

GEOMORFOLOGIA Y CAMBIO

CLIMATICO EN ZONAS ARIDAS

DISCURSO DE INGRESO LEIDO POR EL ACADEMICO ELECTO

Ilmo. Sr. D. MATEO GUTIERREZ ELORZA

INDICE

PREAMBULO

1.- INTRODUCCION

- 1.1.- El cambio ambiental
- 1.2.- Algunas consideraciones sobre el cambio climático
- 1.3.- El clima futuro y el efecto invernadero

2.- SISTEMAS FLUVIALES

- 2.1.- Abanicos aluviales
- 2.2.- Las ramblas o arroyos
 - 2.2.1.- Sedimentación y encajamiento

3.- LAS LADERAS Y SU EVOLUCION

- 3.1.- Laderas en rocas cristalinas
- 3.2.- Laderas en rocas estratificadas
 - 3.2.1.- Laderas compuestas
 - 3.2.2.- Velocidades de retroceso de la cornisa
- 3.3.- Facetas triangulares de ladera

4.- PALEOLAGOS

5.- SISTEMAS DE DUNAS

- 5.1.- Introducción
- 5.2.- Dunas activas e inactivas
- 5.3.- Información paleoclimática que suministran los sistemas de dunas

6.- CAUSAS DE LAS OSCILACIONES PALEOCLIMATICAS EN EL CUATERNARIO SUPERIOR

7.- BIBLIOGRAFIA

PREAMBULO

Excmo. Sr. Presidente

Excmos. e Ilmos. Sres. Académicos

Señoras y Señores

En primer lugar, quiero expresar mi más profundo agradecimiento a los Sres. Académicos por la elección que han realizado de mi persona para formar parte de esta docta corporación. Me siento abrumado por esta decisión, ya que entiendo que es un honor desproporcionado a la labor que he realizado. Este nombramiento supone para mí, sin duda, una importante obligación en las tareas de promoción y desarrollo de nuestra Academia, que de muy buen grado llevaré a cabo.

Suele ser regla, o lo ha sido en tiempos pretéritos, que el Académico electo glosara sobre la labor del Académico fallecido, que dejó su lugar para el que lo reemplaza. La Medalla nº 8 fué llevada durante varias décadas por D. Mariano Tomeo Lacrué, Catedrático de Química Técnica, Decano de la Facultad de Ciencias (1945-1953) y Vicerrector de la Universidad de Zaragoza (1953-1955). Tuve la gran satisfacción de conocer al Prof. Tomeo en 1973 en Teruel, en su provincia natal, ya en su época de jubilación, a raíz de su nombramiento por el Rectorado del cargo de Director Delegado del Rector en el Colegio Universitario de Teruel. Este Centro, creado en 1972, necesitaba la experiencia y el estímulo que D. Mariano volcó en él. Las numerosas estancias que realizó en Teruel me permitieron conocer en parte su intensa y variada vida. En la posguerra, delegado por el Instituto Nacional de Industria, jugó un papel de gran relevancia en la promoción industrial de nuestro país, principalmente en la ubicación de plantas resineras. Con posterioridad, fué comisionado por la UNESCO durante muchos años para ayudar a promocionar las enseñanzas superiores en distintos países de Suramérica. El profundo interés que procesaba por los problemas de su tierra le llevó a ocupar el puesto de Teniente de Alcalde del Ayuntamiento de Zaragoza. Por otra parte, participó activamente en el Ateneo y en la Real Sociedad Económica Aragonesa de Amigos del País, donde su erudición quedó manifiesta en sus numerosas intervenciones y trabajos. De estos escasos datos, mal hilvanados, se deduce que el Prof. Tomeo fué una persona inquieta, humanista y fervorosa amante de Aragón y de su Universidad.

1.-INTRODUCCION

Los desiertos se caracterizan por ser áreas con escasa precipitación y consecuentemente su cobertura vegetal es reducida o inexistente. Presentan una variable distribución geográfica, encontrándose en áreas de bajas y altas latitudes, en el interior de los continentes, en las orlas litorales e incluso en zonas de elevada altura. Los desiertos fríos situados en latitudes medias presentan una problemática específica, diferente a la de los desiertos de las zonas cálidas, ya que están afectados por la actividad de los procesos periglaciares.

La exploración de muchos de los desiertos está en relación con la colonización por los europeos de estas áreas, en las que buscan fundamentalmente nuevos recursos naturales. Las épocas en las que se ha llevado a cabo esta exploración son muy variables y corresponden básicamente a los tiempos modernos y contemporáneos. Los primeros documentos que se conocen son de carácter general y en ellos se enfatiza en aspectos geográficos y naturalistas. A finales del siglo pasado se realizan los primeros trabajos geomorfológicos de gran rigor científico, como los llevados a cabo por Gilbert, Powell y Dutton en su estudio de los desiertos del suroeste de los Estados Unidos. No obstante, y a pesar de estos precedentes, la investigación ha sido generalmente de carácter descriptiva con la utilización de términos locales, que ha producido un cierto confusiónismo entre los geomorfólogos. En las últimas décadas, con el advenimiento de la Geomorfología dinámica, en la que se analizan los procesos mediante la aplicación de técnicas físicas y químicas para explicar las formas existentes, se ha producido un considerable avance en el conocimiento sobre el desarrollo y evolución del modelado desértico.

Las características geológicas, climáticas y de vegetación de los ambientes desérticos cálidos son muy variables. Estos se asientan sobre formaciones geológicas de diferente naturaleza y edad, con una gran estabilidad cortical o, por el contrario, con una marcada actividad neotectónica. Los climas de los desiertos son muy variables y se caracterizan generalmente por una escasa precipitación y elevadas temperaturas con una acusada amplitud diurna. La vegetación es rala y escasa o no existe y su metabolismo se adapta a las rigurosas condiciones climáticas. El agua la obtienen fundamentalmente a través de su sistema radicular, que en ocasiones penetra hasta más de 20 m de profundidad.

Por otra parte, los medios desérticos son zonas poco favorables para el hombre por sus climas extremos y por la escasez o ausencia de

agua y alimentos. La actividad del hombre en estas áreas es muy diferente, ya que hay zonas carentes de población, mientras que otras se encuentran densamente habitadas. Es importante señalar que el 15% de la población mundial vive en estas regiones. Además, el crecimiento de la población es muy grande en muchas de estas zonas, con incrementos del 50% o más en los últimos cincuenta años. Se estima que la población alcanzará 1.200 millones de personas en el año 2000. Por consiguiente, la utilización por el hombre de los escasos recursos hídricos y vegetales conduce a la generación de numerosos problemas ambientales de difícil y costosa resolución (Cooke *et al.*, 1982; Goudie, 1990)

Meigs (1953) plantea una división de los medios áridos, basada en el índice de humedad de Thornthwaite (1948), y diferencia tres tipos de climas áridos: hiperárido ($I_h < -56$), árido ($-56 \leq I_h < -40$) y semiárido ($-40 \leq I_h < -20$), estando el clima subhúmedo con valores comprendidos entre -20 y 0. La UNESCO (1977) publicó la distribución de las zonas áridas del mundo a partir de datos de 1.600 estaciones meteorológicas. Este trabajo ha sido modificado recientemente por el Atlas Mundial de la Desertificación (1992), elaborado dentro del Programa de Medio Ambiente de las Naciones Unidas. Grove (1977) efectúa una diferenciación simple teniendo en cuenta exclusivamente la precipitación y distingue las zonas semiáridas (200-500 mm), áridas (25-200 mm) e hiperáridas, en las que no existe un régimen estacional de precipitaciones y en el registro se reconocen intervalos de doce meses sin lluvias.

La superficie ocupada por todas las zonas áridas del mundo varía en función de la clasificación climática utilizada. Según el Atlas Mundial de Desertificación (1992) el 37,3% de la superficie del globo terráqueo está ocupado por las zonas áridas, correspondiendo el 17,7% a las regiones semiáridas, el 12,1% a las áreas áridas y el 7,5% para las zonas hiperáridas (Fig. 1).

1.1.- El cambio ambiental.

A lo largo de la historia de la tierra se han sucedido numerosas modificaciones en el clima, niveles del mar, cinturones de vegetación, poblaciones de animales, suelos y formas del relieve (Goudie, 1992), pero es durante el Cuaternario donde podemos detectar con más precisión estos continuos cambios ambientales, que se manifiestan en ocasiones en muy cortos periodos de tiempo.

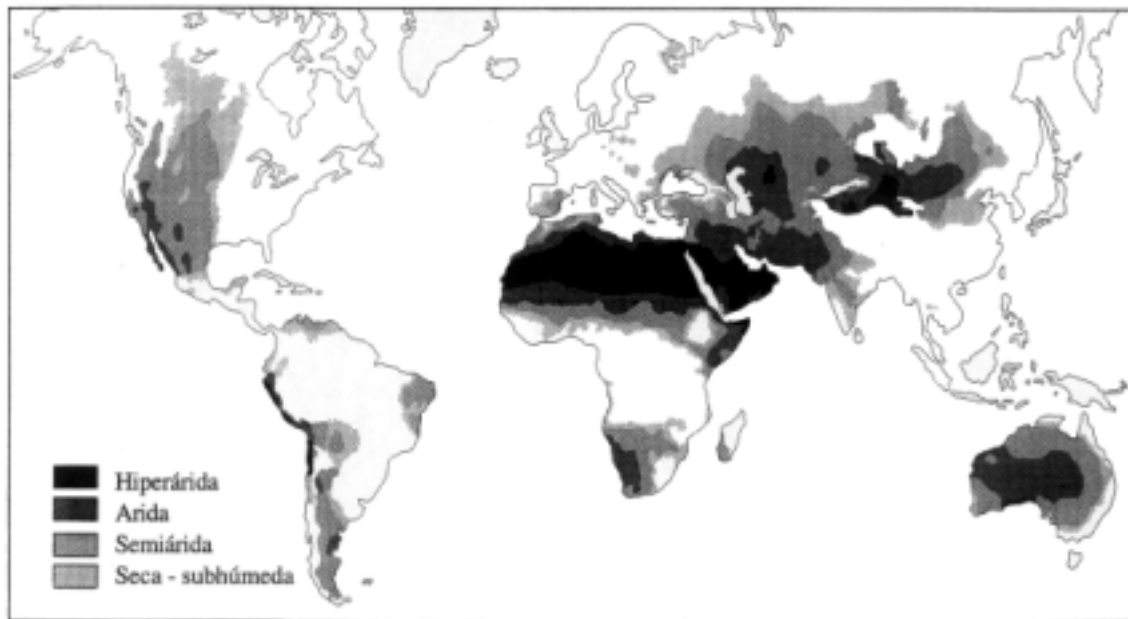


Fig. 1.- Distribución global de las zonas áridas (UNEP, 1992).

Para épocas recientes, estos cambios ambientales, desde la perspectiva geomorfológica, resultan de tres causas básicas: geológicas, antrópicas y climáticas. El problema del conocimiento preciso de los factores que desencadenan estos cambios surge de la interacción entre estas causas, ya que con frecuencia actúan conjuntamente y resulta difícil conocer la aportación de cada una de ellas a las modificaciones ambientales.

El **cambio ambiental geológico** se debe fundamentalmente a la actividad neotectónica, que adquiere una gran significación en las áreas ubicadas en los márgenes de placa activos, donde los reajustes isostáticos y el desplazamiento relativo de las placas litosféricas producen importantes modificaciones en el relieve. De este modo, los desiertos de montañas y depresiones (Mabbutt, 1977), como los del oeste de los Estados Unidos y Asia central, que presentan una gran inestabilidad cortical, verán afectado su modelado por esta actividad. Por el contrario, los desiertos de escudos y plataformas, como el Sahara, India o Australia, no están prácticamente influenciados por esta actividad endógena. En estos últimos, es donde resulta más fácil el estudio del cambio climático, como consecuencia de la carencia de interferencias de causas tectónicas.

Aunque **el hombre** ha poblado la Tierra desde hace unos tres millones de años, su interacción con el medio ambiente comienza a ser relevante hace unos 10.000 años con el advenimiento de la revolución de la agricultura y sobre todo con las más recientes revoluciones industrial y médica (Goudie, 1981). El hombre incide

sobre la vegetación, fauna, suelo, aguas y clima, por lo que se le considera un agente geomorfológico (Dov Nir, 1983), ya que modifica con su actividad la superficie terrestre y, a su vez, interfiere en la actuación de los procesos geomórficos.

El **cambio climático** nos resulta muy familiar, ya que estamos acostumbrados a modificaciones temporales de la precipitación y temperatura a escala de la vida humana. A estas variaciones climáticas de corto periodo se suceden otras más profundas y de mayor amplitud temporal. Estas circunstancias vienen ilustradas en las diferentes escalas de cambio climático señaladas por Goudie (1992). En ellas se reflejan modificaciones en el clima desde intervalos de decenas de años a variaciones a escala de tiempo geológico.

El estudio de las formas del relieve en las zonas áridas, tectónicamente estables y carentes de acciones antrópicas significativas, refleja que muchos de los modelados existentes se han originado bajo una dinámica geomorfológica distinta de la reinante en la actualidad y, por consiguiente, debemos considerarlas como paleoformas o formas heredadas, elaboradas bajo condiciones morfoclimáticas distintas a las actuales. Por ejemplo, los extensos campos de dunas de la región saheliana cubiertos por vegetación esteparia indican una mayor aridez durante la época de su formación. Igualmente, por la intrincada red de *ouads* del centro del Sahara no circula en la actualidad ningún tipo de escorrentía durante las crecidas, lo que denuncia épocas de mayor precipitación durante su generación (Tricart, 1969, 1977). Estos modelados señalan unas profundas modificaciones en la repartición de las zonas áridas en la superficie del planeta.

De este tipo de evidencias surgió el ya antiguo concepto de **periodo pluvial o fase lacustre**, que se puede definir como aquel en el que las condiciones hidrológicas y biogeográficas eran más húmedas que las actuales, en contraposición al **periodo interpluvial o árido** en el que las condiciones fueron más secas (Rognon, 1982). Esta definición tiene en cuenta la disponibilidad de agua, que no solo está condicionada por la precipitación, sino también por la evapotranspiración. Así, para una misma precipitación, un descenso de temperatura incrementa la disponibilidad hídrica de los suelos. De este modo, este factor doble de precipitación y temperatura hace más difícil la exacta definición de periodo pluvial. La alternancia de periodos pluviales e interpluviales se reconoce en los desiertos por un conjunto de datos indirectos de carácter muy variado: geomorfológicos, arqueológicos, edafológicos, palinológicos, hidrológicos e hidrogeológicos (Demangeot, 1981; Tricart, 1969, 1977; Goudie, 1992 y Thomas, 1997).

En la mayoría de los casos nos encontramos en el paisaje desértico con un conjunto de modelados heredados de la actividad de los procesos geomórficos, que actuaron bajo un amplio espectro de condiciones ambientales diferentes a las actuales. Como ya hemos indicado, estos procesos derivados de la actividad tectónica, antrópica y climática pueden interferir de forma manifiesta. Por consiguiente, y de cara al estudio del cambio climático, se hace preciso discernir el grado de actuación de cada uno de ellos e intentar eliminar los “ruidos” inherentes a la actividad de los dos primeros. Sin duda, la acción del hombre en los últimos milenios es muy significativa en determinadas zonas, como en los países de la orla mediterránea, y presenta problemas muy complejos en la determinación del verdadero influjo de las modificaciones climáticas en la génesis del relieve existente. Por consiguiente, las áreas óptimas para las investigaciones de cambio climático serán aquellas en las que se reconozca una prolongada estabilidad cortical y un escaso poblamiento humano a lo largo de la historia. De este modo, encontraremos en este tipo de regiones un reflejo en el modelado debido exclusivamente a la actuación de los procesos geomorfológicos desencadenados por cambios climáticos.

Es muy necesario conocer adecuadamente la edad de las formas relacionadas con el cambio climático. Los primeros investigadores utilizaban la cronología relativa en relación con series estratigráficas, secuencias morfogenéticas, grado de meteorización y desarrollo de suelos (Birkeland, 1984). Recientemente, sobre todo en los últimos veinte años, se han desarrollado numerosos métodos de datación capaces de suministrar edades absolutas tanto para partículas enterradas como superficiales (radiocarbono, termoluminiscencia, series de uranio, isótopos cosmogénicos, racemización de aminoácidos, luminiscencia estimulada por infrarrojos, resonancia de electrospín). Se utilizan según el tipo de material disponible y la precisión varía de una técnica a otra. Varios de estos métodos están en desarrollo experimental, pero su aplicación en el futuro promete revolucionar nuestro conocimiento e interpretación de los cambios ambientales de las zonas áridas (Stokes, 1997).

1.2.- Algunas consideraciones sobre el cambio climático.

Tal y como indican Chorley *et al.* (1984), el cambio climático es una de las materias fundamentales en la que el geomorfólogo se siente profundamente ignorante. Según estos autores, esto se debe fundamentalmente a los continuos cambios climáticos a lo largo de

la historia de la tierra, a que los mecanismos del cambio operan de una forma compleja, a los diversos modos de manifestación del cambio climático y, finalmente, a la falta de conocimiento sobre qué aspectos del clima son los más significativos en la generación de los procesos erosivos y acumulativos.

Otra importante circunstancia se deriva del conocimiento del tiempo requerido para que las formas del relieve se ajusten a las nuevas condiciones climáticas. Algunos autores señalan que algunas morfologías pueden perdurar durante largos periodos de la historia de la tierra. Así, Twidale (1978) indica que el famoso *inselberg* de Ayers Rock en el desierto australiano ha permanecido desde el Mesozoico superior-Cenozoico inferior hasta la actualidad. Por el contrario, las áreas de cárcavas y los campos de dunas activos experimentan una continua y rápida evolución. Esta persistencia o modificación de los modelados es función, entre otros factores, de su situación espacial dentro de las zonas morfoclimáticas desérticas. Así, las formas del relieve ubicadas en ambientes hiperáridos se habrán modificado poco o nada por los cambios climáticos cuaternarios (parálisis erosiva de Oberlander, 1997). En contraposición, los modelados existentes en zonas semiáridas estarán claramente afectados por las variaciones temporales de la circulación atmosférica global, que traen consigo una migración de los límites de los cinturones climáticos. Estas últimas áreas son las más adecuadas para intentar reconstruir los cambios climáticos que han tenido lugar en épocas recientes de la historia de la Tierra.

Muchas de las formas del relieve se encuentran en un equilibrio dinámico (*steady state equilibrium*) (Hack, 1960) en el que los procesos operan pero los elementos activos del sistema están en equilibrio entre sí. Si se produce una modificación como, por ejemplo, un cambio climático, puede superarse un umbral geomórfico (Schumm, 1973, 1979), generándose una inestabilidad en el medio. Estos umbrales pueden ser abruptos o graduales (Begin y Schumm, 1984) y pueden operar para cualquier intervalo de tiempo, desde minutos a millones de años. Bull (1991) analiza un conjunto de conceptos importantes en relación con la respuesta de los sistemas geomórficos al cambio climático (Fig. 2).

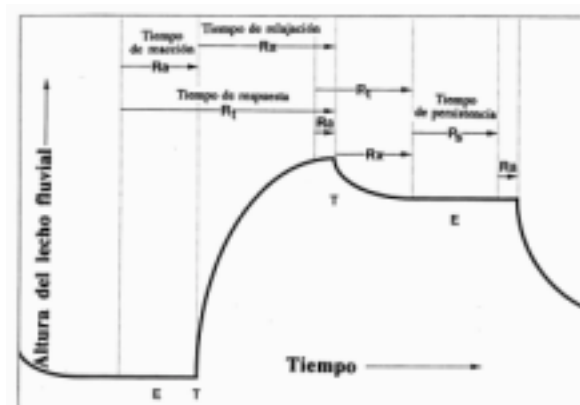


Fig. 2.- Los cambios en la altura del lecho fluvial producidos por agradación y degradación se utilizan como referencias para indicar los componentes del tiempo de respuesta. R_t es el tiempo de respuesta, que es la suma del tiempo de reacción (R_a) y el tiempo de relajación (R_x). P_s es el tiempo de persistencia en las nuevas condiciones de equilibrio. T y E son condiciones de umbral y de equilibrio, respectivamente (Bull, 1991).

Señala un tiempo de reacción del sistema ante los estímulos, seguido de un tiempo de relajación necesario para establecer unas nuevas condiciones de equilibrio. La suma de los tiempos de reacción y relajación constituye el tiempo de respuesta. El tiempo durante el que el sistema geomorfológico permanece en estado de equilibrio es el tiempo de permanencia. Podemos, por consiguiente, tener sistemas con diversos umbrales, tiempos de permanencia breves o largos y tiempos de respuesta muy variables. Estos últimos nos indican la sensibilidad del sistema al cambio (Wright, 1984).

Estos umbrales geomorfológicos pueden definirse a veces cuantitativamente y utilizarse como base para el reconocimiento de modelados potencialmente inestables (Schumm, 1973). En las áreas desérticas, la activación de los sistemas, necesaria para obtener una respuesta en el relieve, es, por lo general, mucho menor que en otras zonas climáticas. Esto indica que la sensibilidad climática del modelado (Brunsden y Thornes, 1979) de las zonas áridas es grande, ya que el tiempo de relajación necesario para reflejar cambios en las formas ante la aplicación de estímulos climáticos es pequeña (Shaw y Thomas, 1993). Estos modelados de corto tiempo de relajación Trudgill (1976) los denomina modelados lábiles (Fig. 3).

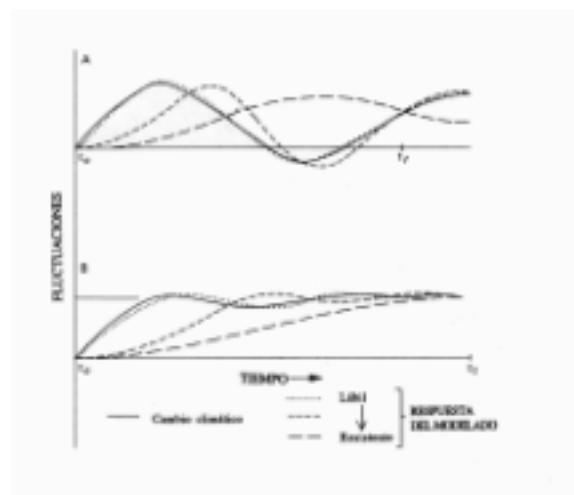


Fig. 3.- Respuesta de modelados lábiles y resistentes a lo largo del tiempo. A corresponde a un cambio climático cíclico y B representa otro de carácter fluctuante y luego estabilizado (Trudgill, 1976).

Los modelados lábiles se modifican rápidamente ante sucesos extremos o bien poseen una escasa resistencia al cambio. Su respuesta es casi paralela al cambio climático. Por el contrario, los modelados

resistentes están sometidos a procesos débiles o presentan una elevada resistencia al cambio.

Se ha supuesto que un cambio climático es gradual y la respuesta hidrológica es del mismo tipo. Sin embargo, Knox (1972), en su trabajo del suroeste de Wisconsin (Estados Unidos), indica que el cambio climático puede ser abrupto y, como consecuencia, se desencadena una respuesta que, aunque breve, puede ser opuesta a las curvas de pérdida de suelo de Langbein y Schumm (1958). Este autor señala que si se produce un aumento de precipitación intenso y sostenido, éste da lugar a una erosión del canal y a un incremento de la pendiente de la ladera (Fig. 4B). Por consiguiente, también se produce en este corto periodo un aumento importante de la pérdida de suelo, seguido de una disminución (Fig. 4D). Sin embargo, estas fluctuaciones son difíciles de distinguir de los efectos de grandes inundaciones con gran periodo de retorno (Chorley *et al*, 1984).

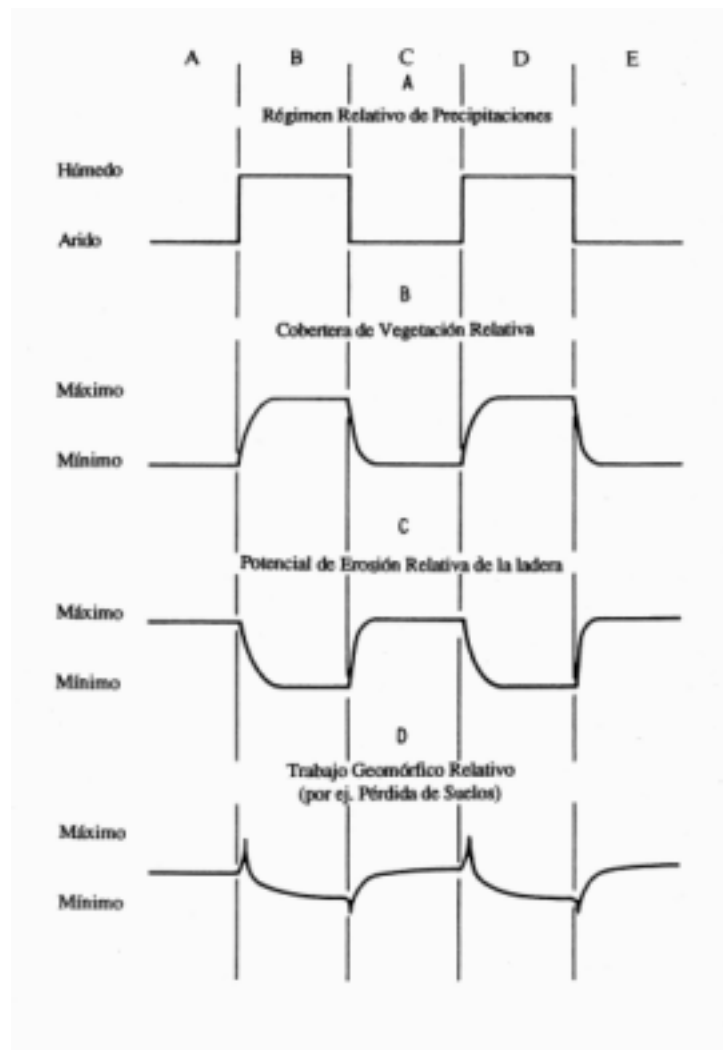


Fig. 4.- Respuestas de la vegetación y del modelado a cambios climáticos bruscos. Las curvas se aplican más adecuadamente a regiones de precipitaciones medias anuales comprendidas entre 250 y 1520 mm (Knox, 1972).

