Revista de la Sociedad Geológica de España 28 (1)

ISSN (versión impresa): 0214-2708
ISSN (Internet): 2255-1379

MORFOLOGÍAS ESCALONADAS DE EROSIÓN EÓLICA Y DISOLUCIÓN QUÍMICA SOBRE LAS CALIZAS URGONIANAS EN LA PLAYA DE VALDEARENAS (SONABIA, CANTABRIA)

Stepwise morphologies caused by wind erosion and chemical weathering on Urgonian limestones from the Valdearenas beach (Sonabia, Cantabria)

Javier Elorza[1] y Rubén Higuera-Ruiz[2]

[1] *Departamento de Mineralogía y Petrología. Universidad del País Vasco, Apdo. 644; 48080 Bilbao. josejavier.elorza@ehu.es*
[2] *Departamento de Biología y Geología, Instituto de Educación Secundaria La Albericia, Avda. del Deporte s/n, 39011 Santander, Cantabria. ruben.higuera@ehu.es*

Abstract*: In the intertidal zone of the Valdearenas beach (Sonabia, Cantabria) protrude limestone blocks of the Urgonian-type facies (Aptian-Albian), that have suffered a prolonged and stepwise erosion process. Upon predominant karstified limestones several episodes of wind erosion and chemical solution overlap. The morphologies of wind erosion (ventifacts), such as bows, keels, grooves, pits and helical scores-pinnacles, indicate an abrasion generated by sand transported from the southeast. Straight rills, product of a special chemical solution associated with southeast winds are also found. These findings reveal new prevailing wind directions for the area, different from the ones deduced by others authors after studying existing climbing dunes. Wind abrasion, considered to be dominant from colder seasons (Little Ice Age?), remains active, although it is being relieved by a more aggressive chemical weathering, consistent with current humid temperate climate. In the supratidal zone, limestones show vertical forms (micro and mesokarren) of chemical solution, boosted by the abundant vegetation and rainfall (1046-1235 mm/year).*

Key words*: ventifacts, carbonate rocks, dynamic coastline, Holocene, Cantabria.*

Resumen: *En la zona intermareal de la playa de Valdearenas (Sonabia, Cantabria), sobresalen bloques de calizas de facies urgoniana (Aptiense-Albiense), las cuales han sufrido un prolongado y escalonado proceso erosivo. Sobre las calizas, ya karstificadas, se superponen varios episodios de erosión eólica y disolución química. Las morfologías de erosión eólica (ventifactos), como proas, quillas, surcos, picaduras y muescas helicoidales-pináculos, indican una abrasión por arenas transportadas desde el sureste. También, se producen canalillos rectilíneos, producto de una especial disolución química asociada con el efecto erosivo de arenas procedentes del mismo cuadrante. Estos hallazgos revelan nuevas direcciones de vientos dominantes para la zona, diferentes de las deducidas por otros autores después de estudiar las dunas remontantes existentes. La abrasión eólica, aunque debió ser dominante en épocas más frías (¿Pequeña Edad de Hielo?), se mantiene activa y está siendo relevada por una disolución química más agresiva, en consonancia con el actual clima templado y húmedo. En la zona supramareal, las calizas concentran formas verticalizadas (meso y microlapiaces) de disolución química, favorecidas por la vegetación y las abundantes lluvias actuales (1046-1235 mm/año).*

Palabras clave*: ventifactos, rocas carbonatadas, dinámica litoral, Holoceno, Cantabria.*

Elorza, J. e Higuera-Ruiz, R. (2015): Morfologías escalonadas de erosión eólica y disolución química sobre las calizas Urgonianas en la playa de Valdearenas (Sonabia, Cantabria). *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 28(1): 25-39.

En determinadas playas disipativas de la cornisa Cantábrica (Cantabria y País Vasco), las zonas inter y supramareales presentan numerosos bloques de calizas-dolomías karstificadas en facies Urgoniana (Aptiense-Albiense), que sobresalen aislados por encima de la superficie arenosa. En estos bloques ha sido reconocida una intensa abrasión eólica junto con una activa disolución química (Ábalos y Elorza, 2013; Elorza y Ábalos, 2013). El impacto de los vientos dominantes, cargados de arena siliciclástica, sobre los bloques calizos produce una reconocible abrasión eólica con la generación de numerosos tipos morfológicos, agrupados genéricamente con el nombre de ventifactos. Los ventifactos, bajo el punto de vista geomorfológico, se definen como elementos (fragmentos) rocosos de tamaños variables que muestran formas facetadas bien definidas y pulidas. Los constituidos por una faceta erosionada y otra sin superficie abrasiva son llamados *einkanter*, mientras que los conformados por tres facetas separadas mediante tres aristas (normalmente con una forma piramidal vista en planta) son conocidos como *dreikanter* (Evans, 1911). Los ventifactos también se generan sobre amplias superficies rocosas fijas consideradas como "estructuras de abrasión en protrusiones rocosas autóctonas". Ambas situaciones son producto de la abrasión superficial inducida por las arenas transportadas en un régimen de saltación-reptación (Greely e Iversen, 1985; Knight, 2008).

Los ventifactos son habituales en todo tipo de ambientes, como los desérticos, periglaciares, montañosos o costeros, siempre y cuando dispongan de suficiente arena abrasiva y viento con direcciones y velocidades sostenidas (Laithy y Bridges, 2013). Son observables también en la superficie de Marte, según las imágenes enviadas ya desde los años 70 por el *Viking Lander* y, más recientemente, por la misión *Pathfinder (Sojourner, Spirit, Opportunity y Curiosity rovers)*, siendo uno de los procesos erosivos más importantes de Marte (McCauley *et al.,* 1979; Laity y Bridges, 2009; Bridges y Laity, 2013). Así, se presentan ventifactos en rocas de composición basáltica, con variadas morfologías (facetas, picaduras, surcos), similares a las formadas en la Tierra, mientras que sus dunas, con un alto flujo de arena, son comparables a las dunas reconocidas en *Victoria Valley*, Antártida (Bridges *et al.,* 2013) (más información en Thomson *et al.,* 2008; Laity y Bridges, 2013).

Existen también estudios experimentales sobre la formación de ventifactos, que han considerado el efecto de variables tales como el tipo de material, la duración del ataque, las direcciones del impacto (Bridges *et al.,* 2010), y modelizaciones sobre la actividad erosiva de los granos de arena rebotando dentro de cavidades preexistentes (Várkonyi y Laity, 2012). El examen textural por medio del microscópico electrónico de barrido (MEB) ha sido utilizado por autores como Whitney (1979), Torcal *et al.* (1984), Bridges *et al.* (2004) y Sellier (2006), entre otros.

En las zonas litorales, los ventifactos formados sobre cantos son de dimensiones muy variables, como ha sido sobradamente reconocido y registrado en la bibliografía específica. Se identifican en bloques erráticos con litologías muy diferentes (calizas, doleritas, granitos, cuarcitas y diamictitas), acumulados en un momento postglacial (post-13ky BP) en *Gweebarra Bay* (Noroeste de Irlanda), siendo más evidentes en las litologías de grano fino (Knight, 2005). También son mencionadas en las calizas y cuarzodoleritas en Northumberland, Inglaterra (Braley y Wilson, 1997), en las costas de Escocia (Wilson *et al.,* 2002a), en las doleritas del Lago Sulivan, Malvinas (Wilson *et al.,* 2002b), en peridotitas ultramáficas y rocas ígneas máficas, tipo diabasa, en *Taylor Valley*, Antártida (Gillies *et al.,* 2009) y en el basamento granítico de *Mason Bay*, Stewart Island, Nueva Zelanda (Bishop y Mildenhall, 1994).

En la cornisa Cantábrica se han descrito ventifactos sobre superficies rocosas en la zona litoral de Noja (Cantabria) y Laida (País Vasco) (Ábalos y Elorza, 2013; Elorza y Ábalos, 2013). En estas áreas convergen varios factores favorables para su desarrollo sobre las superficies de los bloques: a) un régimen de vientos bien definido y mantenido en el tiempo; b) suficiente disponibilidad de arena abrasiva (suelta, sin humedad), de composición mayoritariamente cuarcítica; c) litologías favorables a la abrasión, que incluyen calizas y dolomías de facies Urgoniana, y d) la presencia pautada de numerosos afloramientos rocosos, sobresaliendo en las zonas supra e intermareal de las playas actuales. En este trabajo caracterizamos, por primera vez, morfologías eólicas sobre los bloques calizos dispersos en la zona inter y supramareal de la playa de Valdearenas (Sonabia, Cantabria). Los ventifactos identificados incluyen las denominadas proas *(bows)* y quillas *(keels)* enfrentadas a vientos procedentes del Sureste, además de surcos *(grooves)* ligeramente ascendentes que tapizan superficies facetadas, picaduras *(pits)*, muescas helicoidales *(helical scores)* y pináculos *(pinnacles)* horizontales, todas ellas con un pulido y brillo característico. También, prestamos atención al desarrollo de los canalillos *(rills)* con trazados rectilíneos, de diferente génesis a las geoformas anteriores, pero convergentes con ellas. En las zonas supramareales, protegidas del impacto directo de las olas, es habitual la formación de lapiaces de pequeña escala con las paredes subverticales *(rillenkarren)*, formas de contornos redondeados *(rundkarren)* y cuencas de disolución *(kamenitza)* producto de la disolución superficial de las calizas por las aguas meteóricas.

Contexto geográfico y geológico

La playa disipativa y dunas de Valdearenas (Sonabia, E de Cantabria), se corresponden con un pequeño espacio natural de dirección aproximada Noroeste-Sureste, perteneciente a los municipios de Castro Urdiales y Liendo (Figs. 1A-B). Los fuertes resaltes calizos, coronados por la Peña Candina (489 m, Fig. 2A) emplazada al Oeste, no protegen suficientemente la playa y queda en gran parte abierta al oleaje dominante del Noroeste, mientras que se mantiene resguardada del resto de vientos y marejadas ocasionales procedentes de otras direcciones. Presenta una zona intermareal cuya longitud es de 215 metros y una anchura media de 125 metros, que es donde se concentran los bloques calizos objeto de estudio (43º 24´ 45´´ N; 3º 20´05´´ O). En la etapa estival la zona supramareal aumenta su superficie y alcanza dimensiones superiores a 60 metros de longitud

Fig. 1.- A: Localización geográfica de la zona costera oriental de Cantabria, con las localidades mencionadas en el texto. Ontón, señalado con la flecha blanca, queda fuera de los límites de la foto. B: Localización aérea de la playa de Valdearenas (Sonabia) junto con las dunas remontantes dispuestas sobre las calizas karstificadas del Albiense inferior en facies Urgoniana.

por 150 metros de anchura, hasta contactar con los campos eólicos existentes al Sur. Las dunas remontantes, ahora fijadas por la vegetación, solamente se disponen al Oeste de la playa, pueden alcanzar una altitud de 80 metros desde el nivel del mar y cubren una superficie superior a las 10 ha (100.000 m^2) (Figs. 2A; 3A-E).

