



EL MODELADO EN ARENISCAS DEL RODENO DE ALBARRACÍN

Carlos Sancho Marcén
Gerardo Benito Ferrández
María José Machado

INTRODUCCIÓN

El modelado en areniscas desarrolla, generalmente, escenarios paisajísticos espectaculares en diferentes contextos morfoclimáticos de la Tierra. Los afloramientos de areniscas del Rodeno de Albarracín no constituyen una excepción (Fot. 1). Concretamente, el modelado asociado con estas rocas ha sido objeto de estudio en el Parque Cultural de Albarracín (Benito *et al.*, 1991-92, 1993). Dos aspectos resaltan el interés de las morfologías asociadas con las areniscas del Rodeno. En un primer momento llama la atención el macromodelado de callejones, abrigos, voladizos y tormos que ha sido conformado, principalmente, durante etapas morfoclimáticas pasadas. Más allá, la observación de detalle nos indica la presencia frecuente de microformas alterológicas, algunas funcionales en la actualidad. Gnammas en superficies horizontales de voladizos y pavimentos, así como tafonis y alveolos en paredes verticales de torres y tormos constituyen el micromodelado característico. De manera adicional, los numerosos abrigos resul-



Fot. 1. Aspecto general del modelado en areniscas del Rodeno de Albarracín, en el barranco del Cabrerizo.

tantes fueron utilizados por los primeros pobladores de las serranías como santuarios o lugares de reunión donde tenían lugar ceremonias o cumplimientos de ritos de carácter religioso o social. Fruto de estas actividades aparecen, sobre los paneles interiores de los abrigos, numerosas representaciones pictóricas cuyas edades oscilan entre los 6000 y los 1000 años A.C. (Piñón, 1982; Beltrán, 1986; Collado, 1992). Ahora bien, el estado de conservación de las pinturas se está deteriorando con el tiempo debido a los procesos de alteración funcionales que afectan a la arenisca que sirve de soporte para las mismas (Benito *et al.*, 1991-92, 1993).

1. LA ARENISCA DEL RODENO DE ALBARRACÍN

En la Sierra de Albarracín son frecuentes los afloramientos de areniscas adosados a la alineación central culminante constituida por materiales paleozoicos. En conjunto, constituyen relieves residuales que sobresalen por encima de la Superficie de Erosión Fundamental (Peña *et al.*, 1984) elaborada sobre materiales calcáreos del Mesozoico. Localmente a estas areniscas se les conoce con el nombre de Piedra Rodeno. Se trata de rocas de edad Triásico inferior (Areniscas del Buntsandstein) que se acumularon en ambientes sedimentarios fluviales de canales entrelazados, constituyendo el inicio del relleno de fosas tectónicas conformadas en distintos sectores de la Cordillera Ibérica a principio de la orogenia alpina, hace unos 250-240 millones de años. Los principales afloramientos de areniscas del Buntsandstein en la Sierra de Albarracín se localizan en el área de Ródenas, en la prolongación meridional del Macizo de Sierra Menera, y en la orla Albarracín-Bezas-Tormón, formando parte de Sierra Carbonera y el Collado de la Plata. Estas areniscas se presentan en bancos con disposición subhorizontal, es frecuente la estratificación cruzada (Fot. 2) y aparecen afectadas por una red de fracturas con densidad variable.

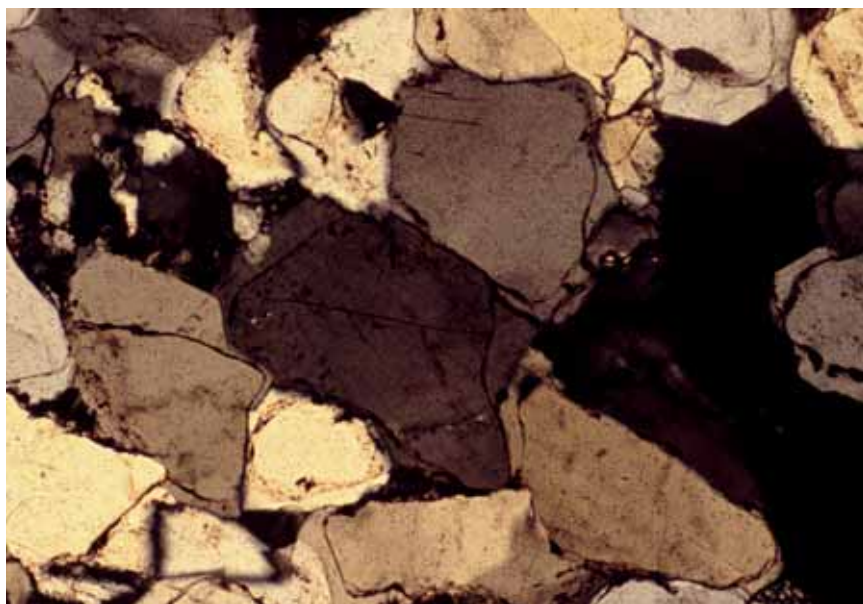
Una arenisca se puede definir como una roca sedimentaria detrítica compuesta por granos de tamaño arena (0,06 y 2 mm de diámetro). Estos elementos constituyen el esqueleto de la roca y pueden presentar granoclasificación, morfología y naturaleza mineralógica variables. Los granos del esqueleto están trabados por la matriz (componentes detríticos finos) y/o el cemento (minerales de origen químico) que ocupan los poros y huecos que quedan en el esqueleto. La rela-



Fot. 2. Areniscas triásicas del Rodeno con estratificación cruzada.

ción espacial de estos tres elementos determina la textura de la roca y la porosidad o porcentaje de huecos interconectados respecto al volumen total de la roca.

De manera concreta, la piedra Rodeno de Albarracín (Benito *et al.*, 1991-92, 1993) es una arenisca relativamente homométrica, que presenta tamaños de grano fino (0,12 y 0,25 mm) o medio (0,35 y 0,87 mm). Dentro del esqueleto predominan los granos de cuarzo (75-95 %) junto con algún fragmento de roca cuarcítica y lutítica, feldespatos, micas y turmalina por lo que se clasifica como sublitoarenita-protocuarcita, según la clasificación de Pettijohn (1957). En general, los granos de cuarzo presentan formas irregulares de contornos subredondeados. Los minerales micáceos presentan morfologías alargadas y fibrosas, a veces deformadas por la compactación. Se trata de areniscas con esqueleto intacto y contactos intergranulares impresionados (Fot. 3). La matriz compuesta por filosilicatos es muy escasa y está impregnada de óxidos de hierro (hematites), con porcentajes que oscilan entre 2 y 8 %. El cemento, también escaso, presenta naturaleza silíceo y carácter microcristalino fibroso y macrocristalino syntaxial. Asimismo,



Fot. 3. Microfotografía de la arenisca del Rodeno. La anchura de la foto es 1,4 mm.



