

10

Geomorfología Eólica

CONTENIDO

- 10.1. Procesos eólicos
- 10.2. Características y procedencia de las partículas eólicas
- 10.3. Movilidad de las partículas por el viento
- 10.4. Tipos de transporte eólico
- 10.5. Ripples
- 10.6. Erosión eólica y formas resultantes
- 10.7. Acumulaciones eólicas
- 10.8. Factores que afectan al desarrollo de los ergs
- 10.9. Procesos dominantes en las dunas
- 10.10. Clasificación de las dunas
- 10.11. Polvo desértico
- 10.12. Riesgo eólico: problemática y control

10.1

Procesos eólicos

Los procesos eólicos son los derivados de la actividad del viento y dan lugar a erosión, transporte y sedimentación. Se movilizan las partículas de pequeño tamaño, erosionan a diversos tipos de materiales y, finalmente, se depositan en distintos ambientes, a veces a grandes distancias de su área de procedencia. Estos vientos de los desiertos son capaces de edificar grandes campos de dunas, como las del Desierto de Rub al Khali (Fig. 10.1), en la Península de Arabia, que ocupan una extensión de 560.000 km² (Allison, 1997). También como resultado de la acción eólica, se han depositado en China más de 300 m de loess (Derbyshire, 1983a). Los depósitos eólicos se estudian en diferentes ramas de las ciencias físicas, geológicas, biológicas y agronómicas (Pye y Tsoar, 1990). Estas investigaciones multidisciplinarias han suministrado un importante avance en el conocimiento de la actividad eólica y de sus efectos. Respecto a la Geomorfología eólica, los estudios se preocupan de la cuantificación de los procesos, análisis de las formas y estructuras internas de los depósitos eólicos y también de los datos que éstos proporcionan para comprender los climas del pasado.

Desde una perspectiva histórica, en el siglo XIX se consideraba al viento como un agente de transporte de escasa importancia, en comparación con el agua. A finales de este siglo y comienzos del siglo XX se invierten las tendencias y se señala, sobre todo por los investigadores alemanes Pasarge y Walther, que en los desiertos la erosión eólica es la más importante y que los inselbergs y sus llanuras circundantes son fruto de esta actividad (Goudie y Wilkinson, 1977). Los trabajos se dirigieron a la exploración de territorios, junto con la descripción de sus modelados, y existía una escasa preocupación de relacionar las formas con los

procesos. Fue Bagnold (1941) el que marcó un hito en esta disciplina, al cuantificar las características del viento y los procesos de transporte. A partir de esa época, la fotografía aérea convencional supuso un apoyo importante, pero el verdadero impulso se ha llevado a cabo con la investigación de imágenes de satélite en las que se demuestra fehacientemente la acción modeladora del viento (Mckee, 1979a,b). Así, es posible analizar los sistemas de yardangs, que ocupan hasta 100.000 km² (Desierto de Libia, Macizo del Tíbet, Desierto de Lut al Este de Irán, etc.). Los recientes estudios de imágenes orbitales de Marte y Venus (Greely e Iversen, 1985) ponen de manifiesto la importancia de los procesos eólicos en estos planetas. También ha supuesto un estímulo para la investigación el descubrimiento, en la década de los 70, de hidrocarburos en areniscas eólicas mesozoicas en Europa y Estados Unidos. Todos estos conocimientos se han visto incrementados por las numerosas dataciones absolutas, que se han llevado a cabo desde 1980, a partir de C-14 y técnicas de luminiscencia. En las décadas de 1980 y 1990 las investigaciones se centraron fundamentalmente en los estudios de campo del flujo del viento y de la arena en dunas individuales y, a mediados de 1990, se analizaron las estructuras turbulentas en el flujo, ya que pueden ser importantes para explicar el flujo arenoso (Livingstone *et al.*, 2007). Los métodos utilizados aparecen explicados en Knott y Warren (1981). El incremento de los conocimientos se produce por la incorporación de modelos numéricos más complejos basados en la investigación de la dinámica de fluidos con computadoras (CFD) y en los estudios de las imágenes proporcionadas por la metodología de radar para conocer la estructura interna de las dunas.



FIGURA 10.1 Campo de dunas. Al Liwa, desierto de Rub al Khali (Unión de Emiratos Arabes).

También el viento actúa como agente geomorfológico en climas fríos. En estos se reconoce el papel de la abrasión y de la deflación como procesos erosivos y la inci-

dencia que tiene la acumulación en la génesis de los campos de dunas y valles asimétricos (Seppälä, 2004).

10.2 Características y procedencia de las partículas eólicas

Los materiales transportados por el viento son, en general, de composición diversa, tales como fragmentos de rocas y minerales y partículas orgánicas, como restos de conchas. Los tamaños de los materiales movilizados son fundamentalmente los de arena y limo, aunque en ocasiones pueden transportarse agregados de arcilla en presencia de sal (Bowler, 1973; Wasson, 1983). El cuarzo es el material más frecuente debido a su abundancia en la superficie terrestre y a su resistencia a la meteorización química (Bagnold, 1941). También se reconocen feldespatos y minerales pesados, aunque en menor porcentaje, y éstos además se alteran paulatinamente.

Las principales características físicas relativas a las partículas, que influyen en la erodibilidad y capacidad de transporte por el viento, son el peso específico, tamaño y forma de las partículas (Watson, 1989a). Estas tienen pesos específicos variables como consecuencia de las diferencias mineralógicas. Normalmente, las agrupaciones de granos eólicos presentan unas distribuciones de tamaño bimodales o polimodales, que señalan la influencia de la mineralogía en la movilidad (Willems, 1983). Las acumulaciones arenosas eólicas están generalmente bien clasificadas, aunque existen variaciones significativas tanto en el tamaño como en la clasificación entre distintos desiertos, dentro del mismo *erg* e incluso en dunas individuales (Watson, 1989). La forma de los granos afecta a su movilidad. Así, las partículas aplanadas son menos propensas a la movilización que los granos redondeados (Willems, 1983). Por lo general, las arenas cuarcíferas de las dunas desérticas son de forma subredondeada y en el conjunto de la acumulación las partículas de mayor tamaño están más redondeadas que las pequeñas. También hay que tener en cuenta la abrasión durante el transporte, que influye en el grado de redondez (Krinsley y Wellendorf, 1980). Finalmente las partículas de los medios eólicos presentan un mayor grado de redondez y clasificación que las elaboradas en ambientes glaciares, fluviales y litorales.

La procedencia de las partículas de las acumulaciones eólicas de los desiertos es muy variable (Demangeot, 1981; Pye y Tsoar, 1990). Pueden proceder del arranque de los granos superficiales alterados de una roca, aunque la mayor parte del origen de las partículas derivan de materiales sueltos. Estos se localizan en áreas continentales en los fondos

de ríos desérticos y sus terrazas, superficies de glaciares de acumulación y abanicos aluviales, terrazas lacustres y fondos de sebkhas o playas. Las playas marinas constituyen una importante área fuente y dan lugar a cordones eólicos litorales (Fig. 10.2). Durante las épocas de descenso paulatino de nivel del mar, como consecuencia del desarrollo de una glaciación, vastas superficies submarinas se transforman en regiones subaéreas, afectadas por la acción eólica.

Por otra parte, además del transporte de partículas de tamaño arena, se produce la movilización de limos eólicos, que suelen desplazarse como tormentas de polvo y pueden llegar a alcanzar distancias de miles de kilómetros.



FIGURA 10.2 Vista aérea de un conjunto de cordones de dunas en la desembocadura del río Guadalquivir. Parque Nacional de Doñana (provincia de Huelva).

10.3 Movilidad de las partículas por el viento

El arranque de las arenas eólicas se lleva a cabo de diferentes maneras, por procesos muy complejos. Las partículas sueltas, sometidas a la acción del viento, están afectadas por fuerzas contrarias, tales como la gravedad, fricción y cohesión (Iversen *et al.*, 1987). El viento aumenta su velocidad sobre cualquier protuberancia del sustrato y este incremento va acompañado por una disminución de la presión, según la ecuación de Bernoulli. Por consiguiente, una partícula suelta puede experimentar un **levantamiento** y esta fuerza es mucho más manifiesta en el contacto con el sustrato, donde la velocidad es máxima (Cooke *et al.*, 1993). Por otra parte, el levantamiento es mucho más importante en remolinos de polvo. El **arrastre** comprende la fricción entre la partícula y el aire, denominado arrastre superficial, que produce rodadura, y el arrastre de forma, que se manifiesta por la diferencia de presión entre los lados de barlovento y sotavento de la partícula, que da lugar a rodadura y deslizamiento (Livingstone y Warren, 1996). Una vez que los granos se levantan comienza el **bombardeo** del sustrato y la colisión entre ellos. Esto lleva consigo el posible arrastre y levantamiento de las partículas sueltas.

Sin duda, uno de los valores fundamentales que es preciso conocer es la velocidad mínima del viento requerida para movilizar partículas de un tamaño determinado. El arranque es función del tamaño medio de las partículas y de la velocidad de cizalla del viento. Bagnold (1941) analizó esta relación y obtuvo valores de umbrales críticos de velocidad de cizalla (U_*) para distintos tamaños de partículas. Esta relación viene representada en la Fig. 10.3, en la que se puede observar que las partículas de mayor tamaño precisan para movilizarse una velocidad mayor. Sin embargo, las partículas más pequeñas (<0,06 mm) también necesitan velocidades más altas para su arranque. Esto se debe a las fuerzas de cohesión electrostática. Los tamaños de arena (0,04-0,40 mm) son los que más fácilmente se movilizan. A medida que aumenta el levantamiento y arrastre de la partícula

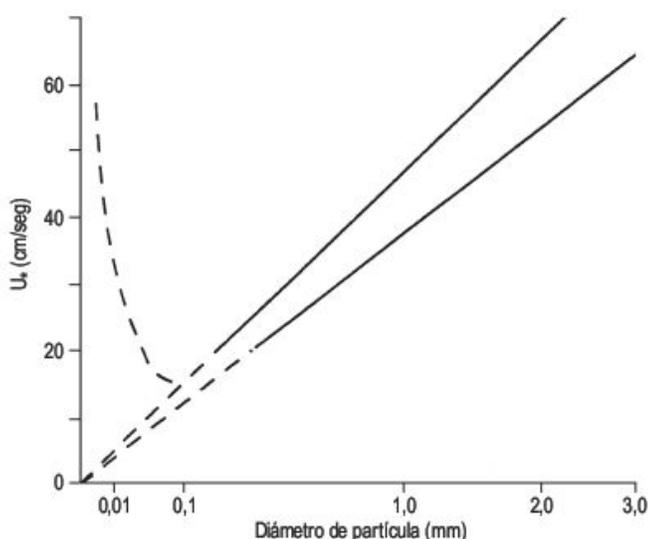


FIGURA 10.3 Relaciones entre umbrales de velocidad de cizalla (U_*), tamaño de las partículas y umbral de fluido y de impacto (Bagnold, 1941).

existe un valor crítico de velocidad de cizalla del viento en el que la partícula inicia su movimiento. Este es el **umbral de fluido (o estático)**. Una vez que se produce el arranque, el bombardeo sobre los granos minerales disminuye la energía requerida para mantener las partículas en movimiento. Este es el **umbral de impacto (o dinámico)**, en el que se requieren menores velocidades para mover un grano estacionario por empuje de fluido y corresponde aproximadamente al 80% del umbral estático (Anderson y Haff, 1988). Estas curvas se ajustan adecuadamente para superficies planas, homogéneas, secas y con clastos sueltos (Williams *et al.*, 1994), pero estos umbrales de movimiento están también afectados por las variaciones en los tipos de sedimentos, costras superficiales, inclinación de la superficie, humedad y rugosidad (Wiggs, 1997).

10.4 Tipos de transporte eólico

Una vez que las partículas superan su umbral se movilizan de cuatro formas distintas: rodadura o traslación (*creep*), reptación, saltación y suspensión (Fig. 10.4).

Estos tipos de transporte dependen fundamentalmente del tamaño del grano de las partículas disponibles (Bagnold, 1941). Los límites entre las distintas formas

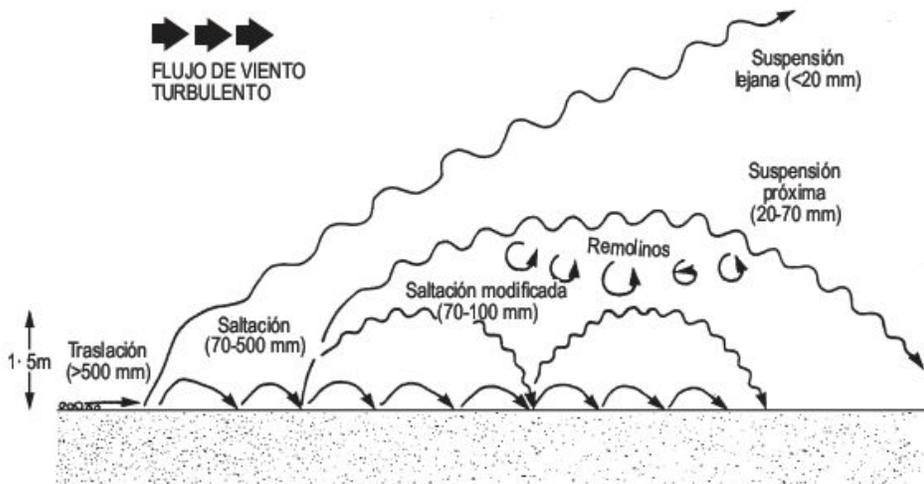


FIGURA 10.4 Tipos de transporte eólico. Se indican los rangos de tamaño de las partículas para las distintas formas de transporte (Pye, 1987).

no son netos y la transición de una a otra no es muy clara.

La **rodadura** (*creep*) supone la traslación o el giro de partículas gruesas (0,5-2 mm) sobre la superficie, debido al empuje del viento y al impacto de los granos por saltación. La rodadura puede producirse momentos antes de que la partícula se movilice por saltación (Nickling, 1986). La cantidad que se mueve por este mecanismo es difícil de calcular, ya que es muy complicado diferenciar la rodadura de la reptación. No obstante, se estima que la rodadura constituye la cuarta parte de la movilización de la carga de fondo.

Recientemente se ha diferenciado una forma de transición entre la rodadura y la saltación. Se denomina **reptación** y consiste en pequeños saltos de partículas movilizadas por el impacto de granos de gran energía (Anderson y Haff, 1988). Como consecuencia del impacto pueden perder el 40% de su velocidad, que se transmite en la movilización de otros granos del lecho. Los granos

de reptación difieren de los de creep, en que pasan continuamente de la reptación a la saltación.

La **saltación** (Fig. 10.5) consiste en el levantamiento de una partícula, que recorre una distancia en trayectoria balística (Bagnold, 1941) y cae impactando en la superficie. La energía de este impacto se emplea en el levantamiento de otros granos. Por consiguiente, la saltación es un mecanismo de transporte muy importante en el que se produce un sistema en cascada (Nickling, 1988). Los ángulos de levantamiento fluctúan entre 30° y 50° y las velocidades son mayores cara al viento. La mayoría de las partículas, según los distintos modelos y experimentos, descienden con ángulos entre 10° y 15° (Anderson, 1989). Las longitudes de los saltos son de 12 a 15 veces su altura (Livingstone y Warren, 1996) y las partículas más pequeñas se expulsan a mayor velocidad, alcanzan mayores alturas y, por consiguiente, las longitudes de los saltos son mayores (Anderson y Bunas, 1993). La altura de los saltos puede llegar a 3 m, aunque la media es de 0,2 m (Pye

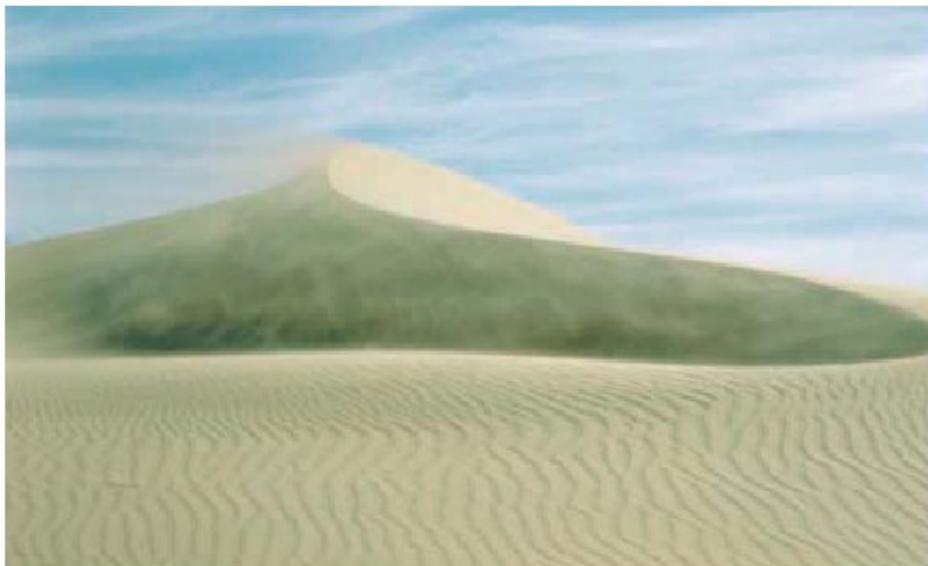


FIGURA 10.5 Granos de arena movilizados por saltación. Al Liwa, desierto de Rub al Khali (Unión de Emiratos Arabes).

y Tsoar, 1990). Bagnold (1941) reconoció que los saltos son mayores sobre una superficie con cantos o rocosa que sobre un lecho de arenas sueltas (Fig. 10.6).

La **saltación pura** tiene lugar cuando la velocidad vertical turbulenta no tiene efecto significativo sobre las trayectorias de las partículas. Entre la saltación pura y la suspensión pura la trayectoria de las partículas se modifica debido a la velocidad de asentamiento y a la inercia. Esta modalidad ha sido denominada «**saltación modificada**» (Fig. 10.7) (Nalpanis, 1985). Esto indica que no hay una transición neta entre saltación y suspensión.

Las partículas más pequeñas (<0,06 mm) se transportan por suspensión con un movimiento turbulento del aire (Fig. 10.4), que puede mantener a este sedimento fino du-

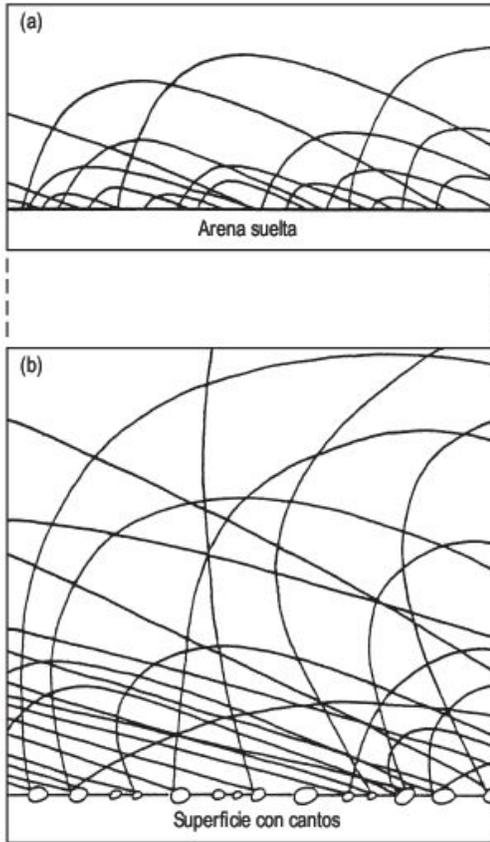


FIGURA 10.6 Representación esquemática de las trayectorias de saltación sobre (a) arena suelta y (b) superficie con cantos (Bagnold, 1941).

rante muchos días a considerables alturas y depositarse finalmente como polvo o loess. Este constituye un depósito por lo general entre 30 y 60 mm, que ocupa grandes extensiones en algunas zonas y que puede recorrer distancias superiores a los 300 km. Dentro de las formas de transporte por suspensión se distingue entre los granos suspendidos que permanecen durante grandes periodos de tiempo (**suspensión lejana**) y aquellos que caen rápidamente a la superficie (**suspensión cercana o próxima**) (Tsoar y Pye, 1987) (Figs. 10.4 y 10.7).

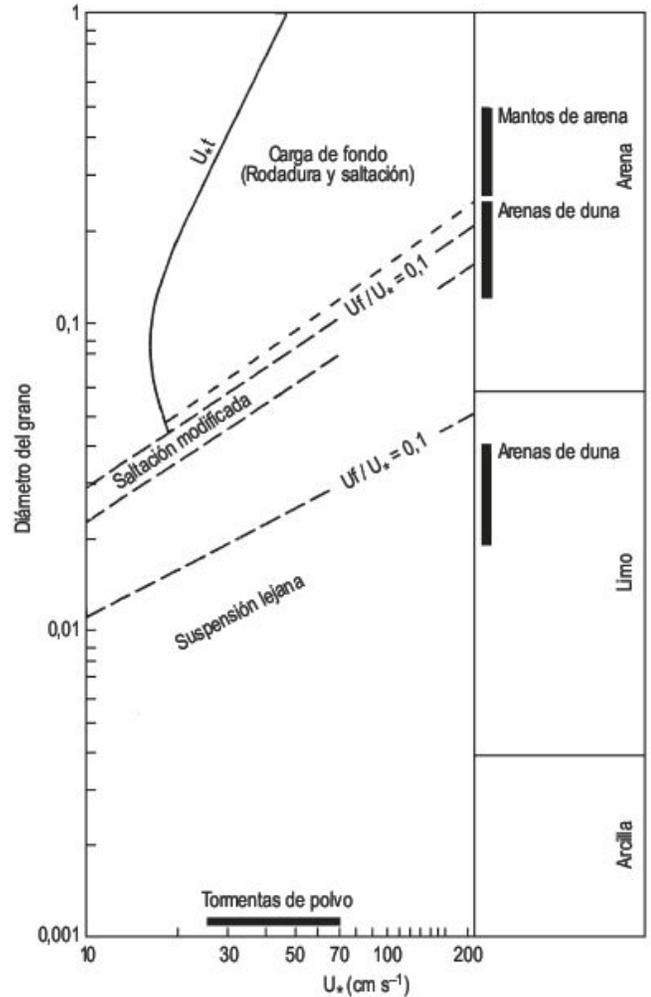


FIGURA 10.7 Relaciones entre diámetro del grano, velocidad de cizalla y tipo de transporte de sedimento. U_t es la velocidad de caída de la partícula (Tsoar y Pye, 1987).

