

# Interferència entre sedimentació eòlica i al·luvial

Francesc POMAR, Joan J. FORNÓS, Lluís GÓMEZ-PUJOL i  
Laura DEL VALLE

## SHNB



SOCIETAT D'HISTÒRIA  
NATURAL DE LES BALEARS

Pomar, F., Fornós, J.J., Gómez-Pujol, L. i Del Valle, L. 2015. Interferència entre sedimentació eòlica i al·luvial. *Boll. Soc. Hist. Nat. Balears*, 58: 127-157. ISSN 0212-260X. Palma de Mallorca.

Es presenta l'estat de la qüestió relatiu a la dinàmica, els processos i la sedimentologia de dos ambients deposicionals diferents: els ventalls al·luvials i els sistemes dunars costaners, així com les seves interaccions. Malgrat són dos ambients que presenten processos totalment diferents, sovint l'estreta interrelació que presenten fa difícil de definir els límits entre tots dos ambients. En aquest sentit, la interferència eòlic-al·luvial és l'expressió geomòrfica de la combinació i la superposició tant de processos eòlics com al·luvials. El clima juga un paper important com amplificador o mitgador del predomini d'un procés o un ambient sobre l'altre, així com respecte de la provisió de sediment, el transport eòlic o la precipitació-escorrentia. A tall d'exemple es presenten casos d'estudi relatius al registre sedimentari pleistocènic de les Illes Balears i la Mediterrània occidental on abunden els exemples d'interferències eòlic-al·luvials associades a les fluctuacions climàtiques i les oscil·lacions eustàtiques des del darrer període interglacial.

**Paraules clau:** *Sedimentació al·luvial, sedimentació eòlica, interferència eòlic-al·luvial, nivell marí, Pleistocè superior, Illes Balears.*

ALLUVIAL-EOLIAN SEDIMENTARY INTERFERENCE. The state of art on alluvial fan and aeolian sediments interference is presented. Although initially they are two different environments, with different processes and resulting forms, very often their interaction produces deposits that share characteristics and features from both environments, as well as, maintain inherited elements from one to each other. In this sense, the aeolian-alluvial interference is the geomorphological expression of the coincidence, disruption and/or overlapping of aeolian and alluvial environments. Climate appears to be one of the most important controls on the role and magnitude of each environment in terms of sediment supply, precipitation, runoff or aeolian transport. In this paper we discuss many examples from the Balearic Islands and Western Mediterranean where Pleistocene coastal successions show different degrees of eolian-alluvial interferences, as well as the role of eustatic fluctuation and climate changes during the Last interglacial-glacial period as drivers of this deposition system.

**Keywords:** *Alluvial sedimentation, eolian sedimentation, alluvial-eolian interference, sea level, Upper Pleistocene, Balearic Islands.*

Francesc POMAR i Laura del VALLE. Departament de Geografia, Universitat de les Illes Balears. Ctra. de Valldemossa km 7,5, 07122 Palma. [xisco.pomar@uib.cat](mailto:xisco.pomar@uib.cat). Joan J. FORNÓS. Grup de Ciències de la Terra (Geologia i Paleontologia "Guillem Colom"). Departament de Biologia. Universitat de les Illes Balears. Lluís GÓMEZ-PUJOL. SOCIB, Balearic Islands Coastal Observing and Forecasting System (MINECO-CAIB).

*Recepció del manuscrit: 26-oct-15; revisió acceptada: 17-des-15.*

## Introducció

La problemàtica interpretació d'alguns dipòsits pleistocens d'aparença eòlica a les Illes Balears així com a la Mediterrània occidental ha obert la porta a considerar el paper de la interacció dels processos i ambients sedimentaris eòlics amb els associats als ventalls al·luvials (Gómez-Pujol, 1999; Gelabert *et al.*, 2003; Gómez-Pujol *et al.*, 2008; Fornós *et al.*, 2009; Andreucci *et al.*, 2014), així com també ha plantejat una reflexió a propòsit de quin paper juga aquesta interacció en la construcció-remanegament dels sistemes dunars o les dels cossos al·luvials, i quina és la seva significació paleoclimàtica.

A Mallorca i Menorca, Gómez-Pujol *et al.* (2008) i posteriorment Fornós *et al.* (2009) i Pomar *et al.* (2013a) ja apuntaren l'existència de dipòsits inicialment dunars que tenien característiques o atributs que recordaven a ambients de deposició al·luvial, i vice-versa, dipòsits que formant part de ventalls al·luvials tenien unes característiques molt semblants a les dels dipòsits eòlics. Per ventura un dels elements més significatius d'aquesta problemàtica fou la descripció de dipòsits formats per arenas bioclàstiques carbonatades –un dels elements distintius de les eolianites quaternàries de Balears– però amb una estratificació i laminació típicament al·luvials. La dificultat d'inferir-ne l'ambient de deposició i la manca de referents bibliogràfics feu que aquests dipòsits fossin classificats com a “fàcies d'interferència” (Fornós *et al.*, 2009). De fet, Gómez-Pujol *et al.* (2008), centrats en l'estudi morfomètric dels ventalls al·luvials les badies de Pollença i Alcúdia, ja apuntaren la necessària participació dels sistemes dunars, juntament amb la captura de dolines a capçalera, en la construcció

dels ventalls al·luvials per tal d'explicar el perquè els ventalls mallorquins presentaven unes ratios d'àrea de ventall respecte de la conca d'alimentació de ventall que s'allunyaven significativament dels patrons que els correspondrien d'acord amb els models teòrics a l'ús (Harvey, 1997).

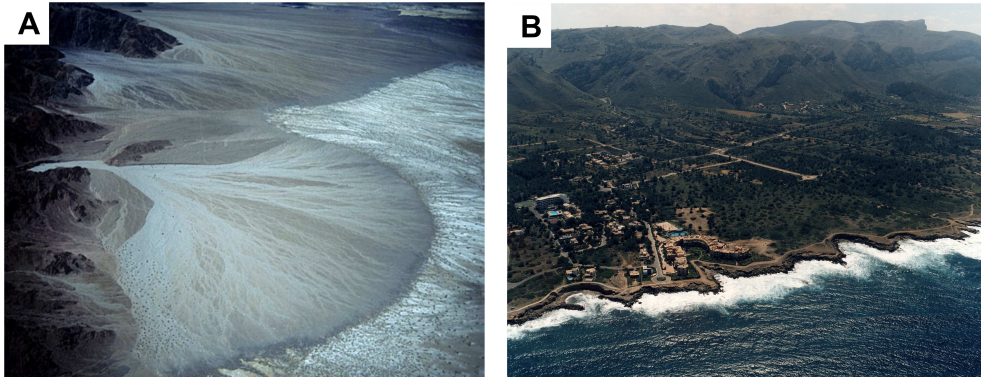
Addicionalment, treballs recents aprofundeixen en la interacció entre els ventalls al·luvials i els camps dunars actuals en ambients costaners i interiors. En aquest sentit Al-Masrahy i Mountney (2015) i Liu i Coulthard (2015) han identificat i descrit més de 200 exemples d'interferència entre ventalls al·luvials i camps dunars actuals a diferents regions desèrtiques. Tot plegat, obri noves vies d'interpretació del les successions pleistocenes a la Mediterrània occidental i permet aprofundir en la significació i la identificació dels agents i processos que han contribuït a la formació del relleu.

Així doncs, el present article malda per revisar quin és l'abast del coneixement actual de la sedimentologia dels ventalls al·luvials i dels sistemes dunars, amb especial atenció a la interferència entre tots dos ambients. Addicionalment s'aborden diferents casos d'estudis relatius a processos actuals o sèries Pleistocenes d'arreu del globus i especialment de les Illes Balears.

## Els ventalls al·luvials: geomorfologia, dinàmica i sedimentologia

### *Definició i trets característics*

Els ventalls al·luvials són dipòsits de sediments detrítics al peu d'una serralada transportats per un corrent al·luvial. La seva forma més habitual és de con, que parteix des del punt on el corrent surt de la conca (l'àpex) i s'escampa radialment



**Fig. 1.** Exemples de vistes aèries de ventalls al·luvials a les quals es pot observar la forma de con que s'escampa davant el front muntanyós. A: Ventalls al·luvials actuals al Death Valley, Badwater Basin, Califòrnia (extreta de [www.airphotona.com](http://www.airphotona.com)). B: Ventall al·luvial pleistocè de Betlem, Mallorca.  
**Fig. 1.** Aerial photographs on alluvial fans. Notice the typical conical shape and the spreading in front of the mountain front. A: Present-day alluvial fans at Death Valley, Badwater Basin, California (taken from [www.airphotona.com](http://www.airphotona.com)) B: Pleistocene alluvial fan at Betlem, Mallorca.

davant el front muntanyós (Fig. 1). El material detrític erosionat de la conca és arrossegat pels cursos al·luvials pendent avall dins el barranc cap a la zona més deprimida durant episodis de fortes precipitacions. Un cop assoleix la sortida de la conca –l'apex–, el canvi de pendent i l'alliberament del confinament del canó afavoreixen la deposició dels sediments (Bull, 1977; Blair i McPherson, 1994; Miall, 1996; Harvey, 2011 i 2012; Harvey, 2013; Clarke, 2015). La forma en planta d'aquests dipòsits és similar a un ventall estès amb el contorn més o manco continu en forma d'arc però que sovint es pot mostrar interromput per protuberàncies en forma de lòbul (Fig. 1). La secció transversal a l'eix del ventall mostra un cos convex amb la superfície travessada per diversos canals. Els ventalls al·luvials es solen trobar en ambients àrids d'arreu del món però tampoc en són exclusius ja que és possible trobar-los a regions amb climes més humits (Harvey *et al.*, 2005). A més a més, poden variar de mides, pendents, tipus de dipòsits i àrees font del sediment en

funció de diferents factors com l'estil sedimentari, la preponderància de determinats tipus de processos o les característiques de l'espai d'acomodació entre d'altres.

El concepte de ventall al·luvial té un ús ampli en sedimentologia, però el cert és que existeix una gran varietat d'ambients deposicionals fluvials que podrien adaptar-se al terme ventall al·luvial. Aquest fet pot generar certa controvèrsia pel que fa l'ús d'un terme o l'altre a l'hora de designar aquests cossos sedimentaris. Així les coses, el concepte ventall al·luvial accentua la visió tost més geomòrfica en la definició d'aquest ambient deposicional. Com s'ha explicat anteriorment, la forma de con travessat per canals distributaris que s'escampen de manera radial des de l'apex són les característiques definidores dels ventalls. Segons recull Miall (1996), la diferència entre un sistema fluvial i un d'al·luvial rau en la xarxa de canals que genera. Un ambient al·luvial mostra una xarxa de canals distributaris –és a dir, forma canals que tendeixen a divergir del

corrent principal–, mentre que un ambient fluvial, per contra, tendeix a formar canals que van convergint cap el corrent principal. Miall (1996) també fa una sèrie de consideracions en quant a dimensions i característiques dels dipòsits dels ventalls al·luvials. A diferència dels sistemes fluvials, els sistemes al·luvials poden articular-se en forma de petits cons al peu d'una serralada de pocs centenars de metres, fins a amplis ventalls de desenes de quilòmetres al peu de relleus més energètics. Per contra, els sistemes fluvials, per norma general poden superar aquestes dimensions. En la formació dels ventalls al·luvials, majoritàriament hi predominen processos de *debris-flow* i existeix una gradació dels dipòsits des de sediments més grollers a l'àpex fins a sediments llimosos a les zones més distals. Per altra banda, Blair i McPherson (1994) i Latrubesse (2015) introdueixen una altra aproximació de caràcter morfològic en la diferenciació entre sistemes al·luvials i sistemes fluvials. Acceptant totes les característiques que s'han enumerat, consideren que els sistemes fluvials generen un perfil transversal còncau amb el canal principal al punt més baix del sistema i l'acumulació de potents dipòsits sedimentaris, mentre que els sistemes al·luvials es caracteritzen per un perfil transversal convex que afavoreix el desbordament de les aigües que circulen pels canals i la formació de fluxos laminars cap als extrems del ventall. Pel que fa al perfil longitudinal, els sistemes al·luvials els limiten a pendents elevats que poden oscil·lar entre 1,5° fins a 25° característic de ventalls dominats per processos de moviments en massa o a sistemes amb pendents de 0,4° a 1,5° caracteritzats per un patró de circulació de les aigües tipus trenat (*braided*). Els sistemes fluvials també poden presentar característiques de transició entre els sistemes al·luvials amb

menor pendent i els sistemes pròpiament fluvials que mostren uns pendents igual o inferiors a 0,4° i sense cap evidència de canals distributaris.

### **Forma**

Les característiques de l'emplaçament dels ventalls al·luvials (i.e. litologia, estructura, vegetació, història del relleu) controlen d'una banda la forma que adopta el ventall, i per l'altra, els processos que el construeixen. Aquests dos fets solen estar estretament lligats per tant la forma és el reflex dels processos i viceversa. D'aquesta manera la combinació de característiques tals com la litologia, la geometria i superfície de la conca i l'espai d'acomodació condicionen la mida i forma del ventall així com també l'aportació de sediment i els processos (Taula 1). Alguns diferencien dos grans tipus de ventalls segons les seves característiques morfològiques: els ventalls al·luvials *–tout court–* i els ventalls col·luvials (Blikra i Nemec, 1998; Miall, 1996; Harvey, 2012).

Els *ventalls al·luvials* es formen a planes, al peu de grans serralades o valls àmplies i estan alimentats per grans canyons o conques que abasten àrees d'ordre quilòmetric. El perfil longitudinal del ventall sol mostrar un pendent d'entre 5° i 15° i la longitud del radi pot ser d'uns pocs quilòmetres fins a desenes de quilòmetres. Els dipòsits mostren sediments grollers que van des de graves anguloses a arrodonides fins a arenes, que es disposen seguint un ordre de mida de gra des dels més grollers cap a l'àpex fins els més fins a les zones més distals. Els processos més representatius són els de corrent d'aigua en forma de fluxos trenats i menor presència de processos de moviments en massa com caigudes de blocs i *debris-flows*.

