mean annual rainfall (Langbein y Schumm, 1958).

unos 300 mm de precipitación media anual (Fig. 5). Cuando ésta se incrementa la cubierta vegetal es cada vez mayor y la producción de sedimentos disminuye rápidamente, mientras que en las áreas de gran aridez la erosión hídrica es pequeña y puede ser nula en las regiones hiperáridas, que corresponden con la “parálisis erosiva” de Oberlander (1997). Por otra parte, estos máximos varían en función de las temperaturas (Schumm, 1965), de tal modo que con el incremento de temperatura los máximos de erosión se sitúan con mayores precipitaciones (Fig. 6). Con el incremento de temperaturas aumenta la evapotranspiración y se necesita una mayor precipitación para mantener el máximo de erosión hídrica.

La rama descendente de la curva de Langbein y Schumm (1958) se estabiliza a partir de 1000 mm de precipitación, lo que parece indicar una erosión parecida en las zonas de grandes precipitaciones. Sin embargo, Wilson (1973) propone otro pico de máximo de erosión a unos 1.700 mm de precipita-

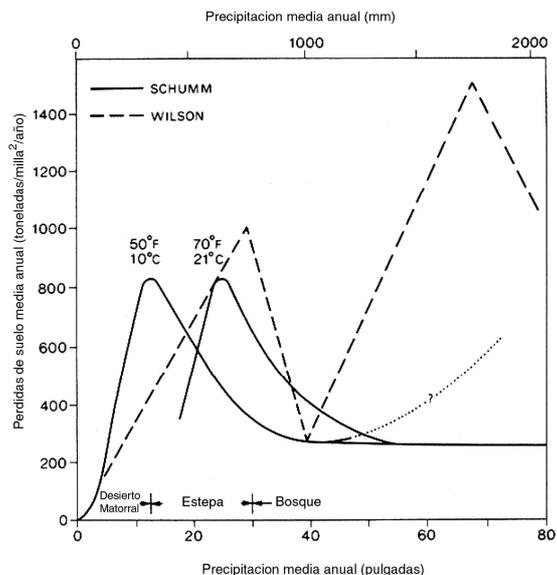


Figura 6. Relación entre las pérdidas de suelo y la precipitación media anual (Schumm, 1965; Wilson, 1973).

Figure 6. Relationship between sediment yield and mean annual precipitation, estimated by Schumm, 1965 and Wilson, 1973.

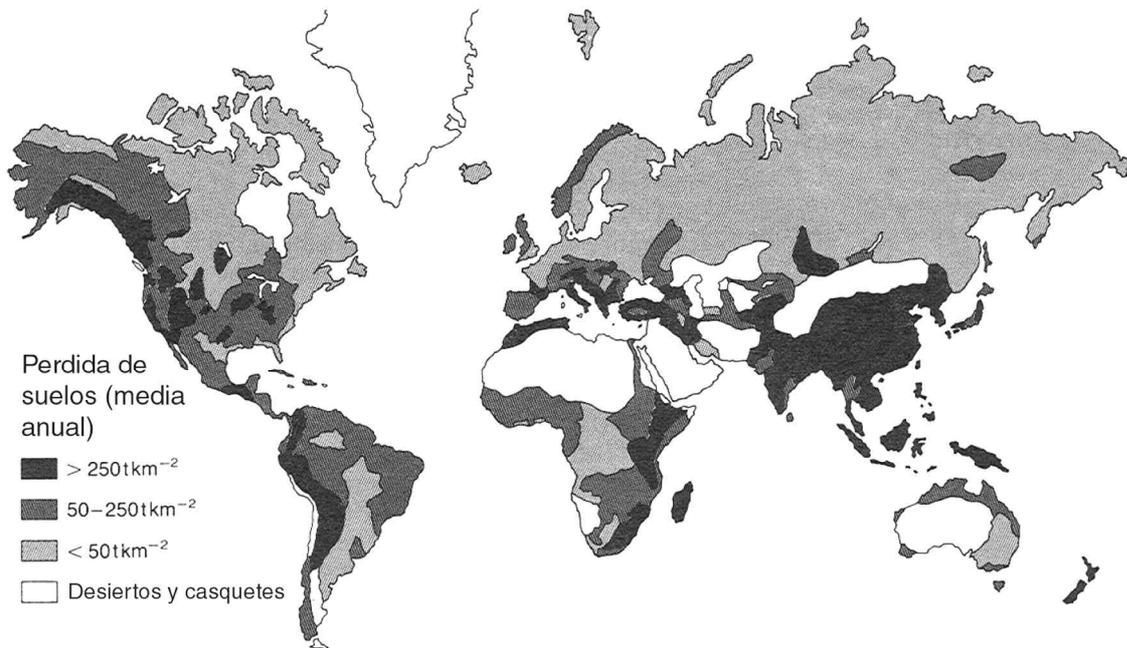


Figura 7. Mapa de variaciones globales de sedimentos en suspensión (Walling y Web, 1983).  
 Figure 7. Map of global variations in suspended sediment yield (Walling and Web, 1983).

ción, que se encuentra en climas tropicales estacionales (Fig. 6).

El trabajo de Knox (1984) establece un umbral crítico de cobertura de vegetación de un 70% que corresponde a una precipitación media anual de 300-500 mm. Para valores inferiores al umbral de 70%, aumenta considerablemente la cantidad de suelo erosionable.

