



LAS FORMAS DEL RELIEVE DE LA SIERRA DE ALBARRACÍN

José Luis PEÑA MONNÉ
Miguel SÁNCHEZ FABRE
María Victoria LOZANO TENA
(Coordinadores)

**Centro de Estudios de la
Comunidad de Albarracín**

**LAS FORMAS DEL RELIEVE DE
LA SIERRA DE ALBARRACÍN**

LAS FORMAS DEL RELIEVE DE LA SIERRA DE ALBARRACÍN

**José Luis Peña Monné, Miguel Sánchez Fabre y
María Victoria Lozano Tena**
(Coordinadores)

Autores:

José Luis Peña Monné. Departamento de Geografía y Ordenación del Territorio. Facultad de Filosofía y Letras. Universidad de Zaragoza.

Miguel Sánchez Fabre. Departamento de Geografía y Ordenación del Territorio. Facultad de Filosofía y Letras. Universidad de Zaragoza.

María Victoria Lozano Tena. Departamento de Geografía y Ordenación del Territorio. Facultad de Ciencias Sociales y Humanas de Teruel. Universidad de Zaragoza.

Antonio Jiménez Martínez. Fundación Santa María de Albarracín (Teruel).

Luis Alberto Longares Aladrén. Departamento de Geografía y Ordenación del Territorio. Facultad de Filosofía y Letras. Universidad de Zaragoza.

Carlos Sancho Marcén. Departamento de Ciencias de la Tierra. Facultad de Ciencias. Universidad de Zaragoza.

Alfonso Meléndez Hevia. Departamento de Ciencias de la Tierra. Facultad de Ciencias. Universidad de Zaragoza.

Marcos Aurell Cardona. Departamento de Ciencias de la Tierra. Facultad de Ciencias. Universidad de Zaragoza.

María Teresa Echeverría Arnedo. Departamento de Geografía y Ordenación del Territorio. Facultad de Filosofía y Letras. Universidad de Zaragoza.

Concepción Moya Medina. Departamento de Geografía y Ordenación del Territorio. Facultad de Filosofía y Letras. Universidad de Zaragoza.

Beatriz Bádenas Lago. Departamento de Ciencias de la Tierra. Facultad de Ciencias. Universidad de Zaragoza.

Gerardo Benito Ferrández. Centro de Ciencias Medioambientales, CSIC. Madrid.

María José Machado. Centro de Ciencias Medioambientales, CSIC. Madrid.

Ana Constante Orrios. Instituto Pirenaico de Ecología. C.S.I.C. Zaragoza.

Centro de Estudios de la Comunidad de Albarracín. Colección *Estudios*, 7

Primera edición, 2010

© Los autores

© Foto página 228 Luis A. Gil Pellin.

Edita:

Centro de Estudios de la Comunidad de Albarracín (CECAL).

C/ Magdalena, s/n.

44112 Tramacastilla (Teruel).

Diseño de cubierta:

© M^a Carmen Martínez Samper.

Depósito legal: TE -135- 2010.

ISBN: 978-84-693-4157-5.

Impreso en España. *Printed in Spain.*

Imprime: Perruca. Industria Gráfica.

Se puede copiar, distribuir y comunicar públicamente esta obra, citando la fuente y sin fines comerciales.

ÍNDICE

Introducción	9
José Luis Peña Monné, Miguel Sánchez Fabre y M ^a Victoria Lozano Tena	
Geología de la Sierra de Albarracín	13
Marcos Aurell Cardona, Beatriz Bádenas Lago y Alfonso Meléndez Hevia	
Aspectos generales de la geomorfología de la Sierra de Albarracín	39
José Luis Peña Monné, Miguel Sánchez Fabre y M ^a Victoria Lozano Tena	
Las superficies de erosión de la Sierra de Albarracín en el contexto general de la Cordillera Ibérica centrorienta	61
M ^a Victoria Lozano Tena y José Luis Peña Monné	
Los campos de dolinas de la Sierra de Albarracín	89
Miguel Sánchez Fabre, José Luis Peña Monné, M ^a Victoria Lozano Tena y Concepción Moya Medina	
Los sistemas de poljes de la Sierra de Albarracín	111
José Luis Peña Monné, Antonio Jiménez Martínez, M ^a Victoria Lozano Tena, Miguel Sánchez Fabre, M ^a Teresa Echeverría Arnedo y Ana Constante Orrios	
Las tobas del río Guadalaviar (Sierra de Albarracín)	137
Carlos Sancho Marcén, José Luis Peña Monné, Alfonso Meléndez Hevia y Antonio Jiménez Martínez	
Las acumulaciones de clima frío de la Sierra de Albarracín	163
José Luis Peña Monné, M ^a Victoria Lozano Tena, Miguel Sánchez Fabre, Luis Alberto Longares Aladrén y Antonio Jiménez Martínez	
El modelado en areniscas del rodano de Albarracín	189
Carlos Sancho Marcén, Gerardo Benito Ferrández y María José Machado	
Los ríos de la Sierra de Albarracín:	
Comportamiento hidrológico reciente y evolución cuaternaria	219
Miguel Sánchez Fabre, José Luis Peña Monné, Antonio Jiménez Martínez, M ^a Victoria Lozano Tena y Luis Alberto Longares Aladrén	

INTRODUCCIÓN

Las Serranías de Albarracín están situadas en el extremo suroccidental de la provincia de Teruel, manteniendo su continuidad topográfica por la Serranía de Cuenca. Dos importantes fosas tectónicas: la de Alfambra-Teruel, al Este, y la del Jiloca, al Norte, delimitan perfectamente el marco geológico de esta unidad de relieve.

Topográficamente destaca el macizo montañoso del Tremedal, que alcanza los 1921 m en la cumbre del Caimodorro, así como el conjunto de serranías meridionales (San Juan, Javalón, etc), que superan los 1800 m. Uno de los rasgos más característicos de la Sierra es la continua presencia de zonas amesetadas o parameras, resultantes de procesos de aplanamiento y erosión neógenos, por encima de los 1500-1600 m, que le dan cierta apariencia de planitud. Pero ésta se pierde cuando nos aproximamos a las profundas incisiones generadas por los ríos que surcan los materiales resistentes de la sierra, formando cañones espectaculares, como los del Guadalaviar, los del río de la Fuente del Berro o del río Garganta. No en vano estamos hablando de una de las divisorias de aguas más importantes de la Península Ibérica, ya que de la Sierra parten ríos hacia el mar Mediterráneo: Cabriel, Júcar, Ebrón y Guadalaviar o Turia; otros lo hacen hacia la cuenca del Ebro, como los afluentes del Jiloca, y otros, finalmente, lo hacen en dirección al Atlántico, como el río Tajo y su afluente el Gallo.

La Sierra constituye uno de los ejemplos más representativos de los paisajes geomorfológicos de la Cordillera Ibérica, tanto en los aspectos de geomorfología lito-estructural como en los registros de su evolución morfoclimática. La abundancia de formaciones calcáreas, especialmente del Jurásico y Cretácico superior, ha permitido que las serranías tengan como característica especial su geomorfología kárstica. Las formas generadas por la disolución y precipitación de los carbonatos son siempre de una gran riqueza paisajística, aunque en la Sie-

rra de Albarracín adquiere un rango especial por la espectacularidad de sus campos de dolinas, la grandiosidad de los poljes, la profundidad de sus cañones fluviokarsticos y la riqueza de sus formaciones tobáceas, unidas en muchos casos a cascadas de gran belleza, como la de Calomarde o la del Molino de San Pedro.

Por otra parte, los macizos paleozoicos de San Ginés, Tremedal, Carbonera y Collado de la Plata, que forman el eje central de la Sierra de Albarracín, poblados por densos pinares, han producido a lo largo del Cuaternario acumulaciones de bloques de cuarcita, en condiciones climáticas frías, que actualmente constituyen unos de los mejores ejemplos de formas periglaciares de la montaña mediterránea, con sus ríos y laderas de bloques. Bordeando estos antiguos macizos, las areniscas del Rodeno completan el modelado de rocas silíceas, con macro y micromorfológicas de gran perfección, en conjuntos paisajísticos excepcionales al llevar añadida la vegetación de *Pinus pinaster* y pinturas de arte levantino, que son Patrimonio de la Humanidad.

La gran variedad geológica y geomorfológica de la Sierra de Albarracín, junto con su gran patrimonio cultural y monumental, la ha convertido en importante punto de atracción turística, pero también es centro de interés para científicos y estudiosos, tanto a nivel nacional como internacional. La fácil y didáctica exposición de sus formas de relieve y de los afloramientos geológicos en el terreno sirve como lugar de prácticas para diferentes universidades españolas y extranjeras desde los años 1960, cuando ya el excelente trabajo efectuado por el Prof. Oriol Riba dio a conocer los valores geológicos de la Sierra, y desde los años 1970, cuando desde el antiguo Colegio Universitario de Teruel comenzaron las primeras investigaciones geomorfológicas, que permitieron ya en 1990 servir de escaparate para la realización de la salida de campo de la 1ª Reunión Nacional de Geomorfología o la celebración en Albarracín de la V Reunión Nacional de la Internacional Permafrost Association en 1999. Pero aún más destacada es la labor de formación de geólogos y geógrafos aportada por los cursos de Geología Práctica de Teruel y los Cursos de Geografía Física, cuyas actividades se han centrado total o parcialmente en esta Sierra.

Este libro pretende reunir los numerosos estudios efectuados sobre el relieve de la Sierra, al tiempo que se recupera y difunde la

documentación científica generada a lo largo de 20 años del Curso de Geografía Física de la Universidad de Verano de Teruel, organizado por los mismos que hoy presentan este volumen. Pero también quiere rendir un homenaje especial a todos los profesores y alumnos que visitaron con nosotros la Sierra de Albarracín y cuyas aportaciones enriquecieron los contenidos de este libro durante tantos años. Además de los autores que han redactado los diferentes capítulos, hay que mencionar a otros que intervinieron en conferencias de clausura, como los profesores Mateo Gutiérrez Elorza, Juan Antonio González Martín, Raúl Mikkan, Augusto Pérez Alberti, Jorge Rabassa, Antonio Gómez Ortiz y José M^a García Ruiz. También hay que nombrar a Octavio Collado Villalba, que cada año nos ha acompañado por el rodano para explicarnos detalladamente las pinturas rupestres de diferentes abrigos.

Este homenaje lo hacemos igualmente extensivo a la institución que nos acogió durante tantos años con los brazos abiertos: la Fundación Santa María de Albarracín, cuyas casas de Santa María y de los Pintores siempre estuvieron a nuestra disposición, contando sin limitaciones con la ayuda inestimable de Toni, Stephanie, Nacho, Celia, Rosa, Concha, Maribel, M^a Carmen, Tere, Julia, Pili, Conchita, Carmen, Asun..., en fin, de todo el equipo. Tampoco olvidamos la plaza Mayor de Albarracín, que nos ofreció sus atardeceres tranquilos a la vuelta de las salidas de campo, todo ello completado por Jesús y M^a Jesús, que alimentaron nuestras noches en la Casa de Santiago, mientras Toni nos ponía al día de las novedades acaecidas en Albarracín en el último año. Tampoco olvidamos a Gema, nuestra pastelera de Albarracín, que fue capaz de adaptarse a nuestra particular locura, cambiando sus almohabanas tradicionales por galletas geomorfológicas.

Por último, también deseamos dedicar un recuerdo especial a nuestro viejo Colegio Universitario de Teruel, que resistió heroicamente hasta su conversión en Facultad, del que salieron alumnos que tanto han hecho por proteger y promocionar los valores naturales y culturales de la provincia de Teruel desde diferentes ámbitos.

José Luis Peña Monné
Miguel Sánchez Fabre
M^a Victoria Lozano Tena



GEOLOGÍA DE LA SIERRA DE ALBARRACÍN

Marcos Aurell Cardona
Beatriz Bádenas Lago
Alfonso Meléndez Hevia

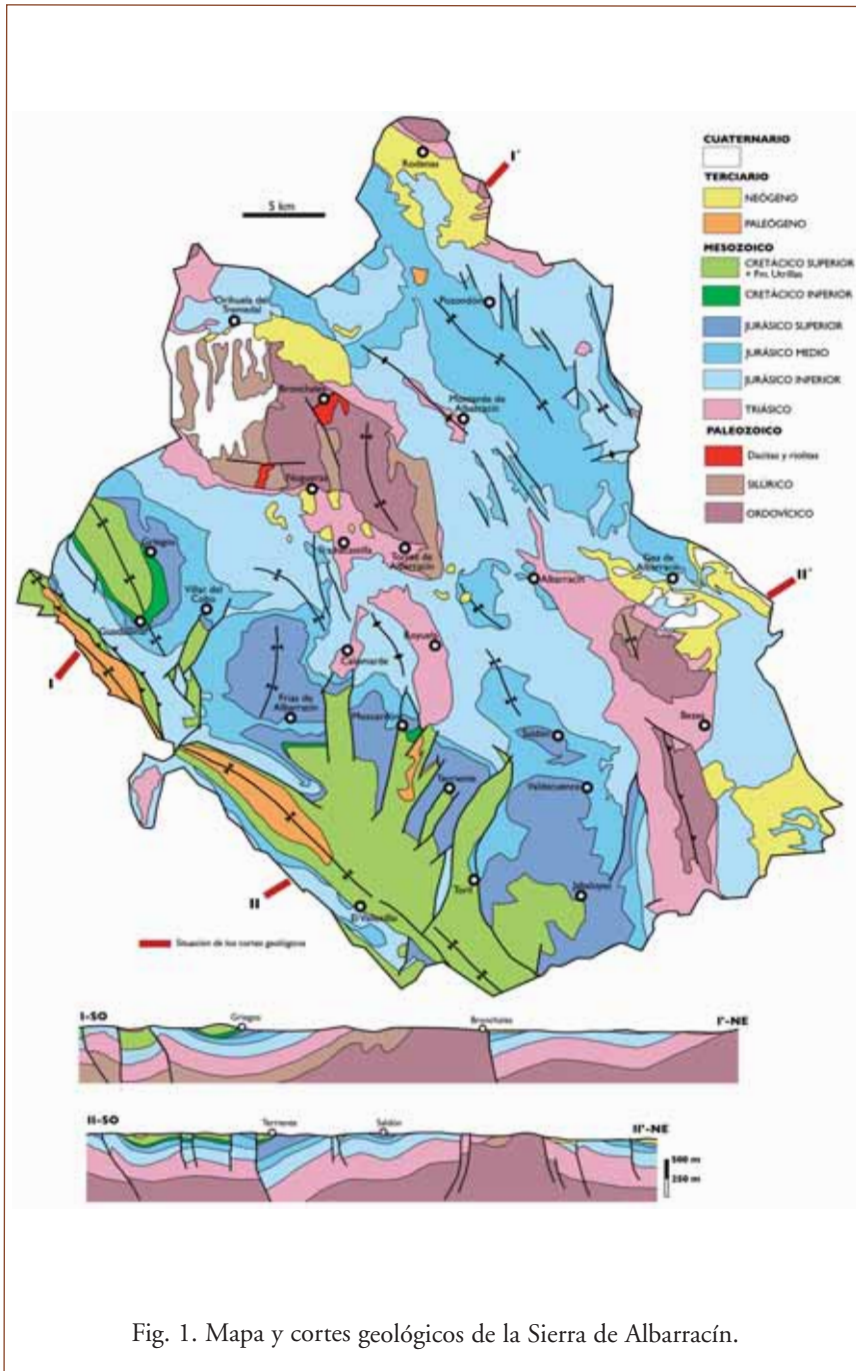
INTRODUCCIÓN

La Sierra de Albarracín esta enclavada en la Cordillera Ibérica, donde forma un complejo montañoso con características propias, constituido por un conjunto de macizos de rocas paleozoicas, que se elevan por encima de una extensa penillanura de erosión. Esta llanura está incidida por profundos valles fluviales que dejan al descubierto en sus laderas las sucesiones estratigráficas de los materiales mesozoicos que las constituyen. Los excelentes afloramientos rocosos expuestos en estos barrancos y valles fluviales favorecen la observación de los materiales, la reconstrucción e interpretación de la sucesión estratigráfica, su contenido paleontológico y su estructura tectónica. Todo ello permite una reconstrucción de su historia geológica, incluyendo todos los acontecimientos que han tenido lugar.

