

VICENT ESTEBAN CHAPAPRÍA*

MODELIZACIÓN DE LOS DEPÓSITOS EÓLICOS
Y MARINOS DE LA SERRA GELADA
(LES PENYES DE L'ALBIR)

RESUM

Aquest article estudia la gènesi i l'evolució dels dipòsits eòlics quaternaris del front marí de la Serra Gelada, que atenyen prop de 200 m d'altària i s'intercalen amb talussos i cons d'enderrocs procedents dels penya-segats. Hom descriu les formulacions existents per a l'avaluació del transport sòlid eòlic, determinant-ne les taxes a l'àrea estudiada. Igualment són analitzades les condicions generals de formació de dunes grimpadores a fi d'avaluar les possibles condicions genètiques de les esmentades eolianites.

ABSTRACT

Genesis and evolution of the Serra Gelada aeolian quaternary deposits has been studied. Deposits reach nearly 200 m altitude. They are implicated with talus and fans come apart from the cliff. Formulas for predicting the sand transport rate on a dry sand surface by wind and the influence of the weather conditions are described. General conditions of the development of climbing dunes are also analysed in order to establish the genetic processes of the Serra Gelada aeolian quaternary deposits.

RESUMEN

Se estudia la génesis y evolución de los depósitos eólicos cuaternarios existentes en el frente marino de la Serra Gelada. Estos alcanzan cerca de los 200 m de altitud y se implican con taludes y conos desprendidos de los acantilados. Se describen las formulaciones existentes para la evaluación del transporte sólido eólico, determinándose sus tasas en el área. Se analizan igualmente las condiciones generales de formación de las dunas trepadoras a fin de evaluar las posibles condiciones genéticas de dichas eolianitas.

* Laboratorio de Puertos y Costas. Universidad Politécnica de Valencia.

1. INTRODUCCIÓN

En los altos cantiles del frente marino de la Serra Gelada se destaca la presencia de importantes formaciones relictas adosadas, consistentes en grandes conos de materiales arenosos y que presentan, tanto en superficie, como intercalados, materiales gruesos heterométricos, incluso grandes bloques procedentes de derrubios del acantilado (ESTEBAN, 1991; ESTEBAN, 1993; ROSSELLÓ *et al.*, 1995). Es de señalar la entidad de los depósitos eólicos. Se trata de construcciones mixtas de dunas trepadoras y derrubios de ladera que alcanzan su máxima altura en torno a unos 200 m s.n.m.

Varios son los aspectos cuya modelización puede abordarse en las formaciones costeras descritas. En primer lugar, cuanto se refiere a la evaluación de la génesis de tales formaciones, determinando las tasas de transporte de materiales que debieron registrarse. Un segundo capítulo afecta la tipología de dichas formaciones, cuestión esta que debiera ser motivo de estudio ulterior, mediante la determinación de las estructuras internas. Por último, la modelización de los procesos posteriores a su generación, mediante la consideración de los distintos niveles del mar registrados, es otro de los objetivos posibles de estudio.

2. EVALUACIÓN DEL TRANSPORTE SÓLIDO EÓLICO

La evaluación de las tasas de transporte eólico de sedimentos arenosos ha constituido una de las necesidades básicas de la ingeniería, tanto agronómica como costera. La estabilización de dunas y playas, la protección de tierras de cultivos de la invasión de las arenas, etc. han sido objetivos que han desarrollado el esfuerzo para el conocimiento de los procesos físicos que rigen el transporte eólico de arenas y su evaluación. En el área mediterránea ejemplos históricos, con indudable éxito, como la estabilización de los campos dunares de Guardamar de Segura (MIRA, 1906) son un buen reflejo de ello.

Paralelamente a la determinación de las tasas de transporte sólido litoral, se han desarrollado ensayos en laboratorio, básicamente en túneles de viento, y trabajos de campo mediante el uso de trampas. Generalmente (HORIKAWA *et al.*, 1986) los valores determinados en campo proporcionan tasas de transporte superiores a las obtenidas en los túneles de viento (CHEPIL, 1945; ZINGG, 1952).

Existe un gran número de formulaciones en la literatura científica (HORIKAWA *et al.*, 1986), pero entre ellas, las de Bagnold (1954), así como la de Kawamura (1951) se desarrollaron con un apoyo teórico adecuado y han sido verificadas en numerosos experimentos. En dichas formulaciones se expresa la tasa o caudal de transporte sólido eólico, como una función del cubo de la velocidad cortante del viento.

