

Sedimentos eólicos de grano fino en la Bahía de San Sebastian, Tierra del Fuego, Argentina

Fine-grained aeolian sediments in San Sebastián Bay, Tierra del Fuego, Argentina

ALFREDO ARCHE ¹ Y FEDERICO VILAS ²

RESUMEN

La Bahía de San Sebastián, Argentina, es un gran entrante costero en la costa atlántica macromareal de la Isla de Tierra del Fuego. Actualmente hay sedimentación costera activa en llanuras intermareales y playas de gravas.

Los violentos vientos del oeste, que alcanzan los 155 km/h, reelaboran la parte superior de los sedimentos intermareales, desprenden agregados de arcillas y limos de tamaño arena gruesa y las acumulan en capas de depósitos eólicos con estratificación cruzada de surco y niveles de raíces. El agua de lluvia percola a través de estos depósitos, disgrega los gránulos y borra casi totalmente las estructuras internas originales de los sedimentos eólicos.

Palabras clave: Tierra del Fuego, depósitos eólicos finos, dunas arcillosas, estructuras internas.

ABSTRACT

San Sebastian Bay, Argentina, is a large coastal embayment in the macrotidal Atlantic coast of Tierra del Fuego Island. Active sedimentation takes place in wide

⁽¹⁾ Instituto de Geología Económica, CSIC-UCM. Facultad de Ciencias Geológicas, Universidad Complutense, 28040 Madrid. Fax: 913944808.

⁽²⁾ Departamento de Xeociencias Mariñas e Ordenación do Territorio. Facultade do Ciencias. Universidade do Vigo, 36200 Vigo, Pontevedra. Fax:986812556.

intertidal flats and gravel beaches. Strong westerly winds, up to 158 km/h, rework the top of the intertidal sediments separating sand-sized mud pellets that accumulate in sheets of eolian deposits with characteristic trough cross-bedding and rootlet levels. Rainwater percolating through the sediments disaggregate the mud pellets, almost obliterating the primary internal structures of the eolian sediments.

Keywords: Tierra del Fuego, clay dunes, fine-grained aeolian deposits, internal structures.

INTRODUCCIÓN

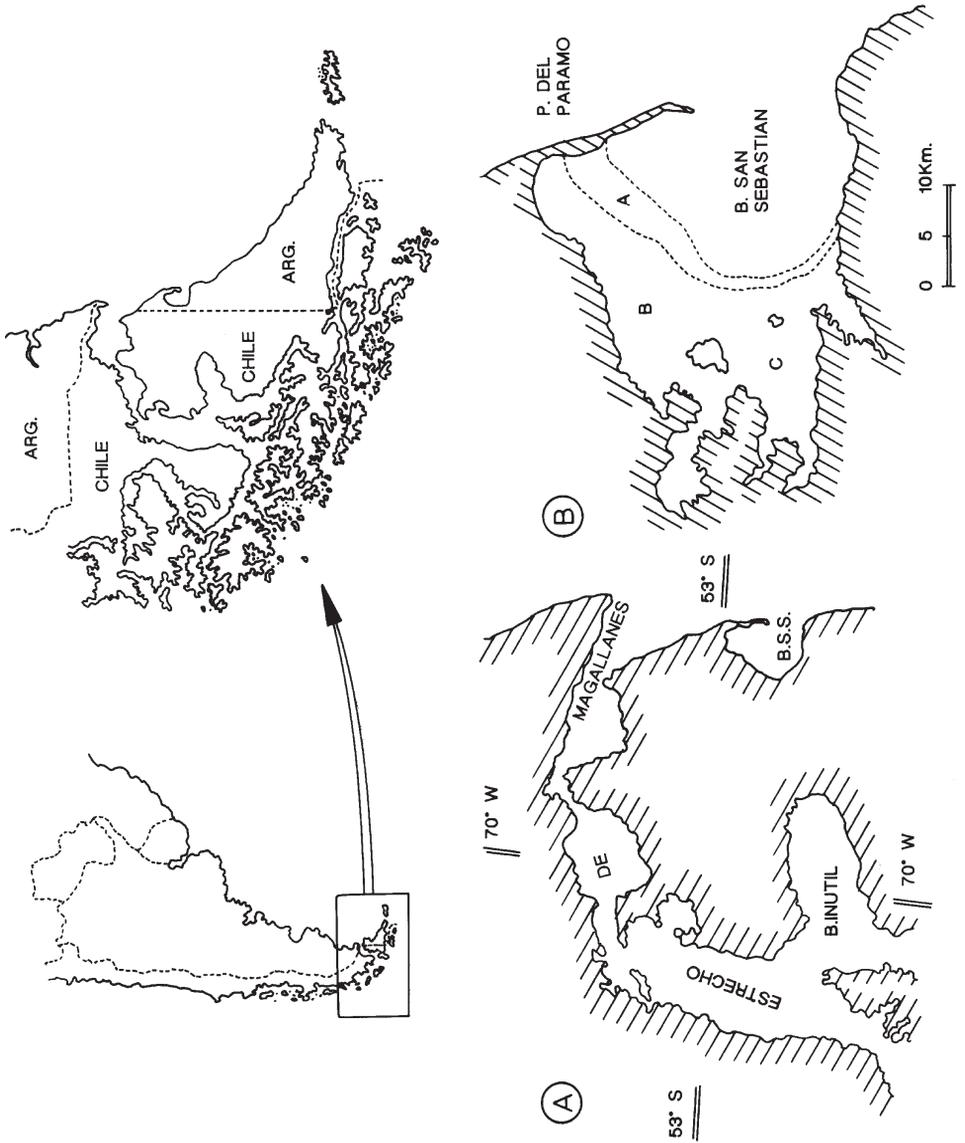
La Bahía de San Sebastian se encuentra en la parte norte de la costa atlántica de la Isla Grande Tierra del Fuego, Argentina, unos 20 kilómetros al Sur de la boca del Estrecho de Magallanes (53° 20' a 55° 0'5 S y 68°00' a 68°40' W) (Fig. 1 A).