Bajo el punto de vista geológico, la playa está limitada por una falla que separa las calizas masivas que conforman la Peña Candina al Oeste, asignados a "Calizas con rudistas y orbitolinas" (litología nº 7 en la leyenda de la Hoja Geológica 36, Castro-Urdiales; Olivé Davó y Ramírez del Pozo, 1982), de edad Aptiense medio - Albiense inferior (Figs. 2A; 3F-G), frente a los dispuestos en la zona Este de la playa (paraje Cabanas) denominadas "Calizas arcillosas con espículas" (asignado con el nº 8 en la misma leyenda) de edad Albiense medio-Cenomaniense inferior y con buzamientos de 15º-30º al Sureste (Figs. 2B; 3H). Estas últimas calizas son más tableadas con rasgos de estilolitización y con abundantes nódulos de sílex, que sobresalen de la masa caliza por su mínima disolución. Todo el conjunto litológico mencionado pertenece a las facies Urgonianas y ha sido plegado por la orogenia Alpina, condicionada por la halocinesis de las sales del Keüper visibles más al Oeste (Playas de San Julián y Laredo).

Más recientemente, Rosales (1995) en su tesis doctoral establece que durante el Albiense inferior se produjo, mediante fallas distensivas sinsedimentarias, el llamado surco de Sonabia. Los materiales de plataforma de Peña Candina, constituidos en su parte superior por calizas bioclásticas con nódulos de sílex (Secuencia Deposicional 5, SD 5), quedan en contacto con los materiales del surco por una superficie de erosión y *hardground* (E_1) con intensa nodulización, concentración de belemnites e incrustación de esponjas, serpúlidos y ostreidos. Los rellenos del surco están constituidos por una serie (S1), generada en un ambiente estuarino relativamente profundo, conformado por calcarenitas margosas con esponjas, calcarenitas bioclásticas de grano grueso interestratificadas con margas (calcarenitas con laminación ondulada, *wavy*), calcarenitas limosas de grano fino con estratificación ondulada, hasta llegar a su parte final con diez episodios de niveles de resedimentación, denominados D1-D10. Todo el conjunto supera los 50 metros de potencia. Es en estas calizas bioclásticas pertenecientes a SD 5 y las calcarenitas de la zona basal del Surco de Sonabia, donde se han generado las morfologías de abrasión eólica y disolución química tratadas en este artículo.

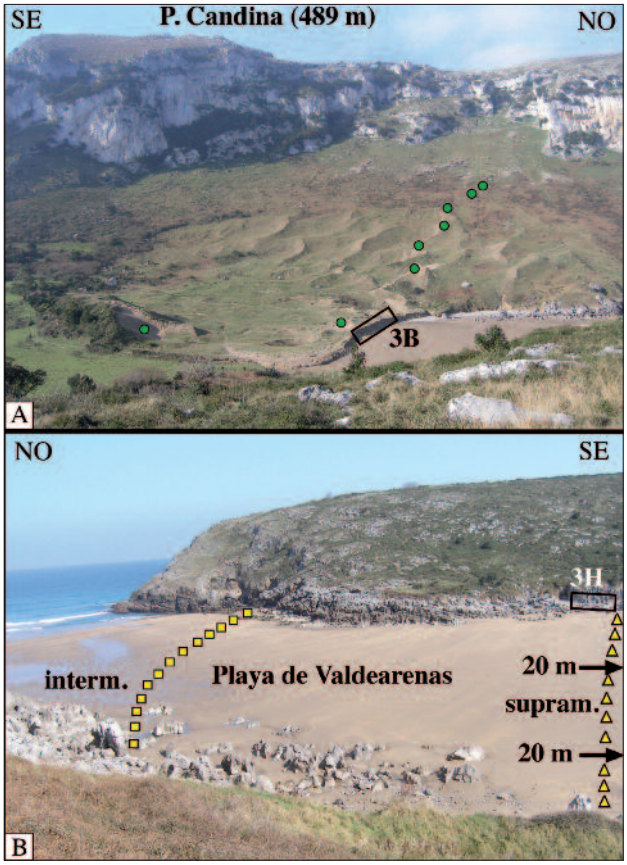

Fig. 2.- A: Vista de la parte oriental de la playa Valdearenas, con las dunas remontantes vegetadas y los farallones calizos de Peña Candina (489 m). Los puntos (en verde) señalan la localización del doble muestreo realizado en las dunas. El rectángulo en negro corresponde a la Fig. 3B. B: Vista de la parte occidental de la playa con calizas tableadas ligeramente inclinadas y sin dunas. Los cuadrados y triángulos en amarillo señalan el muestreo efectuado en las zonas intermareal (interm.) y supramareal (supram.), respectivamente. Por los límites de la fotografía, los triángulos en amarillo deben retirarse unos 20 m en paralelo (flechas negras), hacia el Sur para situarlos en la zona supramareal propiamente dicha.

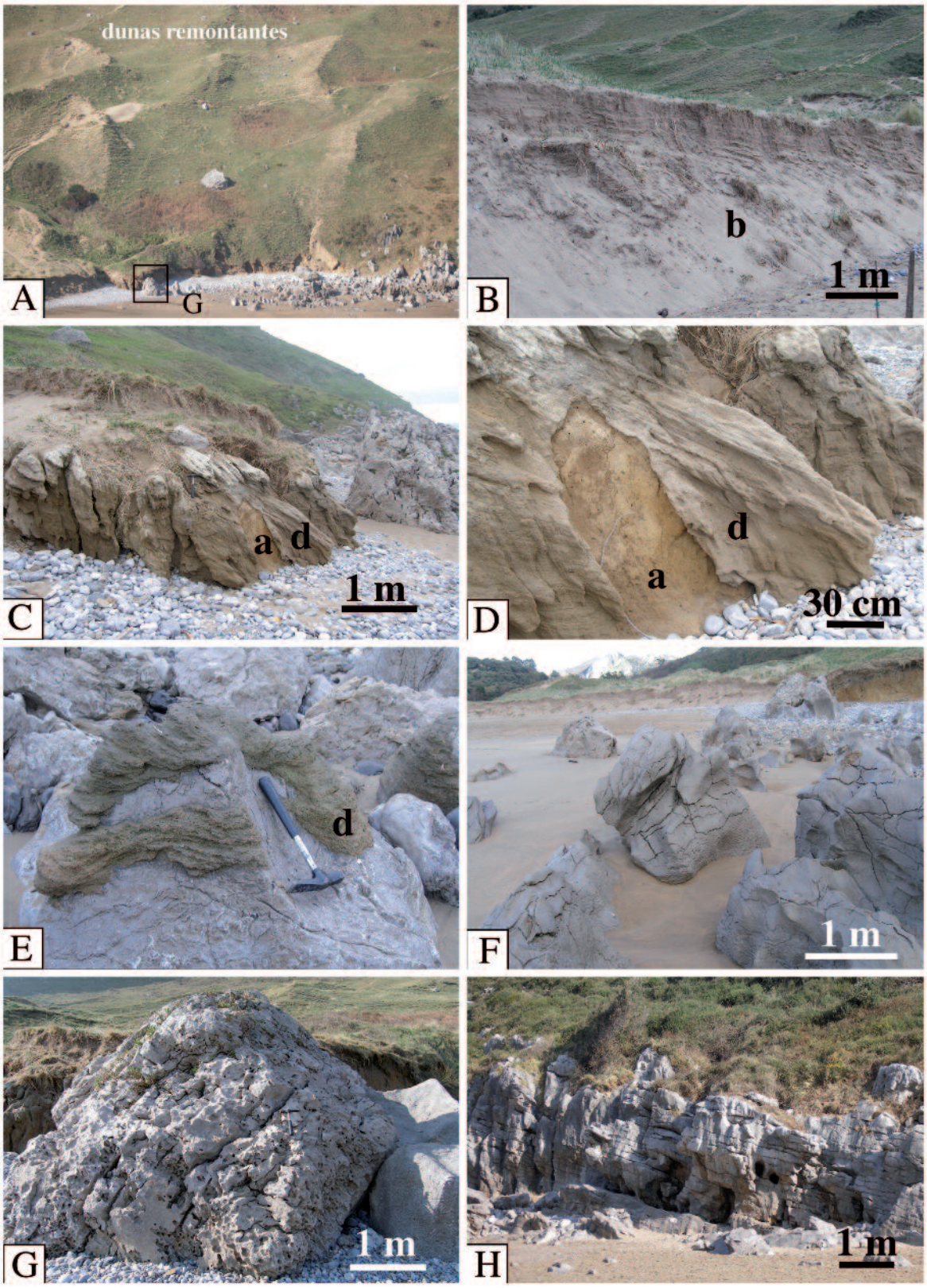

Fig. 3.- A: Detalle de las dunas remontantes vegetadas con bloques desprendidos de Peña Candina y bloques karstificados residuales en la playa. El cuadrado G, corresponde a la Fig. 3G. B: Zona de berma (b), por contacto de cordones dunares y playa después de un fuerte temporal. C: Aspecto general de depósitos de arenas masivas amarillas (a), recubiertas por arenas dunares (d) cementadas, conservando su estructura interna. D: Detalle de la Fig. 3C, con la visión de arenas masivas amarillas (a) y la cubrición por las arenas dunares (d), con una clara disposición de las láminas al noreste. E: Restos de arenas dunares suficientemente cementadas para mantenerse adheridas sobre los bloques de calizas karstificadas. F: Bloques de caliza masiva profundamente karstificados, enclavados en la zona occidental de la playa. G: Bloque desprendido de caliza de Peña Candina, con formaciones de *sidewall-tafoni*. H: Calizas tableadas con un suave buzamiento y signos de karstificación recubiertas parcialmente por vegetación situadas en la parte oriental de la playa y muy próximas a los ventifactos. En la Fig. 3E el mango de la piqueta mide 28 cm.