En recientes trabajos (HORIKAWA, 1991) se describen en primer lugar las tasas de transporte eólico de arenas en una superficie seca, para a continuación analizarlas en superficie húmeda, determinando el efecto del contenido de agua o humedad, tanto en las tasas de transporte como en las velocidades umbral. Descritas las formas de transporte —suspensión, saltación y deslizamiento o arrastre—, se analiza la distribución vertical de la velocidad del viento, definiendo las velocidades umbral como aquellas en las que se inicia el transporte, función de la granulometría del material. Bagnold (1954), Zingg (1952) y Horikawa (1992) definen y evalúan los “puntos focales” (u' , z') que establecen las características de la distribución del viento modificada cuando el transporte de arenas ya ha empezado a registrarse. Las fórmulas quedan:

$$\begin{aligned} u' &= 894 d_{50} \\ z' &= 10 d_{50} \\ z_0 &= 0,081 \log (d_{50}/0,18) \\ u_z &= 5,75 u_* \log (z/z') + u' \end{aligned}$$

Bagnold $q = B (\rho_a/g) (d_{50}/D_{50})^{1/2} u_*^3$

Kawamura $q = B (\rho_a/g) (u_* + u_{*c})^2(u_* - u_{*c})$

Horikawa $q = K_1 (\rho_a/g) (d_{50}/D_{50})^{1/2} u_c^n (u_* + u_{*c})^2(u_* - u_{*c})$

donde

- q : tasa de transporte eólico
- ρ_a : densidad del aire
- g : aceleración de la gravedad
- u_* : velocidad de corte
- u_{*c} : velocidad umbral de corte
- B, K, K_1 : coeficientes empíricos
- d_{50} : tamaño medio de granos
- D_{50} : tamaño medio standard

En general las fluctuaciones del viento y su repercusión en los caudales de transporte se evalúan incorporando e introduciendo en las formulaciones el análisis estadístico correspondiente (HORIKAWA, 1991), lo que complica de manera extraordinaria la pertinente evaluación.

3. EVALUACIÓN DEL TRANSPORTE EÓLICO EN LA SERRA GELADA

La aplicación de las formulaciones descritas en el apartado anterior debe contemplarse con un conjunto de datos correspondientes a vientos. No son abundantes los registros de viento con el necesario detalle. Sanjaume (1985) analiza los registros de viento del Cap de Sant Antoni, en los cuales es notable la componente de levante. El SE no está ausente del todo, pero sólo en verano se alcanza velocidades superiores a 21 m/s; su acción podría ser hoy considerada responsable de las eolianitas. Sin embargo, no tenemos información de las direcciones predominantes durante el Pleistoceno y Holoceno.

El problema que generalmente se plantea es la ausencia de datos discretizados por intensidades. Los datos que aporta el *Plan Indicativo de Usos del Medio Litoral* (M.O.P.U., 1975) son escasos e insuficientes para el tipo de estudio que aquí se aborda, al tratarse de un registro frecuencial. Otros trabajos (DÍEZ, 1982; ESTEBAN, 1987) utilizan datos referentes a vientos procedentes de las Cartas meteorológicas del Almirantazgo Británico.

El Almirantazgo Británico recoge en sus cartas meteorológicas una serie de registros mensuales de vientos para diversos puntos del Mediterráneo, basada en observaciones de barcos en navegación. En algunos casos el punto de observación es sensiblemente coincidente para todas las cartas mensuales, como ocurre para el punto de registro localizado en el mar de Orán, pero en otras no sucede lo mismo, como ocurre en el Golfo de León. Se mencionan estos dos puntos de observación por su proximidad a la costa en estudio, pero, evidentemente, ninguno de los dos, por sí mismo, puede considerarse váli-

do para la definición de un registro de vientos, y lo deseable habría sido contar con un punto intermedio de observación.