El rango de las mareas astronómicas en esta zona oscila entre 2,8m. (mareas muertas) y 10,5 m. (mareas vivas) (rango macromareal) y el clima es frío y seco (subantártico): las lluvias oscilan entre 280 y 310 litros/m² /año, el viento sopla desde el oeste por encima de los 60 Km/h más de 200 días al año con ráfagas de hasta 155 km/h y la temperatura máxima en verano llega a los 16°C y la mínima en invierno a -22°C (datos del Servicio Hidrográfico de la Marina Argentina, Anuarios de 1985, 1986). La modificación del rango mareal por causas meteorológicas no ha sido evaluada, pero un refuerzo de 2-3 metros es muy probable dada la intensidad de los vientos y la situación geográfica en el borde N del cinturón de depresiones barométricas circunantárticas.

En la Bahía de San Sebastián se encuentran extensas llanuras intermareales de unos 7 km de extensión en su parte N, protegidas por una playa-barrera de gravas, la Península del Páramo; está llanura está alimentada por sedimentos finos procedentes de acreción lateral de sedimentos canalizados locales. Es posible que la zona submareal somera esté sometida a fuertes corrientes tractivas, pero esta zona no ha sido estudiada. La superficie queda colonizada por películas de cianobacterias y diatomeas, estas últimas probablemente arrastradas por el viento desde la zona intermareal activa y que estabilizan los sedimentos.

FIG. 1. Localización general de la zona de estudio. A. Canal de Magallanes y Bahía de San Sebastián (B.S.S.) en el extremo S de Suramérica. La alineación Bahía Inútil – B.S.S. corresponde a un antiguo valle glaciar relleno parcialmente por sedimentos proglaciares y marinos someros. B. Extensión de los sedimentos intermareales antiguos (en blanco) y relieves confinantes más antiguos (en rayado). La Península del Páramo es una playa de gravas activa, A es el complejo intermareal activo y B y C las zonas con máximo desarrollo de procesos y sedimentos eólicos.

FIG. 1. General location of the study area. A. Magellan Strait and San Sebastián Bay (B.S.S.) at the southern tip of Southamerica. The lineament Bahía Inútil – B.S.S. corresponds to an ancient glacial valley partially infilled by proglacial and shallow marine sediments. B. Total extension of the intertidal sediments (in white) and bounding older reliefs (ruled area). The Península del Páramo is an active gravel beach, A is the present – day active intertidal complex and B and C the areas where aeolian processes are most active today.



La sedimentación intermareal comenzó hace al menos 5.200 años, de acuerdo con las dataciones C-14 de Gasterópodos y Bivalvos marinos incluidos en los sedimentos y la tasa media de progradación hacia el mar es de 1.1 metros / año (Vilas *et al.*, 1999) (Fig. 2). Las edades han sido corregidas descontando el efecto reservorio para la latitud de la zona de estudio.

La superficie de estos sedimentos al interior de la zona activa actual se encuentra colonizada en la actualidad por arbustos y plantas herbáceas adaptadas a un sustrato rico en halita y a un clima frío, semi-árido y duro, tales como *Salicornia*, *Lepidophyllum*, *Festuca* y *Poa* entre otros, cuya asociación constituye la Estepa Fuego-Patagónica (Heusser y Rabassa, 1987, Codignotto y Malumian, 1981; Vilas *et al.*, 1999) y constituye la parte supramareal del complejo sedimentario holoceno.

LOS LAGOS SECOS EN LA ZONA SUPRAMAREAL

La elevada tasa de sedimentación en la Bahía de San Sebastián ha producido una extensa zona plana por encima del nivel del mar, al combinarse una elevación glacio-isostática que continúa hoy en día con la elevación del nivel del mar tras el último máximo glaciario; como el primer proceso produce una elevación del sustrato que supera el valor de la elevación del nivel del mar, la progradación de la zona de sedimentación activa ha rellenado aceleradamente un entrante costero grande por un proceso de regresión forzada (Fig. 1B).

El máximo glaciario en la zona se sitúa entre 20.000 y 18.000 años a.d.C. y el hielo se empezó a retirar hace unos 16.000 años (Heusser y Rabassa, 1987 y Porter *et al.*, 1984). El proceso de retirada continúa en la actualidad, tras unos pulsos de avance en el Holoceno, y el gran casquete glaciario Patagónico está reducido en la actualidad a una serie de complejos glaciares en Tierra del Fuego y los Andes meridionales.

Bajo la superficie vegetada actual se encuentran varios metros de sedimentos intermareales Holocenos depositados discordantes sobre tills del Pleistoceno.

El viento del oeste fuerte y constante, ejerce una intensa deflacción sobre esta cobertera.

ORIGEN Y EVOLUCIÓN DE LOS LAGOS SECOS.

