

PROPUESTAS METODOLÓGICAS PARA EL ESTUDIO DE LOS AMBIENTES EÓLICOS COSTEROS ACTUALES

J. ALCÁNTARA-CARRIÓ e I. ALONSO

1. INTRODUCCIÓN

Un ambiente eólico constituye un caso particular dentro de los ambientes áridos, en el cual los mecanismos de erosión, transporte y sedimentación están definidos por la acción del viento. Los ambientes eólicos en zonas costeras están además relacionados con la dinámica marina.

La estructura de los ambientes eólicos ha sido descrita de forma muy sintetizada e interesante por Clemmensen (1993) en lo que él llama la Arquitectura Eólica (**Tabla 1**) y en la cual, las diferentes escalas espaciales están relacionadas con los distintos componentes y procesos de los ambientes eólicos.

ESCALA ARQUITECTÓNICA	COMPONENTES BÁSICOS	NIVELES	APLICACIONES
Microescala	Elementos texturales	Nivel de grano	Procesos de selección
Mesoescala	Tipos de estratificación	Nivel de rizaduras (<i>ripples</i>) Nivel de estratos	Procesos eólicos
Macroescala	Elementos arquitectónicos	Nivel de estructura sedimentaria Nivel de asociación de estructuras (<i>erg-level</i>)	Dinámica de las estructuras sedimentarias
Megaescala	Pisos sedimentarios	Nivel de desierto Nivel de evolución del Ambiente eólico.	Evolución del ambiente eólico y cambio climático
Escala global		Nivel de comparación entre ambientes eólicos	Caracterización global de los ambientes eólicos del planeta

Tabla 1. La arquitectura eólica. (Modificado de Clemmensen, 1993).

Por tanto, en función de los objetivos del estudio se define el nivel de trabajo. No obstante, es frecuente analizar el ambiente desde diferentes escalas para contrastar así la información.

Una vez elegida la escala o escalas de trabajo, se puede saber cuáles son sus dimensiones o rangos espaciales característicos (**Tabla 2**).

El estudio de un ambiente eólico está en función de la escala arquitectónica con que se quiere trabajar, pero su metodología de trabajo más habitual suele ser diferente si se trata de ambientes antiguos o modernos:

ESCALA ARQUITECTÓNICA	NIVEL	DIMENSIONES ESPACIALES		
		Rango	Longitud de onda*	Altura*
Microescala	Granos	mm – cm		
Mesoescala	<i>Ripples</i> y estratos	cm – m	1-250 cm	0,05-100 cm
Macroescala	Formas del relieve: - <i>Serir</i> - <i>Loess</i> - <i>Duna</i> - <i>Interduna</i> - <i>Draa</i> - <i>Interdraa</i>	m – km	3 – 600 m	0,1 – 100 m
			300 – 5.500 m	20 – 450 m
Megaescala	Desierto	km – 1.000s km		
Escala global	Continental o mundial	1.000s km		

Tabla 2. Dimensiones espaciales de la escala arquitectónica. (* Datos tomados de Wilson, 1972).

- El análisis de los ambientes antiguos se centra en su litología, textura y tipos de estratificación. Estos estudios se complementan con estudios paleontológicos y de paleovientos o de paleoclima en general.
- El análisis de los ambientes modernos se centra en su geomorfología, los procesos eólicos, los regímenes de viento y la influencia de los factores ambientales.

2. VARIABLES QUE DEFINEN LOS AMBIENTES EÓLICOS COSTEROS ACTUALES

La presencia de los ambientes eólicos costeros viene determinada por la relación entre tres variables: la disponibilidad de sedimentos sueltos, la actuación de un viento de suficiente intensidad y duración para removilizarlos del sustrato y transportarlos, y la

existencia de una superficie de dimensiones adecuadas para que dicho ambiente se desarrolle (Goldsmith, 1978).

Por tanto, para analizar un ambiente eólico es necesario caracterizar el viento, como agente de la dinámica, el origen de los sedimentos al sistema, su cuantía y propiedades, y por último, identificar la superficie implicada directa e indirectamente en la dinámica eólica.