El *ventalls col·luvials* es formen al vessant d'una muntanya o a la seva base i

Principals característiques	Ventall al·luvial	Ventall col·luvial
<b>Marc geomòrfic</b>	Al peu d'un front muntanyós	Vessant d'una muntanya o a la seva base
<b>Conca</b>	km <sup>2</sup>	ha – m <sup>2</sup>
<b>Localització de l'apex</b>	Base del vessant muntanyós, desembocadura del canyó	Zona més elevada del vessant, base del barranc
<b>Pendent</b>	5° - 15°	15° - 45°
<b>Radi</b>	km	m
<b>Sediment</b>	Graves anguloses a arrodonides, arenes	Graves anguloses a molt anguloses
<b>Granoclassificació</b>	Material més groller a l'apex	Material més groller al peu del ventall
<b>Processos deposicionals</b>	Corrents d'aigua tipus trenat i <i>debris-flows</i>	Caigudes de blocs, esllavissades i <i>debris-flows</i>

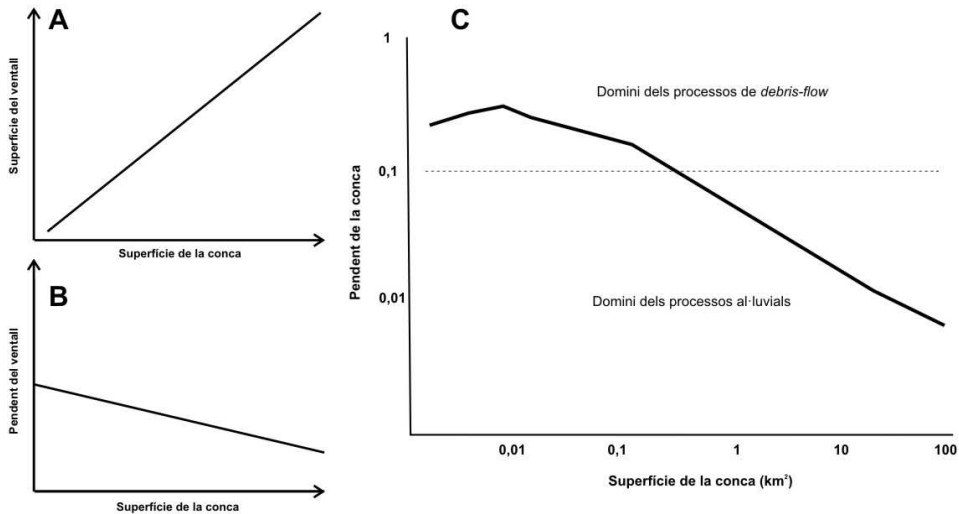
**Taula 1.** Comparació de les principals característiques dels ventalls al·luvials i els ventalls col·luvials (basat en Miall, 1996; Blikra i Nemeç, 1998).

**Table 1.** Main characteristics of the alluvial and colluvial fans compared (based on Miall, 1996; Blikra i Nemeç, 1998).

están alimentats per un barranc o conques de poca superfície. El perfil longitudinal del ventall mostra un pendent entre 15° i 45° i la longitud del radi sol ser inferior al quilòmetre. Els dipòsits mostren sediments grollers composts majoritàriament per graves anguloses a molt anguloses. Els materials més grollers es disposen als extrems més distals del ventall. Els processos que els caracteritzen són moviments en massa com les caigudes de blocs i esllavissades, els *debris-flows*, així com també alguns processos de rentat de la superfície del ventall formant xaragalls.

Nombrosos estudis han demostrat que els processos deposicionals són els responsables de la forma dels ventalls al·luvials. Aquests processos estan controlats per l'aportació sedimentària que a la vegada reflexa les característiques de l'àrea font. Això suposa que variacions en la morfometria de ventalls situats a climes similars i alimentats per conques amb unes característiques litològiques semblants haurien de manifestar un control topogràfic de l'àrea font (Calvache *et al.*, 1997; Harvey, 1997; Viseras *et al.*, 2003; Al-Farraj i Harvey, 2005; Harvey, 2005;

Harvey, 2011; Haas *et al.*, 2015). D'aquesta manera, el control topogràfic sobre la forma dels ventalls s'ha aconseguit mesurar des de dos enfocaments diferents. D'una banda, principalment establint relacions entre la superfície de la conca i la superfície del ventall i el pendent del ventall i la superfície de la conca (Fig. 2. A i B). Aquestes relacions indiquen que existeix una relació proporcional entre la superfície del ventall i la superfície de la conca i entre el pendent del ventall i la superfície de la conca. Per altra banda, s'han identificat els processos geomòrfics que operen dins una conca segons la relació entre la superfície de la conca i el seu pendent (Tarbotton *et al.*, 1991; Seidl i Dietrich, 1992; Montgomery i Foufaoula-Geordiou, 1993; Harvey, 1997; Montgomery i Buffington, 1997; Sklar i Dietrich, 1998; Stock i Dietrich, 2003; May i Lisle, 2012; Rickenmann i Scheidl, 2013). Les relacions entre el pendent de la conca i la seva superfície (Fig. 2. C) mostren una inflexió a la corba generalment situada a pendents al voltant o superiors a 0,1 i superfícies inferiors a 15-20 ha la qual cosa estableix un llindar entre conques dominades per



**Fig. 2.** Correlacions existents entre diferents paràmetres morfomètrics dels ventalls i les seves conques. A i B: Relació entre la superfície i el pendent del ventall i la superfície de la conca que l'alimenta (modificat de Harvey, 2011; Al-Farraj i Harvey, 2005) C: Relació entre el pendent i la superfície de la conca. Al voltant de pendents pròxims a 0,1 es produeix una inflexió a la corba que assenyalava el canvi entre el domini dels *debris-flows* i el domini dels processos al·luvials (modificat de Montgomery i Foufaoula-Geordiou, 1993; Sklar i Dietrich, 1998).

**Fig. 2.** Correlations between the fans morphometrical parameters and their basins. A and B: relationship between the fan area and the slope and the basins area (modified from Harvey, 2011; Al-Farraj and Harvey, 2005). C: relationship between the slope and the basin area. Around slopes near to 0,1 there is a curve change pointing the transition between debris-flow dominated fans and alluvial processes dominated fans (modified from Montgomery and Foufaoula-geordiou, 1993; Sklar and Dietrich, 1998).

processos de moviments en massa tipus *debris-flow* i conques dominades per processos majoritàriament de corrent d'aigua (processos al·luvials). A més a més, a major pendent el desenvolupament de la xarxa de drenatge és menor, tot arribant-se a generar un únic canal pràcticament rectilini a les conques amb un pendent més elevat (Montgomery i Foufaoula-Geordiou, 1993; May i Lisle, 2012; Rickenmann i Scheidl, 2013). Tot i això, sembla que el principal factor dins aquesta relació és el pendent, ja que s'han arribat a identificar conques dominades per processos de *debris-flow* amb superfícies de conca que assoleixen fins a 20 km<sup>2</sup> però amb pendents

mitjans de quasi 0,2 (Rickenmann i Scheidl, 2013).

### *L'ambient deposicional* **Mecanismes de transport**

Els processos sedimentaris sobre ventalls al·luvials abracen des de processos de *debris-flows* fins processos típicament fluvials. Existeixen ventalls dominats per processos més fluvials com els de corrent d'aigua, que consisteixen en la formació de canals, patrons de circulació *braided* i la formació de corrents laminars *sheetfloods* (Nemec i Postma, 1993; Blair, 1999a; Ritter *et al.*, 2000; Nichols i Thompson, 2005; Van Dijk *et al.*, 2012; Fontana *et al.*, 2014),

i ventalls dominats per processos de moviments en massa controlats per la gravetat com les esllavissades i els *debris-flows* (Nemec i Postma, 1993; Chamyal *et al.*, 1997; Blair i McPherson, 1998; Blair, 1999b i c; Blikra i Nemec, 1998; Nemec i Kazanci, 1999; Turner i Makhlof, 2002; Harvey, 2011; McEwen *et al.*, 2011; Kochel i Trop, 2012; Harvey, 2013; Haas *et al.*, 2014; Ventra *et al.*, 2013; Ventra i Nichols, 2014; Haas *et al.*, 2015). El control sobre els mecanismes de transport depenen de la mescla de sediment i aigua que arriba al ventall i quina proporció hi ha entre les diferents fraccions de mida de gra del sediment disponible (Harvey, 1997). Una proporció més elevada d'aigua que de sediment afavoreix el transport de clasts grollers, la formació de canals, barres fluvials i dipòsits laminars. En aquest cas, a més a més, el sediment ha de contenir una proporció baixa de les fraccions arena i fins. Un increment en la proporció de sediment respecte el contingut d'aigua donarà lloc a corrents en massa, sobretot si dins el sediment hi predomina la fracció de fins. La matriu constituïda pels materials fins serà suficientment capaç de transportar els clasts flotant com un flux plàstic, generant corrents tipus *debris-flow*. Aquests procés genera dipòsits de graves massives generalment suportades per la matriu. La formació de ventalls controlats per diferents processos han estat identificats a diversos llocs del món. Sovint es situen a la mateixa regió i comparteixen característiques similars pel que fa a clima, vegetació, orientació, dimensió i pendent. La única característica que els diferencia és que presenten un domini de processos de corrent d'aigua o processos de fluxos en massa. En aquest cas la litologia de la conca juga un paper important ja que segons la composició de la roca els processos de meteorització generaran

diferents productes. Així per exemple, litologies que produeixen grans quantitats de sediments grollers tendeixen a produir processos de corrent d'aigua, mentre que litologies que proporcionen major quantitat de sediments fins afavoriran la formació de fluxos en massa (Nemec i Muszynsky, 1984; Chamyal *et al.*, 1997; Blikra i Nemec, 1998; Blair, 1999c; Ritter *et al.*, 2000; Viseras *et al.*, 2003; Nichols i Thompson, 2005; Sohn *et al.*, 2007; Andreucci *et al.*, 2014).

#### *Fàcies deposicionals*

Existeixen tres grans grups de dipòsits característics de ventall al·luvial: *debris-flow*, corrents laminars (*sheetfloods*) i dipòsits de canal (Bull, 1977; Miall, 1996; Harvey, 1997; Harvey, 2011). Malgrat puguin predominar quasi exclusivament uns sobre els altres segons la configuració geomorfològica del ventall, el cert és que la majoria de ventalls reflecteixen la combinació d'aquests processos però organitzats a diferents zones del ventall (Hooke, 1967; Bull, 1977; Blair i McPherson, 1994; Harvey, 2011). A la zona proximal (*fanhead*) hi predominen els processos de transport en massa i la caiguda de blocs; a la zona mitjana (*midfan*) hi predominen els processos de transport en massa i els processos de corrent d'aigua més concentrada formant canals tipus *braided* i a la zona distal els processos de corrent d'aigua de manera difusa (Hooke, 1967; Bull, 1977; Blair i McPherson, 1994; Miall, 1996; Harvey, 2011). Aquesta zonació reflecteix canvis de pendent dins el ventall que varia des de 5 a 10° a la zona proximal fins a 1 ò 2° a les zones més distals. Aquesta suavització del pendent del ventall cap a la zona distal suposa una pèrdua de competència dels fluxos quan surten de la conca i per tant els materials més grollers no poden assolir les zones més

allunyades de l'apex (Fig. 5) (Harvey, 2012). A més a més, degut al rentat que produeixen les aigües d'escorrentia sobre el ventall, el pendent pot canviar localment generant zones amb fluxos canalitzats que per avulsió canvien a fluxos laminars de manera cíclica (Clarke, 2015).

Els dipòsits de *debris-flow* són una característica comuna dins la sedimentació col·luvial a diferents zones de l'espectre climàtic (Nemec i Muszynsky, 1984; Blikra i Nemec, 1998; Nemec i Kazanci, 1999; Turner i Makhouf, 2002; McEwen *et al.*, 2011; Kochel i Trop, 2012; Hooper *et al.*, 2013; Ventra *et al.*, 2013). El *debris-flow* és un tipus de flux de sediments controlat per la gravetat que es pot definir com un transport gravitacional d'una mescla de materials detrítics i aigua. Quan la matriu composta per sediments fins i arenosos es satura d'aigua, comença a desplaçar-se com un flux plàstic i viscos (Riba, 1997; Blikra i Nemec, 1998). Existeixen dos tipus de *debris-flow* segons el contingut en aigua; d'alta viscositat i baixa viscositat (Blikra i Nemec, 1998). El primer fa referència a una mescla de sediments amb un contingut d'aigua molt baix que genera una mescla molt densa i relativament seca. Aquest procés genera fluxos en forma de lòbul relativament ample que pendent avall es va escampant. El segon és una mescla de sediment amb alt contingut en aigua. L'aigua funciona com a lubricant saturant la matriu entre els clasts i facilitant el desplaçament de la massa de manera cohesionada. El seu desplaçament és més dinàmic i forma lòbuls allargats, sovint meandriformes, que pendent amunt pot deixar solcs amb *levées*. Aquests lòbuls de materials detrítics es caracteritzen per mostrar capes massives de bretxa suportades per la matriu que poden canviar lateralment a clast-suportades. La matriu pot estar constituïda per llims, arena o una

mescla del dos. Els clasts solen disposar-se en granoclassificació inversa i poden orientar els seus eixos majors en paral·lel a l'extrem davanter del lòbul. Una major presència d'aigua dins la matriu afavorirà la formació d'estructures tractives tals com l'estratificació horitzontal i estructures en forma de llentia amb laminació imbricada cabussant pendent amunt. Els clasts es disposen en granoclassificació decreixent, certa imbricació i els més grollers es situen a l'extrem frontal del lòbul. El mecanisme desencadenant dels *debris-flows*, depenent de les condicions climàtiques de cada lloc, és la fusió sobtada de neu o gel o bé precipitacions intenses.