Materiales y procedimientos analíticos

Aparte de las observaciones y reconocimientos realizados sobre el terreno, se han tomado para su estudio en el laboratorio, un limitado número (n=10) de muestras rocosas con las superficies afectadas por erosión eólica o por disolución química, además de las arenas de la zona intermareal, supramareal y de las dunas remontantes (n=59). En la parte occidental de la playa de Valdearenas se han recogido muestras de calizas compactas de grano fino y de la parte oriental muestras de calcarenitas bioclásticas. La observación petrográfica se ha realizado con un microscopio óptico trinocular de luz transmitida (Olympus BH2 UMA) en los laboratorios de la Universidad del País Vasco (UPV/EHU), y con un microscopio con cámara digital incorporada (DS-L1, Nikon Eclipse E600 POL) en el Museo Nacional de Ciencias Naturales de Madrid. La determinación del contenido en $CaCO_3$ (%) de las diferentes litologías y sedimentos arenosos muestreados (siguiendo los fundamentos del método de Bernard), se ha realizado con el «Calcímetro Automático» fabricado por *Aquitaine Technique Innovation* (Burdeos), con una fiabilidad de 4% (Laboratorio Petrología Sedimentaria, UPV/EHU). En los Servicios Generales de Investigación (SGIker) de la UPV/EHU, se han efectuado análisis por difracción de rayos X (DRX) de las muestras en polvo de las diferentes calizas y de las arenas con un difractómetro Phillips PW 1710, dotado con anticátodo de Cu y monocromador de grafito. Para la caracterización morfológica de los granos de cuarzo y de las superficies de abrasión, se ha utilizado un microscopio electrónico de barrido (MEB), modelo JEOL JSM-T 220, con filamento de wolframio, que lleva incorporado un equipo fotográfico GEOL UHR. Las condiciones operativas han sido de 20 kV y $6x10^{-9}$ A.

Características del agente abrasivo (arenas)

Las arenas de la playa de Valdearenas, de tonos cremas-amarillentos, son el agente abrasivo necesario y único para la efectiva acción erosiva del viento que las transporta, por reptación y fundamentalmente por saltación, sobre las rocas allí existentes. En la cornisa Cantábrica se considera que los sedimentos arenosos de los estuarios y playas forman parte de los aportes de arenas-limos y arcillas, que los cortos ríos cercanos suministran desde la vertiente Cantábrica a la plataforma marina. Estos aportes son transportados por la deriva local hacia el Este, junto con los fragmentos producidos por la erosión de los acantilados y de la misma plataforma, completándose con los restos de caparazones calcáreos marinos (Galparsoro *et al.,* 2010).

Flor y Martinez-Cedrún (1991), en su pormenorizado estudio morfológico y sedimentológico de las dunas de Sonabia, determinaron que las arenas de la playa de Valdearenas, tienen una composición mixta (siliciclástica-carbonatada), con valores medios de 73,5 % en $CaCO_3$ (n= 64) y para las dunas de 73,22% (n=116). Para este trabajo hemos realizado un análisis calcimétrico a lo largo de dos transectos paralelos a la línea de marea alta, que aporta unos valores medios ligeramente más bajos: en la zona intermareal *(foreshore)* 68,7±2,5% $CaCO_3$ (n = 13) y supramareal *(backshore)* 67,1±2,7% $CaCO_3$ (n= 10) (Figs. 2B y 4, Tabla I). También, hemos muestreado las dunas remontantes (Fig. 2A), tomando, en ocho estaciones, muestras superficiales y a 25-30 cm de profundidad (n= 16), se han determinado valores medios de 67,3 ± 3% $CaCO_3$ y de 70,7 ± 5,6%, $CaCO_3$, respectivamente (Fig. 4, Tabla I). Contrastan estos altos valores medios de carbonato con los bajos valores medios (26,7 ± 1,6% $CaCO_3$) obtenidos más al Oeste en las arenas supramareales de la playa de Trengandín de Noja, Cantabria (Ábalos y Elorza, 2013), y los valores medios de 19,5± 0,4% $CaCO_3$ obtenidos más al Este, en la zona intermareal de la playa Laida, Bizkaia (Elorza y Ábalos, 2013) (Fig. 4A). La fracción carbonatada, visible con lupa binocular, procede de la fragmentación de las conchas de bivalvos, gasterópodos, equínidos y algas calcáreas presentes en la biota litoral, mientras que la fracción siliciclástica se corresponde con cantos irregulares y angulosos de cuarzo, junto con pequeños cuarzos idiomorfos minoritarios, característicos de las evaporitas y arcillas del Keüper que afloran más al Este (Ensenada de la Yesera, Playa de San Julián) (Fig. 4B).

Arenas playa supramareal NOJA	%CaCO3	Arenas playa intermareal LAIDA	%CaCO3	Arenas playa supramareal SONABIA	%CaCO3	Arenas playa intermareal SONABIA	%CaCO3	Arenas duna s.e. SONABIA	%CaCO3	Arenas duna s.i. SONABIA	%CaCO3
NO-1	30,1	LA-1	19,4	SO-1	67,9	SO-P1	66,8	SOW-1	62,7	SOW-1 (int.)	63,7
NO-2	28,5	LA-2	20,3	SO-2	70	SO-P2	68,8	SOW-2	64,1	SOW-2 (int.)	69,6
NO-3	26,6	LA-3	19,3	SO-3	70,6	SO-P3	71,7	SOW-3	68,7	SOW-3 (int.)	76,2
NO-4	27,4	LA-4	19,5	SO-4	69,3	SO-PI1	64,2	SOW-4	67,4	SOW-4 (int.)	76,8
NO-5	25,6	LA-5	19,6	SO-5	62,8	SO-PI2	67,7	SOW-5	66,3	SOW-5 (int.)	66,7
NO-6	24,8	LA-6	19,8	SO-6	62,4	SO-PI3	64,6	SOW-6	71,7	SOW-6 (int.)	75,6
NO-7	25,7	LA-7	18,9	SO-7	67,5	SO-PI4	67	SOW-7	66,9	SOW-7 (int.)	63,6
NO-8	25,6	LA-8	19,5	SO-8	66,9	SO-PI5	70,9	SOW-8	70,5	SOW-8 (int.)	73,6
NO-9	25,6	LA-9	18,9	SO-9	66,5	SO-PI6	71,6				
NO-10	27,3	LA-10	19,6	SO-10	67	SO-PI7	71,1				
						SO-PI8	69,1				
						SO-PI9	70,7				
						SO-PI10	68,9				
VALOR MEDIO	**26,7±1,6**		**19,5±0,4**		**67,1±2,7**		**68,7±2,5**		**67,3±3**		**70,7±5,6**

Tabla I. Valores y valores medios del contenido en carbonato cálcico (% $CaCO_3$) de las arenas de playa (Noja, Laida y Sonabia) y de las arenas tomadas en la superficie externa (s.e.) y a unos 25-30 cm de profundidad (superficie interna, s.i.) de las dunas de Sonabia. Nótese las relevantes diferencias en el contenido de carbonato cálcico de las arenas de Sonabia en relación a las arenas de Noja y Laida.

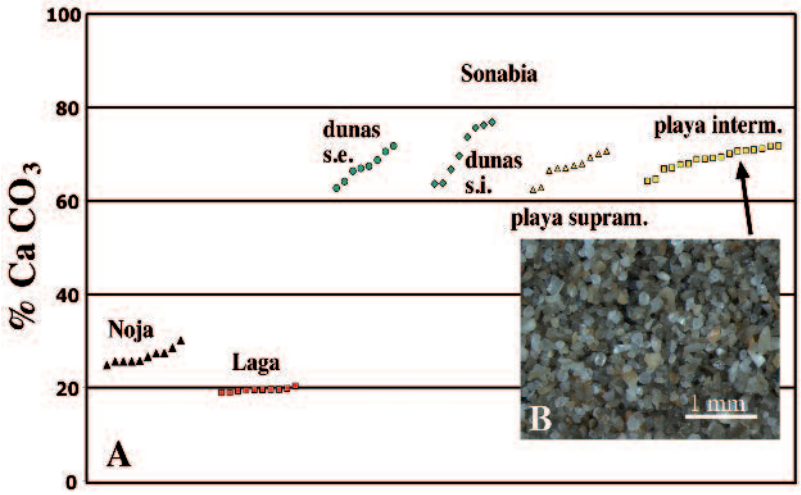

Fig. 4.- A: Contenidos ordenados en % $CaCO_3$ de las arenas de la playa de Noja y Laga frente a los de las arenas de playa inter y supramareales, y valores correspondientes a la superficie externa (s.e.) y superficie interna (s.i.) de las dunas remontantes de Valdearenas (Sonabia). B: Aspecto general visto por lupa de las arenas muestreadas en la zona intermareal de Valdearenas.

Características termopluviométricas y régimen de vientos

A partir de los valores estadísticos de temperatura y precipitación recopilados en la franja litoral de Cantabria, el clima puede asimilarse al tipo **Cbf** en la clasificación de Köppen (McKnight y Hess, 2000). Este tipo corresponde a un clima oceánico o atlántico templado (**"b"**) y húmedo (**"f"**) porque las temperaturas medias sobrepasan los 10 °C al menos cuatro meses al año (aunque el verano es fresco, pues en el mes más cálido no se superan los 22 °C de media) y porque las precipitaciones medias (≈ 1200 l/m^2), son relativamente constantes a lo largo del año. A falta de una estación específica termométrica-pluviométrica en Oriñón-Sonabia, se puede considerar que las precipitaciones y temperaturas son similares a las registradas por las estaciones termopluviométricas más próximas. Ancell y Célis, (2013) publicaron una recopilación de estos datos para los periodos: 1951-1980 y 1981-2010. Para este estudio se han agrupado los datos registrados en las estaciones de Laredo, Santoña, Treto y Ontón, todas ellas a menos de 15 km de Sonabia (Fig. 1). Así, la cantidad total de lluvia media anual durante el periodo 1981-2010, alcanza los 1086 mm/año en Santoña, mientras que en Laredo es de 1046 mm/año, de 1051mm/año en Ontón, para subir en Treto a 1235 mm/año. Respecto a la temperatura, durante este mismo periodo, los valores medios anuales alcanzan los 14,1 ºC en Treto, y suben a 14,5 ºC en Santoña y Ontón. Carecemos de datos termopluviométricos de la estación de Castro Urdiales para estos periodos (Tabla II). Resulta de interés comentar las variaciones obtenidas al comparar dos periodos como el de 1951-1980 frente al de 1981-2010, donde la temperatura media anual en Cantabria (zona costera y montañosa) fue de 12,42 ºC frente a 12,87 ºC y cómo la precipitación media anual fue de 1333 mm/año frente a los 1209 mm/año, respectivamente. Es decir que el periodo 1981-2010 ha resultado ser 0,45 ºC más cálido y las precipitaciones han sido inferiores en un 10% menos, indicativo todo ello de una tendencia hacia una mayor aridez (Tabla II).