La caracterización del viento necesita de datos de dirección e intensidad registrados en la propia zona, o en su defecto, lo más próximos posibles. La frecuencia de muestreo ha de ser al menos horaria, para registrar las variaciones en el comportamiento diario del viento, y el intervalo de muestreo lo más amplio posible, preferentemente de tipo anual o superior. Respecto a la intensidad, para conocer el perfil vertical del viento, hay que medir a diferentes alturas: 20 ó 10 m (estándar) así como a 4, 1, 0.5 y 0.25 m sobre el sustrato, mediante una torre de anemómetros.

La rosa de vientos del Istmo de Jandía (Fuerteventura), lugar de referencia para este estudio, muestra que los vientos alisios, que soplan de abril a septiembre, son más intensos y de dirección más constante (**Figura 1**). Esto, unido a la ausencia de precipitaciones y las mayores tasas de insolación, determina que la capacidad de transporte eólico de sedimentos sea mayor en esta época. Se observa además una influencia de la topografía en la dirección local del viento (N-NNO) frente a la dirección característica de los alisios (N-NNE).

Las variaciones espaciales en el campo de viento pueden ser importantes en función de las dimensiones y topografía del ambiente eólico, así como la resolución perseguida en el estudio. Para estudiar estas variaciones es necesario disponer del registro simultáneo del viento en diferentes localizaciones, y correlacionarlo con la serie de datos continua y más extensa en la zona.

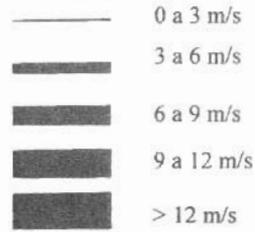
La disponibilidad de sedimentos para los ambientes eólicos costeros debe ser abordada desde su contexto geomorfológico. En general los aportes proceden de las playas y son luego removilizados por el viento desde la zona supramareal hacia los ambientes dunares. No obstante, hay otras muchas situaciones posibles (p. ej. istmos o deltas).

La dirección del viento es útil para identificar las zonas de aporte y salida de los sedimentos, pero resulta mucho más precisa la caracterización textural y composicional de los mismos.

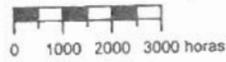
En cuanto a la aplicación de los criterios texturales, además de los aspectos básicos de morfoscopia y granulometría, conviene recordar que los sedimentos de tamaño arena media, bien seleccionados y con valores de asimetría positiva son característicos de los ambientes eólicos activos (Friedman, 1961). Por tanto, a partir del tamaño

1998

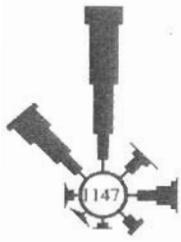
Rangos de velocidad



Escala radial (anual)



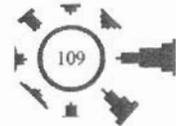
Escala radial (mensual)



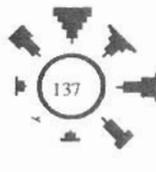
ANUAL



ENERO



FEBRERO



MARZO



ABRIL



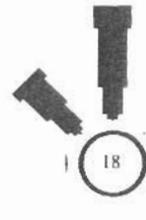
MAYO



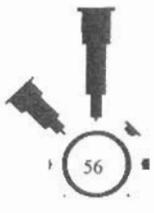
JUNIO



JULIO



AGOSTO



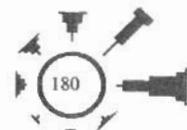
SEPTIEMBRE



OCTUBRE



NOVIEMBRE



DICIEMBRE

Figura 1. Rosas de viento mensuales y anual para el Istmo de Jandía, a partir de datos horarios. La cifra en el interior de cada rosa corresponde al número de horas de calma.

medio, el grado de selección y la asimetría es posible identificar las zonas con mayor disponibilidad de sedimentos eólicos (Alcántara-Carrió, 1999).