1.3.- El clima futuro y el efecto invernadero.

Los estudios de las tendencias climáticas son hoy objeto de numerosas investigaciones, como consecuencia del próximo y cercano calentamiento, predicho por los científicos, debido al efecto de los gases invernadero. Estos gases son el vapor de agua, dióxido de carbono, óxido nitroso, metano y clorofluorcarbonados. En las últimas décadas han aumentado afectando al clima global. El efecto más importante se debe al incremento de dióxido de carbono producido por la combustión de cantidades cada vez mayores de carbón, petróleo y otros combustibles fósiles. El CO_2 es prácticamente transparente a la radiación solar de onda corta y absorbe una gran parte de la radiación de onda larga. Por consiguiente, es uno de los factores que producen el efecto invernadero, incrementando la temperatura de la superficie terrestre y de la baja atmósfera. Por todo ello, un aumento en la cantidad de CO_2 conduce a un calentamiento global (Budyko, 1982).

En la reunión llevada a cabo en 1990, patrocinada por las Naciones Unidas, se elaboró un informe por el Panel Intergubernamental de Expertos sobre el Cambio Climático (IPCC) (Houghton *et al.*, 1990). Se señalaron en función de diversos modelos (Fig. 5) que, como consecuencia del incremento de los gases invernadero, las temperaturas pueden elevarse a $0,3\text{ }^{\circ}\text{C}$ por decenio. Debido a la fusión parcial de los casquetes de hielo el nivel del mar experimentará una elevación media de 6 cm, también durante una década.

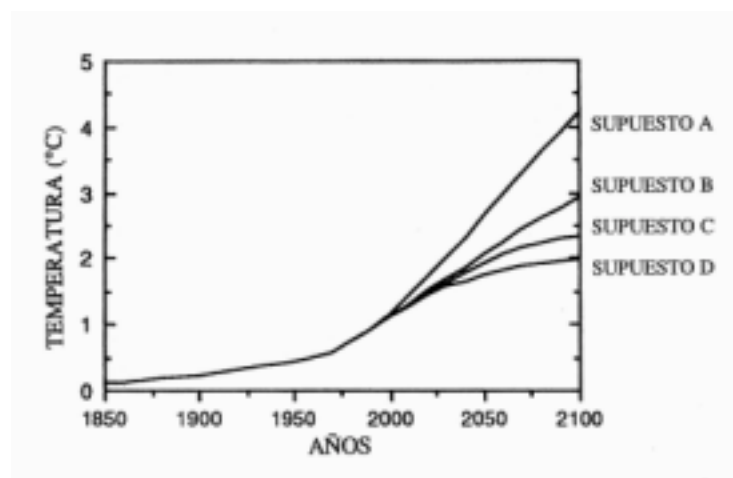


Fig. 5.- Simulaciones del incremento de temperatura media global desde 1.850 a 1.990, debido a aumentos observados en los gases invernadero, y predicciones del incremento entre 1.990 y 2.100, resultantes de estas

emisiones para los Escenarios IPCC A, B, C y D. El ascenso de temperatura es de 0,3 °C por década para el Escenario A, de 0,2 °C (Escenario B); algo más de 0,1 °C (Escenario C) y 0,1 °C (Escenario D) (Houghton *et al.*, 1990).

Estas importantes variaciones producirán intensas modificaciones en los sistemas naturales y, a su vez, se derivarán importantes implicaciones socioeconómicas que afectarán gravemente a la vida del hombre. Por esta razón, en la cumbre de Río de Janeiro de 1992 se firmó el Convenio sobre Cambio Climático (CCC) en el que se proponen un conjunto de programas para mitigar el futuro cambio climático, así como la promoción de nuevas tecnologías para reducir los gases invernadero.

Aunque existe entre los científicos un consenso generalizado sobre el advenimiento de un calentamiento global en un futuro próximo, hay algunas opiniones que discrepan sobre este aumento de temperatura o manifiestan algunos juicios dubitativos sobre el tema. Dickinson (1986) señala que los modelos generales de circulación (GCM_s) tienen muchas limitaciones y hay que utilizarlos con cuidado. Sundquist (1993) en su estudio de la liberación de CO₂ de los hielos durante el último interglaciar, junto con el balance de la absorción y pérdida de este gas en el océano, señala que existen incertidumbres fundamentales en relación con las consecuencias del CO₂ antropogénico y considera sus efectos mucho más tardíos. Paté-Cornell (1996) indica que los modelos utilizados en el estudio de los efectos del cambio climático global se basan en conocimientos limitados de los fenómenos fundamentales (por ejemplo, el papel de las nubes y de los océanos). Demangeot (1996) considera que las pruebas sobre la cantidad del calentamiento actual del planeta no son convincentes y solicita a los especialistas precisiones sobre la fusión de los casquetes de hielo, elevación del nivel mar, papel de la deforestación, etc.

Embleton (1989) pone de manifiesto que la predicción de los cambios climáticos para las próximas décadas o siglos es tremendamente difícil. Es evidente que el CO₂ ha aumentado considerablemente desde 1750 según los datos suministrados por las investigaciones de los testigos de hielo de Siple (Antártida) y también por las medidas de muestras de aire obtenidas desde 1958 en el observatorio de Mauna Loa (Hawaii). No hay duda de que este incremento de CO₂ produce un aumento de temperatura. Como hemos indicado las predicciones indican hasta 3 °C por siglo. Si éstas se cumplen se producirá un “superinterglaciar” provocado por los gases invernadero (Fig. 6), que sería el de mayor magnitud de todo el Cuaternario. Para Embleton (1989) y Goudie (1990) el papel de las aguas oceánicas, que constituyen el gran reservorio de CO₂, y de la biota marina juegan un papel fundamental en la dinámica

reguladora del CO₂ atmosférico. No obstante, el sistema tierra-atmósfera-océano es muy complejo y falta mucho para comprenderlo.

Finalmente, la actividad volcánica, sobre todo la de composición ácida por su elevado grado de explosividad, se manifiesta esporádicamente y ejerce una clara influencia sobre el clima. Si la erupción alcanza proporciones importantes, las cenizas son impulsadas hacia la estratosfera y participan de la circulación general atmosférica. En Junio de 1991 entró en erupción el volcán Pinatubo, situado en las Islas Filipinas. Los aerosoles volcánicos se extendieron alrededor del planeta y los modelos desarrollados indican que las temperaturas medias globales del aire se redujeron hasta 0,5 °C durante dos años en superficie y 0,6 °C en la troposfera, para algunos meses de mediados de 1992. Los efectos de la erupción fueron menos evidentes en 1994. Las consecuencias de la actividad volcánica que producen la opacidad de la estratosfera tienen una influencia notable en el clima, aunque de carácter esporádico.

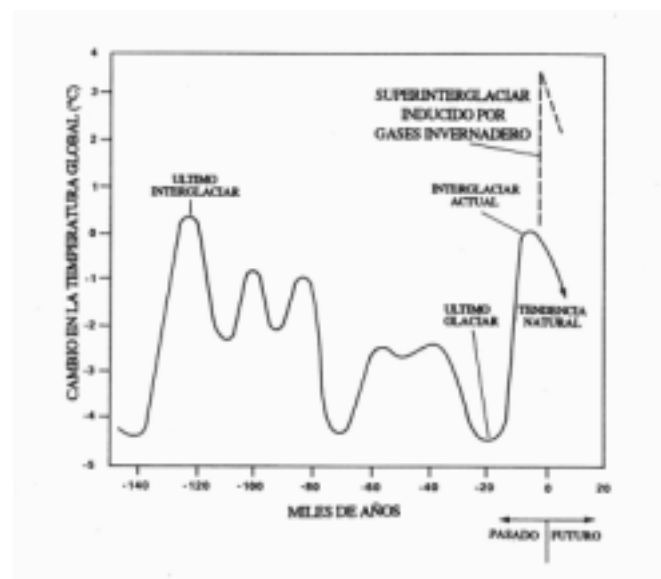


Fig. 6.- Prognosis de un “superinterglaciar” producido por el calentamiento de los gases invernadero, comparado con la tendencia de las temperaturas naturales para los últimos 140.000 años (Lamont Newsletter 6, 1984).

Si el cambio que predicen el grupo de científicos del IPCC llega a manifestarse tendrá efectos muy diversos en los diferentes ambientes climáticos. En las zonas áridas se espera que se enfatice la problemática existente (Boer y De Groot, 1990), tal como la degradación del suelo, erosión hídrica y eólica, pérdidas de la fertilidad de los suelos, salinización, sedimentación e inundaciones. Además se producirá una expansión de las zonas semiáridas, incremento del riesgo de incendios y una disminución de la calidad y cantidad del agua subterránea.

Con el fin de estudiar las consecuencias en el relieve para épocas de marcado calentamiento, los investigadores pueden acudir a etapas pretéritas, fundamentalmente al Optimo Climático o Altitérico, que se desarrolló hace 6000-5000 BP, para estudiar la respuesta en el relieve para etapas más cálidas. De este modo, las modificaciones en los modelados, motivadas por el cambio de los procesos bajo estas nuevas circunstancias climáticas, pueden indicarnos el panorama geomorfológico que se avecina y las consecuencias derivadas del mismo. Esta aproximación prognóstica es una importante aportación aplicada de la Geomorfología.

2.- SISTEMAS FLUVIALES

Aunque las precipitaciones son escasas en los medios áridos, la escorrentía superficial paradójicamente juega un papel fundamental en la elaboración de las formas de relieve de estas áreas. Esto es debido a la escasa cobertura de vegetación existente y a la carencia bastante generalizada de suelos que hace que el substrato geológico no esté protegido, estando sometido por consiguiente al impacto de las gotas de lluvia. Las precipitaciones, aunque escasas, son frecuentemente violentas y poseen una distribución temporal irregular. Así, en las zonas semiáridas saharianas existe por término medio una crecida por año, pero en las regiones de mayor aridez pueden transcurrir hasta diez años sin que circule agua por los *wadis*.

Muchos son los autores que se han preocupado de la importancia del cambio climático en la modificación de los procesos geomórficos en los sistemas fluviales. En Schumm (1977) y Knox (1984) se recogen con detenimiento los efectos directos e indirectos del clima sobre estos sistemas. En las regiones áridas, donde la cubierta vegetal es escasa, las variaciones de vegetación como consecuencia del cambio climático pueden producir modificaciones importantes en la hidrología. Así, Knox (1984) establece un umbral crítico de cobertura de vegetación que puede ser de un 70%, correspondiente a una precipitación media anual de 400-500 mm. Para valores inferiores al 70% aumenta muy rápidamente la cantidad de suelo erosionable. Estas circunstancias se reflejan muy claramente en la curva (Fig. 7) de Langbein y Schumm (1958) en la que se relaciona la precipitación media anual con la producción anual de sedimentos. En los desiertos, a medida que aumenta la precipitación, la escorrentía se hace mayor y la erosión va en aumento hasta alcanzar un máximo para unos 300 mm de precipitación. Cuando ésta se incrementa, la cobertura de vegetación es cada vez mayor y la producción de sedimentos disminuye rápidamente. De este modo, mientras que en los desiertos muy extremos la erosión hídrica es pequeña, en las regiones

semiáridas la escorrentía a partir de precipitaciones de tormenta es muy frecuente y la producción de sedimentos alcanza los valores más altos.

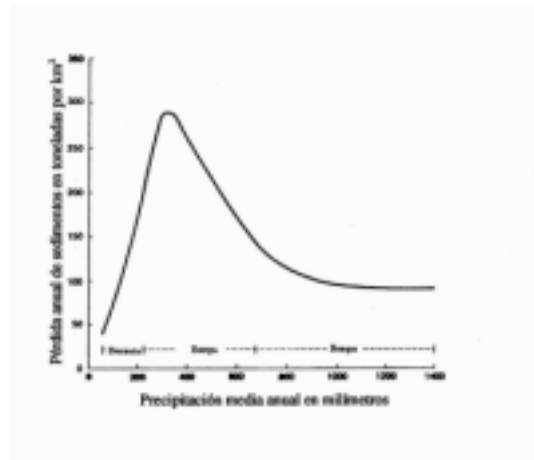


Fig. 7.- Variación de la pérdida de sedimentos en sistemas fluviales en función de la precipitación media anual (Langbein y Schumm, 1958).

Esta gráfica refleja también la importancia que tiene la cobertura de vegetación como medio más eficaz para reducir la escorrentía superficial y la erosión del suelo. Pero estos máximos de generación de sedimentos varían en función de las temperaturas (Schumm, 1965) (Fig. 8), de tal forma que a medida que aumenta la temperatura los máximos de erosión se sitúan con mayores precipitaciones.

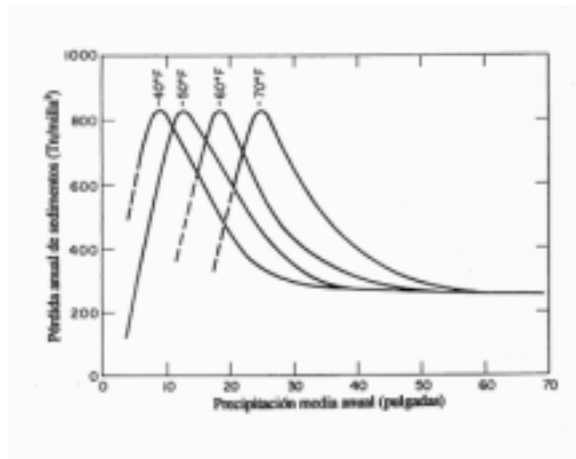


Fig. 8.- Efecto de la temperatura con respecto a la relación de pérdida de sedimentos y precipitación media anual (Schumm, 1965).

Es decir, que para temperaturas más elevadas y con una mayor evapotranspiración se necesita más precipitación para mantener el porcentaje de cobertura vegetal, la escorrentía es menor y el máximo de producción de sedimentos se desplaza a la derecha.

En áreas semiáridas, que como hemos visto corresponden a zonas de gran erosión, las inundaciones también son mucho más frecuentes, ya que el agua de las precipitaciones discurre

superficialmente con gran celeridad. Para cuencas con distintas áreas de drenaje (Fig. 9) la magnitud de la inundación aumenta considerablemente a medida que la precipitación media anual disminuye desde unos 500 mm a aproximadamente 375 mm (Knox, 1982). Esto indica que un cambio climático de relativamente húmedo a seco producirá un ensanchamiento del canal para acomodarse a crecidas más importantes.

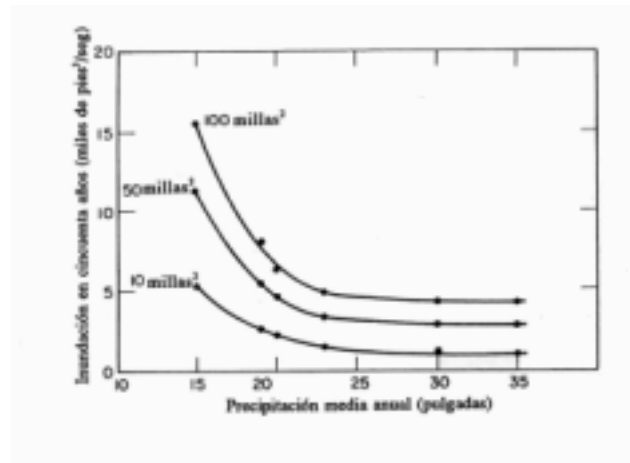


Fig. 9.- Relación entre la magnitud de la inundación con un periodo de retorno de 50 años y la precipitación media anual, para tres cuencas de drenaje de distinta superficie (Knox, 1972).

Igualmente, la densidad de la red de drenaje tiende a aumentar en las regiones semiáridas y disminuye, en líneas generales, con el aumento de las precipitaciones (Gregory, 1976) (Fig. 10). La gráfica indica una disminución brusca de la densidad a partir de 800 mm. Lógicamente existen variaciones como consecuencia de los distintos tipos de roca, relieve y vegetación.

Todos estos ejemplos ilustran la sensibilidad del modelado en estas áreas al cambio climático. En regiones áridas la vegetación es más sensible al clima y una ligera modificación en la vegetación puede producir cambios hidrológicos significativos. Por consiguiente, en estas regiones la intensidad de la erosión puede variar substancialmente como respuesta a cambios de clima no muy acusados.

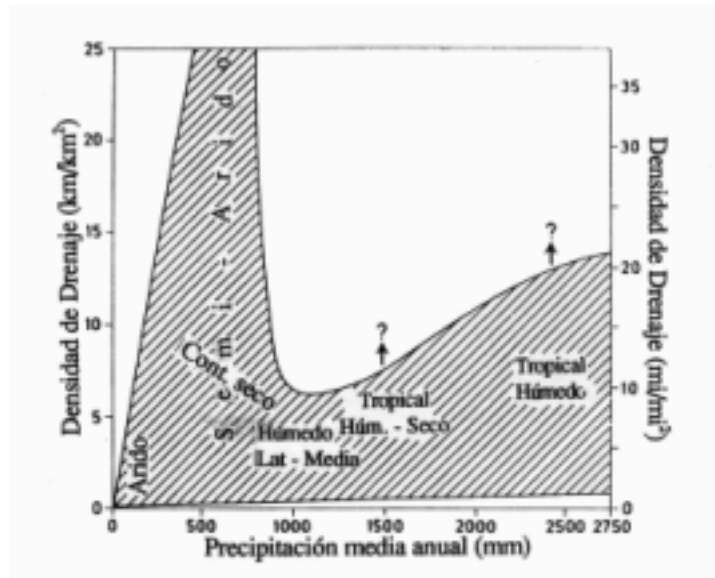


Fig. 10.- Relación entre la densidad de drenaje y la precipitación media anual (Gregory, 1976).

Las oscilaciones en las temperaturas y precipitaciones que han tenido lugar a lo largo del Holoceno (10.000 últimos años) han sido de escasa magnitud ($\pm 2^\circ \text{C}$ y ± 10 -20% de precipitación) (Lamb, 1977), pero fueron lo suficientemente importantes como para afectar a la intensidad de muchos procesos geomórficos que determinan la estabilidad morfológica de los modelados, especialmente la de los sistemas fluviales (Knox, 1984).

Dentro de los numerosos sistemas geomórficos existentes en las zonas áridas, los abanicos aluviales y las ramblas o arroyos constituyen dos de los modelados más significativos, tanto por su extensión como por la complejidad de su origen y evolución.

2.1.- Abanicos aluviales

Son formas semicónicas que se producen cuando flujos de agua y sedimentos confinados llegan al pie de las montañas donde tiene lugar una reducción del poder de las corrientes, carencia de confinamiento y la sedimentación de la carga, fundamentalmente la de mayor tamaño. Aunque se localizan en numerosos ambientes climáticos (Rachocki, 1981), el propósito en nuestro caso es intentar deducir los cambios climáticos que han tenido lugar en estos abanicos, ubicados actualmente en zonas áridas.

El estudio de los abanicos aluviales ha experimentado un gran avance con la aplicación de técnicas sedimentológicas (Mayer *et al.*, 1984; Grossman y Gerson, 1987), análisis de paleosuelos (Bull, 1991), dataciones de carbón vegetal y métodos de barniz rocoso (Dorn, 1994).

Todo ello permite deducir los rasgos climáticos a partir de los depósitos y paleosuelos, así como llevar a cabo correlaciones dentro del abanico y regionalmente. Con ello se pretende establecer la influencia del clima en la construcción de los abanicos aluviales.

Para algunos autores, las etapas fundamentales de agradación en el abanico tienen lugar en periodos húmedos (Glennie, 1970; Dorn *et al.*, 1987; Maizels, 1987), mientras que otros estiman que la sedimentación se incrementa en etapas más áridas (Wells *et al.*, 1987; Bull, 1991). Una solución intermedia la adoptan otros investigadores, que señalan que en ambas condiciones climáticas puede producirse agradación (Williams, 1973; Ponti, 1985). Todo ello nos habla de la complejidad de la interpretación y de la extrema dificultad de las correlaciones.

No obstante, se han propuesto cuatro modelos conceptuales para relacionar los cambios climáticos con el desarrollo de los abanicos aluviales (Dorn, 1994b). Cuando tiene lugar una **transición a un clima más seco**, se produce una mayor denudación de los depósitos acumulados en laderas y valles de la cuenca de recepción, retenidos previamente por una mayor cubierta vegetal, dando lugar a una etapa de agradación (Knox, 1983; Wells *et al.*, 1987; Harvey, 1990, 1997; Bull, 1991). El **modelo paraglaciario** llama la atención sobre la gran cantidad de material fácilmente erosionable y de los grandes volúmenes de agua liberados en la época de fusión. Todo ello afecta a los abanicos en el sentido de que la glaciación produce grandes cantidades de sedimentos que alimentan al abanico aluvial, perdurando estas circunstancias durante miles de años después de la etapa glaciaria. En los desiertos del Oeste de los Estados Unidos y de Asia Central se reconocen numerosos ejemplos en los que las cuencas de recepción de los abanicos aluviales han estado sometidas a la actividad de los glaciares. Otra alternativa, anteriormente señalada, es la relación directa entre **etapa húmeda y agradación**. Algunos autores la relacionan con condiciones glaciares en las que la disponibilidad hídrica es mayor (Bull, 1991). Finalmente, el **modelo periglaciario** implica una importante producción de crioclastos que al erosionarse dan lugar a una etapa de agradación en el abanico aluvial (Williams, 1973; Wasson, 1977). Estos procesos periglaciares son muy patentes en algunas montañas sobre las que se desarrolla la cuenca de recepción del abanico aluvial. En el SE de España se señala que los periodos fundamentales de agradación coinciden con las fases frías cuaternarias y la disección con periodos de escaso aporte de sedimentos, que corresponden con fases más cálidas (Harvey, 1978; 1990; 1996, 1997).

La construcción de un abanico aluvial requiere un largo periodo de tiempo y, por consiguiente, ha estado sometido a numerosos cambios climáticos. A pesar de la diversidad de los modelos propuestos, es realmente difícil separar las influencias climáticas de otros “ruidos”, como los tectónicos o los factores intrínsecos del sistema. Sin embargo, analizando el registro de paleovegetación en el Desierto de Mojave se han llevado a cabo correlaciones climáticas entre diferentes áreas con abanicos aluviales (Spaulding, 1990). En este tipo de correlaciones hay que tener presente que las zonas analizadas suelen presentar historias tectónicas recientes muy variables.

En la actualidad, los investigadores están de acuerdo en que la construcción de los abanicos aluviales de las zonas áridas se produce como consecuencia de tormentas de alta magnitud y baja frecuencia (Beatty, 1974; Baker, 1977; Dorn, 1994b; Blair y McPherson, 1994a,b; Harvey, 1997), que han podido manifestarse en cualquier periodo climático de su historia. Por consiguiente, es difícil predecir los efectos del cambio climático (Harvey, 1996). Como señala este autor, las condiciones de umbral y la sensibilidad al cambio ambiental (Brunsden y Thornes, 1979) varían considerablemente de un abanico a otro. En la zona semiárida del SE de España, durante el periodo de 1985-1990, tuvo lugar un incremento significativo en el número de tormentas. La erosión se limitó al ápice de los abanicos, donde se produjeron marcados encajamientos, mientras que el sedimento erosionado se depositó aguas abajo, sin ninguna evidencia de nuevas incisiones en las zonas medias y distales de los abanicos aluviales (Harvey, 1996). Por consiguiente, de lo anteriormente señalado resulta muy complejo reconstruir la historia evolutiva o incluso algunos datos de los cambios climáticos a los que han estado sometidos los abanicos aluviales (Blair y McPherson, 1994a,b).

2.2.- Las ramblas o arroyos

Rambla es un término utilizado fundamentalmente para designar a cursos fluviales efímeros de las zonas semiáridas de la cuenca mediterránea española. Estos cursos sólo son funcionales cuando se producen grandes aguaceros, que dan lugar a crecidas que movilizan una importante carga sólida (Segura, 1990). **Arroyo** es un vocablo introducido por los colonizadores españoles en los desiertos del Oeste de los Estados Unidos y se aplica a cauces desde 5 a 200 km de largo, con secciones transversales profundas y de fondo plano. Es un curso intermitente que está afectado por tormentas esporádicas y se encaja en un material, por lo general, no consolidado (American Geological Institute, 1972; Bull, 1997). En estos sistemas aluviales se pueden diferenciar distintas etapas de acumulación y encajamiento (Fig. 11).

La región en la que estos sistemas geomórficos han sido estudiados más profundamente son los desiertos norteamericanos y de ahí derivan los conocimientos más avanzados en los campos de la hidrología, paleohidrología, geomorfología y cambio climático. La sedimentación de los rellenos de valle por cursos efímeros discontinuos, se lleva a cabo con precipitaciones que fluctúan entre 100 y 500 mm (Bull, 1997). La temperatura controla la escorrentía al influir en la evapotranspiración y en el tipo y densidad de vegetación. Estos efectos son más acusados en las regiones áridas que en las subhúmedas y húmedas (Langbein *et al.*, 1949). El material que se sedimenta en estos cursos efímeros deriva fundamentalmente del suministro de arena, limo y arcilla, procedentes de la erosión de las laderas. Con posterioridad, estas partículas se movilizan fácilmente, excepto los niveles de arcilla en los que disminuye la infiltración y aumenta la cohesión.

Por otra parte, la acción antrópica es importante ya que el hombre modifica la cubierta vegetal de muchas maneras: sobrepastoreo, exceso de construcciones, deforestación, incendios, etc. El incremento de la biomasa afecta a la resistencia a la erosión del canal (Graf, 1979). En este sentido, Cooke y Reeves (1976) muestran como la introducción de animales herbívoros en New México y Arizona desencadena un importante incremento en la erosión de los suelos.



Fig. 11.- Esquema obtenido a partir de diferentes fotografías en el que se reconocen barrancos discontinuos (1) formados en valles tributarios, que coalescen por erosión remontante (6). En estos valles hay dos *knickpoints* (2,3). El encajamiento del fondo del valle da lugar a terrazas (4,5). Los rellenos de valle (7) se originan a partir de procesos de erosión lateral y longitudinal (Brice, 1966).