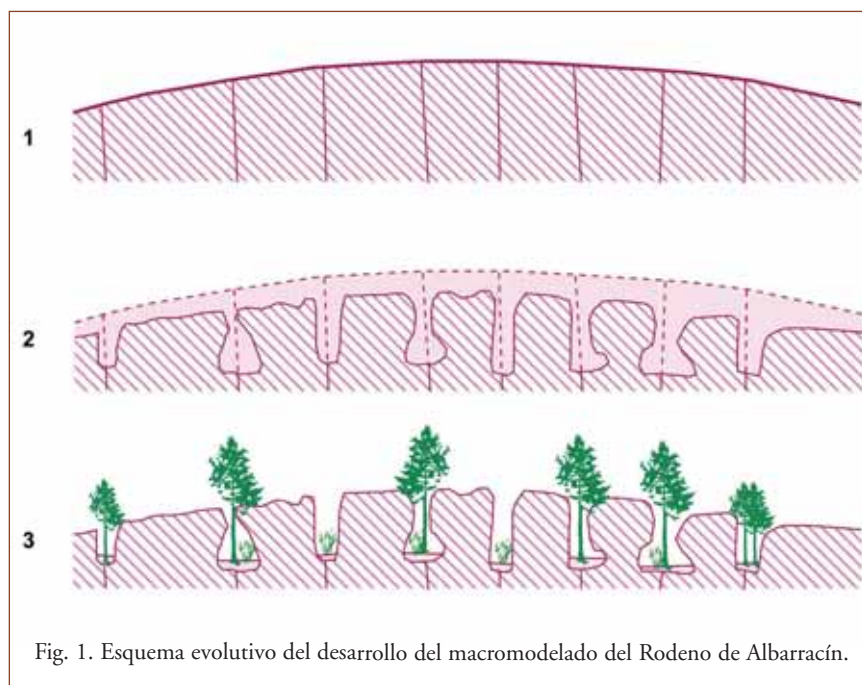
Fot. 4. Anillos de Liesegang desarrollados en la arenisca del Rodeno.

se pueden observar cementos de óxidos de hierro que envuelven parcialmente a los granos del esqueleto y ocupan posiciones compartidas con la matriz. La distribución espacial de estos óxidos de hierro (hematites) adopta geometrías esféricas concéntricas, de manera que en superficie de las areniscas aparecen, frecuentemente, como líneas alternas de mayor resistencia denominadas anillos de Liessegan (Fot. 4). El índice de vacíos, que se presenta como un indicador de la porosidad de la arenisca, alcanza valores bajos, comprendidos entre 3,4 y 4,3 %. En ocasiones estas areniscas presentan estratificaciones cruzadas que constituyen zonas estructuralmente más débiles, además de incrementar la porosidad general de la roca y la concentración de partículas arcillosas en las láminas de la estratificación.

2. EL MACROMODELADO EN ARENISCAS

El afloramiento de areniscas subhorizontales afectadas por fracturas verticales es el punto de partida para explicar el origen de morfologías en torres (Fot. 5), corredores y callejones (Fot. 6), tormos y pavimentos rocosos en el Parque Cultural de Albarracín (Benito *et al.*, 1993). La formación de corredores, callejones y pasadizos está relacionada con procesos de meteorización, básicamente química, a lo largo de las fracturas por concentración en las mismas del agua, produciendo el ensanchamiento de las fracturas y apareciendo un residuo alterológico (Robinson y Williams, 1994). El principal proceso que conduce a este resultado es el de la disolución, que favorecería la disgregación granular o arenización de la roca dura. Para ello es necesario que las areniscas hayan estado expuestas durante mucho tiempo a condiciones meteóricas, hecho que viene avalado por su inclusión en los relieves residuales de la Superficie de erosión Fundamental de la Cordillera Ibérica. Por otro lado, como la arenisca del Rodano está formada básicamente por granos de cuarzo y cemento también silíceo, se necesita la existencia de ambientes húmedos que incrementen la eficacia de la disolución. En definitiva, la exposición subaérea de las areniscas bajo condiciones climáticas húmedas del pasado favorecería la presencia de un manto alterológico importante y desarrollo de suelos y cubierta vegetal (Fig. 1). La permanencia en el tiempo de estas condiciones haría que el frente de avance de la meteorización profundizara incrementando el espesor del manto alterológico. No obstante, esta altera-

ción progresaría de manera más intensa aprovechando las fracturas (Fig. 1), de manera que la superficie de contacto entre el regolito alterado y la arenisca inalterada sería muy irregular y estaría controlado por la densidad de la fracturación y la resistencia variable de los diferentes niveles de la propia arenisca. La presencia de una etapa de karsificación importante durante el Plioceno superior en la Cordillera Ibérica (Peña *et al.*, 1984), avala esta hipótesis. En etapas posteriores, el encajamiento del drenaje en el marco geomorfológico expuesto, activaría la exportación del residuo meteorizado por escorrentía superficial (Robinson y Williams, 1994). El vaciado del residuo alterológico en fracturas ensanchadas permitiría la aparición de los callejones y corredores (Fig. 1), que adquieren decenas de metros de longitud y varios metros de anchura. En general, el desarrollo de estas morfologías aparece en zonas con menor densidad de fracturas. De manera adicional, la intersección de estas alineaciones permitiría la formaciones de morfologías turriculadas (Stokes, 1973; Robinson y Williams, 1994; Sancho y Belmonte, 2000).





Fot. 5. Fracturas y torres en areniscas.



Fot. 6. Callejón en areniscas.

Es frecuente, que las paredes verticales de corredores y torres se encuentren afectadas por una sobreexcavación basal que da lugar a la aparición de pedestales rocosos, rocas seta o tormos (Fot. 7). En general, la explicación para una meteorización más intensa de la base se relaciona con procesos de meteorización subsuperficial más eficaces cuando afectan a niveles litológicos menos resistentes (Robinson y Williams, 1976; Twidale y Campbell, 1992). Si no se individualizan torres, sino que existe una meteorización areal generalizada, se desarrollan pavimentos (Fot. 8) en areniscas (Robinson y Williams, 1994), cuya morfología está controlada por la geometría del patrón de la fracturación. Su origen no es muy bien conocido, si bien Twidale (1980) sugiere que se relacionan con una meteorización subsuperficial, de manera que el frente de ataque de la humedad se encuentra cada vez a mayor profundidad, siendo necesario que posteriormente sea barrido por erosión todo el residuo procedente de la meteorización.