La granulometría de las muestras puede obtenerse mediante diversas técnicas (véase p. ej. Tucker, 1988; Syvitski, 1997) pero en el caso más común de tamizar en seco los intervalos entre tamices deben ser de 0.25 f ó 0.5 f, pues a intervalos mayores se pierde una gran cantidad de información sobre la distribución granulométrica.

Los parámetros granulométricos, especialmente la asimetría, deben ser determinados por el método gráfico de Folk y Ward (1957), ya que para dicho método existen criterios de clasificación. Por el contrario, el método de los momentos genera valores de asimetría muy diferentes y sin posible interpretación o clasificación (Alcántara-Carrió, 1999).

Para determinar la procedencia de dichos sedimentos es conveniente realizar además estudios composicionales. El método gasimétrico del calcimetro de Bernard (Gutián y Carballas, 1976) es útil para estimar la proporción de la fracción carbonatada.

Los estudios mineralógicos y petrográficos mediante láminas delgadas aportan información más amplia y detallada. Sin embargo, el conteo visual de granos es una técnica estadística con ciertas imprecisiones y es además sumamente laboriosa.

La aplicación de análisis cuantitativos a partir de difractogramas de rayos X permiten por el contrario una determinación precisa de la mineralogía de los sedimentos, y mediante un análisis comparado de las muestras eólicas y de sus posibles áreas fuentes, queda perfectamente determinado el origen de los sedimentos (Alcántara-Carrió *et al.*, 1999a).

No obstante, las características propias de cada ambiente pueden inducir a la utilización de otras técnicas particulares. Así, en el Istmo de Jandía, la presencia de foraminíferos en los sedimentos ha permitido utilizar estos organismos para discernir entre las diferentes áreas fuente posibles mediante su descripción y análisis comparado (Alcántara-Carrió *et al.*, 1999b).

La cuantificación de los aportes de procedencia subaérea se puede determinar mediante el dimensionamiento de las superficies en erosión y sus tasas correspondientes. Los aportes desde zonas sumergidas se pueden cuantificar a partir de la monitorización de la topografía de la playa, desde la zona sumergida próxima hasta la zona supramareal y dunar.

La determinación de la superficie implicada en los procesos eólicos se obtiene a partir de la fotointerpretación y el trabajo de campo. El resultado se representa mediante mapas digitalizados, donde se delimitan las diferentes unidades sedimentarias eólicas. No obstante, la influencia de una serie de factores en la dinámica eólica está estre-

chamente ligada a la delimitación del ambiente eólico y sus unidades sedimentarias, y por tanto, conviene describirlos previamente.

3. INFLUENCIA DE LOS FACTORES NATURALES Y ANTRÓPICOS

Una de las características fundamentales que diferencian los ambientes eólicos costeros de los continentales es la mayor diversidad de factores ambientales que influyen en su dinámica. Estos factores se pueden dividir en dos grandes grupos, según sean debidos a las condiciones naturales de la zona o a las acciones humanas. No obstante, antes de continuar, hay que aclarar que todos ellos se encuentran aún en estudio y además, no existen modelos que incluyan diversos factores ni la interacción entre los mismos.

El primero de estos grupos se refiere fundamentalmente a la influencia de la vegetación, la humedad y la topografía. Las diferencias en el clima, templado en las costas peninsulares y próximas frente al clima tropical de las Islas Canarias, establece diferencias sustanciales en su dinámica eólica. La metodología aquí expuesta puede ser aplicada a ambas zonas, sin olvidar por ello que algunos resultados presentados en este trabajo se enmarcan en las condiciones semiáridas y cálidas del clima canario.

El estudio de la **influencia de la vegetación** se inicia con la distinción entre vegetación herbácea y arbustiva. La vegetación herbácea es más propia de las latitudes templadas peninsulares, mientras que la vegetación arbustiva predomina en el archipiélago canario.