La Sierra de Albarracín abarca un amplio espectro de rocas, formadas y deformadas en diversas etapas geológicas (Figs. 1 y 2). Las rocas más antiguas se sitúan en los macizos paleozoicos que forman las sierras de Menera, Tremedal, Carbonera y Collado de la Plata. Se trata de cuarcitas y pizarras del *Ordovícico* y *Silúrico*, que se disponen en pliegues apretados, con sus ejes orientados N-S. Forman el basamento o los cimientos sobre los que se asientan los materiales de edad mesozoica, principalmente *Triásico* y *Jurásico*, y en menor medida *Cretácico*. Este conjunto de materiales mesozoicos constituyen la mayor parte de los materiales que afloran en la Sierra y se encuentran formando pliegues de gran radio, con orientación preferente NO-SE, que han condicionado un característico relieve tabular con suaves inclinaciones. Se encuentran recubiertos en discordancia por los materiales más recientes del final del *Terciario* y *Cuaternario*.

1. EVOLUCIÓN SEDIMENTARIA Y PRINCIPALES ETAPAS DE DEFORMACIÓN

Las rocas más antiguas de la Sierra de Albarracín, pizarras y cuarcitas del *Ordovícico* y *Silúrico*, son el vestigio de la sedimentación en los mares del Paleozoico. Estas rocas de origen marino fueron ple-



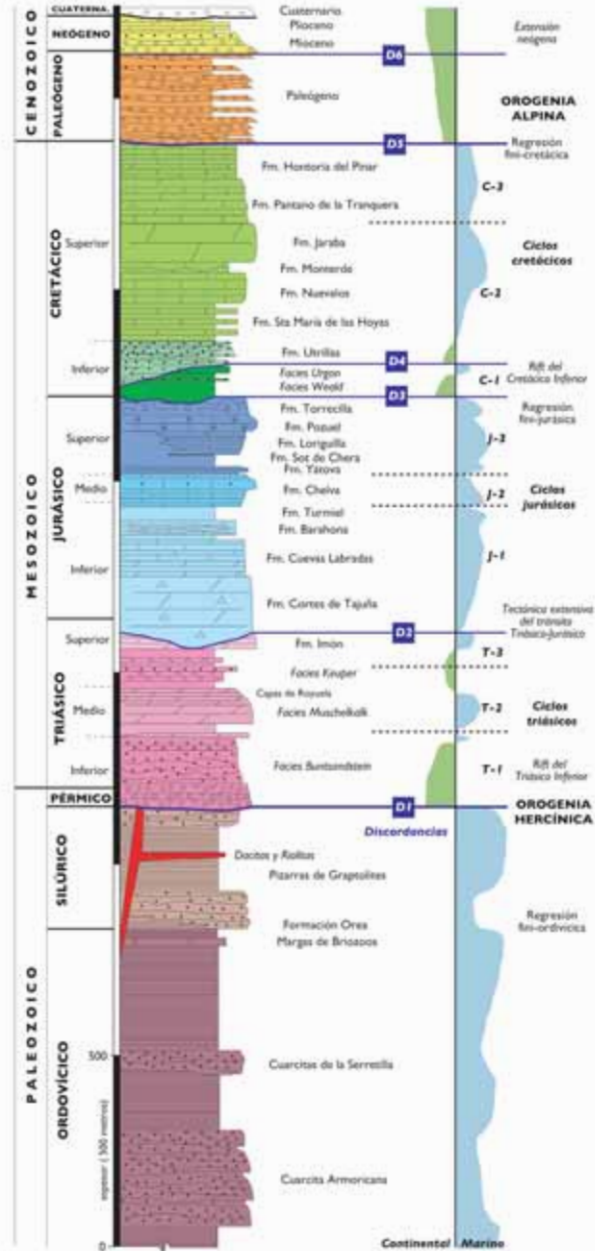


Fig. 2. Columna estratigráfica de la Sierra de Albarracín.

gadas al final del *Carbonífero*, en la *Orogenia Varisca*. Tras esta etapa de plegamiento, en el tránsito entre el Paleozoico y el Mesozoico (*Pérmico - Triásico*), se produjo un cambio progresivo en los esfuerzos en régimen de compresión a los que estuvieron sometidos, pasándose a un régimen extensivo (*Rift del Triásico Inferior*, Fig. 2). Como resultado de esta extensión se formaron una serie de fallas, que compartimentaron el sustrato rocoso en bloques. A partir de estas fallas tuvo lugar la extrusión de rocas volcánicas (riolitas y dacitas), presentes en la Sierra del Tremedal (Fig. 1). El hundimiento y elevación de bloques a partir de las fallas, determinó la formación de una serie de fosas o cuencas sedimentarias en las que se depositaron sedimentos mesozoicos de origen marino y continental. Su depósito sobre las rocas plegadas y erosionadas del Paleozoico, se manifiesta con la presencia de una discordancia (D1, Fig. 2).

La *evolución mesozoica* de la cuenca Ibérica, en la que se enmarcan las unidades aflorantes en la Sierra de Albarracín, está caracterizada por la alternancia de períodos con instalación de mares generalmente poco profundos y otros en los que predominó la sedimentación continental en cursos fluviales y lagos. Durante el Mesozoico se produjeron diversos procesos de ascenso y descenso del nivel del mar, originados por la combinación entre los cambios climáticos y el levantamiento o hundimiento de la cuenca provocado por los esfuerzos tectónicos en distintas fases extensivas. El resultado se traduce en la presencia de discontinuidades en la sedimentación. Las más importantes se localizan en torno a los límites Triásico-Jurásico, Jurásico-Cretácico y Cretácico Inferior-Cretácico superior (discordancias D2, D3 y D4, respectivamente, en la Fig. 2).

En el *tránsito entre el Mesozoico y el Cenozoico* se inició un cambio de régimen tectónico, pasando de la extensión, que prevaleció durante el Mesozoico, a la compresión. Este cambio se produjo como consecuencia de la colisión de la placa Ibérica con la placa Europea primero, y la colisión de la placa Africana con la placa Ibérica después. Los esfuerzos de compresión provocaron el plegamiento de la serie mesozoica (*Orogenia Alpina*), elevando los materiales plegados que constituyen la Cordillera Ibérica. Dentro de la cordillera y durante la actividad tectónica, se formaron una serie de cuencas continentales, que fueron

rellenadas por sedimentos procedentes de la erosión de los nuevos relieves alpinos durante el *Paleógeno*. Como consecuencia, se forma una nueva discordancia regional (D5, Fig. 2). El conjunto formado por las rocas plegadas del Paleozoico, Mesozoico y Paleógeno está a su vez recubierto en discordancia por los materiales del *Neógeno* (D6, Fig. 2). Esta última discordancia está relacionada con el cese de la actividad compressiva y el paso progresivo a la extensión en el transcurso del Neógeno.

2. LA SEDIMENTACIÓN DURANTE EL ORDOVÍCICO Y SILÚRICO

Las rocas del Paleozoico de la Sierra de Albarracín se localizan en los macizos de San Ginés, Tremedal, Sierra Carbonera y Collado de la Plata, y están únicamente representadas por los materiales pertenecientes al *Ordovícico* y *Silúrico*. Se trata de una potente sucesión (más de 1000 m) de cuarcitas y pizarras, con intercalación de escasos niveles margosos fosilíferos.

El Ordovícico está representado por una sucesión de grauwakas en la base, seguida por la *Formación Cuarcita Armoricana* que es una potente unidad (250 m) de cuarcitas en bancos gruesos que tienen estratificación cruzada (Fot. 1). Corresponde al depósito en una plataforma



Fot. 1. La Fm Cuarcita Armoricana (Ródenas).

marina arenosa somera, sometida a la acción del oleaje y corrientes marinas. Por encima se sitúan unos 150-180 m de pizarras con graptolites correspondientes a ambientes de plataforma marina profunda, y pizarras arenosas con concreciones calcáreas que contienen algunos trilobites y braquiópodos, depositadas en ambientes de plataforma marina menos profunda. A continuación la *Formación Cuarcitas de la Serretilla* (60 m), constituida por un conjunto de cuarcitas en bancos de estratificación cruzada con estratos lenticulares, corresponden nuevamente a ambientes muy someros de plataforma arenosa bajo la influencia de oleaje y corrientes costeras. Sobre esta unidad se dispone una potente sucesión (300-400 m) de pizarras con intercalaciones de bancos de cuarcitas y areniscas, con ocasionales fósiles de trilobites y braquiópodos. La serie del Ordovícico culmina con una unidad en la que alternan margas, calizas, dolomías, areniscas y pizarras, con una potencia en torno a los 100-150 m, y que contienen briozoos y braquiópodos.

El Silúrico está representado en su base por la *Formación Orea* constituida por bancos de cuarcitas que presentan geometría lenticular y estratificación cruzada y que tienen intercalaciones de pizarras grises o verduzcas. Representan el depósito en una plataforma somera de carácter litoral. Esta unidad supera ampliamente los 100 m. Sobre esta formación se disponen las *pizarras con graptolites*. Son pizarras negras con abundantes graptolites y con intercalaciones de niveles de cuarcitas con braquiópodos depositadas en ambientes marinos profundos. La sucesión ordovícica culmina con otros 150 m de areniscas a veces ferruginosas con algunas intercalaciones de cuarcitas y pizarras. El depósito de esta unidad marca la vuelta a una sedimentación marina más somera. En el macizo del Tremedal se encuentran algunas efusiones volcánicas de sills de andesitas interestratificados y plegados con el conjunto de la serie.

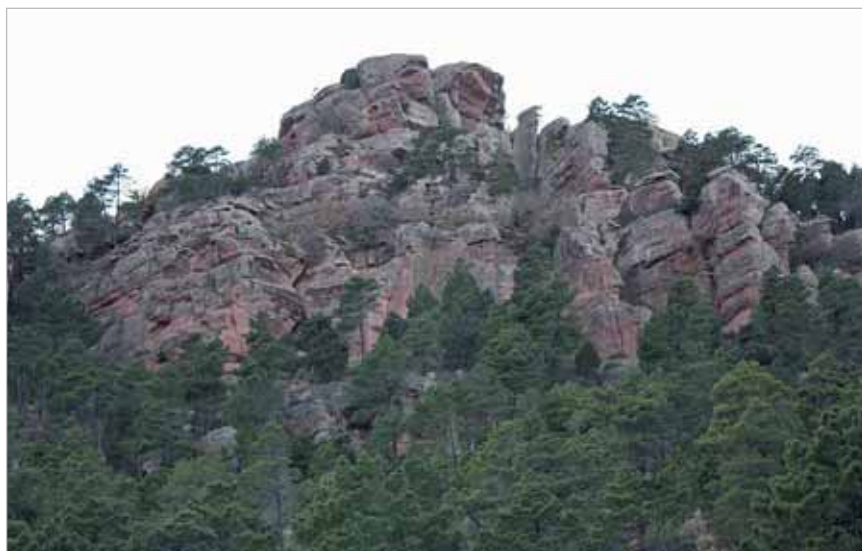
3. EL TRIÁSICO: UNIDADES ESTRATIGRÁFICAS Y EVOLUCIÓN SEDIMENTARIA

Las rocas de edad triásica forman afloramientos prácticamente continuos, que se disponen a modo de orlas en torno a los macizos paleozoicos de Sierra Menera, del Tremedal, del Collado de la Plata y de Sierra Carbonera. El Triásico está formado por cuatro unidades

(Fig. 2): conglomerados y areniscas rojas en *facies Buntsandstein* (Pérmico Superior – Triásico Inferior), margas, calizas y dolomías blancas en *facies Muschelkalk* (Triásico Medio), arcillas y yesos rojos, verdes y grisáceos en *facies Keuper* (Triásico Superior) y dolomías tableadas de la *Formación Imón* (Triásico terminal: Rhaetiense).

La sedimentación del *Triásico* en las cuencas del Este de Iberia estuvo controlada, principalmente, por dos factores. En primer lugar, la *tectónica extensiva*, especialmente acusada al inicio y al final del Triásico, y que provocó el movimiento de bloques que determinaron la estructuración de la cuenca en una serie de surcos y umbrales; dicha estructuración queda reflejada en las bruscas variaciones de espesor dentro de las *facies Buntsandstein* y en la discordancias angulares al inicio y al del final del ciclo triásico. En segundo lugar, los *tres episodios de ascenso del nivel del mar* que tuvieron lugar durante el *Triásico Medio* y *final del Triásico* (*Rhaetiense*), que determinaron la existencia de tres ciclos transgresivo-regresivos (T-1, T-2 y T-3, Fig. 2).

- El espesor de las *facies Buntsandstein* en la Sierra de Albarracín oscila entre 100 y 200 m. Destaca el afloramiento que se extiende desde el Sur de Albarracín hasta el Norte de Tormón y que constituye



Fot. 2. Escarpes en las *facies Buntsandstein* (Albarracín).

el característico paisaje de areniscas rojas del *Rodeno* (Fot. 2). Corresponden a sedimentos detríticos depositados en cuencas continentales, desarrolladas bajo clima árido. Se diferencian tres unidades. La unidad basal (*Fm. Capas de Montesoro*), del final del *Pérmico*, está formada por conglomerados, areniscas y lutitas rojas. La parte media (*Fm. Conglomerados de Hoz de Gallo*), de edad *Pérmico terminal* – *Triásico basal*, es predominantemente conglomerática y tiene hasta 60 m de espesor. Estos conglomerados se depositaron a partir de flujos acuosos canalizados, desarrollados en las zonas medias y proximales de abanicos aluviales. En la parte superior (*Fm. Areniscas de Rillo de Gallo*, hasta 100 m de espesor) predominan las areniscas rojas con estratificación cruzada, que indican un drenaje hacia el SE, paralelo al eje principal de la denominada *Subcuenca de Albarracín*. Su depósito tuvo lugar en el inicio del *Triásico* (*Scytiense*), en una llanura aluvial de tipo *braided* (canales fluviales entrelazados), con una carga de fondo de arenas.

- Las *facies Muschelkalk* están formadas por dos unidades de dolomías separadas por un intervalo margoso. Estas tres unidades alcanzan, en conjunto, un espesor próximo a 150 m. *La Unidad dolomítica inferior* representa una transgresión correspondiente a la prime-



Fot. 3. Dolomías tableadas del Muschelkalk superior (Tramacastilla).

ra instalación de facies de plataforma marina del Mesozoico en la Cuenca Ibérica. La transgresión avanzó en sentido NE-SO, e implicó el progresivo avance de las facies marinas sobre el denominado *Umbral del Tremedal*. En el entorno de Albarracín los depósitos del *Muschelkalk inferior* alcanzan los 20 m de espesor; más al Oeste, la unidad se acuña progresivamente hasta desaparecer. Las lutitas del *Muschelkalk medio* marcan el episodio regresivo que incluye el límite entre los ciclos T-1 y T-2 (Fig. 2). La *unidad dolomítica superior*, bien representada en la Sierra de Albarracín, tiene un espesor que oscila en torno a los 100 m (Fot. 3). Sus 20-30 m superiores consisten en una alternancia de margas y niveles dolomíticos, conocida en la literatura regional como *Capas de Royuela*.

- El espesor de las *facies Keuper* es variable, y generalmente está próximo a los 100 m. A nivel regional, presenta dos unidades: la inferior con un predominio de colores verdes y grises; la superior, con tonos rojos. Entre ambas unidades aparecen delgados niveles arenosos (*Fm. Arenas de Manuel*), que marcan el mínimo regresivo del límite entre los ciclos T-2 y T-3. Los yesos, presentes a lo largo de toda la unidad, son de tonos grisáceos y blancos, y forman estratos tabulares de hasta 1 metro de potencia. Corresponden a sedimentos depositados en una laguna costera a la que llegaban aportes continentales, con invasiones episódicas de las aguas marinas. El aporte marino fue debido bien al flujo subterráneo, o bien a las elevaciones del nivel de base marino durante las tormentas. A partir de la precipitación de las sales disueltas en las aguas, bajo un clima árido, se formaron las evaporitas.