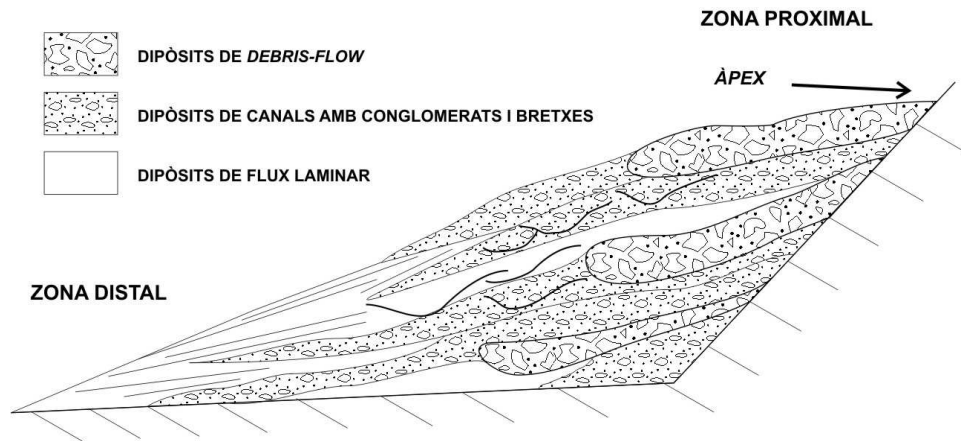
El dipòsits formats a partir fluxos aquosos són característics de ventalls de majors dimensions i es poden classificar a grans trets en dos subgrups; els dipòsits caracteritzats per la circulació d'aigua de forma laminar (*sheetflow*) i els dipòsits de canals (*streamflow*) (Harvey, 1997; Harvey, 2011). Els fluxos d'aigua es produeixen generalment degut a les precipitacions o a la fusió de la neu, segons el clima dominant a la zona. La circulació de l'aigua es produeix de dues maneres; com una làmina prima que s'escampa i flueix pendent avall per sobre la superfície del ventall i com una làmina que localment es pot concentrar lleugerament i formar petits xaragalls de poca profunditat i amplària (Blikra i Nemec, 1998). Aquest darrer procés si les característiques del ventall ho permeten i continua, acaba generant grans fluxos d'aigua concentrada circulant canalitzada. Els fluxos laminars renten la superfície del ventall emportant-se els materials llimosos i arenosos de la zona proximal cap a les zones més distals (Harvey, 2012). Només quan es concentra formant petits xaragalls, és capaç de transportar pendent avall sediments més grollers. Aquest procés genera dipòsits amb estratificacions



horizontals i amb laminació interna que pot mostrar cicles granodecreixents. Als punts on els fluxos es puguin concentrar formarà acumulacions de clasts en forma de llentia aïllada dins el sediment o estructures en forma de canal de poca profunditat. Els fluxos d'aigua canalitzada són fluxos concentrats que tendeixen a circular confinats dins un canal, assolint una columna d'aigua més profunda que genera un flux turbulent capaç de transportar grans quantitats de material groller. El patró de circulació de les aigües es correspon amb canals del tipus trenat (*braided*), que desenvolupa diversos canals que es poden desplaçar lateralment formant suaus meandres i la deposició de barres allargassades a les cares interiors dels meandres. Aquests canals poden anar canviant de direcció sobre el ventall degut a processos d'avulsió o rebliment dels mateixos canals a la zona mitjana del ventall i per la migració lateral dels canals (Miall, 1996; Blikra i Nemeç, 1998; Harvey, 2011). Els dipòsits de canal mostren estructures d'estratificació horitzontal amb passades horitzontals de clasts disposats clast-suportats i algun bloc aïllat. També poden aparèixer potents estrats massius amb certa estructura ondulada. Les estructures de canal es disposen superposades sovint tallant-se unes amb les altres i contenen estructures típiques de rebliment de canal com conglomerats clast-suportats en forma de llentia o laminació en forma de barres. Lateralment pot observar-se estratificació planar amb passades de clasts aïllats que canvien a estratificació encreuada de baix i alt angle. És molt comuna la presència de laminacions en forma de *ripples* entre els estrats dels dipòsits de canal. També associats a aquests dipòsits es poden observar dipòsits de desbordament dels

canals o d'acreció lateral que consisteixen en capes primes de sediments de les fraccions més fines (normalment arenas i llims) que mostren laminació horitzontal que canvia a estratificació encreuada de baix angle amb intercalacions de laminacions amb *ripples*.

Els processos deposicionals relacionats amb una major presència d'aigua com a agent de transport, tendeixen a ser els mecanismes que transfereixen el sediment des de les zones més proximals del ventall cap a les zones més distals. Sovint els canals dels ventalls al·luvials generen una important progració del sistema deposicional degut al seu caràcter distributari (Miall, 1996; Blikra i Nemeç, 1998). Això fa que al llarg del contorn del ventall, a la zona distal, es vagin formant nous lòbuls deposicionals que amb el desplaçament lateral dels canals van canviant de posició i en conseqüència generen el creixement del ventall (Miall, 1996; Harvey, 2012). El desplaçament constant de la zona de deposició sobre el ventall juntament amb els canvis de pendent que controlen els processos de transport al llarg del perfil longitudinal del ventall, generen una distribució tant lateral com vertical de fàcies complexa (Harvey, 1997). Són molt comunes les seqüències amb alternances de potents dipòsits de *debris-flow* amb capes massives de breixa i alguns dipòsits de canal a la zona proximal del ventall, mentre que cap a la zona distal hi predominen alternances de dipòsits de flux laminar amb dipòsits de canal (Fig. 3). Algunes característiques locals de l'emplaçament del ventall poden produir canvis en les seqüències verticals, això no obstant, els canvis climàtics o els moviments tectònics poden ser els principals factors que provoquin majors canvis en les seqüències dels dipòsits de



**Fig. 3.** Model de distribució de les facies al llarg del perfil longitudinal d'un ventall.  
**Fig. 3.** *Spatial distribution model of the facies on fan longitudinal profile.*

ventall al·luvial. S'han identificat a diversos ventalls al·luvials quaternaris canvis abruptes en les seqüències sedimentàries controlades per les fluctuacions climàtiques ocorregudes durant el Quaternari (Harvey, 1996; Harvey, 1997; Harvey *et al.*, 1999; Harvey, 2002; Harvey, 2005; Harvey *et al.*, 2005; Pope i Wilkinson, 2005; Robinson *et al.*, 2005; Fontana *et al.*, 2014).

### *Els dipòsits eòlics: sedimentologia*

#### **Característiques generals del sediment**

Els sediments eòlics poden dividir-se en quatre grups principals: (a) dipòsits eòlics tals com mantells d'arena i (b) dipòsits interdunars que sovint consisteixen en sediments grollers mal classificats dels quals les fraccions mitjanes i fines han estat retreballades pel vent; (c) arenes dunars moderadament a ben classificades que consisteixen en grans que oscil·len entre les mides 70-250  $\mu\text{m}$ , llims eòlics (*loess*) que consisteixen principalment en partícules d'una mida de gra de 10-70  $\mu\text{m}$ ; i (d) pols eòlica composta bàsicament de materials

fins amb una mida de gra inferior a 10  $\mu\text{m}$  (Livingstone i Warren, 1996; Pye i Tsoar, 2009). Tots aquests sediments poden aparèixer intercalats a diferents zones dels ambients eòlics. Tot i això, les zones més actives dels camps dunars normalment no contenen grans quantitats de materials fins degut a que durant el procés de transport les partícules més fines són desplaçades en suspensió dins l'aire cap als marges dels deserts. Una vegada que les dunes s'estabilitzen, el contingut en sediments fins de les arenes dunars pot incrementar-se degut a la formació de llims producte de la meteorització dels grans d'arena. Segons Pye i Tsoar (2009) les arenes eòliques es poden diferenciar d'altres arenes implicades en processos diferents a partir de la mida de gra mitjana i la selecció del grans. D'aquesta manera, la mida de gra predominant és arenes fines a mitjanes (125-500  $\mu\text{m}$ ) moderadament ben classificades.

Els grans d'arena es poden classificar a grans trets segons el seu origen en grans o fragments de roques silíciques (quars,

feldspats, miques, òxids) procedents de la meteorització de roques de l'escorça terrestre, fragments de roques carbonatades i fragments esquelètics (foraminífers, equinoderms, gasteròpodes) d'origen biogènic. Els dipòsits eòlics estudiats en el marc de la Mediterrània occidental, com s'explica al darrer apartat, es caracteritzen per estar constituïts per arenes d'origen biològic per aquesta raó l'explicació es centrarà en aquest darrer grup d'arenes.

La majoria d'organismes secreten part dels seus esquelets amb substàncies calcàries compostes per aragonita i calcita. Les fonts més importants de grans carbonatats són les algues calcàries, els foraminífers, els equinoderms, els coralls i les closques de diverses espècies de gasteròpodes, mol·luscs i ostracodes. Els esquelets carbonatats es fragmenten en partícules més petites degut a processos físics i biològics. Les ones i els corrents marins poden provocar que es trenquin però existeixen determinats ambients on alguns organismes brostejadors són igual d'efectius. El producte resultant d'aquests processos pot mostrar diverses formes com grans que mantenen la forma corba de les closques o grans aplanats. L'arena carbonatada d'origen biogènic es genera principalment a ambients marins i lacustres somers que presenten unes elevades taxes d'activitat biològica. Aquest fet pren especial importància a llocs on les taxes de sedimentació terrigena són molt baixes. Aquestes zones es situen preferentment a climes àrids allà on la descàrrega fluvial és molt limitada i a ambients de plataforma soma a certa distància de la costa. Grans acumulacions d'arenes dunars carbonatades la majoria cimentades formen dipòsits d'eolianites a Bermuda, a llarg de les costes de la Mediterrània, Austràlia, al golf Pèrsic i a moltes illes oceàniques (Brooke, 2001; Pye i Tsoar, 2009).

### **Mecanismes de transport eòlic**

Els mecanismes de transport eòlic estan condicionats principalment per la velocitat del vent i la mida de les partícules entre d'altres (humitat ambiental, vegetació, rugositat i extensió de la superfície sobre la que bufa el vent). Existeixen tres mecanismes: tracció, la saltació i la suspensió. La tracció consisteix en el desplaçament dels grans rodant o lliscant per sobre una superfície degut l'acció de ròssec que produeix la força del vent o per l'impacte d'altres grans. Durant aquest procés els grans mai abandonen el contacte amb la superfície. Durant la saltació els grans experimenten desplaçaments en forma de bots degut a l'impacte d'altres grans que ja es desplaçaven i es copegen els uns amb els altres o bé perquè la resistència del gra al flux d'aire és suficient per iniciar el moviment. La suspensió provoca que les partícules s'alcin de la superfície i es desplacin llargues distàncies sense entrar en contacte amb la superfície. La significança sedimentològica entre la diferència dels tres processos depèn de la distància a la qual els grans d'arena són transportats pel vent. Els grans de mida 0,1-0,3 mm que és més fàcil que es desplacin per saltació formen dunes, mentre que els grans amb mides inferiors a 0,1 mm són transportats en suspensió a majors distàncies. L'acció del vent és molt efectiva per a seleccionar les fraccions arena grollera, mitjana a fina i llims (Livingstone i Warren, 1996; Pye i Tsoar, 2009).

### **L'ambient deposicional**

Als ambients eòlics hi ha tres factors que a grans trets controlen la formació dels camps dunars: (a) la disponibilitat de sediment, (b) un règim de vents suficientment energètic per a transportar l'arena i (c) un marc topogràfic i climàtic que permeti durant períodes relativament

llargs l'acumulació de grans quantitats d'arena. La quantitat d'arena disponible proporcionada per l'alteració depèn de la naturalesa de la litologia predominant en una zona, o en el cas d'arenas d'origen biogènic de la productivitat biològica de l'ambient i de l'efectivitat del vent que selecciona i transporta l'arena. No obstant, el sediment abans de estar exposat al vent pot haver sofert altres processos com el transport fluvial o el transport per corrent marines.

En línies generals, els processos eòlics són més importants a zones àrides allà on la cobertura vegetal és dispersa i la humitat ambiental és baixa (Livingstone i Warren, 1996; Pye i Tsoar, 2009; Liu *et al.*, 2015). Els ambients eòlics més extensos apareixen a àrees que reben de mitjana no més de 250 mm de precipitació mitjana anual. De totes maneres, els camps dunars es poden formar a qualsevol règim climàtic on s'hi trobi arena exposada i el vent sigui suficientment fort per moure-la. Les dunes solen mostrar un desenvolupament menor a ambients humits tropicals comparat amb ambients temperats (Pye i Tsoar, 2009).

### **Tipus d'acumulacions eòliques**

Segons recull Pye i Tsoar (2009), les acumulacions eòliques es poden classificar en *ripples*, dunes i *draas* o megadunes. Aquesta divisió fa referència a un canvi en la dimensió de les formes. Així per tant, els *ripples* són formes mil·limètriques que poden assolir fins a uns pocs centímetres com a màxim; les dunes des d'uns pocs metres fins a centenars de metres i els *draas* des de centenars de metres fins a quilòmetres. A continuació es fa una ressenya de les principals característiques sedimentàries d'aquestes formes eòliques.

#### *Ripples*

Es tracta de petites ondulacions sobre les

superfícies arenoses d'uns pocs mil·límetres d'alçada i de longitud. El desenvolupament d'aquestes formes pot recordar les formacions dunars més grans i a més presenten un perfil molt semblant. El perfil es divideix en una cara de sobrevent (*stoss*) de 8° a 10° d'inclinació, la cresta, la cara de sotavent (*lee*) que mostra pendents d'entre 20° a 30° i el solc a la base del costat de sotavent. Els *ripples* solen formar cordons continus amb crestes sinuoses disposades de manera transversal a la direcció del vent.