Los dos parámetros empleados para caracterizar la vegetación son su altura y grado de cobertura. Bressolier y Thomas (1977) indican que la influencia del grado de cobertura es más importante a la hora de determinar la intensidad del flujo eólico. Sin embargo, hay que tener en cuenta que dichos autores trabajan en las costas atlánticas francesas, con una vegetación de tipo herbáceo y diferencias en altura de poca importancia. Por el contrario, en las zonas con vegetación arbustiva, el porte de la vegetación afecta a la rugosidad del terreno y la velocidad de fricción umbral en mayor medida que su grado de cobertura. En comparación, la vegetación herbácea dificulta claramente el transporte, mientras que la vegetación arbustiva produce una estabilización menor e incluso puede favorecer en algunos casos la removilización de los sedimentos, ya que produce un aumento de la rugosidad y canaliza el viento a baja altura (Alcántara-Carrió, 1999).

La humedad contenida en los depósitos sedimentarios eólicos es debido a las precipitaciones, brisas y presencia de niveles freáticos. Su principal efecto sobre la dinámica eólica es la cohesión de las partículas, lo cual incrementa temporalmente la estabilidad de la superficie, y en consecuencia, son necesarias mayores velocidades

del viento para lograr removilizar los sedimentos. Sherman y Hotta (1990) revisan los estudios más interesantes sobre la variación de la velocidad de fricción umbral de viento debido al contenido en humedad superficial del depósito.

En el Istmo de Jandía este factor fue evaluado y despreciado por la aridez de la zona, pero esto no significa que deba ser obviado en otros ambientes dunares canarios. Así por ejemplo, en el Campo de Dunas de Maspalomas existen importantes costras salinas debido a la proximidad del nivel del mar. En las costas templadas españolas, especialmente en la vertiente noratlántica, el contenido en humedad del depósito influye decisivamente en la disponibilidad de sedimentos.

La topografía del terreno condiciona tanto el comportamiento del viento como el desplazamiento de los sedimentos. La altitud de la superficie es importante, pero el principal factor topográfico es la pendiente, por lo que resulta interesante calcular un mapa de pendientes a partir de la topografía digitalizada.

Otros factores que deben ser considerados, según las características de cada ambiente, son la presencia de sustratos rocosos intercalados con los sedimentos eólicos, lo cual genera ambientes de tipo *serir*, y las actuaciones humanas que influyen directa o indirectamente en la dinámica. Las extracciones de áridos, edificaciones, escombreras, vertederos de basuras, pistas, carreteras, etc. producen una ocupación física y modificación drástica de estos ambientes costeros, que repercute en las zonas circundantes y supone importantes barreras al flujo eólico.

4. MAPA DE UNIDADES DE DINÁMICA SEDIMENTARIA EÓLICA

La obtención de mapas a partir de la interpretación de fotos aéreas es una herramienta básica en los estudios geomorfológicos. En estos ambientes es fundamental además la realización de itinerarios de campo para poder observar las características sedimentarias y de la vegetación.

Los mapas que se obtienen, una vez digitalizados y aplicada la corrección geográfica, pueden ser empleados como base de un SIG de la zona. Las unidades delimitadas en estos mapas, aunque están basadas en el concepto de unidad homogénea (Zonneveld, 1989) se identifican a partir de criterios sedimentológicos y ambientales.

En el Istmo de Jandía se han definido 5 categorías cartográficas, las cuales se subdividen hasta un total de 15 unidades diferentes (**Tabla 3**). La comparación entre mapas de diferentes épocas permite obtener un modelo de evolución reciente del paisaje (Alcántara-Carrió *et al.*, 1996).