La distribución espacial podemos analizarla en el mapa global de variación de sedimentos en suspensión de Walling y Webb (1983) (Fig. 7), en el que se diferencian tres zonas en función de la pérdida de suelo anual. Las áreas que superan las 250 Tm/km<sup>2</sup> corresponden en su mayoría a las regiones de cadenas alpinas, donde la erosión se intensifica considerablemente como consecuencia de los importantes gradientes altimétricos existentes. Las regiones con media anual de producción de sedimentos comprendida entre 50 y 250 Tm/km<sup>2</sup>, se localizan en áreas de selva-sabana y templadas-húmedas, donde a pesar de registrarse en algunas zonas grandes precipitaciones, la suavidad del relieve dificulta la erosión hídrica. Las áreas con

una erosión por debajo de 50 Tm/km<sup>2</sup> ocupan una gran extensión en las latitudes medias y altas del hemisferio norte, que tienen climas fríos, bosques acucifolios y relieve fundamentalmente bajo, de escaso contraste altimétrico. En el hemisferio meridional el área ocupada es menor y se localizan en zonas aplanadas de clima húmedo. Finalmente, establecen un apartado para los desiertos y casquetes de hielo.

Se han efectuado cartografías globales más recientes de las erosiones hídrica y eólica (UNEP, 1992; Middleton y Thomas, 1997). En ellas se propone una diferenciación relativa en función de distintas definiciones establecidas para los distintos tipos distinguidos. Para la erosión hídrica se diferencian: débil, moderada, fuerte y extrema y para la erosión eólica: débil, moderada y severa. Estos mapas adolecen de cifras que cuantifiquen la erosión como en el mapa de Walling y Webb (1993). No obstante, entendemos que es difícil plasmar en un mapa valores de erosión globales, ya que la cuantificación de la erosión se conoce desigualmente a escala global y además, se basa en datos

obtenidos por diferentes metodologías y distintas escalas de trabajo, lo que dificulta la obtención de valores sintéticos comparables.

Es conveniente tener una idea aproximada de la erosión global en diferentes ambientes geomórficos continentales (fluviales, eólicos y glaciares), para comparar su magnitud y la incidencia que puede tener en ellos el cambio climático. La cuantificación ha sido objeto de numerosos trabajos, elaborados y sintetizados por Judson (1983). A la erosión hídrica que afecta a los 151 millones de Km<sup>2</sup> de la superficie terrestre hay que descontar las áreas endorreicas, que ocupan la tercera parte de la superficie. Por lo tanto, 100 millones de Km<sup>2</sup> vierten las aguas de escorrentía y sedimentos al océano, lo que supone 24.000 millones de Tm/año, valor que ha sufrido un gran incremento por la acción antrópica. La erosión eólica supone 60-360 millones de Tm/año y la glaciación se estima en 100 millones de Tm/año. Los datos calculados de la sedimentación en los océanos son parecidos a los suministrados por la erosión continental.

#### 4. Erosión en las zonas morfogénicas y cambio climático

Muchos procesos geomorfológicos pueden sufrir importantes modificaciones como consecuencia del calentamiento global. Por ejemplo, el incremento de la temperatura producirá cambios en la criosfera, modificaciones en el balance hídrico y en el porcentaje de cobertura vegetal. Por otro lado, los cambios en la precipitación conducen a modificaciones en la escorrentía, que afectan a las pérdidas de humedad en la superficie, al porcentaje de cubierta vegetal y a variaciones de almacenamiento en los acuíferos, entre otros (Goudie, 1993).

Un aumento significativo de la temperatura lleva consigo una fusión superficial de la criosfera, tanto en las altas latitudes como en las regiones de alta montaña. Estas modificaciones en la criosfera pueden tener efectos muy variables en los procesos geomorfológicos, tales como grietas en las laderas, movimientos de masa y termokarst, y, en los aspectos hidrológicos, fluctuaciones en la escorrentía e inundaciones, así como variaciones en la humedad de los suelos y su correspondiente incidencia sobre la cubierta vegetal (Boer y de Groot, 1990).

Los **glaciares** son altamente sensibles al cambio climático, como evidencian las frecuentes y rápidas fluctuaciones que han tenido lugar durante el Holoceno (Grove, 1988). La mayoría de los glaciares alpinos muestran claros indicios de retroceso y cuando éste ha sido importante el paisaje dominante es el de los circos glaciares. Los cálculos de erosión subglaciación obtenidos en diferentes partes del mundo fluctúan entre 0.07 y 30.0 mm/año (Drewry, 1986) e indican la variabilidad de los sistemas glaciares.

La respuesta de los casquetes de hielo al calentamiento global es muy problemática e implica la utilización de modelos con muchos supuestos e incógnitas (Goudie, 1993). Esto es básico en la Antártica, donde temperaturas más cálidas producirían mayor precipitación nival en un ambiente que es extremadamente árido. Otros argumentos que apoyan este planteamiento pueden encontrarse en Goudie (1993).

La fusión del **permafrost** conduce a condiciones de criokarst o termokarst y se estima que estas modificaciones ligadas al cambio climático global producen cambios espectaculares, como consecuencia del calentamiento del terreno y de la disminución del espesor de permafrost. Todo ello va acompañado por erosión, subsidencia e inestabilidad de laderas. La consecuencia más notable es la subsidencia dúctil y frágil como respuesta a la fusión del hielo infrayacente, que origina un modelado de depresiones o lagos. Los cambios espaciales en la distribución del permafrost son muy significativos. Se supone que el calentamiento será de +4°C en Canadá, lo que traería consigo una migración hacia el norte de 300-600 km, tanto para los límites del permafrost continuo como discontinuo (Fig. 8) (French, 1996).

El aumento de unos 2°C que predicen Houghton et al. (1996) trae consigo, en las **zonas áridas**, un incremento de la aridez, debido a una mayor evapotranspiración, a un cambio en la frecuencia y magnitud de los eventos de precipitación y a procesos de degradación del suelo.