- La *Formación Imón* es la última unidad del *Triásico*. Se trata de calizas y dolomías en estratos tabulares de espesor métrico, que en conjunto forman una sucesión de 15 a 25 m de espesor. En la Sierra de Albarracín la unidad aflora de forma irregular y discontinua por debajo del contacto discordante (a menudo tectonizado) que da paso a la primera unidad del *ciclo Jurásico* (*Fm. Cortes de Tajuña*). El ambiente de depósito de las dos unidades dolomíticas del *Muschelkalk* y de la *Fm. Imón* fue similar y tuvo lugar en una extensa plataforma carbonatada de unos pocos metros de profundidad, con alternancia de episodios de sedimentación en las zonas intermareales de amplias llanuras de marea.

4. EL JURÁSICO: UNIDADES ESTRATIGRÁFICAS Y EVOLUCIÓN SEDIMENTARIA

Las rocas del *Jurásico* (hasta 600 m de espesor) forman la mayor extensión de afloramiento de la Sierra de Albarracín. Se disponen en suaves pliegues de orientación preferente NO-SE, extendiéndose entre los macizos Paleozoicos y sus orlas triásicas (Fig. 1).

Durante el *Jurásico*, la mayor parte del NE de la Península Ibérica se encontró ocupada por un entrante de mar o golfo. Este tenía una profundidad de escasos metros a poco más de un centenar de metros y apenas recibía aportes detríticos del continente. Como consecuencia de su emplazamiento en la franja tropical, se depositaban carbonatos con una variada representación de restos de organismos marinos. En el inicio del *Jurásico*, esta plataforma marina se encontraba abierta hacia el Norte (Océano Atlántico). A partir del *Jurásico medio* se produjo la apertura de la plataforma hacia las zonas oceánicas de Tethys occidental (actual Mediterráneo).

El Jurásico se divide en tres ciclos de ascenso y caída del nivel del mar que a grandes rasgos corresponden al *Jurásico inferior, medio y superior* (J-1, J-2 y J-3, Fig. 2). Los tres ciclos están limitados por cuatro discontinuidades sedimentarias. Dos de ellas están ligadas al incremento de la actividad tectónica al final del *Triásico* y del *Jurásico*; las otras dos a sendas etapas de caída del nivel del mar que tuvieron lugar en el inicio y al final del *Jurásico Medio*.

4.1. Jurásico Inferior

El ciclo Jurásico se inicia con la *Fm. Cortes de Tajuña (Rethiense p.p.-Hettangiense)*. Se trata de una unidad dolomítica masiva, con espesores que oscilan en torno a los 100-150 m (Fot. 4). Son típicas las facies de brechas y ruditas de caliza o dolomía, formadas por el colapso de las capas carbonatadas en etapas posteriores al depósito y consolidación del sedimento. Estas facies reflejan en gran parte la intensa actividad tectónica que tuvo lugar durante el depósito de esta unidad. La tectónica extensiva del final del *Triásico* e inicio del *Jurásico* explica además de los colapsos en la unidad basal, la existencia de discordancias angulares y erosivas entre las unidades del *Triásico* y la *Formación Carniolas de Cortes de Tajuña* (caso de determinados afloramientos localizados entre Concud y Cedrillas).



Fot. 4. Formaciones Cortes de Tajuña y Cuevas Labradas (Albarracín).

El resto del *Jurásico inferior* está constituido por cuatro formaciones, que en conjunto representan la sedimentación en condiciones marinas progresivamente más profundas.

- La *Formación Calizas estratificadas de Cuevas Labradas (Sinemuriense)*, está constituida por 50–70 m de calizas y dolomías estratificadas con potencias métricas, en las que se observan rasgos que indican su depósito en llanuras de marea (laminaciones de origen algal) y en medios marinos de escasa profundidad (calizas oolíticas y bioclásticas).

- La *Formación Margas grises de Cerro del Pez* (parte alta del *Pliensbachiense inferior*) está poco representada en la Sierra de Albarracín, donde apenas alcanza los 5–10 m de espesor. Se trata de margas y calizas con fósiles, en especial braquiópodos, crinoides y bivalvos. El depósito de estos materiales tuvo lugar en una plataforma marina de escasa profundidad.

- La *Formación Calizas bioclásticas de Barahona (Pliensbachiense superior)* tiene un aspecto muy característico de calizas nodulosas bioclásticas en tonos grises y ocre. Su espesor oscila entre los 20–30 m y

representa el depósito en dominios someros y energéticos de la plataforma. Los fósiles son muy abundantes en la unidad. Hacia la parte inferior dominan los bivalvos pectínidos, mientras que hacia la parte media y superior son abundantes los ostreidos, en especial pequeñas conchas de *Griphaea*. Además se reconocen braquiópodos, equinodermos, belemnites y frecuente bioturbación y galerías.

- El máximo transgresivo del *Jurásico Inferior* durante la parte media del *Toarciense* dio lugar a una alternancia de margas y calizas (*Formación Margas y calizas de Turmiel*), que se encuentra en amplios dominios de las cuencas de sedimentación del Este de Iberia, también en la Sierra de Albarracín. Su espesor medio oscila entre 30 y 50 m. Contiene abundantes fósiles, en especial braquiópodos (*Rhynchonella*, *Terebratula*), bivalvos (*Pholadomya*, *Pecten*), crinoides y ammonoideos (*Hildoceras*). Corresponden al depósito en un mar relativamente profundo, comunicado con las zonas de mar abierto.

La discontinuidad del tránsito *Jurásico Inferior-Medio*, límite entre los ciclos J-1 y J-2, ha sido relacionada con una caída del nivel del mar a escala regional. En la Sierra de Albarracín, esta etapa de nivel de mar bajo se traduce en un registro muy irregular y discontinuo del primer piso del *Jurásico Medio* (*Aalenense*).

4.2. Jurásico Medio

El Jurásico Medio está constituido por una sola unidad litoestratigráfica (*Formación Carbonatada de Chelva*), formada por 60–80 m de calizas generalmente bien estratificadas y cementadas, que pueden dar lugar a pronunciados escarpes (Gea de Albarracín, Entrambasaguas, Villar del Cobo) (Fot. 5). En la Sierra de Albarracín, la *Fm. Chelva* consta de tres unidades, separadas entre sí por superficies de discontinuidad estratigráfica.

- En la unidad inferior (de edad aproximada *Bajociense*) dominan las calizas micríticas de espesor decimétrico, con abundantes ammonites y esponjas. En determinadas zonas (Moscardón, Valdecuena), las esponjas formaron montículos arrecifales de dimensión variable. Se trata de cuerpos elipsoidales de unos 20 m de longitud y unos 12 m de altura, como máximo. Sus márgenes son abruptos, con pendientes de hasta 30 grados. La estabilización de los taludes fue



Fot. 5. Escarpes en las calizas de la Formación Chelva (Gea de Albarracín).

debida a la acción incrustante de microbios y algas cianofíceas (costras microbianas). Los montículos de esponjas de la Sierra de Albarracín se desarrollaron en el inicio del *Bajociense superior*, en torno al episodio de máximo transgresivo alcanzado durante el *Jurásico Medio*.

- La unidad intermedia (*Bajociense superior-Bathonienne*) se caracteriza, en amplias zonas de la cuenca Ibérica, por la presencia de facies granosostenidas (calizas oolíticas, bioclásticas o peloidales), indicativas de la sedimentación en las zonas someras de la plataforma. En Moscardón está formado por *grainstones* bioclásticos con estratificación cruzada a gran escala. La facies incluye restos de espongiarios, equinodermos, gasterópodos, braquiópodos, briozoos, foraminíferos, ostrácodos, oncolitos, pellets, peloides e intraclastos.

- La unidad superior (*Bathonienne medio-Calloviense inferior*) se encuentra tras una superficie encostrada que marca una nueva etapa de inundación de la plataforma. Dentro de la unidad se diferencian 5–10 m de calizas grises edad *Bathonienne medio-superior*, coronadas por 1–5 m de capas irregulares de caliza microcristalina pardo-rosadas y bioturbadas, y abundante macrofauna de ammonites del *Calloviense inferior*.

Sobre estos niveles se encuentra la *Capa de oolitos ferruginosos de Arroyofrío*. Esta unidad aflora de forma excepcional en diversas localidades de la Sierra de Albarracín, donde ha sido objeto de diversos estudios (Villar del Cobo, Frias, Moscardón, Terriente, Arroyofrío). Se trata de un nivel de 0,3 a 1 m de espesor, con abundantes ooides ferruginosos de 2-3 mm de diámetro irregularmente distribuidos. Contiene abundantes macrofósiles de ammonites, espongiarios, bivalvos y braquiópodos. Junto a ammonites reelaborados del *Calloviense inferior*, se encuentran otros del *Oxfordiense inferior y medio* (parte inferior). La sedimentación durante el intervalo *Calloviense medio-Oxfordiense inferior* (que representa unos 5 millones de años de la historia geológica) fue muy irregular y discontinua. Es probable que la sedimentación tuviera lugar en una plataforma muy somera, con alternancia de etapas de exposición subaérea e inundaciones episódicas, que implicaron la erosión y retrabajamiento del sustrato y de los restos fósiles. Los ooides ferruginosos pudieron ser formados bien en la plataforma marina somera, con tasas de producción de carbonatos muy reducidas, o bien ser derivados de las zonas emergidas adyacentes, donde se formarían suelos lateríticos (en este caso, los ooides ferruginosos serían los residuos insolubles de estos paleosuelos, que fueron resedimentados en la plataforma). Esta etapa de nivel de mar bajo ha sido relacionada con el enfriamiento global que tuvo lugar desde el final del *Calloviense* hasta el inicio del *Oxfordiense* (tránsito Jurásico Medio-Superior).

4.3. Jurásico Superior

La discontinuidad del tránsito *Jurásico Medio-Superior*, materializada por el nivel con ooides ferruginosos de la *Capa de Arroyofrío*, marca el inicio del ciclo del *Jurásico Superior* (J-3, Fig. 2). Las unidades calcáreas y margosas de esta época forman amplios y continuos afloramientos al SE de la Sierra de Albarracín, desde Griegos hasta Jabaloyas, e incluyen rocas de gran interés científico y didáctico, caso de los niveles de pináculos arrecifales expuestos en torno a la población de Jabaloyas.

La primera unidad del *Jurásico Superior* corresponde a las calizas de la *Formación Calizas con esponjas de Yátova*, de edad *Oxfordiense medio-superior*. Su espesor está comprendido entre los 10 y 20 m. Se



Fot. 6. Formaciones Yátova, Sot de Chera y Pozuel (Frías de Albarracín).

trata de calizas de estratificación irregular, que forman un escarpe muy característico por debajo de las margas del final del *Oxfordiense* (Fot. 6). La *Fm. Yátova* representa una etapa de inundación de la plataforma (hasta varias decenas de metros de profundidad), y la colonización de sus fondos por una abundante epiu fauna, en especial equinodermos, esponjas, bivalvos y braquiópodos. Los ammonites son también muy abundantes. La unidad suprayacente, la *Fm. Margas de Sot de Chera* se inicia con 10-15 m de margas oscuras fosilíferas, depositadas al final del *Oxfordiense*. Los fósiles están bien preservados, a menudo piritizados, e incluyen ammonites, bivalvos, corales solitarios, crinoides, gasterópodos.

Una importante discontinuidad sedimentaria separa las unidades del *Oxfordiense* y del *Kimmeridgiense*. Éste último, en la Sierra de Albarracín, está constituido por cuatro formaciones que se encuentran en relación de cambio lateral según se hayan depositado en los dominios someros o relativamente profundos de la plataforma. En las zonas proximales, localizadas hacia el NO (Griegos, Frías, Terriente) las margas de la *Fm. Sot de Chera* forman una potente sucesión (*Kimmeridgiense inferior*, 60–80 m de espesor) con intercalación de niveles de are-

niscas. Sobre ellas se encuentran las calizas oolíticas masivas o con estratificación cruzada de la *Formación Calizas oolíticas de Pozuel* (parte media del *Kimmeridgiense*, 40–60 m de espesor) a las que siguen las calizas con pináculos arrecifales de la *Formación Calizas con corales de Torrecilla* (*Kimmeridgiense superior*, 30–50 m de espesor). Hacia el SE (Valdecuenca, Jabaloyas) las margas de la *Fm. Sot de Chera* reducen su espesor (menos de 20 m) por cambio lateral a las facies más profundas de la *Formación Ritmita calcárea de Loriguilla*. Se trata de alternancias rítmicas de marga-caliza, con espesores conjuntos de 70–90 m. La parte superior de esta unidad es también el equivalente lateral de la *Fm. Pozuel*, de modo que por encima de la *Fm. Loriguilla* se encuentra directamente la *Fm. Torrecilla*.

El *Kimmeridgiense* de la Sierra de Albarracín incluye puntos de gran interés científico. Destacan los afloramientos de la *Fm. Pozuel* entre Frías y Moscardón, donde se reconocen facies con estratificación cruzada formadas a partir de bajíos y dunas (barras) oolíticas de hasta 5 m de altura, que migraron a partir de los flujos unidireccionales inducidos por tormentas. Además, se encuentran diferentes afloramientos con exposición de arrecifes de corales y otros organismos bioconstructores del final del Jurásico (estromatopóridos, algas solenopóreas), cementados por microbios y algas cyanoficias (costras microbianas). Entre ellos, señalamos los niveles de corales ramosos de Frías (parte superior de la *Fm. Pozuel*), los pináculos de hasta 4 m de altura y facies oncolíticas de Terriente (localidad tipo del *Miembro Terriente*) y, de forma especial, los pináculos arrecifales de hasta 12 m de altura que afloran entre Valdecuenca, Jabaloyas, Tormón y Arroyo Cerezo. Los pináculos de Jabaloyas (Fot. 7), localizados en la zona de cabecera de los diferentes barrancos que cortan la Muela del Jabalón (cabeceras de los barrancos de la Canaleja, las Balsillas, la Hoz Seca, del Diablo) han sido objeto de numerosos estudios.

En el inicio del *Titónico* (último piso del *Jurásico*) el mar se retiró hacia el Este. Ello fue debido, en gran parte, al inicio de la etapa de actividad tectónica que se extendió por buena parte del *Cretácico Inferior* (*Rift del Cretácico Inferior*, Fig. 2). En la Sierra de Albarracín, la sedimentación al final del *Jurásico* fue muy irregular y discontinua, estando escasamente representada por las arcillas y areniscas de medios



Fot. 7. Pináculo arrecifal en la Fm. Torrecilla (Jabaloyas).

continentales y litorales de la *Formación Calizas, areniscas y arcillas de Villar del Arzobispo*. De esta unidad proceden los restos de dinosaurios encontrados en el entorno de Jabaloyas.

5. EL CRETÁCICO: UNIDADES ESTRATIGRÁFICAS Y EVOLUCIÓN SEDIMENTARIA

El *Cretácico* en la Sierra de Albarracín se encuentra representado en su extremo suroccidental, y sus afloramientos mas importantes se localizan en la Muela de San Juan y en una banda que se extiende entre Moscardón, Terriente y Jabaloyas. Su espesor total puede alcanzar los 500 m.

5.1. Cretácico Inferior

Está representado por la *Formación Arenas y arcillas de El Collado*. Su edad es *Hauteriviense superior* – *Barremiense inferior*. Se trata de una unidad arcillosa y arenosa de colores grises y rojizos. Se localiza en una banda de afloramiento en la falda de la Muela de San Juan y que se extiende entre las localidades de Guadalaviar y Griegos. Su sedimentación tuvo lugar durante una fase de tectónica extensiva que generó diversas cubetas mas o menos aisladas y en las que se produjo una sedimentación principalmente continental, de cursos fluviales en áreas pantanosas y lacustre en zonas de marismas costeras. El registro sedimentario es incompleto y se incluye en el ciclo C-1 (Fig. 2).