Este macromodelado se complementa con la aparición de superficies encostradas en paneles verticales. Se trata de encostramientos asociados con areniscas que presentan una cierta porosidad y una mineralogía silíceas. El componente más importante es sílice reprecipitada, que forma envueltas alrededor de los granos y meniscos entre ellos (Robinson y Williams, 1994). Como consecuencia se reduce el acceso de agua al interior de la arenisca por bloqueo de los poros y se incrementa la resistencia de la superficie de la arenisca por cementación. En ocasiones, estos encostramientos silíceos se encuentran afectados por agrietamientos poligonales (Fot. 9). La asociación entre las superficies encostradas y los agrietamientos poligonales es también señalada por Young y Young (1992) y Young *et al.* (2009). Aunque su origen no es bien conocido, Williams y Robinson (1989) concluyen que el agrietamiento poligonal debe relacionarse con la generación de las costras endurecidas en la superficie de la arenisca, de manera que aparecerían por el secado y fragmentación de la sílice depositada como un gel. También sugieren que la aparición del agrietamiento podría relacionarse con los esfuerzos ligados a la diferencia de propiedades mecánicas entre la costra y la arenisca.

Por tanto, el macromodelado de las areniscas del Rodeno de Albarracín está constituido por torres, corredores o callejones, tormos



Fot. 7. Morfología en torno.



Fot. 8. Pavimento rocoso en areniscas.



Fot. 9. Agrietamiento poligonal afectando a encostramientos silíceos que recubren la arenisca.

y pavimentos generados en etapas morfogénicas anteriores bajo condiciones ambientales de mayor humedad que favorecerían el desarrollo de potentes mantos de alteración o regolitos. La meteorización química de la arenisca del Rodeno, básicamente representada por la disolución, conllevaría la transformación de la arenisca dura en un residuo arenoso. En la actualidad, este manto alterológico ha sido denudado casi en su totalidad y solo se observa la exportación del residuo alterológico arenoso alojado en el fondo de los corredores de manera que, progresivamente, se incrementan las dimensiones y profundidad de los mismos.

3. EL MICROMODELADO ALTEROLÓGICO EN LAS ARENISCAS

El escenario macromorfológico de la arenisca del Rodeno dibujado favorece el desarrollo de numerosos abrigos protegidos por voladizos. En general, los voladizos están conformados por areniscas de grano grueso masivas poco alteradas. Por otro lado, los abrigos coinciden con niveles de arenisca de grano fino, con una elevada densidad de

discontinuidades estratigráficas y un mayor grado de alteración (Benito *et al.*, 1991-92, 1993). En este contexto se va a desarrollar un micromodelado alterológico característico de areniscas. Así, en las paredes del interior de los abrigos y en las superficies inferiores extraplomadas de los voladizos se generan pequeñas oquedades que reciben el nombre de tafonis (Jennings, 1968) y alveolos (Twidale, 1982), mientras que sobre la superficie superior de torres, tormos y pavimentos aparecen con frecuencia microdepresiones denominadas gnammas (Twidale y Corbin, 1963). Es posible, que estas micromorfologías hayan comenzado a generarse durante las etapas anteriores que han conformado el macromodelado previo. Sin embargo, no hay ninguna duda de que su funcionalidad y desarrollo perdura hasta tiempos recientes e incluso hasta la actualidad.

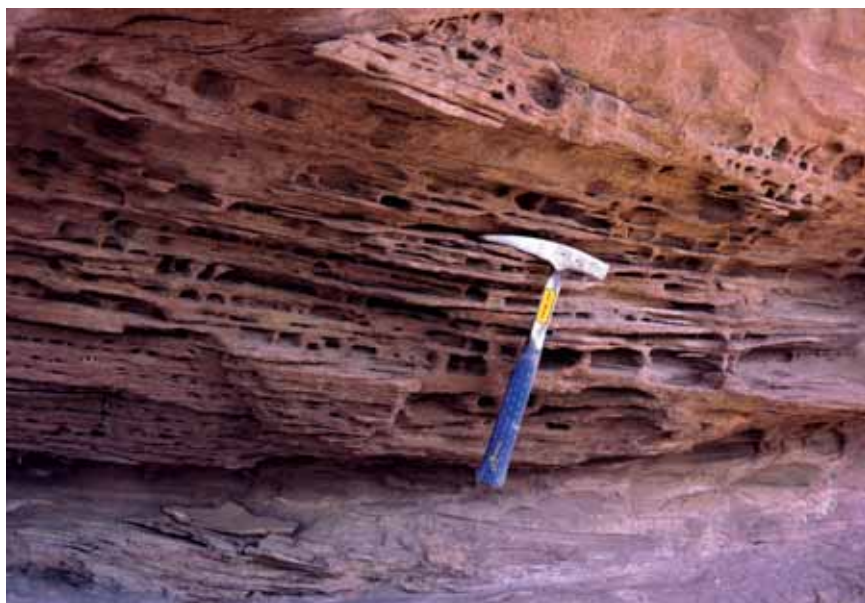
Tafonis, alveolos y honeycomb

Tafonis (Fot. 10), alveolos (Fot. 11) y morfologías en “honeycomb” constituyen las micromorfologías alterológicas más frecuentes en las areniscas del Rodano de Albarracín (Benito *et al.*, 1991-92, 1993). Jennings (1968) define los tafonis como una forma de meteorización cavernosa, que se encuentra en rocas cristalinas granudas ácidas o intermedias y en otras sedimentarias como areniscas, calizas y esquistos. Sus dimensiones son muy variables y oscilan desde escala centimétrica a métrica. La forma suele ser elipsoidal o esférica. Se trata de un modelado azonal que tiene lugar en situaciones climáticas variables, aunque domina en contextos costeros y climas áridos y semiáridos, cálidos o fríos.