Díez (1982) utiliza la definición de regímenes de vientos a partir de la información acumulada para el Golfo de León y el mar de Orán, el recurrir a una combinación lineal de las dos anteriores. Los registros obtenidos a partir de las Cartas del Almirantazgo Británico ofrecen una ventaja frente al resto, y es que se han obtenido en alta mar, alejados de la costa y libres pues del efecto de las brisas y de las condiciones locales, como ocurre en las estaciones meteorológicas terrestres. Por ello se optó por el uso de estos registros como base para la definición de la dinámica litoral. Díez (1982) establece una combinación lineal de ambos registros de modo que el régimen de vientos en cualquier punto de la costa valenciana pueda expresarse como :

$$R_x = k_1 \cdot R_1 + k_2 \cdot R_2$$

donde R_1 es el régimen obtenido para el Golfo de León y R_2 el del mar de Orán, y k_1 y k_2 los coeficientes que señalan el peso específico que, para cada punto intermedio tienen los respectivos regímenes.

En principio parece adecuado tomar $k_1 = k_2 = 1/2$ basándose en criterios geográficos y de distancias, para costas en torno a Valencia (entre Sagunt y Cullera). Para costas entorno al Delta del Ebro y al Sur del mismo, $k_1 = 2/3$ y $k_2 = 1/3$; y para costas en el sector meridional, $k_1 = 1/3$ y $k_2 = 2/3$. Para las costas existentes al sur del Cap de Santa Pola define un único régimen de vientos formado por la combinación lineal de los registros obtenidos en los puntos de observación: Golfo de León y mar de Orán; siendo la combinación:

$$R = 0 \times R_1 + 1 \times R_2$$

Por último hay que señalar que en los registros de las Cartas Meteorológicas del Almirantazgo Británico se recoge la velocidad del viento, U_{10} , en unidades Beaufort, por lo que para su utilización, y conocida la relación entre Beaufort y velocidad en nudos, se han pasado a unidades métricas, de lo que resulta la siguiente escala:

- 1-3 (Beaufort), corresponde a velocidades menores de 10 nudos, lo cual significa: $U_{10} = 514$ cm/s.
- 4 (Beaufort), corresponde a velocidades entre 10 y 16 nudos, lo cual significa 514 y 823 cm/s. Se adopta para los cálculos el valor medio: $U_{10} = 669$ cm/s.
- 5-6 (Beaufort), corresponde a velocidades entre 16 y 17 nudos, lo cual significa 823 y 1.389 cm/s. Se adopta para los cálculos el valor medio: $U_{10} = 1.106$ cm/s.
- 7 (Beaufort), corresponde a velocidades entre 16 y 27 nudos, lo cual significa 1.389 y 1.698 cm/s. Se adopta para los cálculos el valor medio: $U_{10} = 1.545$ cm/s.

8-12 (Beaufort), corresponde a velocidades entre 33 y 71 nudos, lo cual significa 1.698 y 3.650 cm/s. Se adopta para los cálculos el valor medio:
 $U_{10} = 2.675 \text{ cm/s}$.

La Tabla 1 recoge el régimen de vientos que resulta de aplicación en el área. A efectos de evaluación sólo se considerarán los vientos procedentes de las direcciones E, SE y S, al ser éstas las comprendidas en el sector de la dirección normal al tramo de costa de la Serra Gelada $\pm 45^\circ$. De esta manera se considera la hipótesis de que sólo los vientos frontales o con una incidencia de $\pm 45^\circ$ generan transporte eólico que puede verse detenido por la existencia de un obstáculo.

TABLA 1. RÉGIMEN FRECUENCIAL DE VIENTOS POR INTENSIDADES

| U_{10} (m/s) | N | NE | E | SE | S | SW | W | NW |
|-------------------|------|-------|-------|------|------|-------|-------|-------|
| 5,14 | 4,17 | 6,94 | 9,03 | 3,97 | 4,22 | 6,72 | 8,17 | 4,31 |
| 5,14-8,23 | 1,86 | 2,97 | 3,80 | 1,08 | 1,58 | 2,94 | 3,52 | 2,14 |
| 8,23-13,89 | 1,86 | 2,25 | 2,47 | 0,53 | 0,92 | 2,94 | 4,25 | 2,72 |
| 13,89-16,98 | 0,50 | 0,28 | 0,22 | -- | -- | 0,30 | 0,61 | 0,86 |
| 16,98-36,50 | 0,39 | -- | 0,06 | -- | -- | 0,07 | 0,42 | 0,69 |
| Σ | 8,78 | 12,44 | 15,58 | 5,58 | 6,72 | 12,97 | 16,97 | 10,72 |