2.2.1.- Sedimentación y encajamiento

En las ramblas o arroyos se reconocen varios niveles escalonados, dentro de los sedimentos que rellenan estas formas, que resultan de la alternancia de distintas etapas de agradación e incisión. Las partículas más gruesas se depositan en canales trenzados, mientras que los sedimentos finos se sedimentan por arroyada en manto. Esta disposición parece ser debida a la disminución de la velocidad del flujo y a la retención del sedimento por una densa vegetación de ribera. La sedimentación en el abanico origina una elevación del nivel de base que tiende a rellenar el canal valle arriba desde el ápice del abanico (Bull, 1997). Todo ello trae consigo un aluvionamiento, que se manifiesta por una disminución de las partículas hacia el techo de las columnas estratigráficas y en el centro del canal tenemos un predominio de depósitos trenzados. Se reconocen también épocas de carencia de sedimentación, que se registran por perfiles de suelo incipientes. Por consiguiente, estos cursos efímeros se caracterizan por periodos de sedimentación prolongada, que alternan con breves hiatos con canales someros encajados y desarrollo de entisoles (Leopold, 1994).

Al proceso de agradación, acabado de describir, se sucede una etapa de degradación, que corresponde a un encajamiento de la rambla que comienza con una incisión rápida seguida de un descenso exponencial, como consecuencia de la aproximación a un nuevo nivel de base de erosión (Bull, 1997). Para el Sur de Arizona Cooke y Reeves (1976) proponen un modelo sobre las diversas causas de iniciación del encajamiento del arroyo en el que interaccionan multitud de variables. Las principales son los cambios en el uso del suelo, las variaciones aleatorias en la frecuencia y magnitud de los procesos y los cambios climáticos seculares. El primero y el último parecen ser las causas principales del comienzo de los arroyos. No obstante, el origen de los mismos es un clásico ejemplo de equifinalidad o convergencia de formas, en el que es muy difícil señalar un único mecanismo (Cooke y Reeves, 1976).

En el estudio del origen del encajamiento en los arroyos es muy complejo separar la acción antrópica de los cambios climáticos seculares o de corta duración. Otra forma más simple, de afrontar el problema, es señalar que se produce un aumento de la erosión por las aguas de escorrentía y una disminución de la resistencia a la erosión en los sedimentos del arroyo. De todas las maneras, la vegetación parece ser la clave en la iniciación y desarrollo del arroyo. La cubierta vegetal, tanto de ladera como de ribera (Foto 3), responde rápidamente a los cambios de temperatura, precipitación y a la

interferencia antrópica. Dentro de las modificaciones en el **uso del suelo**, el sobrepastoreo en zonas áridas con suelos limosos da lugar a un descenso de la cubierta de vegetación, intenso pisoteo, incremento en el impacto y salpicadura por gotas de lluvia y, por consiguiente, una disminución de la capacidad de infiltración. Todo ello, junto con las prácticas de construcción (camino, ferrocarriles, puentes), deforestación y fuegos son las principales causas desencadenantes debidas a la actividad humana. Dos ejemplos ilustran estas causas antrópicas.

Thornes (1976) en su trabajo sobre la Cuenca de Almazán (Soria) indica que el exceso de pastoreo debido, por un lado, a su propia cabaña y por otro, al ser ruta de trashumancia hacia los pastos de verano del Urbión “es un factor importante en la intensa erosión de estas áreas”, a causa de la disminución de una gran parte de la vegetación esteparia. Esto ha dado lugar a un desencadenamiento de la erosión con la generación de barrancos que inciden en los terrenos terciarios, constituidos por materiales fácilmente erosionables.

Un problema similar surgió durante la colonización del Suroeste de los Estados Unidos. Los colonos llegaron en gran número, construyeron numerosas granjas y caminos y trasladaron a estas tierras decenas de miles de cabezas de ganado vacuno. Todas estas circunstancias condujeron a la desaparición de una gran parte de la vegetación existente, comenzando un intenso arroyamiento que produjo en muy pocos años encajamientos en barrancos de más de 50 m de profundidad. Este proceso erosivo tuvo lugar entre 1850 y 1920 y especialmente de 1870 a 1890. Los colonos se vieron forzados a emigrar nuevamente hacia áreas más favorables. Este cambio ambiental de origen antrópico es conocido desde hace mucho tiempo y Cooke y Reeves (1976) lo han estudiado a fondo en una excelente monografía.

Otros autores (Bryan, 1941; Antevs, 1952) sostienen un origen mixto para los encajamientos y señalan que la vegetación estaba debilitada, a finales del siglo pasado, por un cambio climático, a lo que se sumó el sobrepastoreo. Esta hipótesis parece encontrar un apoyo en estudios dendrocronológicos, que apuntan la existencia de un periodo de precipitaciones más bajas (Stockton y Fritts, 1971).

Otro de los modelos propuestos por Cooke y Reeves (1976) es el relativo a las **variaciones aleatorias en la frecuencia y magnitud de los procesos**. Una causa que puede conducir a la incisión es el descenso tectónico del nivel de base (Bull y Pearthree, 1988). Otra está en relación con la capacidad erosiva, que aumenta exponencialmente con el incremento del caudal (Leopold *et al.*, 1964).

Ello da lugar a inundaciones ocasionadas por tormentas. Estos eventos producen encajamientos, mientras que en los periodos de menor caudal predomina la agradación. Schumm y Hadley (1957) sugieren que se deben a ajustes internos dentro del sistema fluvial. Para pequeñas cuencas, menores de unos 50 km², la sedimentación puede producirse por disipación del flujo, producido por infiltración, evaporación, etc. Estos autores generalizaron estos cambios y propusieron un ciclo de erosión semiárido en el que se contempla la evolución de la agradación e incisión para pequeñas cuencas de drenaje.

Los **cambios climáticos menores y seculares** constituyen el último modelo sobre las causas de la incisión. Para periodos de corta duración hay suficientes evidencias de que en estos sistemas la erosión y sedimentación responden al cambio climático, así como a la acción humana. Leopold (1976) instrumentó cursos efímeros en New México, con el fin de analizar sus modificaciones, durante un periodo de 15 años y dedujo que los arroyos que habían erosionado durante todo el siglo, a partir de 1961 cambiaron su tendencia hacia la agradación. Atribuyó el cambio al enfriamiento posterior a 1940. Hereford (1984) describe una situación similar en Arizona. Por otra parte, las respuestas hidrológicas y geomorfológicas ante las oscilaciones de El Niño pueden producir sequías (Andrade y Sellers, 1988) o grandes inundaciones (Hereford y Webb, 1992) en el Suroeste de los Estados Unidos. Hay que tener en cuenta que esta perturbación climática es persistente.

No hay duda de que en las zonas semiáridas, durante las épocas de colonización, que afectaron al Suroeste de Estados Unidos, Suráfrica, India y Australia, el encajamiento de los cursos fluviales se incrementó notoriamente (Cooke *et al.*, 1993). Sin embargo, en periodos prehistóricos la alternancia de agradación e incisión parece ser debida a cambios climáticos (Antevs, 1952). Otros investigadores, mediante estudios dendrocronológicos, con registros de miles de años, señalan la alternancia de épocas secas y húmedas que se relacionan con etapas de encajamiento y sedimentación. A conclusiones parejas se llega utilizando dataciones de C¹⁴ y restos arqueológicos.

Leopold (1994) lleva a cabo una síntesis de la historia climática, con posterioridad al retroceso de los hielos Wisconsin, basada en las numerosas investigaciones llevadas a cabo sobre los depósitos aluviales del Suroeste de los Estados Unidos. Se reconoce un periodo de agradación, desde la última glaciación, hasta el Periodo Altitérmico u Optimo Climático, hace 4000-6000 años. Durante las condiciones áridas de este periodo se desencadenó una amplia erosión en los rellenos de valle, que produjo terrazas de hasta 10 m sobre su cauce.

Con posterioridad se desarrolló otro periodo de agradación que finalizó alrededor de 1200-1400 años d.C. (Periodo Cálido Medieval u Optimo Climático Secundario). En este periodo seco tuvo lugar nuevamente un predominio de la incisión de los depósitos fluviales anteriormente depositados. En la etapa húmeda y fría correspondiente a la Pequeña Edad del Hielo (1450-1850 d.C.) se renueva la agradación. Entre 1880 y 1920 tiene lugar un cambio hacia la aridez que produce la erosión de los valles.

Esta propuesta es de carácter general y obedece a los datos existentes, pero no es universal. Esta secuencia de etapas de agradación y erosión puede ser distinta para los tributarios de cabecera que para los canales principales (Balling y Wells, 1990). Además, es improbable que exista un sincronismo entre las etapas de degradación dentro de una amplia región, ya que cada sistema fluvial tiene una diferente sensibilidad a las perturbaciones climáticas (Bull, 1997). Este autor calcula en menos de 100 años el tiempo requerido para el encajamiento, pero se requieren más de 500 años para completar la agradación de canales encajados.

En conclusión, es demasiado simplista atribuir el inicio del encajamiento del canal a una sola causa, como, por ejemplo, un aumento de temperatura. Las modificaciones en la densidad de vegetación de ladera o de ribera juegan un importante papel en la iniciación de la incisión. La vegetación puede modificarse por cambios en la precipitación, temperatura, sobrepastoreo, incendios y otras actividades humanas. La incisión comienza cuando estas variables crean un desequilibrio en el sistema suficiente como para desencadenar y mantener el proceso de encajamiento. No obstante, algunas explicaciones, como el cambio climático, son de ámbito regional, mientras que otras solo tienen un significado local. De esta complejidad del problema de la rambla ó arroyo, surgen defensores y detractores de cada hipótesis, aunque hay que tener presente que distintos cambios en una misma área pueden dar resultados geomórficos similares.

3.- LAS LADERAS Y SU EVOLUCION

En las regiones áridas la producción de partículas por meteorización es generalmente algo más baja que la movilización de estos detritos por escorrentía superficial o por el viento. Evidentemente, la cobertura de vegetación, estrechamente relacionada con el clima, ejerce una influencia manifiesta en este balance. Por eso, podemos señalar que el grado de aridez controla el balance entre suministro y evacuación de partículas. Sin embargo, en los desiertos frios montañosos, donde la crioclastia es el proceso dominante, la

generación de gelifractos es superior a la exportación de los mismos, sobre todo si la aridez es acusada y, como consecuencia, la erosión hídrica es poco importante e incapaz de movilizar todos los clastos producidos.

Aunque la influencia del clima y de la vegetación poseen una gran relevancia en la evolución de las laderas desérticas, la constitución litológica de las mismas, junto con la densidad de los planos de discontinuidad existentes, son los factores más fundamentales en el desarrollo del modelado de las laderas bajo estos ambientes áridos. Estas características geológicas afectan muy directamente a la actividad e intensidad de los procesos de meteorización. Por consiguiente, estos factores imprimen un carácter determinante y posibilitan la diferenciación de tres tipos de laderas elaboradas sobre rocas cristalinas, formaciones estratificadas y materiales fácilmente erosionables (Mabbutt, 1977).

3.1.- Laderas en rocas cristalinas

La composición química del magma ejerce una influencia muy directa en la morfología de los materiales volcánicos. Los productos básicos dan origen a extensas coladas basálticas, que alternan con niveles de piroclastos. La erosión diferencial de estas formaciones produce laderas escalonadas (*trap*), características de los grandes afloramientos de basaltos de meseta (*plateau*), de diferentes edades, existentes en el mundo. Igualmente, morfologías de este tipo podemos encontrarlas en los *rift valleys* del Africa oriental. La emisión de magmas de composición ácida, como consecuencia de su gran viscosidad, da lugar a erupciones explosivas que van acompañadas de domos, pitones y agujas, como en las traquitas y fonolitas del macizo del Hoggar, en la región central del Sahara.

En las rocas plutónicas se reconocen dos tipos de modelados. Unos controlados por lajamiento (*sheeting*) y otros por sistemas diaclasas que interseccionan. El lajamiento, que se desarrolla en rocas masivas fundamentalmente cristalinas, está formado por diaclasas curvas paralelas a la superficie del terreno, de ahí que algunos autores lo denominen diaclasado topográfico. Su origen se atribuye a la descompresión de rocas que han estado sometidas a importantes esfuerzos en el interior de la corteza terrestre. Al ascender hacia la superficie y perder carga litostática se produce la relajación del macizo rocoso (Gilbert, 1904). No obstante, también se aducen diferentes orígenes en relación con otros tipos de esfuerzos (Howard y Selby, 1994). En rocas con numerosos planos de discontinuidad no se propaga el lajamiento, ya que los esfuerzos se disipan a favor de estas discontinuidades.

El lajamiento se reconoce en casi todos los tipos climáticos y es relativamente frecuente en rocas cristalinas de los desiertos de Africa y Australia (Twidale, 1981, 1982a, b; Howard y Selby, 1994). El lajamiento da lugar a formas domáticas o hemiesféricas, que fueron descritas por primera vez por el geólogo alemán Bornhardt (1900). Willis (1936) denominó a estos *inselberg* en domo que destacan sobre las llanuras, **bornhardts**, en honor a su descubridor. Muchos de estos *bornhardts* son el resultado de la denudación de perfiles de alteración generados en épocas pasadas bajo climas tropicales húmedos (Büdel, 1957; Ollier, 1988, 1991; Thomas, 1989a, b, 1994; Twidale, 1990). El cambio climático hacia condiciones claramente áridas desencadena los procesos de erosión hídrica, que traen consigo el afloramiento del substrato rocoso.

3.2.- Laderas en rocas estratificadas

En los desiertos de plataforma (Mabbutt, 1977) ubicados en áreas cratonizadas de las zonas áridas del norte del Sahara, Arabia oriental, Thar en la India y el Plateau del Colorado se desarrollan laderas elaboradas en formaciones estratificadas de diferentes edades, en disposición próxima a la horizontal. También se reconocen estas laderas en cadenas de tipo intermedio, como la de Israel-Líbano, y en cuencas terciarias continentales, como las existentes en la España árida y en los Emiratos Arabes Unidos.

Estas laderas se originan en morfologías de cuesta o mesa y presentan una gran variedad. Schumm y Chorley (1966) en su clásico estudio sobre los Plateaus del Colorado diferencian distintos tipos de laderas, que resultan de la combinación de características litológicas, climáticas y de vegetación. Las **laderas simples** están constituidas fundamentalmente por un tipo de roca. Pueden ser materiales arcillosos afectados por erosión hídrica, que elaboran un paisaje de cárcavas. El otro subtipo está constituido por rocas predominantemente masivas, como areniscas y conglomerados, que forman importantes cantiles. Las **laderas compuestas** están coronadas por una cornisa resistente bajo la que se desarrolla, en rocas de fácil erosión, un modelado de cárcavas y también laderas de detritos que pueden arrancar desde la cornisa. Finalmente, las **laderas complejas** están formadas por la alternancia de capas duras y blandas. Las laderas compuestas serán analizadas a continuación, ya que presentan frecuentes testigos de antiguas etapas de su evolución.

3.2.1.- Laderas compuestas

Este tipo de laderas está constituido por un cantil rocoso en su parte superior sobre un conjunto de capas fácilmente erosionables. Los componentes de estas laderas se ajustan a los definidos en los detallados estudios de Wood (1942) y Fair (1947, 1948) en Africa del Sur, que fueron analizados en profundidad y redefinidos por King (1957). Este autor considera a estas laderas como "normales", en contraposición con lo señalado por numerosos investigadores de la geomorfología climática. Para King, aunque forman parte de un modelo universal, estas laderas son más características de los ambientes desérticos. Los elementos que se diferencian dentro de una ladera son: la **cresta** que es la parte superior, a veces de perfil convexo, como consecuencia procesos de meteorización y *creep*. La **cornisa** que constituye el afloramiento de roca más resistente y en el que actúan diversos procesos erosivos que producen su retroceso. Los materiales resultantes de la destrucción de la cornisa forman la **ladera de detritos**, que se movilizan básicamente por erosión hídrica. Finalmente, el **pedimento** constituye un importante elemento cóncavo que enlaza con la llanura aluvial.

La cresta suele presentarse redondeada por *creep*, si existe, meteorización, acción del *splash* y erosión laminar. Esta tendencia al redondeamiento aumenta con el buzamiento de la capa resistente que constituye la cornisa y se enfatiza si ésta es porosa o está afectada por lajamiento (Bradley, 1963). Por el contrario, si el retroceso está controlado por fracturas el redondeamiento desaparece o disminuye.

Las cornisas constituyen el borde de mesas, plataformas estructurales o cuevas. Es importante la potencia de la capa que constituye la cornisa, ya que determina la altura del cantil y la longitud de la ladera de detritos. El tipo de roca es igualmente fundamental, ya que los procesos de meteorización que disgregan, por ejemplo, a las areniscas o calizas son distintos. También el grado de cementación de la roca es primordial de cara a la resistencia de la misma. A la litología hay que añadir la estructura. Si la cornisa está formada por rocas finamente estratificadas o muy diocladas, las laderas de detritos presentan un buen desarrollo; en caso contrario, la ladera está cubierta de bloques de gran tamaño.

Ya hemos indicado que las laderas de detritos resultan de la meteorización y erosión de la roca resistente que constituye la cornisa. Esta es la que suministra la mayor parte de la cobertera de una ladera de detritos, aunque otra parte puede proceder del substrato infrayacente. A pesar del extenso desarrollo que alcanzan en muchos de los desiertos, sus estudios son escasos comparados con los llevados a cabo en áreas alpinas (Oberlander, 1989).

Schumm y Chorley (1966) indican que la diferencia entre unas laderas y otras puede expresarse cualitativamente por la relación de

meteorización (M). La existencia o carencia de detritos al pie de la cornisa depende de la velocidad de generación de fragmentos en la cornisa (p) frente a la destrucción al pie de la misma (d). Si esta relación es mayor que la unidad se generan acumulaciones de ladera, conos de derrubios y una abundancia en general de detritos. Si M es igual a uno, tenemos un balance entre p y d . Si M es menor que la unidad, los bloques al caer se desintegran por impacto y el residuo se meteoriza antes de la próxima caída. Esto último es frecuente en los Plateaus del Colorado.

Estos detritos pueden cubrir total o parcialmente la ladera y, a su vez, estar afectados por reguerización y abarrancamiento, que paulatinamente descubren una mayor extensión del substrato rocoso. El caso extremo resulta de la práctica desaparición de la cobertera de la ladera y, en el caso de que las arcillas sean el material aflorante, se genera un modelado de cárcavas (Gutiérrez *et al.*, 1995). En ocasiones, los materiales del substrato están constituidos por capas duras y blandas; en este caso se origina un escalonamiento formado por microladeras compuestas (cornisa y ladera de detritos) a lo largo de la ladera principal. Estas son las características de las laderas complejas.

3.2.2.- Velocidades de retroceso de la cornisa

Para el cálculo de este valor se necesita conocer, por un lado, una dimensión lineal que corresponde a la distancia entre dos momentos determinados del borde de la cornisa, y por otro, es preciso saber el tiempo transcurrido entre estas dos posiciones. De este modo, se pueden obtener velocidades de retroceso. Existe una dificultad manifiesta para la obtención de estos datos, lo que obliga a avivar el ingenio y a adoptar numerosas y variadas suposiciones para llegar a unas cifras de retroceso. Como consecuencia, las metodologías para la obtención de estos datos son muy variables (Oberlander, 1997). En el sur de la Península del Sinai, Yair y Gerson (1974) calculan valores de 0.1-2 mm/año a partir del retroceso de escarpes de falla. La presencia de una fina cubierta de lavas en el norte de Arizona, datada por K/Ar, sobre un escarpe en retroceso, permite a Lucchitta (1975) obtener cifras de 6.7 mm/año. Schmidt (1980, 1989b) estudiando la geometría de los valles consecuentes capturados en los Plateaus del Colorado consigue valores de 0.3 mm/año y de 0.5-6.7 mm/año, en ambas publicaciones. Otra metodología, muy criticada por diferentes autores, se basa en las acumulaciones de Neotoma (restos de ratas) existentes en la entrada de las cuevas en Arizona y datadas por C^{14} . Las cifras obtenidas son de 0.45 mm/año (Cole y Mayer, 1982). Young (1985) estudia el retroceso del escarpe a partir de la superficie de erosión del Eoceno inferior en el noroeste de Arizona, teniendo en cuenta las

posiciones deducidas del escarpe basadas en la localización de valles rectos y obtiene valores de 0.16-0.17 mm/año. Schmidt (1987, 1988, 1996) calcula el retroceso por construcciones gráficas a partir de perfiles de laderas relictas. En su publicación de 1996 hace corresponder las facetas de ladera con las glaciaciones Illinois y Wisconsin y las cifras resultantes son de 0.2-0.35 mm/año. La mayoría de estos trabajos están basados en edades supuestas. Sancho *et al.* (1988) precisan la edad a partir del contenido de restos arqueológicos en las laderas y facetas triangulares (Fig. 12), obteniendo valores de retroceso de 0.3 mm/año en formaciones terciarias de la Depresión del Ebro. Los valores temporales se precisan mucho más cuando se consigue datar por C¹⁴ diferentes facetas triangulares de ladera, en el centro de la Depresión del Ebro, que en sus acumulaciones contienen restos de carbón y cenizas (Arauzo *et al.*, 1996b; Gutiérrez *et al.*, 1997c). Los valores obtenidos por estos autores son de 0.9-1 mm/año para los últimos 35.000 años. Todos estos datos reflejan que las velocidades de retroceso en zonas áridas para distintas partes del mundo son del orden de 0.1-7 mm/año.

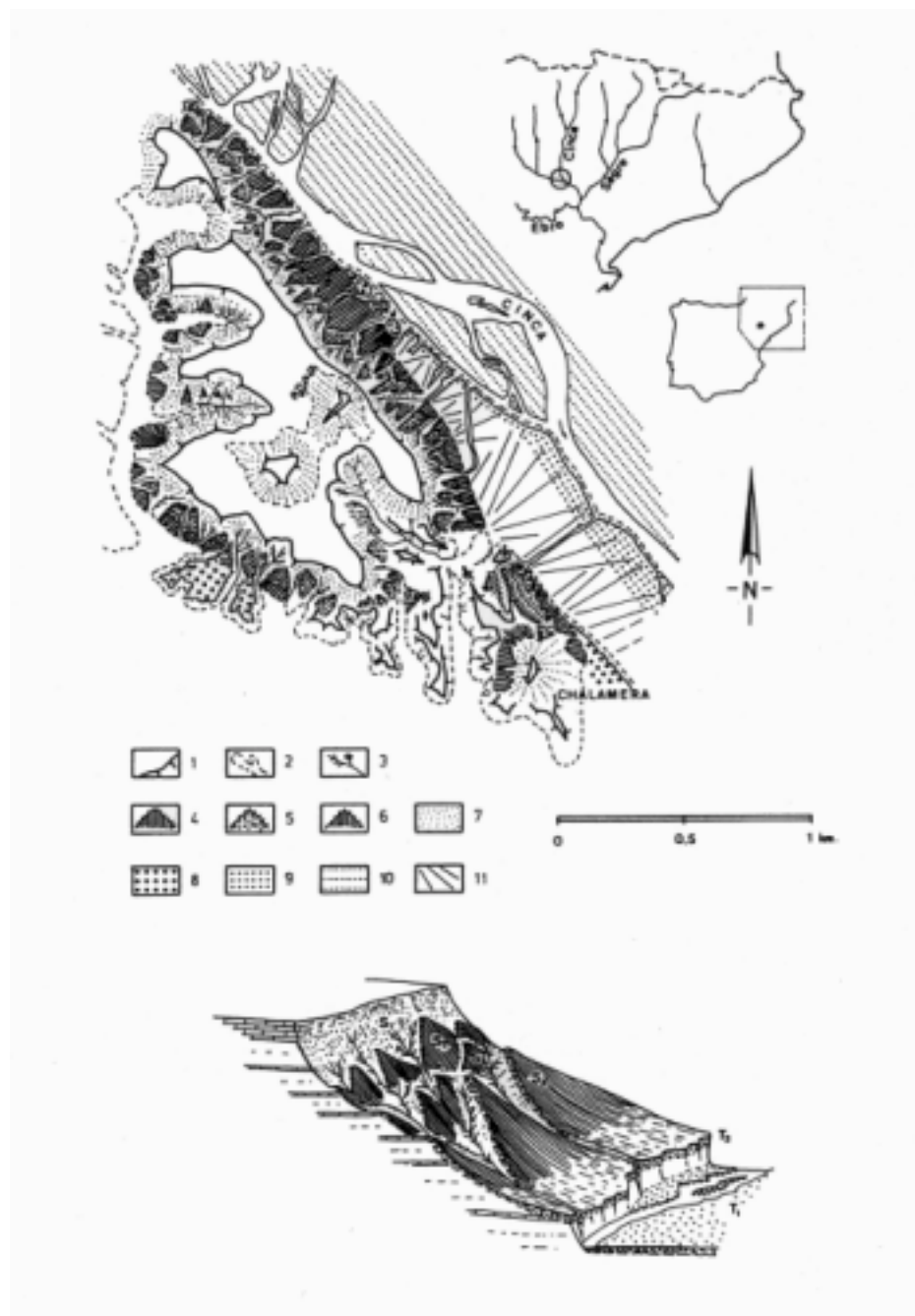


Fig. 12.- Mapa geomorfológico de la zona de Chalamera (Provincia de Huesca) y bloque diagrama idealizado de las cuatro etapas de evolución de laderas, en el que se observan tres fases de facetas triangulares. 1: Mesas y escarpes estructurales. 2: Valles de fondo plano. 3: Barrancos. 4,5,6: Facetas triangulares S_4 , S_3 y S_2 . 7: Ladera de detritos S_1 . 8,9 y 10: terrazas T_3 , T_2 y T_1 del río Cinca. 11: Abanicos aluviales (Sancho *et al.*, 1988).

Ya hemos indicado que la mayoría de estos valores se han obtenido por métodos indirectos simplificados y con edades supuestas. Todo ello constituye un importante limitación a la hora de utilizar y correlacionar estas cifras, dado que no existe una clara fiabilidad en los métodos y, por consiguiente, en los resultados. Otro de los problemas está en relación con la sinuosidad del frente del escarpe. Generalmente, se supone un frente recto, que suele ser mucho

más frecuente cuanto mayor es la potencia de la cornisa. Cuando se utiliza el método de extrapolación de los segmentos de facetas triangulares (Sancho *et al.*, 1988) hasta su intersección con la prolongación del techo de la cornisa, se obtienen intersecciones a diferentes distancias, debidas muy posiblemente a que el frente del escarpe es sinuoso (Fig. 13). No obstante, al disponer de diversos puntos de intersección, se puede obtener una media aritmética más próxima al valor real de retroceso.