Un 30 % del área de la zona supramareal está ocupada en la actualidad (Fig. 2) por depresiones someras (1-2.5 m de profundidad) con fondos absolutamente planos y una extensión variable, desde unos pocos m² a formas tan extensas como la Laguna Filaret, a caballo entre Argentina y Chile, que mide unos 60 Km².

No existen cauces fluviales con escorrentía continua en esta zona excepto el pequeño Río San Martín, en su borde sur; por tanto el agua de lluvia se acumula en las depresiones antes citadas, donde puede permanecer unos días o semanas, especialmente en primavera, antes de evaporarse y infiltrarse. En este artículo

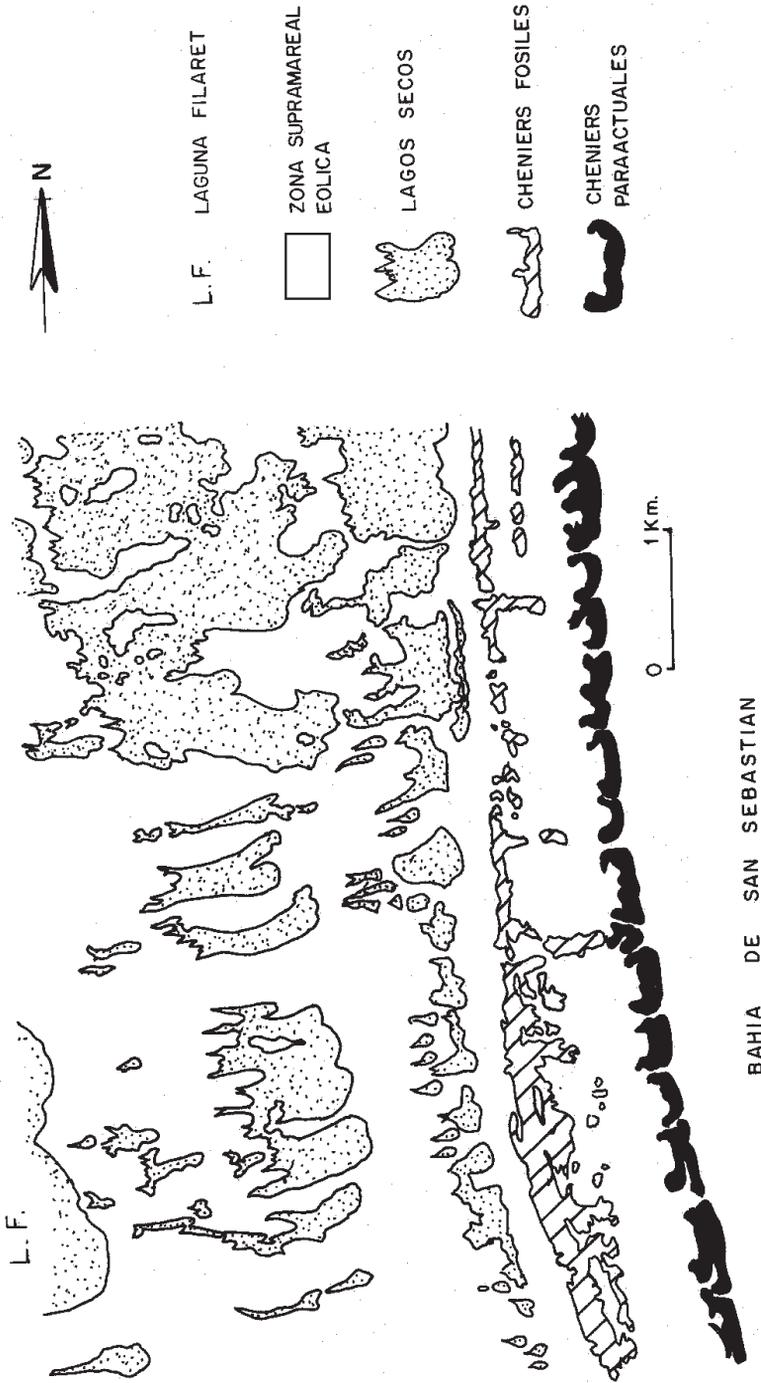


FIG. 2. Detalle de los lagos secos y los depósitos eólicos en la zona central de la Bahía de San Sebastián (Sector C, Fig. 1). La Laguna Filaret es el mayor lago seco de la zona.

FIG. 2. A detail of the dry lakes and aeolian deposits in central San Sebastián Bay (C sector, Fig. 1). Laguna Filaret is the largest dry lake in the area.

denominamos a estas depresiones “lagos secos” porque permanecen sin agua durante periodos muy largos cada año.

El origen y evolución de los lagos secos es el resultado de procesos eólicos y acuosos importantes y resultan el factor crucial en la removilización y resedimentación de los sedimentos finos intermareales ya estabilizados y fosilizados.

En un primer estadio (Fig. 3 a) el viento erosiona los sedimentos de la base de los arbustos, en áreas de unos pocos dm^2 ; el principal proceso es la formación de vórtices verticales inducidos por las pequeñas irregularidades o microrelieves durante periodos de fuertes vendavales, Whitney y Dietrich (1973) y Whitney (1978) han demostrado que el efecto de deflacción de los vórtices se incrementa si el viento arrastra partículas en suspensión no sólo de tamaño arena sino también limo. Las tolvaneras (*dust devils*) son frecuentes en verano y otoño, lo que confirma la existencia de dichas partículas en suspensión durante la época seca; la deflacción se produce preferentemente alrededor de las irregularidades topográficas que suponen los arbustos en un paisaje totalmente plano.