Por aplicación de las fórmulas de Zingg (1952) y Horikawa (1991) se han podido definir y evaluar los "puntos focales" (u' , z'), definir los valores de u_* y adoptar un valor de la velocidad de corte umbral de 26 cm/s. La Tabla 2 recoge los resultados de los valores determinados de u_* (cm/s), y las tasas de transporte q según la aplicación de las fórmulas de Bagnold (1) y Kawamura (2) en g/s/cm. De acuerdo con los resultados de los análisis granulométricos de los materiales presentes en las eolianitas (FUMANAL y YÉBENES, 1996), se ha adoptado un tamaño medio de grano de las arenas que las integran de valor:

$$d = 0,30 \text{ mm}$$

TABLA 2. VALORES OBTENIDOS DE VELOCIDADES Y TASAS DE TRANSPORTE EÓLICO.

| U_{10} (cm/s) | U_* (cm/s) | $q^{(1)}$ (g/s/cm) | $q^{(2)}$ (g/s/cm) |
|--------------------|-----------------|---------------------------|---------------------------|
| 514 | 28,09 | $30,97 \cdot 10^{-3}$ | $8,58 \cdot 10^{-3}$ |
| 669 | 45,79 | $134,14 \cdot 10^{-3}$ | $143,10 \cdot 10^{-3}$ |
| 1.106 | 95,70 | $1.224,60 \cdot 10^{-3}$ | $1.448,38 \cdot 10^{-3}$ |
| 1.545 | 145,83 | $4.333,10 \cdot 10^{-3}$ | $4.963,99 \cdot 10^{-3}$ |
| 2.675 | 274,88 | $29.019,37 \cdot 10^{-3}$ | $31.611,44 \cdot 10^{-3}$ |

Hay que destacar como los valores de las tasas determinadas mediante las dos formulaciones (BAGNOLD y KAWAMURA) no difieren en gran medida. Por último se ha establecido la computación correspondiente aplicando el régimen de vientos establecido. Se ha minorado el efecto de los vientos con incidencia oblicua con el coeficiente $\beta = \text{sen } 45^\circ$. El resultado final establece una tasa de transporte eólico total de

$$Q = 2.068 \text{ kg/año/cm}$$

o lo que es lo mismo

$$Q = 1,088 \text{ m}^3/\text{año/cm}$$

Considerando una longitud total de los depósitos en el frente marino de la Serra Gelada de 3.250 m, se obtiene una capacidad de transporte de :

$$Q_T = 353.735 \text{ m}^3/\text{año}$$

lo que supone, considerando el volumen total de sedimentos emergidos medido en el frente marino de la Serra Gelada, evaluado en 15.750.000 m³ (ESTEBAN i ROSSELLÓ, 1996), que se precisan, disponiendo de materiales suficientes para su creación, algo menos de 45 años para su formación.

Trabajos realizados para la localización de arenas de préstamo para obras de regeneración costera (M.O.P.U., 1988) establecieron los mapas de isopacas de sedimentos no consolidados en el área submarina frente a la Serra Gelada. Igualmente, a partir de dichas isopacas, se determinó que el volumen total de dichos sedimentos arenosos era del orden de 80.000.000 m³. Si consideramos la totalidad de sedimentos existentes, tanto submarinos como emergidos, esto es, 95.750.000 m³, con la capacidad de transporte eólico establecida se requerirían 270 años para establecer su formación.

3. CONDICIONES GENÉTICAS Y EVOLUTIVAS DE LAS DUNAS TREPADORAS

En algunos casos se desarrollan dunas delante o detrás de determinados obstáculos. Sus formas dependen de los procesos de aceleración y deceleración del viento alrededor y delante o detrás del obstáculo, así como de la deformación del viento a su alrededor. En función de su localización relativa al obstáculo, se suelen dividir en acumulaciones de barlovento y de sotavento. Las acumulaciones de barlovento se subdividen en dunas eco, formadas paralelamente al obstáculo (CLOS-ARCEDEC, 1969), y aquellas otras que lo remontan, conocidas como dunas trepadoras (EVANS, 1962). Determinados trabajos (TSOAR, 1983) se aplicaron a la modelización de estos tipos de dunas, simulando en laboratorio su generación. Este trabajo considera como variables :

d : distancia frente al obstáculo libre de arenas.