#### *Dunes*

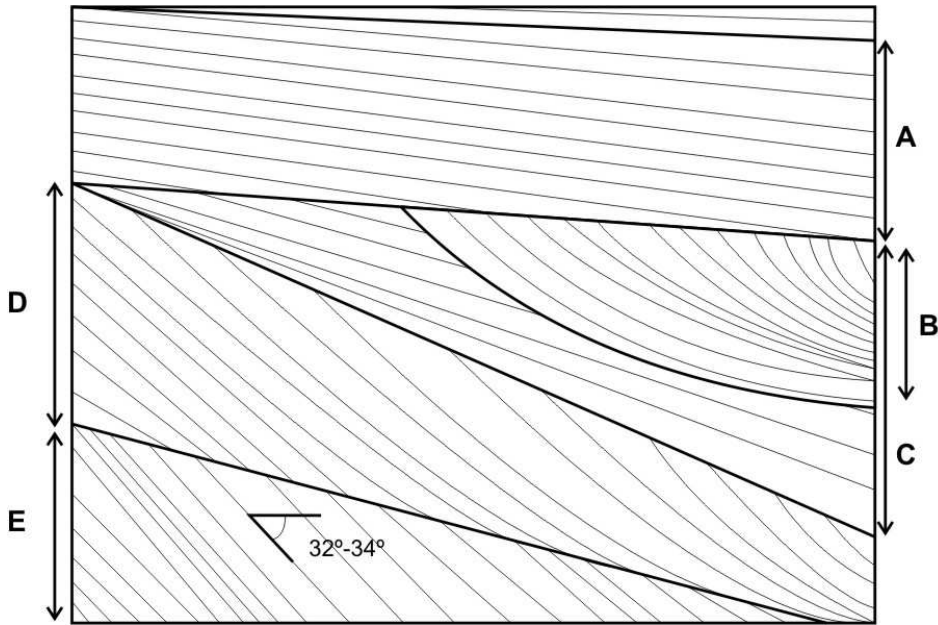
Les dunes es defineixen com un munt d'arena acumulat pel vent. Les dimensions lineals poden situar-se entre 1 m fins a desenes de quilòmetres, mentre que l'alçada pot ser d'uns pocs centímetres fins uns pocs centenars de metres. Les acumulacions dunars més extenses poden tenir una estructura complexa ja que altres dunes de menors dimensions poden superposar-s'hi donant lloc als *draas* o megadunes compostes. Les formacions dunars es poden distingir entre simples, compostes i complexes. Les simples consisteixen en dunes individuals que estan físicament separades de les altres. Les compostes consisteixen en dues o més dunes del mateix tipus que es disposen coalescents o superposades. Les complexes consisteixen en dos o més tipus de dunes diferents que es superposen. El perfil de les dunes presenta una cara de sobrevent (*stoss*) amb un pendent suau de mitjana 12° i una cara de sotavent (*lee*) caracteritzada per major pendent al voltant de 30°. Pye i Tsoar (2009) presenta una classificació de tres grups de les formes dunars segons les característiques relacionades amb la seva gènesi: les que es desenvolupen en relació a obstacles topogràfics; les que es poden considerar "auto-acumulades", és a dir, cap

element ha intervingut en la formació, només el vent ha anat acumulant l'arena sobre una superfície degut a canvis aerodinàmics o canvis en la rugositat de la superfície i aquelles en les que el desenvolupament està fortament influenciat per la vegetació. La primera categoria correspon a dunes grimpadores (*climbing dunes*), *echo dunes*, *falling dunes* i *cliff-top dunes* que es formen al front d'un escarpament o sobre un vessant i les dunes d'obstacle (*lee dunes* o *shadow dunes*) que es formen darrere un obstacle o element orogràfic allà on el flux d'aire divergeix. Les dunes "auto-acumulades" inclouen *barchans*, cordons *barchanoids* transversals, dunes lineals (*seif dunes*), dunes en forma de dom i dunes en forma d'estrella. Les dunes formades per l'acumulació d'arena relacionada amb la presència de vegetació inclouen dunes parabòliques, dunes lineals vegetades i dunes en forma de petit monticle (*hummock dunes*). Les dunes lineals són el tipus de dunes més comunes als ambients desèrtics continentals seguides per les dunes transversals, encara que pot haver-hi variacions d'un lloc a l'altre. A zones costaneres amb un règim climàtic més humit, els camps dunars presenten sobretot dunes parabòliques i *hummock dunes* mentre que a zones costaneres àrides i semi-àrides hi predominen camps de dunes *barchans* i cordons *barchanoids*.

### Estructura sedimentària dels dipòsits eòlics

Totes les cares de *sotavent* de les dunes mostren una laminació ben desenvolupada de *foreset* que cabussa en la direcció del vent a un angle màxim de 32-34°. A prop de la base del *foreset* la laminació tendeix a disposar-se horitzontal presentant un perfil còncav. La potència de la laminació sol ser d'entre 2 a 5 cm i estan agrupats en feixos

de làmines o *sets* d'estratificació encreuada d'alt angle. Les superfícies de discontinuïtat (Fig. 4) que defineixen els límits entre els diferents *sets* són superfícies erosives que poden ser planars o corbades, mentre que els feixos de làmines d'estratificació encreuada poden disposar-se horitzontals, en forma de falca o en forma de solc (Pye i Tsoar, 2009). La orientació i l'angle de cabussament de les superfícies erosives i de les làmines encreuades varien segons el tipus de duna, la seva posició i el règim de vent. Els feixos de làmines d'estratificació encreuada horitzontals tendeixen a situar-se a les parts més baixes de les dunes mentre que els feixos de làmines en forma de falca són més presents a cap a la cresta. Això reflexa com els nivells superiors de les dunes estan afectats per moments d'erosió i sedimentació com a resposta de la deflació que provoca el vent i a la superposició d'altres dunes (Livingstone i Warren, 1996). Els *foresets* més inclinats que assolixen fins al voltant de 30° es produeixen a conseqüència del processos de deposició tipus *grain-flow* sobre la cara de *sotavent*. Els dipòsits de *grain-flow* consisteixen una sèrie de cossos en forma de llengua constituïts per arena seca. Normalment tenen una potència de 2 a 10 cm i una amplada de 5 a 30 cm. Solen trencar la laminació subjacent i la mida de gra de l'arena tendeix a ser més grollera cap a la part alta del flux degut a la tensió dispersiva, però també la mida de gra pot incrementar-se cap cap a la part baixa del flux ja que els grans més grollers es desplacen més aviat i a major distància que els fins (Pye i Tsoar, 2009). A les cares de *sotavent* de les dunes els processos de *grain-flow* sovint s'alternen amb processos de *grain-fall*. Aquest produeix una laminació per l'acumulació de grans



**Fig. 4.** Model de les estructures sedimentàries presents a acumulacions dunars. Cada lletra representa un *set* o feix de làmines separat dels altres per una discontinuïtat erosiva. A: Feix de làmines amb estratificació encreuada de baix angle disposat horitzontal o planar. B: Feix de làmines en forma de solc. C: Feix de làmines en forma de falca. D: Feix de làmines amb estratificació encreuada que lateralment tendeixen a disposar-se horitzontals mostrant una forma còncaua. E: Feix de làmines amb estratificació encreuada d'alt angle.

**Fig. 4.** *Eolian sedimentary structures model. Each letter represents a set of laminae. Thick black lines represent an erosive discontinuity. A: Low-angle cross stratified set. B: Trough cross stratified set. C: Wedge-shaped set. D: Cross stratified set changing laterally to horizontal stratification showing a concave-up shape. E: High-angle cross stratified set.*

transportats per saltació que assoleixen la cresta de la duna, la traspassen i es depositen a la cara de *sotavent* on la força del vent disminueix. Aquesta laminació pot mostrar una lleugera gradació vertical de la mida de gra encara que pot mostrar una organització semblant als processos de *grain-flow* degut a que després de la deposició els grans poden esllavissar pendent avall.

Altres estructures sedimentàries com les làmines amb *ripples* es formen sobre la superfície de la duna. La migració d'un *ripple* genera una làmina contínua

composta per làmines paral·leles ondula-des. L'estratificació encreuada dels *foresets* dels *ripples* rarament és observable degut a poca potència que presenten les capes i a més, la seva conservació és difícil ja que es desenvolupen a la cara de *sobrevent* i a la cresta de les dunes que són les zones més afectades per la deflació intensa del vent. Durant la migració dels *ripples*, els grans més fins tendeixen a concentrar-se als solcs dels *ripples* formant una làmina de grans fins a la base de cada estrat de *ripples*. Aquestes làmines normalment són cimentades preferentment durant la

diagènesi mostrant laminació *pin-stripe* quan queden exposades (Pye i Tsoar, 2009). Aquestes estructures solen organitzar-se en feixos de làmines amb laminació encreuada de baix angle que canvia a horitzontal especialment a la cara de *sobrevent* de les dunes amb cabussaments oposats a la direcció del vent que no superen els 15-20° d'inclinació. La laminació *pin-stripe* també pot ser generada per processos de *grain-flow* als *foresets* dunars.

### Processos d'interferència

La interferència entre processos al·luvials i processos eòlics s'ha documentat arreu, tant a descripcions de dipòsits quaternaris o més antics (Langford i Chan, 1989; Nanson *et al.*, 1995; Lancaster i Tchackerian, 1996; Loope *et al.*, 1999; Bullard i Livingstone, 2002; Al Farraj i Harvey, 2004; Gardner *et al.*, 2006; Maroulis *et al.*, 2007; Simpson *et al.*, 2008; Bourquin *et al.*, 2009; Stone *et al.*, 2010; Bateman *et al.*, 2012; Rodríguez-López *et al.*, 2012; Stone i Thomas, 2013; Ventra *et al.*, 2013; Stollhofen *et al.*, 2014), com a ambients actuals (Langford, 1989; Scheepers i Rust, 1999; Sweeney i Loope, 2001; Bullard i McTainsh, 2003; Krapf *et al.*, 2003; Svendsen *et al.*, 2003; Hooper *et al.*, 2013; Al-Masrahy i Mountney, 2015; Liu i Coulthard, 2015). Aquests dipòsits es localitzen preferentment a ambients àrids relacionats amb zones interdunars de deserts o zones costaneres i depòsits col·luvials i al·luvials als marges dels deserts. Una revisió de la literatura existent, permet veure com l'estudi dels sistemes al·luvials i eòlics és àmpliament tractat però sovint de manera independent. Cosa contrària al fet que els processos geomorfològics rarament actuen independentment uns dels altres i a més, arreu del món són nombroses les zones on els ambients eòlics i els ambients al·luvials

entren en contacte (Al-Masrahy i Mountney, 2015; Liu i Coulthard, 2015). Aquest enfocament tendeix a examinar les interaccions entre els processos eòlics i al·luvials des d'una perspectiva purament eòlica o al·luvial, malgrat s'hi reconegui la combinació dels dos processos. Això fa que siguin escassos els estudis que donen una explicació sobre com es produeix el procés d'interacció, què ho controla, com és la transferència de sediment d'un sistema a l'altre o quines modificacions sofreix el paisatge. Seguint aquesta línia Harvey *et al.* (2005) suggereix que dins els sistemes al·luvials encara queda per aclarir com responen aquests sistemes a la combinació de diversos factors de control i com es reflexa a la morfologia i als sediments.

En els darrers anys, s'ha demostrat que la interacció entre processos al·luvials i altres processos com sedimentació lacustre o eòlica tenen una significança paleoclimàtica. D'aquesta manera, la majoria de treballs sobre dipòsits d'interferència antics posen de manifest un control climàtic en la successió dels diferents ambients sedimentaris (Nanson *et al.*, 1995; Lancaster i Tchackerian, 1996; Bullard i Livingstone, 2002; Al Farraj i Harvey, 2004; Gardner *et al.*, 2006; Maroulis *et al.*, 2007; Simpson *et al.*, 2008; Bourquin *et al.*, 2009; Stone *et al.*, 2010; Harvey, 2011; Bateman *et al.*, 2012; Rodríguez-López *et al.*, 2012; Stone i Thomas, 2013; Ventral *et al.*, 2013; Stollhofen *et al.*, 2014). Els ambients actuals demostren ser també un model d'interacció entre processos eòlics i al·luvials controlats per canvis al clima però a curt termini. En algunes zones estudiades, aquesta interacció canvia durant períodes de temps curts que solen correspondre a canvis estacionals. Això suposa que durant les estacions seques l'arena pot ser transportada sobre els canals

secs i reomplir-los. Durant l'estació humida, les aigües que flueixen pels canals es veuen obstaculitzades per les acumulacions eòliques i poden començar a formar embassaments o rompre els cordons dunars. Per exemple als treballs de Langford (1989), Svendsen et al. (2003) o Bullard i McTainsh (2003) s'observa com al llarg de l'any o a períodes d'uns pocs anys durant les estacions que registren menys precipitació el transport eòlic es veu reforçat amb la migració de dunes per sobre dels canals al·luvials. Amb l'arribada de les precipitacions l'arena que reomplen els canals és remanegada durant una revinguda. Aquest escenari és el reflex d'un règim efímer dels rius controlat per les característiques del clima de l'ambient àrid on es situen.

La sedimentació al·luvial dins els deserts està condicionada per la forma i distribució de les dunes. Els camps dunars es caracteritzen per uns espais regulars interdunars que proporcionen zones planes i deprimides. Aquestes zones són les utilitzades preferentment per les aigües d'escorrentia que s'endinsen dins el camp dunar. Segons Langford (1989), és possible observar fins a sis processos relacionats amb la interferència eòlic-al·luvial a ambients àrids actuals. Els processos que es descriuen a continuació són anàlegs als que es poden interpretar a partir de dipòsits antics (Langford i Chan, 1989):

1- *Retenció i embassament de l'aigua per efecte dels cordons dunars*: la topografia que genera el camp dunar funciona com un dic que reté les aigües que circulen pels canals. Sovint enlloc de circular l'aigua per canals excavats prèviament, se n'han de crear de nous a través de les dunes que en el seu desplaçament han anat reblint canals ja excavats. Els cursos al·luvials han d'estar constantment canviant de

direcció, dividint-se i tendint a formar patrons de circulació anastomosats a través de les dunes i mantells eòlics.

- 2- *Inundació de zones interdunars*: es tracta de zones en forma de petita bassa que concentren les aigües produïdes per inundacions degudes a l'efecte dic de les dunes així com també al llarg de canals. En aquest cas l'aigua pot anar acumulant-se fins que vessa per sobre dels relleus eòlics o s'infiltra a través de l'arena emportant-se part de la duna.
- 3- *Dunes envoltant canals i zones interdunars erosionades per canals*: la circulació de l'aigua per dins canals i zones interdunars pròximes a dunes genera la destrucció de les dunes mitjançant esllavissades arenoses degut a la sobreexcavació dels flancs dunars.
- 4- *Deposició de sediment al·luvial a les zones interdunars*: fa referència a la deposició de sediment al·luvial i sediment eòlic retreballat pels cursos al·luvials que es deposita a les zones interdunars inundades. En aquestes zones s'hi combina la deposició de llims i arenes.
- 5- *Inundació de zones interdunars degut a l'ascens del nivell freàtic*: si el nivell freàtic assoleix la superfície pot mantenir permanentment inundades aquestes zones. Solen formar basses anomenades *playa* o *sabkhas* caracteritzades per un fons pla, molt somes, amb vegetació halòfila associada i la formació de crostes d'evaporites.
- 6- *Sediment al·luvial transportat pel vent dins el sistema eòlic*: l'arena depositada pels cursos al·luvials pot ser transportada de nou pel vent dins el camp dunar. A alguns deserts l'arena al·luvial pot ser la principal font de sediment eòlic.