Respecto al régimen de vientos, Viedma-Muñoz (2005) caracteriza la dirección de los vientos dominantes en la cornisa cantábrica con datos obtenidos en los observatorios de Santander, Sondika (Bizkaia), Monte Igueldo y Fuenterra-

Valores pluviométricos medios mensuales (Periodo 1981-2010)

Estaciones	Ene	Feb	Mar	Abr	May	Jun	Jul	Ago	Sep	Oct	Nov	Dic	Total Anual
Santoña	106	89	86	99	78	56	48	69	82	116	142	113	**1086 mm**
Treto	121	105	109	117	88	61	50	68	88	124	170	133	**1235 mm**
Laredo	97	83	81	93	83	58	47	66	85	105	135	113	**1046 mm**

Media pluviométrica anual en Cantabria (Periodo 1951-1980)	**1333 mm**
Media pluviométrica anual en Cantabria (Periodo 1981-2010)	**1209 mm**

Valores termométricos medios mensuales (1981-2010)

Estaciones	Ene	Feb	Mar	Abr	May	Jun	Jul	Ago	Sep	Oct	Nov	Dic	Media Anual
Santoña	9,9	10	11,6	12,5	15,1	17,7	19,6	20,1	18,6	16	12,5	10,6	**14,5 ºC**
Treto	9,3	9,4	11	12,1	15	17,5	19,5	19,8	18,2	15,7	12,1	10	**14,1 ºC**

Media termométrica anual en Cantabria (Periodo 1951-1980)	**12,42ºC**
Media termométrica anual en Cantabria (Periodo 1981-2010)	**12,87ºC**

Media anual de horas de sol en Santander Aerop. (1971-2000)	**1638 h.**
Media anual Humedad relat. en Santander Aerop. (1971-2000)	**75%**

Tabla II. Valores medios mensuales pluviométricos (mm) y termométricos (ºC) medidos en las estaciones cercanas de Santoña, Treto y Laredo, durante el período 1981-2010. Valores medios anuales (mm) y (ºC) durante los periodos 1951-1980 y 1981-2010 en Cantabria (Ancel y Célis, 2013). Media anual de horas de sol y de humedad relativa en Santander (aeropuerto), durante el período 1970-2000 (Datos de la Agencia Estatal de Meteorogía; http://www.aemet.es/es/serviciosclimaticos/datosclimatologicos/valoresclimatologicos).

bia (Gipuzkoa). En general, los vientos predominantes en Santander son durante todo el año de componente Oeste, variando en menor medida al Oeste-Noroeste (viento conocido como el "gallego"), mientras que rolan por efecto topográfico al Noroeste en la zona de Bilbao. Los vientos de componente Sur-Sureste, Sur-Suroeste y Sur (conocidos como "suradas") son también notables en la zona. Los vientos locales y moderados del Noroeste y Sureste (<10 m/s), se deben a las brisas marinas y terrales diarios, fundamentalmente durante la temporada estival sin lluvia. El fuerte viento habitual del Noroeste (>10 m/s), controlado por factores orográficos propios de la cornisa Cantábrica, resulta ser básicamente dominante y mayoritario. Sin embargo, debido al fenómeno Foehn también está presente un viento de componente Sureste. Este fenómeno produce de forma brusca un fuerte viento seco y muy caliente, con elevadas velocidades (>10 m/s), siendo su desplazamiento desde las zonas altas de la meseta castellana hasta llegar a la costa cantábrica (ver rosa de los vientos en Fig. 3 de Ábalos y Elorza, 2013). Dada la singular disposición de la playa de Valdearenas (alargada y encajonada entre dos fuertes resaltes rocosos), pueden quedar sustancialmente modificadas las direcciones y velocidades generales del régimen de vientos arriba mencionadas.

Morfologías erosivas en la Playa de Valdearenas (Sonabia)

Entre las geoformas (ventifactos) encontradas en los afloramientos rocosos de la zona inter y supramareal existen varias que son difíciles de asignar exclusivamente a la erosión eólica, puesto que seguramente han sido modificadas por disolución química y/o por la acción del impacto de las olas cargadas de arena. También es considerable el efecto de alteración provocado por las aguas meteóricas de escorrentía y la intensa actividad orgánica de *patellas* (lapas), *balanus* (bellotas de mar) y algas verdes instaladas en las superficies rocosas pertenecientes a la zona intermareal. Por todo ello, en los siguientes apartados se describen los rasgos morfológicos de las estructuras generadas netamente por erosión eólica y disolución química, aunque es evidente que se producen interacciones más complejas entre abrasión eólica, disolución química y actividad orgánica.

Por abrasión eólica

Las morfologías de este origen son las más interesantes, pues permiten confirmar la dirección dominante del flujo de viento de un pasado cercano comparado con el actual. Se localizan en zonas de extensión muy limitada, que unas veces quedan mejor expuestas, debido a la retirada de la arena de playa durante los temporales de invierno y otras son parcialmente cubiertas por la acumulación de arena en la temporada estival. Se han podido reconocer las formas de abrasión eólica que se describen a continuación.

Proas y quillas (bows y keels) *perpendiculares a la dirección del viento.* Son escasas y pueden estar retocadas por otros agentes meteóricos y por la acción de las mareas. Las proas (p) se presentan romas y subverticales o con una visible curvatura, aunque siempre se mantienen paralelas entre sí, encarando la dirección dominante del viento Sureste (Fig. 5A). Las quillas (q) son más agudas y de pequeñas dimensiones, parecen estar condicionadas por la orientación de las superficies expuestas del bloque rocoso (Fig. 5B). Aunque de pequeño tamaño (<mm), también se producen las picaduras *(pits*), consideradas como marcas de percusiones o impactos sobre las proas o superficies rocosas perpendiculares al viento dominante del Sureste y que aparentemente no evolucionan a tamaños mayores (Figs. 5A-C).

Surcos (grooves) *ascendentes e interdigitados.* Se disponen paralelos a la dirección de los vientos dominantes del Sureste. Forman numerosos conjuntos de acanaladuras rectilíneas con disposiciones alargadas que cubren una gran parte de las superficies rocosas inicialmente facetadas. Los surcos (g) se presentan abiertos por los dos lados y son de pequeño tamaño, excepcionalmente alcanzan 5-7 cm de longitud y 0,3-0,5 cm de anchura y ocasionalmente se interdigitan entre sí. La profundidad del canal/arista es <3 mm y su inclinación respecto a la horizontal es de pocos grados de ascenso hacia el Noroeste. Algunos de estos surcos pasan a ser acanaladuras *(flutes)* al quedar abiertos solamente por el lado de sotavento *(downwind).* El brillo, producido por un eficaz pulido, tanto de las zonas deprimidas como elevadas de los surcos es intenso, aunque al microscopio no aparece la pátina de barniz *(rock varnish)* característica en otros ventifactos (Dorn, 2007; Dorn y Krinsley, 2011). Las orientaciones de las superficies rocosas son determinantes para mayor o menor desarrollo de estas formas, puesto que a partir de una proa o quilla ya formada, se abren en abanico entre 60-70º, con direcciones siempre hacia el Noroeste (Figs. 5A-C).

Muescas helicoidales-pináculos subhorizontales (helical scores – pinacles*,* en el sentido de Viles y Bourke, 2007, pág. 18). Son formas complejas que se observan en bloques de calizas con las superficies frontales orientadas al Sureste. Con el choque frontal del viento cargado de arena, se produce inicialmente un efecto abrasivo complejo por acción de los remolinos generados por el paso de flujo laminar a turbulento. Las muescas helicoidales (mh, *helical scores*) resultantes pueden transformarse gradualmente a otras formas más evolucionadas conocidas como pináculos (pn) subhorizontales. En ambos casos las superficies sometidas a la abrasión presentan un pulido con brillo propio característico (Figs. 5B-C; 6A-B-D). Los pináculos reconocidos aquí están comparativamente menos desarrollados que los encontrados en las zonas de Noja (Cantabria) y Laida (Bizkaia), descritos en trabajos anteriores. No se han detectado morfologías abrasivas generadas por flujos de viento procedentes del Noroeste, como sucede en otros lugares de la cornisa Cantábrica en los que se han observado ventifactos. Esta circunstancia probablemente esta relacionada con las singulares características geográficas de la playa de Valdearenas que comentaremos más adelante.