En un segundo estadio evolutivo (Fig.3 b), las plantas parcialmente desenraizadas mueren y dejan desnudas unas pequeñas zonas deprimidas de algunos m^2 . Durante la época de lluvias (primavera), el agua se acumula en estas depresiones y el viento agita su superficie, creando pequeñas olas que erosionan la orilla de sotavento formando un pequeño escarpe. La forma de estos charcos es ovalada o circular y al ir aumentando su superficie (*fetch*), también las olas son mayores, erosionando el fondo de la depresión, que de este modo se profundiza progresivamente.

Durante la temporada seca (verano-otoño) el viento erosiona el fondo de la depresión por procesos que se detallarán más adelante. Esta alternancia de procesos conduce a una excavación de unos 2,5 m bajo el nivel inicial de la llanura, momento en el que se alcanza el nivel freático; como los sedimentos finos húmedos son más cohesivos y difíciles de erosionar, el proceso de erosión en la vertical prácticamente se detiene en esta fase, mientras que sigue progresando la erosión en la horizontal (Fig. 3 b, c).

Los sedimentos intermareales contienen una gran cantidad de evaporitas intersticiales de origen marino que son removilizados en sucesivos ciclos de llu-

FIG. 3. Estadios sucesivos en el desarrollo de los lagos secos y los complejos eólicos; a.- Erosión inicial alrededor de un arbust, b.- Elongación lateral perpendicular al viento dominante c.- Estado maduro de excavación por deflacción y erosión por olas. La orilla de barlovento es progradante, mientras que la de sotavento es erosiva con dunas ascendentes adosadas d.- Estado avanzado de erosión – deposición . En esta figura los cortes esquemáticos no está a escala. Los rombos indican costras salinas secundarias en el fondo de los lagos secos. Las flechas indican posibles corrientes de retorno durante la época de lluvias e inundación de los lagos.

FIG. 3. Serial development of the dry lakes and the aeolian complexes; a.- Initial erosion around a bush b.- lateral elongation perpendicular to the prevailing wind c.- Mature stage of excavation by deflation and wavelet action. The upwind shore is prograding and the lee shore is erosive with climbing dunes d.- Advanced stage of deflation – sedimentation. The schematic sections are not to scale. The lozenges denote salt crusts at the bottom of the dry lakes during the dry season. The arrows represent inferred return currents during the rain period when the lakes are flooded.