10.5 Ripples

Son las acumulaciones eólicas más pequeñas (Fig 10.8) y constituyen la respuesta inicial de las superficies arenosas al transporte por el viento. Aunque se trata de formas de-

posicionales se analizarán en este apartado, ya que están íntimamente relacionadas con los tipos de transporte anteriormente descritos. Los ripples se orientan perpendicu-



FIGURA 10.8 Ripples en Al Liwa, desierto de Rub al Khali (Unión de Emiratos Arabes).

laramente a la dirección de transporte del viento, aunque sobre laderas su flujo es oblicuo al estar afectados por la gravedad. La mayoría de ellos tienen una vida efímera y se mueven mucho más rápidamente que las dunas (Livingstone y Warren, 1996). Por lo general, los ripples son asimétricos en sección transversal. El lado de barlovento es convexo con ángulos de 8° - 10° y la parte de sotavento se inclina entre 20° y 30° (Sharp, 1963). Algunos ripples tienen una cresta aguda, mientras que otros la presentan redondeada. Las longitudes de onda varían entre unos pocos centímetros y decenas de metros y las alturas fluctúan entre 1 cm y unos 30 cms. La longitud de onda y la altura son función del tamaño de la partícula; los ripples de arena gruesa presentan un mayor espaciado que los de arena fina (Seppälä y Lindé, 1978).

Los **megaripples** son formas llamativas, cuya longitud de onda se encuentra entre 1 m y 25 m. Se originan por fuertes vientos y están constituidos por arena gruesa. Su forma en sección suele ser generalmente más simétrica que la de los ripples más pequeños y presenta un mayor contraste en el tamaño de grano entre la cresta y el surco. Para Bagnold (1941) se necesitan siglos para su formación, mientras que Sharp (1963) estima que se pueden generar en pocas horas con tormentas de viento. Por otra parte, los **chiflones** son bandas onduladas de arena gruesa y fina, con longitudes de 100-150 m y anchuras de 1-1,5 m (Simons y Eriksen, 1953). Se forman cuando las arenas gruesas se canalizan entre obstáculos, tales como arbustos.

Se han elaborado diversos modelos para explicar la formación de los ripples. El primero fue el de Bagnold (1941), en el que se establece una correspondencia entre la longitud de onda de los ripples, observada en túneles experimentales, y la longitud de las trayectorias de la arena por saltación. Las irregularidades de una primera superficie actúan como núcleos erosivos y de sedimentación. El

lado de barlovento es ametrallado por partículas en saltación, que al colisionar transfieren energía, con lo que se movilizan nuevos granos y así sucesivamente. Las trayectorias tienen la misma longitud que los ripples cuando permanecen constantes el tamaño de la arena y la velocidad del viento. Esta hipótesis resulta muy atractiva, ya que explica numerosas características y variables ligadas a la formación de los ripples. Sharp (1963) estima que las partículas en los ripples se mueven fundamentalmente por reptación. Las irregularidades del lecho y las interacciones entre los granos en movimiento producen elevaciones locales sobre la superficie, dando lugar a unos ripples incipientes de pequeña longitud de onda y baja altura. Posteriormente crecen hacia formas mayores. El tercer modelo, propuesto por Anderson (1987), lo desarrolló a partir de datos experimentales y simulaciones numéricas. Diferencia entre reptaciones de bajo impacto de energía y saltaciones de larga trayectoria y gran energía de impacto. Reconoce distintas trayectorias de saltación, algunas superiores a la longitud de onda de los ripples. Esto contradice el modelo de Bagnold, ya que el impacto producido por la saltación no contribuye directamente a la formación de los ripples. Para Anderson, son los procesos de reptación los dominantes. A medida que las longitudes de reptación aumentan con el esfuerzo de cizalla del viento, se incrementa la longitud de onda del ripple. Esto está de acuerdo con los datos suministrados en túneles experimentales (Seppälä y Lindé, 1978).

Como conclusión podemos indicar que los ripples eólicos están íntimamente asociados con la saltación de la arena, aunque nuevos modelos sugieren que la reptación es la que produce las condiciones iniciales de formación del ripple, que evoluciona rápidamente por el impacto por saltación y, por lo tanto, por los granos en reptación (Lancaster, 1995).

10.6

Erosión eólica y formas resultantes

Cuando las partículas se levantan de la superficie por el viento e impactan sobre las rocas, a velocidades importantes, producen modelados de erosión eólica. Esta se origina más ampliamente en áreas de escasa o nula vegetación y alcanza su mayor desarrollo en las zonas áridas, aunque también se manifiesta en medios periglaciares y ambientes de playas marinas.

El viento erosiona por **deflación**, que es el resultado de movilización y transporte del material suelto superficial. Las velocidades medias están alrededor de 1 mm/año (Cooke *et al.*, 1993). La **abrasión** consiste en el desgaste mecánico de material coherente. Los impactos de los granos producen la fracturación superficial de las rocas hasta que la superficie se estabiliza al cesar la fracturación, lo que indica que la velocidad de abrasión alcanza un máximo y después decae. La mayoría de los investigadores estiman que la abrasión solo se produce por los granos de arena, aunque otros creen que también el polvo eólico produce abrasión, aunque en menor grado (Greely & Iversen, 1985). Las velocidades de abrasión son muy variables, del orden de unos milímetros al año, y dependen del tipo de roca, velocidad del viento y cantidad de granos suministrados. La altura donde se produce la máxima abrasión fluctúa entre 0,1 y 0,4 m. Estas cifras han sido obtenidas en observaciones de campo después de grandes tormentas (Sakamoto-Arnold, 1981) y en modelos teóricos (Anderson, 1986).

10.6.1 Ventifactos

Son cantos que presentan superficies suavizadas, pulidas y afacetadas por el impacto de partículas transportadas por el viento (Fig. 10.9). También van acompañados por pequeñas oquedades (*pits*), acanaladuras (*flutes*), surcos (*grooves*) y formas helicoidales desarrolladas tanto sobre bloques como en afloramientos rocosos. Estas micromorfologías se encuentran en rocas que no se desintegran rápidamente por meteorización.

Las **facetas** se orientan perpendicularmente a la dirección del viento. El número de facetas es muy variable y se han llegado a contar hasta 20 (Higgins, 1956). No obstante, lo más frecuente es la aparición de dos o tres facetas, que interseccionan en aristas. Se utilizan los términos alemanes de **einkanter**, **zweikanter** y **dreikanter** para indicar que tienen una, dos o tres facetas, respectivamente. Las **oquedades** (*pits*) son pequeñas depresiones cerradas, que pueden producirse por la acción del viento sobre una roca inhomogénea o sobre entrantes preexistentes. Se inclinan de 55° a 90° con respecto a la dirección del viento y, por consiguiente, indican el lado de barlovento. Si dis-



FIGURA 10.9 Ventifactos. Depósitos de terrazas del sector central de la Depresión del Duero.

minuye considerablemente el ángulo nos encontramos con el tránsito a **acanaladuras eólicas** (*flutes*) (Sharp, 1949). Estas tienen forma de cuchara en planta, con unos finales ciegos y secciones en U. En general, están abiertos hacia barlovento. Sus longitudes, anchuras y alturas varían considerablemente, entre tamaños milimétricos y centimétricos (Cooke *et al.*, 1993). Se forman en superficies horizontales o de escasa pendiente, en rocas muy variadas, y sin influencia de su estructura (Breed *et al.*, 1989; Laity, 1994). Los **surcos eólicos** (*grooves*) están abiertos a ambos lados y son más largos que las acanaladuras. Reflejan como los anteriores la dirección del viento dominante en un área. A veces, la composición de la roca no es homogénea y, por lo tanto, el viento erosiona más intensamente la parte de menor resistencia. A estos modelados generados por esta inhomogeneidad se les denomina **microformas grabadas** (*etching*). Por último, otros micromodelados acompañantes son las **formas helicoidales**, desarrolladas en calizas cristalinas en el Desierto de Mojave (California). Son surcos poco profundos y de morfología espiral con respecto al viento. Fluctúan de varios milímetros a algunos centímetros de anchura y profundidad. Se encuentran en zonas donde las velocidades del viento son muy altas (Laity, 1995).

El origen de los ventifactos ha sido estudiado tanto en investigaciones de campo (Sharp, 1964, 1980), como de laboratorio (Kuenen, 1960; Whitney y Dietrich, 1973; Whitney y Spletstoesser, 1982) para diferentes tamaños

de partículas. Son el resultado del impacto de partículas en saltación y suspensión, aunque la arena juega un papel más importante en su configuración (Laity, 1994). No obstante, los ventifactos raramente se encuentran en campos de dunas o cerca de los mismos, pero son frecuentes en pavimentos desérticos con poca arena.

Las primeras interpretaciones señalaban que las facetas eran formas heredadas o al menos condicionaban la abrasión posterior de las mismas (Higgins, 1956; Kuenen, 1960). Otra explicación establece que su origen está en relación con la presencia de vientos de diferentes direcciones que impactan sobre la roca (Kuenen, 1960). Esta hipótesis puede explicar algunos ventifactos, pero con frecuencia en las zonas de montaña los vientos soplan fundamentalmente en una dirección (Sharp, 1949). Una teoría bastante aceptada se basa en la rotación de los cantos alrededor de un eje vertical, a la que puede unirse el vuelco por socavación debido a la deflación. También el vuelco puede deberse a hinchamiento y contracción de arcillas y a la actividad de algunos animales (Livingstone y Warren, 1996). Esto explica que cuanto más pequeño son los ventifactos mayor es el número de facetas que presentan y viceversa. Además el vuelco justifica que existan ventifactos con afacetamiento arriba y abajo de los mismos. Algunos investigadores han señalado que el pulido, oquedades, acanaladuras, surcos y formas helicoidales se han debido formar por erosión de polvo eólico por vorticidad (rotación del viento alrededor de un eje), bastante más que por impacto de la arena (Maxson, 1940; Higgins, 1956). Estas micromorfologías se reproducen en experimentos con túneles de viento (Dietrich, 1977; Whitney, 1979). En cualquier caso, la mayoría de las formas relacionadas con los ventifactos se explican por impacto de arena, a la que se une la erosión del polvo eólico (Breed *et al.*, 1989, 1997).

La dirección del viento puede obtenerse a partir de los ventifactos y formas asociadas y, por consiguiente, los ventifactos fósiles proporcionan un buen registro de la circulación de los vientos para épocas pretéritas. Si ade-

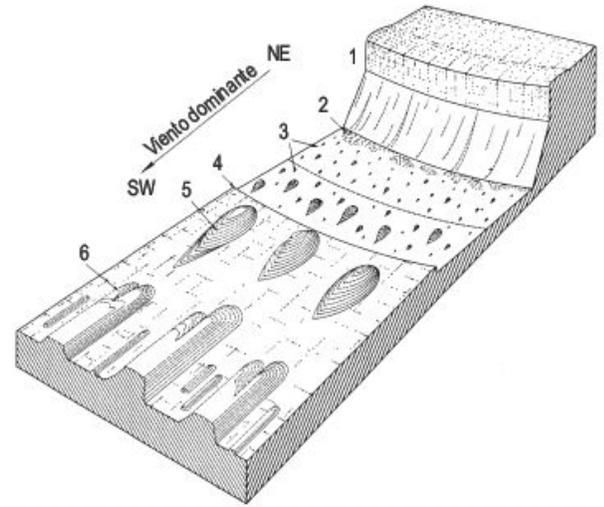


FIGURA 10.10 Esquema de la situación general de las agrupaciones de yardangs existentes en el área de Borkou, Macizo del Tibesti (Republica del Chad). 1. Escarpe que separa la depresión de una superficie superior. 2. Zona lacustre, a veces subactual. 3. Pequeños yardangs de la depresión. 4. Escarpe hacia la superficie inferior. 5. Yardangs de borde de plataforma. 6. Crestas y corredores areniscosos (Mainguet, 1972).

más se datan mediante la técnica de barniz desértico (Dorn, 1995), podemos conocer las condiciones paleo-ambientales y el grado de actividad eólica.

10.6.2 Yardangs

El término **yardang** procede del borde oriental del Desierto de Taklimakan (China) (Hedin, 1903). Su forma parece la del casco de un barco invertido (Fig. 10.10), aunque en muchos casos los yardangs son de techo plano y carecen de quilla. La cara que da al viento es roma, mientras que el lado de sotavento se estrecha y pierde altura. Los yardangs presentan formas muy variadas (Fig. 10.11). Halimov y Fe-



FIGURA 10.11 Yardangs en forma de quilla desarrollados en depósitos de yesos y calizas miocenos. Al fondo, la laguna de La Playa, plataforma de Bujaraloz exhumada y sedimentos miocenos superpuestos en la Sierra de Santa Quitéria.

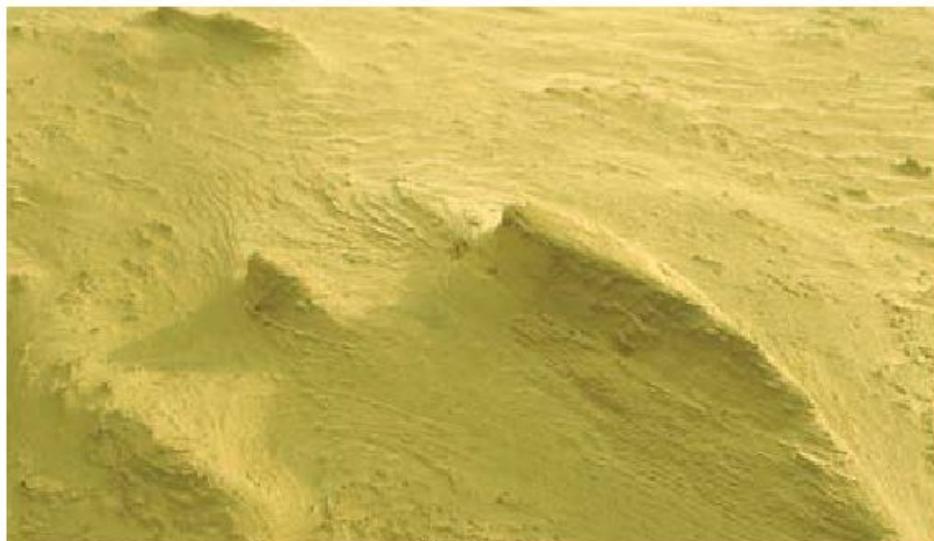


FIGURA 10.12 Microyardangs en duna cementada. Sebkha Matti (Unión de Emiratos Arabes).

zer (1989) describen en la Depresión de Qaidam (China) ocho tipos de yardangs en función de su morfología y proponen una sucesión temporal en la génesis de estas formas. La relación longitud /anchura varía entre 3:1 y 10:1 (McCauley *et al.*, 1977). Los yardangs suelen presentarse agrupados y sus ejes mayores son paralelos a la dirección de los vientos de mayor intensidad. Se encuentran en todos los grandes desiertos del mundo, excepto en el de Australia (Goudie, 2007). También se han reconocido en Marte (Greeley e Iversen, 1985). Algunos investigadores (Cooke *et al.*, 1993) diferencian los yardangs en función de su tamaño: microyardangs (1 m) (Fig. 10.12), mesoyardangs (10-100 m) y megayardangs (1km). Parece más útil la diferenciación de Livingstone y Warren (1996) entre formas que no superan los 100 m de longitud, a las que denominan yardangs, y las de mayor tamaño que constituyen las crestas (Mabbutt, 1977; Laity, 1994) o megayardangs (Fig. 10.13). Los perfiles transversales a los megayardangs presentan una forma en U, en la que el fondo constituye el corredor. Estos suelen estar cubiertos de arena, de pavimentos y, en ocasiones, de barjanes, paralelos a las crestas. Alcanzan un gran desarrollo en las partes meridionales del Macizo del Tibesti (Sahara centrorienta), en la que las crestas llegan a alcanzar 200 m de altura, menos de 4 km de largo y un espaciado entre 0,5 y 2 km, ocupando un área superior a los 600.000 km² (Hagedorn, 1968; Mainguet, 1968, 1972). Agrupaciones muy extensas se encuentran también en los desiertos hiperáridos de Egipto, Irán, Perú y Sur de los Andes. Los yardangs se esculpen sobre todo en materiales blandos, como arenas eólicas y depósitos fluviales y lacustres cenozoicos, aunque muchas de las crestas del Sahara se elaboran sobre areniscas cámbricas. En general, pueden desarrollarse en una amplia variedad de litologías, desde sedimentos semiconsolidados a granitos u otras rocas más resistentes (Goudie, 1989b). Además la dirección, buzamiento y fracturación de las rocas afectan a la forma y desarrollo de los yardangs. También se reconocen yardangs

elaborados sobre yesos y calizas continentales miocenos en el sector central de la Depresión del Ebro (España), en un ambiente típicamente semiárido. Los yardangs se localizan a sotavento de grandes playas (Fig. 10.14) y tienen una dirección N122E coincidente con el viento prevalente (cierzo). También se desarrollan en depósitos lacustres no consolidados (Gutiérrez *et al.*, 2002, Desir *et al.*, 2007).

Los yardangs se producen posiblemente por procesos de abrasión y deflación (McCauley *et al.*, 1979; Ward y Greeley, 1984), con ligeras modificaciones por erosión hídrica (Laity, 1994, Goudie, 1999). La abrasión contribuye al pulido y a la socavación basal en los frentes y los flancos, que

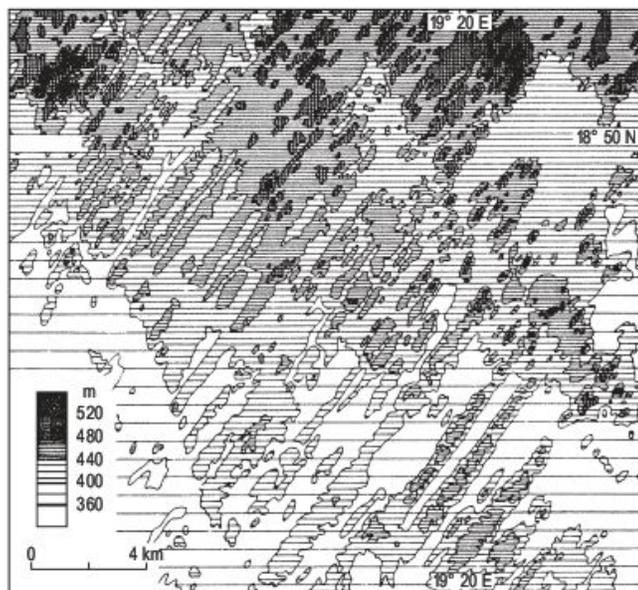


FIGURA 10.13 Areniscas labradas por el viento, dando lugar a una morfología de crestas y corredores. Zonas bajas de Borkou, sur del Macizo del Tibesti (República del Chad) (Hagedorn, 1968).

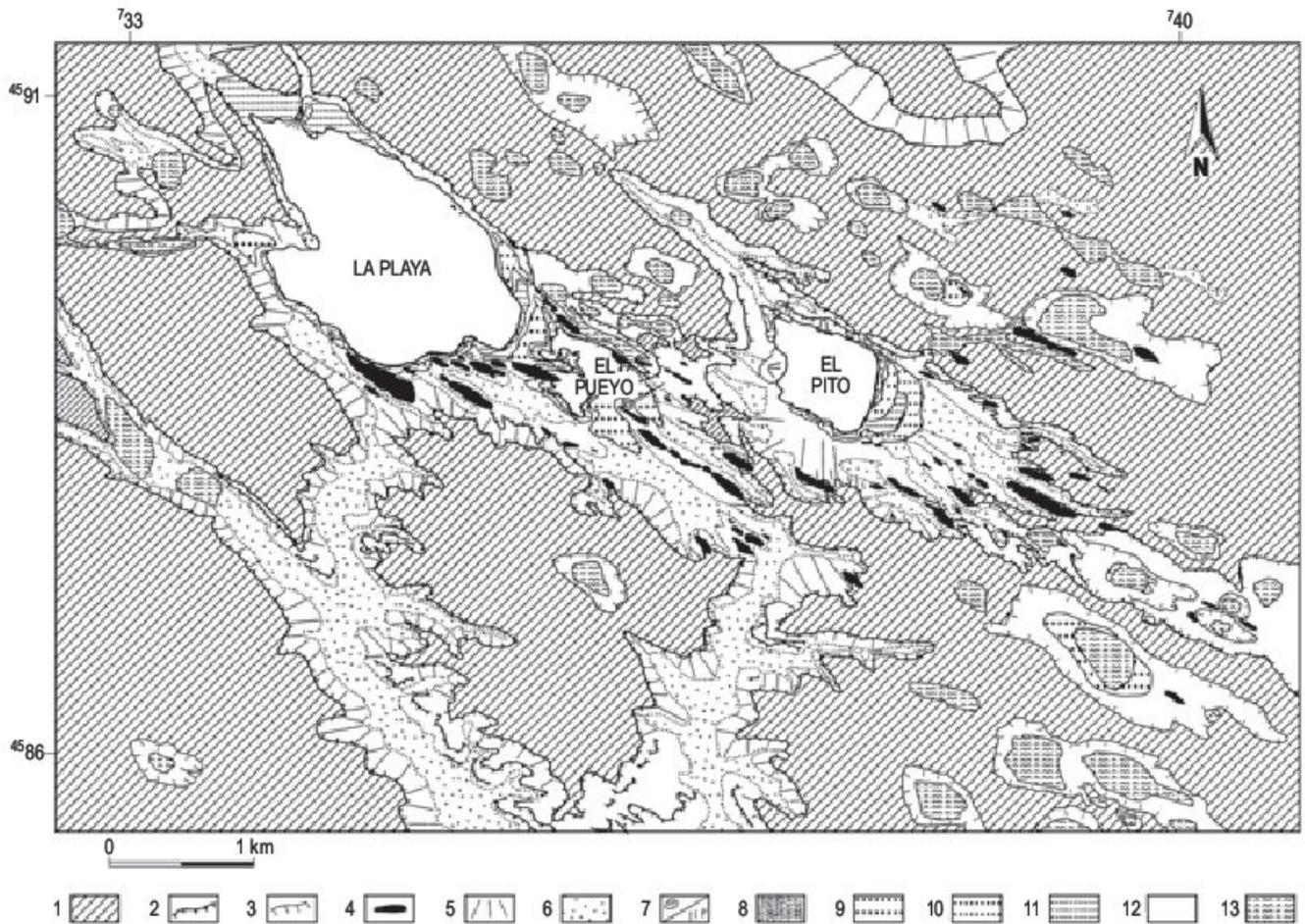


FIGURA 10.14 Mapa geomorfológico de los sistemas playa-yardang, unos 5 km. al Sur de Bujaraloz (provincia de Zaragoza); (1) plataforma estructural; (2) escarpes; (3) borde de las depresiones; (4) yardangs; (5) depósitos de ladera; (6) corredores y valles de fondo plano; (7) abanicos aluviales y barrancos; (8) terraza lacustre T_3 ; (9) terraza lacustre T_{2a} ; (10) terraza lacustre T_{2b} ; (11) terraza lacustre T_1 ; (12) fondo de playa; (13) dolinas en cubetas (Gutiérrez *et al.*, 2002).

puede alcanzar hasta un altura de uno a dos metros (Grolier *et al.*, 1980). La deflación es importante en el desarrollo de los yardangs constituidos por litologías poco consolidadas. Al igual que en los ventifactos, se ha indicado que es un proceso importante la vorticidad de partículas de polvo en su modelado (Whitney, 1978, 1983 y 1985) (Fig. 10.15). Muchos de los yardangs han sufrido previamente una erosión fluvial (Embabi, 1999, Ritley y Odonutya, 2004) y se alargan más fácilmente cuando la red es paralela a los vientos prevalentes. Parecen existir intervalos de tiempo con actividad fluvial y lacustre y otros con predominio de la acción eólica, en los que se producen rellenos y exportaciones en los corredores (Mainguet, 1972). Finalmente, los experimentos en túneles de viento (McCaughey *et al.*, 1979; Ward y Greeley, 1984), realizados con sedimentos sintéticos, señalan que se reconocen flujos principales positivos y otros secundarios negativos de retorno alrededor de los flancos. Concluyen que la abrasión y la deflación son los procesos fundamentales en la formación de los yardangs (Fig. 10.15) (Whitney, 1983).