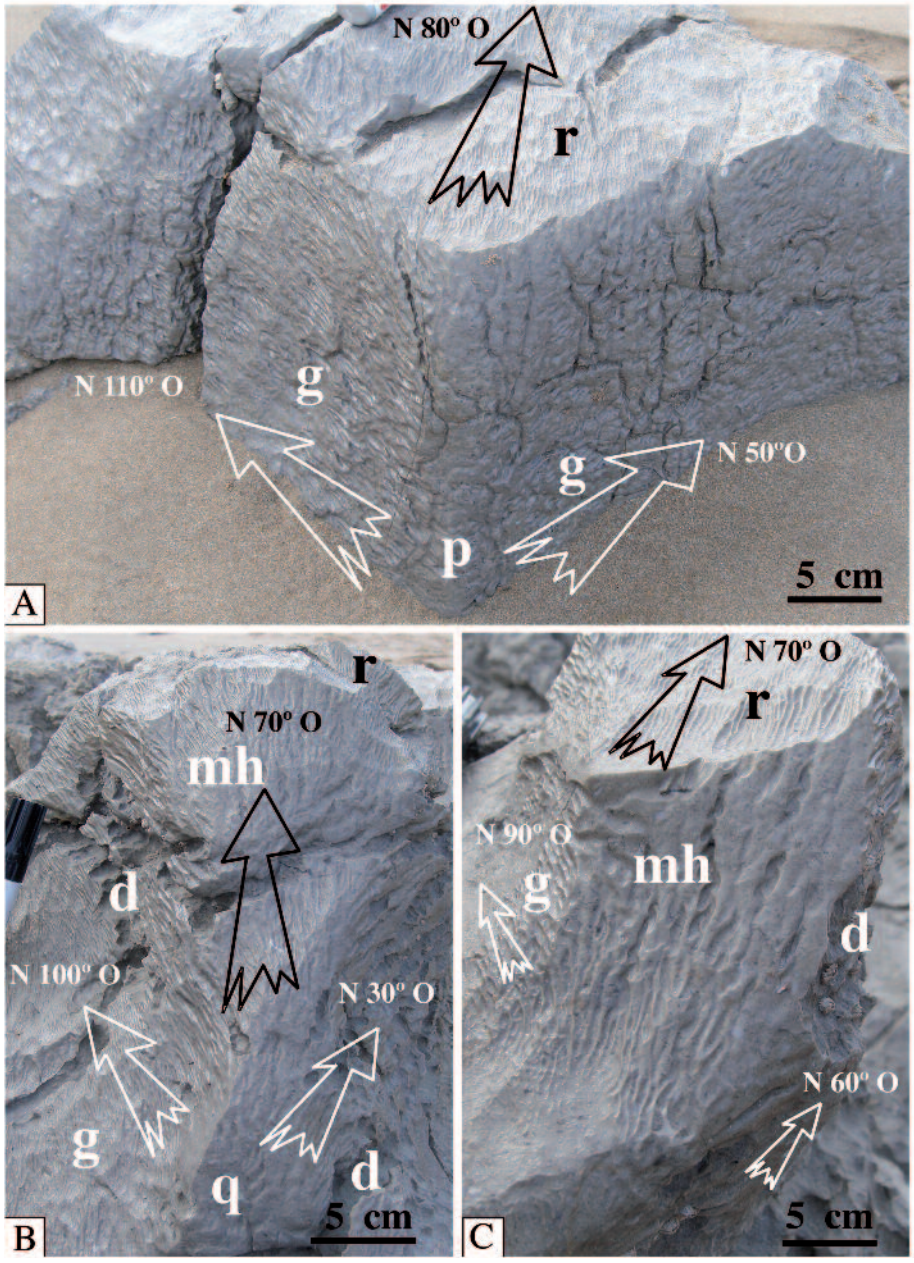

Fig. 5.- Ejemplos de erosión eólica y disolución química-abrasión en un bloque de caliza situado en la playa. A: Formación de una proa (p) roma vertical y surcos (*grooves*, g), formados por efecto de la bifurcación del viento (flechas blancas), con las direcciones apuntadas. En la parte superior se aprecia la generación de canalillos (*rills,* r) rectilíneos, producto de la acción de agua de rocío, arena y viento. La dirección del viento procede del Sureste (N 80º O). B: Ejemplo de quilla (q) en la parte inferior, con formación lateral de surcos (*grooves*, g) ascendentes (flechas blancas y direcciones señaladas), mientras que en la parte superior del bloque se dibujan inicios alargados de las llamadas muescas helicoidales (mh). Lateralmente se aprecia una fuerte disolución química (d), con formación de oquedades subredondeadas. C: Erosión eólica, con formas semejantes a las mostradas en la Fig. 5B, aunque son más marcadas las muescas helicoidales (mh), lateralmente pasan a surcos *(grooves)* ascendentes con las direcciones medidas. En la parte superior se genera una clara superficie de ruptura, y la formación de canalillos (*rills,* r) rectilíneos subhorizontales en dirección N 70º O (flecha negra). También hay evidencias de la etapa tardía de disolución (d).

Por disolución química (karstificación)

En esta zona, las morfologías generadas por disolución química (karstificación) se pueden encuadrar en dos grupos con diferentes condiciones de formación: canalillos rectilíneos y lapiaces.

Canalillos (rills) *rectilíneos.* En superficies planas y subhorizontales de las calizas masivas, a una cierta altura (< 50 cm), por encima del contacto con la arena de la playa, se observan los llamados canalillos *(rills,* r*)* de formas rectilíneas, sin apenas sinuosidad y tendentes a ser paralelos entre sí, con un pulido que produce un brillo notable. Forman un conjunto de finos canalillos de orden milimétrico, muy poco profundos y estrechos frente a los surcos o acanaladuras *(grooves, flutes)* laterales, más profundos, mencionados más arriba. Claramente tienen un proceso de formación diferente a las formas anteriores, ya que se produce una arista neta de separación entre ambas, aunque en algunos ejemplos podemos ver un paso entre las muescas helicoidales-pináculos inferiores y los canalillos (Figs. 5A-C; 6A-D). El trazado rectilíneo y subhorizontal de estos canalillos resulta novedoso y se cita por primera vez en la cornisa Cantábrica, frente a los canalillos laberínticos encontrados en superficies inclinadas descritos en Noja y Laida (Ábalos y Elorza, 2013; Elorza y Ábalos, 2013). Podemos clasificarlos como *rills* próximos al tipo 1 de los llamados *rillensteine* por Laudermilk y Woodford (1932).

Lapiaces. Las evidencias de disolución por aguas meteóricas, con formación de pequeños lapiaces rugosos y sin brillo, dominan sobre la abrasión a partir de una cierta altura en la zona supramareal, donde las olas y las arenas transportadas por el viento no alcanzan la superficie de caliza afectada. Aunque es esperable por su composición, resultan llamativas las diferencias erosivas existentes entre

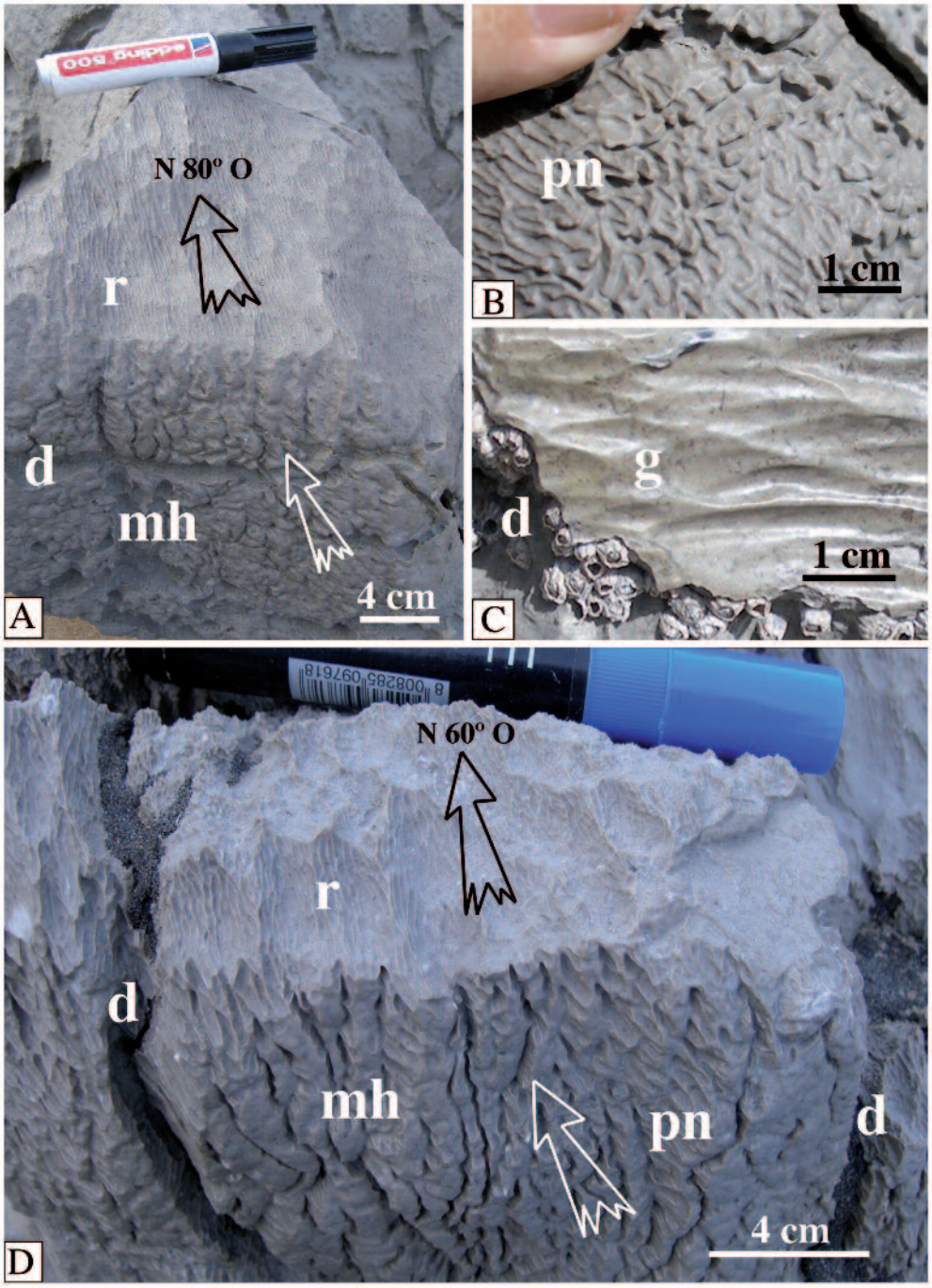

Fig. 6.- Diferentes ejemplos de detalle sobre erosión eólica y disolución química. A: Muescas helicoidales frontales (mh) dispuestas perpendicularmente al viento Sureste dominante (flecha blanca), separadas por una superficie de ruptura para dar paso a los canalillos *(rills, r)* rectilíneos subhorizontales de dirección N 80º O (flecha negra). B: Formas de pináculos (pn), procedentes de un mayor desarrollo de las muescas helicoidales. C: Detalle de los surcos (*grooves*, g), con un brillo característico. Las zonas más protegidas están colonizadas por las bellotas de mar (*balanus*). D: Aspecto general de las muescas helicoidales (mh), evolucionadas a formas pinaculares (pn). En la superficie subhorizontal quedan registrados los canalillos *(rills,* r*)* rectilíneos, con dirección N 60º O. Tanto la flecha blanca y negra indican la dirección del viento Sureste dominante.

los nódulos de sílex (s) sin apenas disolución y las superficies deprimidas de las calizas (Fig. 7A), todo ello es indicativo del dilatado tiempo de exhumación sufrido por estos afloramientos. En condiciones favorables son visibles los límites entre la disolución por aguas meteóricas, a favor de la gravedad, y las formas abrasivas eólicas de los surcos ascendentes, con una ligera pendiente (Fig. 7B). Dado que las formas observadas por el modelado kárstico son las habituales (*rillenkarren, rundkarren y kamenitza)* y están ampliamente divulgadas en la bibliografía, no creemos necesario incidir sobre ellas.

La etapa de disolución química, más intensa que la abrasiva, se superpone avanzando y destruyendo las morfologías iniciales. Son visibles tanto en la proximidad de los surcos *(grooves)* laterales (Figs. 5B-C; 6C) como en la zona de muescas helicoidales (Figs. 6A y D), muchas veces asociadas con la actividad algal y organismos como *patellas* y *balanus*. También las superficies subhorizontales, donde se aprecian canalillos rectilíneos y superficies con fuerte brillo, quedan afectadas por la agresividad de la meteorización química y orgánica (Figs. 7C-D).