En las zonas de transición tienen especial significación los cambios climáticos, especialmente las variaciones de precipitación en el tránsito subhúmedo-semiárido, donde pueden producirse modificaciones en los procesos de erosión (Gutiérrez, 2001). Los modelos de Revelle y Waggoner (1981)

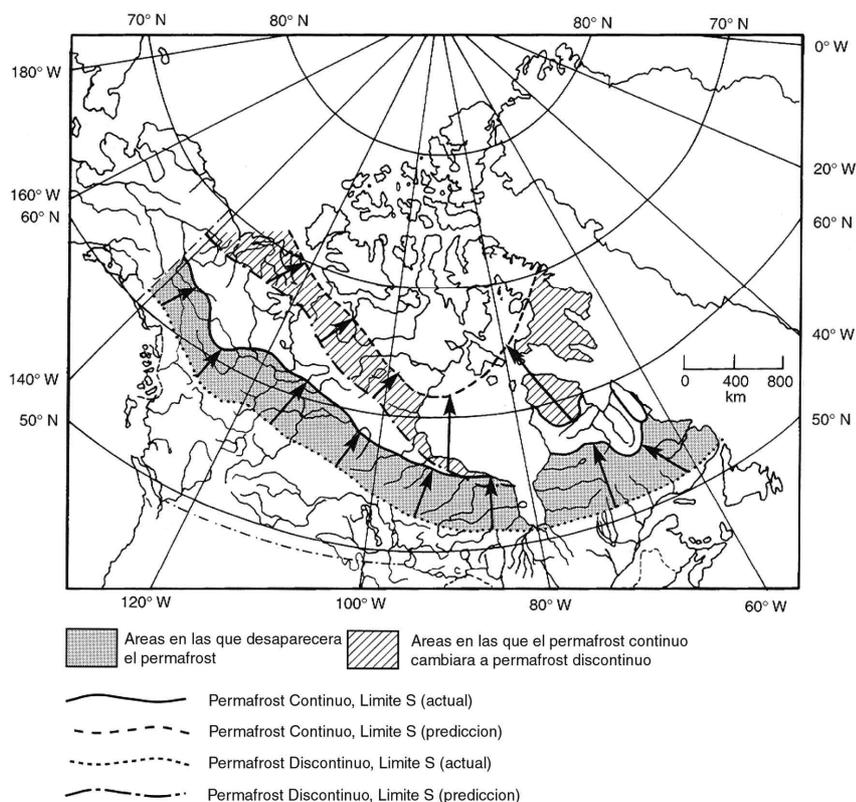


Figura 8. Cambios en el permafrost de Canadá, como resultado de un incremento de la temperatura superficial de 4°C (En: French, 1996).

Figure 8. Changes in permafrost in Canada as the result of a surface temperature increase of 4°C (In: French, 1996).

aplicados a los desiertos de Estados Unidos indican que con un incremento de 2° C aumenta la evapotranspiración, y los efectos serían muy importantes en las regiones en las que la precipitación media anual es menor de 400 mm.

Los principales **riesgos** debidos al cambio climático son la degradación de las tierras (cambios en el contenido de materia orgánica, acumulación de sales, precipitación de carbonatos de calcio o magnesio y estabilidad de los agregados del suelo); variaciones en el transporte de sedimentos; disminución de la calidad de los recursos hídricos por incremento de la salinidad (Boer y de Groot, 1990).

Aunque las precipitaciones son escasas en los medios áridos, la escorrentía superficial, paradójicamente, juega un papel fundamental en la elaboración de diferentes morfologías. En estas zonas, como se señaló con anterioridad, se encuentran las

regiones con 300 mm de precipitación anual, que corresponden a las áreas de mayor erosión a nivel global (Langbein y Schumm, 1958). Cuando el caudal aumenta debido a un cambio climático, se incrementa la anchura, profundidad y pendiente de los canales y lo contrario cuando disminuye. Si la carga de sedimentos crece, la erosión aumenta en la cuenca de drenaje y ésta mayor cantidad de sedimentos puede generarse por cambio climático hacia una mayor aridez o por disminución del porcentaje de cubierta vegetal. La disminución de carga sólida puede deberse a un cambio climático hacia circunstancias más húmedas o a prácticas de conservación de suelos.

Todas estas variaciones en el caudal y la carga sólida, que pueden ser la consecuencia de cambios climáticos de subhúmedo a semiárido y viceversa, se traducen en importantes modificaciones hidroló-

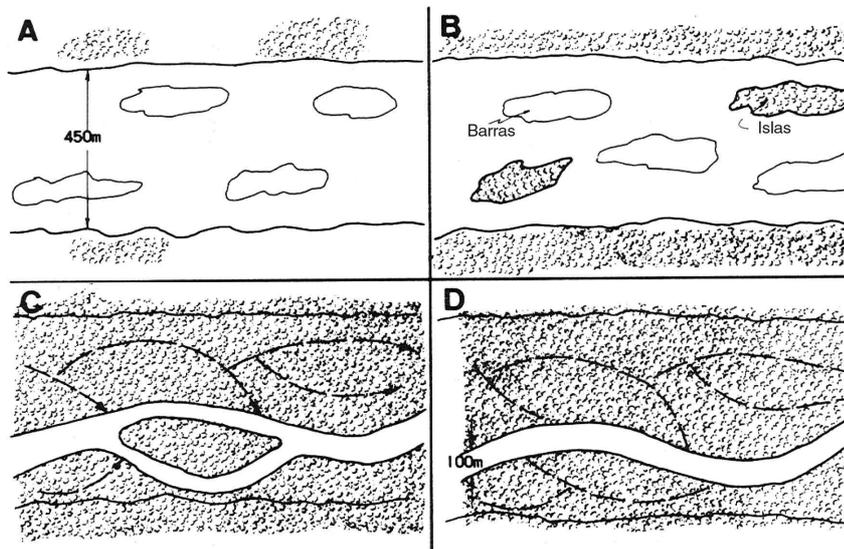


Figura 9. Metamorfosis del río South Platte (Nadler y Schumm, 1981).  
 Figure 9. South Platte River metamorphosis (Nadler y Schumm, 1981).