h : altura del obstáculo

H : altura de la duna creada

α : ángulo del paramento del obstáculo

Se estudiaron las turbulencias en los flujos de aire, definiendo el *punto de inactividad* S_H , como aquél en que las líneas de corriente se dividen, creándose flujos de retorno y pasantes del obstáculo, y se analizó la altura del punto en relación con la del obstáculo. Cuando el ángulo del paramento es menor de 38° no se produce inactividad. Igualmente se define el *factor de amplificación* A_z como U_2/U_1 , las velocidades del viento distorsionada por el obstáculo y sin distorsionar, respectivamente. De acuerdo con los resultados obtenidos, Tsoar (1983) establece las siguientes fases:

- cuando el viento encuentra un obstáculo vertical, su velocidad disminuye a una distancia aproximada de $d/h = 3$ alcanzando el mínimo a $d/h = 0,75$. En las proximidades del obstáculo la velocidad se incrementa y la dirección varía a causa del flujo de retorno.

- las acumulaciones de arena comienzan a una distancia $d/h = 2-4$, nunca a una distancia inferior a $d/h = 0,3$. Se crea inicialmente una duna eco. A medida que se registra su crecimiento, la velocidad del flujo de viento por encima de la cresta aumenta. A una altura de $0,3-0,4 h$ la velocidad por encima de la cresta iguala la de retorno.

- cuando el obstáculo es inclinado, la magnitud del flujo de retorno decrece. Pendientes inferiores a 55° presentan menores turbulencias de retorno que no tienen efecto en la arena, la cual tiende a acumularse en la base del obstáculo y remontarlo, generando así las dunas trepadoras.

4. LAS EOLIANITAS DE SERRA GELADA

Si se considera de forma general la procedencia de los materiales de las eolianitas de la Serra Gelada, estos deben poder relacionarse con las siguientes fuentes de aprovisionamiento:

- La arenización de los materiales rocosos que constituyen el frente marino de la Serra Gelada, generada por diferentes mecanismos, tanto biológicos como químicos y derivados de procesos de contracción-dilatación, entre otros.

- La fracturación mecánica de los acantilados por la acción erosiva del oleaje, a causa de su impacto sobre el frente, tanto del propio oleaje, como de los materiales que puede llevar en suspensión o en arrastre.

- El transporte sólido eólico en el medio continental, esto es, el movilizado en áreas terrestres más o menos cercanas por la acción de los vientos.

- El material arenoso procedente de la plataforma más inmediata, esto es el acarreado por el transporte sólido litoral, tanto transversal como longitudinalmente a causa de la incidencia generalmente oblicua del oleaje y de las sobreelevaciones que dicho oleaje induce en el área de rotura.

Las tasas de transporte eólico obtenidas en el apartado anterior suponen una aproximación al fenómeno de generación de este tipo de formaciones. Es de destacar la velocidad de generación que suponen las tasas determinadas. Para su génesis, además, debió poderse contar —en la consideración de la última de las procedencias señaladas ante-