5.2. Cretácico Superior

Las rocas del Cretácico Superior están mejor representadas y se originaron durante un tiempo de calma tectónica y subsidencia generalizada. Las rocas, principalmente calizas, son de origen marino a excepción de las arenas que aparecen en la base del ciclo que tienen un origen continental (Fot. 8). La sedimentación de las calizas tuvo lugar en un contexto de una plataforma marina somera en la que las subidas



Fot. 8. Estratificación cruzada en la Fm. Utrillas (Guadalaviar).

y bajadas del nivel marino quedaron reflejadas en diversos ciclos transgresivos y regresivos (Ciclos C-2 y C-3, Fig. 2).

- *Formación Arenas de Utrillas*. Con esta unidad, de edad Albiense, comienza la Serie del *Cretácico Superior*. Se dispone recubriendo discordantemente a los materiales del *Cretácico Inferior* y *Jurásico*, con espesor variable de unos puntos a otros. Está constituida por arenas o areniscas feldespáticas de grano fino a grueso y con cantos silíceos dispersos, con matriz caolinítica blanca y cierto contenido en óxidos de hierro y frecuente estratificación cruzada (Fot. 8). Su depósito se realizó en ambientes continentales.

- *Formación Arenas, arcillas y calizas de Santa María de las Hoyas*. Se trata de una unidad heterolítica que se superpone a la *Fm. Utrillas* y está compuesta por una alternancia de limos, arcillas, arenas finas, y calizas algo arenosas y margas verdes, predominando los términos calcáreos hacia techo de la sucesión a la vez que contienen ostreidos, algas calcáreas y foraminíferos. Su espesor está en torno a los 50 m. y su edad es *Cenomaniense inferior – medio*. Representa el comienzo de la transgresión marina sobre los depósitos continentales de la unidad anterior y su depósito se realizó en una llanura mareal mixta terrígeno – carbonatada que gradualmente da paso a una plataforma interna carbonatada.

- *Formación calizas dolomíticas de Nuévalos*. Esta Formación se superpone a la anterior y esta constituida por una sucesión de unos 60 m de dolomías y calizas dolomíticas grises estratificadas y a veces nodulosas y bioturbadas de edad *Cenomaniense superior*. Presentan niveles bioclásticos, bioturbados, y laminados, que señalan que su depósito se realizó en ambientes sub a intermareales, dentro de una llanura mareal carbonada.

- *Formación Calizas nodulosas de Monterde*. Constituida por calizas nodulosas que hacia techo pasan a calizas dolomíticas tableadas y ligeramente arcillosas en las que se identifican restos muy fragmentados de braquiópodos, equinodermos y ammonites, con presencia de foraminíferos planctónicos. Su espesor oscila entre 20 y 30 m, y su edad aceptada regionalmente es de *Turoniense inferior*. Sus características litológicas y fosilíferas permiten interpretarla como depositada en condiciones de plataforma abierta de amplia circulación y de poca pro-



Fot. 9. Cretácico superior en la Muela de San Juan.

fundidad. Este depósito se relaciona con el máximo transgresivo del ciclo C-2 (Fig. 2) dentro de la Cordillera Ibérica (Fot. 9).

- *Formación Calizas Bioclásticas de Jaraba*. Es una unidad de dolomías muy cristalinas de aspecto masivo, que forman un resalte característico en el terreno. A veces se muestran algo tableadas o brechoides. En ocasiones es posible reconocer texturas bioclásticas con restos de moluscos y niveles bioturbados, y suelen presentar estratificación cruzada de gran escala. Tienen un espesor de 50 a 60 m y se le atribuye una edad *Turonense superior*. Todas estas características permiten interpretar que el depósito de esta unidad se realizó en una plataforma interna carbonatada con algunos parches arrecifales y el desarrollo de barras litorales calcareníticas. Representa el relleno de la plataforma y su progradación, y corresponde a la parte regresiva del ciclo C-2 (Fig. 2).

- *Formación Calizas dolomíticas del Pantano de la Tranquera*. Esta unidad descansa sobre una discontinuidad regional que se muestra por la falta de registro sedimentario del *Turonense final* y parte del *Coniaciense*. Se trata de una sucesión de calizas dolomíticas finas y dolomías cristalinas bien estratificadas, en las que es posible reconocer

la presencia de laminaciones, porosidad de disolución de bioclastos, cantos negros, brechas de desecación y pseudomorfos de anhidrita. Todo ello lleva a interpretar su depósito como realizado en una plataforma restringida y *sebkha* costera en condiciones de aridez. Con esta unidad se inicia el ciclo C-3 (Fig. 2). Su edad es difícil de precisar pero debe incluirse en el *Coniaciense* – *Santoniense inferior*.

- *Formación Calizas de Hontoria del Pinar*. Se dispone sobre la anterior de manera concordante, y en la Sierra de Albarracín está escasamente representada, encontrándose solo en el centro de los sinclinales de la Muela de San Juan y de El Vallecillo. Está formada por unos 15 a 30 m de calizas dolomíticas, a veces algo brechoides y con fragmentos de rudistas hacia la base, y calcarenitas y calizas bioclásticas con estratificación paralela y cruzada en su parte superior. Contienen restos de rudistas y frecuentes foraminíferos cuya asociación permite situarla en el Santoniense a Santoniense superior. Se interpreta como depositada en una plataforma poco profunda de alta energía, con desarrollo de barras calcareníticas. Corresponde a un episodio transgresivo sobre los materiales de la unidad anterior, dentro del ciclo C-3 (Fig. 2). Este ciclo se encuentra incompleto por falta de registro debido a la erosión.

6. TERCIARIO: TECTÓNICA Y SEDIMENTACIÓN

Al final del *Cretácico* tuvo lugar una regresión que culmina el ciclo C-3, que no se encuentra representada en la Sierra debido a la erosión. La regresión fue debida en parte al comienzo de las etapas compresivas de la *Orogenia Alpina*, provocadas por el choque de la placa Ibérica con la Europea. El resultado fue la erosión de relieves que se iban generando y el depósito sincrónico de estos materiales en las cuencas que se formaban en los márgenes de dichos relieves. De esta manera y debido a que los esfuerzos de compresión se continuaron a lo largo del *Terciario inferior* (*Paleógeno*), los materiales sedimentados durante este tiempo se encuentran discordantes sobre los mesozoicos y plegados conjuntamente con ellos. Durante el *Terciario superior* (*Neógeno*), una vez que cesaron los esfuerzos de compresión y los relieves estuvieron formados, la erosión actuó rellenando las pequeñas cuencas que se formaron en el seno de la Cordillera.



Fot. 10. Cabalgamiento del Alto Tajo. Portillo de Guadalaviar.

6.1. Paleógeno

En la Sierra de Albarracín los sedimentos plegados pertenecientes al *Paleógeno* se localizan en el núcleo del sinclinal del Alto Tajo – Valdecabriel. El conjunto de la Sierra presenta en su extremo suroccidental, una estructura cabalgante sobre la Serranía de Cuenca (Fot. 10), producto de la *Orogenia Alpina*. En el núcleo del sinclinal asociado al bloque inferior de este cabalgamiento, aparece una potente sucesión de materiales detríticos continentales, fundamentalmente arcillas rojas con areniscas y conglomerados de cantos angulosos pertenecientes al Paleógeno, y que se generaron en las partes proximales de abanicos aluviales procedentes de los relieves que se estaban formando.

6.2. Neógeno

En la Sierra de Albarracín existen pocos afloramientos de esta edad. En las proximidades de Gea de Albarracín se localizan discordantes sobre las calizas del *Jurásico medio y superior*. Se trata de una sucesión de conglomerados, areniscas y arcillas de tonos rojizos que constituyen los sedimentos del margen occidental de la fosa del Jiloca. En el interior de la Sierra los afloramientos neógenos se limitan a áreas

de poca extensión, de relleno de pequeñas depresiones como la que se extiende entre Bronchales y Orihuela del Tremedal, constituida por arcillas y arenas con cantos cuarcíticos dispersos, o los afloramientos discontinuos que se extienden entre Noguera y Tramacastilla, ambos de edad *Plioceno* y discordantes sobre los materiales del Mesozoico.

7. BIBLIOGRAFÍA

AURELL, M. (2002): El Triásico y Jurásico de la Cordillera Ibérica central. *XXXVI Curso de Geología Práctica de la Universidad de Verano de Teruel*, 45-64.

AURELL, M. y BÁDENAS, B. (1995): Las rampas carbonatadas del Jurásico superior en las Sierras de Albarracín y Palomera. *XIII Congreso Español de Sedimentología, Guía de Excusiones*, Universidad de Zaragoza, 7-57.

AURELL, M. y BÁDENAS, B. (2004): Los arrecifes de Jabaloyas-Arroyo Cerezo (Kimmeridgiense superior): reconstrucción paleoambiental y cambios del nivel del mar. *Geotemas*, 6 (2): 31-34.

AURELL, M. y MELÉNDEZ, G. (2004): Análisis paleoambiental y taxonómico de dos ecosistemas marinos en el Jurásico superior de la Cordillera Ibérica. *XXXVIII Curso de Geología Práctica de la Universidad de Verano de Teruel*, 45-64.

BÁDENAS, B. y AURELL, M. (1997): El Kimmeridgiense de los Montes Universales (Teruel): distribución de facies y variaciones del nivel del mar. *Cuad. Geol. Ibérica* 22: 15-36.

FERNÁNDEZ-LÓPEZ, S. (1977): Nuevos datos estratigráficos sobre el Bajociense inferior en Moscardón (Teruel). *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural*, (Geología), 75 (1977): 45-56.

FERNÁNDEZ-LÓPEZ, S., MELÉNDEZ, G. y SUÁREZ-VEGA, L.C. (1978): El Dogger y Malm en Moscardón (Teruel). *Grupo Esp. del Mesozoico, Guía de Excusiones al Jurásico de la Cordillera Ibérica*, VI.1-20.

GINER, J. y BARNOLAS, A. (1979): Las construcciones arrecifales del Jurásico Superior de la Sierra de Albarracín (Teruel). *II Coloquio de Estr. y Paleogeogr. del Sur de España. Granada. Cuad. de Geol.* 10, (1981), pp 73-82.

GUTIÉRREZ, M. y MELÉNDEZ, A. (Eds.) (1991): Introducción a la Geología de la Provincia de Teruel. *Instituto de Estudios Turolenses*. 158 p.

GINER, J. y BARNOLAS, A. (1980): Los biohermes de espongiarios del Bajociense superior de Moscardón (Teruel). *Acta Geológica Hispánica*, 15, 105-108.

HINKELBEIN, K. (1969): El Triásico y el Jurásico de los alrededores de Albarracín. *Teruel*, 41, 35-75.

I.G.M.E. (1985): Hoja Geológica E: 1:200.000 nº 47, Teruel. *Servicio de publicaciones del Ministerio de Industria y Energía*. Mapa y memoria 192 p.

MELÉNDEZ, G. y AURELL, M. (2001): El Jurásico de los alrededores de Albarracín: estratigrafía y paleogeografía. *Guía de Campo, XVII Jornadas de Paleontología. Publicaciones del SEPAZ*, 5 (3): 1-20.

PÉREZ-ARLUCEA, M. y REY, D. (1994): Sedimentación continental y marina del Pérmico y Triásico en la zona central de la cuenca Ibérica. Región de Albarracín-El Pobo de Dueñas. *Guía de Excursiones del IV Congreso de Triásico de España, Cuenca*. Alfredo Arche Editor. 56 p.

RIBA, O. (1959): *Estudio geológico de la Sierra de Albarracín*. Tesis Doctoral. Inst. Lucas Mallada, 283 p.



ASPECTOS GENERALES DE LA GEOMORFOLOGÍA DE LA SIERRA DE ALBARRACÍN

José Luis Peña Monné
Miguel Sánchez Fabre
María Victoria Lozano Tena

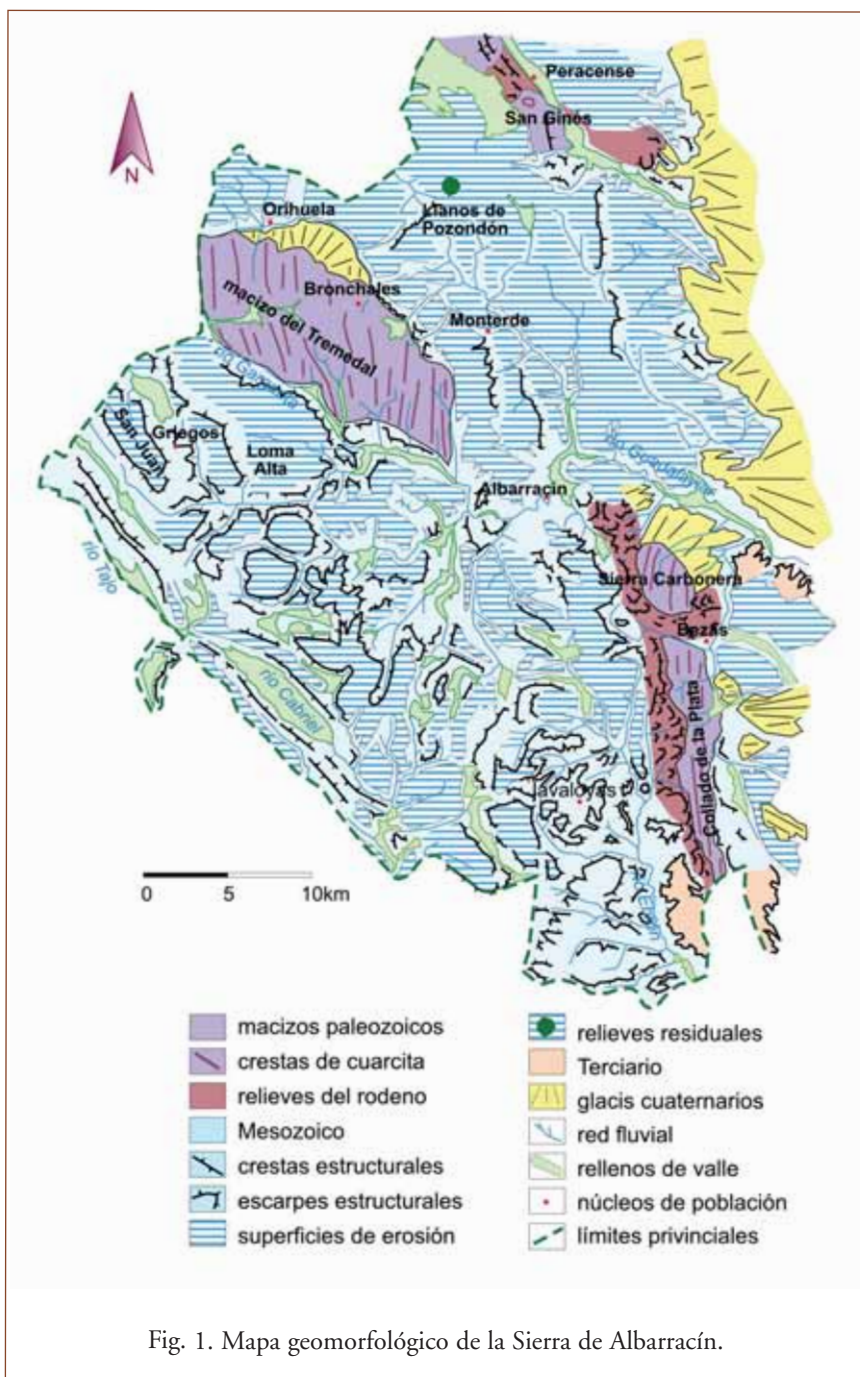
INTRODUCCIÓN

Desde el punto de vista geomorfológico, la Sierra de Albarracín ofrece una importante variedad de modelados (Fig. 1) y, además, una representación de los mismos bastante espectacular. Estas circunstancias vienen dadas por una larga evolución del relieve, en la que se alternan los procesos endógenos y exógenos, actuando estos últimos sobre áreas de considerable altura y de planitud manifiesta, que posibilitan y facilitan la generación de modelados ligados a fases frías, así como la acción de procesos corrosivos kársticos.