gicas y cambios en la morfología de los canales, que se denominan “metamorfosis del canal” (Schumm, 1977; Chorley et al., 1984). Un clásico ejemplo de un río trezado fue el río South Platte (Fig. 9), que en las primeras décadas de 1.800 registraba un caudal intermitente y cuyas barras eran temporales. A finales de 1.800 el caudal se convirtió en perenne y la vegetación se hizo más densa sobre la llanura de inundación y en las barras. Con estas circunstancias las barras se convirtieron en islas con un único *thalweg*, con una anchura inicial de 450 m. Un incremento del caudal, con la respuesta de una mayor cubierta vegetal, así como un aumento en la carga de sedimentos ha convertido un canal de tipo trezado en otro de tipo recto con tendencia a meandri-forme. Estos cambios parecen originarse en un cambio climático de carácter húmedo (Nadler y Schumm, 1981). En otro ejemplo, Schumm y Lichty (1963), consideran que la anchura del canal decrece durante una fase húmeda, cuando la vegetación se desarrolla y los sedimentos quedan atrapados por la cubierta vegetal.

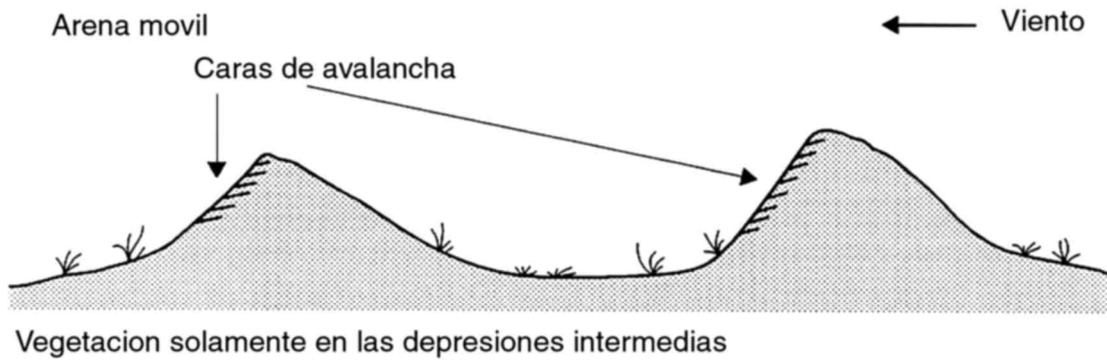
Por otra parte, en las áreas desérticas, cuando las precipitaciones y, por lo tanto, la escorrentía disminuyen por causas de cambio climático, o tiene lugar un incremento sustancial de temperatura, se produce una reducción de la alimentación de los

lagos y los niveles lacustres se rebajan ayudados por la evapotranspiración, pudiendo convertirse en **lagos secos**. Bajo estas nuevas circunstancias se intensifica la erosión eólica, si encuentra materiales aptos para la deflación.

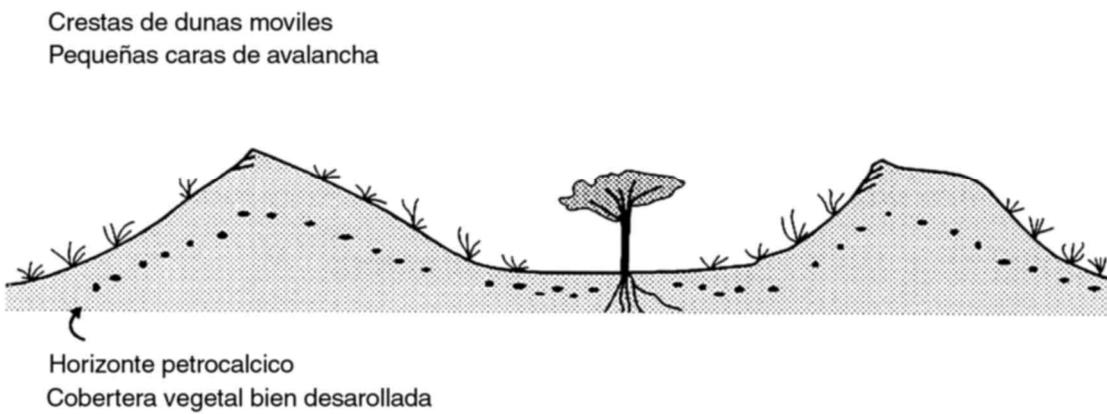
En las zonas áridas la degradación del suelo puede ser física debido a la erosión de las partículas más finas; biológica, relacionada con la disminución de la materia orgánica y, finalmente, química en relación con la concentración de sales de elevada solubilidad. Esta degradación es el principal factor de la **desertificación** (Mainguet, 1991). En la Conferencia Mundial sobre Desertificación (UNCOD), celebrada en Nairobi en 1977, se definió la desertificación como la disminución o destrucción del potencial biológico de las tierras que puede conducir finalmente a condiciones semejantes a las de los desiertos (UNESCO-FAO, 1977).