Unidades de Paisaje (1992)	Superficie	
	km ²	%
A. Depósitos eólicos de arenas móviles		
A1. Dunas litorales	0,58	1,07
A2. Superficies de pendientes suaves con arenas móviles	0,63	1,16
A3. Fondos de barranco con acumulaciones de arenas móviles	0,40	0,74
A4. Superficies de pendiente acusada y arenas móviles	4,91	9,06
A5. Acumulaciones de arenas móviles en vertientes alomadas	1,90	3,50
SUBTOTAL	8,42	15,53
B. Depósitos eólicos de arenas estabilizadas por la vegetación		
B1. Superficies de pendiente suave y arenas estabilizadas por la vegetación	9,62	17,74
B2. Laderas de pendiente acusada con arenas estabilizadas por la vegetación	3,72	6,86
SUBTOTAL	13,34	24,60
C. Sustratos rocosos		
C1. Afloramientos volcánicos con incisiones rellenas por arenas eólicas	7,50	13,83
C2. Lomas y laderas con encostramientos de carbonatos, paleosuelos y arenas compactadas	2,53	4,67
C3. Plataformas de carbonatos encostrados (caliches)	6,00	11,07
C4. Microcuencas encajadas en costra de caliche con barranqueras y arenas estabilizadas por la vegetación.	5,42	10,00
SUBTOTAL	21,45	39,56
D. Zonas intermareales		
D1. Llanura de marea y barra arenosa	2,20	4,06
D2. Saladar	0,44	0,81
SUBTOTAL	2,64	4,87
E. Ambientes antrópicos		
E1. Extracciones y/o desmontes sobre superficies de pendientes suaves y arenas estabilizadas por la vegetación.	7,09	13,08
E2. Urbanizaciones, edificaciones aisladas y parque eólico	1,28	2,36
SUBTOTAL	8,37	15,44
TOTAL	54,22	100

Tabla 3. Superficie de las diferentes categorías cartográficas y unidades correspondientes al Mapa de Unidades de Paisaje del Istmo de Jandía (1992).

5. CARTOGRAFÍA SEDIMENTARIA DE LOS AMBIENTES EÓLICOS

El conjunto de parámetros granulométricos y composicionales determinados permiten diseñar una cartografía sedimentaria del ambiente eólico, conocida la posición geográfica precisa de las muestras y mediante métodos de interpolación (*kriging*, inversa de la distancia al cuadrado, triangulación con interpolación lineal, etc.).

Las variaciones espaciales del tamaño medio de grano, grado de selección y asimetría gráfica se representan de acuerdo con los intervalos propuestos por Folk y Ward (1957), mientras que la angulosidad no resulta útil para la interpretación del carácter eólico de las muestras (Friedman, 1961). Así por ejemplo, en el Istmo de Jandía se han definido tres zonas con materiales eólicos actuales no consolidados con diferentes propiedades granulométricas (Alonso *et al.*, 1998). Las variaciones estacionales en la distribución de los sedimentos se obtienen a partir de muestras tomadas en diferentes épocas del año y mediante mapas cruzados.

La cartografía sedimentaria se completa con la cartografía de las formas dunares (Servera, 1997). En la bibliografía científica existen muy diversas clasificaciones. Primeramente conviene diferenciar las formas dunares simples, compuestas y complejas (McKee, 1979). Las formas compuestas se componen de formas dunares simples iguales pero de diferentes dimensiones, de manera que las mayores contienen a las otras. Por su parte, las formas dunares complejas se componen de formas dunares simples de diferente morfología y dimensiones.

La clasificación de las formas dunares simples de Pye y Tsoar (1990) es probablemente la más completa y útil de las existentes, ya que integra criterios tanto morfológicos como dinámicos y genéticos. Estos autores parten de la distinción de tres grupos de dunas simples en función de su génesis: dunas asociadas a la vegetación, dunas asociadas a la topografía y dunas relacionadas con cambios de la rugosidad del sustrato o fluctuaciones aerodinámicas.

Sin embargo, no todas las formas dunares están incluidas en esta clasificación. Dentro de las dunas asociadas a la vegetación se deberían incluir las *shadow dunes* (Clemmensen, 1986), *nebkhas* (Tember y Chen, 1998) y *foredunes* (Doing, 1985). Por su parte, las dunas reversibles (*reversing dunes* de McKee, 1979) relacionadas con la presencia alternante de dos vientos de direcciones casi opuestas, deberían estar incluidas dentro del subgrupo central del gráfico de Pye y Tsoar (1990).