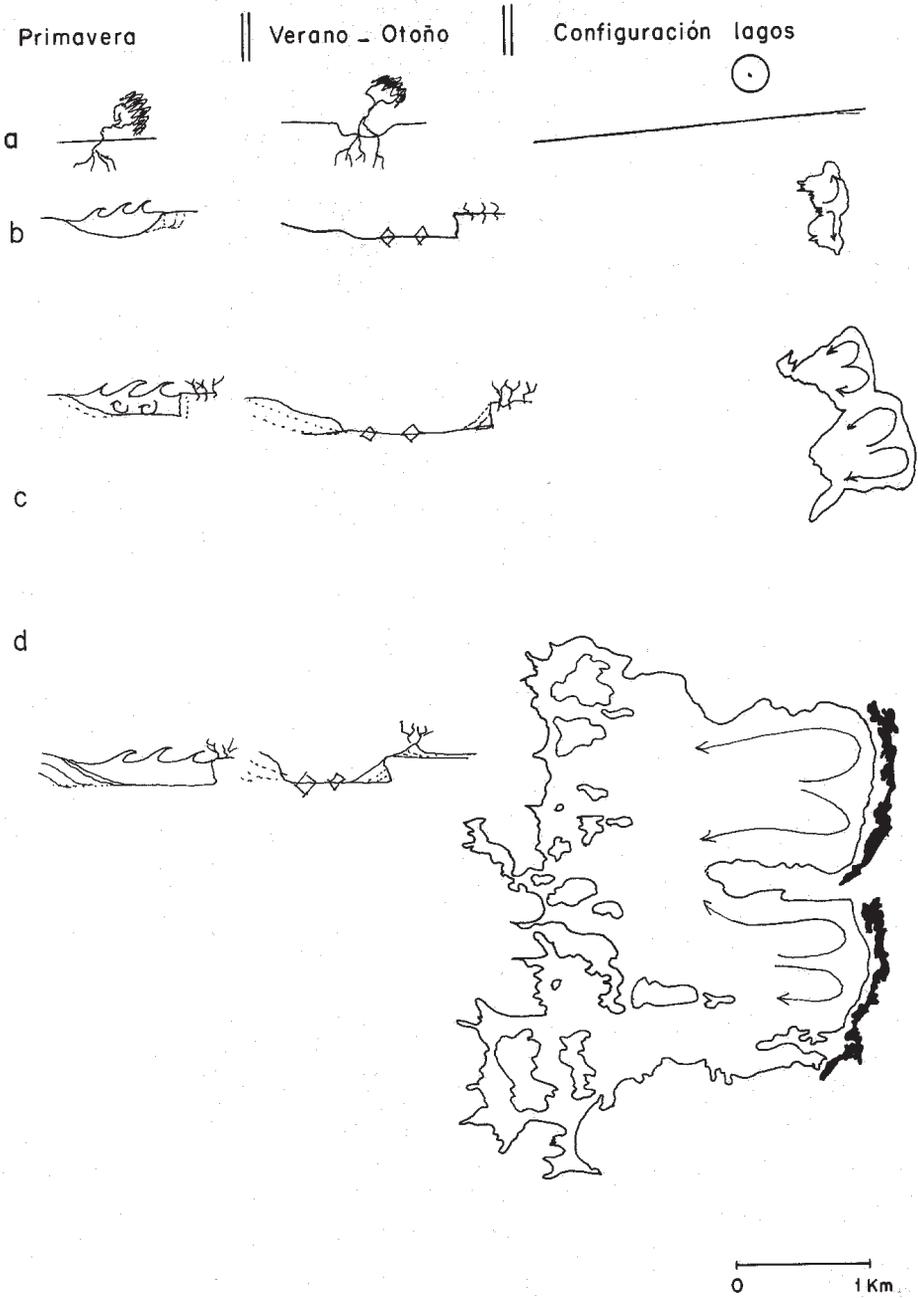




FIG. 4. Dunas asimétricas en forma de cometa

FIG. 4. Comet – shaped asymmetric dunes.

via – desecación, acumulándose en finas costras salinas (principalmente de halita) en el fondo de las depresiones (Fig. 3 b, c, d), lo que impide la recolonización por vegetación de esas zonas. El origen por deflación de los lagos secos ha sido reconocida desde los trabajos de Price (1963) y Reeves (1966), pero el efecto del agua acumulada en las épocas de lluvia no ha sido descrito específicamente hasta ahora.

La forma de los lagos evoluciona con el tiempo; durante las cortas épocas de lluvia el agua se acumula hacia sotovento y erosiona el acantilado vertical allí formado; como en una orilla marina este exceso de agua apilado por el viento debe retornar, pues está en posición inestable; la lámina de agua es tan delgada que impide la formación de una corriente de retorno profunda por lo que se forman en su lugar corrientes paralelas a las orillas del lago en ambos lados (Fig. 3 c), aumentando la erosión en estas zonas, dando lugar a una forma elipsoidal o alargada perpendicular a la dirección del viento dominante, en este caso N – S. Livingstone (1954) ha descrito este proceso en Alaska, con tasas de retroceso de las orillas laterales de hasta 1 m/año en los últimos 70 años. Este autor indica que las depresiones excavadas en condiciones húmedas (los lagos secos embrionarios de Tierra del Fuego encajan en su descripción) tienen sus ejes mayores perpendiculares al viento dominante, mientras que los excavados en condiciones secas lo tienen paralelo al mismo (los lagos secos maduros de Tierra del Fuego). La orilla de barlovento es progradante, pues parte de los materiales erosionados se depositan aquí por las corrientes de retorno laterales, para ser parcialmente erosionados por el viento en el siguiente verano – otoño.

En el estadio más maduro (Fig. 3 d) las depresiones se alargan paralelas al

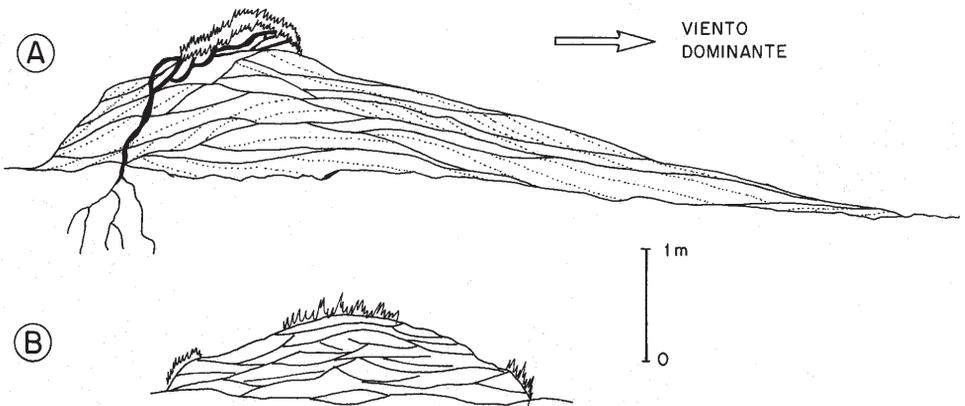


FIG. 5. Estructuras internas de las dunas de arcilla según ejemplos de campo. **A.** Dunas asimétricas en forma de cometa. **B.** Dunas hemisféricas.

FIG. 5. Internal structures of clay dunes after field observations. **A.** Comet - shaped asymmetric dunes. **B.** Hemispheric dunes.

viento dominante, formándose una orilla vertical erosiva de amplio radio de curvatura al frente, orillas paralelas también erosivas en los laterales y una orilla con sedimentación neta y forma irregular observando donde se acumulan parte de los sedimentos erosionados. La forma lacustre tiene, por tanto, un desplazamiento neto hacia sotavento. Por último las depresiones individuales se unen lateralmente (Fig. 3 d), dando lugar a formas lacustres complejas de gran extensión, fuente de gran parte de los sedimentos eólicos de la zona.

ORIGEN, TRANSPORTE Y ACUMULACIÓN DE LOS SEDIMENTOS EÓLICOS

El fondo de los lagos secos permanece expuesto al sol y el viento durante largos periodos, normalmente varios meses, pues las lluvias se concentran en un corto periodo de primavera. La formación de grietas de retracción es un proceso general en este lugar.