10.6.3 Cuencas de deflación

En el origen de las depresiones cerradas (Capítulo 17) se analizan algunos de los rasgos fundamentales de las denominadas cuencas erosivas. En este apartado profundizaremos en algunos aspectos relacionados fundamentalmente con sus características geométricas, distribución y origen.

Las cuencas de deflación son depresiones cerradas, que llegan a alcanzar el 12% de grandes superficies (Cooke *et al.*, 1993). Tienen generalmente formas redondeadas, elípticas o arrañadas y sus bordes son redondeados. Son más abundantes en las zonas semiáridas del mundo y alcanzan un gran desarrollo en África central y meridional, centro de Estados Unidos, las Pampas y el Pantanal de Suramérica, Australia meridional y occidental, Manchuria y Siberia occidental (Goudie, 1991, 1999; Goudie y Wells, 1995). Los tamaños varían considerablemente y las superficies de las cuencas del suroeste de Australia están comprendidas entre 0,004 y 100 km², con un tamaño medio de 0,05 km² (Killigrew y Gilkes, 1974), mientras en

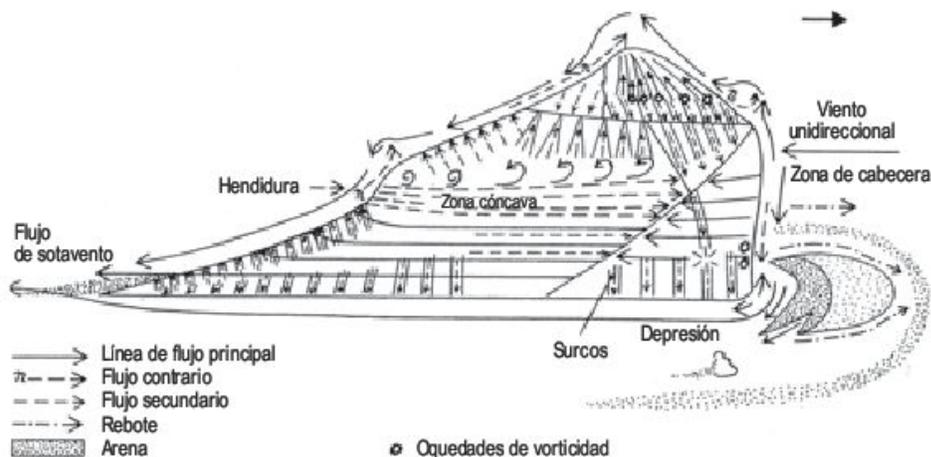


FIGURA 10.15 Sistemas de líneas de flujo deducidas de un yardang de pequeño tamaño en Black Hiel, suroeste del desierto hiperárido de Egipto (Whitney, 1983).

África del Sur fluctúan entre 0,05 y 30 km², con una media de 0,2 km² (Goudie y Thomas, 1985). Estos autores calculan densidades de 100 cuencas por 100 km².

Las cuencas de deflación se desarrollan preferentemente en sedimentos pobremente consolidados. Algunas litologías, como las areniscas en África del Sur, son las más adecuadas para la generación de estas depresiones cerradas. Algunas rocas se desintegran rápidamente ante la meteorización salina, tales como algunas argilitas que tienen un elevado contenido salino, lo que facilita la deflación (Desir *et al.*, 2003; Gutiérrez *et al.*, 2005). La presencia de arcillas hinchables trae consigo que en épocas de secado, el regolito arcilloso se rompa profundamente y el material resultante de la desintegración se exporte fácilmente por el viento (Price, 1963).

Durante el Pleistoceno superior la desecación de los grandes lagos pluviales del Oeste de los Estados Unidos desencadenó una intensa deflación que produjo la excavación del fondo, la movilización de campos de dunas y la generación de lunetas (Goudie y Wells, 1995). Efectos parecidos se reconocen en otros continentes.

Los sistemas de drenaje antiguos desarrollados en extensas áreas de bajo relieve son lugares idóneos para la generación de cuencas de deflación. La excavación por deflación de partes de los cursos de agua desconecta la red al generar cuencas de deflación, aunque se reconoce el trazado de los paleocanales (Bowler, 1986). También las dunas pueden bloquear los canales, originando finalmente cuencas de deflación.

En desiertos de arena se encuentran grandes extensiones de cuencas de deflación interdunares. Se forman como consecuencia del desarrollo de campos de cordones de dunas, derivados de dunas parabólicas. El desarrollo de estas dunas implica la formación de cuencas de deflación de forma elíptica (Lancaster, 1978).

También en áreas litorales, de ambientes más húmedos, se reconocen extensos campos de cuencas de deflación. En Carolina Bays, entre Maryland y el norte de Florida, cubren una franja paralela a la costa de unos 1.100 km y se reconocen alrededor de 500.000 cuencas (Prouty, 1952). Se

originan durante la glaciación Wisconsin como depresiones elípticas de gigantes dunas parabólicas, formadas por vientos del noreste, a través de las superficies arenosas de la llanura costera, cuando el nivel freático estaba bajo. Al ascender dicho nivel las depresiones se estabilizaron. Con posterioridad, en épocas más secas, se originaron numerosas lunecillas (Price, 1968; Goudie y Wells, 1995).

En los márgenes de sotavento de las cuencas de deflación se desarrollan frecuentemente dunas areno-arcillosas en forma de media luna denominadas **lunette** (**luneta**). Suelen alcanzar alturas comprendidas entre 10 y 50 m, aunque en la Sebkhá Kelbia, en el centro de Túnez, su máxima altura es de 165 m, con 17 km de longitud y 9 km de anchura, siendo la luneta más alta del mundo. La superficie de estas dunas suele estar colonizada por vegetación, lo que facilita la acreción. Las partículas del fondo de la cuenca de deflación se fragmentan en micropoliedros por desecación y se movilizan por vientos de velocidades superiores a 3 m/seg, capaces de transportar estas partículas, depositándose en el borde de la depresión cerrada (Perthuisot y Jauzein, 1975). La presencia de sal, que impide el desarrollo de vegetación en el fondo de la depresión, produce la agregación de las partículas arcillosas que posteriormente serán exportadas. Los *pellets* de arcilla y sal que forman la luneta se lixivian por las precipitaciones y la sal vuelve parcialmente al fondo de la sebkhá; de este modo se establece un ciclo para la sal (Tricart, 1969).

A veces en el área de sotavento se localizan varias lunetas (Fig. 10.16). La duna más externa tiene un contenido en cuarzo mucho mayor y en las internas se incrementa el contenido en arcilla, llegando a ser dunas arcillosas (Bowler, 1973, 1986). Se interpreta como que la duna más externa se produce por deflación de depósitos fluviales. Por el contrario, las lunecillas más internas se desarrollan por deflación, a partir de depósitos de playa que se acumularon posteriormente, después de la fase de deflación inicial (Goudie y Wells, 1995) (Fig. 10.17).

Las grandes cuencas de deflación (Fig. 17.52), como la Depresión de Qattara, suelen tener un origen poligénico, aunque la deflación juegue el papel fundamental. Albritton

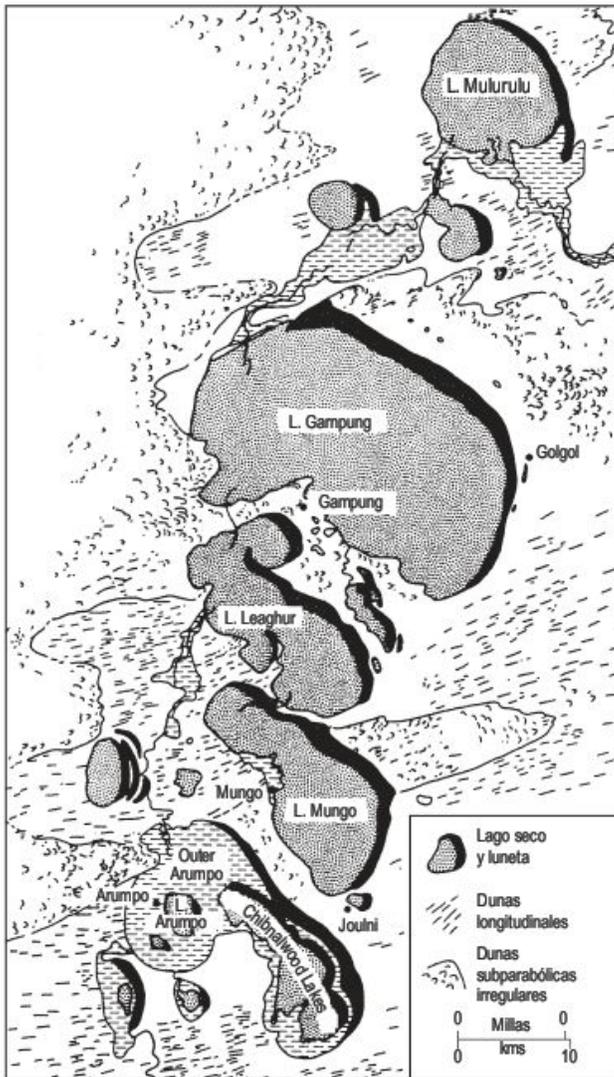


FIGURA 10.16 Conjunto de cuencas de deflación y lunecillas con dunas que les rodean. Noroeste de New South Wales, sureste de Australia (Bowler y McGee, 1978).

et al., (1990) señala que esta depresión se origina como un valle fluvial, que posteriormente se desmembró por procesos kársticos durante el Mioceno superior y más tarde pro-

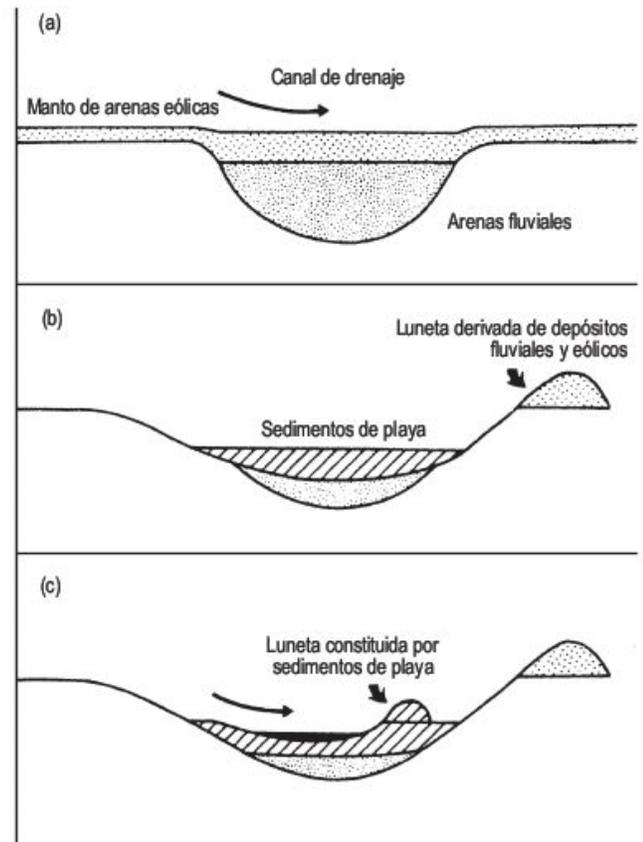


FIGURA 10.17 Modelo de desarrollo de lunecillas por deflación de depósitos fluviales, mantos de arena eólicos y depósitos de playa (Goudie y Wells, 1995).

fundizó por deflación, además de modificarse en ocasiones por movimientos de masa y procesos fluviales. A todo ello hay que añadir el papel de la meteorización salina al preparar el material para la deflación posterior. Hay que tener también en cuenta el papel que juegan las oscilaciones climáticas cuaternarias en la modificación de los procesos geomorfológicos y, por consiguiente, en su génesis. De todo ello se deduce que las grandes cuencas de deflación tienen una larga y compleja historia. En las cuencas de deflación más pequeñas domina la deflación, aunque también se reconocen, como ya se ha indicado, otros procesos.

10.7 Acumulaciones eólicas

Las acumulaciones eólicas resultan de la sedimentación de partículas transportadas por el viento, que dan origen a depósitos de arena y polvo. Comenzaremos por el estudio de las arenas eólicas, analizando su distribución, procesos y tipos de acumulaciones.

Las dunas son, sin duda, las formas más llamativas dentro de los desiertos (Fig. 10.18). Su investigación ha sufrido un fuerte empuje, en estas dos últimas décadas, a partir del estudio de imágenes de satélite. Las arenas eólicas cubren aproximadamente el 5% de la superficie te-



FIGURA 10.18 Campo de dunas en Jaisalmer. Desierto del Thar (India).

restre (Thomas, 1997b) y un 20% de las zonas áridas del mundo están constituidas por estas acumulaciones arenosas. Las proporciones de esta cubierta varían según los distintos desiertos, desde menos del 1% en Norte y Suramérica (Lancaster, 1995) hasta un 50% en Australia (Mabbutt, 1977). El término **erg** o **mar de arena** comprende una gran superficie cubierta de arena, que cubre como mínimo un área de 125 km² (Fryberger y Ahlbrandt, 1979; Thomas, 1997c). Al erg se le denomina *koum* en Asia Central y *nafud* en Arabia.

La distribución global de los grandes ergs se encuentra en la Fig. 10.19, en la que se diferencian mares de arena activos y ergs marginales estabilizados por colonización vegetal. La mayoría de los ergs son activos en torno a los 150 mm de precipitación media anual (Wilson, 1973). En el hemisferio norte se concentran la mayor parte de los ma-

res de arena. Wilson (1973) diferencia 58 ergs con áreas superiores a 12.000 km² en los distintos desiertos del mundo; en el Desierto del Sahara está el mayor número de ergs, de los que el más grande es el Erg Chech, al sur de Argelia, con 312.000 km². El Erg de Rub al Khali (Fig. 10.20), que ocupa una tercera parte de la Península de Arabia, tiene un área de 560.000 km² y el Desierto Great Sandy-Gibson, al oeste de Australia, cubre una superficie de 630.000 km².

En algunas áreas surge un problema en la distinción entre dunas litorales y desérticas, que es difícil de resolver. Ejemplos que contemplan esta problemática los podemos encontrar en las zonas costeras de Namibia (Lancaster, 1982; Lancaster y Ollier, 1983), Perú (Finkel, 1959) y Omán (Goudie *et al.*, 1987). En algunas zonas las dunas continentales encuentran su suministro de arena en las re-

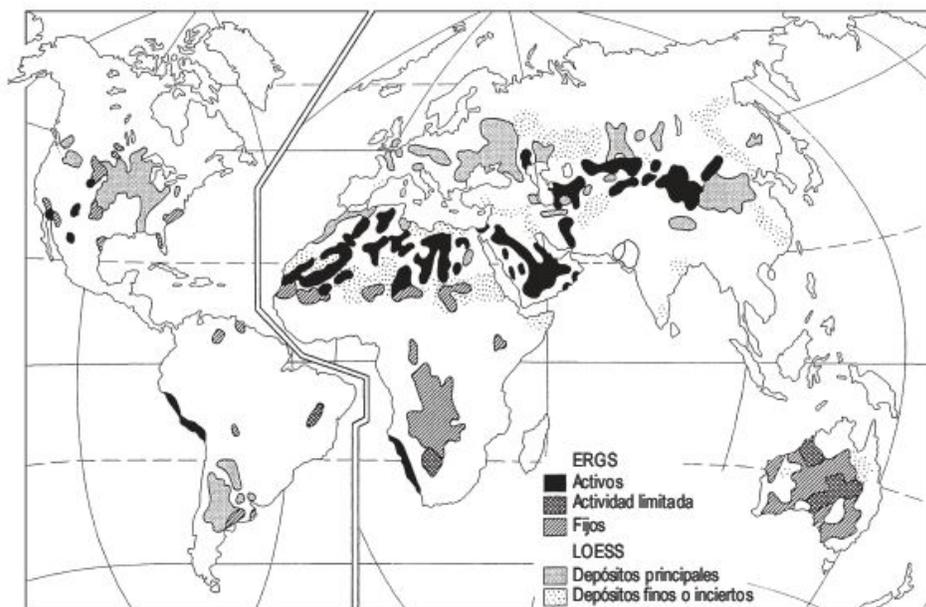


FIGURA 10.19 Distribución global de los depósitos eólicos. (Thomas, 1997).



FIGURA 10.20 Formas barjanoides en el erg meridional de Rub al Khali (Unión de Emiratos Arabes).

giones costeras, mientras que en otras áreas los ergs han progradado hacia el mar (Pye y Tsoar, 1990).

En los ergs se observa una diferenciación jerárquica (Wilson, 1972; Lancaster, 1994) en la que pueden distinguirse tres órdenes con diferentes espaciados: a) ripples eólicos (0,1-1 m), b) dunas individuales simples (50-500 m) y c) dunas compuestas y complejas (>500 m). Cada elemento de la jerarquía responde a la dinámica del régimen de vientos de la región.

Otros grandes cuerpos de arenas eólicas no tienen forma de dunas y se les denomina **mantos de arena** (*sand sheets*). Pueden alcanzar un área desde unos pocos km² hasta unos 100.000 km² en el Sahara oriental (Breed *et al.*, 1987). Su desarrollo está controlado por la vegetación, tamaño del grano, niveles freáticos superficiales, inundaciones estacionales y costras superficiales (Kocurek y Nielson, 1986).

10.8

Factores que afectan al desarrollo de los ergs

Para la formación de los ergs se necesitan tres requisitos: a) grandes suministros de arena, b) condiciones climáticas y topográficas adecuadas y c) suficiente energía del viento (Pye y Tsoar, 1990).

El 90% de las partículas de los ergs activos son de tamaño arena, ya que los limos se transportan por lo general lejos de los desiertos y las arcillas solo se movilizan eólicamente como *pellets*. La mayoría de la arena deriva de depósitos fluviales, litorales y lacustres. En el Desierto de Namib (Lancaster y Ollier, 1983) y en el del Sinaí las dunas se han originado a partir del transporte eólico sobre ambientes fluviales y litorales. Las arenas pueden movilizarse a lo largo de trayectorias determinadas y recorren enormes distancias hasta las zonas distales de los ergs (Wilson, 1973). Las máximas velocidades se han obtenido en mantos de arena en Mauritania, donde fluctúan entre 62,5 y 162,5 m³/m de anchura/año (Sarnthein y Walger, 1974) y en barjanes son de 3,49 m³/m de anchura/año. Si las velocidades de suministro de arena son elevadas se pueden formar extensos campos de dunas en decenas o

cientos de años. Sin embargo, el tiempo requerido para el desarrollo de los ergs es mucho mayor. La potencia media en los ergs saharianos es de 21-43 m, mientras que en el Desierto Simpson (Australia) es de 1 m (Wilson, 1973). Estos valores son muy bajos cuando se comparan con las potencias de varios cientos de metros de formaciones paleozoicas y mesozoicas de origen eólico, lo que implica una subsidencia en las cuencas sedimentarias y posiblemente una mayor actividad eólica para esas épocas, especialmente antes del desarrollo de las plantas terrestres (Kocurek, 1988).

Los procesos eólicos son, por lo general, más importantes cuando la cobertura vegetal es escasa y, por estas circunstancias, los grandes ergs se encuentran en zonas con <250 mm de precipitación, aunque para África del Sur el límite de las dunas activas oscila entre 100 y 150 mm (Lancaster, 1981). En algunos ergs se reconocen varias fases de acumulación, en las que los hiatos existentes se han originado por cambios climáticos, tal como se observa en el Golfo de Omán (Cooke *et al.*, 1993).

Los ergs pueden ser dinámicos o estáticos en función de su movilidad a lo largo del tiempo. Los primeros se encuentran en áreas planas y en ellas la emigración del erg, en dirección del viento dominante, no encuentra obstáculos significativos (Pye y Tsoar, 1990). Por el contrario, los ergs estáticos se localizan en depresiones topográficas, limitadas por pendientes pronunciadas (Fig. 10.21a) (Wilson, 1973). Un claro ejemplo lo encontramos en el Gran Erg Oriental, localizado al sur por los escarpes del Plateau de Tademaït (Fryberger y Ahlbrandt, 1979). Estos autores proponen diferentes influencias topográficas en el desarrollo de los ergs (Fig. 10.21b). Estos pueden ubicarse (1) en la sombra de barreras topográficas, (2) en depresiones poco profundas de los desiertos y (3) en zonas con una reducción de la energía de transporte. Por otra parte, la energía resultante puede dispersarse (4) si los vientos superficiales deflactan a lugares de acumulación favorable y (5) cuando se enfrentan vientos de diferentes direcciones.

Cuando las velocidades de transporte de arenas son elevadas el flujo es mayor que la sedimentación y se desarrollan mantos de arena y barjanes. Por el contrario, si el flujo de arena es saturado y la acumulación supera al transporte, se generan los ergs (Wilson, 1971). Este autor utilizó las direcciones del flujo de arena obtenidas por observatorios meteorológicos para dibujar mapas de flujo de arena en el Sahara (Fig. 10.22). De esta forma obtiene las áreas de procedencia y sedimentación de los ergs saharianos.

En los desiertos tropicales, los ambientes de energía eólica alta se localizan en la franja de vientos alisios que orlan las áreas anticiclonales, mientras que las zonas de energía baja se sitúan en las proximidades de los centros de altas presiones (Livingstone y Warren, 1996). La región del Sahel, en el sur del Sahara, es una zona de baja energía en la que se acumulan las partículas procedentes de los alisios del noreste, que son zonas de mayor energía.