Por último, reseñar que los mantos de arena (*sand sheets*) y *zibars* se forman cuando existe alguna causa que impide la formación de cuerpos dunares como puede ser la coexistencia de tamaños de grano muy diferentes, un nivel freático muy alto, una gran concentración de sales, vientos extremadamente fuertes o simplemente un balance negativo de arena (Mainguet y Chemin, 1983; Kocurek y Nielson, 1986; Cros y Serra, 1990).

6. INTENSIDAD DEL TRANSPORTE EÓLICO DE SEDIMENTOS

La cuantificación del flujo eólico se aborda para una serie de estaciones representativas de las diferentes unidades delimitadas en el Mapa de Unidades de Paisaje. Para ello, es necesario determinar en cada estación una serie de parámetros ambientales (tipo, altura y grado de cobertura de la vegetación, pendiente, etc.) y sedimentológicos (granulometría y densidad).

En cada estación se sitúa simultáneamente la torre de anemómetros y una serie de trampas de sedimento de tipo Leatherman (1978), aunque con pequeñas modificaciones (**Figura 2**) entre las que destaca una tela alrededor de la boca para evitar el socavamiento y lograr así una mejora en la eficiencia de las trampas de un 17% (Alcántara-Carrió, 1999). Las trampas se sitúan en grupos de 4, orientadas al N, S, E y W por ejemplo, con lo que se obtiene por suma vectorial la tasa de transporte neto (Goldsmith *et al.*, 1990). El periodo de muestreo suele ser de 24 horas en cada estación, con intervalos de muestreo de 5 minutos, en que se activan las trampas, por ejemplo cada media hora.

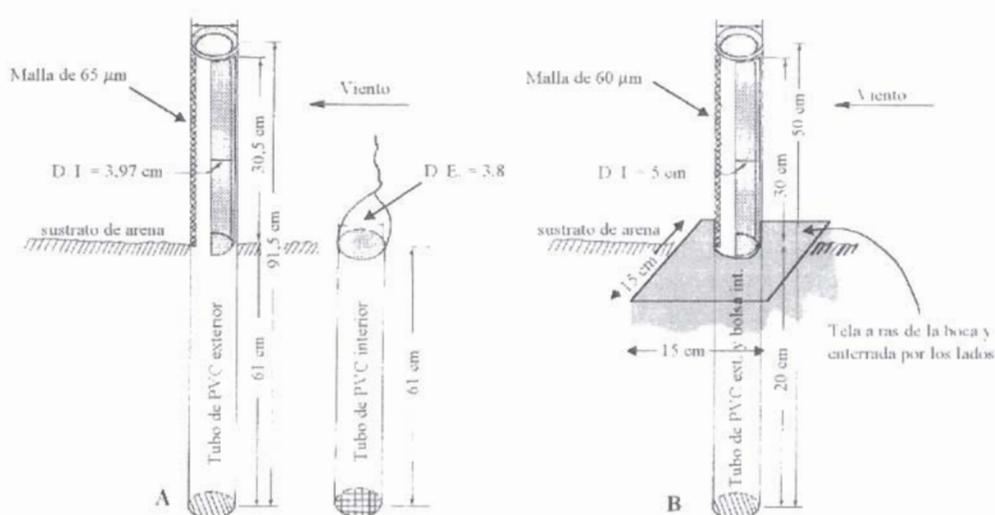


Figura 2. Trampas de sedimento. (A) según Leatherman (1978) y (B) según el diseño modificado.