Una de las características más importantes, relativa a la mayor o menor velocidad de retroceso, está en relación con las características litológicas y estructurales de los materiales constituyentes de la cornisa, que a su vez determinan el grado de resistencia a los procesos erosivos (Schumm y Chorley, 1966; Nicholas y Dixon, 1996; Schmidt, 1989a). La composición mineralógica de la roca es fundamental de cara a su comportamiento ante los procesos de meteorización dominantes en el área.

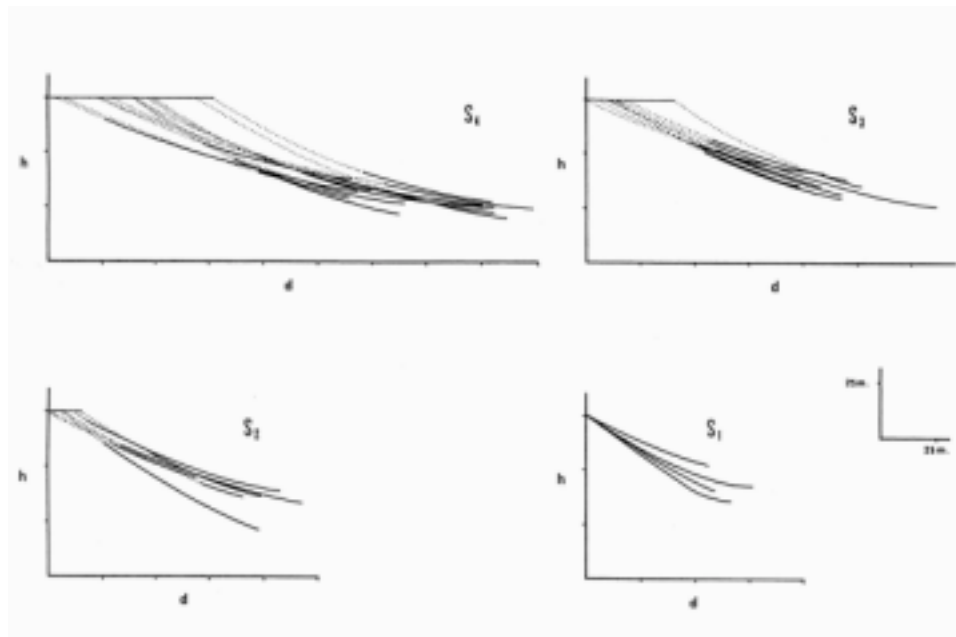


Fig. 13.- Perfiles de facetas triangulares de ladera correspondientes a varias etapas (S_1 - S_4) dibujados en línea continua y curvas extrapoladas a puntos. La altura del ápice de las facetas triangulares con respecto al escarpe actual es h y d es la distancia del ápice de la faceta al frente del escarpe, medido en fotografías aéreas (Sancho *et al.*, 1988).

La velocidad de erosión también está influenciada por el buzamiento de las capas (Howard y Selby, 1994), de tal forma que cuanto mayor es el buzamiento menor es el volumen de rocas erosionadas y viceversa. Igualmente, la potencia de las rocas de la cornisa está en razón inversa con la velocidad de retroceso (Schumm y Chorley, 1966; Schmidt, 1987, 1989b). La presencia de una cornisa formada por un espesor importante de roca, posibilita la aplicación del modelo acíclico de origen de facetas de Koons (1955), apoyado por Schipull

(1980) y Schmidt (1987). Con este origen el retroceso de la cornisa se produce a partir de impulsos desencadenados por grandes desprendimientos de rocas, entre los que alternan la producción de partículas por los procesos de meteorización reinantes en el área. Por el contrario, si los materiales de la cornisa son poco potentes, el retroceso de la misma es mucho más rápido. El grado de fracturación de los materiales de la cornisa constituye uno de los factores más significativos respecto a la velocidad de retroceso de la misma y determina en gran parte el grado de resistencia a la erosión. De este modo, las rocas afectadas por una importante densidad de fracturación presentan mayores valores de velocidad de retroceso. Evidentemente, la intensidad de la erosión del sustrato también afecta al retroceso de la cornisa, ya que cuando está constituido por rocas fácilmente erosionables, como arcillas y margas, los regueros progresan hasta la base de la cornisa produciéndose socavación basal y caída de bloques (Schipull, 1980; Gerson y Grossman, 1987).

Otro factor extraordinariamente importante, en relación con el retroceso de la cornisa, lo constituye la intensidad de los procesos de meteorización física, química y biológica, que producen la disgregación de la roca y su acumulación en la ladera de detritos. Estos procesos varían en función de las características litológicas y estructurales de las rocas, del clima y sus cambios y también del tiempo de actuación de estos procesos.

Ya se ha indicado que existe un balance entre el suministro de fragmentos a la ladera procedentes de la cornisa (p) y la velocidad de erosión (d) de estas acumulaciones, que constituye la relación de meteorización (M) de Schumm y Chorley (1966). En ocasiones, p supera con mucho a d y la acumulación de la ladera llega a superponerse a la cornisa, fosilizándola. En estas condiciones el retroceso de la cornisa se ve paralizado, aunque quizás la meteorización química pueda seguir actuando. Este balance de producción-destrucción puede mantenerse sin grandes oscilaciones debido a que los cambios no afectan significativamente al sistema. No obstante, puede inclinarse hacia una mayor erosión, de tal forma que paulatinamente quedan desconectadas o aisladas las laderas de detritos. Esta ruptura del balance se debe a un cambio ambiental y lleva implícito la superación de un umbral geomórfico (Schumm, 1979). La mayoría de los investigadores estiman que las laderas han estado sometidas a numerosos cambios climáticos, en los que en las etapas húmedas/frías se produce predominantemente acumulación y en las secas/cálidas los procesos de erosión son los prevalentes. Ahora bien, el retroceso de la cornisa tiene lugar en ambas condiciones climáticas, aunque es posible que se enfatice más en un clima que en

otro por variación en la intensidad de meteorización, generación de deslizamientos, incremento de la socavación basal, etc.

Finalmente, hay que tener en cuenta la velocidad de descenso del nivel de base (Howard y Selby, 1994), que afecta al sistema de drenaje, y que puede deberse a causas climáticas y/o tectónicas. Igualmente, la proximidad de la ladera a un río con gran poder erosivo puede producir la ruptura del perfil de la ladera en sus partes bajas y desencadenar una erosión remontante que afecte al retroceso de la cornisa, tal como parece producirse por el río Cinca en el área de Chalamera (Provincia de Huesca).

3.3.- Facetas triangulares de ladera

El conocimiento de los procesos desarrollados en laderas de ambientes áridos y semiáridos ha progresado considerablemente en las últimas décadas. Sin embargo, los trabajos relativos a la evolución de las mismas son escasos, debido a la dificultad de llevar a cabo dataciones que sitúen temporalmente las diferentes laderas relictas. No obstante, en los medios semiáridos en los que existe un mayor porcentaje de cobertura vegetal y ha habido una ocupación humana desde antiguo, es posible encontrar restos carbonosos y materiales arqueológicos en el interior de los depósitos que posibiliten su datación.

En secuencias de rocas estratificadas es donde mejor se reconoce el perfil característico de las laderas de regiones áridas. Este está constituido en su parte superior por una cornisa, en la parte media aparece una ladera cubierta parcial o totalmente de detritos y al pie del mismo se suele observar una ligera concavidad basal, a partir de la cual se desarrolla un pedimento (King, 1962).

Estas acumulaciones de ladera suelen estar afectadas con posterioridad a su elaboración por una etapa de predominio de la incisión, que puede destruir toda la acumulación o dar origen a laderas relictas denominadas *talus flatirons* (Koons, 1955). También se conocen como *tripartite slopes* (Gossmann, 1976) y *triangular slope facets* (Büdel, 1982). Estas morfologías presentan en planta forma triangular o trapezoidal y se localizan alrededor y separadas del escarpe (Fig.14). Por consiguiente, la generación de las facetas requiere la alternancia de etapas acumulativas y erosivas en la evolución de las laderas.

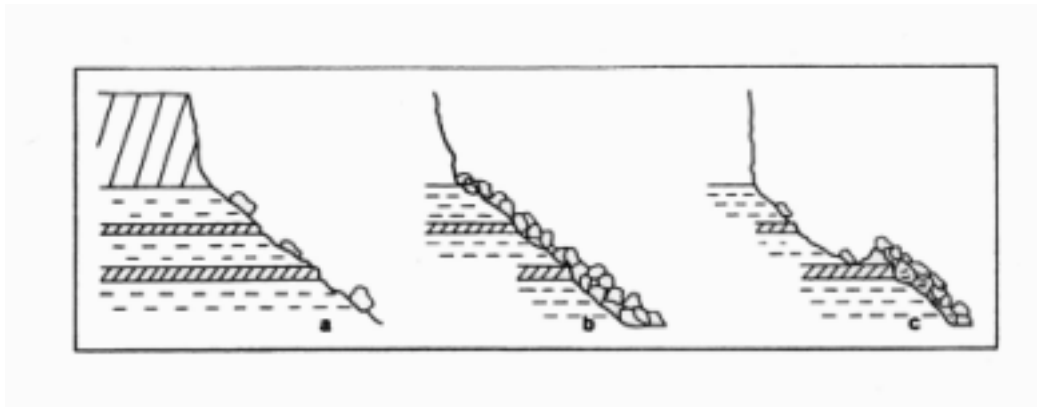


Fig. 14.- Modelo acíclico de desarrollo de facetas triangulares de ladera (según Koons, 1955, en Schmidt, 1989a).

El desarrollo de varias de estas etapas puede dar origen a una secuencia de *talus flatirons*, de manera que las más recientes se sitúan próximas al escarpe. Estas formas relictas no son muy frecuentes a nivel global y esto se debe a que se localizan preferentemente en formaciones estratificadas con disposición subhorizontal, en las que la cornisa sobreyace a materiales fácilmente erosionables que pueden ser evacuados rápidamente por los procesos de encajamiento (Koons, 1955; Everard, 1963; Büdel, 1970; Blume y Barth, 1972; Gerson, 1982; Gerson y Grossman, 1987; Schmidt, 1989a, 1994; Arauzo *et al.*, 1996a). Además, la cornisa debe ser poco potente con el fin de que la acumulación de detritus no sea excesiva (Schmidt, 1987) de forma que su destrucción y retroceso del escarpe sean rápidos. Por otra parte, la alternancia de capas duras y blandas por debajo de la cornisa dificulta la generación de los *talus flatirons*.

Una vez indicados los factores que favorecen la formación de los *talus flatirons*, se hace preciso conocer las causas generadoras de los mismos. Koons (1955) interpreta los *talus flatirons* a partir de un balance discontinuo entre el suministro y la remoción de detritos en la ladera (Fig. 14). A este origen no cíclico se opone una interpretación basada en la modificación de los procesos morfogenéticos dominantes como consecuencia de cambios climáticos (Everard, 1963; Gerson, 1982; Gerson y Grossman, 1987; Sancho *et al.*, 1988; Schmidt, 1989a, 1994; Arauzo *et al.*, 1996a; Gutiérrez *et al.*, 1997b) (Fig. 15). Para épocas recientes se señala también la posible incidencia de la acción antrópica en la modificación de los procesos geomorfológicos (Everard, 1963; Sancho *et al.*, 1988; Gutiérrez y Peña, 1989, 1992, 1997a; Arauzo *et al.*, 1996a; Gutiérrez *et al.*, 1997a).

La importancia de los cambios climáticos ha sido ampliamente discutida para diversos tipos de modelados. En regiones desérticas con escasa cubierta vegetal, las variaciones de la misma debidas a cambios climáticos pueden conducir a importantes modificaciones en las condiciones hidrológicas. En este sentido, Knox (1984) ha señalado un

punto crítico de cobertura vegetal, alrededor del 70%, que corresponde a una precipitación media anual de 400-500 mm. Si la cubierta vegetal disminuye por debajo del 70%, la erosión aumenta substancialmente. Similares observaciones efectúan Langbein & Schumm (1958) en las que señalan un umbral correspondiente a 300 mm de precipitación de máxima pérdida de suelo. Ya hemos señalado que este umbral es función de la temperatura, ya que cuando ésta aumenta se requieren mayores precipitaciones para mantener la vegetación (Schumm, 1965). Las características climáticas del centro de la Depresión del Ebro coinciden en la curva de Schumm con los puntos de máxima producción de sedimentos. Según esta gráfica, débiles variaciones en la temperatura y precipitación anual pueden modificar el porcentaje de cobertura vegetal y, como consecuencia, se producirán variaciones en la producción de sedimentos.

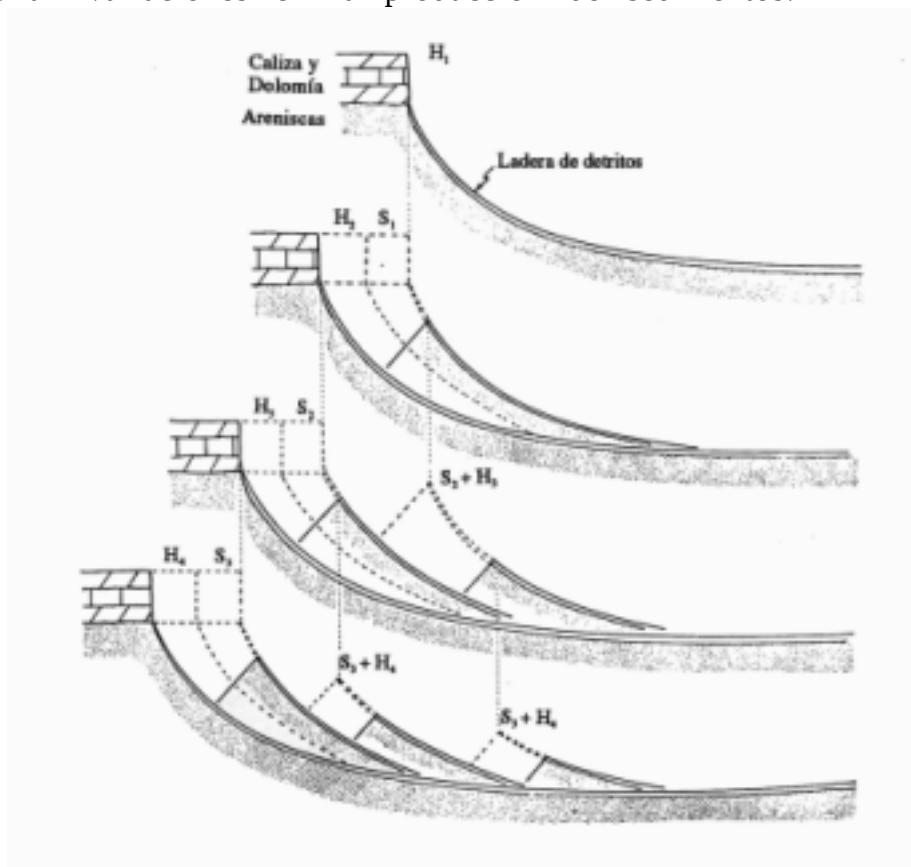


Fig. 15.- Evolución de una secuencia de facetas triangulares de ladera. H=régimen pluvial. S=régimen interpluvial. La faceta señala el final de los periodos pluviales (Gerson, 1982).

Por otra parte, en los periodos más húmedos (pluviales) son más activos los procesos de producción de sedimentos en la cornisa, sobre todo los de zapamiento y *slump*. Esto se debe a un aumento de la infiltración y del flujo subterráneo por encima de las capas impermeables (Ahnert, 1960). Cuando tiene lugar una disminución de la temperatura se incrementa el número de días de helada al año, por

lo que será mayor la producción de sedimentos del escarpe por crioclastia.

La interpretación climática de las etapas de acumulación e incisión nos lleva a establecer una posible correlación con secuencias climáticas conocidas. Las dos etapas más recientes de acumulación de laderas están ampliamente representadas en todo el NE de España (Gutiérrez y Peña, 1989, 1997a) y han sido datadas en numerosos lugares por técnicas arqueológicas y radiométricas. La acumulación más reciente, Post-Medieval, puede correlacionarse con la Pequeña Edad del Hielo (1.450-1.850 A.D.) (Grove, 1988). La acumulación de la etapa anterior se produce durante la Epoca Fría de la Edad del Hielo (2.900-2.300 B.P.) (Lamb, 1977; Gribbin y Lamb, 1978; Grove, 1979; Harding, 1982). Gutiérrez y Peña (1989, 1992, 1997a) correlacionan para el NE de la Península Ibérica estas dos etapas de acumulación con estos dos períodos fríos.

En la actualidad únicamente se disponen de dos dataciones para acumulaciones más antiguas a las citadas anteriormente, ambas obtenidas por C^{14} en Mezalocha y Chalamera (Provincia de Zaragoza). Existe una buena correlación con los sucesos Heinrich establecidos a partir del estudio de testigos del fondo oceánico profundo del Atlántico Norte. Las edades obtenidas para las acumulaciones se corresponden con los sucesos H3 (27 ka BP) y H4 (35 ka BP) (Heinrich, 1988; Bond *et al*, 1993). Un suceso Heinrich está representado por sedimentos de origen glaciar procedentes de la fusión de icebergs con escasos foraminíferos. Las etapas de generación de estos sucesos se encuentran en relación con una enorme profusión de icebergs, resultantes de rápidos desprendimientos en los casquetes de hielo septentrionales. Estas circunstancias traen consigo un enfriamiento generalizado de las aguas superficiales del océano. Como consecuencia, los aires fríos procedentes del Atlántico penetran en la Depresión del Ebro. Este descenso de la temperatura produce una disminución de la evapotranspiración y, por consiguiente, un incremento de la disponibilidad hídrica del suelo, lo que da lugar a un aumento de la cobertura vegetal. Estas condiciones parecen ser las adecuadas para un predominio de la acumulación de sedimentos en las laderas. Estos sucesos Heinrich tienen lugar en momentos de extremo enfriamiento atmosférico y van seguidos por interestadiales netos y cortos (Dansgaard *et al*, 1993).

De todo ello se deduce que las etapas de acumulación coinciden con periodos climáticos fríos, mientras que las etapas de incisión se corresponden con períodos climáticos cálidos en los que se individualizan las facetas triangulares de ladera. Por tanto, las secuencias de *talus flatirons* parecen registrar cambios climáticos.

En ambientes semiáridos, estos cambios en los sistemas de ladera, que dan lugar a *talus flatirons*, se producen en relativamente breves espacios de tiempo. No obstante, en áreas con una aridez más acusada se hacen necesarios cambios climáticos del orden de 100 ka, para generar estas laderas relictas (Gerson, 1982; Gerson y Grossman, 1987; Bull, 1991; Schmidt, 1994, 1996).

Los datos cronológicos de que se disponen en la actualidad son muy escasos y es necesario tener muchas más dataciones que permitan comprobar esta génesis climática. Si las investigaciones que estamos llevando a cabo corroboran esta hipótesis, será posible obtener una curva climática para esta región durante el Pleistoceno Superior y Holoceno. Por otra parte, dada la situación intermedia de la Península Ibérica entre Europa y África, estos trabajos pueden ser de gran utilidad para una posible correlación con los periodos pluviales del Norte de África y las fluctuaciones climáticas reconocidas en Europa central y septentrional.

4.- PALEOLAGOS

El conocimiento de las líneas de costa de antiguos lagos, junto con el estudio de los sedimentos depositados, proporcionan datos muy valiosos sobre las modificaciones hidrológicas a las que han estado sometidos. Muchos lagos desérticos presentan una clara evidencia geomorfológica y estratigráfica de haber tenido, durante el Cuaternario superior (Mabbut, 1977), tamaños mucho mayores a los actuales durante periodos con una más importante humedad efectiva.

La cartografía de las líneas de costa de los lagos requiere una detenida interpretación fotogeomorfológica y un minucioso estudio de campo (Sack, 1994). Las medidas realizadas en distintos puntos, alrededor de la cuenca lacustre para una misma línea de costa, suelen presentar diferentes alturas. Esto puede ser debido a procesos geomórficos costeros y en los lagos profundos a rebotes hidroisostáticos (Gilbert, 1890). Con estos datos se pueden determinar el área y la profundidad del paleolago durante diferentes periodos. La presencia de subcuencas, separadas unas de otras por umbrales, como en el lago de Bonneville (Gilbert, 1890), controlan los niveles del paleolago (Benson, 1978; Benson y Paillet, 1989) y dificultan su estudio por la compleja dinámica de cada subcuenca. Otro de los problemas está en relación con las variaciones paleohidrológicas que han podido experimentar las cuencas fluviales que alimentaban al paleolago. Cualquier modificación substancial que modifique el aporte hídrico, puede interpretarse erróneamente como un cambio climático.

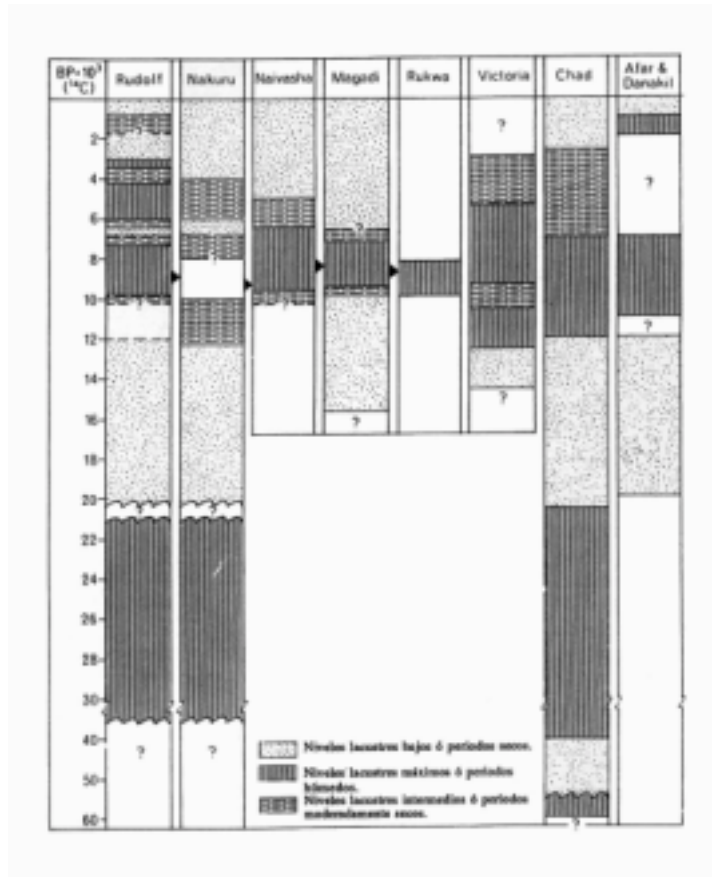


Fig. 16.- Fluctuaciones en los niveles lacustres de Africa Oriental y del centro meridional del Sahara. Según diferentes autores (recopilado por Selby, 1985).

El estudio del registro estratigráfico, existente en el interior de la depresión lacustre, proporciona datos fundamentales de cara al conocimiento de su historia. Las investigaciones sedimentológicas, mineralógicas, geoquímicas, paleontológicas y palinológicas permiten obtener una adecuada información paleoambiental de los distintos eventos a los que ha estado sometido el sistema lacustre.

Las expansiones lacustres se producen por un aumento de la precipitación o por una disminución de la temperatura, que trae consigo un descenso en la evapotranspiración. Estas circunstancias corresponden al antiguo concepto de periodo pluvial o fase lacustre (Rognon, 1980). No obstante, las deducciones obtenidas no tienen el mismo grado de certidumbre que las conclusiones derivadas de los sistemas de dunas, ya que la relación entre precipitación y niveles lacustres se complica por la temperatura y por otros factores no climáticos (Goudie, 1992). Algunos lagos, como los relacionados con el *Rift Valley* de Africa oriental, presentan una marcada tectónica cuaternaria, que puede modificar la geometría y capacidad de la cubeta lacustre. Igualmente, la actividad volcánica, predominantemente efusiva, produce modificaciones muy acusadas. A pesar de estas

circunstancias, las investigaciones llevadas a cabo por numerosos autores en los lagos de Africa Oriental indican que son excelentes indicadores paleoclimáticos (Fig. 16).

En los desiertos de escudos y plataformas (Mabbutt, 1977) se forman grandes lagos en depresiones estructurales poco profundas, durante periodos relativamente más húmedos. La cuenca endorreica más grande conocida es la correspondiente al Lago Chad (Fig. 17), cuyos límites se encuentran en la Dorsal de Guinea, divisoria del Congo y en los macizos del Sahara Central.