De manera excepcional, en la parte occidental de la zona supramareal de la playa de Valdearenas, permanece un único bloque calizo con restos de corales, claramente desprendido de la parte superior de Peña Candina. El bloque muestra unas morfologías de disolución, abiertas fundamentalmente al Noreste y consideradas como *"sidewall tafoni*" en el sentido mencionado por Smith (2009), aunque los descritos por

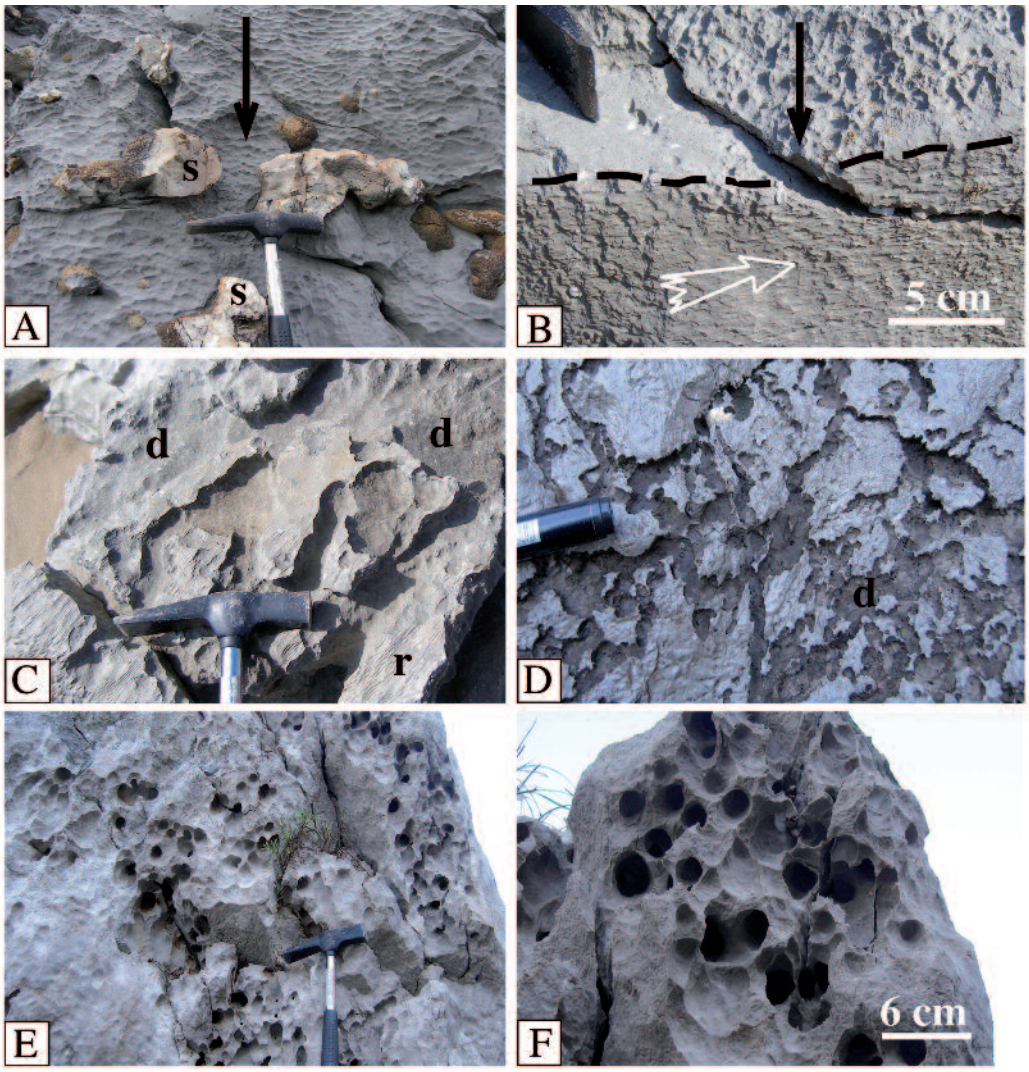

Fig. 7.- Diferentes ejemplos de disolución química asociada a la acción conjunta de las arenas y viento. A: Diferencias de la intensidad de disolución de caliza y sílex (s) por aguas meteóricas. Verticalización de la disolución en calizas, marcadas con flecha negra. B: Zona de contacto (línea negra discontinua), entre disolución química normal controlada por la gravedad (parte superior y flecha negra) y erosión eólica con surcos (*grooves)* con formas erosivas ascendentes (parte inferior y flecha blanca). C: Superficie residual, afectada disolución química (d) con grandes espacios corroídos y deprimidos, frente a los restos planos discontinuos con canalillos *(rills,* r*).* D: Inicios de disolución (d) con corrosiones profundas y actividad algal frente a una superficie brillante, por efecto de la erosión eólica. E: Conjunto de los llamados *sidewall-tafoni* en rocas calizas, con una fuerte agrupación. Se aprecia que los *sidewall-tafoni* están siendo afectados por la intensa disolución que sufre el conjunto del bloque calizo. F: Detalle de la figura anterior, con las formas parcialmente disueltas. El mango de la piqueta mide 28 cm.

este autor se generaron en rocas detríticas. Esta misma morfología en calizas ha sido encontrada más al Oeste, en la zona de Isla de Suaces, Playa de Ris (Noja, Cantabria), y fue descrita por Ábalos y Elorza (2013). Dado que su génesis es problemática y diferente a las formas que estamos tratando debe ser objeto de un estudio aparte, que intente enlazar esta singular morfología originada posiblemente en distinta edad y con un flujo de viento opuesto al reconocido para los ventifactos (Figs. 3G; 7 E-F).

Discusión

Las geoformas descritas (proas, quillas, surcos y muescas helicoidales-pináculos), no cabe duda que son propias de la abrasión eólica, como es aceptado en la numerosa bibliografía referenciada (Knight, 2008; Bridges y Laity, 2013). Respecto a los canalillos *(rills)* rectilíneos y subhorizontales, encontrados sobre las rocas urgonianas, es preciso comentar con más detalle los pasos necesarios para el proceso de formación propuesto. Laudermilk y Woodford (1932), en su estudio de los *rills* en regiones desérticas, invocan la necesidad de una película de agua con suficiente contenido en ácido carbónico como para producir una disolución inicial en la superficie rocosa, acrecentada posteriormente con las sucesivas lluvias y el viento como agente conductor de los restos de agua a través de las huellas formadas previamente. En el caso de los *rills* rectilíneos (no laberínticos) de la playa de Valdearenas, parece que esta idea puede ser verosímil, debido al efecto diario y repetitivo de: a) la alta humedad ambiental (Tabla II), inductora de la formación de una fina lámina de agua de condensación (rocío), capaz de ejercer un leve ataque de disolución y b)

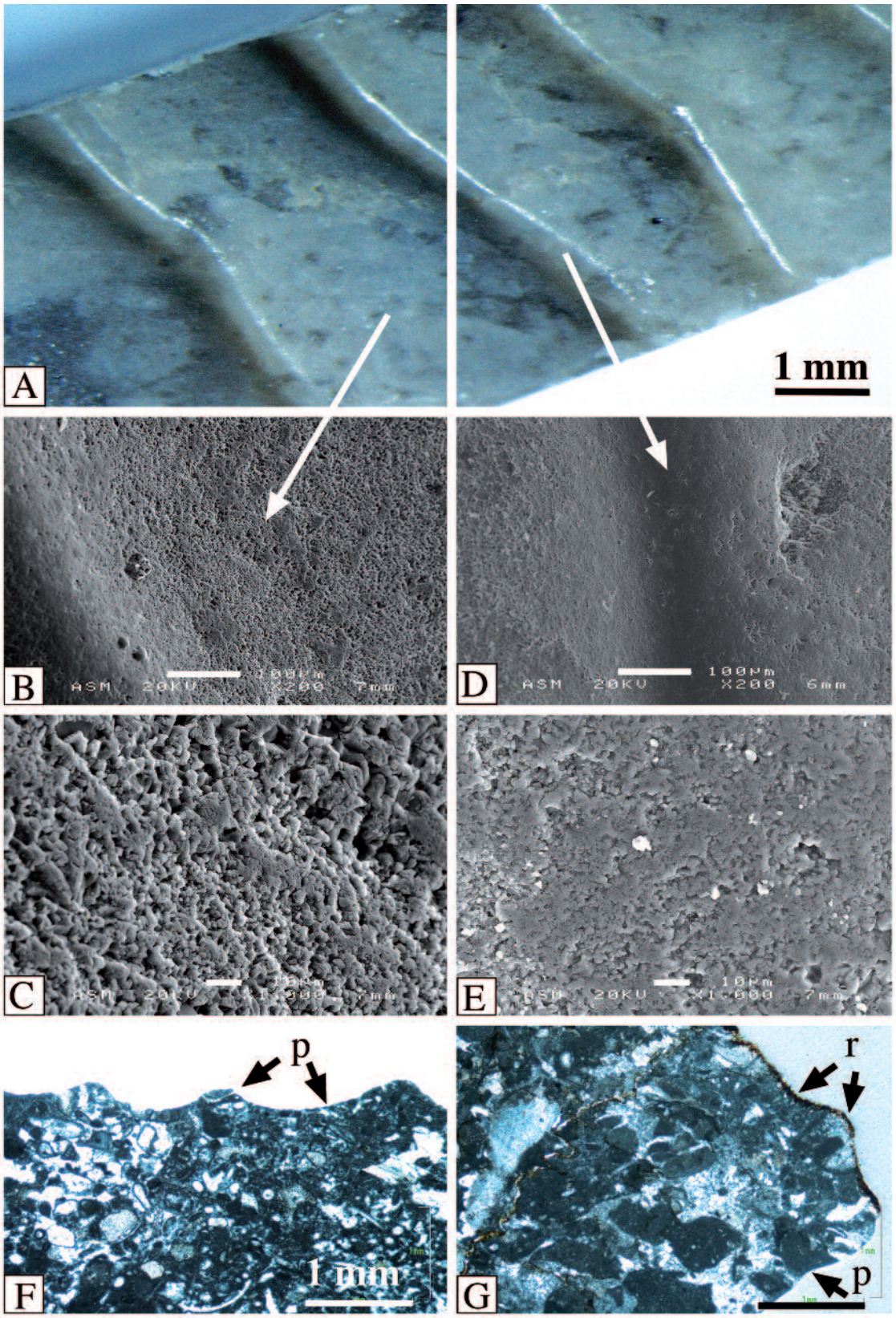

Fig. 8.- Diferentes aspectos de los canalillos (*rills)* rectilíneos. A: Disposición general de los canalillos vistos en lupa binocular, donde se aprecia un mayor brillo en las zonas de umbral frente a los surcos. B: Zona de surco con una clara disolución y formación de espacios vacíos, con la pérdida parcial del brillo. C: Detalle de la vista anterior. D: Zona de umbral, con una superficie continua sin apenas muestras de disolución. E: Detalle de la vista anterior. Las imágenes (B-D y C-E) han sido realizadas con el microscopio electrónico de barrido (MEB) y tienen la misma escala (x200 y x1000, respectivamente). F: Sección perpendicular de los canalillos (surcos y umbrales) formados en una roca bioclástica calcarenítica, donde se aprecia el pulido de los mismos (p), señalado por flechas negras (microscopio petrográfico, nícoles paralelos). G: Sección de una calcarenita bioclástica con los canalillos pulidos (p), frente a una zona rugosa (r) de umbral y surco atacada por la actividad algal, señalada por la flechas negras (nícoles paralelos). La barra negra corresponde a 1 mm.

el efecto del viento cargado de fina arena abrasiva procedente del Sureste, con el consiguiente deslizamiento de la lámina acuosa, evaporación y abrasión. De esta manera se pueden explicar las disposiciones rectilíneas de los *rills,* por el doble efecto mencionado, confirmado por la presencia de un brillo superficial, característico de la abrasión (Figs. 5A-C; 6A, D). Recordemos que la simple disolución por aguas meteóricas produce en las calizas una superficie rugosa y sin brillo. Las direcciones de los canalillos fluctúan desde N 60º O a N 80º O (Figs. 5A-C; 6A, C). Esta acción combinada de rocío-viento y arena parece que es especialmente sensible y también está condicionada por la horizontalidad de la superficie afectada. Un ligero cambio de pendiente lateral ejerce un claro control gravitatorio en el trazado de los canalillos, modificando en esa pequeña área la dirección, aunque no su morfología.