La acumulación en los suelos de sales de elevada solubilidad (cloruros, sulfatos y carbonatos de sodio, calcio y magnesio) en las zonas áridas conduce a la **salinización** y **sodificación** (Rhoades, 1990). La salinización inducida por el hombre es consecuencia de la puesta en regadío de zonas áridas y semiáridas y puede conducir a la pérdida de potencial del suelo y su abandono para prácticas agrícolas. Los cambios climáticos de tendencia

## Arido



## De Subarido a Semiarido



## Semiarido

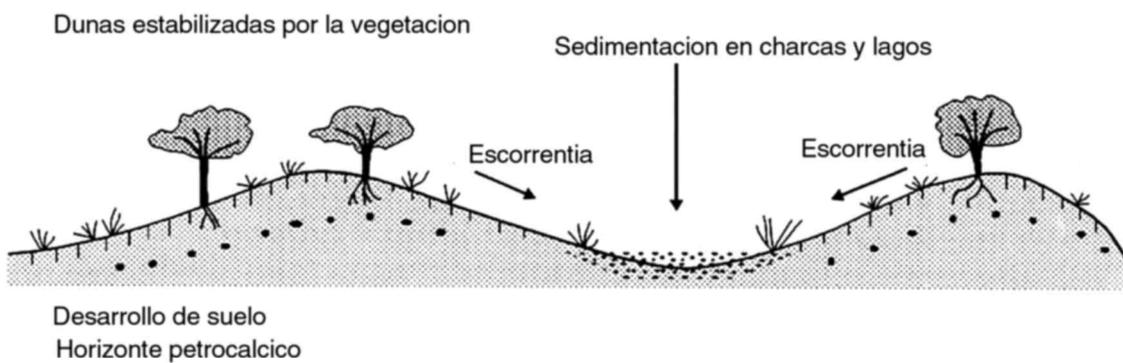


Figura 10. Posibles respuestas de las dunas a cambios en el clima (Rognon, 1982).  
Figure 10. Possible responses of dunes to changes in climate (Rognon, 1982).

árida acentúan la salinización de los suelos. La salinización afecta a la tercera parte de los 200 millones de hectáreas regadas en el mundo (Goudie, 1990b). Este autor señala unos porcentajes aproximados de tierras de regadío afectadas por salinización en diferentes países (Irak: 50%, Egipto: 30-40%; Pakistán: <40%; Irán: <30%; U.S.A.: 20-25%, etc.).

En muchas áreas el número de cabezas de ganado ha crecido considerablemente, de tal forma que se ha superado la capacidad de las tierras y se ha producido un **sobrepastoreo**, que conduce a una disminución de la cubierta vegetal y, por consiguiente, a un incremento de la erosión hídrica y eólica. En España se acentúa en los largos corredores que constituyen las cañadas de la trashumancia, en las que el ganado se alimenta en los lugares de paso, produciendo una disminución considerable

de la cubierta vegetal, que puede desencadenar una intensa erosión hídrica (por ejemplo, Cuenca de Almazán; Thornes, 1976). Esta acción de sobrepastoreo puede coincidir con cambios climáticos áridos que exacerbaban la erosión o con otros húmedos que pueden paliar los procesos erosivos.

Las arenas eólicas cubren aproximadamente el 5% de la superficie terrestre y un 20% de las zonas áridas del mundo están constituidas por estas acumulaciones arenosas (Thomas, 1997). Las dunas son sensibles a modificaciones en los parámetros atmosféricos, tales como intensidad y dirección del viento y cambios en la precipitación, que afectan a la evapotranspiración, la humedad del suelo, porcentaje de vegetación y a la movilidad de las partículas. Las áreas de **dunas** tienden a acentuar los efectos de las fases secas y húmedas (Rognon, 1980) y responden rápidamente a los cambios cli-