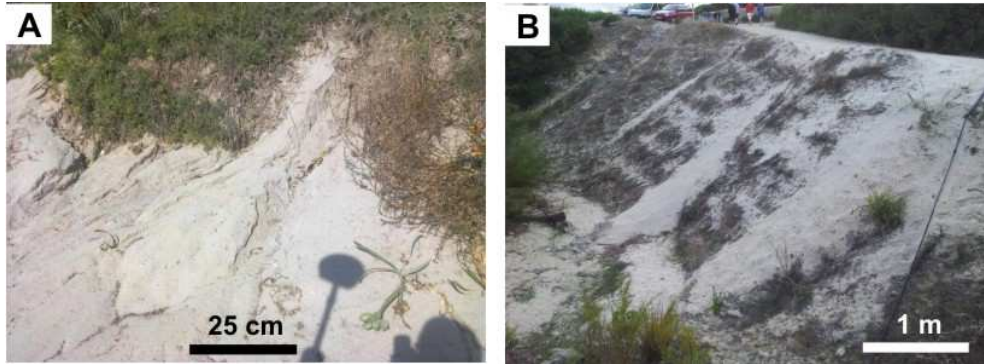
Aquests processos generen tres ambients deposicionals diferents: canals, marges de canal-zones interdunars i zones interdunars-*playas* (Langford, 1989). Els dipòsits de canal contenen abundants evidències de circulació d'aigua. Les estructures sedimentàries que s'observen dins els canals són capes en forma de lletia amb laminació horitzontal i passades horitzontals de clasts canviant a estratificació encreuada en forma de canal. Les dunes que formen els marges dels canals contenen capes del tipus esclavissada (*slumping*) degut a l'erosió de la base per part del corrent d'aigua que n'estabilitza el flanc dunar. Els dipòsits de marges de canal mostren inundació i drenatge de zones interdunars. Apareixen superfícies erosives sobre dipòsits eòlics i alternança de capes d'arena i llims de potència variable que poden mostrar esquerdes de dessecació (*mudcracks*). Les zones interdunars-*playas* mostren una forma còncava amb la superfície superior plana. L'aigua que contenen prové del subsòl i de la pluja, no rep sediments del desbordament de canals. Mostra laminacions horitzontals amb alternança de sediments típics de *playa* com crostes d'evaporites, precipitats de carbonats, *esquerdes de dessecació* i capes de sediment eòlic. Solen ser zones colonitzades per vegetació halòfila i poden ser l'hàbitat de diverses espècies de gastròpodes, artròpodes i ostracodes.

Per altra banda, les dunes per elles mateixes poden actuar com un relleu capaç de generar processos d'escorrentia sobre la seva superfície (Loope et al., 1999; Sweeney i Loope, 2001; Mangold i Costard, 2003; Pye i Tsoar, 2009; Hooper et al., 2013; Jouannic et al., 2015). Malgrat el sediment que constitueix les dunes (arenas mitjanes) proporciona un elevat grau de porositat que afavoreix la infiltració directa de l'aigua que precipita sobre les

dunes, determinats mecanismes poden ajudar a que es produeixi escorrentia o *debris-flows* arenosos sobre la seva superfície. És necessari que els camps dunars presentin grans formacions dunars amb cares de sotavent inclinades, formació de crostes a la superfície que impedeixin la infiltració i una vegetació dispersa, així com també intenses precipitacions. La superfície de la duna on s'han format crostes afavoreix la formació d'escorrentia pendent avall que es pot concentrar formant xaragalls i formant lòbuls deposicionals (Fig. 5) o petits ventalls al·luvials a la seva base (Sweeney i Loope, 2001).

Altres mecanismes com la fusió de la neu atrapada dins les capes de dunes de deserts freds provoca *debris-flows* als flancs de les dunes (Hooper et al., 2013). Les estructures sedimentàries característiques d'aquests dipòsits són l'estratificació horitzontal relacionada amb processos de *sheetflood*, estructures en forma de canal massiu (Sweeney i Loope, 2001) i capes massives relacionades amb processos de transport en massa com els *debris-flows* o les esclavissades (Loope et al., 1999; Sweeney i Loope, 2001).

En el registre sedimentari de la Mediterrània occidental alguns treballs han identificat uns dipòsits que es poden considerar característics de la interferència entre els processos eòlics i al·luvials. Els dipòsits d'interferència eòlic-al·luvial consisteixen en uns sediments caracteritzats per mostrar estructures corresponents a processos al·luvials però el sediment que contenen és d'origen eòlic. Aquests dipòsits atribuïts al Pleistocè corresponen normalment a acumulacions sedimentàries en forma de ventall al·luvial però el sediment que les constitueix són arenas marines. És el cas d'alguns dipòsits costaners de calcarenites pleistocenes que es componen majoritàriament per arenas



**Fig. 5.** Interferència entre processos eòlics i al·luvials. A i B: Petits lòbuls deposicionals producte de l'erosió del front d'una duna després d'un episodi de precipitació del mes d'octubre de 2012 i 2013 respectivament als camps dunars costaners de Son Bou (A) i l'arenal de Son Saura (B) a Menorca (Foto A: L. Gómez-Pujol).

**Fig. 5.** *Interference between eolian processes and alluvial processes. A and B: Small depositional lobes developed on the dune front due to run-off erosion. Photos were taken after an intense rain event in October 2012 and 2013 respectively at coastal dune fields of Son Bou (A) and Son Saura (B), Menorca (Photo A: L. Gómez-Pujol).*

bioclàstiques. Aquesta característica assenyala que l'àrea font d'aquest sediment es situa a la plataforma marina. A la regió mediterrània el procés de transport associat a la deposició d'arena marina és el vent, és a dir, els vents transporten l'arena marina depositada a la platja terra endins en forma de dunes. Per contra, les estructures sedimentàries que mostren aquests dipòsits no es correspon amb les estructures típiques de dipòsits eòlics (estratificació horitzontal, encreuada o superfícies erosives planes) sinó que les estructures que contenen han estat generades per corrents d'aigua (Fig. 6.). Per tant, és possible observar cossos sedimentaris amb una geometria en forma de llentia que pot contenir estructures d'estratificació horitzontal, encreuada, encreuada en forma de canal o superfícies erosives forma de canal reomplertes de conglomerat o bretxa, així com també dipòsits massius o lleugerament estratificats característics de processos col·luvials. Aquest és el cas d'alguns dipòsits de la costa nord de Mallorca i de la costa oest de

Sardenya (Fornós *et al.*, 2009; Andreucci *et al.*, 2014). Aquests treballs descriuen uns dipòsits de calcarenites bioclàstiques producte del retreballament del sediment de dunes costaneres per part de cursos al·luvials. A més a més, comencen a apuntar que el principal control de les dinàmiques sedimentàries d'aquestes costes foren les fluctuacions del nivell marí. Una composició majoritària per arenes bioclàstiques d'aquests dipòsits ha provocat que sempre fossin identificats com a dipòsits eòlics de manera errònia a les illes Balears (Cuerda, 1989; Mercadal *et al.*, 1970; Clemmensen *et al.*, 2001), ja que els sediments bioclàstics són la principal característica dels dipòsits eòlics costaners (Brooke, 2001).

### **Alguns exemples actuals d'interferència**

#### ***Great Sand Dunes (Colorado, EUA)***

Great Sand Dunes es troba situat a la zona sud de Colorado (EUA), es tracta d'un camp dunar amb una superfície d'uns 100

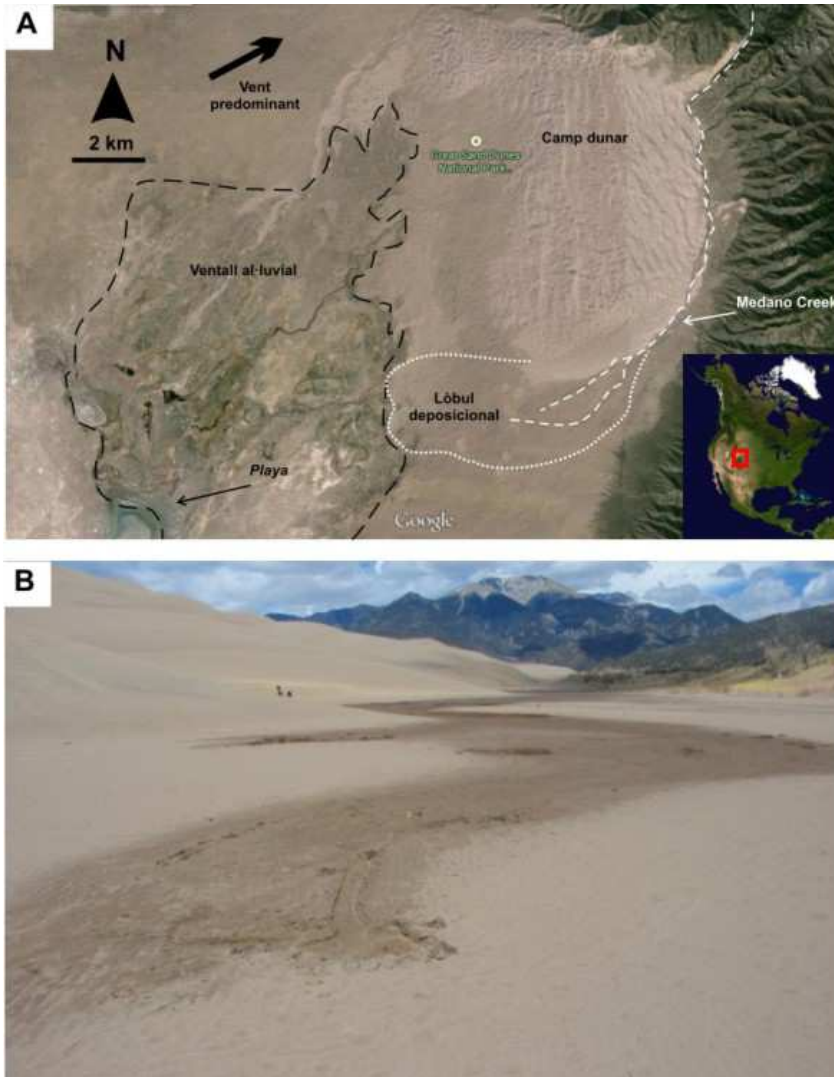


**Fig. 6.** Exposició dels dipòsits del ventall al·luvial des Caló a un penya-segat costaner. La seqüència sencera està constituïda per arenas bioclàstiques procedents de dunes costaneres. La meitat inferior de la seqüència mostra estructures típiques de dipòsits eòlics com l'estratificació encreuada però la meitat superior (separat per la línia discontinua) mostra estructures en forma de canal amb rebliments en forma de barres laterals, abundant estratificació horitzontal i encreuada de baix angle i presència de clasts que són característiques de dipòsits de ventall al·luvial. Cal destacar que els dipòsits eòlics apareixen alterats per estructures en forma de canal reblides per bretxes o altres nivells eòlics (fletxes). Tradicionalment s'ha tendit a considerar aquests dipòsits del ventall des Caló com a dipòsits únicament d'eolianites.

*Fig. 6. Es Caló fan deposits exposed in a coastal cliff. Whole succession is made up by bioclastic sand from coastal dunes. The lower half of the succession displays typical structures from eolian deposits such as cross stratification but the upper half (dashed line) shows trough-shaped structures with bars infilling, plenty of horizontal stratification and low-angle cross stratification and clasts. These characteristics belong to alluvial fan deposits. It is noticeable that eolian deposits are disturbed by channel-shaped structures infilled by breccias or other eolian levels (black arrows). Traditionally, Es Caló fan deposits were considered just as eolianites deposits.*

km<sup>2</sup> i que assoleix una alçada 215 m. Les dunes cobreixen un ventall al·luvial al peu d'una serralada reomplint la zona més deprimida de la vall a través de la qual els vents del sud-oest són canalitzats. El camp dunar està constituït a l'oest per superfícies arenoses planes parcialment vegetades formant un mantell eòlic prim que cap a

l'est desenvolupa un potent camp de dunes. Les formes dunars que s'observen són dunes *hummocky*, dunes en forma de dom, dunes parabòliques i barkhanes. El riu Medano Creek envolta el camp dunar pel costat sud, erosionant els sediments eòlics dels marges est i sud i finalment deposita els sediments arenosos en un ampli lòbul



**Fig. 7.** Imatge satèl·lit i panoràmica de les Great Sand Dunes. A: Imatge satèl·lit que mostra l'extensió del camp dunar que es desplaça cap al peu de la serralada per sobre del ventall al·luvial. Destaca com les dunes produeixen un efecte de presa obligant al riu a desguassar cap al sud. B: Imatge panoràmica del riu Medano Creek en època d'estiatge i s'observa a l'esquerra de la imatge com les dunes procedents de l'oest comencen a envair el canal (<http://greatsanddunes.net/medano-creek6.jpg>).

**Fig. 7.** *Satellite image and panoramic view of Great Sand Dunes. A: Satellite image displaying the dune field moving on the fan and towards the mountain range front. Dunes dam the river forcing the flow change towards South. B: Panoramic view of Medano Creek during the low water season. Dunes from West are encroaching the river channel on the left of the image (<http://greatsanddunes.net/medano-creek6.jpg>).*

deposicional al sud (Fig. 7). A l'oest, unes surgències d'aigua alimenten una zona de *playa* al peu del ventall al·luvial (Langford, 1989).

Great Sand Dunes es situa a la conca de San Luis. Es tracta d'una vall freda i àrida. Les temperatures mitjanes del mes de juliol oscil·len entre 10°C i 27°C. Les temperatures mitjanes del mes de gener oscil·len entre -18°C i 2°C. La precipitació mitjana anual és 257 mm, la majoria es recull durant la primavera des del mes d'abril fins el mes de juliol. El riu Medano Creek té un règim efímer amb una crescuda anual important durant el mes de juny degut a la fusió de la neu. El vent predominant de mitjana durant tot l'any a la zona prové del sud-oest però durant l'hivern pot canviar a vent de l'est. Les zones arenoses normalment estan cobertes de vegetació arbustiva i herbàcia i les zones amb presència de graves per boscos difusos de coníferes i savines (Langford, 1989).