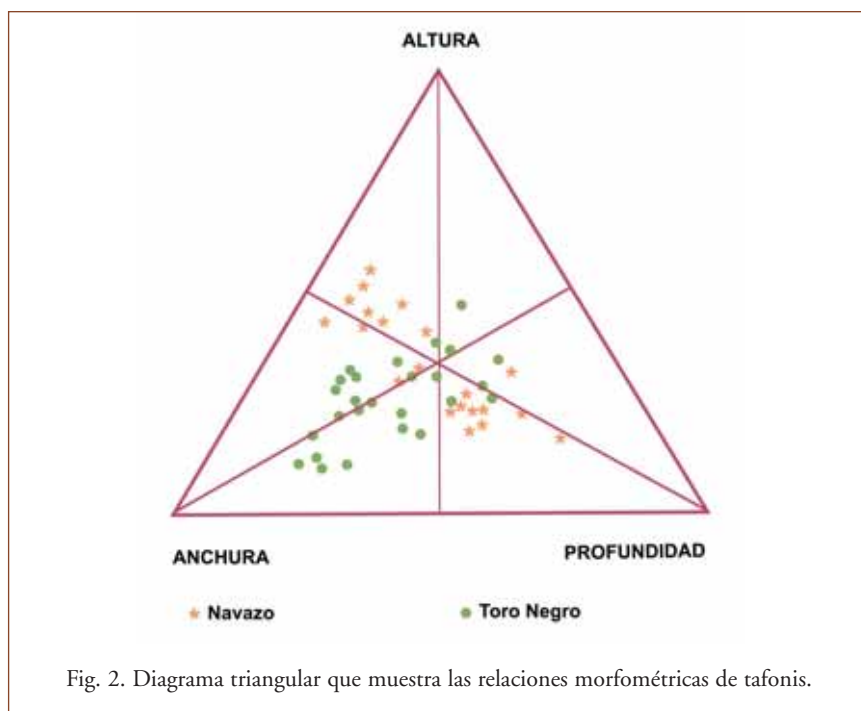
Por lo que se refiere a los alveolos, en principio, pueden considerarse como tafonis de pequeño tamaño (Twidale, 1982). En este sentido se puede identificar el desarrollo alveolar con el inicio de la tafonización. Diversos autores resaltan el papel de la laminación interna de la roca (Valdeón *et al.*, 1985) y de la estratificación en general (Mainguet, 1972) en la distribución y morfología de los alveolos (Fot. 11). Las morfologías tipo “honeycomb” (Mustoe, 1982) se caracterizan por un entramado irregular resultante de la alteración diferencial que se asemeja a un panal de abejas, dando lugar a superficies de aspecto picoteado con gran densidad de huecos redondeados de tamaño inferior a los 10 cm de diámetro.



Fot. 10. Tafonis desarrollados en una superficie vertical de areniscas.



Fot. 11. Alveolos controlados por las superficies de estratificación cruzada de la arenisca.



En el Parque Cultural de Albarracín, el porcentaje de la superficie ocupada por estas micromorfológicas alterológicas en las paredes verticales de los abrigos varía entre el 12,5 y el 47,0 %. En las superficies inferiores de los voladizos este porcentaje puede incrementarse notablemente. La proyección de las formas sobre la pared o superficie de referencia es asimilable a semielipses, de manera que los valores de los ejes sirven para definir el tipo morfológico resultante. En general, las morfologías son variables, con predominio de la altura, la anchura o la profundidad según la localización (Fig. 2). Es difícil encuadrar estas formas en la clasificación de Twidale (1982), por lo que habría que seguir criterios morfométricos similares a los utilizados por Sancho y Gutiérrez (1990) para clasificar los tafonis de las areniscas de la Formación Peraltila en la Depresión del Ebro.

Gnammas

En las superficies superiores de torres, tormos y pavimentos generadas en las areniscas del Rodeno de Albarracín son frecuentes

microformas de alteración tipo gnamma (Fot. 12) (Benito *et al.*, 1991-92, 1993). Estas microformas alterológicas se pueden definir como depresiones de pequeñas dimensiones (normalmente de escala decimétrica) que se localizan preferentemente sobre superficies horizontales de arenisca, aunque también pueden aparecer en zonas con ligera pendiente. Suelen presentar el fondo plano y las paredes verticalizadas e incluso extraplomadas. En función de la geometría en sección es posible diferenciar distintos tipos de gnammas siguiendo la clasificación propuesta por Twidale y Corbin (1963).

En algunas superficies estudiadas en el Parque Cultural de Albarracín, el área ocupada por las gnammas oscila entre el 2,0 y el 23,8 % del total. Se trata de morfologías tipo *pan* de la clasificación de Twidale y Corbin (1963) o en *cubeta* de la diferenciación hecha por Gutiérrez e Ibáñez (1979). La sección en planta es (Fig. 3), en la mayor parte de los casos, circular con dimensiones que oscilan entre los 15 y 170 cm de diámetro. La profundidad de las gnammas varía entre 4 y 35 cm. Estas medidas pueden ser mayores en algunos casos (Fot. 12).



Fot. 12. Gnamma de gran tamaño con agua en su interior (La Losilla, Albarracín).

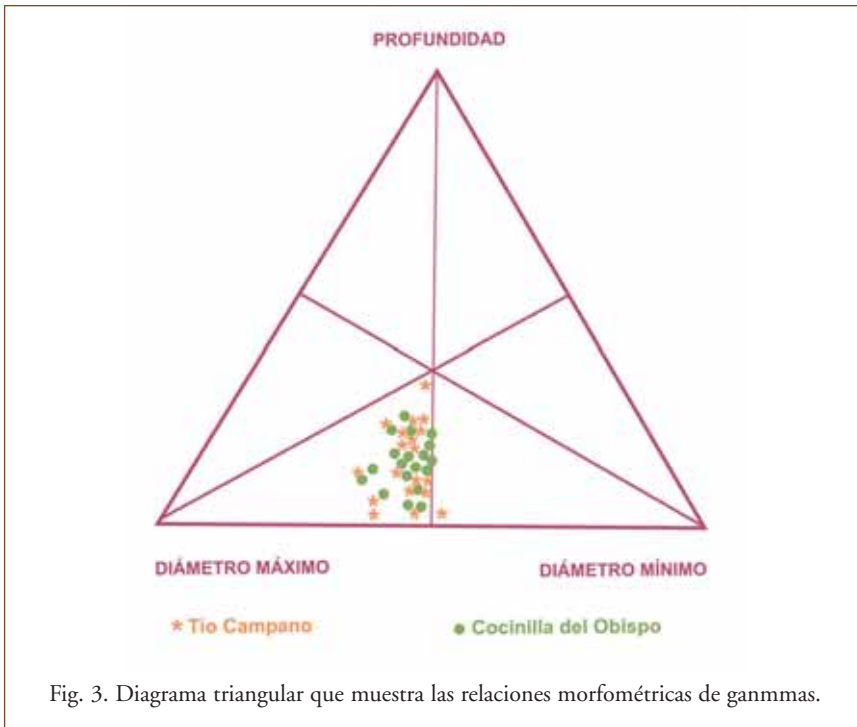


Fig. 3. Diagrama triangular que muestra las relaciones morfométricas de ganmmas.