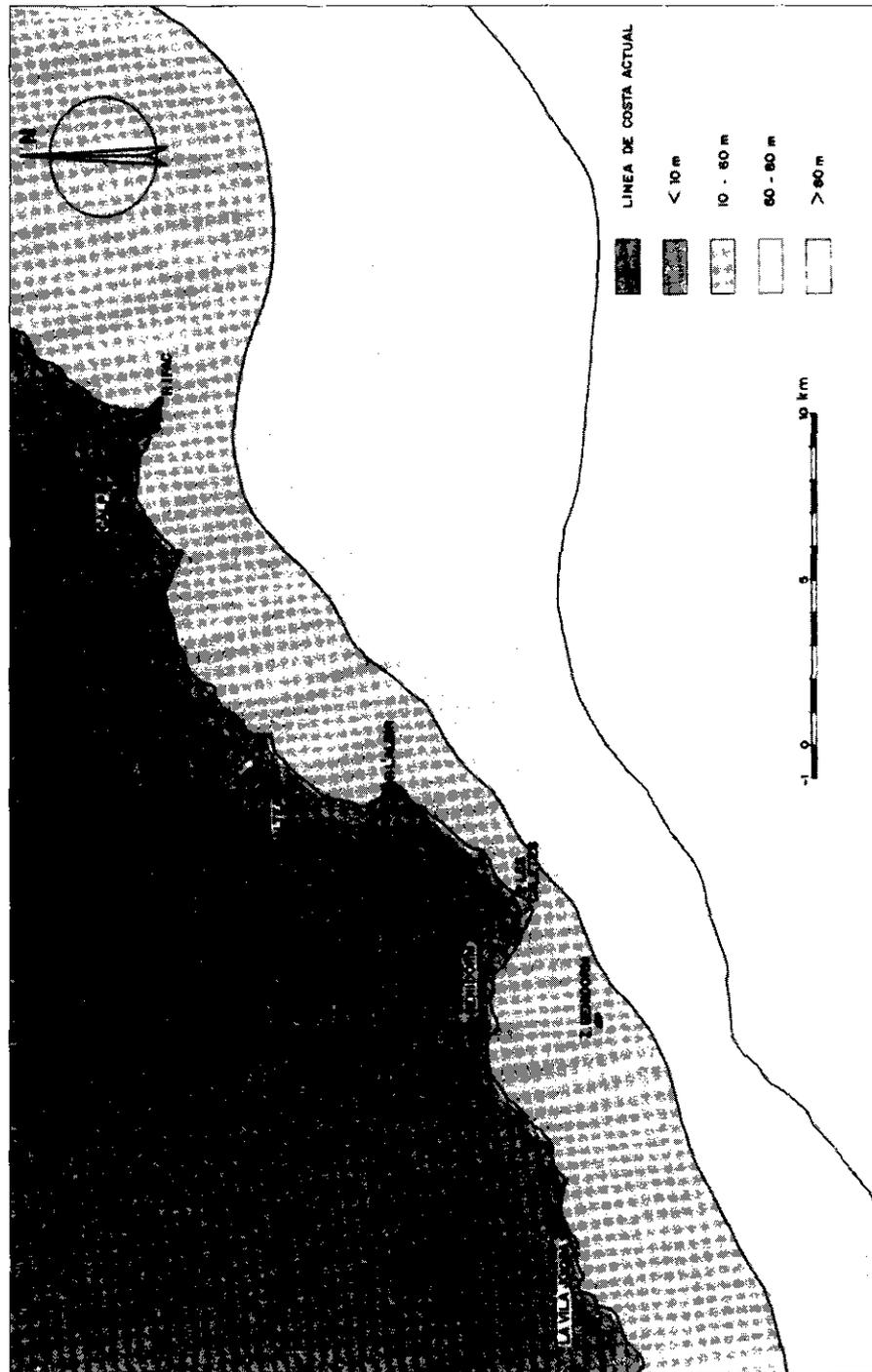


Fig. 1. Posibles situaciones de la línea de costa en diversas fases eustáticas.

riormente, esto es, aquélla proveniente de la plataforma inmediata— con niveles del mar inferiores al actual y, por tanto, con plataformas de cierta envergadura como se muestra en la fig. 1. Esta figura delimita las plataformas emergidas existentes con distintos niveles del mar, siempre inferiores al actual, y las consiguientes líneas de costa. Se muestra la línea de costa actual y las que resultan de considerar niveles inferiores al actual, situados 10 (línea de costa delimitada por <10), 60 (línea de costa delimitada por 10-60), y 80 (línea de costa delimitada por 60-80) m por debajo del actual. La plataforma emergida, si se considera un nivel del mar 120 m por debajo del actual, tiene tales dimensiones que no ha podido representarse en la escala utilizada.

A la vista de los perfiles en los tramos existentes de eolianitas en la Serra Gelada (ver ESTEBAN i ROSSELLÓ, 1996, en este mismo volumen) la evaluación de las características genéticas de las dunas permite establecer una serie de hipótesis.

El frente acantilado de la Serra Gelada presenta un talud aproximado de 75°. Los depósitos que existen al sur de l'Illa Mitjana se adosan a un tramo en el que la altitud media del acantilado se sitúa en torno a los 260 m. Por contra, en los depósitos eolianíticos situados al norte de l'Illa Mitjana, esta altitud media es superior, del orden de los 370 m. El punto de inactividad para un acantilado con talud de 75° se sitúa a una altura relativa de 0,44 h.