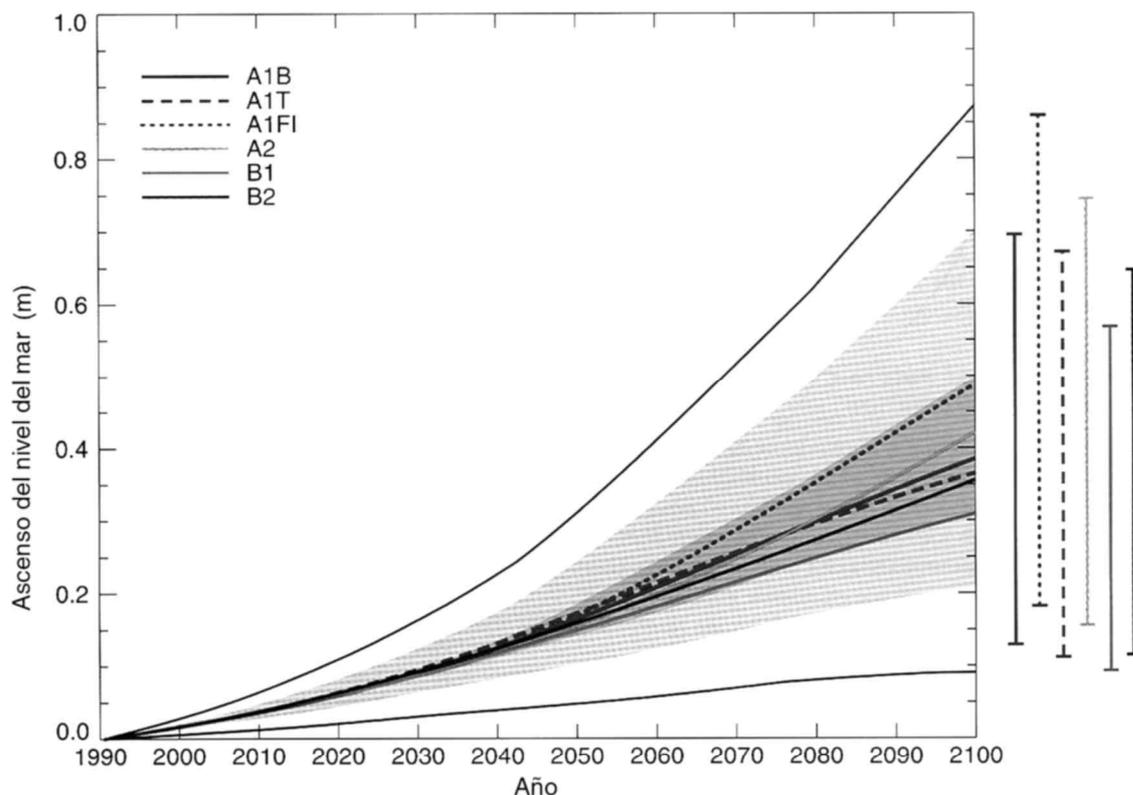


Figura 11. Ascenso medio global del nivel del mar durante el periodo 1990-2100 para seis supuestos. La región sombreada cubre el área de 35 supuestos (Houghton et al., 2001).

Figure 11. Global average sea level rise 1990-2100 for 6 scenarios. (Houghton et al., 2001). The darker shading represents the envelope of the 35 scenarios (Houghton et al., 2001).

máticos. Si aumenta la precipitación (Fig. 10) la vegetación crece en las partes bajas y paulatinamente colonizan toda la duna, pudiendo generarse caliches edafogénicos. Esta etapa da lugar a dunas inactivas, fijas o relictas, que constituyen vestigios de climas pasados más secos. La inactividad suele traer consigo un redondeamiento de las crestas y un rebajamiento de los flancos afectados por erosión hídrica, que puede generar una importante regularización.

En muchas partes de las zonas áridas los años secos corresponden a años de importante actividad de **tormentas de polvo** (Goudie y Middleton, 1992), pero también la acción antrópica, al reducir la vegetación, aumenta el riesgo de tormentas de polvo. Las cantidades de polvo movilizadas son del mismo orden de magnitud que los sedimentos transportados por los ríos (Livingstone y Warren, 1996). Mediante el estudio del polvo contenido en los testigos de hielo y de los obtenidos en los sondeos oceánicos profundos, se ha conseguido identificar cambios climáticos, que proporcionan datos muy valiosos sobre los grandes periodos secos, que se deben intentar correlacionar con el registro de sedimentos de los continentes.

Los **climas tropicales** comprenden una amplia variedad de regímenes de precipitación y de agrupaciones vegetales, desde la selva hasta la sabana y los tránsitos hacia las zonas semiáridas. Por lo tanto, la actividad e intensidad de la erosión cambia según la zona en la que nos encontramos. En los trópicos húmedos la energía se utiliza por las asociaciones vegetales y las selvas de llanura carecen de erosión hídrica.

El mayor problema existente en las regiones tropicales húmedas es la **deforestación**, que convierte a áreas de selva en tierras desnudas, sobre las que actúan con gran virulencia los procesos de erosión hídrica. Además, la disminución del porcentaje de vegetación trae consigo un descenso del proceso de fotosíntesis y, por consiguiente, un incremento del dióxido de carbono en la atmósfera. A esto hay que añadir el CO<sub>2</sub> producido en las selvas por incendios, la mayoría provocados. Se estima que los restos de selva tropical se encuentran sobre todo en Latinoamérica (59%, sobre todo en el Amazonas), correspondiendo el 22% al SE de Asia y el 19% a África (Glanz y Krenz, 1992).

Aunque la magnitud del cambio climático en los trópicos se estima que será menor que en las

altas latitudes, los impactos del cambio climático serán considerables (McGregor y Nieuwolt, 1998). Indirectamente, las selvas tropicales podrían estar afectadas en algunas áreas por un incremento de la cantidad e intensidad de las precipitaciones (Watson et al., 1995).

## 5. Erosión litoral y el calentamiento global

Una de las consecuencias más evidentes del calentamiento global es la elevación del nivel del mar, que trae consigo la inundación de ambientes litorales de tierras bajas (marismas, deltas, albuferas, sabkhas litorales, etc.). Esta inundación se acentúa en áreas costeras afectadas por subsidencia como consecuencia de la extracción de fluidos (petróleo, gas, y agua). El impacto en costas barrera y de dunas es más complicado y la respuesta al ascenso del nivel del mar es un problema morfodinámico complejo (Estive, 2004).

Según Bird (1985) el 70% de las playas arenosas son erosivas, siendo la causa más probable el ascenso del nivel del mar. También se conocen otras que han sufrido acreción durante el Holoceno, e incluso durante el ascenso del nivel del mar, como las costas deltaicas.

A nivel global hay tres causas que pueden dar origen a la erosión de las playas: el ascenso del nivel del mar, el cambio de climas de tormentas y la interferencia antrópica (Zhang et al., 2004). Durante los últimos cien años no hay indicios de un incremento en las tormentas (Zhang et al., 2002) y, por otra parte, la interferencia humana no es uniforme en todo el globo. Por consiguiente, el ascenso del nivel del mar es la causa más probable y el valor de esta elevación durante el siglo XX es muy controvertido. Según Houghton et al. (2001), los cálculos realizados para distintos supuestos, para todo el siglo XXI, señalan una fluctuación de 10-90 cm de ascenso del nivel del mar (Fig. 11). Con el valor más bajo el efecto se sentirá muy poco, mientras que el límite superior puede ser trágico, ya que en las costas bajas viven millones de personas. Con la elevación de un metro del nivel del mar, el 17,5% de las tierras de Bangladesh podrían desaparecer, afectando a millones de personas, que equivale al 60% de su población (Mc Michael et al., 1996; en McGregor y Nieuwolt, 1998). En la actualidad, como señala Estive (2004), hay una clara evidencia

del incremento del nivel del mar, pero todavía carecemos de datos globales fiables sobre el aumento de la velocidad de ascenso eustático.