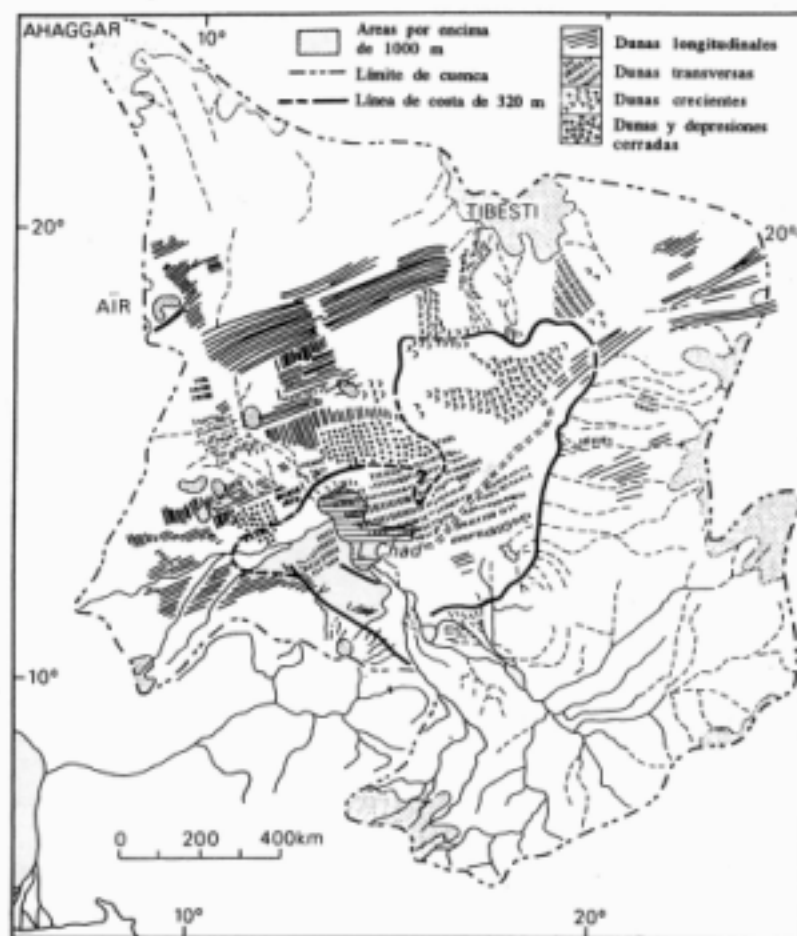


Fig. 17.- La cuenca del Chad con sus sistemas de dunas y la línea de costa del "Megachad" a unos 320 m de altura (Grove y Warren, 1968).

Ha sido objeto de estudio por numerosos investigadores (Barbeau, 1961; Grove y Warren, 1968; Pias, 1970; Servant y Servan-Vildary 1980; Nicholson, 1981) que se han preocupado de analizar tanto espacial como temporalmente las diferentes fases húmedas y secas que se reconocen en esta cuenca. Durante varios periodos húmedos alcanzó extensiones muy superiores a la actual. La planitud de la cubeta lacustre queda reflejada por su profundidad de 3-7 m, para un área actual de 20.000 km².

En una de las etapas expansivas (7.000-5.400 años BP) (Pias, 1970) el lago, cuyo nivel era de 320 m, ocupó un área de 350.000 km² ("Megachad") y sus aguas llegaron a desbordar hacia el Océano Atlántico y el río Nilo. En periodos secos fué cubierto parcialmente por dunas de dirección NE (dunas de alisios). Este tipo de lagos se caracterizan por un solapamiento de formas lacustres y eólicas, tal como señala la Fig. 17.

En los desiertos de montañas y depresiones se encuentran numerosos lagos con frecuencia profundos, originados por etapas de fracturación. En ellos se reconocen niveles lacustres a distintas alturas, cordones de playas, flechas, pequeños deltas, llanuras de fangos salinos, etc. (Gracia, 1995). En el Great Basin, localizado en la parte septentrional de la Provincia del Basin and Range de los Estados Unidos, se encuentra el mayor número de lagos "pluviales" (Morrison, 1965), alrededor de 110-120, formados por una tectónica de bloques extensional durante el Plioceno superior y Pleistoceno inferior (Fig. 18). En la máxima etapa de expansividad se generó el Lago Bonneville, que fué estudiado minuciosamente por Gilbert (1890), uno de los grandes precursores de la Geología. Este lago alcanzó una superficie de 51.640 km² y una profundidad de 304 m. En la actualidad, el Gran Lago Salado de Utah, que es el mayor lago resultante de su posterior desecación, tiene una superficie que oscila entre 2.600 y 6.500 km². Más al Oeste se desarrolló el Lago Lahontan de 22.900 km². Algunas de las cuencas se unieron por canales de desbordamiento y otras vertieron sus aguas al océano a través de los ríos Snake y Colorado. Según cálculos recientes, tanto el Lago Bonneville como el Lahontan ocuparon un área diez veces mayor que el área superficial reconstruida (MHRSA). Esta se utiliza para normalizar datos y resulta de dividir el área máxima superficial de cada paleolago por su media aritmética histórica (Benson y Paillet, 1979; Benson *et al.*, 1990).

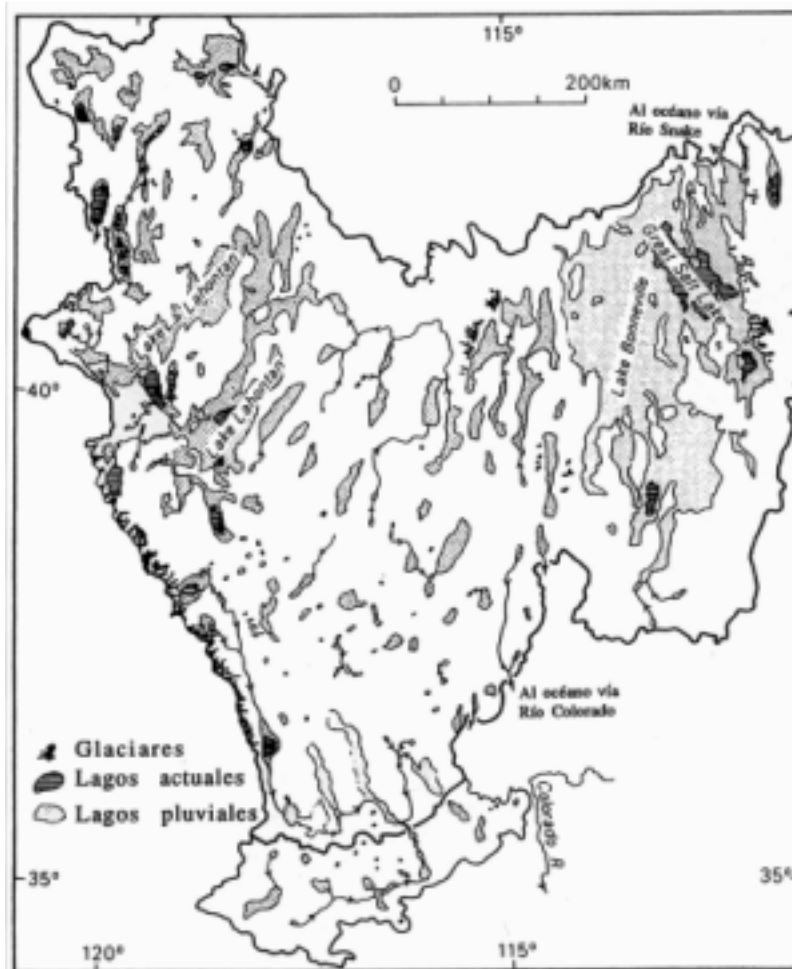


Fig. 18.- Máxima extensión de los lagos de Great Basin durante la época post-Sangamon. Las flechas señalan desbordamientos y conexiones. La línea gruesa indica la cuenca de drenaje actual del Great Basin (Morrison, 1965).

Estos desiertos norteamericanos deben su aridez sobre todo a un efecto orográfico. Las elevadas cordilleras (Cadena Costera, Sierra Nevada y Cordillera de las Cascadas) orlan el Océano Pacífico y entorpecen la circulación ciclónica procedente del Oeste. Como consecuencia, se originan desiertos de sombra de lluvias. En esta zona las temperaturas son muy bajas, fundamentalmente durante los periodos glaciares, ya que el Casquete Lauréntico se encontraba próximo y además en las zonas elevadas de las cordilleras, que bordean la costa, se desarrollaron numerosos glaciares. Con el descenso de temperatura disminuye la evaporación y las áreas deprimidas del Great Basin reciben enormes cantidades de agua de fusión de los glaciares. De este modo, en las zonas endorreicas, se originaron lagos de gran tamaño, que en la actualidad lo atestiguan terrazas lacustres espectaculares. Este área es una región ideal para el reconocimiento de la relación entre glaciación de montaña y fases lacustres. El trabajo de Smith y Street-Perrott (1983) analiza muchas de estas cuencas y discuten sobre las cronologías de las fases lacustres. Establecen un periodo de expansividad entre 24.000 y 14.000 años BP;

otro entre 14.000 y 10.000 años BP con amplias fluctuaciones que pueden ser o no sincrónicas y, finalmente, entre 10.000 y 5.000 años BP se reconoce una fase árida o seca de descenso de nivel de los lagos. Recientemente, Oviatt (1997) señala que las diferentes etapas de descenso del lago tienen una edad de 21, 18.5-19, 17.5, 16-15.5, 14-13 y 10 Ka, todas ellas obtenidas mediante dataciones de C^{14} . Son sincrónicas con las terminaciones de los sucesos Heinrich H1 y H2 y otras más pequeñas etapas de deriva de icebergs (a,b,c y Younger Dryas) en el Norte del Atlántico. Todo ello sugiere un cambio de carácter global.

El estudio de las líneas de costa y su interpretación se complica en los lagos profundos debido a que se encuentran deformadas por haber experimentado la cuenca lacustre una descarga hidrostática. No obstante, el estudio de los niveles lacustres es básico para determinar la magnitud de la subsidencia de la superficie terrestre, como consecuencia de la carga que ejerce el volumen de agua y la subsecuente elevación que experimenta al liberarse. La Fig. 19 de la izquierda representa las isobatas del Lago de Bonneville durante el periodo 25.000-11.000 años BP y la figura de la derecha señala el rebote isostático producido por la desecación del lago, que es un 20% de la columna de agua (Crittenden, 1963).

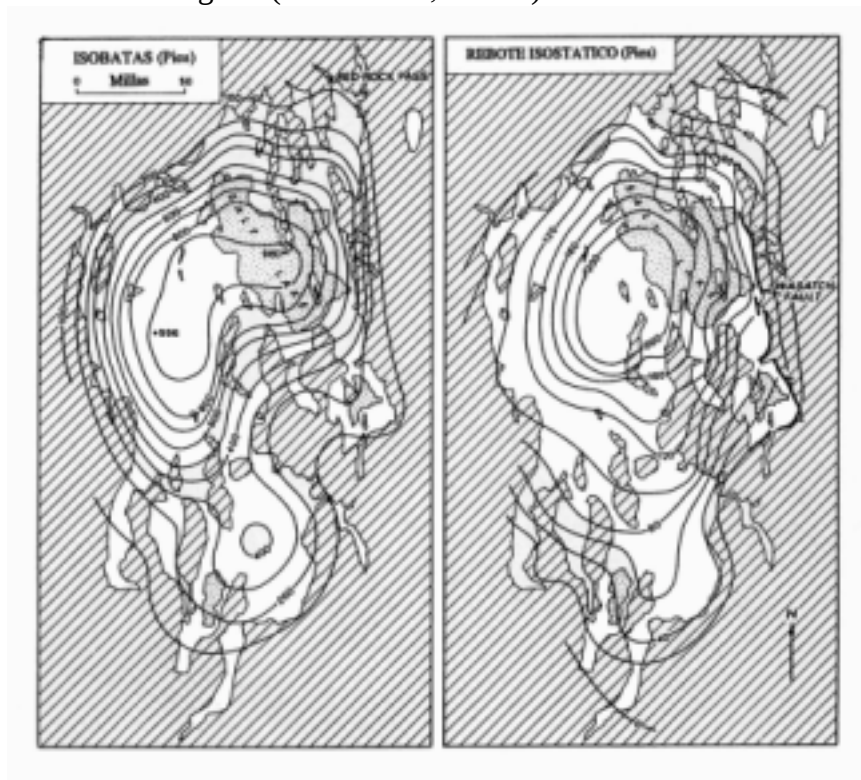


Fig. 19.- Lago pleistoceno de Bonneville, Utah. Izquierda: profundidad del agua en pies, en la que el área en blanco indica la extensión del Lago de Bonneville y la zona punteada representa los lagos actuales. El lago desbordó durante la fase lacustre por Red Rock Pass. Derecha: Rebote isostático en pies como resultado de la disminución del volumen de agua, medido por la

deformación de la línea de costa del Lago Bonneville. Se indican desplazamientos recientes a lo largo de Wasatch Fault (Crittenden, 1963).

Uno de los casos más espectaculares de expansividad de lagos durante el Pleistoceno lo constituye el sistema Aral-Caspio, que está formado por amplios abombamientos poco profundos. Este sistema recibe grandes cantidades de agua de fusión glaciaria procedentes de los ríos Sirderia y Amudaria, para el Mar de Aral, y de los ríos Volga y Ural para el Mar Caspio. Cuando el nivel lacustre alcanzó 76 m por encima del Mar Caspio, se unió al Mar de Aral y constituyó el lago “pluvial” más grande del mundo, inundando 1.100.000 km² y penetró unos 1300 kms en el interior del río Volga (Goudie, 1992). También el Mar Caspio se unió con el Mar Negro a través de la Depresión de Mantych.

A pesar de la problemática que presenta la interpretación climática deducida a partir de los estudios geomorfológicos de paleolagos, estas investigaciones son fundamentales en las interpretaciones paleoclimáticas, especialmente si se apoyan en estudios paleoambientales multidisciplinarios.

5.- SISTEMAS DE DUNAS

5.1.- Introducción

Las grandes acumulaciones eólicas o *ergs*, junto con las formas erosivas existentes en los desiertos intertropicales ocupan el 20-25% de la superficie terrestre (Livingstone y Warren, 1996). La extensión de los campos de dunas es bien conocida en la mayoría de los desiertos del mundo (Fig.20) (Thomas, 1997a), gracias a las imágenes de fotografías aéreas y de satélite. Las dunas se han desarrollado en periodos de 1.000 a 100.000 años (Lancaster, 1995) y durante su formación se han producido expansiones y contracciones de los grandes casquetes de hielo, que afectaron sensiblemente a las latitudes más bajas, bajo la forma de cambios climáticos y de nivel del mar. Las alteraciones más significativas se manifiestan en la variación de los límites de los grandes desiertos de arena y en las modificaciones en el suministro de arena y movilidad de las dunas. Estos desiertos de arena no son exclusivos del Pleistoceno, sino que muchos de ellos aumentaron de tamaño con el enfriamiento del clima global (Fig. 21) (Shackleton y Kennet, 1975; Goudie, 1992); es lo que Williams (1994) denomina “deseccación del Cenozoico superior”.

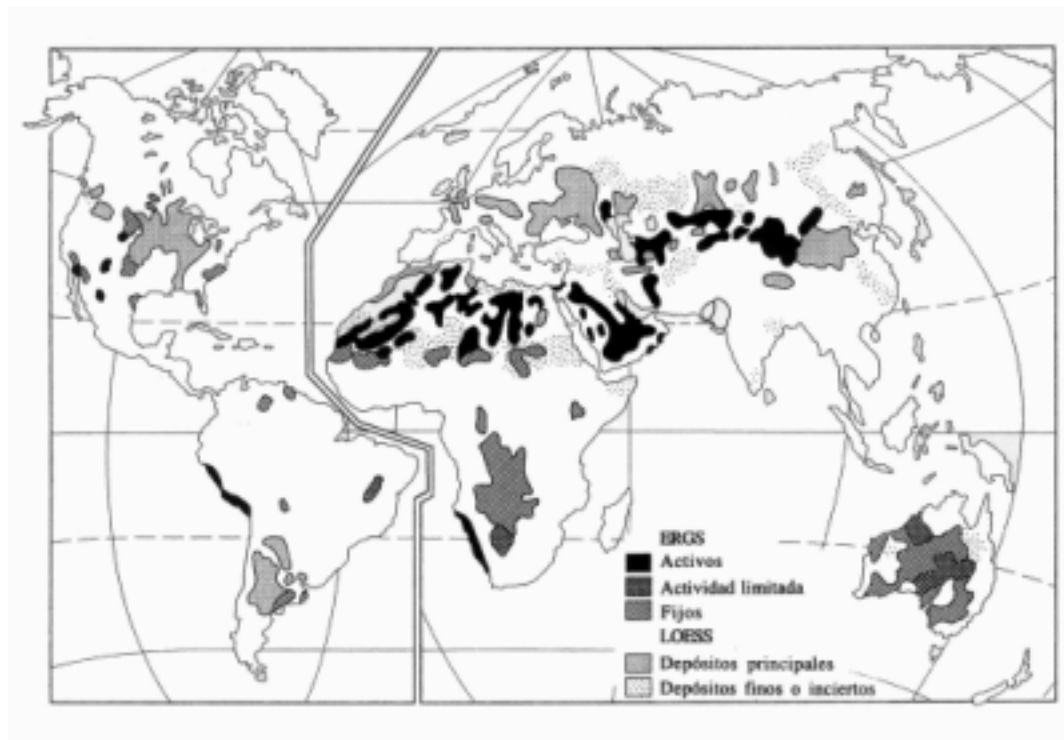


Fig. 20.- Distribución global de los depósitos eólicos. Según Shead (1972), modificado y ampliado con datos de numerosas fuentes (Thomas, 1997a).

A lo largo del Cuaternario se detectan numerosos periodos de sequedad. El estudio de los testigos de hielo datados de la parte superior del casquete de Groenlandia, (GISP 2 - Greenland Ice Sheet Project 2), pone de manifiesto fluctuaciones en la conductividad del hielo, a escala de $< 5-20$ años, que reflejan rápidas oscilaciones en el contenido de polvo atmosférico (Fig. 22), con periodos en los que la atmósfera es muy pulverulenta, separados por otros prácticamente sin polvo. Estas circunstancias ponen de manifiesto importantes variaciones en la intensidad de la actividad eólica (Taylor *et al.*, 1993), así como rápidas reorganizaciones de la circulación atmosférica. También el análisis de los sedimentos terrestres existentes en los testigos de los sondeos oceánicos ayudan a interpretar la extensión, intensidad y duración de las zonas áridas durante el Cuaternario. Los continentes suministran en las áreas intertropicales sedimentos fluviales y eólicos a los fondos marinos.

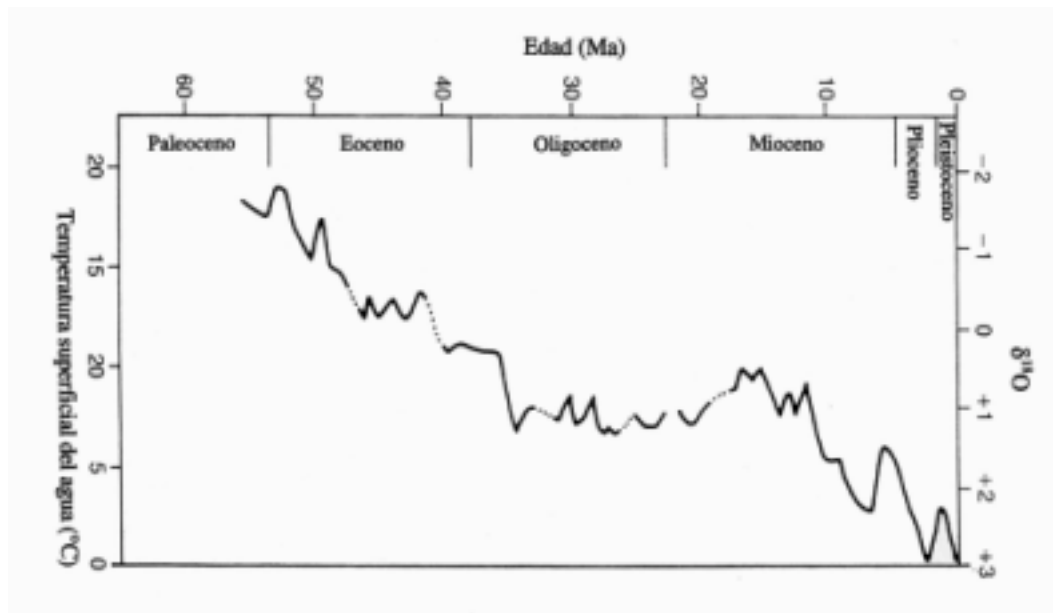


Fig. 21.- Temperaturas de la superficie del mar durante el Cenozoico en el océano meridional, obtenidas a partir de los cambios en la composición isotópica del oxígeno de los foraminíferos planctónicos, en los lugares 277, 279 y 281 del DSDP (Shackleton y Kennett, 1975).

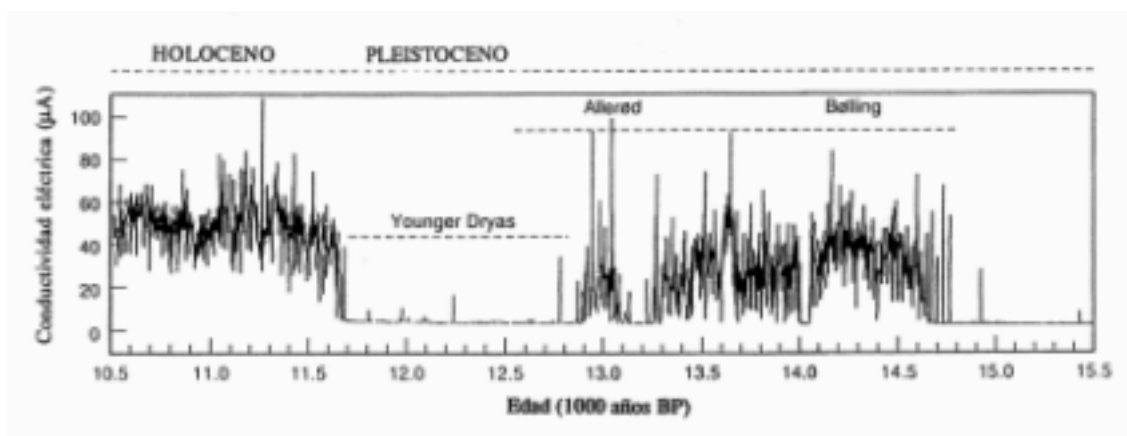


Fig. 22.- Variaciones de la conductividad eléctrica (relacionada con el contenido en polvo) de la parte superior del testigo GISP2 en el casquete de Groenlandia (Taylor *et al.*, 1993)

A su vez, existe un suministro relativamente constante de carbonatos orgánicos y, por consiguiente, aquellos testigos ricos en carbonatos indican aportes terrestres escasos. Los aportes eólicos vienen reflejados por elevados porcentajes de cuarzo, tamaño limo, que se diferencian de los limos fluviales por estar teñidos de rojo (Diester-Haas, 1976). Los incrementos de polvo eólico tuvieron lugar durante los periodos fríos cuaternarios, en los que el contenido de cuarzo del fondo del Océano Atlántico se desplaza hacia el sur, a unos 8° de latitud norte, lo que indica una expansión de la aridez y de los desiertos de arena saharianos (Fig. 23) (Kolla *et al.*, 1979).

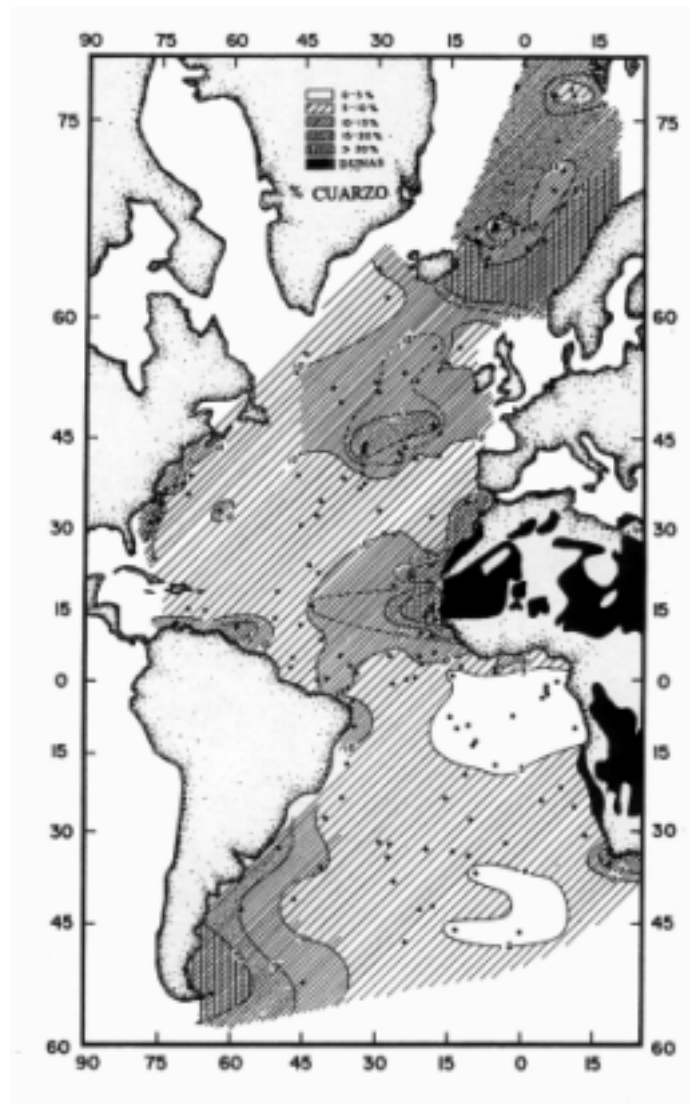


Fig.23.- Distribución del porcentaje en peso de cuarzo (libre de carbonatos) en los sedimentos correspondientes a la última glaciación (18.000 años BP). Los desiertos de arena de Africa continental se representan en negro (Kolla *et al.*, 1979).

La presencia de diatomeas de agua dulce en el polvo existente en los testigos, correspondientes al máximo de la última glaciación, se interpreta como partículas deflactadas al océano procedentes de lagos desérticos desecados, lo que también apoya esta expansión (Parmenter y Folger, 1974; Pokras y Mix, 1985). Finalmente, también se pueden obtener importantes datos en la investigación de los testigos del fondo oceánico, a partir del estudio del grado de la alteración de los feldespatos, polen y fitolitos, salinidad de las aguas marinas y temperatura de las mismas a partir de las relaciones de los isótopos de oxígeno en foraminíferos.

Estas investigaciones proporcionan datos indirectos sobre los grandes periodos secos que se diferencian en el registro geológico reciente. Sin embargo, el estudio pormenorizado de los diferentes

campos de dunas, activos e inactivos, existentes en los diferentes desiertos del mundo proporcionan una valiosa información sobre su extensión, duración y distribución de los periodos de marcada aridez, así como de los cambios en las direcciones del viento y sistemas de circulación a lo largo del tiempo (Lancaster, 1995).