De una forma muy simplificada (Fig. 2), la Sierra de Albarracín está surcada en su parte central por una importante dorsal, constituida por un conjunto de antiformalas, en cuyo núcleo afloran los materiales paleozoicos, que se dividen en diferentes macizos y que, a su vez, están orlados por un tegumento de areniscas (*rodano*) del Buntsandstein. Tanto al Norte como al Sur se desarrollan extensas parameras, parcialmente escalonadas, que resultan de la elaboración de una superficie de erosión sobre materiales carbonatados jurásicos. Por otra parte, en el extremo suroccidental se localizan relieves estructurales invertidos, formados por sinclinales colgados predominantemente formados por materiales cretácicos, y arrasados en su cumbre por una superficie de erosión. Más al Sur se encuentra un importante frente de cabalgamiento, dando cara a un estrecho sinclinorio paleógeno, donde se ubica el área de nacimiento de los ríos Tajo y Cabriel, que constituyen el contacto con la Serranía de Cuenca.

1. LAS SUPERFICIES DE EROSIÓN

El arrasamiento más antiguo constituye la superficie **pretriásica**, que se reconoce muy localmente en algunos puntos en forma de rampas parcialmente exhumadas en los márgenes de los macizos paleozoicos, que nos habla de la importante etapa erosiva que tuvo lugar con posterioridad al desarrollo del orógeno hercínico y con anterioridad al Triásico inferior (Bunt), que es discordante sobre ella. Esta superficie ha favorecido el modelado en relieve apalachiano que pre-



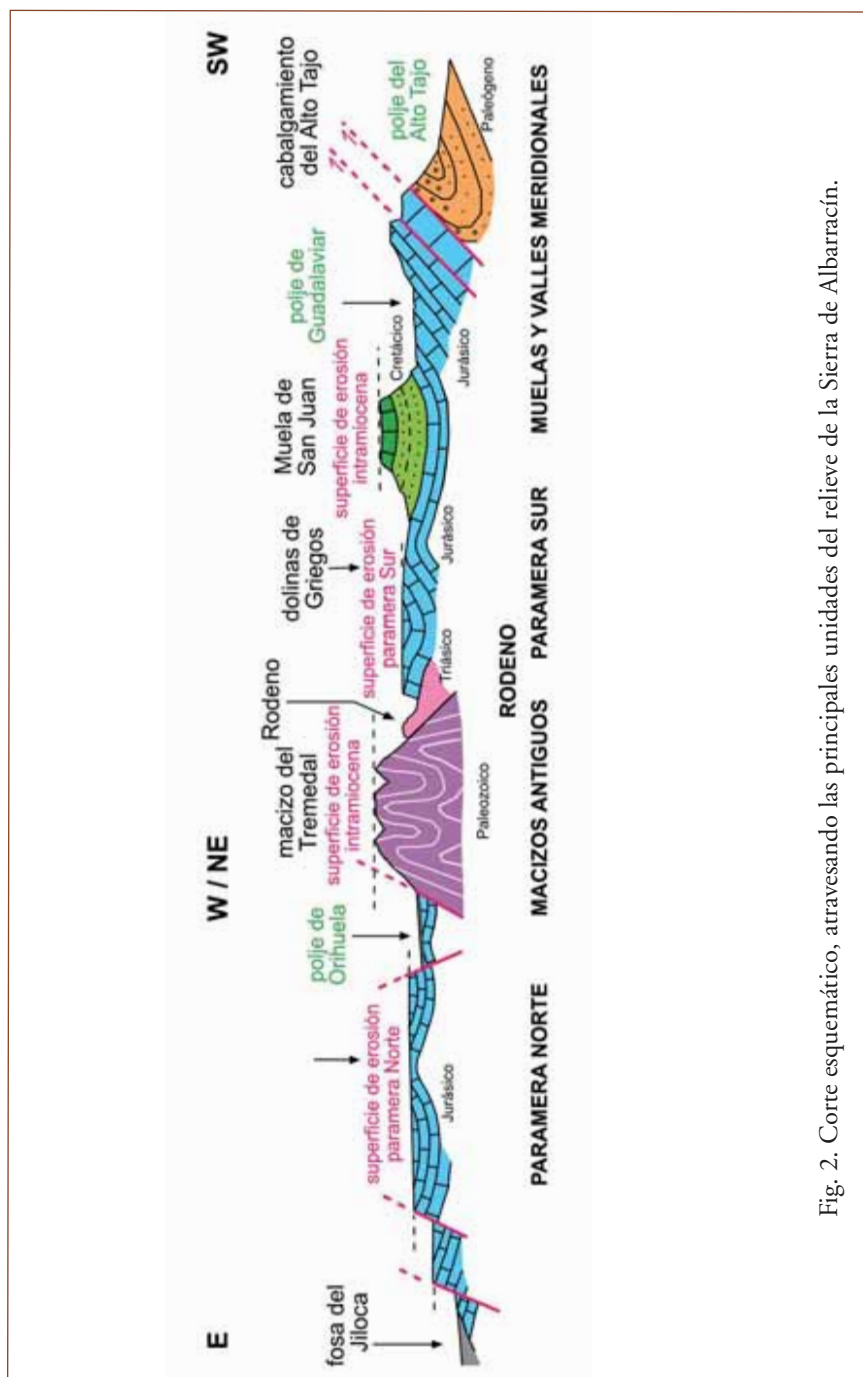


Fig. 2. Corte esquemático, atravesando las principales unidades del relieve de la Sierra de Albarracín.

sentan estos macizos paleozoicos, aunque tal vez parte de las superficies de cumbres puedan responder a una superficie posterior. También en la Muela de San Juan, al sur de la Sierra, se observa un importante cepillamiento cimero, que se eleva unos 200 m sobre la superficie de erosión fundamental, ya mencionada, elaborada a su pie en los materiales jurásicos. Este arrasamiento sobre materiales cretácicos al igual que el que afecta a las cumbres paleozoicas se interpreta como una **superficie de erosión de edad intramiocena**, que alcanza un importante desarrollo en la Cordillera Ibérica y marcos montañosos circundantes, tal como queda reflejado, entre otros, en los trabajos de Schwenzner (1936) y Gladfelter (1971). Esta superficie puede aparecer en el sector oriental de la Cadena Ibérica en posición de cumbres, como en este caso de la Muela de San Juan, pero también como superficie exhumada, en el fondo de las cubetas neógenas, como la de Teruel, sirviendo de base a los materiales miocenos de su relleno (Gutiérrez y Peña, 1976).

A ambos lados de la dorsal paleozoica, se presentan extensos afloramientos de materiales jurásicos, suavemente plegados, que están decapitados por una superficie de erosión bien desarrollada (Solé y Riba, 1952; Peña *et al.*, 1984; Gutiérrez y Peña, 1990). Al Sur de esta dorsal, la superficie se encuentra a unos 1.600 m y, al Norte, se presenta escalonada hacia la fosa del Jiloca, alcanzando un mayor desarrollo a una cota en torno a los 1.500 m (Llanos de Pozondón). Esta superficie de erosión enlaza, al Norte de Vilel, con el techo de la formación de calizas del páramo correspondientes a la fosa de Alfambra-Teruel, por lo que su edad se estima que debe situarse en el Plioceno inferior-medio, a juzgar por las dataciones paleontológicas de las formaciones calcáreas terciarias en esta fosa. Tanto la Muela de San Juan como los macizos paleozoicos y el tegumento triásico, así como un pequeño apuntamiento paleógeno (Ermita de los Santos de la Piedra), constituyen relieves residuales con respecto a esta superficie de erosión (Fot. 1), que debido a su extenso desarrollo se la ha denominado *superficie de erosión fundamental de la Cordillera Ibérica*. La etapa de deformación distensiva del Plioceno superior produce la deformación de esta superficie, configurando los grandes rasgos del relieve que observamos en la actualidad. En esta etapa se genera la fosa del Jiloca y la superficie de erosión se deforma y escalona hacia



Fot 1. Superficie de erosión de Pozondón y relieve residual de la ermita de los Santos de la Piedra.

dicha depresión, al igual que ocurre en otras unidades de la Ibérica oriental (Simón, 1984).

2. LA KARSTIFICACIÓN

Las morfologías kársticas alcanzan un extraordinario grado de desarrollo en la Sierra de Albarracín, encontrándose ejemplos realmente sobresalientes, sobre todo en lo relativo a las formas exokársticas, algunas de las cuales ya fueron descritas por Riba (1959). Se presentan degradadas y parcialmente capturadas por la red fluvial cuaternaria, lo que nos habla de la antigüedad de las fases álgidas de karstificación, que pueden remontarse a tiempos pliocenos.

Un conjunto de factores ha favorecido los procesos de corrosión kárstica. Por un lado, la presencia de formaciones carbonatadas en los materiales del Jurásico y del Cretácico superior, unido a la fracturación que presentan, posibilita la penetración del agua en el interior de los macizos y el desarrollo de las morfologías kársticas. No obstante, las intercalaciones margosas impiden la profundización del karst, facilitando la actuación de los procesos fluviales. Por otra parte, la



Fot. 2. Dolinas en embudo y en artesa de Griegos - Villar del Cobo
(Centro de Información Territorial de Aragón).

influencia de la fracturación se hace manifiesta en la orientación de las dolinas, desarrollo de los lapiales, localización de los sistemas de poljes y ubicación de las dolinas en pozos en zonas de máxima densidad de fracturación (Martin Escorza, 1991).

Sin embargo, el factor más significativo de cara al progreso de la karstificación, tanto en esta unidad como en el resto de la Cordillera Ibérica lo constituye la presencia de extensas superficies de erosión desarrolladas sobre los materiales carbonatados. De este modo, sobre la superficie intramiocena que nivela los conjuntos calcáreos de la Muela de San Juan se reconoce un importante campo de dolinas en embudo; también sobre la superficie de erosión fundamental, especialmente en los Llanos de Pozondón y en las áreas de Griegos-Villar del Cobo (Fot. 2) y Frías de Albarracín, la extensión de las dolinas se hace realmente espectacular sobre formaciones jurásicas. En la parte meri-

dional de la Sierra predominan los sistemas de poljes, que se prolongan hacia la Serranía de Cuenca. Las formas endokársticas, como en la mayor parte de la Cordillera Ibérica, alcanzan un escaso desarrollo y posiblemente ello es debido a la deformación del Plioceno superior, que pudo favorecer la compartimentación y desconexión de los sistemas de cavidades y galerías. La red fluvial también responde a este tipo de modelado, elaborándose profundos cañones fluvioikársticos y acumulándose importantes formaciones de tobas calizas en algunos tramos de su recorrido.

3. LAS FORMAS DE CLIMA FRÍO

A nivel casi anecdótico, existen algunas morfologías de ambiente glaciar, aunque reducidas a un pequeño sector del macizo del Tremedal, que incluye una morrena, situada a la salida de un circo, así como un excelente glaciar rocoso (Peña *et al.*, 2000). Pero uno de los rasgos más relevantes de la geomorfología de la Sierra de Albarracín lo constituye la morfología periglacial, que alcanza una magnitud considerable, reconociéndose ejemplos de indudable interés, incluso a escala peninsular. Se pueden diferenciar dos tipos de modelados en función de su ubicación geológica. Así, en los macizos paleozoicos, durante las fases frías cuaternarias las elevaciones de cuarcitas armoricanas y del Valentiense inferior, afectadas por la crioclastia, suministraron materiales de gran tamaño que dieron origen a laderas y ríos de bloques. Estas formas ya fueron reconocidas por Riba (1959) y García-Sáinz (1962). Por otra parte, en las laderas elaboradas en materiales calizos, son bastante frecuentes los depósitos de grèzes litéos o derrubios estratificados, así como canchales relictos y funcionales (Peña y Jiménez, 1993).

El ámbito periglacial más importante es el macizo del Tremedal. Esta unidad de relieve está configurada por un conjunto de pliegues más o menos cilíndricos y un modelado apalachiano, dando lugar a una serie de crestas aplanadas cuarcíticas y valles labrados en materiales pizarrosos (Fot. 3). Sobre este relieve contrastado tuvo lugar la actuación de los procesos periglaciares generando formas acumulativas en laderas y valles. Los bloques están empastados en una matriz arenoso-arcillosa y, en aquellas áreas en que esta matriz ha sido lavada superficialmente, los bloques quedan expuestos, carentes de vegetación. Los



Fot. 3. Panorámica general del macizo del Tremedal.

bloques de todas estas acumulaciones están colonizados por líquenes, lo que indica una ausencia de movimiento en la actualidad. La edad de las mismas es difícil de precisar, aunque no cabe duda que se trata de formas relictas y muy posiblemente en relación con las últimas pulsaciones frías pleistocenas.

4. EL MODELADO FLUVIAL

La instalación de la red fluvial se produjo sobre la superficie de erosión fundamental, por un encajamiento epigénico ayudado por el levantamiento finiterciario de esta región. La mayor parte de la Sierra de Albarracín está drenada por la red del río Guadalaviar, que elabora profundas gargantas, labradas en las formaciones calizas, separadas por valles ensanchados abiertos en los materiales blandos del Keuper. Estas circunstancias motivan que las acumulaciones de terrazas estén mejor desarrolladas en estos tramos amplios de los valles (Torres, Albarracín), así como en los lóbulos de algunos meandros encajados, donde se reconocen hasta cinco niveles. No obstante, pueden observarse en estos encajamientos acumulaciones de travertinos, puntualmente de gran desarrollo, que presentan morfologías en cascadas, depósitos de represamiento, etc. (Calomarde, Entrambasaguas).

5. UNIDADES DEL RELIEVE

Siguiendo especialmente el condicionante litológico, la Sierra de Albarracín puede dividirse en una serie de grandes unidades morfoestructurales (Figs. 1 y 2), caracterizadas por modelados diferentes. Estas grandes unidades de relieve son las siguientes:

5.1. Los macizos antiguos

Se corresponden con la alineación discontinua de macizos paleozoicos que constituyen la dorsal central de la Sierra de Albarracín. Son los macizos del Nevero, Tremedal, Carbonera, Collado de la Plata y San Ginés, éste último ya en el Norte de la Sierra, prolongándose hacia Sierra Menera por el Noroeste.

Estos macizos se encuentran individualizados por su mayor altura entre los afloramientos mesozoicos que les circundan, afectados puntualmente además por alguna falla marginal. Desde el NW se dis-

tribuyen adoptando una pequeña curvatura, identificándose siempre con destacados relieves de la Sierra, que se encuentran topográficamente elevados por encima de las extensas planicies de su entorno. De los cinco macizos, el del Tremedal no solamente es el de mayor tamaño, sino también el más elevado. Su cerro de Caimodorro, con 1920 m de altura, alcanza la cota máxima de la Sierra.

Su morfología de *relieves apalachianos* ha sido condicionada por su propia constitución litológica. Los niveles cuarcíticos resistentes configuran bandas paralelas en resalte (Fot. 3), orientadas estructuralmente de N a S y con aplanamientos en sus cumbres. Estas bandas quedan alternativamente separadas por los valles de igual orientación, abiertos en los materiales pizarrosos más blandos. Siguiendo los planteamientos de Peña *et al.* (1984) y Jiménez (1987) en atención a otras superficies elevadas de la Sierra, la superficie que nivela estas cumbres podría interpretarse como de edad intramiocena.

Estos macizos han sido modelados durante el Cuaternario por los procesos de carácter periglacial. Las morfologías resultantes han sido minuciosamente estudiadas por Gutiérrez y Peña (1977) en el macizo del Tremedal, donde por otra parte alcanzan su mayor desarrollo e importancia. Estos autores señalan las siguientes formas acumulativas:

- *laderas de grandes bloques*, alimentadas por las cornisas cuarcíticas. Su material fino ha sido lavado en la parte central de la acumulación, observándose cierto orden en los bloques acumulados, precisamente por el proceso de levantamiento por helada. El material de mayor tamaño suele encontrarse al pie de la acumulación, y en la parte superficial de la misma.

- Otras morfologías son los *lóbulos y bancos de solifluxión*, desarrollados sobre los afloramientos pizarrosos de las laderas, con taludes de hasta 3 m y anchuras medias que oscilan entre los 0'2 y 2 Km en el caso de los bancos.