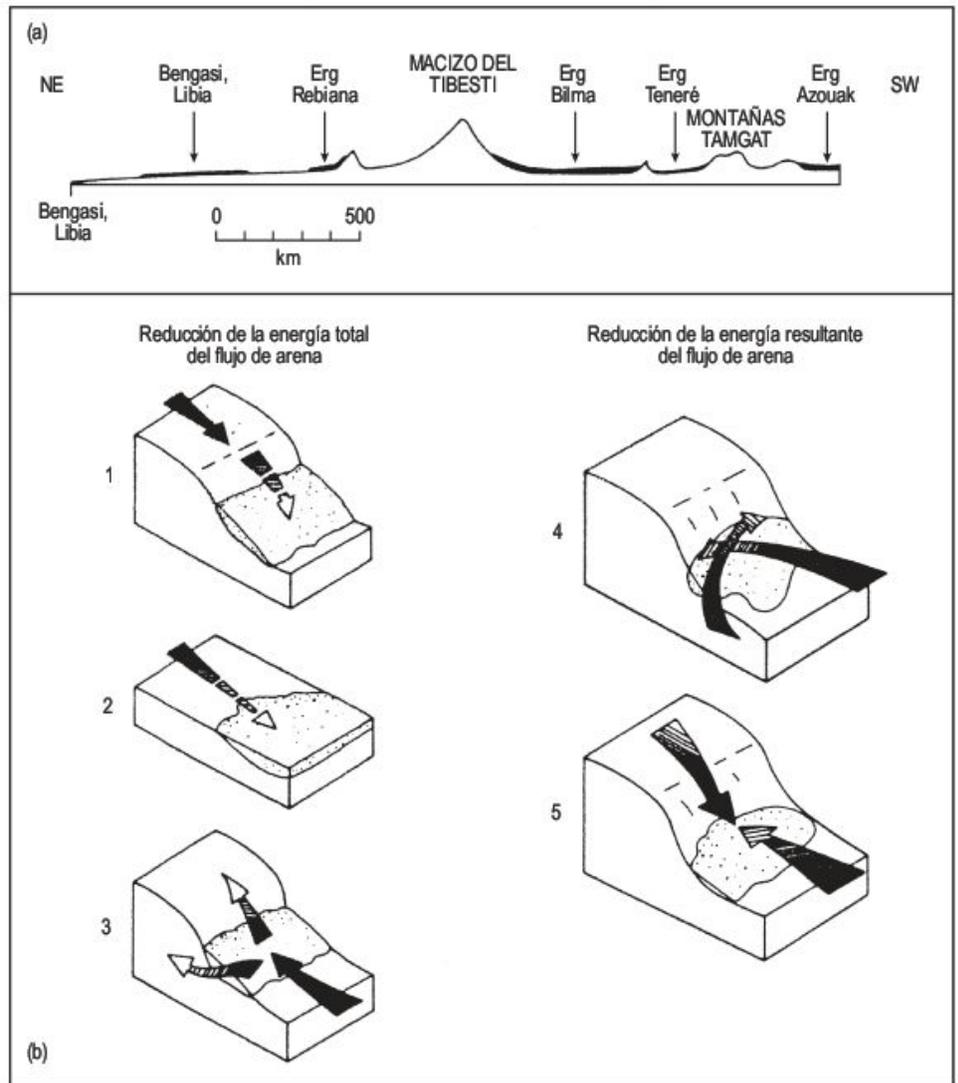


FIGURA 10.21 (a) Relaciones de los ergs con la topografía en el norte de África (Wilson, 1973). (b) Tipos de influencias topográficas en el desarrollo de los ergs (Fryberger y Ahlbrandt, 1979).

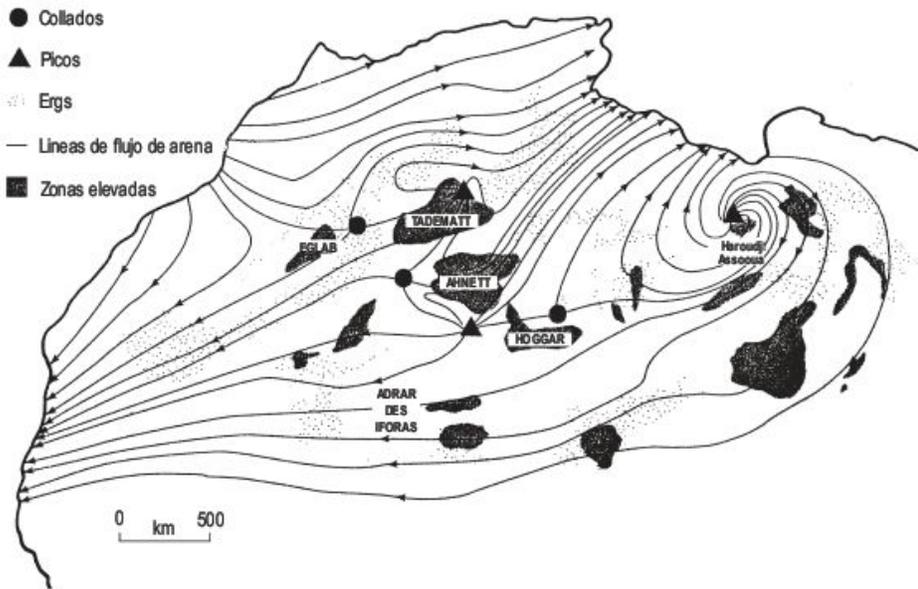


FIGURA 10.22 Líneas de flujo de arena que indican las principales áreas de procedencia y sedimentación en el Sahara (Wilson, 1971; Mainguet, 1978).

10.9 Procesos dominantes en las dunas

En las dunas el comienzo, desarrollo y obtención de una morfología de equilibrio viene dado por el balance entre la erosión y la sedimentación, las cuales controlan la morfología de la duna (Lancaster, 1995). Una disminución en el transporte de arena da lugar a una afluencia que supera a la evacuación, produciendo sedimentación y elevación de la acumulación. Por otra parte, las irregularidades del sustrato inciden considerablemente en las velocidades de transporte por su interacción con el flujo y por la generación de flujos secundarios (Lancaster, 1994).

El comienzo de la formación de una duna es un proceso escasamente conocido. La iniciación de una duna implica una sedimentación local que se produce por un descenso de la velocidad de transporte. Kocurek *et al.* (1992), en su trabajo sobre el desarrollo de las dunas de Padre Island (Texas), indican que la acumulación comienza en débiles irregularidades de la superficie o pequeños obstáculos de vegetación o bloques, que dan lugar a dunas de sombra. En esta publicación se reconocen cinco etapas de iniciación y desarrollo con una progresiva evolución del lado de sotavento, debido a la separación y expansión del flujo (Fig. 10.23): a) pequeñas acumulaciones irregulares de arena seca con unos pocos centímetros de altura, b) protodunas de 0,1-0,35 m de altura con ripples en toda la superficie; c) protodunas de 0,25-0,40 m con granos que caen por la cara de sotavento; d) barjanes de 1-1,5 m de altura con flujo de granos y e) dunas crecientes de 1-2 m de altura. Las tres primeras etapas pueden considerarse como generadoras de dunas embrionarias.

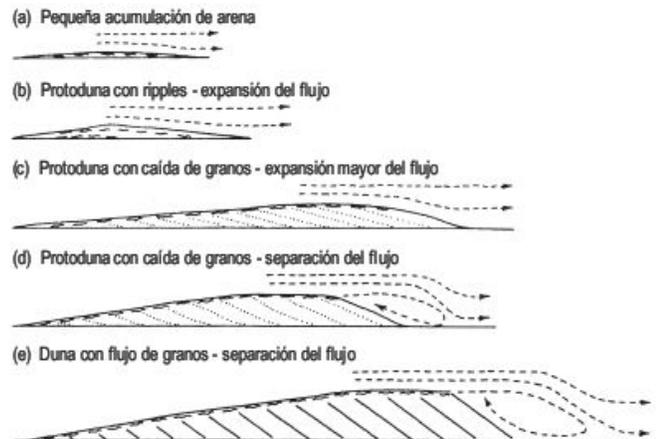


FIGURA 10.23 Etapas de iniciación de las dunas en la cara de sotavento. La estructura interna se representa por líneas onduladas para ripples, líneas de puntos para láminas de granos caídos y líneas continuas para estratificaciones cruzadas generadas por flujo de granos (Kocurek *et al.*, 1992).

Bagnold (1941) observa que un intenso transporte de arena lleva consigo una inestabilidad transversal al flujo, que produce el depósito de arena en bandas longitudinales de 1-3 m de anchura. Señala que estas bandas pueden constituir los núcleos de futuras dunas longitudinales.

En las pequeñas acumulaciones de arena se produce erosión con velocidades del viento bajas e intermedias, pero cuando éstas son elevadas domina el proceso de acreción (Greely e Iversen, 1985). También se pueden formar

las dunas por fuertes ráfagas de viento que son capaces de barrer la arena y depositarla cuando va cesando el viento; las pequeñas acumulaciones eólicas pueden constituir el inicio de la formación de las dunas (Warren y Knott, 1983).

Uno de los problemas, en los que se barajan numerosas interpretaciones, es el relativo a la repetición regular de dunas sucesivas, de aproximadamente la misma forma y con un espaciado similar. Los modelos se basan en dunas desarrolladas bajo el agua y su evolución se fundamenta en la inestabilidad cinemática y la turbulencia (véase Cooke *et al.*, 1993; Livingstone y Warren, 1996).

Por otra parte, a medida que las dunas crecen, el flujo de aire se comprime hacia la cresta, lo que trae consigo un incremento de la velocidad del viento y, por otra parte, una expansión y divergencia en el lado de sotavento, que produce sistemas muy variados de flujos secundarios (Lancaster, 1995) (Fig. 10.24).

Las **laderas de barlovento** de una duna son una zona de importantes cambios, que se manifiestan por las modificaciones de la pendiente de la ladera, rugosidad, velocidad de cizallamiento y descarga de arena (Livingstone y Warren, 1996). Toda la ladera es una zona de máxima erosión (Bagnold, 1941) y en ella la velocidad del viento aumenta hacia la zona más elevada. Las diferencias de velocidad existentes entre la ladera y la cresta de la duna, medidas en barjanes, puede superar incluso la relación 1/42. Estas condiciones se encuentran en laderas rectas de 5 a 10° de inclinación. No obstante, se han indicado velocidades del viento elevadas para laderas muy inclinadas (Lancaster, 1985), aunque para otros autores en las zonas de vientos fuertes se producen en pendientes bajas (Gaylord y Dawson, 1987). Todo ello indica un claro desacuerdo que necesita de futuras investigaciones.

Las **crestas** pueden tener forma recta o bien constituyen la zona más elevada, separada del borde que da paso a la cara de sotavento (Fig. 10.25). Estas variaciones se explican a partir de pequeñas dunas en domo, con una neta separación entre cresta y borde, que se transforman en dunas de mayor tamaño en las que la separación es mucho

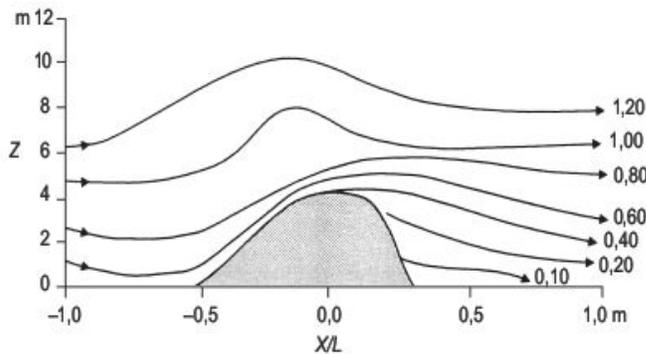


FIGURA 10.24 Flujo del viento sobre un barján aislado en Salton Sea, California. Se observa una compresión del flujo en la ladera de barlovento y una expansión en la de sotavento (Lancaster, 1994).

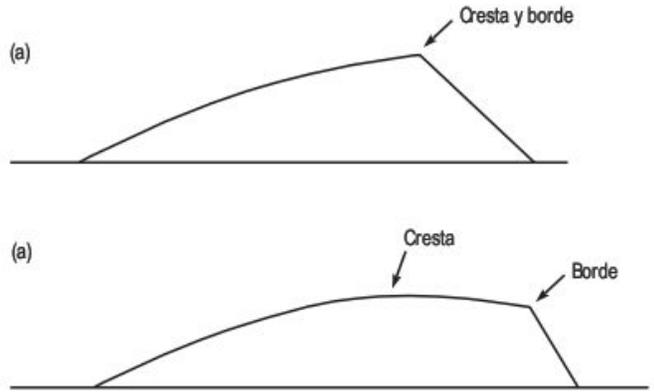


FIGURA 10.25 Cresta de una duna (punto más alto) y borde (techo de la ladera de sotavento); (a) la cresta y el borde son los mismos y en (b) están separados (Livingstone y Warren, 1996).

menor, para evolucionar finalmente a laderas rectas con cresta (Lancaster, 1987). También se han sugerido evoluciones inversas (Capot-Rey, 1963). Otra interpretación, indicada por Bagnold (1941), señala que la separación entre la cresta y el borde se debe a variaciones en las velocidades de cizallamiento y de transporte de arena. Finalmente, este último autor indica que en las dunas en forma de domo la cresta puede ser móvil, mientras que la base permanece estática. Estas variaciones las comprueba Lancaster (1985), cuyos resultados señalan relaciones de velocidad de la base de la duna con respecto a la cresta de 158:1 y de 13:1 para vientos débiles y fuertes, respectivamente. Estas últimas experiencias indican que el transporte de arena se produce solo en las zonas de cresta de las dunas en las épocas de velocidades bajas, mientras que en periodos de vientos fuertes se moviliza en toda la duna. La cresta puede rebajarse en periodos de pequeña velocidad y crecer con vientos más fuertes.

En las **laderas de sotavento** las velocidades del viento y el transporte de arena disminuyen rápidamente por expansión del flujo entre la cresta y el borde y separación del mismo en la cara de sotavento. El flujo es muy irregular, a ráfagas y con inversiones de flujo, que se detectan con humo. Las velocidades del viento en la base de esta ladera son bajas y variables; para dunas crecientes fluctúan entre 0,4-0,8 con respecto a las crestas, para el Desierto de Namib y alcanzan valores de hasta 0,04 en las dunas de Padre Island, Texas (Sweet y Kocurek, 1990). En las dunas longitudinales y en estrella el flujo es complejo, sobre todo si la línea de cresta es sinuosa. La separación del flujo tiene lugar en la cresta, pero cuando éste es oblicuo se originan remolinos en la cara de sotavento y transporte de arena a lo largo de la duna (Tsoar, 1983a). Los granos de arena pueden caer desde la cresta o traspasarla por saltación (Fig. 10.5). También se desplazan en masa, a partir de grietas con escarpes de 5-10 mm, fluyendo en forma de avalanchas y produciendo morfológicas en forma de cuello de botella (Fig. 10.26). Estas lenguas

de avalancha tienen unos pocos centímetros de potencia, en torno a 0,5 m de anchura y se movilizan a velocidades de alrededor de 0,2 m/seg. (Hunter, 1985). Con el rocío

de la mañana o en ambientes salinos, existe una cohesión superficial, que produce la movilización de placas de arena (Fig. 10.27) (McKee, 1979).

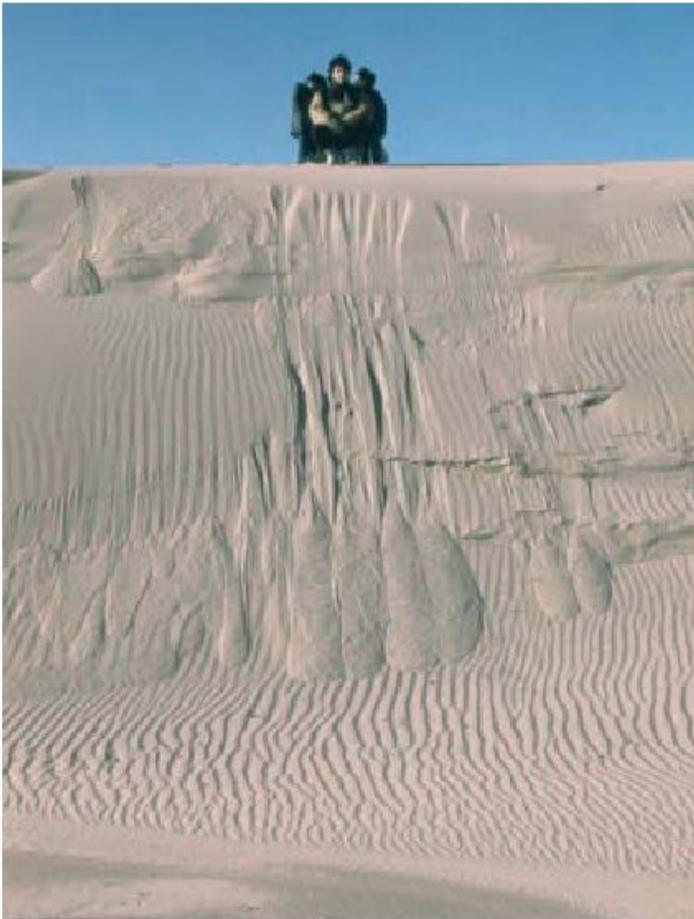


FIGURA 10.26 Flujos en forma de cuello de botella en la cara de sotavento de una duna. Ythan Stuary and Sands of Forvie, Aberdeenshire (Escocia). Foto F. Gutiérrez.



FIGURA 10.27 Placas de arena deslizadas en la ladera de sotavento. Playa del Trabucador, Delta del Ebro. Foto F. Gutiérrez.

10.10

Clasificación de las dunas

Se diferencian una gran cantidad de tipos de dunas, a pesar de que los procesos principales, descritos con anterioridad, se reconocen en todas ellas. Por otra parte, se utilizan numerosos nombres para denominar a las mismas formas (Breed y Grow, 1979), lo que produce cierto confusión a la hora de clasificar las dunas y comparar estas agrupaciones.

Las clasificaciones efectuadas se pueden agrupar en dos (Lancaster, 1995). En primer lugar, las clasificaciones morfodinámicas, que relacionan el tipo de duna con los vientos que la generan o con el suministro de sedimentos. La segunda diferenciación, clasificación morfológica, solo tiene en cuenta la forma externa de la duna. Se han propuesto numerosas clasificaciones morfodinámicas (Auffrère, 1928; Clos-Arceud, 1969; Hunter *et al.*, 1983). Estos últimos autores, al relacionar el rumbo de la duna con la dirección del viento, diferencian entre dunas transversas, oblicuas y longitudinales. No obstante, a partir de investigaciones de dinámica de dunas, se comprueba que distintas partes de la misma duna pueden ser a la vez transversas, oblicuas y longitudinales (Tsoar, 1983b; Lancaster, 1989b). Mainguet (1983, 1984) diferencia formas erosivas (dunas parabólicas y cordones de arena) y morfologías deposicionales (barjanes, cadenas transversas, dunas longitudinales y piramidales). La clasificación morfológica elaborada por McKee y Bigarella (1979) se basa en la forma y en el número de caras. Tomando como base esta clasificación, Lancaster (1995) y Thomas (1997) llevan a cabo la diferenciación de las dunas. Además, exist

ten otro tipo de clasificaciones, basadas en fines prácticos, tal como la de traficabilidad de las dunas. Recientemente, Tsoar *et al.*, (2004) clasifican las dunas en función de su morfodinámica: dunas migrantes (*migrating dunes*), como las dunas transversas, dunas alargadas (*elongating dunes*), tal como las dunas lineales y dunas de acumulación (*accumulating dunes*).

Nosotros adoptaremos por su simplicidad la clasificación propuesta por Livingstone y Warren (1996), que resulta de una modificación de la de Cooke *et al.* (1993), ya que se basa en la forma, libertad de movimiento de la duna e inmovilización por la vegetación o algún obstáculo topográfico (Tabla 10.1).

10.10.1 Dunas transversales

La dirección principal del flujo de arena es perpendicular a la cresta, a lo largo aproximadamente de todo el año. Estas dunas crecen y mantienen un equilibrio en su forma y tamaño. Son más largas en dirección perpendicular a la del viento dominante y las laderas de barlovento son de menor pendiente que las de sotavento.

La palabra **barján** es de origen turco y se utiliza para dunas aisladas en forma de media luna desarrolladas sobre un substrato coherente, tal como un pedimento, pavimento desértico o una sebkha. Suelen encontrarse en los márgenes de los ergs y en corredores de transporte de arena en relación con zonas deposicionales. Por lo general,

TABLA 10.1 Clasificación de dunas (Livingstone y Warren, 1996).

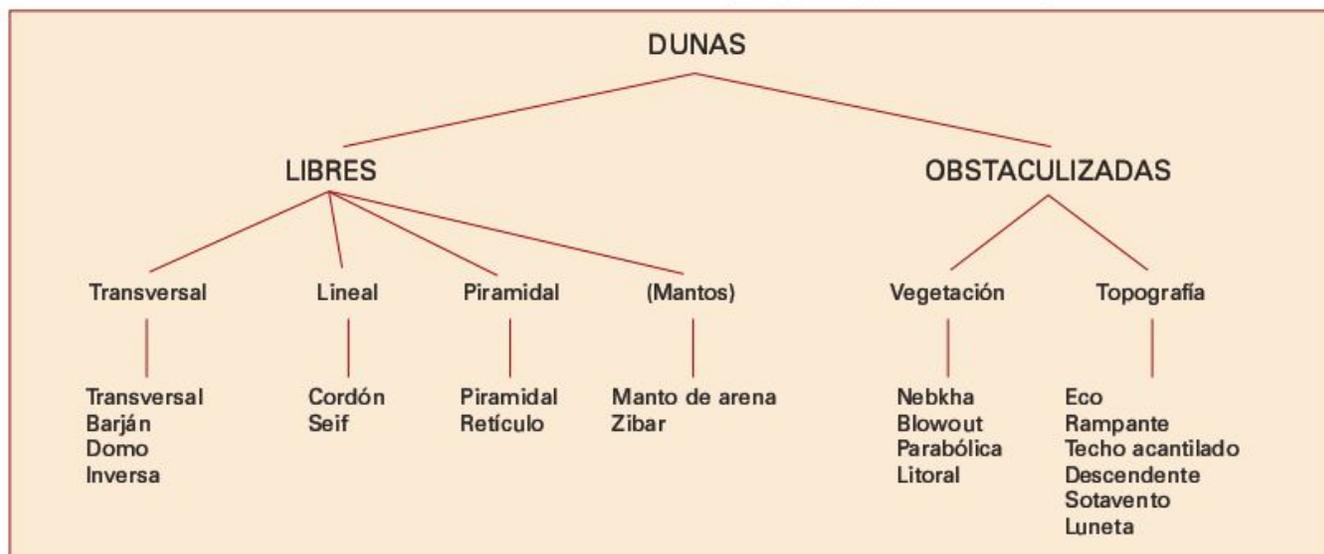




FIGURA 10.28 En primer término, barján de pequeño tamaño; al fondo, nebkhas. Jaisalmer. Desierto del Thar (India).

son de tamaño pequeño y su altura suele ser la décima parte de la anchura. Los más pequeños se movilizan rápidamente, mientras que los que alcanzan varias decenas de metros de altura emigran muy lentamente. La ladera de barlovento es claramente convexa con un ángulo medio de 12° , mientras que la inclinación de la de sotavento es de $33\text{--}34^\circ$ (Pye y Tsoar, 1990). Los cuernos apuntan en el sentido de la dirección del viento (Fig. 10.28). La velocidad de avance del barján está directamente relacionada con la velocidad de transporte de arena sobre la cresta y está en relación inversa con la altura de la cresta (Bagnold, 1941). Las velocidades son muy variables, llegando a alcanzar hasta 63 m/año (véase Thomas, 1997). A medida que aumenta el suministro de arena, los barjanes se unen lateralmente para formar cordones barjanoides (Kocurek *et al.*, 1992), también denominados megabarjanes (Cooke *et al.*, 1993; Lancaster, 1995; Thomas, 1997). Si se incrementa la cantidad de arena se producen cordones barjanoides compuestos (Fig. 10.20) (Thomas, 1997), también llamados dunas crecientes compuestas (Breed y Grow, 1979; Lancaster, 1989a). Estas dunas se caracterizan por un cordón principal, que se eleva de 20 a 80 m por encima del área de interduna, con numerosos barjanoides en las partes superiores de las laderas de barlovento y en las zonas de crestas. El espaciado de los grandes cordones oscila entre 700 y 2.000 m. Los barjanes simples y las agrupaciones descritas ocupan aproximadamente un 40% de los desiertos arenosos (Fryberger y Goudie, 1981).