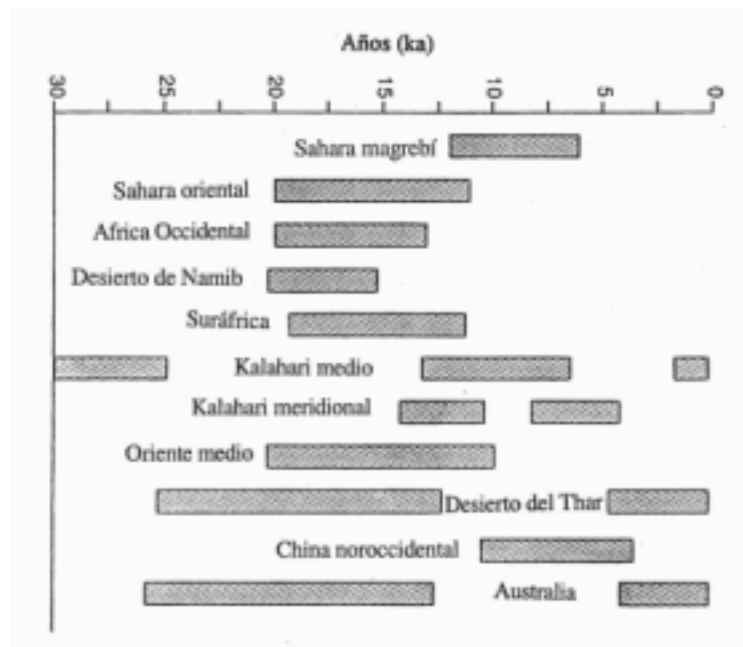


Fig. 24.- Periodos secos de formación de dunas durante los últimos 30.000 años, para desiertos continentales tropicales y subtropicales de África, Asia y Australia (recopilada de varios autores por Tchakerian, 1994).

Uno de los problemas más importantes ha estado ligado a la datación de las acumulaciones arenosas. Hasta no hace muchos años, existía una manifiesta dificultad y las dataciones eran relativas. Así, por ejemplo, la datación por C^{14} de materia orgánica, existente en paleosuelos desarrollados sobre dunas indica una edad pre- o post-. Otra de las dificultades es la de disponer de dataciones fiables, ya que muchos campos de dunas se forman en numerosos episodios. A comienzos de la década de 1.980 se produce un extraordinario avance con la realización de dataciones absolutas por numerosas técnicas: la termoluminiscencia (TL) y la luminiscencia ópticamente simulada (OSL), que permiten datar arenas de duna y loess (Wintle, 1993). Se han obtenido edades de hasta unos 500.000 años. Estas dataciones permiten efectuar correlaciones con datos paleoclimáticos obtenidos con otras técnicas. Con todos estos datos se pueden llevar a cabo correlaciones e interpretaciones paleoclimáticas de gran fiabilidad. Como resultado de estos rápidos avances, a partir de dataciones absolutas en los diferentes desiertos del mundo, ha sido posible conocer los distintos periodos secos en los que se han encontrado los sistemas de dunas (Fig. 24). Se observa que tienen historias muy diferentes en su generación.

Las dunas son sensibles a modificaciones en los parámetros atmosféricos, tales como dirección e intensidad del viento y cambios en la precipitación, que afectan a la evapotranspiración, 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, 1982) y responden rápidamente a los cambios climáticos. Si aumenta débilmente la precipitación, la vegetación crece básicamente en las partes bajas de las dunas y en las superiores se moviliza la arena con avalanchas a sotavento (Fig. 25). Al incrementarse la precipitación la vegetación coloniza toda la duna excepto en las crestas y comienza a producirse calcificación en las acumulaciones arenosas. Finalmente, cuando los periodos de precipitación son importantes y duraderos, el nivel freático aflora en las partes bajas generándose depósitos palustres en las áreas interdunares; además se instala una vegetación de mayor porte que estabiliza las dunas y, a su vez, se forman suelos. En los casos en los que las precipitaciones sean muy intensas puede producirse la erosión de las dunas (Talbot y Williams, 1978). Por el contrario, en periodos secos los niveles freáticos son bajos y, por consiguiente, la disponibilidad hídrica es prácticamente nula e impide el crecimiento de la vegetación, favoreciendo la actividad eólica durante estos periodos.

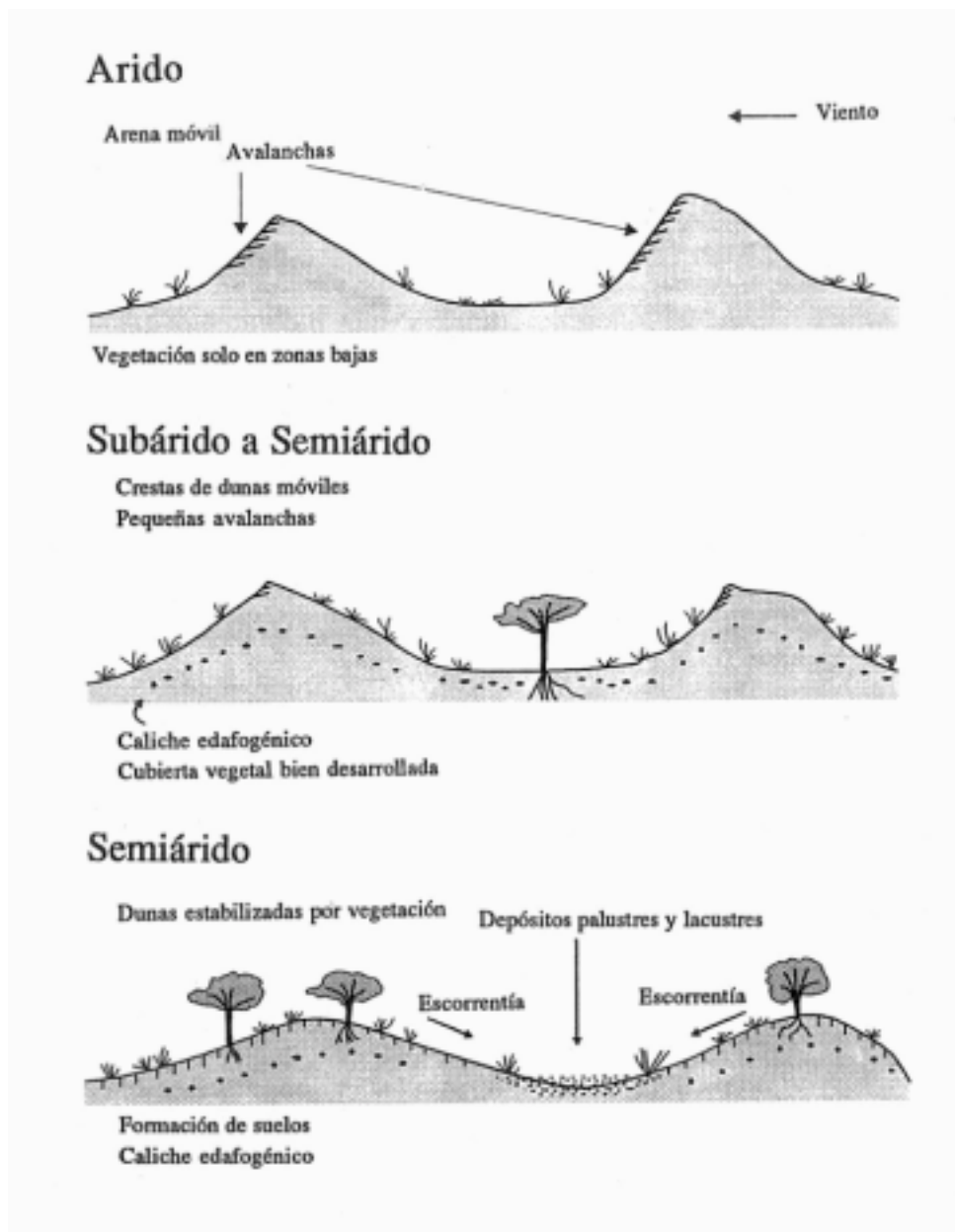


Fig. 25.- Posibles respuestas de las dunas a cambios climáticos (Rognon, 1982).

5.2.- Dunas activas e inactivas

El conocimiento del grado de actividad de las dunas es problemático e impreciso. A partir de numerosos datos, se estima que cuando la precipitación media supera 100-300 mm (Goudie, 1992) la vegetación es lo suficientemente efectiva como para restringir el movimiento de las dunas. El grado de actividad se puede obtener a partir de índices climáticos, recogidos en Cooke *et al.*, (1993), y elaborados por Chepil *et al.*, (1962), Wasson (1984) y Lancaster (1988). Los índices climáticos son imprecisos debido a las escasas estaciones meteorológicas y a la gran variabilidad interanual de los climas semiáridos (Livingstone y Warren, 1996), de tal forma que algunos

años las dunas son activas y otros, de mayor precipitación, pierden una gran parte de su movilidad o incluso llegan a estabilizarse.

El transporte y la sedimentación de las **dunas activas** se manifiesta por superficies con *ripples* y avalanchas a sotavento. En la actualidad el sobrepastoreo y otras actividades humanas en los márgenes de los desiertos puede desencadenar la reactivación de las dunas, tal como sucede en el área muy poblada del Rajasthan (India) en el Desierto del Thar (Goudie, 1992). Las **dunas durmientes** (Lancaster, 1995) o **episódicamente activas** (Livingstone y Warren, 1996) son aquellas en las que el movimiento de arena es bajo o ausente durante largos periodos de tiempo. Se encuentran entre 100-300 mm de precipitación, con una variabilidad grande en la precipitación interanual, de tal forma que en periodos secos disminuye la cubierta vegetal y la arena se moviliza. El efecto es contrario en años húmedos. En estas dunas las estructuras sedimentarias primarias se encuentran afectadas por la bioturbación. La vegetación presenta un buen grado de desarrollo con porcentajes elevados de plantas perennes. Las **dunas inactivas, fijas o relictas** son vestigios de climas pasados más secos y, por lo tanto, son indicadores de paleodesiertos. Estos sistemas de dunas se encuentran en áreas que hoy tienen precipitaciones de 250 mm hasta otras con 2.000 mm como en el Zaire (Thomas y Goudie, 1984), Cuenca del Orinoco (Tricart, 1985), Pantanal de Brasil (Klammer, 1982), etc. Comprenden dunas y mantos de arena que están estabilizados por suelos estructurados en los que con el aumento de la precipitación se desarrollan horizontes petrocálcicos y suelos ferralíticos (Tricart, 1977; Vökel y Grunert, 1990). Otras veces las dunas se cementan, por lo general desigualmente, dando origen a las eolianitas y en ellas son frecuentes los alveolos de alteración y micromorfologías kársticas. Por otra parte, las dunas se van modificando por procesos no eólicos y se va produciendo una eluviación de las mismas. Las crestas se redondean y rebajan, sus flancos se ven afectados por erosión hídrica y los productos resultantes rellenan las depresiones interdunares (Mabbutt, 1977). Actualmente los flancos de las dunas longitudinales del sur del Sahara no superan los 5°. En las etapas iniciales de la degradación de una duna pueden desencadenarse procesos de reguerización, abarrancamiento y *piping* en estaciones húmedas, que pueden destruir la primitiva estructura eólica. Otra causa de inactividad es la inundación de las dunas en etapas más húmedas, tal y como ha tenido lugar en el Desierto del Thar (Singh, 1971) y en la Cuenca del Chad (Grove, 1958), donde las dunas se encuentran bajo depósitos lacustres. En todas estas dunas relictas el retorno a un estado activo solo es posible mediante grandes cambios ambientales.

Un tema objeto de controversia y, por otra parte, frecuente en otras ramas de la Geomorfología, es el conocimiento del tiempo necesario para construir una duna. Algunos investigadores han indicado que las grandes dunas actuales deben ser relictas (Glennie, 1970; Besler, 1982), ya que solo vientos de gran intensidad, como los del Pleistoceno superior, tienen la capacidad de generar estas formas. También se aduce, como otra alternativa, largos periodos de tiempo para su formación. Así, basándose en observaciones experimentales, Wilson (1972) estima que las dunas de 100 m de altura del Gran Erg Oriental tienen una edad de 10.000 años y Lancaster (1989) estima en 42.000 años la edad de las grandes dunas del Desierto de Namib.

Hoy se sabe que existen extensas áreas de dunas estabilizadas en todos los continentes, tanto en zonas tropicales como en áreas de altas latitudes, en relación con climas periglaciares (Sarnthein, 1978). El conjunto de dunas en el máximo glaciar ocupaba en Africa 2,5 millones de km² y constituía el desierto más grande del mundo (Thomas y Shaw, 1991). Cuando se compara la extensión de estos campos de dunas con la superficie ocupada por las dunas activas actuales, se deduce que se han producido grandes cambios en las precipitaciones y en el porcentaje de la cubierta vegetal. En la actualidad los desiertos de dunas activos, situados entre 30° N y 30° S, ocupan un 10%, mientras que hace 18.000 años su extensión era del 50% (Goudie, 1992).

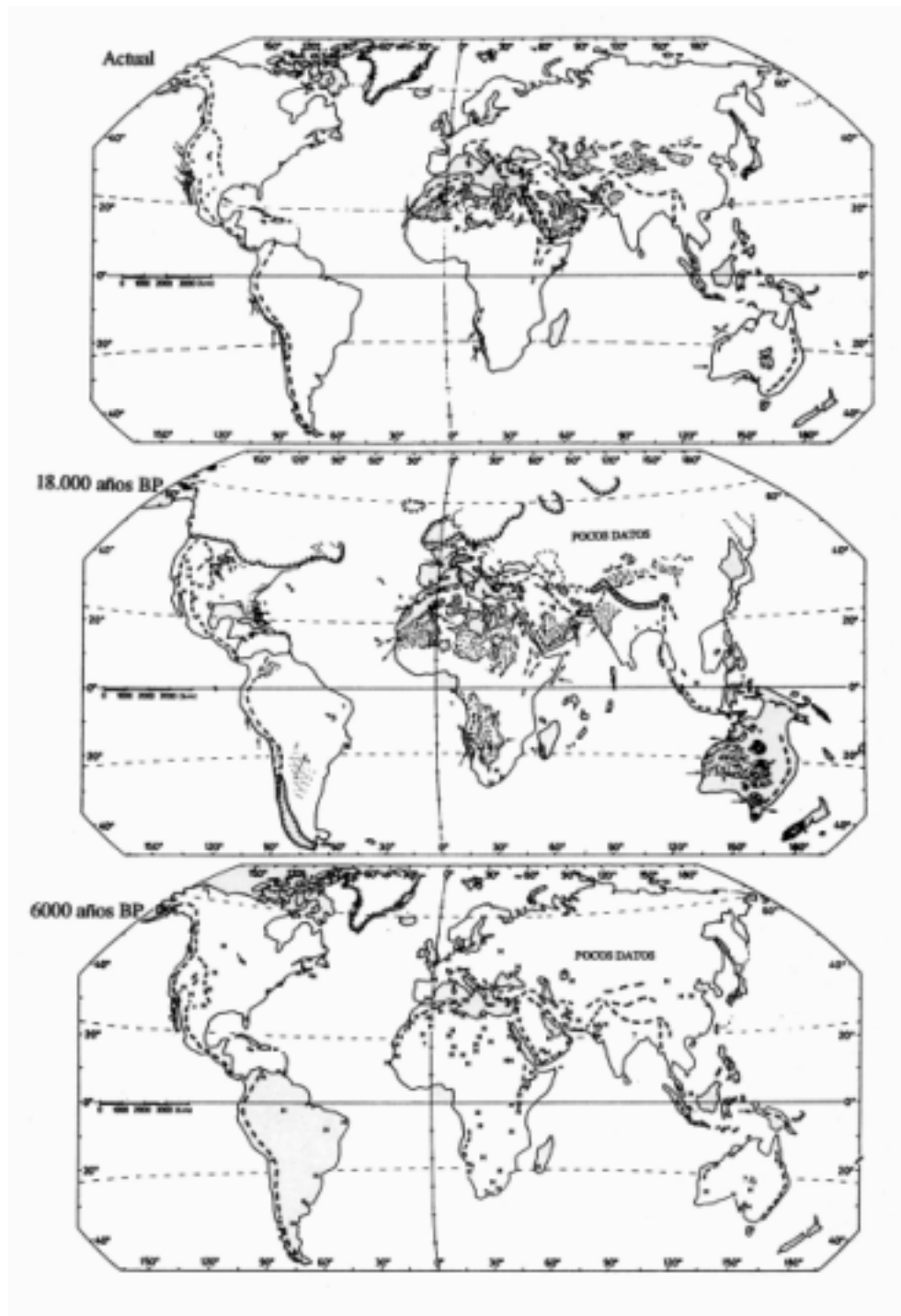


Fig. 26.- Extensión de los campos de dunas en la actualidad, hace 18000 años (máximo glacial) y 6000 años (Óptimo Climático). H indica condiciones húmedas (Sarnthein, 1978).

En los márgenes de la mayoría de los desiertos zonales se encuentran dunas longitudinales estabilizadas. Las más extensas se sitúan en el Sahara por encima de los 5° N (Fig. 27) y se extienden desde la costa atlántica del Senegal hasta el Sudán. Se prolongan hacia el sur 500 kms, en áreas en las que la actualidad tienen 500 mm de precipitación. Se reconocen tres generaciones principales de dunas (Grove y Warren, 1968; Talbot, 1980). La más antigua anterior a los

20.000 años, la segunda entre 13.000 y 20.000 años y la más reciente con una edad de 5.000 años. La estabilización de la mayoría de ellas se produjo entre 7.000 y 11.000 años. Las últimas sequías y la deforestación han reactivado algunas dunas y creado otras nuevas (Nickling y Gillies, 1993). Otros ejemplos se encuentran en el Kalahari, norte de Arabia, Desierto del Thar, grandes áreas de Australia, Brasil, Venezuela, etc. Todas estas dunas están colonizadas totalmente por vegetación y presentan desarrollo de suelos.

5.3.- Información paleoclimática que suministran los sistemas de dunas

Las dunas activas desarrolladas sobre los continentes se encuentran en torno y por debajo de la isoyeta de 150 mm (Mainguet *et al.*, 1980), constituyendo el Sur del Sahara un excelente ejemplo de esta disposición (Fig. 28). La presencia de estas dunas relictas constituyen pruebas irrefutables de etapas anteriores más áridas. La situación de estas dunas en áreas de precipitaciones elevadas (Fig. 26), como por ejemplo en la selva del Congo, nos habla del cambio tan dramático que han sufrido. También hay que tener en cuenta que la reactivación o formación de dunas puede también ser el resultado de variaciones en la velocidad del viento y sus interacciones con el contenido en humedad (Thomas, 1992).

Cuando se comparan las direcciones de los vientos que movilizan arena y las alineaciones de las dunas se puede obtener una valiosa información paleoclimática. Hay sistemas de viento que soplan hoy en la misma dirección que en el Pleistoceno superior, como en el sur del Sahara (alisios). Por el contrario, hay regiones en las que existe un claro contraste entre los rumbos actuales y pasados. En el Desierto del Kalahari las dunas son fundamentalmente inactivas y están cubiertas en su mayoría por un bosque de acacias, arbustos y hierbas. En él se reconocen tres sistemas de dunas, generadas por vientos con diferentes paleodirecciones (Fig. 29) (Lancaster, 1981).

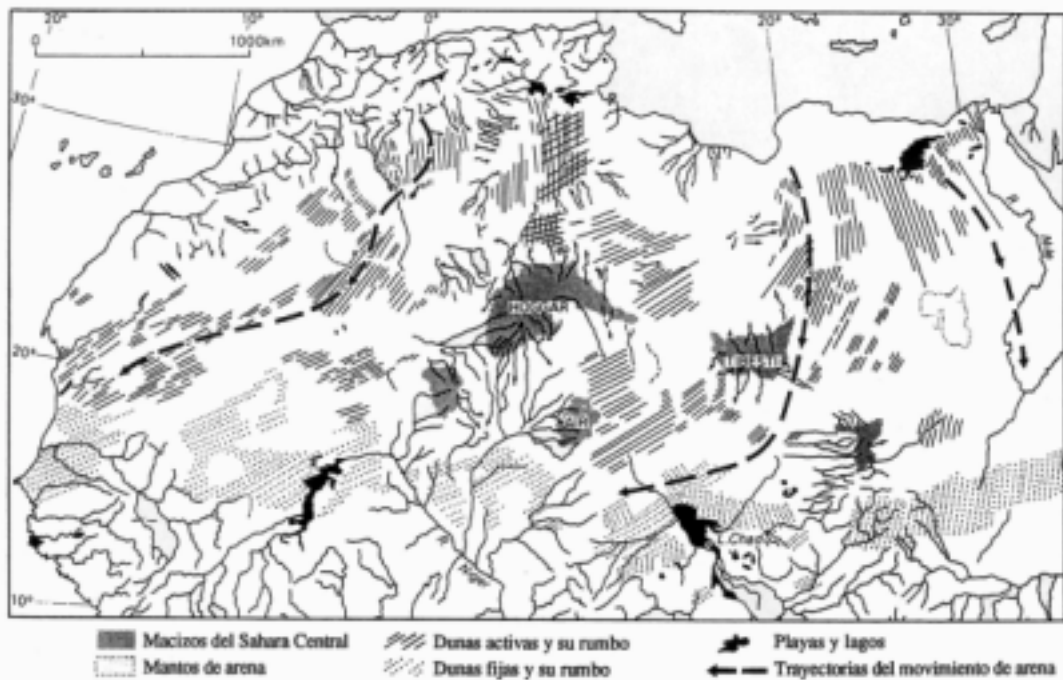


Fig. 27.- Campos de duna o *ergs* en el Sahara que tienden a desarrollarse en zonas endorreicas y posiblemente se han originado a partir de depósitos aluviales. Se reconoce una banda de dunas inactivas desde la costa atlántica de Senegal-Mauritania hasta el río Nilo. Igualmente están representadas las dunas activas con las trayectorias principales de movimiento de arena (Mainguet, 1975).

La mayoría de los desiertos de arena actuales se han ido formando lentamente durante los cambios climáticos cuaternarios y las subsecuentes variaciones de nivel del mar. Como consecuencia, se diferencian distintas superficies de extensión regional (Kocurek, 1988), que separan distintas etapas de acumulación. Estas superficies biselan los depósitos eólicos y representan periodos de cese de la acumulación. Sobre ellas pueden reconocerse procesos edafogénicos, erosión hídrica, sedimentación palustre y lacustre, etc.

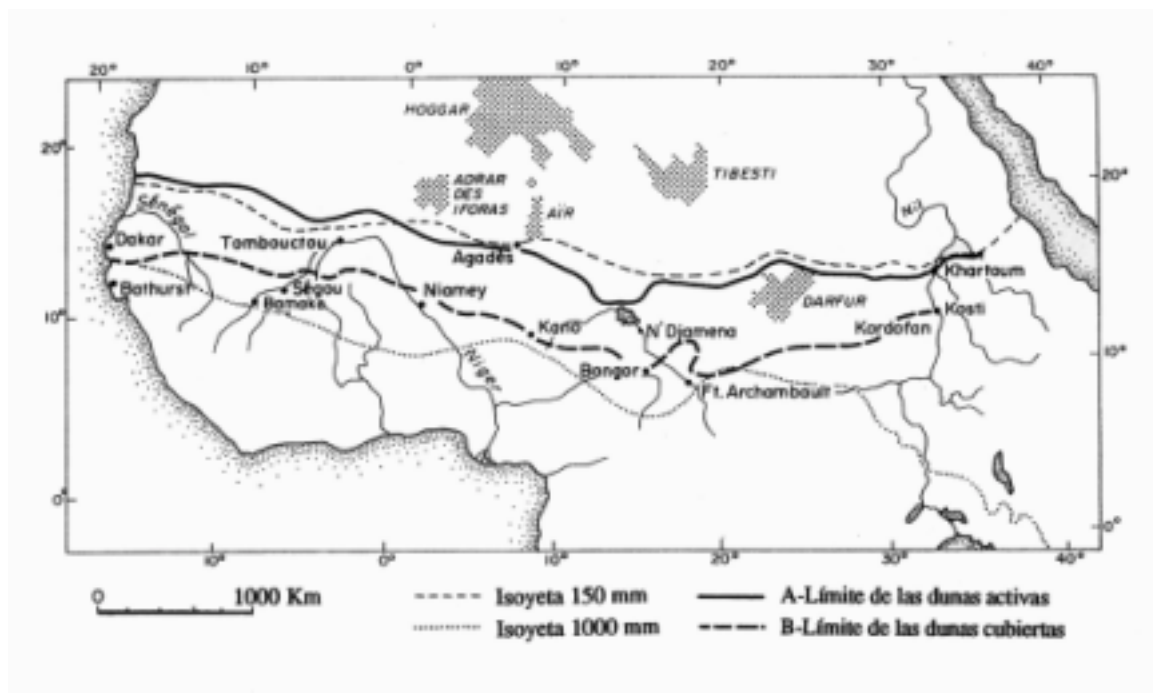


Fig. 28.- Límite de las dunas activas y relictas en las regiones meridionales del Sahara (Mainguet *et al.*, 1980).

Una gran parte de los desiertos de arena se alimentan de la deflacción de arenas marinas, lacustres y fluviales. Cuanto más importante y constante a lo largo del tiempo es el área de suministro, mayor es el transporte, acumulación y migración de las dunas. Debido al descenso del nivel del mar en épocas glaciares, el Golfo Pérsico quedó en gran parte emergido (Kassler, 1973) y actuó como un área de alimentación para la construcción del Desierto de Rub al Khali, tal y como indican las direcciones de los sistemas de dunas (Glennie *et al.*, 1994). La formación de estas dunas se produjo entre 20.000 y 9.000 años (McClure, 1978). En el Desierto del Mojave (California), las fuentes de arena de las dunas procedían del fondo de las cubetas lacustres desecadas y de los sistemas fluviales. En el límite Pleistoceno-Holoceno se produjo un incremento importante de la aridez y el suministro de arena disminuyó bruscamente. La acción eólica se limitó a la removilización de las dunas (Lancaster, 1995).

En muchos desiertos de arena son frecuentes los depósitos interdunares, como en la región de Al Liwa en el Desierto de Rub al Khali. Se forman en lagos someros alimentados por manantiales, elevación del nivel freático o aporte de la escorrentía. La característica fundamental es su carácter efímero, a veces estacional, en los que alternan momentos de expansividad con otros de desecación. Su importancia radica en que pueden contener fósiles, que permiten efectuar dataciones e interpretaciones paleoambientales. Así, los depósitos lacustres de interduna del Desierto de Rub al Khali señalan

condiciones húmedas entre 2.400 y 3.200 años BP y también entre 5.000 y 8.500 años BP (Lancaster, 1995).