4. MECANISMOS ALTEROLÓGICOS DE LA ARENISCA

La degradación de las areniscas se produce, básicamente, a través de la separación de granos o pequeñas escamas del armazón de la roca inalterada. La disgregación granular (Fot. 13), también denominada desagregación, desintegración e incluso arenización, consiste en el desmoronamiento de una roca granuda, dando cristales o fragmentos individuales (Cooke y Warren, 1973). La disgregación del material se puede producir siguiendo los contactos de granos, aunque a veces se utilizan las discontinuidades intragranulares cuando el porcentaje de cemento aumenta y existe una continuidad cristalina entre éste y los granos (Mainguet, 1972).

Por otro lado, la descamación (Fot. 13) es un mecanismo de individualización de láminas planas o curvas de la roca que actúa a diferentes escalas. Se observa fundamentalmente en areniscas masivas que presentan además un grado de cementación débil (Mainguet,



Fot. 13. Disgregación granular y descamación en una arenisca tafonizada.

1972). En su desarrollo juegan un papel muy importante las películas de segregación mineral que revisten la superficie alterada y favorecen la creación de una lámina resistente que cementa los granos disgregados de la roca. Se incluyen desde pequeñas ampollas hasta láminas irregulares de gran superficie con espesores milimétricos. Cuando los elementos planares que se separan de la arenisca son de mayor espesor se habla de desplazación, siendo imprescindible el endurecimiento de la superficie de la arenisca por precipitación de sustancias minerales.

5. LOS PROCESOS DE METEORIZACIÓN DE LA ARENISCA

La valoración de la susceptibilidad de las areniscas a la meteorización está relacionada, básicamente, con sus características mineralógicas y texturales, que van a determinar la circulación de soluciones acuosas por el interior de la roca y el comportamiento de los componentes minerales ante ellas. La mineralogía y la textura de la arenisca del Rodeno de Albarracín han sido ya expuestas en apartados anteriores. Por otro lado, la activación e intensidad de actuación de unos procesos de meteorización u otros va a depender del contexto morfocli-

mático (temperatura y precipitación) en el que afloran las areniscas. Climáticamente, la Sierra de Albarracín, queda incluida en la isoterma media anual de 9 °C, con fuertes oscilaciones térmicas, y una precipitación media anual de 475 mm, lo que le confiere un carácter semiárido durante casi todo el año con rasgos periglaciares en los meses de invierno. La evapotranspiración media anual es muy alta, con valores comprendidos entre 600 y 700 mm. Un último dato que interesa es la insolación anual que alcanza las 2500 horas. En estas condiciones la arenisca se va a ver afectada por procesos de meteorización física (haloclastismo y humectación-secado), mientras que la meteorización química va a estar representada por procesos de disolución. Otro tipo de procesos como la gelifracción inciden, por lo general, de manera poco importante en la meteorización de estas areniscas.

Un modo de valorar los procesos de meteorización actuantes consiste en analizar la naturaleza del residuo alterológico resultante. Así, los productos de meteorización observados en las paredes verticales de los abrigos, en las que se desarrollan los tafonis, son fundamentalmente escamas y eflorescencias salinas. Por otro lado, los productos de meteorización analizados relacionados con las gnammas de las superficies somitales de los voladizos son el agua, almacenada temporalmente en las mismas, y el residuo sólido, que queda en el fondo cuando se evapora totalmente dicho agua. Estos productos alterológicos han sido analizados en diferentes abrigos y voladizos del Parque Cultural de Albarracón (Benito *et al.*, 1991-92, 1993).

Haloclastismo

Los productos de meteorización observados en las paredes verticales y extraplomadas de los abrigos son fundamentalmente escamas (Fot. 13) y eflorescencias salinas (Fot. 14). Si comparamos sus características mineralógicas con las que presenta la arenisca inalterada se observa de manera general la aparición de yeso ($\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$) en las escamas y en las eflorescencias como nuevo mineral. Entre escamas y eflorescencias la diferencia mineralógica radica en la presencia de calcita en las primeras. No obstante, hay que indicar que el análisis de la solución procedente del lavado de las areniscas frescas ya ponía de manifiesto la existencia de pequeñas cantidades de estos minerales que no se detectaban en los difractogramas de rayos X, por lo que se trata de com-



Fot. 14. Eflorencias de sales y tafonis en la superficie extraplomada de un abrigo.

ponentes que migran desde el interior al exterior de la roca y se concentran en la superficie. Lógicamente, los procesos que activan este transporte se relacionan con los ciclos de humectación y secado. Así, durante la humectación de la roca el agua se mueve hacia el interior a través del sistema poroso. Durante el tiempo de permanencia dentro de la arenisca el agua incorpora parte de las sales existentes. Cuando se produce el secado, las soluciones migran hacia fuera, de manera que su evaporación en la superficie conlleva la cristalización de las sales arrastradas.

El crecimiento de cristales de sal, así como la hidratación-des-hidratación de algunas sales, suponen un incremento de volumen con respecto a las soluciones de procedencia. Este aumento de volumen en el sistema poroso de la arenisca es capaz de generar presiones y tensiones en el interior de las rocas (Fig. 4) que provocan el deterioro de las mismas. La eficacia de estos procesos se consigue después la repetición de numerosos ciclos de disolución-cristalización e hidratación-des-hidratación.