A partir de los perfiles de viento que corresponden a los periodos en que se ha detectado transporte de sedimentos se obtiene la posición del punto focal (Bagnold, 1941). Con este punto, los datos de viento a una altura conocida y los parámetros sedimentológicos se puede estimar el transporte en condiciones ideales mediante los modelos teóricos (Horikawa *et al.*, 1986). El modelo de Bagnold (1941, 1956) es uno de los más empleados y el que ha resultado tener un mejor ajuste, para superficies cuasi-ideales

(Alcántara-Carrió, 1999). En las zonas con vegetación se utiliza además el modelo de Lancaster y Baas (1998), mientras que en los casos con pendiente topográfica es mejor utilizar directamente el modelo de Hardisty y Whitehouse (1988). Cuando se producen cambios drásticos en las condiciones ambientales (lluvias, aumento del contenido en humedad, cambios en la granulometría o pendiente) se debe medir de nuevo en la estación (i. e. verano/invierno).

Así, disponiendo de un registro anual de vientos en la zona de estudio, es posible llegar a predecir el transporte eólico, el cual se representa luego mediante rosas de arena (Fryberger y Dean, 1979). Finalmente se calcula la variabilidad direccional del transporte mediante los parámetros RDP (resultant drift potential), DP (drift potential) y RDD (resultant drift direction).

AGRADECIMIENTOS

La metodología y resultados presentados en este trabajo han sido obtenidos durante la realización del proyecto "Cuantificación de la dinámica sedimentaria en el Istmo de Jandía (Fuerteventura). Repercusiones sobre la estabilidad de las Playas de Sotavento", ref. 1/95 de la Consejería de Educación y Cultura del Gobierno de Canarias.

BIBLIOGRAFÍA

- Alcántara-Carrió, J. 1999. *Dinámica sedimentaria eólica en el Istmo de Jandía (Fuerteventura). Modelización y cuantificación del transporte*. Tesis doctoral inédita. Departamento de Física de la Universidad de Las Palmas de Gran Canaria. 330 p.
- Alcántara-Carrió, J.; Alonso, I.; Hernández, L.; Pérez-Chacón, E. y Romero, L.E. 1996. Landscape evolution and human alterations of the aeolian dynamics in the Jandía Isthmus (Fuerteventura, Spain). En: J. Taussik y J. Mitchell (Eds.), *Partnership in Coastal Zone Management*. Samana Publishing Ltd. Cardigan. 283-290.
- Alcántara-Carrió, J.; Fernández-Bastero, S.; Alejo, I.; Alonso, I. y VilaS, F. 1999a. "Caracterización mineralógica e identificación de las áreas fuente de los sedimentos eólicos actuales del Istmo de Jandía (Fuerteventura). *Geogaceta*. En prensa.
- Alcántara-Carrió, J.; Diz, P.; Alejo, I.; Francés, G.; Alonso, I. y Vilas, F. 1999b. "Contenido en foraminíferos de los depósitos eólicos del Istmo de Jandía (Fuerteventura)". *Geogaceta*. En prensa.
- Alonso, I.; Alcántara-Carrió, J.; Montesdeoca-Sánchez, I. y Bidegain, G. 1998. Characteristics of aeolian sediments at Jandía Isthmus (Fuerteventura). En: J.C. Cañaveras, M.A. García del Cura y J. Soria (Eds.), *15th International sedimentological congress: Sedimentology at the dawn of the third millenium*. 130-131.
- Bagnold, R.A. 1941. *The physics of blown sand and desert dunes*. Methuen, Londres. 265 p.
- Bagnold, R.A. 1956. Flow of cohesionless grains in fluids. *Philosophical Transactions Royal Society of London, serie A*, 249, 235-297.
- Bressolier, C.F. y Thomas, Y. 1977. Studies on wind and plant interactions on French Atlantic coastal dunes. *J. Sed. Petrol.*, 47, 331-338.
- Clemmensen, L.B. 1986. Storm-generated eolian sand shadows and their sedimentary structures, Vejers Strand, Denmark. *J. Sed. Petrol.*, 56, 520-527.
- Clemmensen, L.B. 1993. *Short Course Notes*. Geologisk Institut, Kobenhavns Universitet. 48 p.