Los sedimentos intermareales expuestos en el fondo de los lagos se fracturan por diversos procesos que actúan simultáneamente:

- a. Mecánica de la capa continua superficial por desecación, contracción y formación de grietas de retracción.
- b. Despegue de láminas horizontales por contracción diferencial debida a pequeñas diferencias de granulometría total. Las más superficiales se curvan y fragmentan.



FIG. 6. Estratificación cruzada compleja en un campo de dunas asimétricas.

FIG. 6. Complex cross – stratification in asymmetric dunes.

c. Desplazamiento de los agregados de arcilla y limo por crecimiento secundario de eflorescencias de *CiNa*.

d. Formación de pústulas (*blisters*) por recrecimiento salino en la superficie y extensión diferencial. Luego el microrelieve se rompe liberando fragmentos. Estos procesos han sido descritos por Price (1963) y Bowler (1973, 1986).

La acción simultánea de estos procesos crea una serie de fragmentos milimétricos de limo y arcilla, cuya densidad es pequeña al ser muy porosos y, por tanto, pueden ser transportados por el intenso viento dominante en la zona. Bowler (1986) ha descrito este proceso en detalle en lagos salinos del interior de Australia.

Durante el transporte se da un proceso de selección granulométrica por elutriación: la fracción más fina, tamaño arcilla, forma nubes de polvo que pueden ser transportadas decenas a centenares de kilómetros, depositándose en el Océano Atlántico, mientras que la más gruesa, compuesta por gránulos (*pellets*) de 1-3 mm. de diámetro se transporta por saltación algunos centenares de metros o unos pocos kilómetros, acumulándose localmente, cerca de los lagos secos que constituyen su área fuente.

La acumulación de los gránulos tiene lugar en diferentes zonas de la llanura supramareal. La más temprana tiene lugar en el propio lago seco, en cuyo fondo se acumulan megaripples aislados de 1.5 a 6 m de longitud de onda o contra la ladera E, formando una duna ascendente (Fig. 3 c, d), pero estas acumulaciones son pequeñas y no hemos encontrado ningún caso en que se conserven en el registro geológico. Aunque no lo hemos observado directamente porque todas las campañas de campo se han realizado en verano, es muy probable que las dunas ascen-



FIG. 7. Dunas hemisféricas maduras con zonas sometidas a erosión eólica.

FIG. 7. Mature hemispheric dunes with aeolian erosive scars.

dentes se destruyan y sus sedimentos se reelaboren durante los periodos de inundación de los lagos.

Las estructuras de acumulación más abundantes y que pueden fosilizar se encuentran fuera de los lagos y se producen debido a la presencia de plantas que actúan como obstáculos al transporte eólico. Estas estructuras se han denominado *nebkhas* a *coppice dunes* (Cooke y Warren, 1973; Gile, 1975). Ocasionalmente, hemos encontrado estructuras complejas de acumulación comparables a las denominadas *lunettes* (Bowler, 1968, 1973, 1986; Twidale *et al.*, 1983), aunque son menos frecuentes que en otros ejemplos de zonas más cálidas, p. ej. Australia central o Texas, U.S.A.

La composición granulométrica de los gránulos oscila dentro de amplios márgenes: Arena: 1 – 42 %, limo: 11 – 73 %, arcilla: 21-62 %. Este material evidentemente, difiere totalmente del habitual producido en dunas eólicas compuesto por granos de cuarzo mono o policristalino en proporciones superiores casi siempre al 90 %. Las dunas de la Bahía de San Sebastián caen de lleno en las denominadas “dunas arcillosas” o *clay dunes* (Bowler, 1973), y ésta es la primera descripción de estas acumulaciones eólicas en un clima frío, subantártico, excepto la descripción preliminar de Arche y Vilas (1986) ya que siempre se han descrito en zonas de clima cálido y árido (Holliday, 1997; Tengberg y Chen, 1998; Chen, 1995). Estas dunas tienen una cobertura vegetal más o menos desarrollada en todos los casos.

La configuración más frecuente es asimétrica (Fig. 4), causada por plantas adultas del género *Lepydophyllum* y pueden alcanzar unos 2 m de altura. Estas dunas arcillosas son formas aisladas, pero forman extensos campos en los que se pueden reconocer cientos de dunas separadas entre sí 7 – 12 m.



FIG. 8. Dunas hemisféricas juveniles. El viento sopla hacia el fondo de la fotografía.
FIG. 8. Juvenile hemispheric dunes. Wind blows away from the viewer.

Las dunas asimétricas en forma de cometa se forman alrededor del tallo y hojas y a sotavento de las plantas con una densidad de follaje mediana y cierta elevación sobre el suelo, por un proceso de separación de flujo horizontal fundamental y otro simultáneo de separación vertical accesorio (Gunatilaka y Mwangi, 1987). La estructura interna de las dunas (Fig. 5) está formada por láminas cóncavas y convexas simples u onduladas, inclinadas hacia sotavento (hacia el este.) en su mayoría, con numerosas superficies de erosión – reactivación y gran cantidad de fragmentos vegetales. A veces se han encontrado niveles de raicillas a lo largo de las superficies de erosión, que pueden interpretarse como crecimiento de plantas herbáceas, como gramíneas, durante el corto periodo de óptimo climático de primavera – verano en zonas de la duna que dejan de ser activas por un corto periodo.