El papel del haloclastismo en la alteración de las rocas ha sido analizado por numerosos autores (Evans, 1969-70). Además, hay que

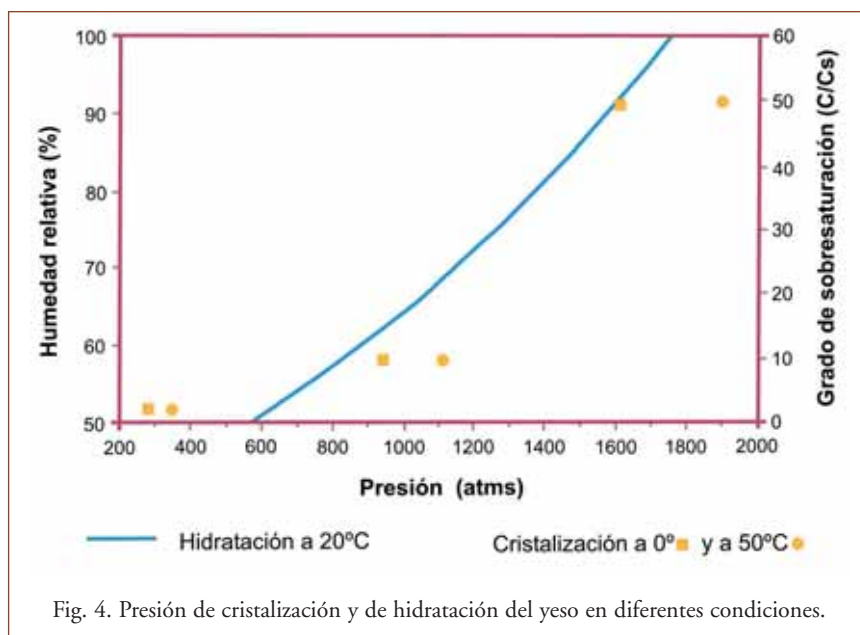


Fig. 4. Presión de cristalización y de hidratación del yeso en diferentes condiciones.

tener presente que los procesos de cristalización de sales van siempre acompañados de ciclos de hidratación-deshidratación de las sales que actúan conjuntamente con la cristalización (Fahey, 1986) y de humectación y secado, que colaboran en la descamación y en la disgregación de la roca (Ollier, 1984). La influencia de estos procesos en el desarrollo de tafonias ha sido indicada por numerosos autores (Dragovich, 1969; Höllermann, 1975; Martini, 1978; Rodríguez y Navascués, 1982; Mustoe, 1983; Tena *et al.*, 1984; Sancho y Benito, 1990; Sancho y Gutiérrez, 1990; Benito *et al.*, 1991-92, 1993; Robinson y Williams, 1994).

La eficacia de los procesos de haloclastismo va a depender, entre otros factores, del tipo de sal y del clima. Así, para diferentes sales y de manera experimental, la presión de cristalización es analizada por Winkler y Singer (1972) y la presión de hidratación es determinada por Winkler y Wilhelm (1970). De entre las posibles sales que aparecen en los productos de alteración de las areniscas del Rodano de Albarracín conviene destacar el yeso (Benito *et al.*, 1993), tanto por la presión ejercida como consecuencia de su cristalización como la posibilidad de deshidratarse para pasar a anhidrita.

Desde el punto de vista climático, Sperling y Cooke (1985) señalan que la tasa de disgregación por haloclastismo se acelera cuando el rango de temperaturas diurnas es muy alto y la humedad relativa es muy baja. También se ha comprobado experimentalmente que la presencia de sales en el agua intensifica los procesos de hielo-deshielo (Williams y Robinson, 1981; McGreevy, 1982). En el ámbito del Rodeno de Albarracín se reconocen tanto una fuerte oscilación térmica diaria durante todo el año, como la posibilidad de heladas en los meses de invierno.

En definitiva, la combinación de procesos de haloclastismo y de humectación-secado provoca la disgregación granular y la descamación de la arenisca, siendo estos mecanismos los que favorecen el desarrollo de tafonis y alveolos.

Disolución de la sílice

Los productos alterológicos asociados con las gnammas desarrolladas en las superficies cimeras de torres, tormos y pavimentos son el agua almacenada en las mismas y el residuo sólido del fondo (Benito *et al.*, 1991-92, 1993). Mientras que el análisis mineralógico del residuo (Fot. 15) localizado en las gnammas no presenta aspectos destacables, con una composición muy similar a la roca inalterada, las determinaciones químicas del agua recogida en el interior de algunas de estas microformas (Fot. 12) ofrecen datos interesantes. Los cationes mayoritarios en estas aguas son el Ca^{2+} y el Na^+ , mientras que los aniones están constituidos, por orden de abundancia, por carbonatos, sulfatos y cloruros. Por otro lado, cuando analizamos los valores de conductividad y de pH, en las dos estaciones de medida por separado, se observa una posible relación inversa entre ellos. Pero además, la existencia de valores de pH superiores a 8 en el agua de las gnammas va a permitir la disolución tanto del esqueleto como del cemento silíceo. A partir de valores de pH superiores a 8, la solubilidad de la sílice se incrementa de manera exponencial (Loughnan, 1969) (Fig. 5). Así, todos estos procesos químicos de intercambio entre la arenisca y el agua de lluvia almacenada en la gnamma, a lo largo del tiempo, se traducen en procesos de disolución que liberan el residuo encontrado en el interior de las gnammas y permiten el incremento de tamaño de las mismas.



Fot. 15. Residuo arenoso y restos orgánicos en gnammas desecadas.

Inicialmente la disolución progresa a través de los contactos entre los granos, lo que favorece la disgregación granular y, como consecuencia, provoca el incremento de volumen de las gnammas. El desarrollo de las gnammas ligado a procesos de disolución en diferentes tipos de rocas es propuesto por Twidale y Corbin (1963), Schipull (1978) y Robinson y Williams (1994). De manera adicional, Gutiérrez e Ibáñez (1979) plantean, para areniscas calcáreas, el problema relacionado con la evacuación del residuo. Indican que los solutos y materiales finos desaparecen por desbordamiento, mientras que la acción turbillonaria del viento evacua los tamaños más gruesos. Otro aspecto interesante a considerar en el incremento de tamaño de las gnammas es indicado por Twidale y Bourne (1977). Así, una profundización de la forma permite la conservación del residuo, que a su vez es capaz de retener la humedad, lo cual favorece la alteración de la roca subyacente.