La erosión y sedimentación en los barjanes se caracteriza por la erosión de las laderas de barlovento y la sedimentación en las de sotavento. Durante un periodo de dos semanas, Howard *et al.* (1978) midieron los cambios en la altura de la superficie de un barján. Encontraron fundamentalmente una erosión máxima en el centro del lado de barlovento y sedimentación en la mayor parte del área de sotavento (Fig. 10.29).

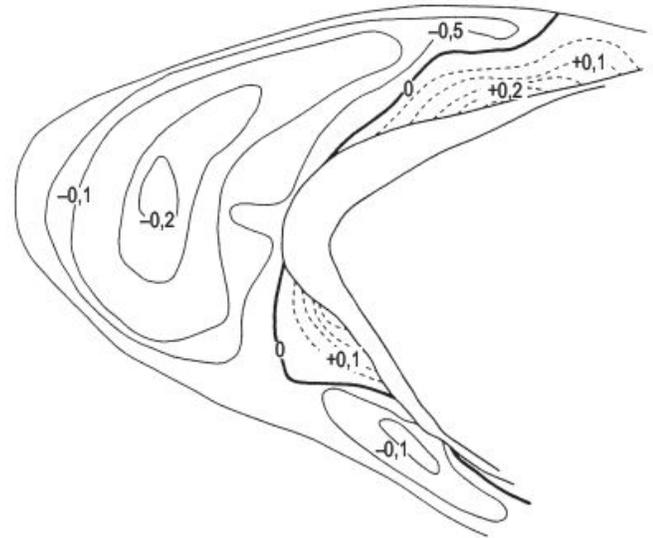


FIGURA 10.29 Cambios en la altura de la superficie de un barján durante un periodo de dos semanas (Howard *et al.*, 1978).

Los experimentos en túneles de viento señalan que la velocidad de cizallamiento ejercida por el viento es la fuerza fundamental del transporte eólico de arena (Butterfield, 1993). Las medidas de campo en dos dimensiones indican que en los barjanes la velocidad (Frank y Kocurek, 1996; Lancaster *et al.*, 1996) y la arena transportada, recogida en trampas, aumentan hacia la cresta de la duna (Wiggs *et al.*, 1996). Estos últimos autores muestran el papel fundamental de la turbulencia deducido en túneles de viento. Por otra parte, los resultados de la aplicación de CFD concuerdan con las medidas de velocidades máximas de viento en la cresta de la duna (Parsons *et al.*, 2004). En el modelo de Hersen *et al.*, (2004) se pone de manifiesto, para los barjanes, que la cantidad de pérdida de arena de

una duna es proporcional a la anchura de sus cuernos, debido a que es el único lugar donde se pierde arena. No obstante, tanto los modelos físicos como numéricos deben considerarse como complementarios de las investigaciones de campo (Livingstone *et al.*, 2007).

Las **dunas transversales** (*transverse dunes*) están constituidas por cordones fundamentalmente perpendiculares al viento; su perfil es asimétrico con la ladera de barlovento de poca pendiente y la de sotavento de inclinación acusada (Fig. 10.30) (Cooper, 1958). El cordón es ondulado, la altura no suele superar los 10 m y el espaciado entre las dunas es de 100 a 600 m (Hesp y Thom, 1990).

Las **dunas en domo** se incluyen en el apartado de dunas transversas, ya que tienen una similar orientación y tipo de transporte de arena. Por lo general son bajas, de cresta aplanada, sin una ladera más abrupta que otra y de forma en planta circular o elíptica. No son frecuentes en la mayoría de los desiertos, pero son muy abundantes en el desierto chino de Taklinakan (Zhende, 1984). A diferencia de otras zonas arenosas en las que su tamaño es pequeño, aquí alcanzan 40-60 m de altura y 500-1.000 m de diámetro. Las dunas en domo suelen encontrarse en los márgenes de los campos de dunas. Glennie (1972) señala que si las velocidades del viento son bajas se originan lomas ovaladas y si son elevadas se generan formas longitudinales. Otros autores indican que la acción de fuertes vientos multidireccionales es la causa del origen de las dunas en domo, ya que impide la formación de las crestas (McKee y Bigarella, 1979; Breed y Grow, 1979).

Las **dunas inversas** se incluyen en el grupo de las dunas transversas, debido a que el transporte de arena es perpendicular a las crestas. Se originan por vientos totalmente opuestos, correspondientes a dos estaciones. Así, las dunas inversas de Omán (Cooke *et al.*, 1993), se forman por los fuertes monzones de verano las más grandes y por vientos contrarios de invierno las de menor tamaño.

10.10.2 Dunas lineales

También se denominan **longitudinales**. Son las dunas más frecuentes y tienen una gran longitud de hasta más de 200 kms. Son bastante rectilíneas, paralelas, con un espaciado regular y una sección transversal más simétrica que las dunas transversas. En el perfil longitudinal de las dunas lineales suelen diferenciarse numerosas crestas y collados. Estos son típicos de las dunas medianas y grandes. Sin embargo, las de menor tamaño son bastante rectilíneas. Estas dunas suelen desplazarse en la dirección del viento dominante, aunque algunas se movilizan oblicuamente. Las dunas lineales también se denominan *seif, sif, silk, etc.* y los corredores existentes entre los cordones arenosos se conocen como *gassi, goud, etc.* (véase Cooke *et al.*, 1993).

Se pueden diferenciar, dentro de las dunas lineales, las variedades simples, compuestas y complejas (Pye y Tsoar, 1990). Las primeras constan de un cordón estrecho (Fig. 10.31), que puede superar los 200 kms, con una cresta recta o sinuosa. El perfil transversal es recto o redondeado, con un espaciado interdunas regular y una elevada relación de áreas de duna a interduna. Alcanzan un gran desarrollo en los desiertos de Kalahari y Simpson (Lancaster, 1995). En estas regiones tienen de 2 a 35 m de altura, una anchura de 150-250 m, un espaciado de 200-450 m y pueden alcanzar 200 kms de longitud. En ocasiones, estas dunas se presentan parcialmente cubiertas de vegetación, como en Nizzana, frontera de Israel-Egipto (Fig. 10.32). Una característica de estos campos de dunas son las uniones de las crestas en «Y» o en diapasón, que son frecuentes en áreas de dunas muy próximas. Las zonas de interdunas pueden estar cubiertas de arena o ser pavimentos desérticos cubiertos parcialmente de vegetación.

Las dunas lineales compuestas constan de dos o más cordones de dunas muy próximos o superpuestos sobre la



FIGURA 10.30 Dunas transversales activas y, en primer término, nebkhas. Corralejo. Fuerteventura. Islas Canarias.



FIGURA 10.31 Seif «El Dragón», en el litoral de Iquique, norte de Chile, Foto J. Rodríguez Vidal.



FIGURA 10.32 Dunas lineales simples parcialmente cubiertas por vegetación. Estación experimental de Nizzana. Desierto del Negev.

cresta. Están bien estudiadas en el Desierto de Namib (Lancaster, 1983, 1989a), donde los cordones son asimétricos, de 25-40 m de altura, con un espaciado de 1.200-2.000 m y las áreas interdunas están cubiertas de arena. En cuanto a las dunas lineales complejas, las grandes dunas del Namib, de 50-150 m de altura y 1-2 km de espaciado, tienen una línea de cresta principal, sinuosa y dunas crecientes en los flancos. Las áreas interdunas están cubiertas de arena con ondulaciones subparalelas o ligeramente oblicuas a la cresta principal.

Los regímenes del viento de las dunas lineales son variables. Los más frecuentes son unimodales o bidireccionales y, a veces, se reconocen varias direcciones. Suelen estar fundamentalmente asociados a vientos persistentes de una misma dirección, a los que se superponen vientos oblicuos.

El origen y la dinámica de las dunas lineales ha sido objeto de numerosos estudios, que aparecen reflejados en

las síntesis de Pye y Tsoar (1990), Cooke *et al.* (1993) y Livingstone y Warren (1996). Bagnold (1941) propuso que los seifs derivan de barjanes por alargamiento de uno de los cuernos en una zona de vientos con dos direcciones de diferente intensidad (Fig. 10.33). Otros consideran que el alargamiento se produce en el frente de una duna parabólica (Verstappen, 1968). La hipótesis del origen de las dunas lineales a partir de flujos helicoidales (Bagnold, 1953) tiene todavía seguidores en la actualidad (Fig. 10.34), por investigaciones de campo y en túneles de viento (Tseo, 1993). Las dunas se desarrollan en las zonas de convergencia y los corredores quedan entre ellas. Este modelo parece explicar también la regularidad del espaciado.

Para Tsoar (1983a) y Livingstone (1989) las dunas lineales resultan de la actuación de vientos en dos direcciones. Estas dunas emigran lateralmente, tal como fue demostrado por Rubin e Ikeda (1990) en experimentos con

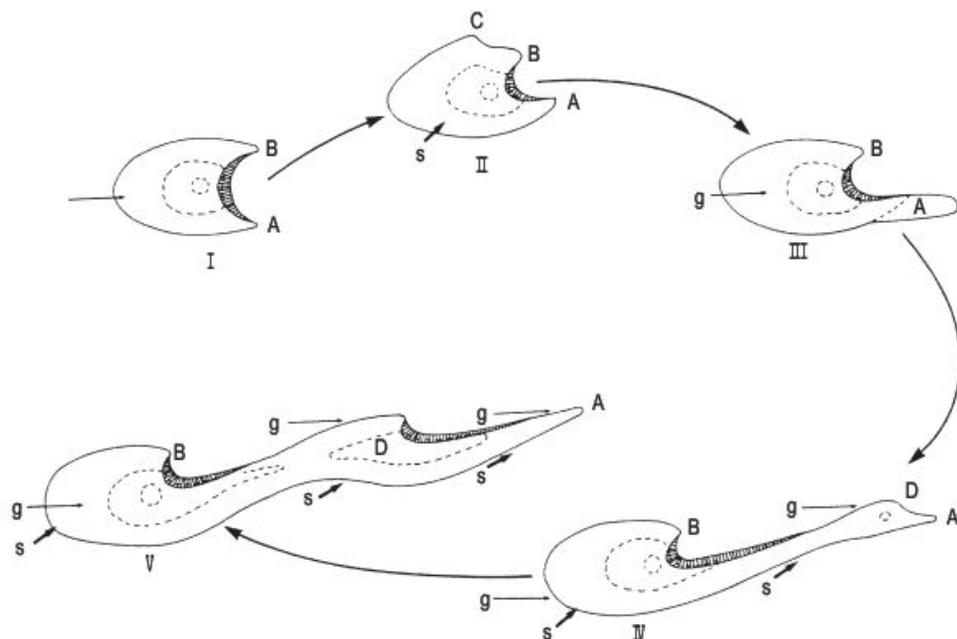


FIGURA 10.33 Modelo de desarrollo de seifs a partir de barjanes; s señala fuertes vientos y g vientos débiles (Bagnold, 1941).

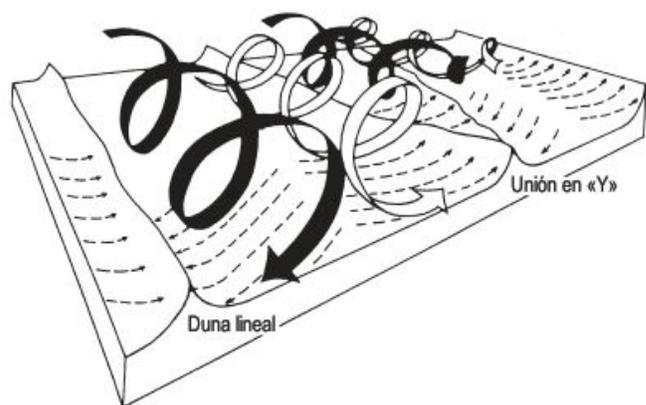


FIGURA 10.34 Hipótesis de la formación de dunas lineales a partir de flujos helicoidales (Livingstone y Warren, 1996).

flume. Esta migración se reconoce porque la dirección de transporte no coincide con el rumbo de la duna y también por el estudio de la estructura interna de la duna (Rubin, 1990). En la actualidad, ésta se puede conocer por el radar de penetración en el terreno (*ground-penetration-radar*; GPR) (Bristow *et al.*, 2000). En un área del Desierto del Namib estos autores encuentran que el ángulo de divergencia entre las dos direcciones principales del viento es de unos 135° y la relación de transporte entre ambas es de 3:1, lo que indica una migración lateral. Por el contrario, Livingstone (2003) en 21 años de observaciones no encuentra una migración lateral perceptible. Igualmente Tsoar *et al.*, (2004), con estudios de fotografías aéreas en el Sinaí, tampoco observan movimientos laterales. Quizás se necesiten más años de observación para detectar los desplazamientos laterales.

10.10.3 Dunas piramidales y reticuladas

Ambas tienen en común un conjunto de caras de avalancha desarrolladas a partir de diversas direcciones del viento. Las **dunas piramidales** también se denominan dunas en estrella, en cono, montañas de arena, *ghourds* y otros nombres locales (Pye y Tsoar, 1990; Cooke *et al.*, 1993). Son las dunas mayores existentes en los *ergs* y pueden alcanzar más de 400 m de altura en Argelia (Wilson, 1973). Por consiguiente, soportan un gran volumen de arena y parece que se localizan en zonas de gran sedimentación. Además de su gran tamaño y morfología piramidal presentan un conjunto de tres o cuatro brazos radiales (Fig. 10.35). Alrededor del 11% de todas las dunas son de tipo piramidal (Fryberger y Goudie, 1981) y en el Gran Erg Oriental de Argelia ocupan un 40% de la región (Breed y Grow, 1979). Los brazos convergen en la cima, donde los ángulos de las laderas fluctúan entre 15° y 30° , mientras que las partes más bajas de la duna son más suaves ($5-10^\circ$) y en ellas pueden observarse pequeñas dunas crecientes e inversas. El espaciado entre las dunas varía, según la recopilación de Lancaster (1995), entre 150 y 6.700 m y la anchura de las dunas entre 180 y 6.000 m. En general, existe una clara relación directa entre la altura de la duna y el espaciado de las dunas piramidales (Lancaster, 1989b). Estas dunas pueden crecer unos centímetros al año y parecen emigrar lentamente, en lugar de mantener un balance compensado (Nielson y Kocurek, 1987).

Las rosas de vientos elaboradas en distintos desiertos en dunas piramidales, indican que los vientos son multidireccionales de energía variable (Lancaster, 1989b,c), sobre todo durante los meses en los que tiene lugar la ma-



FIGURA 10.35 Duna piramidal. Erg Chebbi (Marruecos). Foto J. L. Peña.

yoría del transporte de arena. Por consiguiente, el transporte neto es normalmente bajo. Las interacciones entre los cambios de viento estacionales concentran la sedimentación de arena en las partes centrales de la duna. Los brazos principales de la duna piramidal se disponen aproximadamente transversos o débilmente oblicuos a las direcciones del viento dominante local. Los brazos menores se sitúan paralelos y transversos al rumbo de los vientos secundarios (Fig. 10.36) (Lancaster, 1989c). Por otra parte, las barreras topográficas ejercen una influencia manifiesta en la existencia de dunas piramidales (Breed y Grow, 1979), ya que modifican los vientos regionales e incrementan su variabilidad o crean trampas para el transporte.

Las **dunas reticuladas** se desarrollan bajo una cubierta continua de arena y están formadas por dunas de pocos metros de altura. Se entrecruzan configurando redes alveolares o rómbicas de algunos cientos de metros. Se interpretan como conjuntos de dunas transversas que se solapan, como consecuencia de las distintas direcciones de vientos estacionales existentes (Aufrère, 1935). Su complejidad es variable y es función de la intensidad y persistencia de los vientos estacionales.

10.10.4 Mantos de arena y zibars

Los mantos de arena son acumulaciones con pequeñas dunas sin cara de avalancha, que se desarrollan en un terreno muy aplanado (Fig. 10.37). Las **bandas y cordones de arena** son formas alargadas y constituyen una variedad de los mantos de arena (Breed y Grow, 1979). Las superficies pueden ser irregulares, onduladas, con o sin *ripples*, etc. Muchos de los mantos de arena actúan como base o soporte para otras dunas móviles. Globalmente, la extensión de los mantos de arena supera el millón y medio de km^2 y, al comienzo del capítulo, ya indicamos que la má-

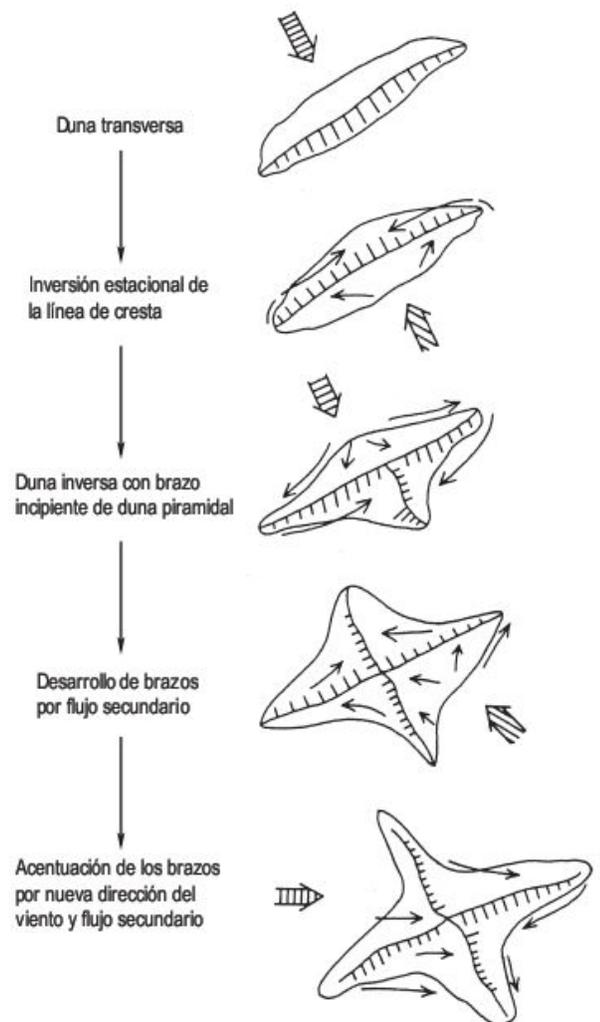


FIGURA 10.36 Modelo para la formación de una duna piramidal por desarrollo de circulaciones de flujo secundario, a medida que la duna se moviliza en regímenes de viento multidireccional (Lancaster, 1989b).



FIGURA 10.37 Manto de arena, El Portillo. Fuerteventura. Islas Canarias.

xima superficie conocida es de 100.000 km², en los límites entre Egipto, Sudán y Libia. La potencia de los depósitos de los mantos de arena varía entre unos pocos centímetros a 10 m (Breed *et al.* 1987). El tamaño de grano fluctúa desde arena fina, a veces con un contenido de limo significativo, a arena gruesa mal clasificada (Pye y Tsoar, 1990). En Egipto se trata de llanuras arenosas con depósitos residuales de gravillas y cantos que forman la capa superficial. En general, salvo raras excepciones, los mantos de arena son depósitos pobremente clasificados. Los niveles infrayacentes suelen estar formados por capas de arena subhorizontales (Lancaster, 1995).

Los mantos de arena están afectados por un conjunto de factores que condicionan su formación (Kocurek y Nielson, 1986). La vegetación reduce el movimiento y crecimiento de la duna y se produce una acreción de láminas de arena horizontales. Estas circunstancias de vegetación esparcida son frecuentes en los márgenes de los desiertos. Cuando se tiene en superficie una capa de arena gruesa es muy posible que la fracción fina haya sido exportada por deflación. Si el nivel freático es superficial, o se producen inundaciones periódicas o estacionales, se dificulta o impide la formación de las dunas. Finalmente, la presencia de costras superficiales y tapices algales imposibilita el transporte de arena para formar una duna.

Al igual que los mantos de arena, los **zibars** son áreas aplanadas con dunas sin cara de avalancha con depósitos de poco espesor. Forman *ripples* y *megaripples*, los depósitos son de arena gruesa y se asientan sobre un substrato duro. Esto explica que el término zibar, derivado del árabe *zibara*, signifique superficie dura transitable para los vehículos. Pueden encontrarse entre dunas lineales y piramidales. Son frecuentes en áreas en las que el material fino ha sido deflactado. Se reconocen en ambientes variados, desde el centro del Sahara hasta las zonas con escasa vegetación del sur de California (Cooke *et al.*, 1993).

10.10.5 Dunas obstaculizadas por vegetación

Las áreas con dunas de escasa movilidad son lugares idóneos para el crecimiento de las plantas debido a la retención hídrica por la arena (Tsoar y Moller, 1986). Esta cubierta vegetal modifica el flujo del viento y en ella la arena eólica puede quedar atrapada.

Las **dunas obstaculizadas por la vegetación**, también llamadas **dunas fitogenéticas** (Cooke *et al.*, 1993), proceden de la estabilización de la arena eólica alrededor de las plantas (*nebkhas* y dunas costeras) y de la erosión de superficies cubiertas por vegetación (*blowouts* y dunas parabólicas). Aunque son dunas prácticamente fijas, muchas experimentan cambios en su forma y tamaño durante ciclos estacionales o más largos.