Ello supone que las dunas inicialmente creadas fueron dunas eco, a una distancia del pie del frente superior a 80 m en el caso de los depósitos eolianíticos del sur de l'Illa Mitjana, y superior a 110 m en el caso de los existentes al norte. Las acumulaciones de arena empezarían a producirse a causa del obstáculo (el acantilado) a una distancia de entre unos 500 y 1.000 m, en el primer caso, y de entre 750 y 1.500 m en el caso de los depósitos septentrionales. Desde que las dunas eco comienzan a crecer, las pendientes quedan suavizadas y se tiende a conformar la duna trepadora. Una vez que finalmente la duna trepadora ha alcanzado el frente acantilado, prosigue en su desarrollo vertical, dado que los taludes que se oponen al transporte eólico, inferiores a 55°, sí son compatibles con su crecimiento. De hecho, los taludes exteriores de los depósitos que hoy pueden observarse rondan los 30°, ángulo perfectamente compatible con dicho crecimiento. La diferente envergadura de los depósitos situados al norte y sur de l'Illa Mitjana se justifica precisamente por la distinta altura (115 y 163 m, respectivamente) de los puntos de inactividad.

Ciertamente que es muy deseable el análisis de las estructuras internas en los cuerpos eolianíticos. Así se podría analizar de una forma precisa su génesis y desarrollo, que aquí sólo se ha esbozado en hipótesis a partir de los modelos establecidos en el trabajo de Tsoar (1983).

5. LA MODELIZACIÓN DE LA EROSIÓN DE DEPÓSITOS EN ACANTILADOS

La modelización de los fenómenos de erosión costera es igualmente uno de los objetivos prioritarios de determinados estudios en el ámbito litoral. La acreción o erosión del perfil de playa (SWAIN, 1989) es, desde el punto de vista de la ingeniería costera, una de las necesidades básicas para definir la idoneidad de actuaciones y es muy amplio su estudio a lo largo de la literatura científica.

En algunas zonas resulta, sin embargo, necesaria la evaluación del retroceso de acantilados. Son muchos los intentos registrados para realizar la modelización matemática de la erosión de costas acantiladas, tanto considerando los procesos derivados de la marea, como sin ella (TRENHAILE, 1989). Este último trabajo realiza la modelización de los

efectos de los cambios del nivel del mar registrados durante el Pleistoceno medio y superior, como una extensión de la evaluación de las superficies de erosión características de las áreas acantiladas en muchas costas. Partiendo de la consideración del proceso erosivo como el ataque inicial por el oleaje a una determinada franja vertical de acantilado, su disgregación y posterior colapso para, por último, su remoción total por el transporte sólido litoral, se establecen determinadas tasas para cada una de las fases consideradas. El modelo sólo es aplicable en tramos costeros susceptibles de erosión mecánica. A partir de la experiencia recogida, Trenhaile (1992) establece los valores correspondientes a los coeficientes de aplicación, calibrando el modelo y definiendo dos tasas de velocidad de erosión. Mediante la consideración de posibles regresiones y transgresiones en diferentes secuencias de registros interglaciales, a partir de dos tipos de taludes de acantilados, 80° y 30°, posteriormente se obtienen distintas series de características geométricas finales de las plataformas y alturas de erosión.

La ausencia, sin embargo, de la necesaria caracterización de datos, así como numerosas incertidumbres que afectan las variables que intervienen, no nos permiten hoy establecer un modelo calibrado de la evolución de los depósitos eolianíticos del frente marino de la Serra Gelada. Resulta hoy día posible cualificar los procesos de erosión y remoción de materiales en los frentes costeros. La formación de rasas y cantiles, así como el establecimiento cualitativo de las características de los perfiles se encuentra en general suficientemente clarificado, con su distinta morfología. No ocurre lo mismo, sin embargo, con la necesaria cuantificación de dichos procesos, que en la mayoría de casos no resulta posible a causa de los problemas e incertidumbres ya citados con anterioridad.