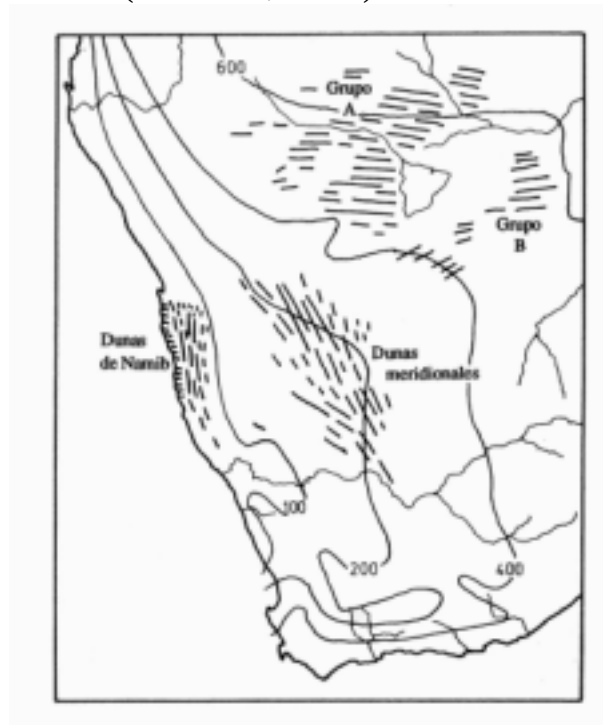


Fig. 29.- Isoyetas y sistemas de dunas relictas y durmientes en la región del Kalahari. El grupo A tiene una edad anterior a los 20.000-30.000 años, el grupo B (18.000) y las dunas meridionales son de tipo durmiente y su actividad esporádica comienza en el Holoceno inferior (Lancaster, 1981).

Las áreas en las que se reconocen sucesiones de etapas de acumulación eólica, que indican una aridez manifiesta, con otras en las que dominan la sedimentación palustre y lacustre, debido a un incremento substancial de la humedad, son lugares privilegiados para el estudio de los cambios climáticos. Uno de estos enclaves se sitúa en el Erg de Akchar (Mauritania occidental), que constituye un excelente ejemplo de la periodicidad producida por los cambios climáticos. La estratigrafía y su datación por C^{14} y artefactos prehistóricos fué efectuada por Kocurek *et al.* (1991) (Fig. 30). El substrato está formado por dunas longitudinales cuya edad oscila entre 13.000 y 20.000 años BP. También se reconocen otras dos etapas de reactivación eólica, separadas por sendas superficies que se reconocen estratigráficamente por sus características específicas. Finalmente, los otros dos periodos corresponden a fases de paralización de la actividad eólica por la implantación de una cubierta vegetal. En ellos también se desarrollan sistemas palustres y lacustres entre las dunas, con sedimentación arenosa, calcárea y yesífera. En las zonas de interdunas próximas al océano, las transgresiones marinas convierten a estas depresiones en *sebkhas* litorales.

El río Níger, en su curso suroriental, estaba alimentado durante el Pleistoceno superior por afluentes procedentes del Macizo del

Hoggar (Fig. 27), hoy prácticamente inactivos. Aguas abajo incrementa su caudal por otros afluentes hasta desembocar en su delta. En el alto Niger que discurre con rumbo noreste, alimentado por las montañas de Guinea, durante el Plioceno superior y Pleistoceno inferior desembocaba en el Golfo del Senegal (Goudie, 1992). Con posterioridad, durante una fase seca se instalaron extensos campos de dunas, que actuaron como barrera bloqueando el curso primitivo (Tricart, 1977). Como consecuencia, se generaron numerosos lagos efímeros. Más tarde, por captura o desbordamiento, vertió sus aguas hacia el Niger, formando un amplio codo en la región de Tombouctou (Mali). Esta captura tuvo lugar hace 5.000-6.000 años. El río Niger, durante las fases secas, era incapaz de atravesar las extensas dunas y se perdía en las mismas en las zonas lacustres existentes al sur de Tombouctou. En las etapas “pluviales”, la mayor alimentación del curso fluvial permite traspasar las acumulaciones eólicas y transformar la cuenca fluvial de endorreica a exorreica. Todos los lagos de esta zona experimentan una clara expansividad durante las etapas “pluviales”, mientras que en los periodos secos incrementan su contenido salino por evaporación, llegando incluso alguno a secarse como el lago Fagnibine en 1957 (Tricart, 1977). El clima actual permite la evacuación de las aguas del Niger hacia el Golfo de Guinea, lo que indica que las precipitaciones son superiores a los periodos de endorreismo del río.

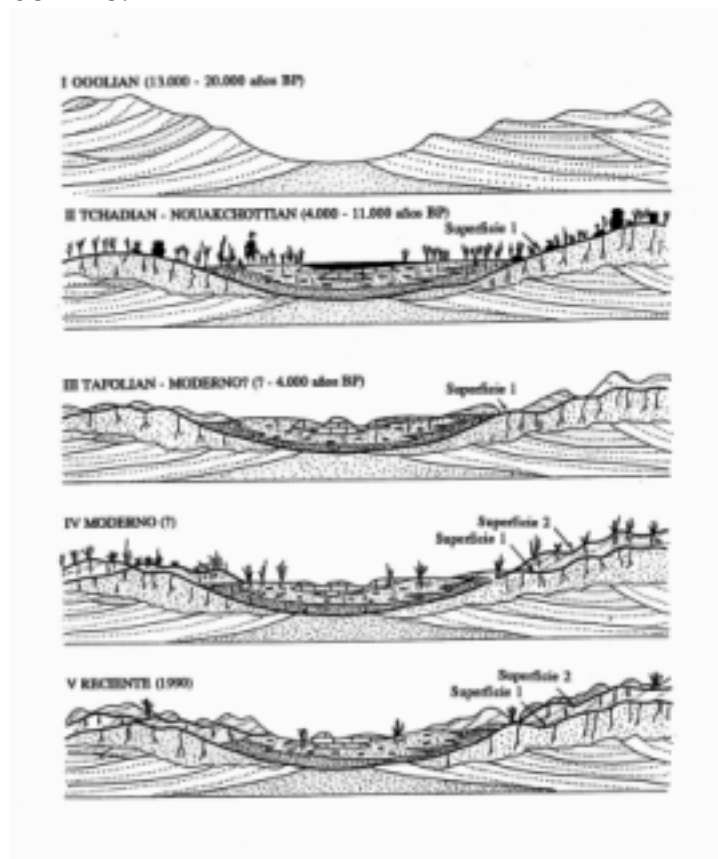


Fig. 30.- Secuencia evolutiva de etapas de actividad eólica y periodos de estabilización en el Erg Akchar (Mauritania). (I) Dunas longitudinales

formadas en la fase constructiva Ogolian. (II) Estabilización de las dunas por vegetación y formación de lagos entre las dunas durante el Tchadian y Nouakchottian. (III) Reactivación de las dunas y desecación de los lagos durante el Tafolian. (IV) Formación de una nueva superficie 2 revegetada durante un periodo más reciente. (V) Reactivación moderna de las dunas con removilización de las más antiguas (Kocurek *et al.*, 1991).

6.- CAUSAS DE LAS OSCILACIONES PALEOCLIMATICAS EN EL CUATERNARIO SUPERIOR.

Este es uno de los temas que más ha apasionado a los estudiosos de las zonas áridas y, fundamentalmente, ha estado ceñido al continente africano, quizás debido a un mejor conocimiento del mismo por parte de los numerosos geomorfólogos de diferentes países que lo han estudiado. No obstante, según Tricart (1969), la reconstrucción de los mecanismos de las oscilaciones paleoclimáticas son distintos según se trate de desiertos zonales, que deben su existencia a su situación en zonas de altas presiones subtropicales, o de desiertos extrazonales que se originan por configuraciones geográficas particulares, tales como continentalidad, efecto orográfico y corrientes oceánicas frías. Estos últimos desiertos suelen ser menos sensibles a las variaciones del balance térmico terrestre y su evolución se rige por circunstancias más locales.

Las teorías sobre la circulación general durante el Pleistoceno aparecen recogidas en el excelente trabajo de Nicholson y Flohn (1980), en las que los numerosos autores teorizan acerca de la deriva de las trayectorias de los ciclones de latitudes medias, sobre los contrastes térmicos impuestos por la presencia de grandes masas de hielo, respecto al sincronismo glaciar-pluvial, etc.

Nicholson y Flohn (1980) han llevado a cabo el trabajo más relevante y sintético, en relación con los cambios climáticos y ambientales en Africa y la circulación general atmosférica durante el Pleistoceno superior y el Holoceno. Durante la máxima extensión de los hielos (18.000 años BP) en el Hemisferio Norte las variaciones estacionales eran mínimas. Se produjo, en consecuencia, un desplazamiento hacia el sur de las zonas ciclónicas y un aumento del gradiente de temperatura. El Hemisferio Sur, por el contrario, presenta unas características muy parecidas a las actuales.

Para estos autores, en esta época y durante gran parte del intervalo 20.000-12.000 años BP, la aridez aumentó al Sur del Sahara y en el Este de Africa. Esto contradice los datos de Sarnthein (1978) según el cual el intervalo de aridez es de 2.000-3.000 años, alrededor a los 18.000 años. Pero este supuesto no explica que desde esta época

hasta los 12.000 años prevalecieron las condiciones húmedas en el Norte de Africa, en los macizos del interior del Sahara y en el Sur de Egipto. Nicholson y Flohn señalan que los mayores cambios ambientales en Africa tropical coinciden con el crecimiento acelerado de los casquetes de hielo (pre-22.000 años BP) y su próxima desaparición (12.000 años BP). Los sistemas de circulación suponen, para la mayor parte de este periodo, aridez en el Africa tropical y condiciones relativamente húmedas en el Norte de Africa (Fig. 31), como consecuencia del desplazamiento hacia el sur del sistema de circulación atmosférica.

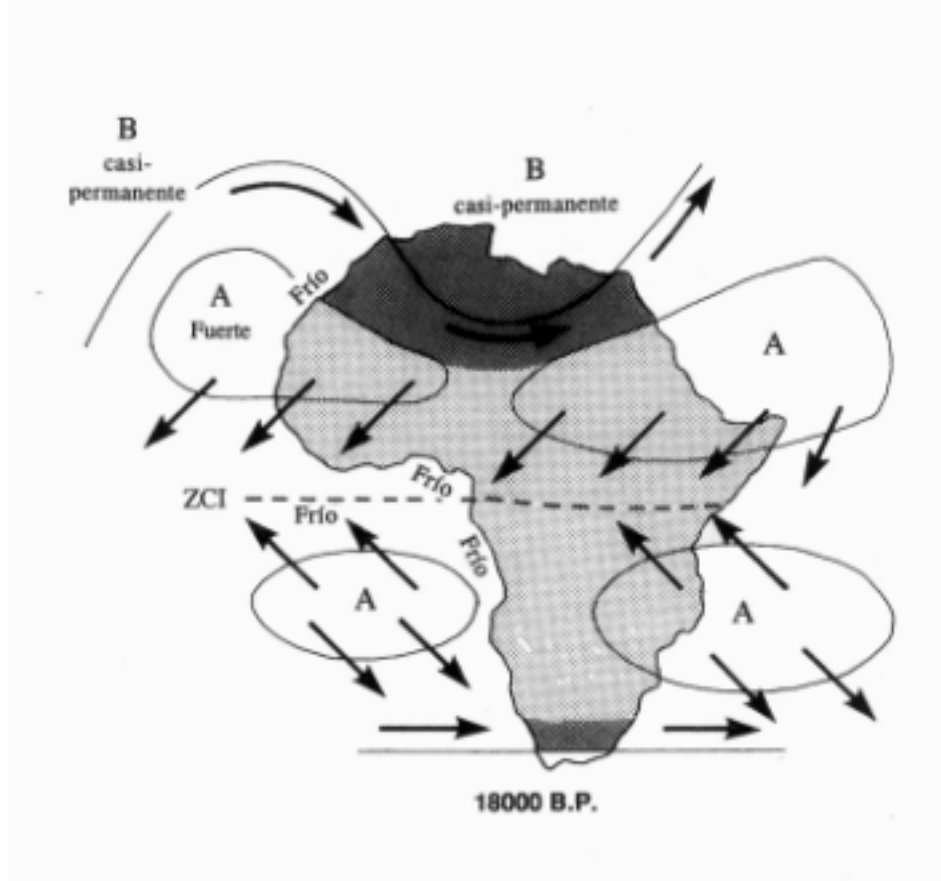


Fig. 31.- Modelo esquemático de circulación atmosférica en Africa para el periodo 20000-12000 años BP. Sombreado oscuro: áreas más húmedas que hoy; sobreado claro: zonas más secas que hoy. (Nicholson y Flohn, 1980).

Aproximadamente, hace 10.000-8.000 años BP, tuvo lugar un cambio manifiesto del sistema de circulación, que dio lugar al primer episodio lacustre subtropical, como consecuencia de un aumento en la precipitación, que motivó la expansividad de los lagos al sur del Sahara, desde el Africa oriental al Senegal y Mauritania. A su vez, la aridez se instala en el noroeste de Africa. Estas circunstancias están en relación con un calentamiento gradual del Norte del Océano Atlántico, un descenso del gradiente de temperaturas y una máxima deriva hacia el norte, que desplazó la aridez hacia el noroeste, como lo indican los avances de dunas en Marruecos y Oeste de Argelia.

Con posterioridad, hacia los 7.000 años, desaparece el hielo en el Casquete Fenoscandinavo y el norte de Europa alcanzó el Optimo Climático en torno a los 6.000 años BP, mientras que el Hemisferio Sur permanecía frío. Durante el periodo de 6.500-4.500 años BP, tanto el norte como el sur del Sahara fueron más húmedos que hoy, pero con una intensidad menor que en el periodo de 10.000-8.000 años BP, quizás debido a que el Hemisferio Norte era mucho más cálido en este tercer periodo diferenciado.

El modelo de Nicholson y Flohn (1980) es el modelo más completo de los existentes, aunque presenta varias contradicciones sobre todo en lo relativo a la interpretación del Hemisferio Sur de Africa (Thomas, 1997b). El problema alcanza altos grados de complicación si las interpretaciones se realizan globalmente y no solo se limitan al continente africano. No hay duda que queda una ardua y larga tarea por realizar, en la que se necesitan tomar nuevos datos, reinterpretar los pasados y disponer del mayor número posible de dataciones absolutas. También se hace imprescindible conocer la evolución climática cuaternaria de las áreas mediterráneas, pues ellas constituyen una zona de transición entre Europa y el Africa cálida. Todo ello precisa de una exploración minuciosa de las zonas áridas, a las que animo a investigar.

7- BIBLIOGRAFIA

Ahnert, F. (1960).- The influence of Pleistocene climates upon the morphology of cuesta scarps on the Colorado Plateau. *Annals of Association American Geographers*, 50, 139-156.

American Geological Institute (1972).- *Glossary of Geology*, 805 p. Washington.

Andrade, E.R. y Sellers, W.D. (1988).- El Niño and its effect on precipitation in Arizona and western New Mexico. *Journal of Climatology*, 8, 403-410.

Antevs, E. (1952).- Arroyo cutting and filling. *Journal Geology*, 60, 375-385.

Arauzo, T., Gutiérrez, M. y Sancho, C. (1996a).- Facetas triangulares de ladera como indicadores paleoclimáticos en ambientes semiáridos (Depresión del Ebro). *Geogaceta*, 20, 1093-1095.

Arauzo, T., Gutiérrez-Elorza, M. y Sancho, C. (1996b).- Retroceso de escarpes en ambientes semiáridos a partir de facetas triangulares de ladera (Depresión del Ebro). *Cadernos do Laboratorio Xeolóxico de Laxe*, 21, 405-416. Sada (A Coruña).

Baker, V.R. (1977).- Stream channel response to floods with examples from Central Texas. *Bulletin of the Geological Society of America*, 88, 1057-1071.

Balling, R.C. y Wells, S.G. (1990).- Historical rainfall patterns and arroyo activity within the Zuni River drainage basin, New Mexico. *Annals Association American Geographers*, 80, 603-617.

Barbeau, J. (1961).- Morphologie du Quaternaire des abords orientaux du Lac Tchad. *Bulletin Institute Equatoriale Recherches Geologiques et Minières*, 14, 73-82.

Beatty, C.B. (1974).- Debris flow, alluvial fans and a revitalized catastrophism. *Zeitschrift für Geomorphologie Supplement Band*, 21, 39-51.

Begin, A.B. y Schumm, S.A. (1984).- Gradational thresholds and landforms singularity: significance for Quaternary studies. *Quaternary Research*, 21, 267-274.

Benson, L.V. (1978).- Fluctuation in the level of pluvial Lake Lahotan during the last 40.000 years. *Quaternary Research*, 9, 300-318.

Benson, L.V. y Paillet, F.L. (1989).- The use of total lake-surface area as an indicator of climatic change: examples from the Lahotan Basin. *Quaternary Research*, 32, 262-275.

Benson, L.V.; Currey, D.R.; Dorn, R.I.; Lajoie, K.R. *et al.* (1990).- Chronology of expansion and contraction of four Great Basin Lake systems during the past 35.000 years. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 78, 241-286.

Besler, H. (1982).- The north-eastern Rub' al Khäli within the borders of the United Arab Emirates. *Zeitschrift für Geomorphologie NF*, 26, 495-505.

Birkeland, P.W. (1984).- *Soils and Geomorphology*. Oxford University Press, 372 p. New York.

Blair, T.C. y McPherson, J.G. (1994a).- Alluvial fans processes and forms. En: Abrahams, A.D. y Parsons, A.J. (Eds.). *Geomorphology of Desert Environments*, Chapman and Hall, 354-402. London.

Blair, T.C. y McPherson, J.G. (1994b).- Alluvial fans and their natural distinction from rivers based on morphology, hydraulic processes, sedimentary processes and facies assemblages. *Journal of Sedimentary Research*, A64, 450-489.

Blume, H. y Barth, H.K. (1972).- Rampenstufen und Schuttrampen als Abtragungsformen in ariden Schichtstufenlandschaften. *Erkunde* 26, 108-116.

Boer, M.M. y De Groot, R.S. (Eds.) (1990).- Mediterranean regions. En: Boer, M.M. y De Groot, R.S. (Eds.). *Landscape-ecological impact of climatic change*. IOS Press, 27-32. Amsterdam.

Bond, G., Broecker, W., Johnsen, S., McManus, J., Labeyrie, L., Jozuel, J. y Bonani, G. (1993).- Correlations between climate records from North Atlantic sediments and Greenland ice. *Nature* 365, 143-147.

Bornhardt, W. (1900).- *Zur Oberflächengestaltung und Geologie Deutsch-Ostafrikas*. Reimer. Berlin.

Brice, J.L. (1966).- Erosión and deposition in the loess mantled Great Plains, Medicine Creek Drainage Basin, Nebraska. *United States Geological Survey, Professional Paper* 350 H, 255-339.

Brunsdon, D. y Thornes, J.B. (1979).- Landscape sensitivity and change. *Transactions of the Institute of British Geographers*, 4, 463-484.

Bryan, K. (1941).- Pre-Columbian agriculture in the southwest as conditioned by periods of alluviation. *Association American Geographers Annals*, 31, 219-242.

Büdel, J. (1957).- Die "doppelten Einebnungsflächen" in den feuchten Tropen. *Zeitschrift für Geomorphologie*, 1, 201-288.

Büdel, J. (1970).- Pedimente, Rumpfflächen und Rückland-Steilhänge. *Zeitschrift für Geomorphologie*, 14, 1-57.

Büdel, J. (1982).- *Climatic Geomorphology*. Princeton Univ. Press, 443p. Princeton.

Budyko, M.I. (1982).- *The Earth's Climate: Past and Future*. Academic Press, 307 p. Orlando.

Bull, W.B. (1991).- *Geomorphic responses to climatic changes*. Oxford University Press, 326 p. Oxford.

Bull, W.B. (1997).- Discontinuous ephemeral streams. *Geomorphology*, 19, 227-276.

Bull, W.B. y Pearthree, P.A. (1988).- Frequency and size of Quaternary surface ruptures of the Pilaycachi fault, northeastern Sonora, Mexico. *Bulletin Seismological Society America*, 78, 956-978.

Chepil, W.S.; Siddoway, F.H. y Armbrust, D.V. (1962).- Climatic factor form estimating wind erodibility of farm fields. *Journal of Soil and Water Conservation*, 17, 162-165.

Chorley, R.J.; Schumm, S.A. y Sugden, D.E. (1984).- *Geomorphology*. Methuen, 605 p. London.

Cole, K.L. y Mayer, L. (1982).- Use of packrat middens to determine rates of cliff retreat in the Eastern Grand Canyon, Arizona. *Geology*, 10, 597-599.

Cooke, R.; Warren, A. y Goudie, A. (1993).- *Desert Geomorphology*. UCL Press, 526 p. London.

Cooke, R.U. y Reeves, R.W. (1976).- *Arroyos and environmental change in the American South-west*. Clarendon Press, 213 p. Oxford.

Cooke, R.V.; Brunsdon, D.; Doorkamp, J.C. y Jones, D.K.C. (1982).- *Urban Geomorphology in Drylands*. Oxford University Press, 324 p. Oxford.

Crittenden, M.D. (1963).- New data on the isostatic deformation of Lake Bonneville. *United States Geological Survey Professional Paper* 454-E.

Dansgaard, W., Johnsen, S.J., Clausen, H.B., Dahl-Jensen, D., Gundestrup, N.S., Hammer, C.U., Hvidberg, C.S., Steffensen, J.P., Sveinbjörnsdottir, A.E., Jouzel, J. y Bond, G. (1993).- Evidence for general

instability of past climate from a 250-ky ice-core record. *Nature*, 364, 218-220.

Demangeot, J. (1981).- *Les Milieux Naturels Désertiques*, SEDES, 261 p. Paris.

Demangeot, J. (1996).- Certitudes et incertitudes du "global change". *Bulletin Association de Géographes Françaises*, 4, 278-282.

Dickinson, R.E. (1986).- Impact of human activities on climate a framework. En: Clark, W.C. y Munn, R.E. (Eds.). *Sustainable development of the biosphere*, Cambridge University Press, 252-289. Cambridge.

Diester-Haas, L. (1976).- Late Quaternary climatic variations in Northwest Africa deduced from east Atlantic sediment cores. *Quaternary Research*, 6, 299-314.

Dorn, R.I., Tanner, D.L., Turrin, B.D. y Dohrenwend, J.C. (1987b).- Cation-ratio dating of Quaternary materials in the east-central Mojave Desert, California. *Physical Geography*, 8, 72-81.

Dorn, R.J. (1994a).- Rock varnish as evidence of climatic change. En: Abrahams, A.D. y Parsons, A.J. (Eds.). *Geomorphology of Desert Environments*. Chapman and Hall, 539-552. London.

Dorn, R.J. (1994b).- The role of climatic change in alluvial fan development. En: Abrahams, A.D. y Parsons, A.J. (Eds.). *Geomorphology of Desert Environments*. Chapman and Hall, 593-615. London.

Dov Nir (1983).- *Man, a geomorphological agent. An introduction to anthropic geomorphology*. Keter Publication, 165 p. Jerusalem.

Embleton, C. (1989).- Natural hazards and global change. *ITC Journal*, 1989, 169-178.

Everard, C.E. (1963).- Contrasts in the form and evolution of hill-side slopes in central Cyprus. *Transaction Institute British Geographers*, 32, 31-47.

Fair, T.J.D. (1947).- Slope form and development in the interior of Natal. South Africa. *Transaction Geological Society of South Africa*, 50, 105-120.

Fair, T.J.D. (1948).- Hill-slopes and pediments of the semi-arid Karroo. *South Africa Geographical Journal*, 30, 71-79.

Gerson, R. (1982).- Talus relicts in deserts: a key to major climatic fluctuations. *Israel Journal Earth Science*, 31, 123-132.

Gerson, R. y Grossman, S. (1987).- Geomorphic activity on escarpments and associated fluvial systems in hot deserts. En: Rampino, Sanders, J.E., Newman, W.S. y Königsson, L.K. (Eds.). *Climate, History, Periodicity, Predictability*. Van Nostrand Reinhold, 300-322. New York.

Gilbert, G.K. (1890).- Lake Bonneville. *United States Geological Survey, Monograph 1*.

Gilbert, G.K. (1904).- Domes and dome structures of the High Sierra. *Bulletin of the Geological Society of America*, 15, 29-36.

Glennie, K.W. (1970).- *Desert sedimentary environments*. Elsevier, 222 p. Amsterdam.

Glennie, K.W.; Pugh, J.M. y Goodall, T.M. (1994).- Late Quaternary Arabian Desert models of Permian Rotliegend reservoirs. *Exploration Bulletin*, 274, 1-19.

Gossmann, H. (1976).- L'importance des processus se déroulant à la ligne de partage locale des eaux par l'évolution des versants sous la dominance du ruissellement pluvial (à l'aide de formules mathématiques élémentaires). *Actes du Symposium sur les versants en pays méditerranéens, Aix en Provence, 28-30 Avril 1975*. Aix en Provence: Centre d'Etudes Géographiques et de Recherches Méditerranéennes vol. V, 139-143.

Goudie, A. (1981).- *The human impact. Man's role in environmental change*. Blackwell, 326 p. Oxford.

Goudie, A. (1990).- Desert degradation. En: Goudie, A. (Ed.). *Techniques for desert reclamation*, Wiley, 1-33. Chichester.

Goudie, A.S. (1990).- The global geomorphological future. *Zeitschrift für Geomorphologie Suppl. Bd.*, 79, 51-62.

Goudie, A. (1992).- *Environmental Change*. Clarendon Press, 329 p. Oxford.

Gracia, F.J. (1995).- Shoreline forms and deposits in Gallocanta Lake (NE Spain). *Geomorphology*, 11, 323-335.