El tipo más frecuente de dunas obstaculizadas por la vegetación son las **nebkhas**, también llamadas dunas de arbusto, dunas de sombra, dunas *hummock*, *rebou*, etc. (Pye y Tsoar, 1990; Cooke *et al.*, 1993). Ocupan enormes extensiones en las zonas bajas de las áreas semiáridas. Constituyen pequeñas lomas atrapadas por la planta, alargadas en el sentido del transporte de arena y ubicadas en la zona de sotavento (Figs. 10.38, 10.28 y 10.30). Las partículas que constituyen las nebkhas son arena, limo y aglomerados de arcilla. La forma de una nebkha es función del tamaño, densidad y crecimiento de la planta (Capot-Rey, 1957). Se necesita que las plantas tengan un mínimo de 10-15 cm de altura para que sea efectivo el atrapamiento de la arena. Las nebkhas varían considerablemente de tamaño y llegan a alcanzar 10 m de altura y hasta 1 km de largo cuando quedan atrapadas por grupos de árboles (Cooke *et al.*, 1993). La altura de la duna es máxima al lado de la planta en la zona de sotavento, ya que aquí los flujos inversos son máximos. La longevidad de la planta es también importante, ya que únicamente las especies de lar-



FIGURA 10.38 Agrupaciones de nebkhas en el margen del desierto del Thar. Jaisalmer (India).

ga vida pueden retener una mayor cantidad de arena. Por el contrario, muchas nebkhas son efímeras, ya que se ubican sobre plantas anuales. Otras veces, las plantas perennes sufren cambios en el nivel freático, precipitación y suministro de sedimentos, que producen modificaciones bruscas en la dinámica eólica (Gile, 1975). Algunas nebkhas están afectadas por procesos distintos a los eólicos, tal como el impacto y salpicadura por las gotas de lluvia, escorrentía y acción de los animales. Por consiguiente, se trata de una suma de procesos en los que es difícil valorar la aportación de cada uno (Cooke *et al.*, 1993).

Los **blowouts** son morfologías producidas por deflación y constituyen depresiones cerradas en arenas eólicas sueltas hasta el límite de las raíces de las plantas (Livingstone y Warren, 1996) y pueden sufrir cambios importantes en breves periodos de tiempo (Gares y Nordstrom, 1987; Jungerius y van der Meulen, 1989; Gares, 1992). Hay autores

que restringen el término de blowout para los generados en áreas con vegetación, mientras que otros, como Lancaster (1995), extienden su denominación a los elaborados en dunas desnudas (Fig. 10.39). Los blowouts se encuentran en dunas continentales, fundamentalmente en los márgenes desérticos cálidos y fríos (Seppälä, 2004), y en dunas litorales con vegetación. Una de las agrupaciones de blowouts más estudiadas es la de Meijendel, en las dunas litorales de Holanda (Fig. 10.40) (Jungerius, 1984). Se reconocen dos tipos de blowouts: en escudilla (*saucer*) y en artesa (*trough*) (Cooper, 1967) (Fig. 10.41). Los blowouts se alargan en la dirección del viento y el eje mayor alcanza de 10 a 30 m de largo y en ocasiones sobrepasa los 100 m (Hesp, 2002 y 2004; Hesp y Hyde, 1996). La cobertera vegetal es muy importante en el desarrollo de estas formas. Así, los blowouts pueden iniciarse cuando la cobertera de vegetación es rala o desaparece debido a un cambio climático árido de pro-



FIGURA 10.39 Blowout desarrollado en las cadenas de dunas de Al Liwa. Desierto de Rub al Khali (Unión de Emiratos Árabes).



FIGURA 10.40 Blowouts con fondo arenoso y vegetación arbustiva y arbórea. Se observan pequeños blowouts en primer término. Meijendel. Dunas litorales de Holanda.

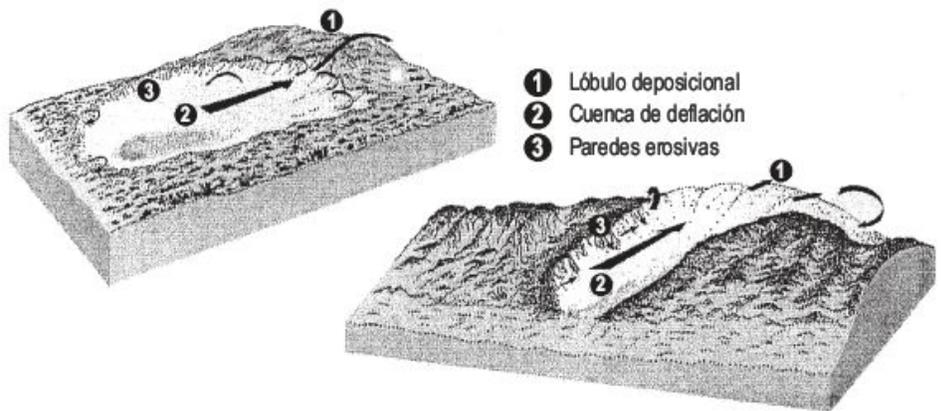


FIGURA 10.41 Esquemas de blowouts en escudilla y artesa en los que se indican la dirección del viento (Hesp, 2002).

longada sequedad. La vegetación disminuye la rugosidad, con lo que se incrementa la superficie de barrido y la exportación de material. También la pérdida se puede producir por sobrepastoreo, actividad de roedores y fuego. Además, las plantas de las partes superiores de las dunas son las que primero se secan y, por eso, la erosión eólica tiene lugar preferentemente en estas áreas. A veces, la vegetación puede arrancarse como consecuencia de la acción de huracanes y tormentas extraordinarias. La deflación trae consigo la profundización del área sin vegetación. Los vientos alcanzan su máxima velocidad en el fondo de la depresión, donde se originan vórtices verticales que expulsan la arena hacia los bordes. En áreas de precipitaciones apreciables la erosión hídrica ayuda a ensanchar el blowout (De Ploey, 1980). La arena exportada se fija en las plantas del borde de la depresión cerrada, formando un lóbulo deposicional (*blow dune*), que forma parte del blowout (Glenn, 1979; Carter *et al.*, 1990; Hesp y Hyde, 1996; Hesp, 2004). La erosión eólica es máxima durante la estación seca, en la que se ensancha y puede emigrar. Por otra parte, la mayoría de los blowouts tienen una corta vida ya que se cubren de vegetación rápidamente, de tal modo, que la mitad de los

blowouts holandeses desaparecieron en unos nueve años (Jungerius y van der Meulen, 1989). La arena movilizada toma la forma de una fina capa en forma de pluma y cuando la erosión es intensa se forma una duna en la zona de sotavento, que avanza sobre la vegetación existente. De esta manera, se amplía el área de arena aflorante y puede generarse una duna parabólica.

En la zona de Tierra de Pinares (Cuenca del Duero, España), Gutiérrez *et al.* (2005) proponen un modelo de evolución de los blowouts estudiados en una zona continental (Fig. 10.42), que comienza con la sedimentación de un manto de arenas (*sheet sands*) eólicas en un clima más seco que el actual. En un periodo húmedo crece la vegetación, se estabilizan y disminuye la deflación. Los blowouts y las dunas se forman en un clima posterior más seco. La profundización de los blowouts en el substrato arcillosos puede explicarse por pelletización de las partículas arcillosas y posterior deflación. Con posterioridad, se ha llevado a cabo una intensa repoblación forestal que ha estabilizado casi totalmente la deflación.

Las **dunas parabólicas** tienen forma de U o V en planta con dos brazos, parcialmente cubiertos por vegetación

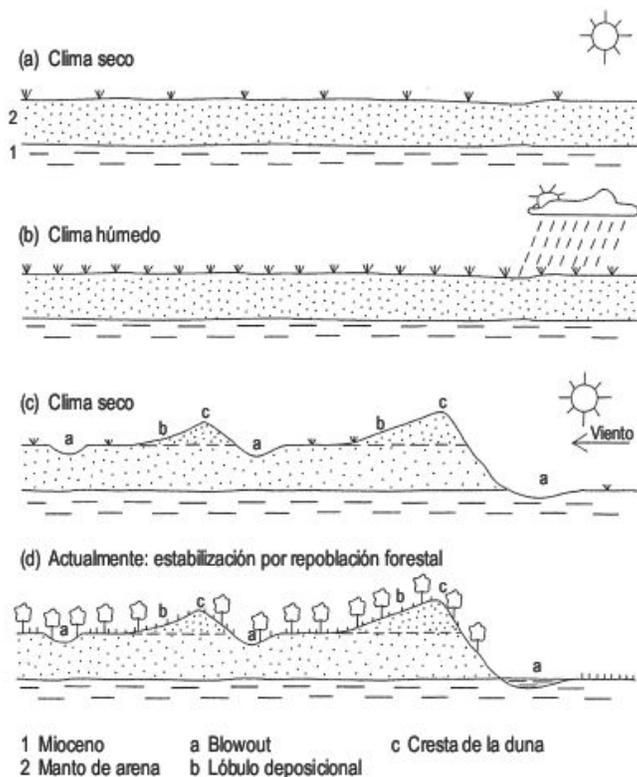


FIGURA 10.42 Evolución esquemática de los blowouts desarrollados sobre mantos de arena en Tierra de Pinares (Depresión del Duero, España) (Gutiérrez *et al.*, 2005).

en la zona de barlovento. Se localizan en climas fríos, zonas litorales y márgenes de los desiertos. La zona de dunas parabólicas más extensa se encuentra en el Desierto de Thar (India), donde cubren un área de unos 100.000 km² (Verstappen, 1970) (Fig. 10.43). Los brazos tienen 1-2 km de largo y un frente de 10-70 m de altura que avanza fundamentalmente por avalanchas. Muchas de estas dunas coalescen al tener diferentes velocidades de movimiento,

dando lugar a dunas parabólicas imbricadas o multilobadas, con múltiples crestas y caras de avalancha (Wasson *et al.*, 1983). Se conocen pocos datos sobre las velocidades de avance de las dunas parabólicas. Fluctúan entre 0,05 m/año en zonas de intensa vegetación y 13 m/año en algunas regiones costeras. Estas dunas parece que están asociadas básicamente con la existencia de una cobertera vegetal de desarrollo moderado y con un régimen de vientos unidireccional. El papel de la vegetación en la génesis de la duna parabólica es fundamental, ya que protege los brazos menos móviles contra la acción eólica y permite que la parte central avance. Se cree que las dunas parabólicas derivan de blowouts y la duna crece al nutrirse de arena procedente de la erosión de los sedimentos infrayacentes, aunque esta alimentación puede cesar si aflora un sustrato coherente o se alcanza el frente de capilaridad, donde la arena está húmeda y no se moviliza. Otras veces aflora el nivel freático y se originan ciénagas y lagos. Con posterioridad los brazos de la duna parabólica convergen disminuyendo de altura y finalmente una lengua de arena se abre paso a través del ápice (Fig. 10.44) (Pye, 1982).

Las **dunas litorales** son el resultado de un conjunto de procesos eólicos que interaccionan con otros litológicos, marinos, fluviales, de ladera, edafológicos y culturales (Livingstone y Warren, 1996). El tipo y la extensión de las dunas depende de la cantidad de suministro de arena y de su ritmo. Esto es función de la existencia de una fuente de sedimentos y de las fuertes derivas litorales y hacia tierra. La procedencia está en relación con ríos, playas, erosión de la costa y áreas de estuario.

Las dunas litorales pueden clasificarse de una forma simple en dunas primarias, en las que su desarrollo está ligado directamente a procesos costeros, y en dunas secundarias, en las que la procedencia de arena es del litoral y además se superponen otros procesos. Estas últimas dunas incluyen mantos de arena, blowouts y dunas parabólicas.



FIGURA 10.43 Frente de duna parabólica ligeramente cubierta de vegetación. Tena-Jaisalmer. Desierto del Thar (India).

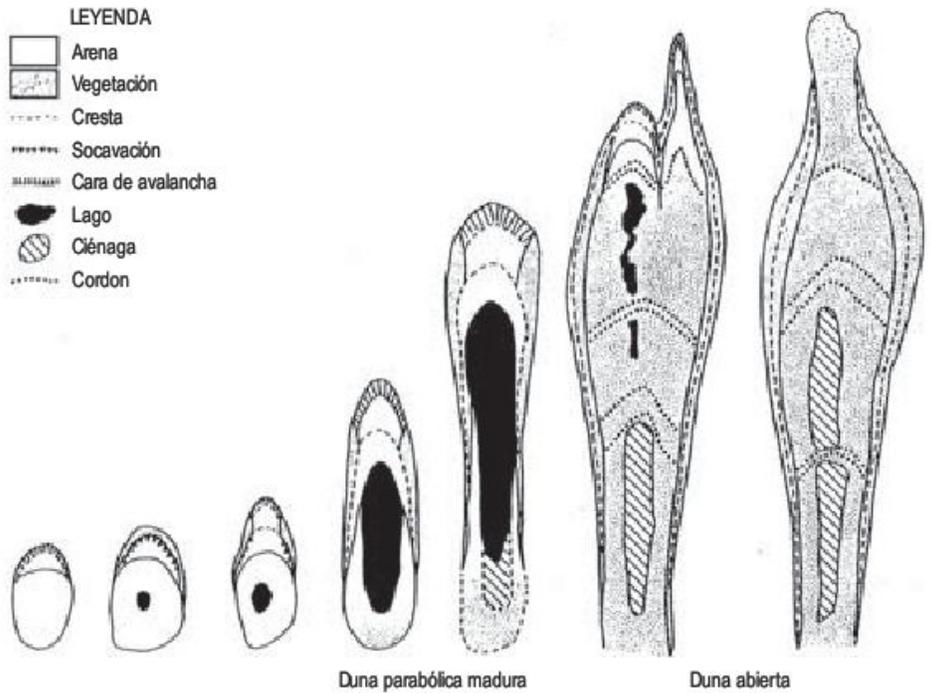


FIGURA 10.44 Etapas en las que se representan esquemáticamente el crecimiento y disipación eventual de dunas parabólicas alargadas en el área de Cape Flattery (Pye, 1982).

Cuando es débil el suministro de arena a las dunas litorales, la arena se esparce tierra adentro formando una película superficial. Por el contrario, cuando la alimentación es mayor se originan cordones paralelos a la línea de costa, que se mueven lentamente hacia el interior, pueden superar los 100 m de altura y mantienen sus caras de avalancha rectas (Goldsmith, 1985). Si el suministro de arena a las dunas litorales es muy grande, ésta puede enterrar la vegetación y formar dunas muy similares a las dunas desérticas. A estas dunas se las conoce como transgresivas y suelen ser de tipo transverso. Si la vegetación es muy elevada se desarrolla un cordón continuo u, otras veces, sistemas de cordones paralelos en una costa progradante. Estos cordones crecen, en ocasiones, a velocidades importantes. Cuando la vegetación es escasa, como en las costas áridas, los cordones son discontinuos y están formados por montículos de arena alineados con vegetación.

La evolución de los cordones dunares litorales puede dar lugar a morfologías muy complejas, con blowouts, dunas transversas y dunas parabólicas, mediante la formación sucesiva de cordones paralelos cuyo desarrollo puede durar centenares de años (Pethick, 1984).

10.10.6 Dunas obstaculizadas por la topografía

Cuando las arenas eólicas en movimiento se encuentran con impedimentos topográficos, tales como colinas, escarpes, bloques o construcciones, se producen aceleraciones y expansiones del flujo del aire alrededor del obstáculo. Estas circunstancias suelen traer consigo erosión o acumulación de arena y las dunas producidas son estáticas.

Los experimentos llevados a cabo en túneles de viento (Tsoar, 1983b) han suministrado numerosos datos sobre la relación entre los obstáculos topográficos y la generación de las dunas resultantes. Si el viento se enfrenta ortogonalmente con una ladera cuya pendiente es superior a 60° , se forman las **dunas eco**, separadas del obstáculo una distancia equivalente a tres veces su altura. En la base del escarpe se produce un flujo inverso que barre la arena y genera un corredor entre el obstáculo y el cordón arenoso. La pequeña duna eco inicial crece en altura por este mecanismo hasta que se alcanza una condición de equilibrio, que corresponde a 0,3-0,4 veces la altura del obstáculo. Si el escarpe es sinuoso, la forma de la duna varía a lo largo de su longitud.

Cuando la pendiente de la ladera del obstáculo es menor de 30° , la arena se transporta por encima del mismo, pero con inclinaciones mayores la arena se deposita y se forman las **dunas rampantes** (Fig. 10.45). Son muy frecuentes en colinas y escarpes de los desiertos. Las arenas que alcanzan la cresta del escarpe se depositan al encontrarse en una zona de velocidad reducida. Las acumulaciones eólicas resultantes se denominan **dunas de techo de acantilado**. A sotavento de amplios obstáculos, el aire se calma y se depositan las **dunas descendentes**. Cuando el obstáculo es estrecho se forman las **dunas de sotavento**, que son cordones de arena generalmente rectilíneos que se extienden al abrigo del obstáculo a lo largo de considerables distancias. En el Draa de Malichigdane (Mauritania) alcanzan 100 kms de longitud (Breed y Grow, 1979). Algunas dunas existentes alrededor de los cráteres redondeados de Marte se han interpretado como dunas de sotavento (Greeley e Iversen, 1985). Las **lunetas**, con forma de media luna, se describirán en el Capítulo 17.



FIGURA 10.45 Seif rampantes. Assuan (Egipto). Foto J. L. Peña.

10.11 Polvo desértico

En estas tres últimas décadas ha crecido considerablemente el interés por los estudios paleoambientales, derivados del estudio de los depósitos de polvo eólico. Estos se investigan en secuencias terrestres, en los sedimentos de mar profundo y en los testigos de hielo de los casquetes. Las investigaciones suministran cambios en la extensión e intensidad de la aridez, épocas y alcance de las glaciaciones y variaciones en la circulación atmosférica global (Pye, 1995).

El arranque, transporte y sedimentación de polvo eólico tienen una gran importancia para el geomorfólogo, pero también presentan un interés manifiesto para los meteorólogos, climatólogos, ecólogos (McTainsh y Strong, 2007) y científicos ambientales. A las implicaciones geomórficas, que abren un amplio abanico de investigaciones (loess, barniz, costras, erosión, etc.), se une el interés de los estudios aplicados, que se ha incrementado por el aumento de los habitantes de las zonas áridas (Péwé, 1981b; Middleton, 1997).

10.11.1 Características generales

El polvo desértico consta de pequeñas partículas, arrastradas fundamentalmente por el viento de los ambientes áridos. Estas permanecen suspendidas por el aire o bien se han depositado. Este polvo atmosférico puede proceder de medios distintos a los de las zonas secas (polvo cósmico, volcánico, sales marinas, etc.), que puede distinguirse del desértico por su composición y tamaño (Goudie y Middleton, 2006).

Los habitantes del oeste de Europa están bastante familiarizados con el polvo desértico, ya que alrededor de cada siete años se producen las denominadas «lluvias rojas» de polvo eólico procedente del Sahara, que se observan sobre los coches como una fina película. Estas precipitaciones de polvo son del orden de $0,25 \text{ kg/m}^2/\text{año}$ (Goosens y Offer, 1990). Globalmente, se estima que el polvo transportado de los desiertos es de unos 1.800-2.000 millones de toneladas por año (D'Almeida, 1989). Por otro lado, una tormenta de polvo se reconoce cuando la visibilidad es menor de 1.000 m. En Egipto se observan unas 10 tormentas por año, en China unas 30 y en Méjico capital y en Kazakhstan se contabilizan una media de 60 tormentas anuales (Goudie, 1978).

En el polvo desértico se reconocen dos tipos principales de tamaño, que se diferencian en función de la distancia recorrida. En el polvo que ha sido transportado menos de 100 km, las partículas están comprendidas entre 0,005 y 0,05 mm; si la distancia es superior, su diámetro es menor de 0,002 mm (Péwé, 1981b). Las partículas de mayor tamaño suelen transportarse por remolinos y tormentas de polvo y dan origen a extensos depósitos de loess, mientras que las más pequeñas se mueven como un aerosol en la troposfera y permanecen suspendidas hasta que son arrastradas por la precipitación.

La frecuencia de las tormentas de polvo varía considerablemente y fluctúa a lo largo del Cuaternario (Goudie y Middleton, 2006). En Nouakchott (Mauritania) la variación en la frecuencia de días de tormenta de polvo en un año y las precipitaciones totales anuales presentan un

gran contraste. En 1970, la precipitación fue de 48,1 mm y en 1979 de 17,9, que representan el 32% y 12% respectivamente de la media del periodo 1949-1967. El número de tormentas de polvo se incrementó desde 6 en 1960 a 65 en 1974 (Goudie y Middleton, 1992). La frecuencia de las tormentas en las últimas décadas se ha incrementado en el norte de África, como resultado del incremento de la sequía. La desecación del Mar Aral trae consigo un incremento de la superficie generada de polvo eólico. Por el contrario, en las Grandes Llanuras de Estados Unidos y en parte de China y Australia muestran un claro descenso, debido quizás a las mejoras experimentadas en el uso del suelo (Goudie y Middleton, 2006).

El polvo desértico está constituido por materiales inorgánicos y orgánicos. El mineral más abundante es el cuarzo, que va acompañado por feldespatos, calcita, dolomita, micas, minerales de la arcilla, oxihidróxidos, minerales pesados, yeso, halita y ópalo. Los diferentes tipos de mineral pueden indicarnos el área madre de producción de polvo. Así, Criado y Porta (2003) señalan que la lluvia de barro, de la tormenta de enero de 1999 en Fuerteventura (Islas Canarias), procedía en parte, al tener cuarzo, del basamento precámbrico del Tiris (Sur del Antiguo Sahara español) (Alfá, 1945, 1952). La parte orgánica está compuesta por diatomeas, fitolitos, esporas y polen. Como es lógico la composición varía en función del área madre y de la distancia a la misma.

10.11.2 Área madre y procesos generadores

Las principales áreas actuales de emisión de polvo eólico son los desiertos subtropicales, que constituyen un amplio cinturón desde África occidental hasta Asia Central, y las

regiones áridas y subhúmedas en las que los suelos secos son expuestos a fuertes vientos durante algunas épocas del año (Middleton *et al.*, 1986) (Fig. 10.46).

Las áreas de sedimentos sueltos que contienen cantidades significativas de arena y limo, pero con poca arcilla, son los lugares más favorables para la producción de polvo eólico. Uno de los ambientes está en los sedimentos de los *ouads*, pobremente clasificados y sin vegetación. Suelen corresponder a canales trenzados de gran migración lateral. Las playas, chotts, y sabkhas litorales, aunque varían enormemente en su composición, contienen zonas de material de grano fino, que constituyen otra área fuente del polvo eólico. Los abanicos aluviales son zonas de suministro, especialmente sus áreas medias y distales, en las que el porcentaje de partículas finas es importante. También los antiguos lagos secos pueden suministrar polvo de diatomeas, sal, yeso y minerales de la arcilla. Las grandes extensiones de loess son fuentes importantes de polvo, cuando la vegetación es inexistente. Un área madre importante de polvo procede de los volcanes, como las emisiones del Mount St. Helens (Estados Unidos) de 1980 o las del Pinatubo (Filipinas) de 1991, en los que se producen grandes emisiones de polvo a la atmósfera, donde se transporta (Pye, 1987; Cooke *et al.*, 1993; Livingstone y Warren, 1996).