- Estas acumulaciones se movilizarían siguiendo la pendiente de las laderas hasta el fondo del valle, originándose algunos *ríos de bloques*, de hasta 2'6 Km de longitud y más de 250 m de anchura, lavados de material fino en su eje, y ordenados como las laderas de bloques.

5.2. Los relieves del rodено

Bordeando los macizos paleozoicos encontramos los más destacados afloramientos de materiales triásicos de la Sierra. Entre estas litologías adquieren una importante expresión morfológica los conglomerados y areniscas del Buntsandstein (rodено), localizadas sobre todo en torno a los macizos de Carbonera y Collado de la Plata, concretamente entre las localidades de Albarracín, Bezas y Tormón. Otro de los afloramientos a destacar es el que bordea el núcleo de San Ginés, en la Sierra de Ródenas.

Estos materiales detríticos del Triás inferior constituyen un conjunto de gran resistencia erosiva, que alcanza los 180 m de potencia (Riba, 1959). Los conglomerados basales se identifican con elementos silíceos, con matriz de arenisca rojiza. Las areniscas suprayacentes están formadas por granos de cuarzo con matriz arcillosa y cemento calcáreo o silíceo. En ambos casos se observan estratificaciones cruzadas y paleocanales.

Este conjunto litológico presenta un macromodelado de formas turriculadas y bloques de arenisca, separados por largos y angostos corredores o *callejones* (Fot. 4). Son morfoestructuras condiciona-



Fot. 4. Macroformas de arenisca en el sector de Ródenas.

das por la ampliación erosiva de las diaclasas preexistentes que acaban generando *torres* de hasta 20 m de altura. y *callejones* de hasta 3'5 Km. Los bloques y torres están afectados por procesos de meteorización superficial que liman sus vértices y aristas, originando las típicas morfologías en *tormo*. Por otro lado, en su parte basal suelen originarse frecuentes abrigos dejando voladizos de areniscas.

En cuanto a microformas se refiere, las areniscas del Buntsandstein en Albarracín se encuentran salpicadas de numerosas *gnammas* superficiales, frecuentemente agrupadas en auténticos campos de gnammas, que están conectadas a veces por canales de drenaje. También se presentan muy *tafonizadas* en sus paredes verticales, con fuerte *alveolización* en las zonas más favorables. En cualquier caso, son morfologías de alteración originadas por los mecanismos de disgregación granular, descamación y desplazación, bajo condicionantes de tipo climático, biológico y litológico-estructural (Benito *et al.*, 1993).

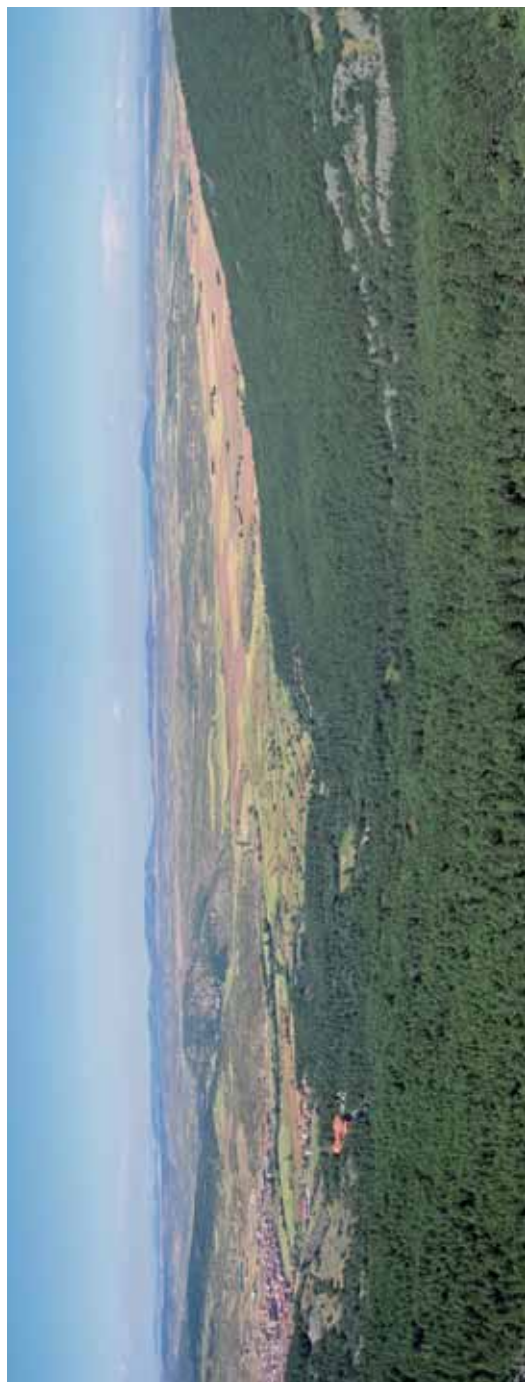
5.3. Las parameras calcáreas

A ambos lados de la dorsal paleozoico-triásica que constituyen las unidades anteriores, encontramos las parameras calcáreas de Pozondón y de Villar del Cobo, extendiéndose respectivamente hasta el macizo septentrional de Sierra Menera-San Ginés y hasta la alineación de muelas meridionales.

Son en general dos extensos aplanamientos en materiales carbonatados, que se han identificado con la denominada *superficie de erosión fundamental* (Peña *et al.*, 1984). Su deformación posterior, en el Plioceno superior, determinó su estado actual.

Estas parameras se encuentran en posición deprimida respecto a sus relieves marginales, localizándose entre los 1300-1500 m de altitud la paramera Norte de Pozondón (Fot. 5), mientras que la meridional, de Villar del Cobo, se ha desarrollado a mayor altura, entre los 1600 y 1700 m. Concretamente la planicie de Pozondón se presenta además en forma de graderío, cayendo escalonadamente hacia la depresión del Jiloca.

Son superficies intensamente karstificadas, compartimentadas por el encajamiento de la red fluvial y muy alteradas por los procesos de gelifracción. En estas superficies se han desarrollado diferentes for-



Fot. 5. Superficie de erosión fundamental de Pozondón y polje de Orihuela, desde la ermita del Tremedal. Al fondo Sierra Menera y Sierra Palomera.

mas exokársticas (Gutierrez y Peña, 1979 a, b). Si bien los *lapiaces* han sido generalmente alterados por la gelifracción superficial que afecta a la zona, en cambio son muy frecuentes los campos de dolinas. Muy características son las *dolinas en cubeta*, agrupadas en *uvalas* generalmente, aunque las más espectaculares son las *dolinas en embudo* de los campos de Pozondón y Griegos. Bajo favorables condiciones litoestructurales, se han conformado también algunos sistemas de *poljes*, como el de Orihuela del Tremedal (Fot. 5) y el de Ródenas.

Distintos *valles de fondo plano o de incision lineal* individualizan retazos diferentes de superficie de erosión, compartimentada por auténticos cañones o gargantas cuando se trata de cursos de primer orden. El mejor ejemplo lo constituye el mismo río Guadalaviar, en el que alternativamente se suceden profundos valles de fondo plano, abiertos en el Keuper, entre tramos de cañones calcáreos de más de 200 m de desnivel. Estos valles estrechos presentan frecuentemente laderas regularizadas por *derrubios estratificados*, así como algunos restos de niveles de terraza fluvial y laderas con deslizamientos en el tramo medio del Guadalaviar (Peña y Jiménez, 1993).

5.4. Las muelas y valles meridionales

El sector más meridional de la Sierra está constituido por una alineación de relieves con morfología de muela, individualizados por amplios valles perimetrales, y en resalte topográfico. Son en concreto las Muelas de San Juan, Frías de Albarracín, Moscardón, Terriente y Javalón.

Se corresponden en su conjunto con una sucesión de grandes sinclinales colgados, de direcciones diferentes, suaves buzamientos y cierres periclinales, que han sido modelados en materiales cretácicos. Presentan una cornisa resistente, elaborada en las litologías calcáreas del Cretácico superior, y un talud areno-arcilloso abierto en las series inferiores del Cretácico. El sinclinal de Frías está conformado en las series del Jurásico inferior (Lías).

Sus cumbres conservan algunos retazos de superficies erosivas, posiblemente intramiocenas, salpicadas por algunas *dolinas en embudo* en el caso de la Muela de San Juan y Frías de Albarracín. Sus taludes han sido retocados por soliflucción, encontrándose también, en el pri-



Fot. 6. Gran nava (o polje) del Alto Tajo, desde el Portillo de Guadalaviar.

mero de estos relieves, destacadas *laderas con grandes bloques* de origen posiblemente periglaciario.

Grandes valles de fondo plano marginan estos relieves (Fot. 6), identificándose habitualmente con espléndidos *poljes* (Jiménez, 1991; Peña *et al.*, 1990, 1991). La existencia de estructuras deprimidas perimetrales, afectando a litologías calcáreas o arcillosas suprayacentes, facilita la génesis de poljes como los de Guadalaviar-Villar del Cobo-Frías de Albarracín.

Hacia el sur, el sinclinal paleógeno del Alto Tajo-Valdecabriel, de dirección ibérica, establece el límite entre la Sierra de Albarracín y la de Cuenca. Este pliegue cobija dos grandes valles de fondo plano, recorridos en dirección opuesta por los ríos Tajo y Cabriel, en su tramo de cabecera (Fot. 6). El flanco norte de este sinclinal lo constituye el fuerte relieve creado por el cabalgamiento de materiales mesozoicos del Portillo de Guadalaviar.

6. EVOLUCIÓN GEOMORFOLÓGICA

El relieve actual de la Sierra de Albarracín está condicionado sobre todo por el desarrollo de la superficie de erosión fundamental y su deformación posterior. Las estructuras creadas con el plegamiento alpino fueron niveladas por esta superficie erosiva, que acabó simultáneamente rellenando las depresiones marginales de la Sierra, hasta originar una vasta superficie de erosión-colmatación, en el Plioceno medio-superior. Este aplanamiento fue deformado con la última fase tectónica del plegamiento alpino, en el Plioceno superior, originando las grandes directrices del relieve actual de la Sierra.

Los niveles de aplanamiento de las cumbres más elevadas de la Sierra, concretamente las cumbre de los macizos paleozoicos centrales y de las muelas cretácicas meridionales, podrían interpretarse también como restos de una superficie anterior, quizás intramiocena, y como *relieves residuales* en relación con la superficie fundamental.

Estas superficies se encuentran muy alteradas por los procesos de disolución kárstica, que comenzarían ya a finales del Neógeno y continuaron a lo largo del Cuaternario. En estas parameras se han desarrollado numerosos y densos campos de dolinas y poljes, de diferentes for-

mas, facilitados por su estructura y litología, y también por su topografía plana y elevada.

Durante el Cuaternario se produjo el encajamiento de la red fluvial de la Sierra, originando valles diferentes en función principalmente de la litología sobre la que se instalan. En consecuencia, las superficies erosivas se encuentran compartimentadas bien por valles de fondo plano, cuando se desarrollan sobre litologías bandas, o de incisión lineal, originando profundos cañones, cuando afectan a formaciones carbonatadas más resistentes. En cualquier caso, las laderas de estos valles se encuentran regularizadas por acumulaciones de génesis periglaciaria, conservándose también algunos retazos de antiguas terrazas en el curso medio del Guadalaviar.

El relieve de la sierra ha sido modelado igualmente por los procesos periglaciares del Cuaternario. La gelifracción ha afectado a toda la zona, originando laderas y ríos de bloques en los macizos paleozoicos y grezès liteés, canales y canchales cuando afectan a los materiales calcáreos del Jurásico. Los taludes blandos también han sido modelados por procesos de solifluxión, originando lóbulos, bancos y laderas con bloques en las zonas elevadas de la Sierra, y algunos deslizamientos sobre el Keuper, en su franja media.

En el Holoceno se registran también dos etapas templado-cálidas, asociadas en concreto con el Óptimo Postglaciario y el Subboreal (entre 6.800-10.100 y 4.630 años B.P.), que propiciaron la génesis de las acumulaciones travertínicas tanto del Guadalaviar, como de su afluente el río de la Fuente el Berro (Meléndez *et al.*, 1993; Peña *et al.*, 1994; Sancho *et al.*, 1997). Los depósitos holocenos más recientes están datados además por su relación de anterioridad/posterioridad al acueducto romano construido en el margen del Guadalaviar, que se completan con otra etapa postmedieval observada en otros puntos de la Sierra.

7. BIBLIOGRAFÍA

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

GARCÍA SÁINZ, L. (1962): Frostbodenformen im Idubeda-Gebirge (Spain). *Z. für Geomorphologie*, N.F. 5: 33-50.

GLADFELTER, B.G. (1971): *Meseta and Campiña landforms in Central Spain. A Geomorphology of the Alto Henares Basin*. The Univ. of Chicago. Dpt. of Geography. Research paper, 130, 204 p.

GONZÁLEZ SAMPÉRIZ, P., VALERO, B., MORENO, A., PEÑA, J.L., LONGARES, L.A., GARCÍA RUIZ, J.M., LOZANO, M.V., NAVAS, A., SANCHO, C. y DELGADO, A. (2009): Aportación al conocimiento de los paleoambientes cuaternarios del Macizo del Tremedal (Sierra de Albarracín, Teruel) *Teruel*, 91 (1), 9-25.

GUTIÉRREZ, M. y PEÑA, J.L. (1976): Glacis y terrazas en el curso medio del río Alfambra (provincia de Teruel). *Bol. Geol. y Minero*, 87(6), 561-570.

GUTIÉRREZ, M. y PEÑA, J.L. (1977): Las acumulaciones periglaciares del Macizo del Tremedal (Sierra de Albarracín). *Bol. Geol. y Minero*, LXXXVIII-II, 109-115. Madrid.

GUTIÉRREZ, M. y PEÑA J.L. (1979 a): El karst de los Llanos de Pozondón (Sierra de Albarracín). *Teruel*, 39-46. Teruel.

GUTIÉRREZ, M. y PEÑA, J.L. (1979 b): El karst de Villar de Cobo (Sierra de Albarracín). *Estudios Geológicos*, 35, 651-654. Madrid.

GUTIÉRREZ, M. y PEÑA J.L. (1990): *Las formas del relieve de la provincia de Teruel*. Instituto de Estudios Turolenses. Teruel.

JIMÉNEZ, A. (1987): *Estudio Geomorfológico de las Muelas de San Juan y Frías de Albarracín (Provincia de Teruel)*. Mem. de Licenciatura. Univ. de Zaragoza. 267 p.(ined.).

JIMÉNEZ, A. (1991): Estudio geomorfológico de las Muelas de San Juan y de Frías de Albarracín (provincia de Teruel). *Teruel*, 82(1), pp. 55-77.

MARTIN ESCORZA, C. (1991): Alineamientos preferentes en el campo de dolinas de Villar del Cobo (Teruel). *Geogaceta*, 10, 143-145.

MENÉNDEZ y ESTERAS (1965): Análisis polínico de la turbera de los "Ojos del Tremedal" (Orihuela del Tremedal, Teruel). *Teruel*, 34, 191-198. Teruel.

MELÉNDEZ, A., PEÑA, J.L. y SANCHO, C. (1993): *Estudio de las formaciones travertínicas de la cuenca del río Guadalaviar (Sierra de Albarracín, provincia de Teruel)*. Instituto de Estudios Turolenses. 100 p. Teruel.

PEÑA, J.L., ECHEVERRÍA, M.T. y JIMÉNEZ, A. (1991): El sistema de poljes de Guadalaviar-Villar del Cobo-Frías de Albarracín (prov. de Teruel). *Teruel*, 82(1), 79-100. Teruel.

PEÑA, J.L., GUTIÉRREZ, M., IBÁÑEZ, M.J., LOZANO, M.V., RODRIGUEZ, J., SÁNCHEZ-FABRE, M., SIMÓN, J.L., SORIANO, M.A. y YETANO, L.M. (1984): *Geomorfología de la provincia de Teruel*. Instituto de Estudios Turolenses, 149 p. y 1 mapa geomorfológico 1:200.000. Teruel.