- Cros, L. y Serra, J. 1990. Las formas dunares del Baix Empordà (Girona). *Notas de Geografía Física*, 19, 45-56.
- Doing, H. 1985. Coastal fore-dune zonation and sucesion in various parts of the world. *Vegetatio*, 61, 65-75.
- Folk, R.L. y Ward, W.C. 1957. Brazos river bar. A study in the significance of grain size parameters. *J. Sed. Petrol.*, 27, 3-26.
- Friedman, G.M. 1961. Distinction between dune, beach, and river sands from their textural characteristics. *J. Sed. Petrol.*, 31, 514-520.
- Fryberger, S.G. y Dean, G. 1979. Dune forms and wind regime. En: E.D. McKee (Ed.), *A study of global sand seas. Geol. Survey Prof. Paper 1052*. Washington, 137-169.
- Goldsmith, V. 1978. Coastal dunes. En: R. A. Davis (Ed.), *Coastal Sedimentary Environments*. Springer Verlag. Berlin. pp 171-235.
- Goldsmith, V.; Rosen, P. y Gertner, Y. 1990. Eolian transport measurements, winds, and comparison with theoretical transport in Israeli coastal dunes. En: K.F. Nordstrom, N. Psuty y B. Carter (Eds.), *Coastal dunes. Form and Process*. John Wiley & Sons, England. 159-176.
- Gutián, F. y Carballas, T. 1976. Carbonatos y sales salobres. En: *Técnicas de análisis de suelos*. Ed Pico Sacro. Santiago de Compostela. 125-127.
- Hardisty, J. y Whitehouse, R.J.S. 1988. Evidence for a new sand transport process from experiments on Sahara dunes. *Nature*, 332, 532-534.
- Horikawa, K.; Hotta, S y Kraus, N. 1986. Literature review of sand transport by wind on a dry sand surface. *Coastal Eng.*, 9, 503-526.
- Kocurek, G. y Nielson, J. 1986. Conditions favourable for the formation of warm climate aeolian sand sheets. *Sedimentology*, 33, 795-816.
- Lancaster, N. y Baas, A. 1998. Influence of vegetation cover on sand transport by wind: field studies at Owens Lake, California. *Earth Surface Processes and Landforms*, 23, 69-82.
- Leatherman, S.P. 1978. A new aeolian sand trap design. *Sedimentology*, 25, 303-306.
- Mainguet, M. y Chemin, M. C. 1983. Sandseas of the Sahara and Sahel: An explanation of their thickness and sand dune type by the sand budget principle. En: M.E. Brookfield y T.S. Ahlbrandt (Eds.), *Eolian sediments and Processes*. Developments in Sedimentology, 38. Elsevier, Amsterdam. 353-364.
- McKee, E.D. 1979. Introduction to a study of global sand seas. En: E.D. McKee (Ed.), *A study of global sand seas*. U. S. Geol. Surv. Prof. Paper., 1052, 1-19.
- Pye, K. y Tsoar, H. 1990. *Aeolian sand and sand dunes*. Unwin Hyman, Londres. 396 p.
- Servera, J. 1997. *Els sistemes dunars litorals de les Illes Balears*. Tesis doctoral inédita. Departament de Ciències de la Terra, Universitat de les Illes Balears. 859 p.
- Sherman, D.J. y Hotta, S. 1990. Aeolian sediment transport: theory and measurements. En: *Coastal dunes*. K.F. Nordstrom, N. Psuty y B. Carter (Eds.), *Form and Process*. John Wiley & Sons, England. 17-37.
- Syvitski, J.P.M. 1997. *Principles, methods and application of particle size analysis*. Cambridge University Press. 368 pp.
- Tember, A. y Chen, D. 1998. A comparative analysis of nebkhas in central Tunisia and northern Burkina Faso. *Geomorphology*, 22 (2), 181-192.
- Tucker, M. *Techniques in sedimentology*. Blackwell Scientific Publications. Oxford. 389 p.
- Wilson, I.G. 1972. Aeolian bedforms - their development and origins. *Sedimentology*, 19. 173-210.
- Zonneveld, I.S. 1989. The land unit - A fundamental concept in landscape ecology, and its applications. *Landscape Ecology*, 3 (2), 67-86.