Los mecanismos de formación de partículas finas son muy variados. Se cree que las partículas tamaño de arcilla se forman fundamentalmente por meteorización química, pero el origen de las dimensiones de los limos, que forman básicamente el loess, son objeto de controversia. La meteorización por helada puede jugar un papel fundamental en la generación de partículas finas en los desiertos fríos. Los procesos de termoclastismo, humedecimiento y secado, junto con el haloclastismo constituyen los mecanismos básicos de producción de material de grano fino en los

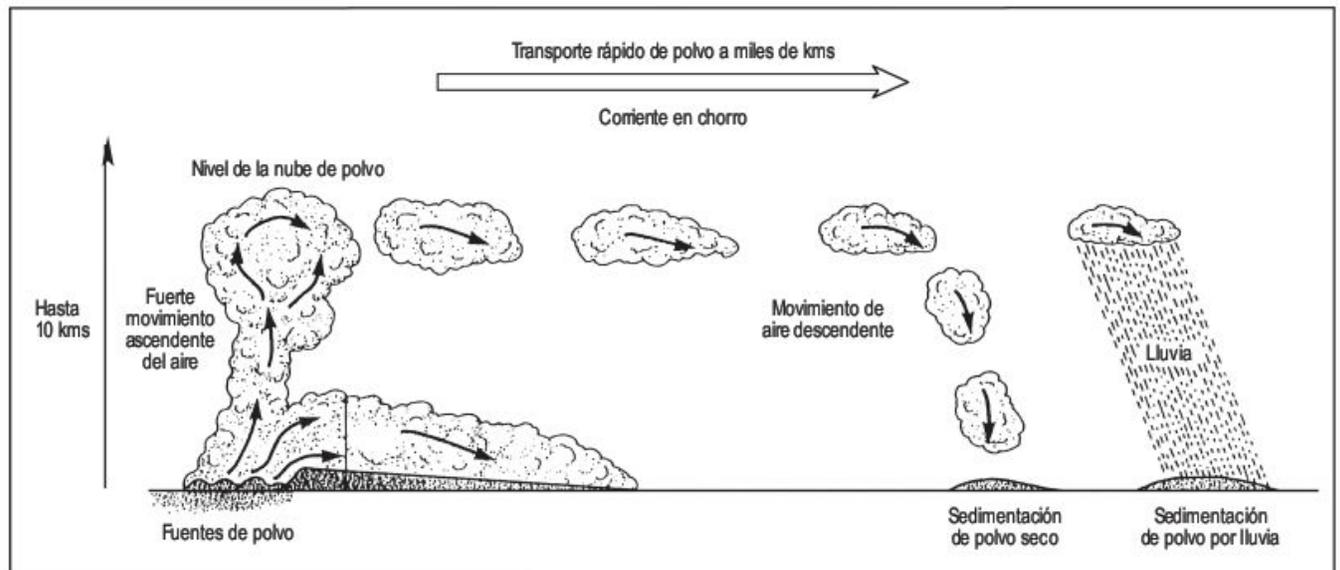


FIGURA 10.46 Representación esquemática de tipos de transporte y sedimentación de polvo eólico (Pye, 1995).

desiertos. A estas acciones hay que añadir la abrasión eólica. También en ambientes de playa se producen aglomerados, a partir de partículas de limo y arcilla, que pueden ser exportados por el viento. El polvo eólico puede recibir partículas procedentes de perfiles de alteración química, desarrollados en ambientes tropicales húmedos. Finalmente, otra área madre es de procedencia orgánica; fitolitos, diatomeas, radiolarios, espículas de equinodermos, polen, esporas, etc.

10.11.3 Movilización, transporte y sedimentación

El arranque de las partículas de polvo de la superficie del suelo es función de la velocidad y está controlado por el tipo de viento, características del sedimento y presencia de obstáculos (cobertura de vegetación, topografía, etc.) (Middleton, 1997). En condiciones meteorológicas muy variables y a escalas muy diferentes se encuentran vientos fuertes, capaces de movilizar y transportar las partículas de polvo (Pye, 1987). Estas masas de polvo se identifican y estudian utilizando imágenes de satélite y las clásicas observaciones meteorológicas.

Los tipos de viento que transportan este polvo varían desde simples ráfagas a tormentas de polvo con frentes de avance de hasta 1.000 km (Fig. 10.46). Los **remolinos de polvo** (*dust devils*) son pequeños vórtices convectivos, que se producen cuando ha tenido lugar un intenso calentamiento sobre la superficie terrestre, provocando el movimiento del aire y polvo hacia arriba. Estos vórtices son

visibles desde lejos y tienen la forma de un cono invertido alargado. Alcanzan alturas entre 3 y 100 m y pueden superar los 1.000 m (Idso, 1974). El diámetro en el suelo es de 0,5-3 m. Se desplazan y pueden causar importantes daños.

Las **tormentas de polvo**, también denominadas **haboob** (palabra árabe que significa viento violento), se cree que resultan de corrientes frías descendentes de grandes cumulonimbos. Tienen el aspecto de un muro de polvo de 300 a 3.000 m de altura, que puede avanzar a velocidades de hasta 200 m/seg y reducen la visibilidad horizontal a 1.000 m o menos (Middleton, 2004). En imágenes de satélite miden 500-600 km de anchura y se extienden 2.500 km en forma de pluma (Péwé, 1981b).

Otros vientos que transportan también partículas muy finas son las **plumas de polvo** (*dust plume*) que se desplazan paralelamente a la superficie como vórtices horizontales. El **shamal** es un viento que sopla hacia el norte durante el verano en Iraq y en el Golfo Pérsico. La mayoría de estos vientos cargados de polvo no superan 1 km de altura y su velocidad en superficie es inferior a 40 km/h. Otro sistema de transporte de polvo eólico lo constituyen los **vientos catabáticos** que barren los sedimentos del pie de las montañas, como el viento **zonda** de Argentina o el **Santa Ana** de California. Vientos similares se localizan en el Altiplano de los Andes y en la Meseta del Tíbet (Pye, 1987; Livingstone y Warren, 1996; Middleton, 1997).

Globalmente, la cantidad de partículas movilizadas por las tormentas de polvo se estima en mil millones de toneladas por año y aproximadamente la mitad procede del Sahara (Middleton, 2004). El polvo del Sahara (Fig. 10.47)

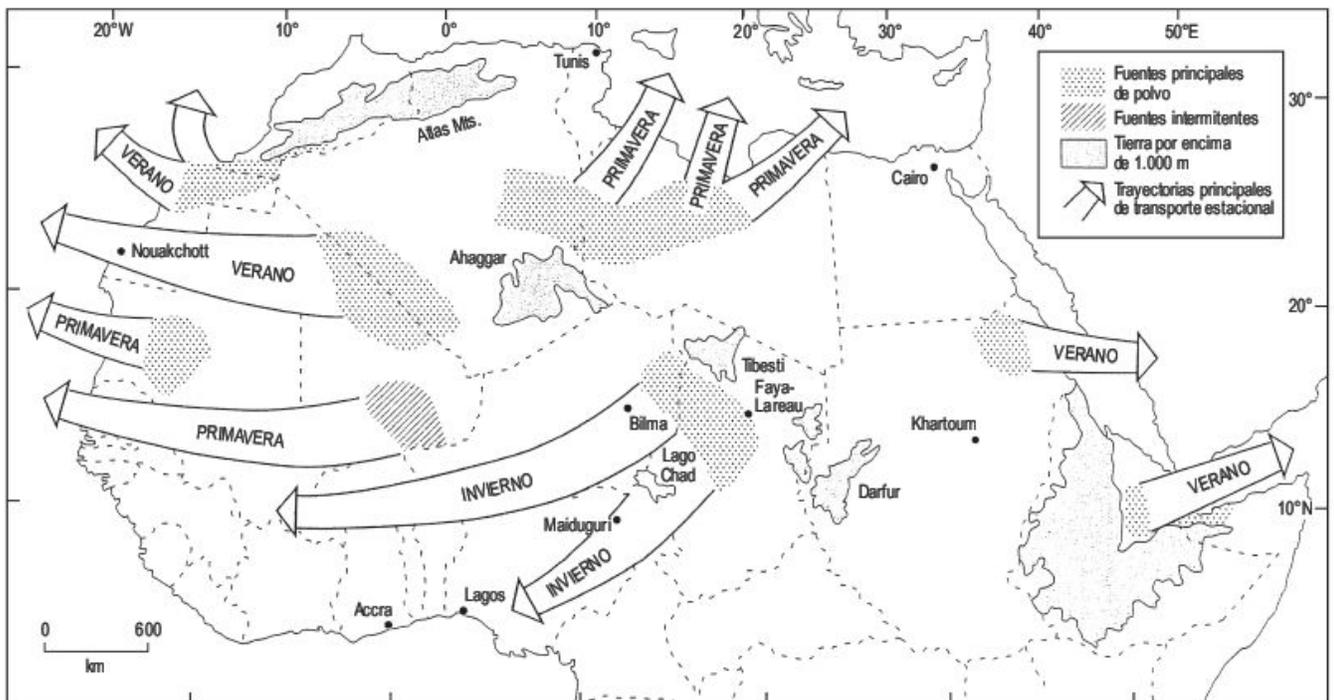


FIGURA 10.47 Tormentas de polvo en el Sahara. Modelo de áreas madre de polvo eólico con direcciones de transporte en diferentes estaciones (Goudie, 2002).

tiene un importante impacto sobre los procesos climáticos, ciclos de nutrientes, formación de suelos y ciclos de sedimentos. Existen dos áreas fuentes principales: la Depresión de Bodélé, al noreste del Lago Chad, y el área que cubre Mauritania oriental, Malí occidental y sur de Argelia. La actividad de las tormentas de polvo en el Sahara se encuentra en las zonas con precipitaciones medias anuales de 100-200 mm (Goudie y Middleton, 2001).

Dentro de las zonas semiáridas de las altas latitudes, el paso de frentes fríos constituye probablemente una de las causas más importantes de movilización de polvo eólico. Se producen, como en los haboobs, grandes muros de polvo de hasta 3 km de altura que se desplazan a velocidades de hasta 40 m/seg. Se han descrito en el norte de China, Israel, Egipto, en los High Plains de Texas y Nuevo Méjico y en el sur de Australia (Pye, 1987).

En ocasiones el polvo se eleva a alturas considerables, transportándose a gran velocidad por las corrientes en chorro y recorriendo miles de kilómetros. Así, el polvo sahariano se desplaza a Europa central y septentrional, atraviesa el Atlántico y se ha recogido en islas del Caribe (Prospero *et al.*, 1970). El polvo eólico se moviliza de China a los Alpes franceses (>20.000 km) (Grousset *et al.*, 2003).

La sedimentación de polvo eólico se produce de varias maneras: a) por reducción de la velocidad del viento y de la turbulencia; b) por agregación de partículas cargadas eléctricamente; y c) debido al arrastre por lluvias de polvo suspendido en la atmósfera (Pye, 1987). Aunque la sedimentación también tiene lugar en los océanos y en áreas húmedas, nos ocuparemos fundamentalmente del polvo depositado en las zonas áridas. Las cantidades sedimentadas son variables y son del orden de 100 Tm/km²/año, próximas a sus áreas fuentes (Goudie, 1995). Estas cifras disminuyen rápidamente con la distancia al área de procedencia. Los tamaños más gruesos de polvo desértico viajan en las partes bajas de la atmósfera y se depositan muchas veces al encontrarse con obstáculos perpendiculares al flujo del viento. Sin embargo, las partículas más finas, que se transportan en zonas más altas, no están afectadas por la rugosidad de la superficie y pueden permanecer suspendidas durante largos periodos de tiempo (Coudé-Gaussen y Rognon, 1988; Coudé-Gaussen, 1991).

La actividad de las tormentas de polvo es mayor durante el máximo de las glaciaciones, debido posiblemente a que la precipitación es menor (Middleton, 2004). En las zonas hiperáridas tenemos pocas cantidades de polvo, ya que las precipitaciones son raras y, por lo general, los obstáculos son escasos. Sin embargo, en los márgenes de los desiertos, que corresponden a las zonas semiáridas, hay grandes cantidades de polvo eólico depositado. Estas partículas son fácilmente atrapadas por la vegetación dispersa existente. En el norte de Nigeria se han depositado 3 m de polvo desértico en 40.000 años (McTainsh, 1987) y, en la actualidad, las tasas de sedimentación varían entre 0,1 y 0,7 mm/año para distintas zonas de Israel y Sahel.

Las partículas de polvo ejercen influencias directas e indirectas en el clima. Las influencias indirectas se manifiestan en los efectos del polvo eólico en el ciclo biogeoquímico (Moreno y Canals, 2004). Los cambios en la cantidad de polvo en la atmósfera producen cambios en el balance de la radiación y, por lo tanto, en las temperaturas superficiales (Goudie y Middleton, 2006). Ridgwell (2002) señala que el polvo puede afectar a la fertilización de la biota litoral y oceánica que, a su vez, toma CO₂ de la atmósfera, reduciendo el efecto invernadero.

10.11.4 Implicaciones geomorfológicas

El polvo desértico es de gran importancia para comprender mejor ciertos procesos geomorfológicos, que tienen incidencia en las actividades humanas y económicas.

El polvo contribuye a la formación en zonas próximas de varios tipos de formaciones superficiales en las áreas áridas y semiáridas. Así, el aporte de carbonato cálcico a los suelos produce **caliches** en áreas desprovistas de rocas calcáreas, tal como se deduce de los estudios de calcretas en Namibia y Sureste de España (Blümel, 1982) y en Fuenteventura (Cendrero, 1966; Alonso-Zarza y Silva, 2002). También el polvo rico en sílice puede ser importante en la formación de las **silcretas** en los desiertos (Summerfield, 1983). De igual modo, la sedimentación de polvo yesífero es la causa principal del origen de las **costras yesíferas** del sur de Túnez (Coque, 1955). El **barniz desértico** que constituye una fina película, rica en manganeso y hierro, recubre las rocas en las zonas áridas. Tal y como se indicó en un capítulo precedente, las partículas que dan origen al barniz proceden de la sedimentación de polvo eólico. Las laminaciones constitutivas del barniz se analizan detenidamente y se llevan a cabo interpretaciones paleoclimáticas en función de los contenidos en manganeso y hierro (Oberlander, 1994). También el polvo desértico puede afectar a los **procesos de meteorización** que se desarrollan en edificios. En zonas de **dunas**, la sedimentación de polvo y sales puede formar una costra que llega a estabilizar las dunas, seguido de la instalación de biocostras y plantas (Pye y Tsoar, 1987). También se recoge polvo eólico en playas, sabkhas, abanicos aluviales y *ouads*, produciendo modificaciones composicionales. Estos aportes se movilizan rápidamente por acción hídrica dentro de sus ambientes. Muchos de los **suelos** de las regiones desérticas y peridesérticas contienen cantidades significativas de polvo eólico y algunos suelos están formados prácticamente por estos aportes alógenos. Según Rapp (1984), las *terras rossas* de España, Italia y otros países mediterráneos están constituidas fundamentalmente por polvo retrabajado procedente del norte de África. Este polvo desértico fertiliza muchos suelos, afectando incluso a los desarrollados en las islas caribeñas. También afecta a la salinización y acidez de los suelos (Goudie y Middleton, 2006).

El polvo desértico que se deposita en los océanos y mares constituye un porcentaje significativo de los **sedimentos oceánicos**. El estudio de estas acumulaciones proporciona una información muy útil acerca de las modificaciones de los sistemas de vientos y de los cambios ambientales que han tenido lugar en los continentes durante el Cuaternario (Middleton, 1997). Por consiguiente, estas investigaciones permiten conocer más adecuadamente las etapas de aridez y su intensidad en los ambientes terrestres. Las acumulaciones de hielo, sobre todo los **casquetes glaciares**, poseen un registro de polvo eólico que se conoce gracias a los sondeos realizados. En Groenlandia, en el último máximo glacial (hace 18.000 años), se registra una cantidad de polvo 40 veces mayor que la actual. A estas etapas suceden otras en las que las cantidades son muy pequeñas o inexistentes, lo que indica una alternancia de periodos de mayor y menor aridez.

10.11.5 Loess

El loess, que deriva del alemán *löss*, es un sedimento terrestre clástico, constituido fundamentalmente por partículas de tamaño limo y que se forma por la acumulación de polvo eólico (Pye, 1995; Pye y Sherwin, 1999). Su coloración es variada: gris, blanca, amarilla, parda y roja (Fig. 10.48). Se diferencia entre loess primario de origen eólico y loess secundario, que se deposita otra vez o se origina por procesos no eólicos. En los afloramientos de loess se observa generalmente un cierto grado de meteorización química y biológica, así como procesos edafogénicos.

Las acumulaciones de loess ocupan aproximadamente un 10% de la superficie terrestre emergida (Pecsi, 1968), desarrollándose sobre todo en Europa (Fig. 20.26), Estados Unidos (Fig. 15.19) (Bettis *et al.*, 2003) y Argentina. En China cubren más de un millón de km². La película de loess varía de espesor y recubre las irregularidades del relieve. La potencia generalmente es menor de 30 m, aunque en Lanzhou (China) supera los 300 m (Derbyshire, 1983b). El tamaño del loess fluctúa entre 20 y 40 μ m, con tendencia a los tamaños más finos. Si superan el 20% de arena se denominan loess arenosos y si el incremento es del 20% de arcilla, loess arcillosos (Pye, 1987).

La mineralogía de los loess es muy variable y refleja la composición y evolución del área madre. Por lo general, predomina el cuarzo (45-55%), al que acompañan feldspatos, carbonatos, minerales pesados, vidrio volcánico y minerales de la arcilla. El loess tiene más del 50% de partículas de tamaño limo, pero los contenidos de arcilla y arena son muy variables. Cuando los loess tienen más de un 20% de arena se les denomina loess arenosos y si el contenido de arcilla supera el 20%, loess arcillosos (Pye, 1987).

El loess tiene un comportamiento mecánico tendente al colapso. Soporta cargas verticales cuando está seco, pero su resistencia al cizallamiento disminuye considerablemente cuando se humedece y el material subsidente flu-

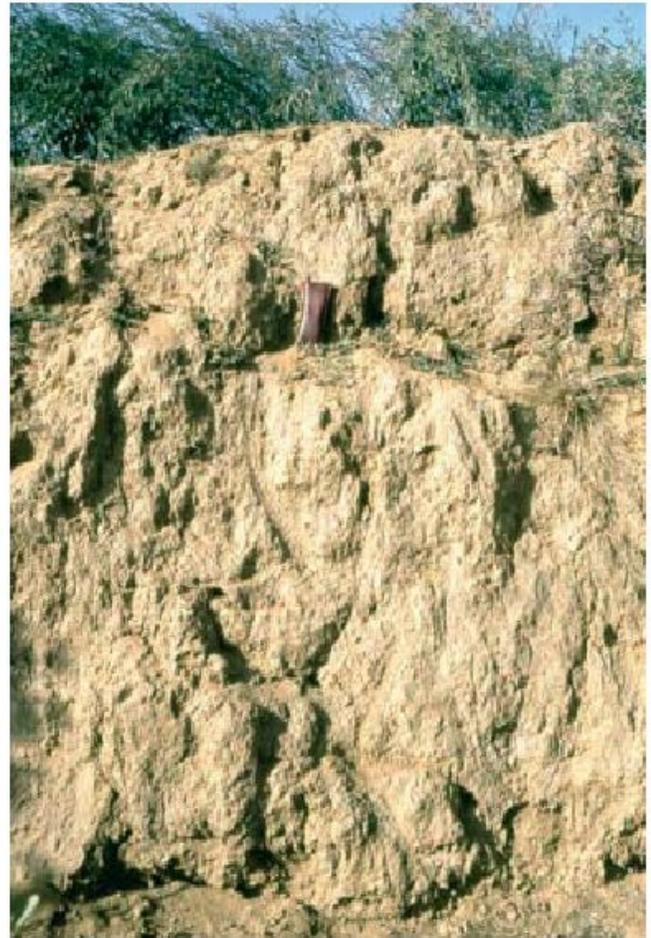


FIGURA 10.48 Acumulaciones de loess en la región entre Jaipur y Agra (India).

ye y desliza (Middleton, 1997). Cuando el loess está seco, presenta sistemas de fracturas verticales en afloramientos escarpados.

La formación del depósito de loess puede ser simple o bastante compleja. El loess puede generarse por meteorización y posterior deflación. Normalmente, suele haber una etapa intermedia de transporte fluvial, previa a la acción eólica. También las partículas iniciales pueden resultar de meteorización y/o erosión glacial, sufrir un transporte y sedimentación fluvio-glacial, para finalmente moverse por deflación (Smalley, 1972).

Los procesos que producen las partículas de tamaño limo son numerosos: liberación de partículas de la roca madre; trituración glacial; gelivación; abrasión fluvial; abrasión eólica; haloclastismo; meteorización química, agregación de *pellets* arcillosos y procesos biológicos (véase Pye, 1995). En función de los procesos generadores algunos investigadores denominan a los extensos depósitos de loess, relacionados con las glaciaciones continentales cuaternarias, **loess periglaciares o glaciares**. Otros designan como **loess peridesérticos** a los que están en conexión con las zonas marginales áridas.

En los desiertos de Asia Central las partículas se meteorizan en ambientes de alta montaña y posteriormente son transportadas y depositadas por los ríos en zonas más bajas, donde se movilizan por deflación. En estas áreas de tectónica activa se producen, durante el Cuaternario, gran cantidad de sedimentos, incluidos los limos (Smalley, 1990). Debido a su ambiente de generación se les denomina **loess perimontanos**. En los desiertos de escudos y plataformas no se encuentran extensos depósitos de loess, ya que son áreas de bajo relieve, tectónicamente estables y, por consiguiente, con baja capacidad de producción de

sedimentos, en contraposición con los desiertos de Asia Central (Smalley, 1995).

Para que se produzca una acumulación de extensos y potentes depósitos de loess es necesario un importante suministro de polvo durante decenas o cientos de miles de años y la existencia de barreras topográficas o de vegetación que frenen el polvo. En los desiertos de escaso relieve la producción de sedimentos es baja (loess peridesérticos), mientras que en los desiertos de montañas con actividad neotectónica la velocidad de generación de sedimentos es muy alta (loess perimontanos).

10.12 Riesgo eólico: problemática y control

La movilización de arena y polvo por el viento tienen lugar en ambientes climáticos muy variados, pero es en las zonas áridas donde este proceso alcanza su mayor desarrollo. Debido a la escasa o nula cobertura de vegetación de estas regiones una gran parte del suelo está expuesto a la acción directa del viento. Además, el limitado desarrollo de los suelos conduce a la presencia de superficies altamente erosionables, que afectan al 39% de las zonas áridas (UNEP, 1992).