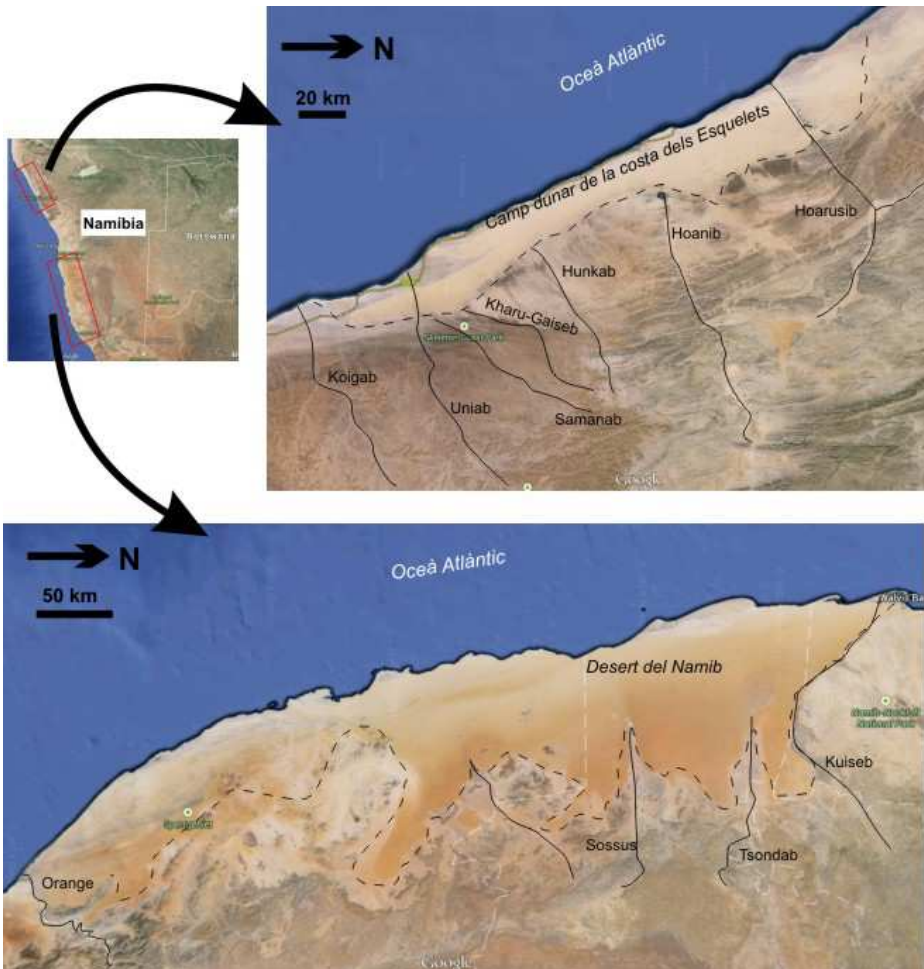
### ***Desert del Namib-Costa del Esquelets (Namíbia)***

El desert del Namib ocupa tota la costa de Namíbia formant una gran franja arenosa en direcció NNW-SSE. Es divideix en dues grans zones; la meitat sud anomenada desert del Namib pròpiament dit i la meitat nord anomenada l'erg de la costa dels Esquelets (Krapf *et al.*, 2003; Svendsen *et al.*, 2003; Stone *et al.*, 2010; Livingstone, 2013). El desert del Namib cobreix una àrea aproximada de 34.000 km<sup>2</sup> i conté una gran varietat de tipus de dunes. Ocupa una franja costanera d'uns 700 km de longitud i 200 km a la zona més ampla. Es localitza al sud-oest de la costa namibiana i limita a l'oest amb l'oceà Atlàntic i a l'est amb el Gran Escarpament del sud d'Àfrica (Fig. 8). Cap a l'extrem sud del desert hi ha mantells eòlics de poca potència. El riu Orange forma el límit pel sud i a més, constitueix

una de les fonts de sediment pel desert (Livingstone, 2013). Pel nord el desert limita amb el riu Kuiseb encara que algunes dunes traspassen el delta del riu i avancen cap al nord. La direcció predominant del transport eòlic és sud-nord encara que cap a l'extrem nord tendeix a ser cap a l'est i el clima a prop de la costa és àrid amb algunes boires costaneres com única aportació d'humitat (Livingstone, 2013). Al desert del Namib hi desemboquen quatre rius en direcció est-oest: Kuiseb, Tsondab, Sossus i Orange. L'erg de la costa dels Esquelets ocupa una plana costanera entre el riu Koigab al sud i el riu Hoarusib al nord. Es tracta de 2.000 km<sup>2</sup> de desert arenós que forma part de la meitat nord del desert del Namib (Fig. 8). Igual que la meitat sud, està compost de dunes barkhanes i transversals tant simples com compostes que poden assolir de 20 a 50 m d'altura. Aquest desert té una longitud de 165 km i una amplitud màxima de 20 km. Set rius principals i diversos petits rius amb un règim efímer flueixen des del Gran Escarpament en direcció est-oest cap l'oceà Atlàntic. El riu Koigab al sud proveeix de sediment arenós la costa dels Esquelets. La direcció predominant del transport eòlic és sud-nord encara que durant la tardor austral pot bufar vent de l'est durant alguns dies (Krapf *et al.*, 2003).

Les conques dels rius que travessen el desert del Namib-Erg de la costa dels Esquelets es situen als relleus del Gran Escarpament on la precipitació mitjana anual es situa entre 300 i 500 mm i es concentra majoritàriament al final de l'estiu austral, entre gener i març. A llarg del seu curs cap a la zona costanera, els rius travessen un abrupte gradient climàtic on la precipitació mitjana anual es redueix fins a valors inferiors a 50 mm. El clima regional del desert de Namib està fortament influït per la corrent oceànica freda de Benguela





**Fig. 8.** Localització i extensió del desert del Namib – Erg de la costa dels Esquelets. Es representa el límit dels camps dunars adossats al Gran Escarpament (línia discontinua) i els principals rius que flueixen cap al desert (Font: Google Earth).

**Fig. 8.** Localization and area of Namib desert – Skeletons coast erg. Dune fields limits attached to the Great Scarpment (dashed line) and the main rivers flowing to the desert (Source: Google Earth).

que puja cap al nord des de l'Antàrtida i està associada a fenòmens d'aflorament (*up-welling*). Aquesta corrent refreda i estabilitza les masses d'aire procedents del sud provocant un clima àrid. La posició de

l'anticicló de l'Atlàntic sud també determina la influència de les precipitacions de la Zona de Convergència Intertropical la qual pot desenvolupar precipitacions intenses que generen fortes revingudes als

rius del Namib. Amb la influència d'un clima àrid i la presència d'escassa vegetació al llarg del desert del Namib, els processos d'interacció entre processos eòlics i al·luvials poden ser observats fàcilment (Krapf *et al.*, 2003).

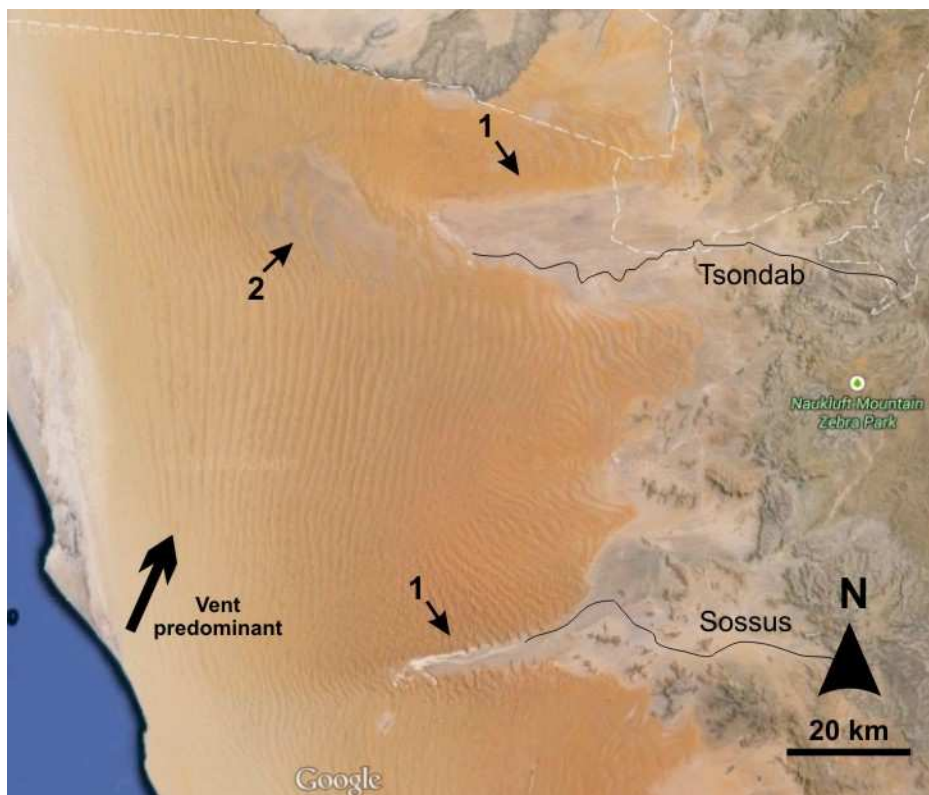
### **Processos i característiques de les dues zones**

Malgrat la distància existent entre Great Sand Dunes i Namíbia, les dues zones comparteixen diverses característiques. Són dues zones desèrtiques que presenten la suficient extensió i contingut en sediment per a desenvolupar importants camps de dunes. A més, als seus marges s'hi situen relleus elevats que afavoreixen la formació de rius amb molt pendent i sobtades revingudes. La xarxa de canals que formen els rius dins els camps dunars són molt amples i somes mostrant un patró meandriforme. Habitualment els rius queden embassats formant llacunes tipus *playa* degut a la barrera que suposa el camp dunar i l'elevat grau d'evapotranspiració del clima de la plana desèrtica. En el cas del desert del Namib-Costa dels Esquelets, només qualcun riu amb règim perenne aconsegueix travessar el desert i desembocar a la costa. Pel que fa a la cobertura vegetal, Great Sand Dunes presenta algunes zones cobertes per vegetació mentre que el desert de Namíbia la cobertura vegetal és escassa.

El clima que presenten les dues àrees és molt àrid, amb un règim de precipitacions molt irregular i una oscil·lació tèrmica molt acusada. Les precipitacions mitjanes anuals es situen per davall dels 500 mm i tendeixen a concentrar-se cap al final de l'estiu en forma de tempestes amb intenses precipitacions en el cas del Namib o a principis de l'estiu en el cas de Great Sand Dunes. Amb aquest marc climàtic, els rius presenten un règim efímer amb sobtades

crescudes durant l'època de tempestes, excepte el riu Medano que les crescudes més importants les produeixen la fusió de la neu a principis de l'estiu. La direcció de vent predominant a les dues àrees és principalment del sud-oest provocant un transport eòlic en sentit nord-est. El riu Medano flueix des de la serralada situada al nord-est i est del camp dunar cap al sud-oest i els rius que travessen el desert del Namib-Costa dels Esquelets flueixen des del Gran Escarpament en sentit oest cap l'oceà. Això suposa que existeixen dues direccions de transport sedimentari oposades. Aquest fet, afavoreix la naturalesa arenosa del sediment que transporten les rieres ja que l'input d'arena eòlica dins la conca permet el retreballament i transport al·luvial d'aquesta arena (Langford, 1989; Svendsen *et al.*, 2003).

Pel que fa als processos d'interacció entre sedimentació eòlica i al·luvial, tant Great Sand Dunes com el desert del Namib-Costa dels Esquelets, es caracteritzen per la presència d'un vast camp dunar que és capaç d'avançar per sobre de ventalls al·luvials i fer canviar de trajectòria dels canals dels rius (especialment a Great Sand Dunes). Per altra banda, al Namib-Costa dels Esquelets els rius són capaços d'anar desmantellant el camp dunar durant fortes revingudes i posteriorment el sistema eòlic pot anar construint novament les dunes fora de l'època de crescudes (Fig. 9). L'existència d'un control climàtic actual a curt termini es demostra amb el registre de períodes d'uns pocs anys caracteritzats per escasses precipitacions i una major activitat eòlica que provoca un bloqueig dels rius per part de l'avanç del sistema dunar (Svendsen *et al.*, 2003). A més, datacions de dipòsits eòlics indiquen que durant el darrer màxim glacial (18-22 ka) es produeix un augment de l'activitat eòlica i del



**Fig. 9.** Imatge satèl·lit de les desembocadures del riu Tsondab i el riu Sossus a la plana del desert del Namib. 1: Les successives revingudes del riu van desmantellant el camp dunar a mesura que s'hi endinsen. L'aigua queda embassada i forma zones ocupades per *playa*. 2: També es pot observar com l'espai del camp dunar erosionat pel riu Tsondab en una anterior revinguda, progressivament és ocupada per l'avanç de les dunes procedents del SW.

**Fig. 9.** Satellite image of Tsondab and Sossus river outlets at Namib desert plain. 1: The succeeding river floods dismantle the dune field as they break through the dunes. Water may remain dammed forming *playa* lakes. 2: The area of the dune field eroded by a previous Tsondab flooding is progressively occupied by dunes moving from South-west.

creixement de dunes. Per tant, les èpoques d'aridesa estan relacionades amb importants períodes d'activitat eòlica. En aquest sentit, Svensen et al. (2003) aporta un model d'interferència eòlic-al·luvial en el qual descriu els processos observats que ocorren dins el camp dunar quan es veu inundat per una revinguda del riu (Fig. 10). En un primer estadi el riu durant la revinguda reomple els marges del camp

dunar pròxims a la seva desembocadura formant basses que posteriorment poden vessar cap a zones interdunars. Les zones interdunars inundades d'aigua comencen a percolar dins el sediment arenós afavorint la humectació i desestabilització dels flancs de les dunes que poden començar a patir les primeres esllavissades arenoses. La progressiva circulació d'aigua per les zones interdunars sobreexcava la base de les



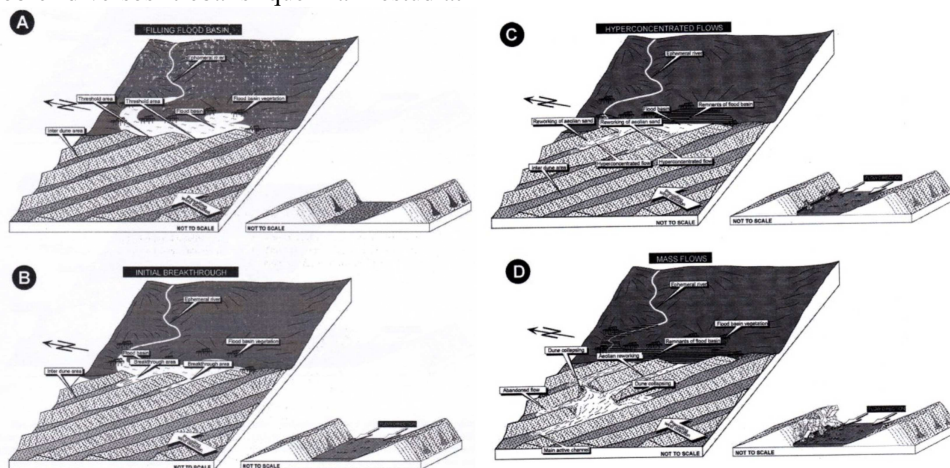
dunes provocant el col·lapse dels flancs i generant penya-segats verticals d'arena que poden col·lapsar totalment i incorporar el sediment eòlic a les aigües d'escolament del riu. Això provoca la destrucció completa de cordons dunars generant la confluència d'altres zones interdunars convertides en canals que afavoreixen una major circulació d'aigua. Així es passa d'uns primers processos quasi de transport en massa representat per les esllavissades arenoses del col·lapse de les dunes cap a un transport de forma laminar i canalitzat.