PEÑA, J.L. y JIMÉNEZ, A. (1993): El modelado de laderas del curso medio del río Guadalaviar (Sierra de Albarracín, prov. de Teruel). *El Cuaternario en España y Portugal*, 1, 129-134. Madrid.

PEÑA, J.L., JIMÉNEZ, A. y ECHEVERRÍA, M.T. (1990): Geomorphological cartography and evolutionary aspects of the Sierra de Albarracín poljes (Eastern Iberian Ranges, Teruel, Spain). *Geografía Física e Dinámica Cuaternaria*, 12, 51-57.

PEÑA, J.L., LOZANO, M.V., SÁNCHEZ-FABRE, M., JIMÉNEZ, A., LONGARES, L.A., CHUECA, J. y JULIÁN, A. (2000): las acumulaciones de clima frío de la sierra de Albarracín en el contexto de la Cordillera Ibérica oriental. En PEÑA, J.L., SÁNCHEZ-FABRE, M. y LOZANO, M.V. (Eds.): *Procesos y formas periglaciares en la montaña mediterránea*, 127-147. Inst. Estudios Turolenses. Teruel.

PEÑA, J.L., SANCHO, C., MELÉNDEZ, A. y JIMÉNEZ, A. (1994): Las formaciones travertínicas holocenas de la cuenca del río Guadalaviar (Sierra de Albarracín, Provincia de Teruel). Aspectos geomorfológicos y paleoclimáticos. En *Geomorfología en España. III Reunión de Geomorfología. Logroño 1994*. I, 159-172. S.E.G. Univ. de La Rioja. I.P.E. y I.E.R. Logroño.

RIBA, O. (1959): *Estudio geológico de la Sierra de Albarracín*. Inst. Lucas Mallada C.S.I.C. monografía nº 16, 283 p. Madrid.

SANCHO, C., PEÑA, J.L. y MELÉNDEZ, A. (1997): Controls on Holocene and present-day travertine formation in the Guadalaviar River (Iberian Chain, NE Spain). *Z. Für Geomorphologie*, 41 (3), 289-307.

SCHWENZNER, J.E. (1937). Zur morphologie des Zentralspanischen Hochlandes. *Geogr. Abhl.*, H. 10. Stuttgart (Resumen en *Bol. Soc. Esp. Hist. Nat.*, 41, 121-147).

SIMÓN, J.L. (1984): *Compresión y distensión alpinas en la cadena ibérica oriental*. Instituto de Estudios Turolenses, 269 p. Teruel.

SOLÉ, L. y RIBA, O. (1952): El relieve de la Sierra de Albarracín y zonas limítrofes de la Cordillera Ibérica. *Teruel*, 7, 7-22. Teruel.

STEVENSON, A. (2000): The Holocene forest history of the Montes Universales, Teruel, Spain. *The Holocene*, 10 (5): 603-610.



**LAS SUPERFICIES DE EROSIÓN
DE LA SIERRA DE ALBARRACÍN
EN EL CONTEXTO GENERAL DE
LA CORDILLERA IBÉRICA CENTRORIENTAL**

María Victoria Lozano Tena
José Luis Peña Monné

INTRODUCCIÓN

El rasgo dominante del paisaje de la Cordillera Ibérica Oriental es la existencia de amplias altiplanicies, que se identifican con superficies de erosión, elaboradas a lo largo del Neógeno. Se trata del elemento morfológico más característico de la Cadena, tanto por ser la forma de relieve que mayor extensión alcanza, puesto que está presente en todas las unidades, como por constituir un eslabón evolutivo fundamental, ya que, a partir de ella, se han desarrollado todas las demás.

El concepto de superficie de erosión tiene su origen en las concepciones davisianas del ciclo de erosión normal, puesto que puede asimilarse al de *peniplain*, correspondiendo al resultado de la tercera fase de evolución del relieve, tras las etapas de juventud y madurez. En la senectud va a producirse la progresiva reducción de los interfluvios, que conducirá a la génesis de una superficie prácticamente aplanada y suavemente inclinada hacia el nivel de base general, una penillanura, sobre la que pueden resaltar pequeños relieves residuales o *monadnocks*, y que suele estar cubierta por formaciones detríticas más o menos potentes.

El sentido estabilista de esta teoría y el concepto de erosión normal fueron duramente criticados por los sucesores de Davis. Se plantea entonces la simultaneidad de la tectorogénesis y de la morfogénesis. Si el ciclo se ve interrumpido por pulsaciones tectónicas marcadas, tiene lugar un rejuvenecimiento, traducido en niveles de erosión escalonados, progresivamente más recientes en sentido descendente. Si, por el contrario, las deformaciones son débiles, sólo se producen sucesivos retoques apreciables del aplanamiento, que desembocan en una penillanura poligénica. Posteriormente, con el desarrollo de la geomorfología climática, las superficies serán consideradas básicamente como el resultado de la actuación sucesiva de sistemas morfogenéticos distintos, vinculados con los medios bioclimáticos correspondientes, en los que se atribuye un papel fundamental a la vegetación (biostasias y rexistasias). El problema estriba en la conjugación de estas alternancias morfoclimáticas con los efectos de las deformaciones tectónicas, muy importantes a lo largo de todo el Terciario y Cuaternario, sobre todo en la cuenca mediterránea.

Formas de relieve relativamente similares se consideran resultado de una intensa meteorización química bajo condiciones cálidas y muy húmedas, pero también son típicas de regiones secas, donde se generan planos rocosos inclinados, conocidos por los autores anglosajones como *pediments* y *pediplains*. El *pediplain* es un aplanamiento elaborado en regiones semiáridas por la coalescencia de *pediments*. El término francés de *glacis*, se puede adaptar también a esta idea, considerado como una gran llanura de erosión inclinada, constituida o no por cubierta detrítica.

Las superficies de erosión en la Cordillera Ibérica Oriental se identifican con aplanamientos que biselan de manera generalizada rocas y estructuras variadas, pero predominantemente calcáreas. Su geometría es más o menos perfecta, aunque suelen estar dotadas de cierta pendiente en un sentido concreto y admiten irregularidades y relieves residuales de variada extensión. Suelen estar parcialmente fosilizadas o lateralmente asociadas a formaciones detríticas, que permiten su datación y el reconocimiento de los variados procesos y condiciones bioclimáticas bajo las cuales se han generado.

El estudio de las superficies de erosión no es fácil. Su antigüedad hace que muchas veces aparezcan degradadas y sólo se conserven a modo de línea de cumbres nivelada, difícil de identificar. En torno a los relieves residuales, donde la pendiente se incrementa progresivamente, resulta imposible delimitar el aplanamiento. Esta problemática se agrava como consecuencia de la fuerte disección fluvial, que en ocasiones vuelve irreconocible la superficie, hasta el punto de plantearse la posibilidad de que amplios sectores se hallen exentos del arrasamiento. Otras veces, la horizontalidad de los estratos impide discernir si nos hallamos ante una superficie estructural o erosiva. Además, en la Cordillera Ibérica se han constatado hasta tres niveles cronológicamente distintos, que, incluso, están deformados por la tectónica, lo que complica, todavía más, su análisis.

1. LOS NIVELES DE SUPERFICIE DE EROSIÓN Y SU EXTENSIÓN

Aplanamientos del estilo de los descritos han sido reconocidos en la Sierra de Albarracín, en la práctica totalidad de la Cordillera Ibérica.

rica y en otras unidades de la Península Ibérica, elaborados sobre todo tipo de sustratos litológicos. En las unidades más próximas a escala peninsular todavía no se han planteado conclusiones claras y consensuadas acerca de las superficies de erosión, en lo que se refiere a la existencia de varios niveles distintos, deformados o no, génesis y cronología.

Por la proximidad y por el gran desarrollo espacial que alcanzan, hay que destacar las superficies de erosión de la Meseta, cuyo estudio ha dado lugar a dos hipótesis diferentes:

- Birot y Solé Sabarís (1954) y Solé Sabarís (1986) hacen referencia a una única superficie deformada, denominada “fundamental” y considerada finimiocena. Este aplanamiento habría sido desnivelado por la tectónica Rodánica, que elevó algunos retazos hasta el nivel de cumbres y desencadenó un nuevo ciclo erosivo, que da lugar a un pedimento, relacionado con las rañas y datado como finiplioceno.
- Schwenzner (1943), Gladfelter (1971), García Abbad (1978) y Pérez González (1982), suponen la existencia de distintas superficies erosivas encajadas, hasta cinco, separadas por fases tectónicas activas y correlativas a las distintas unidades tectosedimentarias terciarias e incluso del Cuaternario antiguo. Hipótesis similares a ésta última, pero con diferentes dataciones para los distintos niveles de aplanamiento, han sido presentadas por Pellicer (1984) y Lemartinel (1985) en el Sector Noroccidental de la Cordillera Ibérica.

Las superficies de erosión en la Cordillera Ibérica Oriental han sido estudiadas por numerosos autores, cuyas opiniones, al igual que en la Meseta, pueden enmarcarse en dos hipótesis hasta cierto punto enfrentadas:

- En primer lugar la que considera una *única superficie* erosiva y atribuye a su deformación un papel definitivo en la configuración actual del relieve, aunque aceptan la existencia de rampas erosivas posteriores a esta etapa crucial (Birot, 1959; Simón, 1984).
- La segunda hipótesis, propuesta por Pailhé (1974 y 1984), se plasma en el reconocimiento de *varias superficies* distintas, aun-

que básicamente el esquema planteado no es totalmente opuesto al anterior. Difiere, entre otras cosas, en su datación y en la escasa importancia que a nivel general se otorga a las deformaciones del aplanamiento.

En nuestra exposición sobre la problemática general planteada, seguiremos un orden cronológico puesto que cada teoría parte de la anterior, a la que complementa con la ayuda de recientes descubrimientos paleontológicos o de los nuevos supuestos. En realidad, el modelo evolutivo más aceptado en la actualidad, propuesto por Peña *et al.* (1984) y en otros trabajos posteriores, es ecléctico, en el sentido de que retoma en parte supuestos procedentes de las dos hipótesis presentadas.

2. LA DEFORMACIÓN DE LA SUPERFICIE DE EROSIÓN FUNDAMENTAL FINIPONTIENSE

Unos de los primeros estudios serios sobre este tema fueron los de Solé Sabarís y Riba (1952) y Riba (1959), en la Sierra de Albaracín. Allí describen una *penillanura pretriásica* y otra *pontiense*, localizada a distintas alturas, en función de las deformaciones rodánicas, que se plasman en la elevación del antiguo eje paleozoico y en un escalonamiento de bloques hacia las depresiones del Jiloca y de Teruel y en la génesis de estrechos pedimentos al pie de Sierra Menera y de San Ginés y, sobre todo, de cubiertas detríticas de piedemonte, muy extendidas en la región de Teruel y similares a las rañas meseteñas.

Birot (1959) en un trabajo sobre las Sierras de Gúdar considera que los puntos altos del macizo derivan de una superficie de erosión generalizada entre 1.500 y 1.800 m que se encuentra deformada y el pico de Peñarroya (2.019 m.) corresponde al centro del abombamiento que le afecta.

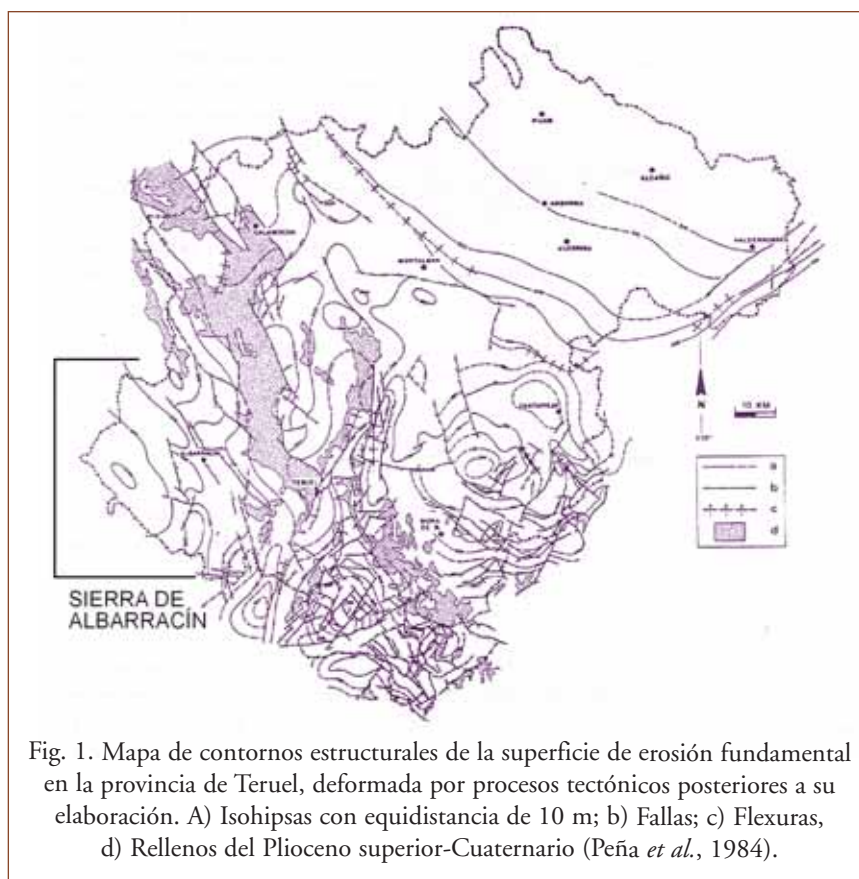
Moissenet y Gautier (1971) respetan este esquema general, aunque dudan de la datación finipontiense de Birot, por la fauna villafranquiense encontrada, ya entonces, en la Puebla de Valverde y los materiales pliocenos de las cuencas terciarias continentales del SE peninsular. Reconocen una *superficie finipontiense* en el sector de Rubielos de Mora y admiten que el nivel quizás haya continuado perfeccionándose durante el Plioceno hasta el Villafranquiense.

3. EL REJUVENECIMIENTO DE LA SUPERFICIE DE EROSIÓN HASTA EL PLIOCENO MEDIO-SUPERIOR

Un importante jalón en la historia bibliográfica del tema lo constituyen las numerosas investigaciones paleontológicas que permiten precisar mejor la estratigrafía terciaria de las cuencas ibéricas, rejuveneciendo los páramos terciarios de la fosa de Teruel hasta el Plioceno medio (Mein *et al.*, 1983; Moissenet, 1982a, 1982b). Incluso, parece que localmente, prosigue este tipo de sedimentación carbonatada hasta el Plioceno superior, por ejemplo en Escorihuela. También ha sido concretada la edad, características y situación bioestratigráfica de las formaciones detríticas de Sarrión y de la Puebla de Valverde, correspondiendo respectivamente al Plioceno medio-superior (MN16) y al límite Plio-Pleistoceno (MN17).

A partir de estos trabajos se destierra definitivamente el atributo de finipontense otorgado hasta el momento a la superficie y se considera que el aplanamiento continuó elaborándose hasta el Plioceno medio-superior, tal como se recoge en los estudios de Peña *et al.* (1984) y Gutiérrez y Peña (1975, 1976, 1979, 1990) sobre Javalambre, el valle medio del río Alfambra, las Sierras de Albarracín y el conjunto de la provincia de Teruel.

Todos estos descubrimientos paleontológicos que completan la información acerca de las superficies de erosión han permitido también a Simón (1984) y Peña *et al.* (1984) situar cronológicamente las distintas fases distensivas alpinas en este sector, cuya datación se realiza en parte por criterios geomorfológicos, elaborando un mapa de contornos estructurales, en el que se aprecian claramente en la Ibérica Oriental dos abombamientos mayores, los domos de Gúdar y Javalambre (Fig. 1), individualizados por todo el sistema de depresiones preexistentes, que, en este momento, tienden de nuevo a acentuarse: fosa de Teruel, depresión de Sarrión-Mijares y fosas del Maestrazgo oriental. Tras el hundimiento, las depresiones son modeladas por dos sistemas de glaciares de erosión-acumulación encajados entre 20 y 40 m., conocidos en la depresión del Mijares como las formaciones de Sarrión y de La Puebla de Valverde, datados en el Villanyense.