Graf, W.L. (1979).- The development of montane arroyos and gullies. *Earth Surface Processes*, 4, 1-14.

Gregory, K.J. (1976).- Drainage networks and climate. En: Derbyshire, E. (Ed.). *Geomorphology and Climate*, Wiley, 289-315. London.
Gribbin, J. & Lamb, H.H. (1978).- Climatic change in historical times. En: J. Gribbin (Ed.). *Climatic Change*. Cambridge University Press, 68-82. Cambridge.

Gribbin, J. (Eds.) (1978).- *Climatic Change*. Cambridge University Press, 280 p. Cambridge.

Grossman, S. y Gerson, R. (1987).- Fluvial deposits and morphology of alluvial surfaces as indicators of Quaternary environmental changes in the southern Negev, Israel. En: Frostick, L. y Reid, Y. (Eds.). *Desert sediments: ancient and modern*. Geological Society of London Special Publication, 35, 17-29.

Grove, A.T. (1958).- The ancient ergs of Hausaland and similar formations of the south side of the Sahara. *Geographical Journal*, 124, 528-533.

Grove, A.T. (1977).- The geography of semiarid lands. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London, Serie B*, 278, 457-475.

Grove, A.T. y Warren, A. (1968).- Quaternary landforms and climate on the south side of the Sahara. *Geographical Journal*, 134, 194-208.

Grove, J.M. (1979).- The glacial history of the Holocene. *Progress in Physical Geography*, 3, 1-54.

Grove, J.M. (1988). *The Little Ice Age*. Routledge, 498 p. London.

Gutiérrez, M. y Peña, J.L. (1989).- Upper Holocene climatic change and geomorphological processes on slopes and infilled valleys from archaeological dating (NE-Spain). *European Conference on Landscape Ecological Impact of Climate Change Lunteren, Netherlands, 3-7 December 1989*, 21p. Lunteren: Dutch Ministry of the Environment.

Gutiérrez, M. y Peña, J.L. (1992).- Evolución climática y geomorfológica de Holoceno Superior (Cordillera Ibérica, Depresión del Ebro y Pre-Pirineo). En: Cearreta, A. y Ugarte, F.M. (Eds.). *The Late Quaternary in the Western Pyrenean Region*. Servicio Editorial de la Universidad del País Vasco, 109-124. Bilbao.

Gutiérrez, M. y Peña, J.L. (1997a).- Geomorphology and Upper Holocene climatic change in northeastern Spain. *Geomorphology* (aceptada).

Gutiérrez, M., Sancho, C. y Arauzo, T. (1997c).- Scarp retreat in semiarid environments from talus flatirons (Ebro Basin). *Geomorphology* (sometida).

Gutiérrez, M., Sancho, C., Arauzo, T. y Peña, J.L. (1997b).- Evolution and paleoclimatic meaning of the talus flatirons in the Ebro Basin (NE of Spain). En: Alsharhan, A.S., Glennie, K.W. y Whittle, G.L. (Eds.). *Quaternary Deserts and Climatic Change*. Balkema. (aceptada).

Gutiérrez, M., Sancho, C., Desir, G., Sirvent, J., Benito, G. y Calvo, A. (1995).- *Erosión hídrica en terrenos arcillosos y yesíferos de la Depresión del Ebro*. Proyecto Lucdeme. Ministerio de Agricultura, Pesca y Alimentación, 389 p. Zaragoza.

Hack, J.T. (1960).- Interpretation of erosional topography in humid temperate regions. *American Journal of Science*, 258, 80-97.

Harding, A.F. (1982).- Introduction: Climate change and Archaeology. En: Harding, A.F. (Ed.). *Climatic change in Later Prehistory*: Edinburgh University Press, 1-10. Edinburgh.

Harvey, A.M. (1978).- Dissected alluvial fans in southeast Spain. *Catena*, 5, 177-211.

Harvey, A.M. (1990).- Factors influencing Quaternary alluvial fan development in southeast Spain. En: Rachocki y Church, M. (Eds.). *Alluvial fans: a field approach*. Wiley, 247-269. New York.

Harvey, A.M. (1996).- The role of alluvial fans in the mountain fluvial systems of southeast Spain: implications of climatic change. *Earth Surface Processes and Landforms*, 21, 543-553.

Harvey, A.M. (1997).- The role of alluvial fans in arid zone fluvial systems. En: Thomas, D.S.G. (Ed.). *Arid Zone Geomorphology*. Wiley, 231-259. Chichester.

Heathcote, R.L. (1983).- *The Arid Lands: Their Use and Abuse*. Longman, London.

Heinrich, H. (1988).- Origin and consequences of cyclic ice rafting in the Northeast Atlantic ocean during the past 130,000 years. *Quaternary Research*, 29, 142-152.

Hereford, R. (1984).- Climate and ephemeral-stream processes: twentieth-century geomorphology in alluvial stratigraphy of the Little Colorado River, Arizona. *Bulletin of the Geological Society of America*, 95, 654-668.

Hereford, R. y Webb, R.H. (1989).- Timing and possible causes of late Holocene erosion and aggradation, southwestern Colorado Plateau, U.S.A. *Transaction American Geophysical Union*, 70, 1124.

Houghton, J.T.; Jenkins, G.C. y Ephraums, J.J. (1990).- *Climatic Change. The IPCC Scientific Assessment*. Cambridge University Press, 365 p. Cambridge.

Howard, A.D. y Selby, M.J. (1994).- Rock Slopes. En: Abrahams, A.D. y Parsons, A.J. (Eds.). *Geomorphology of Desert Environments*. Chapman and Hall, 133-172. London.

Kassler, P. (1973).- The structural and geomorphic evolution of the Persian Gulf. En: Purser, B.H. (Ed.). *The Persian Gulf*. Springer Verlag, 11-32. New York.

King, L.C. (1957).- Landscape study in southern Africa. *Proceedings Geological Society of South Africa*, 50, 22-52.

King, L.C. (1962).- *The Geomorphology of the Earth*. Oliver & Boyd, 726 p. Edinburgh.

Klammer, C. (1982).- Die Palaeowüste des Pantanal von Mato Grosso und die Pleistozane Klimageschichte der Brazilianischen Randtropen. *Zeitschrift für Geomorphologie*, 26, 393-416.

Knox, J.C. (1982).- Valley alluviation in southwestern Wisconsin. *Annals Association American Geographers*, 62, 401-410.

Knox, J.C. (1983).- Responses of river systems to Holocene climates. En: Wright Jr, H.E. (Ed.). *Late Quaternary environments of the United States, Volume 2. The Holocene*. University of Minnesota Press, 26-41. Minneapolis.

Knox, J.C. (1984).- Fluvial responses to small scale climate changes. En: Costa, J.E. y Fleisher, P.J. (Eds.). *Developments and Applications of Geomorphology*. Springer-Verlag, 318-342. Berlin.

Knox, J.C. (1984).- Responses of river systems to Holocene climates. En: Costa, J.E. y Fleisher, P.J. (Eds.). *Developments and Applications of Geomorphology*. Springer, 318-342. Berlin.

Kocurek, G. (1988).- First order and super bounding surfaces in eolian sequences-Bounding surfaces revisited. *Sedimentary Geology*, 56, 193-206.

Kocurek, G.; Harholm, K.G.; Deynoux, M. y Blakey, R.C. (1991).- Amalgamated accumulations resulting from climatic and eustatic changes, Akchar Erg, Mauritania. *Sedimentology*, 38, 751-772.

Kolla, V.; Biscaye, P.E. y Hanley, A.F. (1979).- Distribution of quartz in Late Quaternary Atlantic sediments in relation to climate. *Quaternary Research*, 11, 261-277.

Koons, D. (1955).- Cliff retreat in the southwestern United States. *American Journal of Science*, 253; 44-52.

Lamb, H.H. (1977).- *Climates: Present, Past and Future*, Vol. II. Methuen, 835 p. London.

Lancaster, N. (1981).- Palaeoenvironmental implications of fixed dune systems in southern Africa. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 33, 327-346.

Lancaster, N. (1988).- Development of linear dunes in the southwestern Kalahari, southern Africa. *Journal of Arid Environments*, 14, 233-244.

Lancaster, N. (1989).- Star dunes. *Progress in Physical Geography*, 13, 67-91.

Lancaster, N. (1995).- *Geomorphology of Desert Dunes*. Routledge, 290 p. London.

Langbein, W.B. *et al.*, (1949).- Annual runoff in the United States. *United States Geological Survey*, Circular 52, 14 p.

Langbein, W.B. y Schumm, S.S. (1958).- Yield of sediment in relation to mean annual precipitation. *Transaction American Geophysical Union*, 39, 1076-1084.

Leopold, L.B. (1976).- Reverseal of erosion cycle and climatic change. *Quaternary Research*, 6, 557-512.

Leopold, L.B. (1994).- *A View of the River*. Harvard University Press, 298 p. Cambridge, Massachusetts.

Leopold, L.B.; Wolman, M.G. y Miller, G. P. (1964).- *Fluvial Processes in Geomorphology*. W.H. Freeman, 522 p. San Francisco.

Livingstone, Y. y Warren, A. (1996).- *Aeolian Geomorphology*. Longman, 211 p. Essex.

Lucchitta, I. (1975).- Application of ERTS images and image processing to regional geologic problems and geologic mapping in northern Arizona - Part IV B, the Shivwits Plateau. *National Aeronautics and Space Administration Technical Report*, 32-1597, 41-72.

Mabbutt, J.A. (1977).- *Desert Landforms*. The MIT Press, 340 p. Cambridge, Massachusetts.

Mainguet, M. (1975).- Etude comparée des ergs à l'échelle continentale (Sahara et déserts d'Australie). *Bulletin de la Association de Géographes Françaises*, 52, 135-140.

Mainguet, M.; Canon, N. y Chemin, M. (1980).- Le Sahara: géomorphologie et paléogéomorphologie éoliennes. En: Williams, M.A.J. y Faure, H. (Eds.). *The Sahara and the Nile*, Balkema, 17-35. Rotterdam.

Maizels, J.K. (1987).- Plio-Pleistocene raised channel systems of the western Sharqiya (Wahiba), Oman. En: Frostick, L. y Reid, Y. (Eds.). *Desert sediments: ancient and modern*. Geological Society of London Special Publication, 35, 31-50.

Mayer, L., Gerson, R. y Bull, W.B. (1984).- Alluvial gravel production and deposition- a useful indicator of Quaternary climatic changes in deserts (a case study in south-western Arizona). *Catena Supplement*, 5, 137-51.

McClure, H.A. (1978).- ArRub' Alkhali. En: Al-Sayari, S.S. y Zötl, J.G. (Eds.). *Quaternary period in Saudi Arabia*. Springer-Verlag, 252-263. Viena.

Morrison, R.B. (1965).- Quaternary Geology of the Great Basin. En: Wright, H.E. y Frey, D.G. (eds.). *The Quaternary of the United States*. Princeton University Press, 265-285. Princeton, New Jersey.

Nicholson, S.E. (1993).- What is the desert?. En: Seely, M. (Ed.). *Deserts*. Weldon Ower Limited, 14-25. Australia.

Nicholson, S.E. (1981).- Saharan climates in historical times. En: Allan, J.A. (Ed.). *The Sahara: ecological change and early economic history*. Menas Press, 35-59. London.

Nicholson, S.E. y Flohn, H. (1980).- African environmental and climatic changes and the general atmospheric circulation in Late Pleistocene and Holocene. *Climatic Change*, 2, 313-348.

Nicholas, R.M. y Dixon, J.C. (1986).- Sandstone scarp form and retreat in the Land of Standing Rocks, Canyonlands National Park, Utah. *Zeitschrift für Geomorphologie*, 30, 167-187.

Nickling, W.G. y Gillies, J.A. (1993).- Dust emission and transport in Mali, West Africa. *Sedimentology*, 40, 859-868.

Oberlander, T.M. (1997).- Slope and pediment systems. En: Thomas, D.S.G. (Ed.). *Arid Zone Geomorphology*. Wiley, 135-163. Chichester.

Ollier, C.D. (1988).- The regolith in Australia. *Earth Science Reviews*, 25, 355-362.

Ollier, C.D. (1991).- *Ancient Landforms*. Belhaven Press, 233 p. London.

Oviatt, C.G. (1977).- Lake Bonneville fluctuations and global climate change. *Geology*, 25, 155-158.

Parker, D.E.; Wilson, H.; Jones, P.D.; Christy, J.R.; y Folland, C.K. (1996).- The impact of Mount Pinatubo on world-wide temperatures. *International Journal of Climatology*, 16, 487-497.

Parmenter, C. y Folger, D.W. (1974).- Eolian biogenic detritus in deep sea sediments: a possible index of equatorial Ice Age aridity. *Science*, 185, 695-698.

Paté-Cornell, E. (1996).- Uncertainties in global climate change estimates. An Editorial Essay. *Climatic Change*, 33, 145-149.

Pias, J. (1970).- *Les Formations Sédimentaires Tertiaires et Quaternaires de la Cuvette Tchadienne et les Sols qui en Dérivent*. ORSTOM, Mem. 43.

Pokras, E.M. y Mix, A.C. (1985).- Eolian evidence for spatial variability of Late Quaternary climates in tropical Africa. *Quaternary Research*, 24, 137-149.

Ponti, D.J. (1985).- The Quaternary alluvial sequence of the Antelope Valley, California. *Geological Society America Special Paper*, 203, 79-96.

Rachocki, A. (1981).- *Alluvial fans. An attempt at an empirical approach*. Wiley, 161 p. Chichester.

Rognon, P. (1980).- Pluvial and arid phases in the Sahara: The role of nonclimatic factors. En: Sarntheim, M.; Seibold, E. y Rognon, P. (Eds.). *Palaeoecology of Africa. Sahara and surrounding seas*, Balkema, 45-62. Rotterdam.

Rognon, P. (1982).- Pluvial and arid phases in the Sahara: the role of nonclimatic factors. En: Sarntheim, M.; Seibold, E. y Rognon, P. (Eds.). *Palaeoecology of Africa*, Balkema, 45-62. Rotterdam.

Sack, D. (1994).- Geomorphic evidence of climate change from desert-basin paleolakes. En: Abrahams, A.D. y Parsons, A.J. (Eds.). *Geomorphology of Desert Environments*, Chapman and Hall, 616-630. London.

Sancho, C.; Gutiérrez, M.; Peña, J.L. y Burillo, F. (1988).- A quantitative approach to scarp retreat starting from triangular slope facets (Central Ebro Basin, Spain). *Catena Supplement*, 13, 139-146.

Sarntheim, M. (1978).- Sand deserts during the last glacial maximum and climatic optimum. *Nature*, 272, 43-46.

Schipull, K. (1980).- Die Cedar Mesa -Schichtstufe auf dem Colorado Plateau - ein Beispiel für die Morphodynamik arider Schichtstufen. *Zeitschrift für Geomorphologie*, 24, 318-331.

Schmidt, K.H. (1980).- Eine neue Methode zur Ermittlung von Stufenrückwanderungsrate, dargestellt am Beispiel der Black Mesa Schichtstufen, Colorado Plateau, USA. *Zeitschrift für Geomorphologie*, 24, 180-191.

Schmidt, K.H. (1987).- Factors influencing structural landform dynamics on the Colorado Plateau about the necessity of calibrating theoretical models by empirical data. *Catena Supplement*, 10, 51-66.

Schmidt, K.H. (1988).- Rates of scarp retreat: a means of dating neotectonic activity. En: Jacobshagen, V.H. (Ed.). *The Atlas System of Morocco Studies on its Geodynamic Evolution*. Lecture Notes in Earth Science, 15, 445-462. Berlin.

Schmidt, K.H. (1989a).- Talus and pediment flatirons - erosional and depositional features of dryland cuesta scarps. *Catena Supplement*, 14, 107-118.

Schmidt, K.H. (1989b).- The significance of scarp retreat for Cenozoic landform evolution on the Colorado Plateau, USA. *Earth Surface Processes and Landforms*, 14, 93-105.

Schmidt, K.H. (1994).- Hillslopes as evidence of climatic change. En: Abrahams, A.D. y Parsons, J. (Eds.). *Geomorphology of Deserts Environments*. Chapman & Hall, 553-570. London.

Schmidt, K.H. (1996).- Talus and pediment flatirons-indicators of climatic change on scarp slope on the Colorado Plateau, USA. *Zeitschrift für Geomorphologie N.F., Supplement Band* 103, 135-158.

Schumm, S.A. (1965).- Quaternary paleohidrology. En: Wright, H.E. y Frey, D.G. (Eds.). *The Quaternary of the United States*. Princeton University Press, 783-794. Princeton.

Schumm, S.A. (1973).- Geomorphic thresholds and complex response of drainage systems. En: Morisawa, M. (Ed.). *Fluvial Geomorphology*, George Allen and Unwin, 299-310. London.

Schumm, S.A. (1977).- *The Fluvial System*. John Wiley, 338 p. New York.

Schumm, S.A. (1979).- Geomorphic thresholds: the concept and its applications. *Transactions of Institute of British Geographers*, 4, 485-515.

Schumm, S.A. y Chorley, R.J. (1966).- Talus weathering and scarp recession in the Colorado Plateau. *Zeitschrift für Geomorphologie*, 10, 11-36.

Schumm, S.A. y Hadley, R.F. (1957).- Arroyos and the semiarid cycle of erosion. *American Journal of Science*, 225, 161-164.

Segura, F.S. (1996).- *Las Ramblas Valencianas*. Departamento de Geografía, 229 p. Universidad de Valencia.

Selby, M.J. (1985).- *Earth's Changing Surface*. Clarendon Press, 607p. Oxford.

Servant, M. y Servant-Vildary, S. (1980).- L'environnement Quaternaire du bassin du Tchad. En: Williams, M.A.J. y Faure, H. (Eds.). *The Sahara and the Nile*, Balkema, 133-162. Rotterdam.

Shackleton, N.J. y Kennett, J.P. (1975).- Paleotemperature history of the Cenozoic and initiation of Antarctic glaciation: oxygen and carbon isotope analyses in DSDP Sites 277, 279 and 281. En: Kennett, J.P.; Houtz, R.E.; Andrews, P.B.; Edwards, A. R. et al. (Eds.). *Initial Reports of the deep sea drilling project N° 29*. U.S. Government Printing Office. Washington, D.C.

Shaw, P.A. y Thomas, D.S.G. (1993).- Geomorphological processes, environmental change and landscape sensitivity in the Kalahari Region of Southern Africa. En: Thomas, D.S.G. y Allison, R.J. (Eds.). *Landscape Sensitivity*, Wiley, 83-96. Chichester.

Singh, G. (1971).- The Indus valley culture seen in context of post-glacial climate and ecological studies in northwest India. *Archaeology and Anthropology in Oceania*, 6, 177-189.

Smith, G.I. y Streat-Perrott, F.A. (1983).- Pluvial lakes of the Western United States. En: Porter, S.C. (Ed.). *Late-Quaternary Environments of the United States*, University of Minnesota Press, 190-212. Minneapolis.

Spaulding, W.G. (1990).- Vegetation and climatic development of the Mojave Desert: The last glacial maximum to the present. En: Betancourt, J.L., Van Devender, T.R. y Martin, P.S. (Eds.). *Packrat middens, the last 40,000 years of biotic change*. University of Arizona Press, 166-199. Tucson.

Stockton, C.W. y Fritts, H.C. (1971).- Conditional probability of occurrence for variations in climate based on width of annual tree-rings in Arizona. *Tree-Ring Bulletin*, 31, 3-24.

Stokes, S. (1997).- Dating of desert sequences. En: Thomas, D.S.G. (Ed.). *Arid Zone Geomorphology*, Wiley, 607-637. Chichester.

Sundquist, E.T. (1993).- The global carbon dioxide budget. *Science*, 259, 934-941.

Talbot, M.R. (1980).- Environmental responses to climatic change in the West African Sahel over the past 20,000 years. En: Williams, M.A.J. y Faure, H. (Eds.). *The Sahara and the Nile*, Balkema, 37-62. Rotterdam.

Talbot, M.R. y Williams, M.A.J. (1978).- Erosion of fixed dunes in the Sahel, Central Niger. *Earth Surface Processes*, 3, 107-113.

Taylor, K.C.; Lamorey, G.W.; Doyle, G.A.; Alley, R.B.; Grootes, P.M.; Mayewskill, P.A.; White, J.W.C. y Barlow, L.K. (1993). *Nature*, 361, 432-436.

Tchakerian, V.P. (1994).- Palaeoclimatic interpretations from desert dunes and sediments. En: Abrahams, A.D. y Parsons, A.J. (Eds.). *Geomorphology of Desert Environments*, Chapman and Hall, 631-643. London.

Thomas, D.S.G. (1992).- Desert dune activity: concepts and significance. *Journal of Arid Environments*, 22, 31-38.

Thomas, D.S.G. (1997).- *Arid Zone Geomorphology*. Wiley, 713 p. Chichester.

Thomas, D.S.G. (1997a).- Aeolian sand deposits. En: Thomas, D.S.G. (Ed.). *Arid Zone Geomorphology*, Wiley, 372-412. Chichester.

Thomas, D.S.G. (1997b).- Reconstructing ancient arid environments. En: Thomas, D.S.G. (Ed.). *Arid Zone Geomorphology*, Wiley, 577-605. Chichester.

Thomas, D.S.G. y Goudie, A.S. (1984).- Ancient ergs of the Southern Hemisphere. En: Vogel, J.C. (Ed.). *Late Cainozoic palaeoclimates of the Southern Hemisphere*. Balkema, 407-418 .Rotterdam.

Thomas, D.S.G. y Shaw, P.A. (1991).- *The Kalahari Environment*. Cambridge University Press, 284 p. Cambridge.

Thomas, M.F. (1989a).- The role of etch processes in landform development: I. etching concepts and the formation of relief. *Zeitschrift für Geomorphologie*, 33, 129-142.

Thomas, M.F. (1989b).- The role of etch processes in landform development: II. etching concepts and their applications. *Zeitschrift für Geomorphologie*, 33, 257-274.

Thomas, M.F. (1994).- *Geomorphology in the Tropics*. John Wiley, 460 p. Chichester.

Thornes, J. (1976).- *Semiarid erosional systems*. London School of Economic, Geographical Papers, 7, 79 p. London.

Tricart, J. (1969).- *Le Modelé des Régions Sèches*. SEDES, 472 p. Paris.

Tricart, J. (1977).- El concepto de "pluvial". *Actas de la III Reunión Nacional del Grupo Español de Trabajo del Cuaternario*, 7-20. Zaragoza.

Tricart, J. (1983).- Evidence of Upper Pleistocene dry climates in northern South America. En: Douglas, I. y Spencer, T. (Eds.). *Environmental Change and Tropical Geomorphology*, Allen and Unwin, 197-217. London.

Trudgill, S.T. (1976).- Rock weathering in climate: quantitative and experimental aspects. En: Derbyshire, E. (Ed.). *Geomorphology and Climate*, Wiley, 59-99. London.

Twidale, C.F. (1978).- On the origin of Ayers Rock, Central Australia. *Zeitschrift für Geomorphologie N.F. Supplement Band*, 31, 177-206.

Twidale, C.R. (1981).- Granite Inselbergs. *Geographical Journal*, 147, 54-71.

Twidale, C.R. (1982a).- The evolution of bornhardts. *American Scientist*, 70, 268-76.

Twidale, C.R. (1982b).- *Granite Landforms*. Elsevier, 372p. Amsterdam.

Twidale, C.R. (1990).- The origin and implications of some erosional landforms. *Journal of Geology*, 98, 343-364.

UNEP (1992).- *World Atlas of Desertification*. E. Arnold, 69 p. London.

Vökel, J. y Grunert, J. (1990).- To the problem of dune formation and dune weathering during the Late Pleistocene and Holocene in the southern Sahara and Sahel. *Zeitschrift für Geomorphologie*, 34, 117.

Wasson, R.J. (1977).- Last-glacial alluvial fan sedimentation in the lower Derwent Valley, Tasmania. *Sedimentology* 24, 781-799.

Wasson, R.J. (1984).- Late Quaternary palaeo-environments in the desert dunefields of Australia. En: Vogel, J.C. (Ed.). *Late Cainozoic palaeoenvironmental of the Southern Hemisphere*, Balkema, 419-432. Rotterdam.

Wells, S.G.; Metadden, L.D. y Dohrenwend, J.C. (1987).- Influence of late Quaternary climatic changes on geomorphic and pedogenic processes on a desert piedmont, eastern Mojave Desert, California. *Quaternary Research*, 27, 130-146.

Williams, G.E. (1973).- Late Quaternary piedmont sedimentation, soil formation and paleoclimates in arid south Australia. *Zeitschrift für Geomorphologie*, 17, 102-125.

Williams, M.A.J. (1994).- Cenozoic climatic changes in deserts: a synthesis. En: Abrahams, A.D. y Parsons, A.J. (Eds.). *Geomorphology of Desert Environments*, Chapman and Hall, 644-670. London.

Willis, B. (1936).- *East African Plateaus and Rift Valleys. Studies in Comparative Seismology*. Carnegie Institution. Washington, DC.

Wilson, I.G. (1972).- *Aeolian bedforms - their development and origins*. Sedimentology, 19, 173-210.

Wintle, A.G. (1993).- Luminescence dating of aeolian sands-an overview. En: Pye, K. (Ed.). *Dynamics and Environmental context of Aeolian Sedimentary Systems*, Geological Society of London, Special Paper 72, 49-58. London.

Wood, A. (1942).- The development of hillside slopes. *Proceedings of Geological Association*, 53, 128-140.

Wright, H.E. Jr. (1984).- Sensivity in response time of natural systems to climatic change in the late Quaternary. *Quaternary Science Reviews*, 3, 91-131.

Yair, A. y Gerson, R. (1974).- Mode and rate of escarpment retreat in an extremely arid environment (Sharm el Sheikh, southern Sinai Peninsula). *Zeitschrift für Geomorphologie*, 21, 106-121.

Young, R.A. (1985).- Geomorphic evolution of the Colorado Plateau margin in West-Central Arizona: a tectonic model to distinguish between the causes of rapid, symmetrical scarp retreat and scarp dissection. En: Morisawa, M. y Hack, J.T. (Eds.). *Tectonic Geomorphology*, Allen and Unwin, 261-278. Boston.