Un **tornado** es un vórtice de aire que gira rápidamente, con forma de embudo o chimenea, desde tierra hacia un cumulonimbo (Fig. 10.49). Son raros y en los Estados Unidos se originan cada año unos 600 tornados (Eagleman, 1983). La anchura de un tornado es menor de un kilómetro y puede desplazarse hasta decenas de kilómetros.

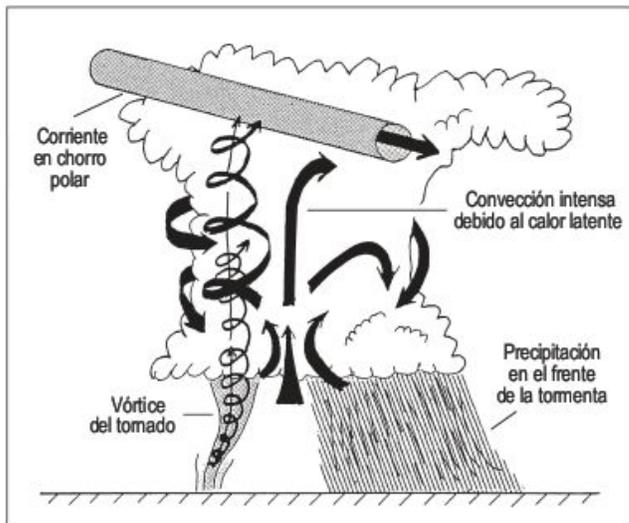


FIGURA 10.49 Origen de un tornado en embudo con una tormenta que es atravesada por la corriente en chorro (Eagleman, 1983).

Los tornados se mueven más rápido que los ciclones a velocidades de 50-200 km/hora y generan vientos internos que superan 400-500 km/hora. Van acompañados de fuertes precipitaciones (Olcina y Miró, 2002).

El poder destructivo de los tornados es considerable (Nalivkin, 1983). La fuerza de levantamiento de los tornados es muy importante, ya que moviliza 10 m objetos de 200-300 toneladas de peso. Son capaces de succionar millones de toneladas de agua formando trombas marinas (Fig. 10.51). En el periodo de 1916-1950 se produjeron 5.204 tornados en los Estados Unidos que causaron 7.961 muertos y pérdidas por valor de 500 millones de dólares (Bryant, 1991). En los Estados Unidos son frecuentes fundamentalmente en el centro y también en el suroeste (Fig. 10.50) (Gillette y Hanson, 1989). La mayoría se desarrollan en primavera y comienzos del verano cuando llega el aire cálido y húmedo del Golfo de Méjico y se encuentra

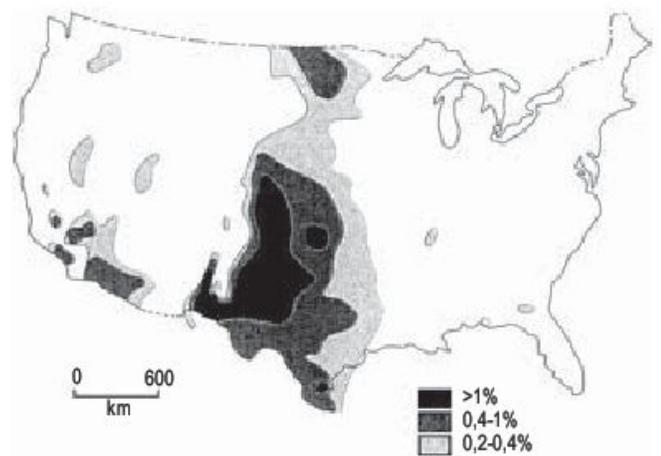


FIGURA 10.50 Tornados en los Estados Unidos. Frecuencia anual de horas de tornado con visibilidad de menos de 11 km (Gillette y Hanson, 1989).

con aire frío y seco que se dirige hacia el Sur desde Canadá o hacia el Este desde la Montañas Rocosas. También se producen tornados destructivos en Rusia, Asia central y meridional, África y Australia (McGuire *et al.*, 2004).

Los tornados se clasifican por la Escala de Fujita (Tabla 10.2) que relaciona la velocidad del viento con los daños producidos. También se utiliza la Escala de Pearson que mide la longitud y anchura de la trayectoria de un tornado.

Los tornados en España tienen poco desarrollo y se limitan fundamentalmente a la orla mediterránea y con menor número en el interior de la Península (Olcina y Miró, 2002). No obstante, las aportaciones de Gaya (1996, 1999) señalan que en España se producen unos seis tornados al año, incluyendo las trombas marinas (Fig. 10.51). Se producen fundamentalmente entre mayo y octubre. En la escala de Fujita son de intensidad F0 a F3, con vientos entre 182 y 332 km/hora. Localmente, los tor-

nados pueden producir intensos efectos destructivos en las construcciones y agricultura, tal como sucedió el 8 de agosto de 1992 en Ejea de los Caballeros (provincia de Zaragoza) (Fig. 10.52).

En Estados Unidos, los **derechos** están relacionados con tornados en el sentido de que se asocian con fuertes tormentas. Son vientos denominados *downbursts* con velocidades mayores de 25 m/seg y que pueden afectar a áreas de unos 500 km de largo. Los derechos son menos destructivos que los tornados y en Estados Unidos son dos órdenes de magnitud menor que los tornados (McGuire *et al.*, 2004).

El movimiento de partículas eólicas en los tornados y tormentas de arena afecta considerablemente a los asentamientos humanos, produciendo enormes daños a las construcciones, campos de cultivo y redes de transporte y comunicación (Lockeretz, 1978; Middleton *et al.*, 1986). Por otra parte, la acumulación de estos depósitos eólicos

TABLA 10.2 Escala de daños por tornados de Fujita (McGuire *et al.*, 2004).

F número	Velocidad del viento (ms^{-1})	Daños	Efectos esperados
F0	18-32	Débiles	Chimeneas e indicios de daños; ramas de los árboles rotas
F1	33-49	Moderados	Tejados dañados; caravanas volcadas; coches empujados fuera de la carretera
F2	50-69	Considerables	Tejados derribados; caravanas demolidas; grandes árboles arrancados
F3	70-92	Severos	Paredes de edificios derruidas; coches levantados; la mayoría de los árboles arrancados
F4	93-116	Devastadores	Casas bien construidas destruidas; coches volcados
F5	117-142	Increíbles	Edificios levantados de sus cimientos y transportados a considerables distancias hasta desintegrarse; coches volcados a más de 100 m; árboles transportados



FIGURA 10.51 Tromba marina próxima a la costa de Cádiz (España). Foto F. J. Gracia.



FIGURA 10.52 Destrucción de silos de cereal, como consecuencia del tornado de 8 de agosto de 1992. Ejea de los Caballeros (provincia de Zaragoza). Foto C. Sancho.

puede destruir la vegetación existente aumentando el problema de la desertificación (Unesco-Fao, 1977). En planificación ambiental se deben evitar estas áreas de riesgo (Cooke *et al.*, 1982).

Los problemas se derivan de la deflación, transporte y sedimentación. La deflación puede manifestarse en una reducción de partículas finas y nutrientes del suelo, con la pérdida de fertilidad del mismo (Middleton, 1990). Igualmente, produce socavación en cualquier estructura (por ejemplo, postes de la luz y teléfono) y puede dar origen al colapso de las mismas. En su transporte las partículas producen abrasión que se manifiesta por pequeñas oquedades y surcos. También el polvo eólico, entre otros efectos, reduce la visibilidad en aeropuertos y carreteras y produce sofocación y ahogo en las personas y animales (Pewé, 1981; Pye, 1987; Middleton, 1997). Por esta razón, se ha desarrollado en Arizona el Sistema de Alerta de Tormentas de Polvo, con señalización en carreteras y aviso por radio a la población. También el polvo puede penetrar en el interior de las casas, provocando problemas de salud y contaminación de alimentos y agua potable. Si el polvo es salino puede afectar a las construcciones. Sin embargo, hay un aspecto positivo que es el de suministro de nutrientes al suelo.

Las cantidades de polvo movilizadas son del mismo orden que los sedimentos transportados por los ríos (Livingstone y Warren, 1996). Una parte significativa del polvo eólico se deriva de las actividades humanas. Los labradores rompen los agregados del suelo durante los trabajos agrícolas y liberan en épocas secas estelas de polvo detrás de la maquinaria (Lee *et al.*, 1993). Otra fuente procede del tráfico sobre caminos. También la eliminación de la vegetación natural por pastoreo, agricultura o incendios trae consigo un incremento de la erosión eólica (O'Hara, 1997). Por otra parte, la desecación del Mar Aral ha incrementado el área fuente de polvo eólico (Goudie, 1994b). La sedimentación eólica puede enterrar casas, cultivos, canales (Fig. 10.53) y partes de carretera (Fig.

10.54). Los costes de la exhumación de los edificios y tierras pueden ser muy grandes, si afectan a extensas áreas (Livingstone y Warren, 1996).

Las medidas de control deben ir encaminadas a disminuir la capacidad de transporte, reducir el suministro de arena y, en su caso, desviar la arena en movimiento (Watson, 1990; Pye y Tsoar, 1990; Mainguet, 1991).

Las técnicas empleadas (Cooke *et al.*, 1982; FAO, 1988; Watson, 1990) implican la estabilización por vegetación mediante una recuperación de la vegetación natural o por plantación de especies vegetales iguales o distintas a las existentes en la zona. Los tipos de vegetación empleados son diferentes en función de la aridez y en las zonas hiperáridas esta técnica no es factible por la insuficiencia de humedad. Se requiere en la fase inicial de crecimiento de la vegetación métodos mecánicos, químicos y biológicos. Es importante plantar especies de crecimiento rápido (por ejemplo, Tamarix, Acacias y Eucalyptus) (García Salmerón, 1967; Pye y Tsoar, 1990). En China en la proximidad del ferrocarril de Bagoton a Lanchou, se plantaron corredores de vegetación de 300-500 m para frenar la arena (Watson, 1990).

Otra medida de control está en relación con la estabilización de la superficie, que incluye el recubrimiento con cantos, el riego del terreno con petróleo, asfalto, látex sintético, polivinilo, gelatina, fibras de celulosa, etc. La efectividad de estos tratamientos es inferior a 5 años. Los *sprays* químicos son muy utilizados y con ellos se produce una costra química, milimétrica, que combinada con una recuperación por vegetación da buenos resultados (García Salmerón, 1967; Cooke *et al.*, 1982; FAO, 1988; Livingstone y Warren, 1996).

Las empalizadas son de utilización muy frecuente en las áreas desérticas ya que disminuyen la velocidad del viento y atrapan la arena (Figs. 10.55 y 10.56). Son muy frecuentes las construidas con hojas de palmera. Otras son empalizadas de madera de bajo coste, ya que pueden cons-



FIGURA 10.53 Acequia parcialmente enterrada por arena. Corresponde al plan de puesta en regadío de parte del Desierto del Thar, a partir del Gran Canal de Indira Gandhi. Jaisalmer (provincia de Rajastan, India).



FIGURA 10.54 Dunas avanzando hacia una carretera. Maharaga, Sur del Desierto de Rub al Khali (Unión de Emiratos Árabes).



FIGURA 10.55 Sistema de empalizadas para proteger un palmeral. Nefta (Túnez). Foto J. L. Peña.



FIGURA 10.56 Conjunto de empalizadas paralelas. Desierto del Sinaí. Foto J. Rosell.

truirse con vegetación local. Reducen la capacidad del transporte del viento tanto al frente como detrás de la barrera. En ellas el volumen de arena acumulada es proporcional a la altura de la empalizada. Estas hay que instalarlas a cierta distancia del objeto a proteger y perpendiculares a la dirección del viento dominante. Conviene situar una serie de empalizadas a distancias diferentes del objeto y con esta disposición la más alejada se llena rápidamente, la situada a distancia intermedia aumenta su vida efectiva por cuatro y la más próxima por nueve (Fig. 10.57) (Kerr y Nigra, 1952). Otras empalizadas se disponen en zigzag para retener la arena procedente de vientos de varias direcciones (Fig. 10.58) (Watson, 1990).

La estabilización de dunas es objeto de la aplicación de diversas técnicas, pero su efectividad es muy variable. Hay veces que sólo es necesario desviar la trayectoria de la duna. Si las dunas son de pequeño tamaño se opta en ocasiones por transportar la arena a otro lugar; este procedimiento se abarata si la arena transportada se utiliza luego en construcción. La destrucción por zanjas paralelas al eje de la duna es cara y la solución es temporal. La

estabilización por vegetación es muy costosa y es más adecuada la utilización de empalizadas y el recubrimiento con cantos. El tratamiento superficial con petróleo de los brazos de un barján permite la deflación de la parte central y, a su vez, se produce a barlovento una acumulación muy superior al tamaño de la duna inicial (Fig. 10.59) (Kerr y Nigra, 1952).

Por otra parte, en relación con las energías renovables, la utilización del viento constituye una técnica importante y de gran futuro. En algunas regiones, el viento tiene una mayor fuerza motriz que otras y es, en las primeras, donde podemos obtener una producción de **energía eólica**. El movimiento de las palas en los molinos de viento (Fig. 10.60) se transmite a las turbinas, que generan electricidad. El agrupamiento en grandes campos de molinos de viento conduce a la producción de electricidad, de considerable importancia en las crisis de energía, con el encarecimiento o descenso de otros tipos de energía (petróleo, gas, nuclear, solar, etc.). Como la población crece casi exponencialmente, las necesidades de energía son todavía mayores.

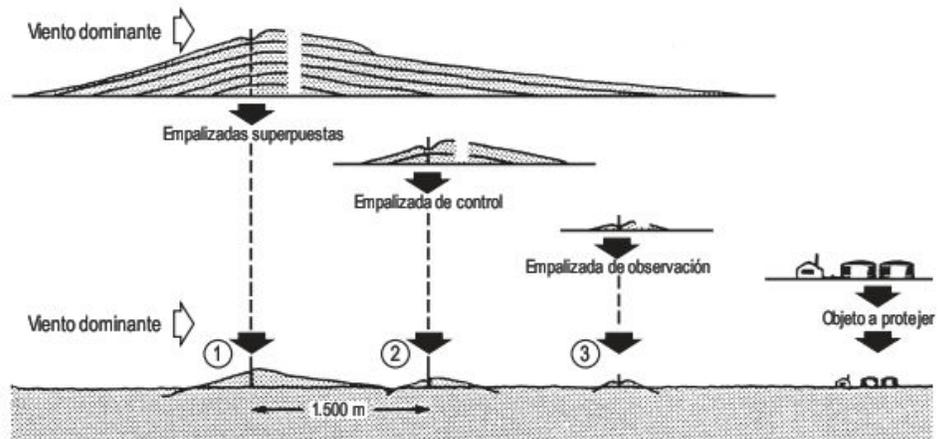


FIGURA 10.57 Serie de empalizadas paralelas para proteger extensas áreas, tales como pueblos, plantas industriales, etc. (según Kerr y Nigra, 1952).



FIGURA 10.58 Empalizadas dispuestas en zigzag para atrapar la arena transportada por vientos de direcciones variables. Foto J. L. Peña.

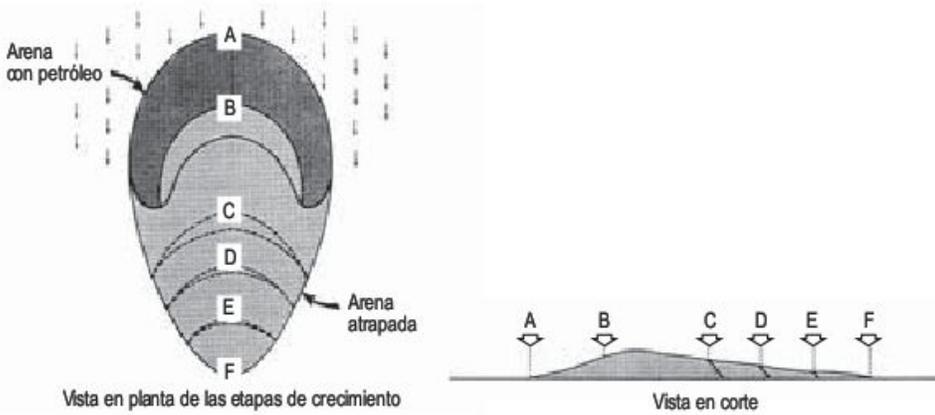


FIGURA 10.59 Estabilización de un barján, con tratamiento superficial de petróleo en los brazos del mismo (Según Kerr y Negra, 1952).



FIGURA 10.60 Campo de molinos de viento. Villafranca (provincia de Navarra). Al fondo, el Moncayo nevado.

material al glaciar. El más importante es la precipitación, aunque la alimentación por avalanchas a los valles puede ser en ocasiones significativa. También la acción eólica juega un papel secundario en su efecto de redistribución de las masas de nieve.

La **ablación** se refiere al conjunto de procesos por los que se pierde parte de la masa del glaciar. El principal es la fusión, que está influenciada por la radiación solar, lluvia, temperatura del aire, cubierta de nubes, cantidad de detritos, etc. (Sharp, 1988). Las partículas rocosas finas, con mayor capacidad de absorción de la radiación solar, al fundir la nieve de alrededor del canto penetran en ella generando pequeños conductos cilíndricos. Por el contrario, las capas potentes de detritos aíslan de la fusión al hielo infrayacente pudiendo dar origen a montículos de gravas con hielo en su interior. Si el manto de detritos tiene una disposición superficial irregular se puede producir, por fusión diferencial, una topografía de montículos y depresiones. En el caso de la presencia de grandes bloques, la morfología resultante es la de pedestales o **mesas glaciares** (Fig. 13.3) en las que el bloque se asienta sobre hielo infrayacente. Estas mesas con frecuencia se presentan basculadas, debido a una mayor fusión del hielo orientado a solana, hasta que finalmente caen. La fusión diferencial da origen en ocasiones a numerosas y profundas depresiones, denominándose a este conjunto topografía kárstica glaciar por su parecido con el paisaje de las áreas calizas (Clayton, 1964). Por otra parte, otro proceso importante de ablación en los glaciares que vierten su masa a lagos o mares es el de la generación de grandes bloques de hielo o icebergs, que quedan flotando en el agua. Este proceso está influenciado por el grado de fracturación de la masa de hielo.

Cualquier glaciar tiene dos partes: una superior, donde la alimentación es mayor que la pérdida por fusión, que constituye la zona de acumulación y, otra inferior, en la que el balance es contrario al anterior, denominada zona

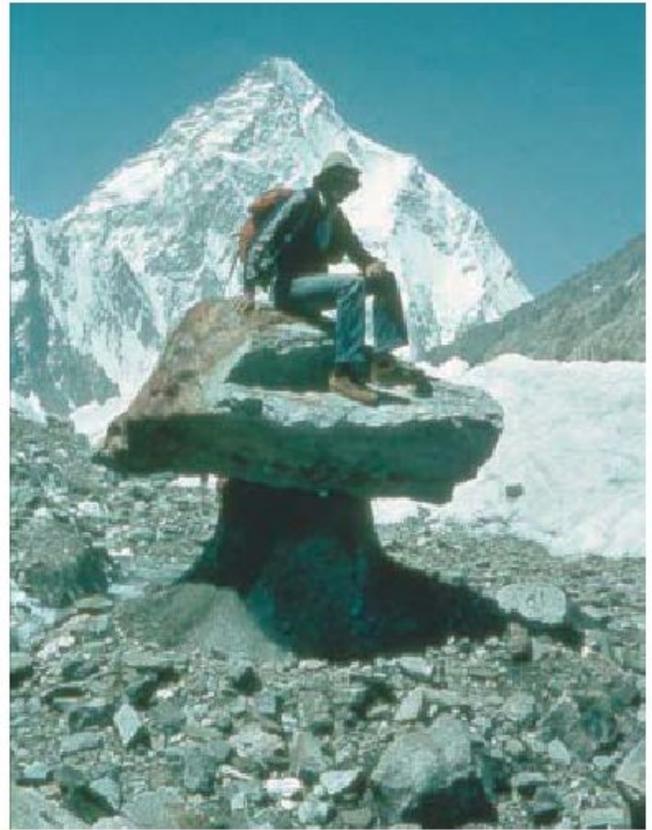


FIGURA 13.3 Mesa glaciar sobre el Glaciar Godwin Austen (Karakorum, Pakistán). Al fondo es visible el K2 (8.611 m), segunda cumbre más alta de la Tierra. Foto J. López-Martínez.

de ablación. Entre estas dos zonas se encuentra la **línea de equilibrio** en la que el balance es cero (Müller, 1962).

La diferencia entre acumulación y ablación para todo el glaciar en un año constituye el **balance neto** (Andrews, 1975; Paterson, 1994) (Fig. 13.4). Si el balance es positi-

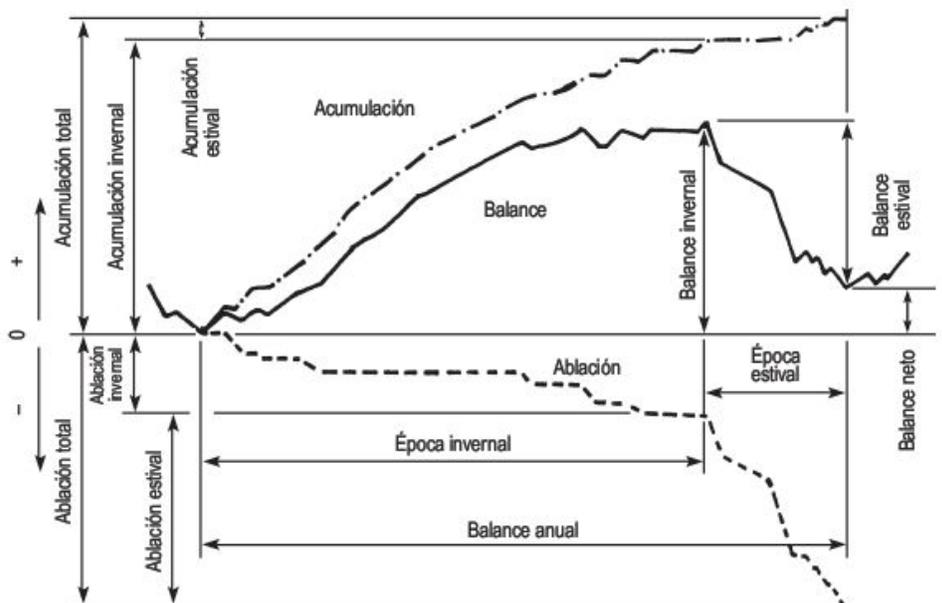


FIGURA 13.4 Explicación gráfica del balance de masas en los glaciares (en Andrews, 1975).