## Conclusiones

Es evidente que la erosión está estrechamente ligada a los parámetros climáticos. Cuando se modifica sustancialmente alguno de ellos la respuesta es evidente, sobre todo si los factores afectan a la disponibilidad hídrica de los suelos, como la precipitación, temperatura y evapotranspiración. El déficit acusado de humedad en los suelos desencadena la erosión y afecta a los procesos geomorfológicos y morfologías resultantes.

Se estima que los incrementos de las temperaturas en los últimos 150 años se deben tanto a la tendencia natural de calentamiento, después del óptimo de la Pequeña Edad del Hielo, como a la aportada por los gases de efecto invernadero. El problema es dilucidar los porcentajes debidos a una u otra causa.

Por otra parte, hay que tener presente, en los análisis del IPCC, de cara fundamentalmente a las predicciones, la utilización con precaución de aquellos datos de los que no se tiene un conocimiento preciso, como pueden ser las transmisiones de CO<sub>2</sub> entre océano y atmósfera. También se debe tener en cuenta por su utilidad las investigaciones que se efectúan en diversas ramas de la ciencia en relación con los cambios climáticos de un pasado reciente.

## Bibliografía

- Bender, N., Sowers, T., Dickson, M.L., Orchado, J., Grooters, P., Mayewski, P.A. & Meese, D.A. (1994). Climate connection between Greenland and Antarctica during the last 100,000 years. *Nature*, 372, 663-666
- Bird, C.F. (1985). *Coastline Change*. John Wiley, New York, 219 pp.
- Boer, M.M. & de Groot, R.S. (Eds) (1990). *Landscape-ecological impact of climatic change*. IOS Press, Amsterdam, 429 pp.
- Chorley, R.J., Schumm, S.A. & Sugden, D.E. (1984). *Geomorphology*. Methuen, London, 605 pp.
- Chylek, P., Box, J.E. & Lessins, Y. (2004). Global Warming and the Greenland Ice Sheet. *Climatic Change*, 63, 201-221.
- Dickinson, R.E. (1986). Impact of human activities on a climate framework. En: *Sustainable Development of the Biosphere* (W.C. Clark & R.E. Munn, eds.) Cambridge University Press, Cambridge, 252-289.
- Drewry, D. (1986). *Glacial Geologic Processes*. Edward Arnold, London, 276 pp.
- Embleton, C. (1989). Natural hazards and global change. *ITC Journal*, 1989, 169-178.
- Estive, M.J.E. (2004). How important is global warming for coastal erosion? *Climatic Change*, 64, 27-39.
- Eybergen, F.A. & Imeson, A.C. (1989). Geomorphological processes and climatic change. *Catena*, 16, 307-319.
- Francis, C.F. & Thornes, J.B. (1990). Runoff hydrographs from three Mediterranean vegetation cover types. En: *Vegetation and Erosion* (J.B. Thornes, ed.). John Wiley, Chichester, 363-384.
- French, H.M. (1996). *The Periglacial Environment*. Longman, Essex, 341 pp.
- Glantz, H.H. & Krenz, J. (1992). Human components of the climate system. En: *Climate System Modeling* (K.E. Trenberth, ed.). Cambridge University Press, Cambridge.
- Goodess, C.M., Palutikof, J.P. & Davies, T.D. (1992). *The Nature and Causes of Climate Change. Assessing the Long Term Future*. Belhaven Press, London, 248 pp.
- Goudie, A.S. (1990a). The global geomorphological future. *Z. Geomorph. Suppl.*, 79, 51-62.
- Goudie, A.S. (1990b). Desert degradation. En: *Techniques for Desert Reclamation* (A.S. Goudie, ed.). John Wiley, Chichester, 1-33.
- Goudie, A.S. (1993). Human influence in geomorphology. *Geomorphology*, 37-59.
- Goudie, A.S. & Middleton, N.J. (1992). The changing frequency of dust storms through time. *Climatic Change*, 20, 197-225.
- Grove, J.M. (1988). *The Little Ice Age*. Routledge, London, 498 pp.
- Gutiérrez, M. (2001). *Geomorfología Climática*. Ediciones Omega, Barcelona, 642 pp.
- Houghton, J.T., Ding, Y., Griggs, D.J., Noguier, M., Van der Liden, P.J., Dai, X., Maskell, K & Lohnson, C.A. (2001). *Climate change 2001: The Scientific Basis*. Cambridge University Press. Cambridge, 881 pp.
- Houghton, J.T., Jenkins, Y.C. & Ephraums, J.J. (1990). *Climatic Change. The IPCC Scientific Assessment*. Cambridge University Press. Cambridge, 365 pp
- Houghton, J.T., Meira Filho, L.G., Callander, B.A., Harris, N., Kattenberg, A. & Maskell, K. (1996). *Climate Change 1996. The Science of Climatic Change*. Cambridge University Press, Cambridge, 572 pp.
- Judson, S. (1983). Erosion of the land or what's happening to our continents? En: *Environmental Geology* (R.W. Tank, ed.). Oxford University Press, Oxford, 184-197.
- Kirkby, M.J. (1980). The problem. En: *Soil Erosion*. (M.J. Kirkby & R.P.C. Morgan eds.). John Wiley, Chichester, 1-16.