BIBLIOGRAFÍA

- BAGNOLD, R.M. (1954) *The physics of blown sand and desert dunes*. London, Methuen and Co. Ltd. 265 pp.
- CLOS-ARCEDEC, A. (1969) *Essai d'explication des formes dunaires sahariennes. Études de Photo-Interpretation*. Paris, I.G.N. 63 pp.
- CHEPIL, W.S. (1945) Dynamics of wind erosion, 3. The transport capacity of the wind. *Soil Sci.*, 60: 475-480.
- DÍEZ, J. J. (1982) Bases para una aproximación a la dinámica litoral del País Valenciano. *Revista de Obras Públicas*. Cf. pp 65-81. Madrid.
- ESTEBAN, V. (1987) *Procesos litorales en las costas valencianas al sur del Cabo de San Antonio*. Tesis Doctoral. 1.422 pp. Universidad Politécnica de Valencia.
- ESTEBAN, V. (1991) Las formaciones costeras plio-cuaternarias de Torrelamata y la Sierra Helada. *VIII Reunión Nacional sobre Cuaternario*. Departament de Geografia. Universitat de València.
- ESTEBAN, V. (1993) El sistema dunar plio-cuaternario entre las bahías de Altea y Benidorm (Sierra Helada, Alicante). *Actas 3ª Reunión del Cuaternario Ibérico*. Coimbra. Cf. pp. 241-246.
- ESTEBAN V. i V.M. ROSSELLÓ (1996) Formes terrestres, dipòsits eòlics i marins de la Serra Gelada. *Cuad. de Geogr.*, 60: 223-242.
- EVANS, J.R. (1962) Falling and climbing dunes in the Cronese ("Cat") mountains, San Bernardino County, California. *J. Geol.*, 70: 107-113.
- FUMANAL, M.P. y A. YÉBENES (1996) Los depósitos cuaternarios de les Penyes de l'Albir en el contexto sedimentario litoral valenciano. *Cuad. de Geogr.*, 60: 259-294.

- HORIKAWA, K., HOTTA, S. and N.C. KRAUS (1986) Literature review of sand transport by wind on a dry sand surface. *Coastal Eng.*, 9: 503-526. Amsterdam
- HORIKAWA, K. (1991) Sand transport by wind. *Marine Foundations and sediment processes*. Cap. 14. Cf. pp 771-798.
- KAWAMURA, R. (1951) *Study on blown sand by wind*. Rep. of the Inst. of Science and Technology, Univ. de Tokyo, Vol. 5(3/4): 95-112 (en japonés). Traducción inglesa en: *Research Tech. Rep.* HEL 2-8, Hydraulic Eng. Lab., Univ. de California, Berkeley, 1964, 38 pp. (Traducción I. NAGAHAMA y H. HIRAOKA)
- MIRA, R. (1906) Las dunas de Guardamar. *Mem. Soc. Esp. Hist. Nat.*, 4: 57-77.
- M.O.P.U. (1975) *Plan Indicativo de Usos del Medio Litoral. Castellón, Alicante y Valencia*. Dirección General de Puertos y Costas. Madrid.
- M.O.P.U. (1988) *Informe sobre el yacimiento de arena frente a Sierra Helada (Alicante)*. Servicio de Proyectos y Obras II de la Subdirección General de Costas y Señales Marítimas de la D.G. P. y C. del M.O.P.U.. Madrid.
- REY, J., FUMANAL, M.P., FERRER, C., VIÑALS, M.J. y A. YÉBENES (1993) Correlación de las unidades morfológicas cuaternarias (dominio continental y plataforma submarina) del sector Altea - La Vila Joiosa, País Valenciano (España). *Cuad. de Geogr.*, 54: 249-267.
- ROSSELLÓ, V. M., ESTEBAN, V., YÉBENES, A. y M.P. FUMANAL (1995) Les Penyes de l'Albir: geomorfología litoral cuaternaria. *IX Reunión Nacional sobre Cuaternario*. Madrid. Cf. pp. 3-14.
- SANJAUME, E. (1985) *Las costas valencianas. Sedimentología y morfología*. València, Universitat de València. 505 pp.
- SWAIN, A. (1989) Beach profile development. *Applications in Coastal modeling*. Ed. V.C. LAKHAN and A.S. TRENHAILE. Amsterdam, Elsevier Oceanographical Series. Cf. pp. 215-232.
- TSOAR, H. (1983) Wind tunnel modeling of echo and climbing dunes. *Eolian sediments and processes. Developments in Sedimentology*, 38. Ed. M.E. BROOKFIELD and T.S. AHLBRANDT. Amsterdam. Cf. pp. 247-259.
- TRENHAILE, A. (1989) Sea level oscillations and the development of rock coasts. *Applications in Coastal modeling*. Ed. V.C. LAKHAN and A.S. TRENHAILE. Amsterdam, Elsevier Oceanographical Series. Cf. pp. 271-295.
- ZINGG, A.W. (1952) Wind tunnel studies of the movement of sedimentary material. *Proc. 5th Hydraulics Conf.* Cf. pp. 111-135.