El examen detallado de los canalillos, mediante microscopia óptica convencional y microscopia electrónica de barrido (MEB), permite apreciar cómo en las zonas de surco el ataque químico llega a ser más intenso y produce disolución, con la aparición del entramado microcristalino de calcita y la consiguiente disminución en la intensidad del brillo (Figs. 8A-C); mientras que en las zonas de arista o umbral, la superficie ofrece una continuidad más uniforme y un brillo intenso (Figs. 8A, D-E). Estas observaciones refuerzan la interpretación del origen de los canalillos rectilíneos y subhorizontales comentada más arriba. También son perceptibles los efectos de la actividad orgánica, donde apreciamos canalillos pulidos (p), y la formación de una incipiente rugosidad (r), al ser atacados por la actividad de microalgas, tanto en los surcos como en los umbrales (Figs. 8F-G). Todo ello prueba, como se discute más abajo, que el actual clima templado y húmedo está propiciando un aumento de la disolución química frente a la abrasión mecánica, que estaría en recesión.

Procedencia de los vientos

En cuanto a la procedencia de los vientos generadores de la abrasión eólica, todas las geoformas descritas indican una componente fundamental del Sureste, sin que se haya reconocido geoforma alguna producida por vientos del Oeste-Noroeste (con la salvedad de los mencionados *sidewall tafoni,* no tratados por los motivos mencionados más arriba). Esta ausencia resulta llamativa, dado que los vientos del Noroeste son los dominantes en la actualidad (y probablemente lo fueron también en el pasado) en la zona estudiada y que, en otras zonas próximas de la cornisa Cantábrica, coexisten las dos direcciones Oeste-Noroeste y Sureste, reflejadas en los ventifactos.

Entendemos que ventifactos generados por vientos procedentes del Oeste-Noroeste pudieron formarse en otros momentos del pasado reciente, cuando la línea de costa estaba más alejada y los bloques calizos objeto de estudio se disponían en la zona supramareal, con la suficiente cantidad de arena seca y suelta disponible como para sufrir y registrar la acción abrasiva. Posteriormente, con el aumento del nivel del mar, la intensa colonización de organismos marinos incrustantes (algas, *patellas, balanus*) logró destruir los supuestos ventifactos generados sobre las facetas rocosas que se encaran al mar abierto (al Noroeste). Dado que actualmente los bloques calizos o protrusiones se encuentran en la zona intermareal, las arenas circundantes están permanentemente húmedas lo cual hace que los vientos del Oeste-Noroeste no sean capaces de secar la arena y permitir su removilización antes de la llegada de la siguiente pleamar. Esta humedad mantenida se debe tanto al efecto repetido de la oscilación mareal como por las precipitaciones (1046-1235 mm/año y 75% humedad relativa media anual), además de por las limitadas horas de sol (1638) contabilizadas en Cantabria (Tabla II), agravado este déficit en la playa de Valdearenas por la extensa y temprana sombra que proyecta diariamente la Peña Candina.

Por el contrario, en el lado opuesto de los bloques calizos, los vientos del Sur-Sureste disponen de suficiente arena seca, en la zona supramareal, para transportarla y realizar la abrasión que genera los ventifactos (Figs. 5 y 6). Por consiguiente, aunque en la actualidad se mantienen los dos tipos de vientos principales en la zona, es la existencia de arena seca removilizable, la que determina la generación de ventifactos en las calizas intermareales de la playa de Valdearenas.

Se nos presentan dudas razonables con los datos que poseemos (direcciones de los ventifactos, buzamiento de las láminas de arena en las dunas y disposición de las mismas) sobre la dirección del flujo de viento o vientos que generaron el notable campo de dunas remontantes, ahora vegetadas y fijadas, presente en la zona oriental de la playa. Flor y Martínez-Cedrún (1991) invocaron para la formación tardía del campo de barjanes y dunas longitudinales el empuje "por vientos dominantes del NO, si bien no es descartable la actuación de vientos del NE".

Inicio y recesión de la erosión eólica frente a la disolución química

La orientación mantenida de las proas, quillas, surcos y, fundamentalmente, el brillo por abrasión característico permiten afirmar que la erosión eólica, aunque en recesión, sigue activa. Sin embargo, no es posible establecer con certeza cuando comenzaron a formarse las morfologías eólicas descritas. En la cornisa Cantábrica, las posibilidades de datación absoluta de forma directa para estas superficies erosivas parecen escasas (ver Elorza y Ábalos, 2013). Laity y Bridges (2013) presentaron una recopilación bibliográfica sobre el corto periodo de tiempo necesario para la formación de los ventifactos. Por una parte, los ventifactos registrados en edificios de la costa de Irlanda del Norte y de Oregón (USA), muestran que son suficientes desde menos de 10 años hasta los 70 y 120 años. Además, mencionan los experimentos de campo realizados en el desierto de Mojave (con cubos de yeso cementado y ladrillos rojos comunes) y en valles secos de la Antártida (con basaltos, doleritas y tufas volcánicas no soldadas), en los que se deduce que la velocidad de abrasión puede alcanzar valores muy amplios, desde las 30 micras a las 500 micras/año.

Aunque la abrasión eólica puede ser episódica y no necesariamente continua, en cualquier caso se produce más

favorablemente en zonas con fuertes vientos, con capacidad de aportar suficiente sedimento abrasivo con un tamaño de grano apropiado y con una cubierta vegetal limitada, que no frene el movimiento libre del sedimento. Con estos condicionantes, las regiones climáticas frías y semiáridas-áridas son más favorables que las lluviosas y cálidas (Knight, 2008; Uriarte, 2009; Laity y Bridges, 2013). En el caso estudiado aquí, que puede extenderse a toda la cornisa Cantábrica, el periodo más propicio y cercano en el tiempo, a escala secular, pudo haber sido la etapa fría llamada Pequeña Edad del Hielo (PEH, *Little Ice Age*), desarrollada aproximadamente desde mediados del siglo XIV (1350), hasta la segunda mitad del siglo XIX (1850), con varios mínimos más intensos (1460-1550, Sporer; 1645-1715, Maunder; 1790-1839, Dalton), durante el cual las manchas solares desaparecieron (*cf.* Eddy, 1976). La PEH es considerada como un zigzag interminable de cambios climáticos, donde cada ciclo no duraba más de 25 años y cuya completa comprensión no se ha alcanzado todavía. Estas fluctuaciones climáticas producían ciclos de inviernos muy fríos con vientos del Este, procedentes del Polo Norte y Siberia, es decir en condiciones del índice de Oscilación del Atlántico Norte (OAN) negativas. Para pasar bruscamente a ciclos de inviernos suaves con lluvias intensas en primavera-verano y con vientos persistentes del Oeste, dando lugar a frecuentes tormentas procedentes del Atlántico, correspondiendo a unas condiciones de OAN positivas (Fagan, 2008).

La PEH fue invocada por varios autores para establecer, con datos indirectos, la posible edad de algunos ventifactos costeros presentes en la costa Oeste de Bretaña (*cf.* Knight, 2005; 2008). En la cornisa Cantábrica en particular y en la Península Ibérica en general, se ha constatado la existencia de un glaciarismo residual, correspondiente a la PEH, y se ha analizado morfológicamente a partir de los avances y retrocesos de los pequeños glaciares formados en los Picos de Europa, Pirineos y Sierra Nevada (González-Trueba *et al.,* 2005 y González-Trueba, 2007).

En un intento de encontrar el momento donde se produce el relevo de la máxima abrasión y el cambio a una mayor actividad de la disolución química en condiciones más húmedas y templadas, hemos calculado la velocidad media de crecimiento de líquenes del género *Verrucaria* sp., sobreimpuestos a los surcos preexistentes en la playa de Trengandín (Noja, Cantabria). Si admitimos que la velocidad media de crecimiento obtenida sobre lápidas de caliza gris urgoniana o mármol blanco en cementerios cercanos (Noja, Castro Urdiales, Berria-Santoña y Argoños), se corresponde con 0,39 mm/año, los tamaños de los líquenes que crecen sobre los ventifactos sugieren una edad de colonización de al menos entre 120-160 años. Ello indica que ya habría terminado la PEH cuando se instalaron los líquenes, favorecidos por una menor intensidad en los vientos y mayor humedad, todo ello propiciado por el cambio climático admitido (Período Cálido Moderno).

Sobre los ventifactos de la playa de Valdearenas no se ha encontrado ningún tipo de liquen que permita calcular una fecha de colonización más concreta y por consiguiente de disminución de la abrasión eólica. Sin embargo, resulta evidente que la abrasión eólica es menor y está siendo relevada por una disolución química más intensa, manifestada por superficies rugosas y sin brillo de las calizas, que se desarrollan mayoritariamente asociadas con algas verdes, bellotas de mar *(balanus)*, lapas *(patellas)* y demás organismos incrustantes (Figs. 5B-C; 6A, C-D; 7B-D). Esta extrema rapidez en la destrucción de los ventifactos (tanto a escala geológica como humana) patente en la cornisa Cantábrica está potenciada por la composición de las rocas (calizas-dolomías) y el clima húmedo templado dominante (Tabla II). En contraposición, ventifactos formados en ambientes desérticos, pero sobre litologías más resistentes y compactas como son las cuarcitas y venas de cuarzo, se mantienen sin apenas variación durante largos periodos de tiempo (decenas de Ma). Así, se han encontrado ventifactos polifacetados sin casi rebaje en sus aristas justo en la zona basal de los sedimentos detríticos fluviales pertenecientes a las facies Utrillas (Cenomaniense medio-superior), en el Borde Sur del Sistema Central (sección de Tamajón, Guadalajara). Éstos ventifactos polifacetados se interpretan como retrabajados y mayoritariamente heredados de los materiales triásicos subyacentes (facies *Buntsandstein*), e incluso parte de ellos pueden proceder de los materiales pérmicos, tras su incorporación a los sedimentos triásicos, por lo que se les consideran policíclicos (Segura y Elorza, 2013).