### El registre sedimentari a la Mediterrània occidental i les Illes Balears

La revisió de la bibliografia existent sobre diversos treballs que han estudiat

dipòsits litorals des d'una perspectiva sedimentològica i paleoclimàtica, indica que durant el Pleistocè superior a moltes zones costaneres del Mediterrani occidental s'han produït importants processos d'interferència entre sedimentació eòlica i al·luvial lligats als canvis climàtics (Gómez-Pujol, 1999, Rose *et al.*, 1999;

Clemmensen *et al.*, 2001; Gómez-Pujol *et al.*, 2008; Fornós *et al.*, 2009; Andreucci *et al.*, 2010; Pavelic *et al.*, 2011; Fornós *et al.*, 2012; Pappalardo *et al.*, 2013; Andreucci *et al.*, 2014; Pascucci *et al.*, 2014). vessant, rebliment de vall o ventalls al·luvials. Estan constituïts per dipòsits marins formats per conglomerats o gresos, dipòsits eòlics formats per gresos i dipòsits



**Fig. 10.** Model dels processos sedimentaris i geomorfològics que ocorren durant la revinguda d'un riu al desert del Namib. A: Revinguda i inundació dels marges del desert pròxims a la desembocadura del riu. B: Inundació dels espais interdunars. C: L'aigua que circula entre els espais interdunars comença desestabilitzar els flancs dunars provocant esllavissades sobre les dunes. D: L'elevada erosió dels flancs dunars fa que les dunes col·lapsin i cordons dunars sencers es trenquin afavorint una major circulació d'aigua dins el camp dunar (modificat de Svendsen *et al.*, 2003).

**Fig. 10.** Model showing sedimentological and geomorphological processes during a flooding at Namib desert. A: Flooding in the desert margin close to the river outlet. B: Flooding of the interdune areas. C: Water flowing between interdunes areas makes unstable dunes flanks causing flank fall down. D: Dune flanks dismantling trigger dunes collapse and ridges breakthrough leading a great water flow within the dune field (modified from Svendsen *et al.*, 2003).

al·luvials i/o col·luvials formats per conglomerats i bretxes. A grans trets la seqüència vertical d'aquests dipòsits mostra a la base dipòsits marins i a continuació alternança de potents dipòsits al·luvials i col·luvials i dipòsits eòlics. Lateralment la geometria dels dipòsits està condicionada per l'estructura del basament que conforma la costa. L'alternança d'aquests dipòsits mostren canvis en els processos sedimentaris que els varen construir lligats a les fluctuacions climàtiques ocorregudes durant el Pleistocè superior ( $< \pm 130$  ka). Segons Fornós et al. (2009) i Andreucci et al. (2014), el descens del nivell de la mar durant el darrer període glacial (MIS 4-2; 60-25 ka) afavorí l'exposició de grans bancs d'arena marina sobre la plataforma continental que posteriorment pogué ser transportada pel vent terra endins formant extensos camps dunars a les costes mediterrànies. Dins aquest lapse de temps s'anaren produint petites fluctuacions de períodes relativament més càlids i humits i períodes freds i àrids que afavoriren els processos de sedimentació al·luvial i els processos de sedimentació eòlica respectivament.

Les estructures sedimentàries descrites dels dipòsits costaners del Mediterrani occidental presenten una gran varietat de processos responsables de la seva construcció. Els dipòsits marins mostren en general capes de conglomerats o gresos amb estratificació horitzontal canviant a estratificació encreuada de baix angle, estratificació encreuada cabussant cap a la costa i estratificació encreuada en forma de canal. Aquestes estructures indiquen processos de sedimentació marina en un ambient de platja. Els dipòsits al·luvials són els que presenten una major complexitat i diversitat d'estructures ja que són nombrosos els processos sedimentaris responsables de la seva formació. A més a

més, sovint dipòsits col·luvials hi apareixen intercalats. D'aquesta manera és possible observar-hi potents capes massives constituïdes per bretxes indicant processos de *debris-flow*, capes de conglomerats amb estratificació horitzontal canviant a estratificació encreuada de baix angle indicant processos de corrents laminars (*sheetflood*) i capes de conglomerats o gresos amb estratificació encreuada en forma de canal i estratificació encreuada que indica un ambient sedimentari caracteritzat per la formació de canals. Els dipòsits eòlics presenten capes de gresos amb estratificació horitzontal canviant a estratificació encreuada de baix angle i encreuada cabussant terra endins. Aquestes estructures indiquen processos de sedimentació eòlica i la formació de complexos dunars.

Recentment, s'han començat a revisar els estudis sobre dipòsits quaternaris litorals de les Illes Balears, identificant dipòsits amb complexes estructures sedimentàries però amb una composició pràcticament homogènia. Es tracta d'acumulacions de sediments localitzats a la zona costanera que es caracteritzen en general per presentar formes deposicionals típiques de processos al·luvials (els ventalls) i que són singulars per l'origen marí de la composició del seu sediment. Alguns treballs com Pomar *et al.* (2013a; 2013b i 2015) ja identifiquen aquests dipòsits, suggerint que els ventalls havien d'estar alimentats per dunes procedents de la costa. A més a més, les datacions de dipòsits eòlics situen la sedimentació d'eolianites durant períodes freds i amb un nivell marí més baix que l'actual. En aquest sentit, doncs, el desenvolupament dels processos d'interferència a les Illes Balears es correspondria amb períodes freds. Durant aquests períodes el descens del nivell marí exposava grans extensions de la plataforma

continental que facilitava el retreballat eòlic dels sediments marins i el seu transport terra endins.

## Agraïments

Aquest treball ha estat realitzat gràcies al finançament del programa FPI-MICINN i forma part dels projectes finançats pel MINECO CGL2010-18616 i CGL 2013-48441-P.

## Bibliografia

- Al-Farraj, A. i Harvey, A.M. 2004. Late Quaternary interactions between aeolian and fluvial processes: A case study in the northern UAE. *Journal of Arid Environments*, 52: 235-248.
- Al-Farraj, A. i Harvey, A.M. 2005. Morphometry and depositional style of Late Pleistocene alluvial fans: Wadi Al-Bih, northern UAE and Oman. In: Harvey, A.M., Mather, A.E. i Stokes, M. (Eds.). *Alluvial fans. Geomorphology, Sedimentology, Dynamics*. Geological Society, London, Special Publications, 251: 85-94.
- Al-Masrahy, M.A. i Mountney, N.P. 2015. A classification scheme for fluvial-aeolian system interaction in desert-margin settings. *Aeolian Research*, 17: 67-88.
- Andreucci, S., Panzeri, L., Martini, P., Maspero, F., Martini, M. i Pascucci, V. 2014. Evolution and architecture of a Western Mediterranean Upper Pleistocene to Holocene coastal apron-fan System. *Sedimentology*, 61: 333-361.
- Andreucci, S., Clemmensen, L.B., Murray, A. i Pascucci, V. 2010. Middle Late Pleistocene coastal deposits of Alghero, northwestern Sardinia (Italy): chronology and evolution. *Quaternary International*, 222: 3-16.
- Bateman, M.D., Bryant, R.G., Foster, I.D.L., Livingstone, I. i Parsons, A.J. 2012. On the formation of sand ramps: A case study from Mojave Desert. *Geomorphology*, 161-162: 93-109.
- Blair, T.C. 1999a. Cause of dominance by sheetflood vs. debris-flow processes on two adjoining alluvial fans, Death Valley, California. *Sedimentology*, 46: 1015-1028.
- Blair, T.C. 1999b. Sedimentary processes and facies of the waterlaid Anvil Spring Canyon alluvial fan, Death Valley, California. *Sedimentology*, 46: 913-940.
- Blair, T.C. 1999c. Sedimentology of the debris-flow-dominated Warm Spring Canyon alluvial fan, Death Valley, California. *Sedimentology*, 46: 941-965.
- Blair, T.C. i McPherson, J.G. 1994. Alluvial fans and their natural distinction from rivers based on morphology, hydraulic processes, sedimentary processes and facies assemblages. *Journal of Sedimentary Research*, A64: 450-489.
- Blair, T.C. i McPherson, J.G. 1998. Recent debris-flow processes and resultant form and facies of the Dolomite alluvial fan, Owens Valley, California. *Journal of Sedimentary Research*, 68: 800-818.
- Blikra, L.H. i Nemeč, W. 1998. Postglacial colluvium in western Norway: depositional processes, facies, and paleoclimatic record. *Sedimentology*, 45: 909-959.
- Bourquin, S., Guillocheau, F. i Péron, S. 2009. Braided rivers within an arid alluvial plain (example from the Lower Triassic, western German Basin): recognition criteria and expression of stratigraphic cycles. *Sedimentology*, 56: 2235-2264.
- Brooke, B. 2001. The distribution of carbonate eolianite. *Earth-Science Reviews*, 55: 135-164.
- Bull, W.B. 1977. The alluvial fan environment. *Progress in Physical Geography*, 1: 222-270.
- Bullard, J.E. i Livingstone, I. 2002. Interactions between aeolian and fluvial systems in dryland environments. *Area*, 34.1: 8-16.
- Bullard, J.E. i McTainsh, G.H. 2003. Aeolian-fluvial interactions in dryland environments: examples, concepts and Australia case study. *Progress in Physical Geography*, 27 (4): 471-501.

- Calvache, M.L., Viseras, C. i Fernández, J. 1997. Controls on fan development, evidence from fan morphometry and sedimentology, Sierra Nevada, SE Spain. *Geomorphology*, 21: 69-84.
- Chamyal, L.S., Khadkikar, A.S., Malik, J.N. i Maurya, D.M. 1997. Sedimentology of the Narmada alluvial fan, western India. *Sedimentary Geology*, 107: 263-279.
- Clarke, L.E. 2015. Experimental alluvial fans: advances in understanding of fan dynamics and processes. *Geomorphology*, 244: 135-145.
- Clemmensen, L.B., Lisborg, T., Fornós, J.J. i Bromley, R.G. 2001. Cliff-front aeolian and colluvial deposits, Mallorca, Western Mediterranean: a record of climatic and environmental change during the last glacial period. *Bulletin of the Geological Society of Denmark*, 48: 217-232.
- Cuerda, J. 1989. *Los tiempos cuaternarios en Baleares*. Palma. Govern de les Illes Balears. Segona edició. 310 pp.
- Fontana, A., Mozzi, P. i Marchetti, M. 2014. Alluvial fans and megafans along the southern side of the Alps. *Sedimentary Geology*, 301: 150-171.
- Fornós, J.J., Clemmensen, L.B., Gómez-Pujol, L., Ginés, A. i Ginés, J. 2012. Pleistocene eolianites and low sea levels. In: Ginés, A., Ginés, J., Gómez-Pujol, L., Onac, B.P. i Fornós, J.J. (Eds.). *Mallorca: A Mediterranean benchmark for Quaternary studies*. Mon. Soc. Hist. Nat. Balears, 18: 85-110.
- Fornós, J.J., Clemmensen, L.B., Gómez-Pujol, L. i Murray, A. 2009. Late Pleistocene carbonate aeolianites on Mallorca, Western Mediterranean: a luminescence chronology. *Quaternary Science Reviews*, 28: 2697-2709.
- Gardner, T.W., Webb, J., Davis, A.G., Cassel, E.J., Pezzia, C., Merritts, D.J. i Smith, M.B. 2006. Late Pleistocene landscape response to climatic change: eolian and alluvial fan deposition, Cape Liptrap, southeastern Australia. *Quaternary Science Reviews*, 25: 1552-1569.
- Gelabert, B., Fornós, J.J. i Gómez-Pujol, L. 2003. Geomorphological characteristics and slope processes associated with different basins: Mallorca (Western Mediterranean). *Geomorphology*, 52: 253-267.
- Gómez-Pujol, L. 1999. Sedimentologia i evolució geomorfològica quaternària del ventall al·luvial des Caló (Betlem, Artà, Mallorca). *Boll. Soc. Hist. Nat. Balears*, 42: 107-124.
- Gómez-Pujol, L., Fornós, J.J., Pope, R.J. i Clemmensen, L.B. 2008. Los abanicos aluviales litorales del NE de Mallorca: morfometría y arquitectura de facies. In: Benavente, J. i Gracia, F.J. (Eds.). *Trabajos de Geomorfología en España, 2006-2008*. SEG, Cádiz.: 343-436.
- Haas, T., Kleinhans, M.G., Carbonneau, P.E., Rubensdotter, L. i Hauber, E. 2015. Surface morphology of fans in the high-Arctic periglacial environment of Svalbard: Controls and processes. *Earth-Science Reviews*, 146: 163-182.
- Haas, T., Ventra, D., Carbonneau, P.E. i Kleinhans, M.G. 2014. Debris-flow dominance of alluvial fans masked by runoff reworking and weathering. *Geomorphology*, 217: 165-181.
- Harvey, A.M. 1997. The role of alluvial fans in arid-zone fluvial systems. In: Thomas, D.S.G. (Ed.). *Arid Zone Geomorphology, Processes, Form and Change in Drylands*, 2<sup>nd</sup> edition. Wiley, Chichester: 231-259.
- Harvey, A.M. 2005. Differential effects of base-level, tectonic setting and climatic change on Quaternary alluvial fans in the northern Great Basin, Nevada, USA. In: Harvey, A.M., Mather, A.E. i Stokes, M. (Eds.): *Alluvial fans. Geomorphology, Dynamics*. Geological Society, London, Special Publications, 251: 117-131.
- Harvey, A.M. 2011: Dryland alluvial fans. In: Thomas, D.S.G. (Ed.): *Arid zone Geomorphology: Process, Form and Change in Drylands*. John Wiley and Sons. Third Edition: 333-371.
- Harvey, A.M. 2012: The coupling status of alluvial fans and debris cones: a review and synthesis. *Earth Surface Processes and Landforms*, 37: 64-76.