Las dunas maduras pueden llegar a ser lateralmente coalescentes o bien migran unas sobre otras si las plantas que les dieron origen llegan a morir. En cualquier caso, el resultado de este proceso de acumulación es un nivel tabular de sedimentos eólicos de 1'5 – 2'5 m de espesor con una estructura interna compleja (Fig. 6) dominada por estratificación cruzada de surco, consecuencia del crecimiento complejo de las dunas (láminas convexas) y lenta sedimentación en los espacios interdunares (láminas cóncavas). Como no es una estructura originada exclusivamente por el flujo del viento sobre una superficie libre sino el resultado de varios procesos combinados, deben distinguirse de otras formas simples de corrientes comparables.

Otro tipo de dunas muy diferentes tienen forma circular en planta (Fig. 7) y hemisférica en tres dimensiones. Estas dunas forman campos extensos, aunque no

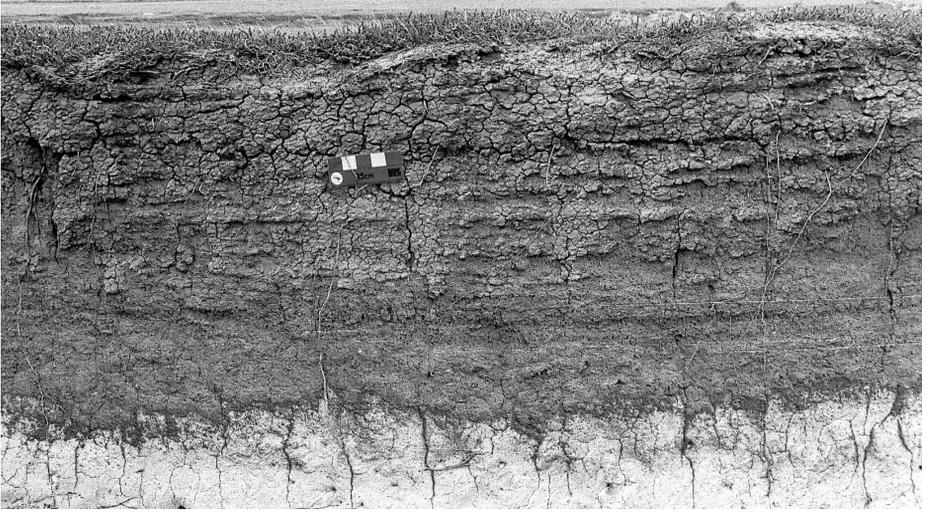


FIG. 9. Manto eólico con estructuras internas parcialmente conservadas.
FIG. 9. Aeolian blanket with partially preserved internal structures.

tan frecuentes como las tipo cometa antes descritas. Se acumulan alrededor de plantas herbáceas del género *Sedum* que tienen sólo unos pocos centímetros de altura, pero son eficaces trampas de los gránulos de arcilla-limo. En el estado inicial (Fig. 8), la planta sólo ocupa el lado de barlovento, pero posteriormente recubren totalmente la forma, que por tanto no puede migrar lateralmente. La cobertura no llega a ser completa porque las plantas mueren en algunas zonas (ver figura 7, parte central) por abrasión mecánica del viento cargado de gránulos.

El resultado de estos procesos es la acumulación de un manto de material eólico (Fig. 9) que yace en contacto erosivo (superficie de deflación) sobre los sedimentos intertidales con abundantes fósiles marinos y que está marcado por profundas y bien desarrolladas grietas de desecación. Este manto eólico se encuentra en toda la zona baja del interior de la Bahía de San Sebastián, con un espesor de 2-3.5 m. Contiene abundantes restos vegetales, grietas de desecación y huesos de vertebrados terrestres. El espesor de este manto en el borde este de algunos de los lagos secos alcanza a los 4 – 4.5 m, delineando una forma arqueada convexa comparable a las denominadas *lunettes* (Bowler, 1986, 1973), aunque no llegan a estar tan desarrolladas como en Texas, USA o en el SE de Australia.

La estructura interna dominante es la estratificación cruzada de surco compleja, pero esta estructura desaparece casi totalmente con el tiempo, ya que el agua de lluvia percola a través de los sedimentos y produce la desagregación de los gránulos.

El manto eólico, por tanto, adquiere un aspecto masivo que hace muy difícil su identificación en caso de que fosilizase.

COMPARACIÓN CON OTRAS ÁREAS

La primera descripción de dunas de arcilla se debe a Hills (1940) que acuñó el término *lunette* a depósitos eólicos ricos en arcillas acumulados en la orilla de sotavento de lagos efímeros del S de Australia. Posteriormente, Price y Korniker (1961), Holliday (1997), Price (1963), y Bowler (1973) describieron estos depósitos en Texas, U.S.A., donde identificaron la fuente de sedimentos en la desintegración de los sedimentos finos de los lagos secos por formación de grietas de desecación y la presión de crecimiento de cristales de evaporitas.

Todos los ejemplos descritos hasta la fecha de dunas de arcilla se encuentran en zonas áridas o semiáridas cálidas de los cinco continentes, con temperaturas medias de 25°C – 27°C y precipitaciones anuales medias de 325 – 1400 l/m² (Price, 1968).

Tierra del Fuego es una zona semiárida mucho más fría, pero donde el viento es de dirección constante, muy intenso y que sopla con gran velocidad más de 200 días al año. Este hecho, combinado con una topografía plana, abundancia de evaporitas intersticiales en los sedimentos intermareales finos cuaternarios y presencia de una vegetación de matorral dispersa propicia la formación de estos depósitos eólico-arcillosos. Se ha descrito una situación similar en el SE de Australia (Dury, 1973) durante la última etapa pluvial-glaciar (- 15.000 años), en la que tuvo lugar un acusado descenso de la temperatura media y de la precipitación.