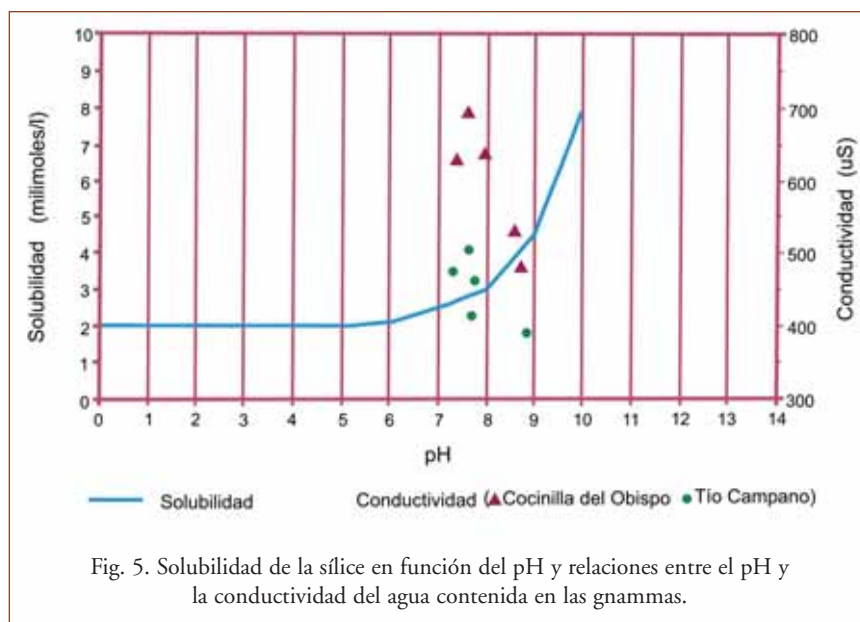


Fig. 5. Solubilidad de la sílice en función del pH y relaciones entre el pH y la conductividad del agua contenida en las gnammas.

Si bien la disolución parece jugar un papel determinante en el desarrollo y ampliación de las gnammas, su nucleación no está tan clara. El comienzo puede estar relacionado con la desintegración diferencial de minerales fácilmente alterables, con la meteorización diferencial a lo largo de discontinuidades o en sus intersecciones, con la descamación de la parte superior por humectación-secado o con la influencia destructiva de líquenes (Twidale y Corbin, 1963). En este sentido, Schipull (1978) señala que en la formación de las gnammas intervienen principalmente procesos de disolución y fenómenos de descomposición biológica de algas y líquenes. La fijación de musgos y líquenes sobre las areniscas aprovechando las zonas de mayor humedad favorece el desarrollo de ennegrecimientos superficiales, compuestos por elementos orgánicos, muy frecuentes en las superficies expuestas. No obstante, el papel que juegan los líquenes en la meteorización de areniscas es todavía bastante desconocido (Viles y Pentecost, 1994; Souza-Egipsy *et al.*, 2004).

6. ESTADO ALTEROLÓGICO DE LAS PINTURAS

Las pinturas rupestres del Parque del Rodeno de Albarracín se

localizan preferentemente en los abrigos existentes en las areniscas. Ya se ha indicado que estas zonas protegidas se desarrollan en puntos con una mayor susceptibilidad alterológica de la roca. Como consecuencia, se activan mecanismos de disgregación granular y descamación y pueden desarrollarse alveolos y tafonis, que intervienen directamente en la degradación general de las figuras. Generalmente la creación de paneles pictóricos suele aprovechar planos de fracturas o diaclasas. En definitiva, la activación de ciclos de haloclastismo y humectación-secado es la causa del deterioro de las representaciones pictóricas. Tan sólo las pinturas que han sido representadas en superficies de areniscas con menor susceptibilidad ante la alteración, con encostramientos silíceos o con cementaciones preferentes de óxidos de hierro presentan un mejor grado de conservación.

Las características litológicas, texturales y el propio emplazamiento de los abrigos suelen presentar una cierta variabilidad, por lo que el grado de deterioro de los grabados es diferencial y las posibles actuaciones que garanticen su conservación también son diversas. Así



Fot. 16. Encostramiento superficial afectado por desplazación que soporta pinturas rupestres y tafonis y alveolos en la arenisca del Rodeno (Abrigo del Tío Campano).

los fenómenos alterológicos más frecuentes observados son la disgregación granular ligada a una densidad alta de laminaciones (Abrigo del Torico del Navazo), la descamación y alveolización relacionada con zonas de escorrentía interior (Abrigo de las Pinturas Diversas y Abrigo del Medio Caballo) y la desplazación a favor de contactos areniscapátina de hierro (Abrigo del Tío Campano) (Fot. 16).

7. BIBLIOGRAFÍA

BELTRÁN, A. (1986): *El arte rupestre en la provincia de Teruel*. Cartillas Turoloenses, 5, 55 p. Instituto de Estudios Turoloenses.

BENITO, G., MACHADO, M.J. y SANCHE, C. (1991-92): Alteración de las areniscas del Parque Cultural de Albarracín (Teruel) y su influencia en la conservación de las pinturas rupestres. *Kalathos*, 11-12, 7-24.

BENITO, G., MACHADO, M.J. y SANCHE, C. (1993): Sandstone weathering processes damaging prehistoric rock paintings at the Albarracín Cultural Park, NE Spain. *Environmental Geology*, 22, 71-79.

COLLADO, O. (1992): *Parque Cultural de Albarracín*. Itinerarios culturales de Aragón, 63 p. Diputación General de Aragón.

COOKE, R.U. y WARREN, A. (1973): *Geomorphology in Deserts*. Batsford Ltd, 394 p.

DRAGOVICH, D. (1969): The origin of cavernous surfaces (tafoni) in granitic rocks of southern south Australia. *Zeitschrift für Geomorphologie*, 13, 163-181.

EVANS, I.S. (1969-70): Salt crystallization and rock weathering: a review. *Revue Géomorphologie Dynamique*, 19, 153-177.

FAHEY, B.D. (1986): A comparative laboratory study of salt crystallization and salt hydration as potential weathering agents in deserts. *Geografiska Annaler*, 68 A, 107-111.

GUTIÉRREZ, M. e IBÁÑEZ, M.J. (1979): Las ganmmas de la región de Alcañiz. *Estudios Geológicos*, 35, 193-198.

HÖLLERMANN, P. (1975): Formen kavernöser verwitterung (tafoni) anf Teneriffa. *Catena*, 2, 385-410.

JENNINGS, J.N. (1968): Tafoni. En Fairbridge, R.W. (Ed.). *The Encyclopedia of Geomorphology*, 1103-1104. Dowden, Hutchinson & Ross.

LOUGHNAN, F. (1969): *Chemical weathering of silicate minerals*. Elsevier, 154 p.

MAINGUET, M. (1972): *Le modelé des grès. Problèmes généraux*. Institut Géographique National, 2 tomes, 657 p.