Conclusiones

Se muestra, por primera vez, la presencia de formas erosivas por abrasión eólica (ventifactos) en las superficies de calizas urgonianas (Albiense inferior), situadas en la base de los acantilados de la playa de Valdearenas (Oriñon, Cantabria). Las variadas estructuras eólicas reconocidas, todas ellas con un pulido y brillo característico, incluyen: a) geoformas perpendiculares a la dirección del viento dominante, como proas, quillas, picaduras y muescas helicoidales-pináculos y b) geoformas paralelas al viento dominante, como planos facetados y surcos ascendentes. Su desarrollo está condicionado por la composición (≈ 67% de $CaCO_3$ y 33% de cuarzo-insolubles) y tamaño (150-300 μm), de las arenas abrasivas además de por la orientación y altura de los bloques rocosos (protrusiones). Solamente el flujo de arena transportado por el viento procedente del sureste ha quedado registrado en los ventifactos. El efecto combinado de disolución por condensación (rocío) y la abrasión por la arena transportada desde el Sureste, genera singulares canalillos (*rills),* de formas rectilíneas y superficies subhorizontales pulidas. Los meso y microlapiaces con paredes rugosas sin pulido, se producen por la disolución química ligada a las aguas de lluvia, fuera de la influencia del impacto de las olas y arenas. No hay pruebas determinantes para establecer el inicio de la actividad eólica abrasiva, aunque si se admite que la erosión eólica es más efectiva durante los períodos fríos y áridos, pudo iniciarse en la Pequeña Edad del Hielo (1350-1850). Actualmente está en recesión, siendo relevada por una activa disolución química y alteración orgánica, más acordes con el clima actual, húmedo y cálido, que domina en la cornisa Cantábrica.

Agradecimientos

Agradecemos a F. de la Cruz la confección de las láminas delgadas. A los Drs. J. Sangüesa (DRX), S. Fernández-Armas y Ana Martínez Amesti (MEB), técnicos de los Servicios Generales de Investigación (SGIker) de la UPV/EHU, por el interés mostrado durante el tratamiento de las muestras. A la Dra. M.A. Bustillo (Departamento de Geología, CSIC, Madrid), por las facilidades dadas en la utilización de la microscopía óptica y correspondiente fotografiado. Al Dr. B. Ábalos (UPV/EHU) y a los revisores Drs. C. Dábrio (U.C.M) y J.J. González-Trueba (Centro Universitario CIESE. Fundación Comillas) por los comentarios e ideas aportadas que han mejorado sustancialmente la calidad del manuscrito original.

Bibliografía

Ábalos, B. y Elorza, J. (2013): Ventifacts and associated weathering forms in early Albian carbonates of the Cantabrian coast (Noja, Northern Spain). *Geomorphology,* 195: 66-83.

Ancell, R. y Célis, R. (2013): Termopluviometría de Cantabria durante el periodo 1981-2010. *Agencia Estatal de Meteorología (AEMET)*, nota técnica nº 10. NIPO: 281-12-014-0; 20 pp.

Bishop, D.G. y Mildenhall, D.C. (1994): The geological setting of ventifacts and wind-sculpted rocks at Mason Bay, Stewart Island, and their implications for late Quaternary paleoclimates. *New Zealand Journal of Geology and Geophysics*, 37: 169-180.

Braley, S.M. y Wilson, P. (1997): Ventifacts from the coast of Northumberland. *Proceedings of the Geologists' Association,* 108: 141-147.

Bridges, N.T., Razdan, A., Greeley, R. y Laity, J.E. (2004): High resolution laser scanning techniques for rock abrasion and textural analyses on Mars and Earth. *Lunar and Planetary Science Conference, XXXV, Abstract # 1897*.

Bridges, N.T., Razdan, A., Yin, X., Greeley, R., Ali, S. y Kushunapally, R. (2010): Quantification of shape and texture for wind abrasion studies: Proof of concept using analog targets. *Geomorphology*, 114: 213-226.

Bridges, N.T. y Laity, J.E. (2013): Fundamentals of aeolian sediment transport: Aeolian abrasion. En: *Treatise on Geomorphology, Volumen 11*, (J. F. Shkoder, Ed.). Academic Press, San Diego, 134-148.

Bridges, N. T., Ayoub, F., Avouac, J-P., Leprince, S., Lucas, A. y Mattson, S. (2013): Earth-like sand fluxes on Mars. *Nature*, 485: 339-342.

Dorn, R.I. (2007): Rock varnish. En: *Geochemical Sediments and Landscapes.* (D.J. Nash y S.J. McLaren, Eds). Blackwell, London, 246-297.

Dorn, R.I. y Krinsley, D. (2011): Spatial, temporal and geographic considerations of the problem of rock varnish diagenesis. *Geomorphology*, 130: 91-99.

Eddy, J.A. (1976): The Maunder Minimun. *Science,* 192: 1189-1202.

Elorza, J. y Ábalos, B. (2013): Erosión eólica y karstificación sobre calizas urgonianas del estuario de la ría de Gernika (Bizkaia): Factores condicionantes. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 26: 85-98.

Evans, J. W. (1911): Dreikanter. *Geological Magazine*, 8: 334-345.

Fagan, B. (2008): *La Pequeña Edad de Hielo. Cómo el clima afectó a la Historia de Europa 1300-1850*. Gedisa Editorial, Barcelona, 344 p.

Flor, G. y Martínez-Cedrún, P. (1991): Características morfológicas y sedimentológicas de las dunas eólicas de Sonabia (Zona Oriental de Cantabria, NO de España). *Estudios Geológicos,* 47: 317-337.

Galparsoro, I., Borja, A., Legorburu, I., Hernández, C., Chust, G., Liria, P. y Uriarte, A. (2010): Morphological characteristics of the Basque continental shelf (Bay of Biscay, northern Spain): their implications for integrated coastal zone management. *Geomorphology,* 118: 314-329. doi: 10.1016/j.geomorph.2010.01.012

Gillies, J.A., Nickling W.G. y Wilson, M. (2009): Ventifacts and wind-abraded rock features in the Taylor Valley, Antarctica. *Geomorphology,* 107: 149-160.

González-Trueba, J.J. (2007): *La Pequeña Edad del Hielo en los Picos de Europa: Análisis y reconstrucción del avance glaciar histórico (S.XIX)*. Servicio de Publicaciones de la Universidad de Cantabria-Fundación Botín, Santander, 186 p.

González-Trueba, J.J., Martín Moreno, R. y Serrano, E. (2005): El glaciarismo de la Pequeña Edad del Hielo en las Montañas Ibéricas. Síntesis y estado actual de conocimiento. *Revista Cuaternario y Geomorfología*, 21: 57-86.

Greely, R. y Iversen, J.D. (1985): *Wind as a geological process on Earth, Mars, Venus and Titan.* Cambridge University Press, Cambridge, 322 p.

Knight, J. (2005): Controls on the formation of coastal ventifacts. *Geomorphology,* 64: 243-253.

Knight, J. (2008): The environmental significance of ventifacts: A critical review. *Earth-Science Reviews,* 86: 89-105.

Laity, J.E. y Bridges, N.T. (2009): Ventifacts on Earth and Mars: Analytical, field, and laboratory studies supporting sand abrasion and windward feature development. *Geomorphology,* 105: 202-217.

Laity, J.E. y Bridges, N.T. (2013): Abraded Systems. En: *Treatise on Geomorphology, Volumen 11*, (J.F. Shkoder, Ed). Academic Press, San Diego, 269-286.

Laudermilk, J.D. y Woodford, A.O. (1932): Concerning Rillensteine. *American Journal of Sciences.* Fifth series, XXII, 134: 135-154.

McCauley, J.F., Breed, C.S., El-Baz, F., Whitney, M.I., Grolier, M.J. y Ward, A.W. (1979): Pitted and fluted rocks in the Western Desert of Egypt: Viking comparison. *Journal of Geophysical Research,* 84: 8222-8232.

McKnight, T. L y Hess, D. (2000): Climate Zones and Types: marine West Coast climate (Cfb, Cfc). En: *Physical geography: a landscape appreciation*. Prentice Hall, Upper Saddle River, N.J, 226-229.

Olivé Davó, A. y Ramírez del Pozo, J. (1982): *Mapa Geológico de España 1:50.000, hoja nº 36 (Castro Urdiales)*. IGME, Madrid.

Rosales, I. (1995): La Plataforma carbonatada de Castro Urdiales (Aptiene-Albiense, Cantabria). Tesis Doctoral, Univ. del País Vasco, 496 p.

Segura, M. y Elorza, J. (2013): Presencia de ventifactos en las facies Utrillas (Tamajón-Sacedoncillo, borde Suroriental del Sistema Central, Guadalajara): aspectos morfológicos y procedencia. *Revista de la Sociedad Geológica de España,* 26: 47-63.

Sellier, D. (2006): Contribution à la caractérisation des marques de la corrosion éolienne par l'analyse exoscopique de ventifacts du Massif armoricain. *Zeitschrift für Geomorphologie,* NF 50: 393-420.

Smith, B.J. (2009): Weathering processes and forms. En: *Geomorphology of Desert Environments,* (A.J. Parsons y A.D. Abrahams, Eds). Springer Science+Business Media B.V., 69-100.

Thomson, B.J., Bridges, N.T. y Greeley, R. (2008): Rock abrasion features in the Columbia Hills, Mars. *Journal of Geophysical Research,* 113.

Torcal, L., Zazo, C. y Marfil, R. (1984): Estudio al M.E.B. de las texturas superficiales de los granos de cuarzo y su aplicación a la interpretación de medios actuales y subactuales. *Estudios Geológicos*, 40: 315-339.

Uriarte, A. (2009): *Historia del clima de la Tierra.* Servicio Central de Publicaciones del Gobierno Vasco*,* Donostia-San Sebastián. 403 p.

Várkonyi, P.L. y Laity, J.E. (2012): Formation of surface features on ventifacts: Modeling the role of sand grains rebounding within cavities. *Geomorphology*, 139-140: 220-229.

Viedma-Muñoz, M. (2005): El régimen de vientos en la cornisa cantábrica. *Nimbus,* 15-16: 203-222.

Viles, H. y Bourke, M. (2007*): ‘*Eolian features. En*: A Photographic Atlas of Rock Breakdown Features in Geomorphic Environments,* (M. Bourke y H. Viles, Eds). Planetary Science Institute, Tucson, 6-22.

Whitney, M.I. (1979): Electron micrography of mineral surfaces subject to wind-blast erosion. *Geological Society of America Bulletin*, 90: 917-934.

Wilson, P., Christiansen, H.H. y Ross, S.M. (2002a): The geomorphological context and significance of wind-abraded gravels, boulders and outcrops from the coast of Scotland. *Scottish Geographical Journal,* 118: 41-57.

Wilson, P., Clark, R., Birnie, J.M. y Moore, D.M. (2002b): Late Pleistocene and Holocene landscape evolution and environmental change in the Lake Sullivan area, Falkland Islands, South Atlantic. *Quaternary Science Reviews,* 21: 1821-1840.

Manuscrito recibido el 17-11-2014
Recibida la revisión el 11-03-2015
Aceptado el manuscrito revisado el 12-03-2015