- Harvey, A.M. 2013. Processes of sediment supply to Alluvial Fans and Debris Cones. In: schnewly-bollschweiler, M., Stoffel, M. i Rudolf-Miklauer, F. (Eds.): *Dating Torrential Processes on Fans and Cones*. Advances in Global Research, 47. Springer: 15-32.
- Hooke, R. Le B. 1967. Processes on arid-region alluvial fans. *Journal of Geology*, 75: 438-460.
- Hooper, D.M., Dinwiddie, C.L. i McGinnis, R.N. 2013. Debris flows on the Great Kobuk Sand Dunes, Alaska: Implications for analogous processes on Mars. *Icarus*, 230: 15-28.
- Jouannic, G., Gargani, J., Conway, S.J., Costard, F., Balme, M.R., Patel, M.R., Massé, M., Marmo, C., Jomelli, V. i Ori, G.G. 2015. Laboratory simulation of debris flows over sand dunes: Insights into gully-formation (Mars). *Geomorphology*, 231: 101-115.
- Kochel, R.G. i Trop, J.M. 2012. Active processes, morphology, and dynamics of icy debris fans: Land evolution along rapidly degrading escarpments in alpine regions undergoing recent glaciation. *Geomorphology*, 151-152: 59-76.
- Krapf, C.B.E., Stollhofen, H. i Stanistreet, I.G. 2003. constraining styles of ephemeral river systems and their interaction with dunes of the eskeleton coast erg (Namibia). *Quaternary International*, 104: 41-52.
- Lancaster, N. i Tchackarian, V.P. 1996. Geomorphology and sediments of sand ramps in the Mojave Desert. *Geomorphology*, 17: 151-165.
- Langford, R.P. 1989. Fluvial-eolian interaccions: Part I, modern systems. *Sedimentology*, 36: 1023-1035.
- Langford, R.P. i Chan, M.A. 1989. Fluvial-eolian interaccions: Part II, ancient systems. *Sedimentology*, 36: 1037-1051.
- Latrubesse, E.M. 2015. Large rivers, megafans and other Quaternary avulsive fluvial systems: A potencial "who's who" in the geological record. *Earth-Science Reviews*, 146: 1-30.
- Liu, B. i Coulthard, T.J. 2015. Mapping the interactions between rivers and sand dunes: Implications for fluvial and aeolian geomorphology. *Geomorphology*, 231: 246-257.
- Livingstone, I. 2013. Aeolian geomorphology of the Namib sand Sea. *Journal of Arid Environments*, 93: 30-39.
- Livingstone, I. i Warren, A. 1996. *Aeolian geomorphology: an introduction*. Addison-Wesley Longman, Harlow. 211 pp.
- Loope, D.B., Manson, J.A. i Dingus, L. 1999. Lethal landslides from eolian dunes. *J. Geol.*, 107: 707-713.
- Mangold, N. i Costard, F. 2003. Debris flows over sand dunes on Mars: Evidence for liquid water. *Journal of Geophysical Research*, 108(E4), 5027, doi: 10.1029/2002JE001958.
- Maroulis, J.C., Nanson, G.C., Price, D.M. i Pietsch, T. 2007. Aeolian-fluvial interaction and climate change: surce-bordering dune development over the past  $\pm$  100 ka on Cooper Creek, central Australia. *Quaternary Science Reviews*, 26: 386-404.
- May, C.L. i Lisle, T.E. 2012. River profile controls on channel morphology, debris flow disturbance, and the spatial extent of salmonids in steep mountain streams. *Journal of Geophysical Research*, 117: F00A03, doi:10.1029/2011JF002324.
- McEwen, L.J., Owen, G., Matthews, J.A. i Hiemstra, J.F. 2011. Late Holocene development of a Norwegian alpine alluvial fan affected by proximal glacier variations, episodic distal undercutting, and colluvial activity. *Geomorphology*, 127: 198-215.
- Mercadal, B., Villalta, J.F., Obrador, A. i Rosell, J. 1970. Nueva aportación al conocimineto del Cuaternario menorquín. *Acta Geológica Hispánica*, 5 (4): 89-93.
- Miall, A.D. 1996. *The Geology of Fluvial deposits. Sedimentary Facies, Basin Analysis, and Petroleum Geology*. Springer. 582 pp.
- Montgomery, D. R. i Foufoula-Geordiou, E. 1993. Channel network source representation using Digital Elevation Models. *Water Resources Research*, 29: 3925-3934.
- Montgomery, D.R. i Buffington, J.R. 1997. Channel-reach morphology in mountain drainage basins. *Bulletin of the Geological Society of America*, 109: 596-611.

- Nanson, G.C., Chen, X.Y. i Price, D.M. 1995. Aeolian and fluvial evidence of changing climate and wind patterns during the last 100 ka in the western Simpson Desert, Australia. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 113: 87-102.
- Nemec, W. i Kazanci, N. 1999. Quaternary colluvium in west-central Anatolia: sedimentary facies and paleoclimatic significance. *Sedimentology*, 46: 139-170.
- Nemec, W. i Muszynsky, A. 1984. Volcaniclastic alluvial aprons in the Tertiary of Sofia District (Bulgaria). *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 52: 239-303.
- Nemec, W. i Postma, G. 1993. Quaternary alluvial fans in southeastern Crete: sedimentation processes and geomorphic evolution. In: Marzo, M. i Puigdefàbregas, C. (Eds.). Alluvial sedimentation. *International Association of Sedimentologists*, Special Publication, 17: 235-276.
- Nichols, G. i Thompson, B. 2005. Bedrock lithology control on contemporaneous alluvial fan facies, Oligo-Miocene, southern Pyrenees, Spain. *Sedimentology*, 52: 571-585.
- Pappalardo, M., Chelli, A., Ciampalini, A., Rellini, I., Biagioni, F., Brückner, H., Fülling, A. i Firpo, M. 2013. Evolution of an Upper Pleistocene aeolianite in the northern Mediterranean (Liguria, NW Italy). *Ital. J. Geosci.*, 132(2): 290-303.
- Pascucci, V., Sechi, D. i Andreucci, S. 2014. Middle Pleistocene to Holocene coastal evolution of NW Sardinia (Mediterranean Sea, Italy). *Quaternary International*, 328-329: 3-20.
- Pavelic, D., Kovacic, M., Vlahovic, I. i Wacha, L. 2011. Pleistocene calcareous aeolian-alluvial deposition in a steep relief karstic coastal belt (island of Hvar, eastern Adriatic, Croatia). *Sedimentary Geology*, 239: 64-79.
- Pomar, F., Fornós, J.J., Gómez-Pujol, L. i Del Valle, L. 2013a. El Pleistoceno superior de la zona de Tirant-Fornells (Norte de Menorca, Illes Balears): un modelo de interacción eólica y aluvial. In: Flor, G., Flor-Blanco, G. i Pando González, L.A. (Eds.). VII Jornadas de Geomorfología Litoral, Oviedo. *Geo-Temas*, 14: 123-126.
- Pomar, F., Del Valle, L., Fornós, J.J. i Gómez-Pujol, L. 2015. Registro sedimentario litoral del Pleistoceno en las Islas Balears (Mediterráneo occidental): implicaciones paleoclimáticas. VIII Jornadas de Geomorfología Litoral. *GeoTemas*, 15: 65- 68.
- Pomar, F., Fornós, J.J., Gómez-Pujol, L. i Del Valle, L. 2013b. Noves aportacions sobre la interferència entre dunes costaneres i ventalls al·luvials durant el Pleistocè Superior: l'exemple del ventall al·luvial del Caló (Artà, Mallorca, Illes Balears). In: Pons, G.X., Ginard, A., i Vicens, D. (Eds.). *VI Jornades de Medi Ambient de les Illes Balears*. Ponències i Resums. Soc. Hist. Nat. Balears. Palma: 86-89.
- Pye, K. i Tsoar, H. 2009. *Aeolian Sand and Sand Dunes*. Springer-Verlag. Berlin Heidelberg. 458 pp.
- Riba, O. 1997. *Diccionari de Geologia*. Institut d'Estudis Catalans. Enciclopèdia catalana: 1407.
- Rickenmann, D. i Scheidl, C. 2013. Debris-Flow Runout and Deposition on the Fan. In: Schnewly-Bollschweiler, M., Stoffel, M. i Rudolf-Miklau, F. (Eds.) *Dating Torrential Processes on Fans and Cones*, Advances in Global Change Research, 47. Springer: 75-93.
- Ritter, J.B., Miller, J.R. i Husek-Wulforst, J. 2000. Environmental controls on the evolution of alluvial fans in Buena Vista Valley, North Central Nevada, during the late Quaternary time. *Geomorphology*, 36: 63-87.
- Rodríguez-López, J.P., Liesa, C.L., Van Dam, J., Lafuente, P., Arlegui, L., Ezquerro, L. i De Boer, P.L. 2012. aeolian construction and alluvial dismantling of a fault-bounded intracontinental aeolian dune field (teruel basin, Spain), a continental perspective on late pliocene climate change and variability. *Sedimentology*, 59: 1536-1567.
- Rose, J., Meng, X. i Watson, C. 1999. Palaeoclimate and palaeoenvironmental responses in the western Mediterranean over the last 140 ka: evidence from Mallorca,

- Spain. *Journal of the Geological Society*, London. Vol. 156: 435-448.
- Scheepers, A.C.T. i Rust, I.C. 1999. The Uniab River Fan: an Unusual Alluvial Fan on the Hyper-arid Skeleton Coast, Namibia. In: Miller, A.J., Gupta, A. (Eds.): *Varieties of Fluvial Form*. John Wiley and Sons Ltd: 273-294.
- Seidl, M.A. i Dietrich, W.E. 1992. The problem of channel erosion into bedrock. *Catena* Suppl. 23: 101-124.
- Simpson, E.L., Hilbert-Wolf, H.L., Simpson, W.S., Tindall, S.E., Bernard, J.J., Jenesky, T.A. i Wizevich, M.C. 2008. The interaction of aeolian and fluvial processes during deposition of the Upper Cretaceous capping sandstone member, Wahweap formation, Kaiparouits basin, Utah, U.S.A. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 270: 19-28.
- Sklar, L.S. i Dietrich, W.E. 1998. River Longitudinal Profiles and Bedrock Incision Models: Stream Power and the Influence of Sediment Supply. In: Tinkler, K., Wohl, E.E. (Eds). *Rivers over rock. Fluvial processes in bedrock channels*. American Geophysical Union Geophysical Monograph, 107: 237-2.
- Sohn, M.F., Mahan, S.A., Knott, J.R. i Bowman, D.D. 2007. Luminescence ages for alluvial-fan deposits in Southern Death Valley: Implications for climate-driven sedimentation along a tectonically active mountain front. *Quaternary International*, 166: 49-60.
- Stock, J. i Dietrich, W.E. 2003. Valley incision by debris flow: Evidence of a topographic signature. *Water Resources Research*, 39: ESG11-ESG125.
- Stollhofen, H., Stanistreet, I.G., Von Hakge, C. i Nguno, A. 2014. Pliocene-Pleistocene climatic change, sea level and uplift history recorded by the Horingbaai fan-delta, NW Namibia. *Sedimentary geology*, 309: 15-32.
- Stone, A.E.C. i Thomas, D.S.G. 2013. Casting new light on Late Quaternary environmental and paleohydrological change in the Namib Desert: a review of the application of optically stimulated luminescence in the region. *Journal of arid Environments*, 93: 40-58.
- Stone, A.E.C., Thomas, D.S.G. i Viles, H.A. 2010. Late Quaternary paleohydrological changes in the northern Namib Sand Sea: New chronologies using OSL dating of interdigitated aeolian and water-lain interdune deposits. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 288: 35-53.
- Svendsen, J., Stollhofen, H., Krapf, C.B.E. i Stanistreet, I.G. 2003. Mass and hyperconcentrated flow deposits record dune damming and catastrophic breakthrough of ephemeral rivers, Skeleton Coast Erg, Namibia. *Sedimentary Geology*, 160: 7-31.
- Sweeney, M.R. i Loope, D.B. 2001. Holocene dune-sourced alluvial fans in the Nebraska Sand Hills. *Geomorphology*, 38: 31-46.
- Tarboton, D.G., Bras, R.L. i Rodríguez-Iturbe, I. 1991. On the extraction of channel networks from Digital Elevation Data. *Hydrological Processes*, 5: 81-100.
- Turner, B.R. i Makhlof, I. 2002. Recent colluvial sedimentation in Jordan: Fans evolving into sand ramps. *Sedimentology*, 49:1283-1298.
- Van Dijk, M., Kleinhans, M.G., Postma, G. i Kraal, E. 2012. Contrasting morphodynamics in alluvial fans and fan deltas: effect of the downstream boundary. *Sedimentology*, 59: 2125-2145.
- Ventra, D., Chong, G. i De Boer P.L. 2013. Colluvial sedimentation in a hyperarid setting (Atacama Desert, northern Chile): Geomorphic controls and stratigraphic facies variability. *Sedimentology*, 60: 1257-1290.
- Ventra, D. i Nichols, G.J. 2014. Autogenic dynamics of alluvial fans in endorheic basins: Outcrop examples and stratigraphic significance. *Sedimentology*, 61: 767-791.
- Viseras, C., Calvache, M.L., Soria, J.M. i Fernández, J. 2003. Differential features of alluvial fans controlled by tectonic or eustatic accommodation space. Examples from the Betic Cordillera, Spain. *Geomorphology*, 50: 181-202.