El desarrollo escaso de *lunettes* en Tierra del Fuego puede deberse a que en los meses de invierno (julio a octubre) la temperatura media está siempre por debajo de 0°C y la escasa precipitación en forma de nieve blindada la superficie de los lagos secos frente a la deflacción. Posteriormente los lagos quedan ocupados por agua líquida durante uno o dos meses (primavera), por lo que el proceso eólico sólo se desarrolla en su totalidad durante unos seis meses, en contraste con lo que ocurre en zonas áridas cálidas.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido posible por un Proyecto de Investigación Conjunto del CSIC (España) y el CONICET (Argentina). Los autores desean agradecer la cooperación en el campo y en discusiones posteriores de los colegas argentinos Gustavo G. Bonorino, Ignacio Ysla, Marcelo Ferrero y Gustavo Bujalevski y a Piedad Martín y Carlos Sánchez por componer el texto y delinear las figuras respectivamente.

Los autores agradecen a Cristino Dabrio su cuidadosa revisión del manuscrito original y sus numerosas y precisas sugerencias que mejoraron la presente versión

BIBLIOGRAFIA

ARCHE, A., VILAS, F. (1986): Depósitos eólicos de grano fino en la Bahía de San Sebastián, Tierra de Fuego, Argentina. *Acta geol. Hispanica*, 21-22: 261-266

- BOWLER, J. M. (1968): Australian landform example n° 11: Lunette. *Australian Geographer*, 10: 402-404.
- BOWLER, J. M. (1973): Clay dunes: their occurrence, formation and environmental significance. *Earth . Sci. Rev.*, 9: 315-338.
- BOWLER, J. M. (1986): Spatial variability and hydrologic evolution of Australian lake basins: analogue for Pleistocene hydrologic change and evaporite formation. *Palaeogeogr. Palaeoclim. Palaeoecol.*, 54: 21-41.
- CHEN, X.Y. (1995): Geomorphology, stratigraphy and thermoluminescence dating the lunette dunes at Lake Victoria, western New South Wales. *Palaeogeogr. Palaeoclim., Palaeoecol.*, 113: 69-86.
- CODIGNOTTO, J. O., MALUMIAN, N. (1981): Geología de la región al N. del paralelo 54° S de la Isla Grande de Tierra del Fuego. *Rev. Asoc. Geológica Argentina*, 36: 44-88.
- COOKE, R. V., WARREN, A. (1973): *Geomorphology in deserts*. 374 p. B.T. Batsford Ltd.
- DURY, G. H. (1973): Paleohydrologic implications of some pluvial lakes in NW New South Wales, Australia. *Geol. Soc. Am. Bull.* , 84: 3663-3676.
- GILE, L. H (1975): Holocene soils and soil-geomorphic relationships in an arid region of southern New Mexico. *Quat. Res.*, 5: 321-360.
- GUNATILAKA, A., MWANGO, S. (1987): Continental sabkha pans and associated sebkhas in southern Kuwait, Arabian Gulf. In: L. Frostick, I. Reid (eds): *Desert Sediments, Ancient and Modern*, Geol. Soc. London Spec. Pub. 35: 187-203.
- HEUSSER, C. J. Y RABASSA, J. (1987): Cold climate episode of younger Dryas age in Tierra del Fuego. *Nature*, 328: 609-611.
- HILLS, E. S. (1940): The lunette, a new landform of aeolian origin. *Australian Geogr.*, 3: 1-7.
- HOLLIDAY, V. T. (1997): Origin and evolution of lunettes in the High Plains of Texas and New Mexico. *Quat Res.*, 47: 54-69.
- LIVINGSTONE, D. A. (1954): On the orientation of lake basins. *Am. J. Sci*, 252: 547-554.
- PORTER, S. C., STUIVER, M., HEUSSER, C. J. (1984): Holocene sea-level changes along the Strait of Magellan and Beagle Channel, southernmost South America, *Quat. Res.*, 22: 58-67.
- PRICE, W. A. (1963): Physicochemical and environmental factors in clay dune genesis, *J. Sed. Petrol.*, 33: 766-788.
- PRICE, W. A., KORNIKER, L. S. (1961): Marine and lagoonal deposit in clay dune diagenesis. *J. Sed. Petrol.* 31: 245-255.
- REEVES, C. C. (1966): Pluvial lakes of west Texas. *J. Geol.*, 74: 269-281.
- TENGBERG, A., CHEN, D. (1998): A comparative analysis of sebkhas in central Tunisia and Northern Burkina Faso. *Geomorphology*, 22: 181-192.
- TWIDALE, C. R., CAMPBELL, E.M., BOURNE, J.A. (1983): 4. Granite forms, Karst and Lunettes. In: *Natural History of the South East*, 25-37. Royal Soc. Southern Australia.
- VILAS, F., ARCHE, A., FERRERO, M., ISLA, F. (1999): Subantarctic macrotidal flats, cheniers and beaches in San Sebastian Bay, Tierra del Fuego, Argentina. *Mar Geol.*, 160: 301-326.
- WHITNEY, M.L. (1978): The role of vorticity in developing lineation by wind erosion, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 89: 1-18.
- WHITNEY, M.L., DIETRICH, R.V. (1973): Ventifact sculpture by windblown dust. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 84: 2561-2582.