MARTINI, J.P. (1978): Tafoni weathering, with examples from Tuscany, Italy. *Zeitschrift für Geomorphologie*, 22, 44-67.

MCGREEVY, J.P. (1982): Frost and salt weathering: further experimental results. *Earth Surface Processes and Landforms*, 7, 475-488.

MUSTOE, G.E. (1982): The origin of honeycomb weathering. *Geological Society of America Bulletin*, 93, 108-115.

MUSTOE, G.E. (1983): Cavernous weathering in the Capitol reef desert, Utah. *Earth Surface Processes and Landforms*, 8, 517-526.

OLLIER, C. (1984): *Weathering*. Logman, 270 p.

PEÑA, J.L., GUTIÉRREZ, M., IBÁÑEZ, M.J., LOZANO, M.V., RODRÍGUEZ, J., SANCHEZ, M., SIMÓN, J.L., SORIANO, M.A. y YETANO, L.M. (1984): *Geomorfología de la provincia de Teruel*. Instituto de Estudios Turolenses, 149 p.

PETTIJOHN, F.J. (1957): *Sedimentary rocks*. Harper & Brothers, 718 p.

PIÑÓN, F. (1982): *Las pinturas rupestres de Albarracín (Teruel)*. Monografías del Centro de Investigaciones y Museo de Altamira nº 6, M.C. Santader, 325 p.

ROBINSON, D.A. y WILLIAMS, R.B.G. (1976): Aspects of the geomorphology of the sandstone cliffs of the central Weald. *Proceedings Geological Association*, 87, 93-100.

ROBINSON, D.A. y WILLIAMS, R.B.G. (1994): Sandstone weathering and landforms in Britain and Europe. En ROBINSON, D.A. y WILLIAMS, R.B.G. (Eds.): *Rock weathering and landform evolution*, 371-391. John Wiley & Sons.

RODRÍGUEZ, J. y NAVASCUÉS, L. (1982): La tafonización de las areniscas miocenas en los alrededores de Huesca. *Tecniterrae*, 19, 7-12.

SANCHO, C. y BELMONTE, A. (2000): *Bases geológicas, geomorfológicas, paisajísticas y arqueológicas para el aprovechamiento cultural de La*

Plana de Mobache y los Torrollones de Gabarda (Monegros, Huesca). Consejo de Protección de la Naturaleza de Aragón-Monegros Centro de Desarrollo, Serie Investigación, 24, 128 p.

SANCHO, C. y BENITO, G. (1990): Factors controlling tafoni weathering in the Ebro basin (NE Spain). *Zeitschrift für Geomorphologie*, 34, 165-177.

SANCHO, C. y GUTIÉRREZ, M. (1990): Análisis morfométrico de la tafonización de la arenisca de Peraltila (Anticlinal de Barbastro, Depresión del Ebro): influencia de los factores mineralógico-texturales. *Cuaternario y Geomorfología*, 4, 131-145.

SCHIPULL, K. (1978): Waterpockets (Opferkessel) in sandsteinen des zentralen Colorado-Plateaus. *Zeitschrift für Geomorphologie*, 22, 426-438.

SOUZA-EGIPSY, V., WIERZCHOS, J., SANCHO, C., BELMONTE, A. y ASCASO, C. (2004): Role of biological soil crust cover in bioweathering and protection of sandstones in a semi-arid landscape (Torrollones de Gabarda, Huesca, Spain). *Earth Surface Processes and Landforms*, 29, 1651-1661.

SPERLING, C.H.B. y COOKE, R.U. (1985): Laboratory simulation of rock weathering by salt crystallization and hydration processes in hot, arid environments. *Earth surface processes and landforms*, 10, 541-555.

STOKES, W.L. (1973): Geomorphology of the Navajo country. En JAMES, H.L. (Ed.): *Guidebook of Monument Valley and vicinity, Arizona and Utah*. New Mexico Geological Society, 24, 61-67.

TENA, J., MANDADO, J. y GARCÍA ANQUELA, J. (1984): Influencia de la recristalización de sales en los procesos de meteorización subaérea en el valle del Ebro. *Cuadernos de Investigación Geográfica*, 10, 189-200.

TWIDALE, C.R. (1980): Origin of some minor sandstone landforms. *Erdkunde*, 34, 219-224.

TWIDALE, C.R. (1982): *Granite landforms*. Elsevier, 372 p.

TWIDALE, C.R. y BOURNE, J.A. (1977): A note on cylindrical gnammas or weather pits in granite. *Revue de Géomorphologie Dynamique*, 26, 135-137.

TWIDALE, C.R. y CAMPBELL, E.M. (1992): On the origin of pedestal rocks. *Zeitschrift für Geomorphologie*, 36, 1-14.

TWIDALE, C.R. y CORBIN, E.M. (1963): Gnammas. *Revue de Géomorphologie Dynamique*, 14, 1-20.

VALDEÓN, L., ESBERT, R.M. y MARCOS, R.M. (1985): La alveolización y otras formas de alteración desarrolladas sobre las areniscas del palacio de Revillagigedo de Gijón (Asturias). *Materiales de construcción*, 200, 41-48.

VILES, H. y PENTECOST, A. (1994): Problems in assessing the weathering action of lichens with an example of epiliths on sandstone. En ROBINSON, D.A. y WILLIAMS, R.B.G. (Eds.): *Rock weathering and landform evolution*, 99-116. John Wiley & Sons.

WILLIAMS, R.B.G. y ROBINSON, D.A. (1981): Weathering of sandstone by the combined action of frost and salt. *Earth Surface Processes and Landforms*, 6, 1-9.

WILLIAMS, R.B.G. y ROBINSON, D.A. (1989): Origin and distribution of polygonal cracking of rock surfaces. *Geografisker Annaler*, 71A, 145-159.

WINKLER, E.M. y WILHELM, E.J. (1970): Salt burst by hydration pressures in architectural stone in urban atmosphere. *Bulletin Geological Society of America*, 81, 567-572.

WINKLER, E.M. y SINGER, P.C. (1972): Crystallization pressure of salts in stone and concrete. *Bulletin Geological Society of America*, 83, 3509-3514.

YOUNG, R. y YOUNG, A. (1992): *Sandstone Landforms*. Springer-Verlag, 163 p.

YOUNG, R., WRAY, R. y YOUNG, A. (2009): *Sandstone Landforms*. Cambridge University Press, 314 p. Cambridge.