- Knox, J.C. (1984). Fluvial responses to small scale climatic change. En: *Developments and Applications of Geomorphology*. (J.E. Costa & P.J. Fleisher eds.). Springer Verlag, Berlin, 318-342
- Langbein, W.B. & Schumm, S.A. (1958). Yield of sediment in relation to mean annual precipitation. *Transactions of the American Geophysical Union*, 39, 1076-1084.
- Leopold, L.B. (1976). Reversal of erosion cycle and climatic change. *Quaternary Research*, 6, 557-562.
- Livingstone, I. & Warren, A. (1996). *Aeolian Geomorphology. An Introduction*. Longman, Essex, 211 pp.
- Mainguet, M. (1991). *Desertification. Natural Background and Human Mismanagement*. Springer-Verlag, Berlin, 306 pp.
- McGregor, G.R. & Nieuwolt, S. (1998). *Tropical Climatology. An Introduction to the Climates of the Low Latitudes*. John Wiley, Chichester, 339 pp
- Middleton, N. & Thomas, N. (1997). *World Atlas in Desertification*. Arnold. Londres. 182 pp.
- Nadler, C.T. & Schumm, S.A. (1981). Metamorphosis of South Platte and Arkansas rivers, eastern Colorado. *Physical Geography*, 2, 95-115.
- Nash, L.L. & Gleick, P.H. (1991). Sensitivity of stream-flow in the Colorado Basin to climatic changes. *Journal of Hydrology*, 125, 221-241.
- Oberlander, T.M. (1997). Slope and pediment systems. En: *Arid Zone Geomorphology* (D.S.G. Thomas, ed.). John Wiley, Chichester, 135-163.
- Paté-Cornell, E. (1996). Uncertainties in global climate change estimates. An Editorial Essay. *Climatic Change*, 33, 145-149.
- Revelle, R.R. & Waggoner, P.E. (1981). Effect of carbon dioxide-induced climatic change on water supplies in the western United States. En: *Changing Climatic* (Carbon Dioxide Assessment Committee, ed.). National Academic Press, Washington, 419-432
- Ries, J.B., Seeger, M. & Marzloff, (2004) Influencia del pastoreo en la cubierta vegetal y la geomorfodinámica en el transecto Depresión del Ebro-Pirineos. *Geographica*, 45, 5-19.
- Rhoades, J.D. (1990). Soil salinity-causes and controls. En: *Techniques for Desert Reclamation* (A.S. Goudie, ed.). John Wiley, Chichester, 109-134.
- Rognon, P. (1980). Pluvial and arid phases in the Sahara: The role of nonclimatic factors. En: *Palaeoecology of Africa. Sahara and Surrounding Seas* (M. Sarnthein, E. Seibold & P. Rognon, eds.). Balkema, Rotterdam, 45-62.
- Rognon, P. (1982). Pluvial and arid phases in the Sahara: the role of nonclimatic factors. *Palaeoecology of Africa*, 12, 45-62.
- Rubio, J.L. (1995) Desertification: Evolution of concept. En: *Desertification in an European context; physical and socio-economic aspects. Proceedings of European School of Climatology and Natural hazards Course* (R Fantechi, D. Peter, P. Balabanis & J.L. Rubio, eds.), Alicante, Spain. 6-13 October 1993. Brussels: European Commission, 5-13.
- Schumm, S.A. (1965). Quaternary paleohydrology. En: *The Quaternary of the United States* (H.E. Wright y D.G. Frey, eds.). Princeton University Press, Princeton, NJ, 783-794.
- Schumm, S.A. (1977). *The Fluvial System*. John Wiley, New York, 338 pp.
- Schumm, S.A. & Lichty, R.W. (1963). Channel widening and floodplain construction along Cimarron River in south-western Kansas. *United States Geological Survey Professional Paper 352D*, 71-88.
- Thomas, D.S.G. (1997). Sand seas and aeolian bedforms. En: *Arid Zone Geomorphology: Process, Form and Change in Drylands* (D.S.G. Thomas, ed.). John Wiley, Chichester, 373-412.
- Thornes, J. (1976). *Semiarid Erosional Systems*. London School of Economic, Geographical Papers, London, 7, 79 pp
- Toy, T.J., Foster, G.R. & Renard, K.G. (2002). *Soil Erosion*. John Wiley, New York. 338 pp.
- U.N.E.P. (1992). *World Atlas of Desertification*. Arnold, London, 69 pp.
- UNESCO-FAO (1977). Desertification; an overview. En: *Desertification. Its Causes and Consequences*. Pergamon Press, Oxford, 1-61.
- Walling, D.E. & Webb, B.W. (1983). Patterns of sediment yield. En: *Background in Paleohydrology* (K.J. Gregory, ed.). John Wiley, Chichester, 69-100.
- Watson, R.T., Zinyowera, M.C., Moss, R.H. (1996) (Eds.). (1995). *Climatic Change 1995. Impacts, adaptations and mitigation of Climatic Change. Scientific-Technical Analysis*. Cambridge University Press, Cambridge, 878 pp.
- Weaver, A.J., (2003). The science of climate change. *Geoscience Canada*, 30, 91-109.
- Wilson, I.G. (1973). Variations in mean annual sediment yield as a function of mean annual precipitation. *American Journal of Science*, 273, 333-349.
- Zhang, Z., Douglas, B.C. & Leatherman, S.P. (2002). Do storms cause long-term beach erosion along the U.S. East Barrier Coast? *Journal Geology*, 110, 493-502.
- Zhang, Z., Douglas, B.C. & Leatherman, S.P. (2004). Global warming and coastal erosion. *Climatic Change*, 64, 41-58.