4. LOS NIVELES DE APLANAMIENTO ENCAJADOS

La otra hipótesis existente, que presenta cierta oposición con respecto a las comentadas, es la preconizada por Pailhé (1971, 1974 y 1984), aunque de alguna manera es inherente a los planteamientos expresados por algunos autores ya citados.

Ya Moissenet *et al.* (1972) y posteriormente Moissenet (1983), en las Sierras de San Just y Montalbán, atribuyen al perfecto aplanamiento alto que bisela la Sierra una edad probablemente *finimiocena*, en relación con el Terciario que colmata la Val de Jarque.

Por otra parte, Gutiérrez y Peña (1976) al estudiar el valle medio del río Alfambra constatan también varias superficies erosivas:

una *intramiocena*, que aparece en la base del Mioceno de la fosa de Teruel, y un nivel generalizado *finipontiense* por afinidad con la Mesta. No obstante, apuntan ya que los niveles calcáreos superiores son en este caso pliocenos (Esteras y Adrover, 1974) y por tanto habría que ampliar la edad de la superficie hasta dicho período. Mencionan otro nivel, identificado ya como un glacis, que alcanza gran extensión en torno a Perales de Alfambra considerado como *pliocuaternario*.

Del mismo modo, Lozano (1983) y Sánchez Fabre (1989) reconocen una superficie de erosión de edad probablemente Plioceno medio-superior, muy deformada y escalonada entre la Sierra del Pobo y Teruel, sobre la cual aparece encajado un nivel de glacis villafranquiense.

En el trabajo de Pailhé (1984) se realiza un análisis detallado de las superficies de erosión en la Cadena Ibérica Oriental y distingue dos niveles genéticamente distintos: una alta superficie *finimiocena* y otra relacionada con el Plioceno de las fosas.

Dos posibles superficies antiguas encajadas se han constatado en otros puntos de la cadena: en el sector de la Muela de San Juan, en el sur de la Sierra de Albarracín (Jiménez, 1987), en la Sierra del Pobo o en Sollavientos (Lozano, 1988).

Gracia (1990), en la región de Gallocanta, en el Sector Central de la Cordillera Ibérica, presenta un planteamiento similar, reconociendo una *superficie intramiocena* (S1), la *superficie de erosión fundamental* (S2), que topográficamente está relacionada con el páramo turolense, y un tercer aplanamiento (S3) relacionada con el páramo superior, de edad Rusciniense. Finalmente estarían los *glacis pliocuaternarios* formando el piedemonte de las sierras (Fig. 2).

En definitiva y como conclusión al recorrido bibliográfico efectuado, las extensas superficies de erosión que, a diferentes alturas y con distintos grados de conservación, se constatan en la Cordillera Ibérica Oriental, se organizan en los siguientes niveles, recogidos ya prácticamente por Peña *et al.* (1984):

- Una *superficie antigua*, intramiocena o sin datar en otros puntos, sobre la que aún destacan relieves residuales. Es una superficie poco extendida y difícil de identificar, nivelando las cumbres o en el fondo de las fosas, fosilizada por depósitos terciarios.

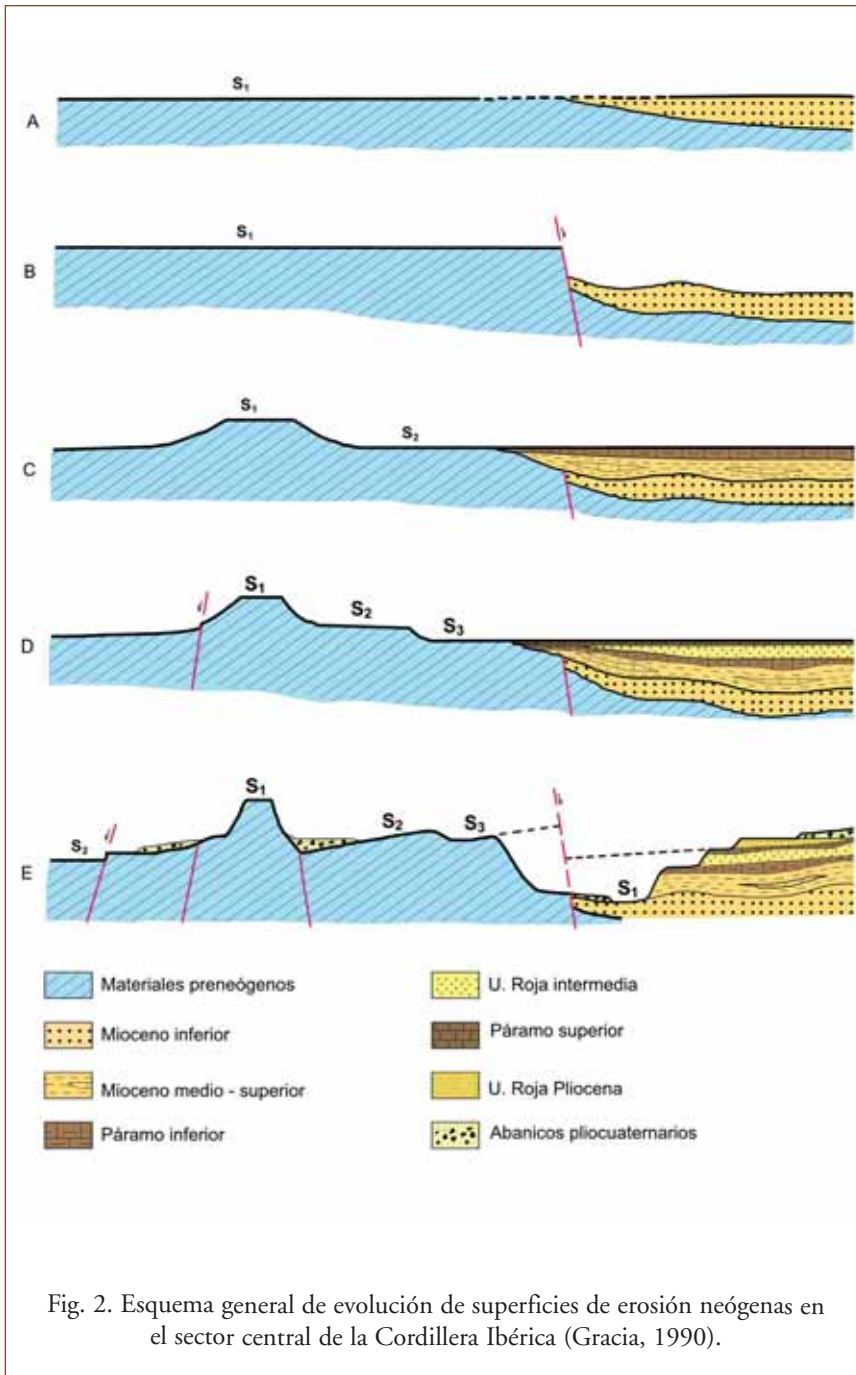


Fig. 2. Esquema general de evolución de superficies de erosión neógenas en el sector central de la Cordillera Ibérica (Gracia, 1990).

- Una *superficie fundamental* muy generalizada y de edad Plioceno medio-superior, que muy deformada, tal como se aprecia en el mapa de isohipsas, se reconoce en todas las unidades a distintas alturas. Otros trabajos apuntan la posibilidad de un doblamiento local en un nivel finimioceno y otro finiplioceno.
- *Rampas erosivas* encajadas en la anterior y relacionadas con los glaciares pliocuaternarios en el borde de las depresiones ibéricas.

5. LA GÉNESIS DE LAS SUPERFICIES DE EROSIÓN

El desarrollo y la elaboración de las superficies de erosión de la Cordillera Ibérica Oriental ha estado determinada por la evolución tectónica y las circunstancias paleogeográficas y climáticas de la cadena durante el Neógeno.

5.1. El factor tectónico

En opinión de algunos autores (Pailhé y Thomas, 1984), el sistema de morfogénesis/sedimentación que da lugar a la génesis de los aplanamientos se halla más influenciado por las modificaciones de la topografía ligadas a la tectónica, que por las variaciones climáticas.

Tras las etapas paroxismales alpinas, en régimen compresivo, que generan las estructuras de plegamiento ibéricas y a partir de esta nueva topografía, comienzan a desarrollarse los aplanamientos, respetando algunos relieves residuales. Entre el Oligoceno y el Mioceno medio puede afirmarse que la superficie de erosión había alcanzado ya un elevado grado de perfección, tal como puede observarse en el retazo de aplanamiento intramioceno fosilizado que puede constatar en el Norte de Alfambra (Gutiérrez y Peña, 1976).

Esta topografía, casi totalmente arrasada, fue trastocada en el curso de la tectónica distensiva que tiene lugar durante el Mioceno medio, que compartimenta las estructuras, reactivando toda la red de fracturación preexistente. Con la principal pulsación distensiva, algunos retazos de la superficie de erosión intramiocena son deprimidos hasta constituir el fondo de las nuevas depresiones neógenas, mientras que otros son elevados para convertirse en áreas sometidas a denudación.

El esquema paleogeográfico derivado de esta primera distensión puede establecerse a nivel regional a partir de los actuales afloramientos mio-pliocenos depositados en las áreas deprimidas recién creadas: la fosa de Alfambra-Teruel, la depresión de Sarrión-Mijares, los corredores prelitorales del Maestrazgo, las depresiones anejas a la cuenca del Ebro y en el interior de las sierras algunas pequeñas cuencas intramontañosas. Todas estas depresiones van a ser colmatadas por materiales detríticos y lacustres, durante el nuevo ciclo erosivo, que se prolonga a lo largo del Neógeno superior y que desemboca en la génesis de un aplanamiento, muy extendido y perfecto, denominado por ello superficie de *erosión fundamental* (Peña *et al.*, 1984).

Localmente, este ciclo fue interrumpido por una nueva fase tectónica en el paso Mioceno/Plioceno, que desencadena nuevos procesos de erosión-acumulación y la superficie pliocena (S3 de Gracia *et al.*, 1988; Gracia, 1990), de desarrollo muy restringido, por la brevedad del período y porque el rehundimiento fue muy local.

En torno al Plioceno medio-superior, con las fases tectónicas Iberomanchega I y II, se trastoca la topografía de la superficie de erosión fundamental, transformándose profundamente la Cadena Ibérica. Esta segunda fase distensiva es la responsable de la individualización actual de los macizos montañosos de Javalambre, Albarracín y Gúdar-Maestrazgo con respecto a las depresiones marginales y de las importantes deformaciones que afectan a la superficie en el interior de las sierras.

Como consecuencia de la nueva topografía se produce otro ciclo erosivo, responsable de los glaciais pliocuaternarios, que retocan la superficie pliocena deformada y alcanzan gran extensión en los márgenes de las cuencas. En el interior de los macizos, se observan aplanamientos encajados sobre la superficie fundamental, siendo a veces difícil de determinar si se trata de retazos hundidos por la tectónica o rampas generadas posteriormente. Suele tratarse de aplanamientos parciales relacionados con procesos y formas kársticas (poljes).

5.2. Controles morfoclimáticos

El marco topográfico-estructural que condiciona los aplanamientos no puede en ningún caso dissociarse del medio bioclimático y de los procesos concretos que los han generado. Su análisis ha de fun-

damentarse forzosamente en estudios sedimentológicos, mineralógicos y paleontológicos de las formaciones continentales correlativas a las superficies de erosión y bien representadas en las fosas tectónicas ibéricas. Esta cuestión ha sido tratada por Moissenet (1982a, b, 1985), Pailhé (1984), Lozano (1988) y Gracia (1990).

Dadas las características sedimentarias de las depresiones terciarias de la Cordillera Ibérica, parece que su colmatación tuvo lugar en un ambiente climático semiárido con episodios húmedos y secos, plasmado en bruscos cambios laterales de facies, dentro de las cuencas endorreicas.

Estas condiciones parece que se han prolongado, con escasas variaciones, a lo largo de todo el Neógeno, incluso hasta el Plioceno superior, puesto que con mayor extensión de unas u otras facies, el esquema se repite tanto en el Mioceno, como en el Plioceno medio o en el Villanyense, allí donde las características de las cuencas lo permiten.

Sin embargo, el relleno de las cuencas terciarias se caracteriza también por las sucesiones verticales de facies, superponiéndose algún episodio detrítico rojo a los bancos calcáreos o intercalándose niveles carbonatados en las series detríticas. Estas alternancias sugieren pulsaciones tectónicas que trastocan la paleogeografía de la cuenca, o bien oscilaciones climáticas. Aunque el modelo de evolución climática durante el Terciario no está totalmente definido ni consensuado, en esquema podría haber sido el siguiente:

- Clima muy cálido y húmedo durante el Oligoceno superior-Mioceno inferior.
- Tendencia hacia una progresiva aridificación en el Mioceno medio-superior, con un paisaje de sabana o estepa y áreas puntuales encharcadas, con vegetación más densa.
- Humidificación en el tránsito Mioceno/Plioceno, que quizás derive simplemente de un reparto más homogéneo de las precipitaciones.
- Durante el Plioceno superior se produce de nuevo una acentuación de la aridez con una reducción de la cubierta vegetal, coexistiendo fenómenos dunares todavía con charcas temporales.

- En el límite Plioceno/Cuaternario y en el mismo contexto semiárido se registran las primeras pulsaciones climáticas frías, plasmadas en los glaciares de La Puebla de Valverde.

5.3. Los procesos de aplanamiento

En este contexto climático y teniendo en cuenta el sustrato litológico, fundamentalmente calcáreo, de la Cordillera Ibérica Oriental, los procesos de aplanamiento más lógicos, que han dado lugar a las extensas superficies de erosión, han sido de tipo kárstico: alteración y disolución química de las calizas, en épocas húmedas, alternando con el arrastre fluvial de los procesos de esa meteorización en épocas más secas. Bajo este clima en general semiárido, con pulsaciones húmedas, descrito para la totalidad del Neógeno, se sucederían:

- *Fases húmedas* en biostasia, con abundancia de aguas ácidas, en las que tendría lugar una karstificación generalizada. La disolución, en sentido vertical y horizontal, se produce a partir de fisuras y debilidades estructurales, bajo una capa de suelo cuya potencia se vería incrementada por las arcillas de descalcificación. Las aguas, cargadas de carbonato cálcico y acumuladas en las charcas, producirían fenómenos de precipitación química y la formación de las calizas travertínicas de los páramos de las cuencas. Existen retazos de aplanamiento sobre rocas paleozoicas ácidas, efecto de procesos de meteorización química y lixiviación de la sílice, con la formación de las alteritas correlativas, que encajan perfectamente con el modelo morfoclimático propuesto.

- En las *fases secas*, con precipitaciones intensas y esporádicas, en condiciones de rexistasia, los suelos rojos y los mantos de alteración serían arrastrados por el arroyamiento hacia las cuencas endorreicas, donde los canales irían depositando el material, siguiendo el esquema en abanicos, ya mencionado, y ejercerían la planación lateral sobre su sustrato e, incluso, procesos de pedimentación y retroceso de vertientes, con *knicks* basales. Estas serían las formaciones de facies rojizas detríticas de las cuencas.

En realidad, tal como plantean Moissenet (1985) y Gracia (1990), los procesos de aplanamiento han sido eficaces con bastante

continuidad desde el Oligoceno superior con retrabajamientos sucesivos de unas superficies sobre otras, tras las distintas interrupciones de origen tectónico. En las zonas no afectadas por las etapas distensivas ha tenido tiempo de generarse durante todo el Neógeno un aplanamiento poligénico. Sin embargo, en las áreas tectónicamente inestables, su elaboración ha sido interrumpida, reduciéndose a superficies parciales que cortan las calizas en el borde de las fosas y penetran en los macizos montañosos en forma de golfos y están relacionadas con las formaciones Plio-pleistocenas.

6. LAS SUPERFICIES DE EROSIÓN Y SUS DEFORMACIONES EN LA SIERRA DE ALBARRACÍN

Lo mismo que en la práctica totalidad de la Cordillera Ibérica Oriental, los rasgos definitorios del relieve de la Sierra de Albarracín resultan de la deformación de las superficies de erosión neógenas y, sobre todo, de la superficie de erosión fundamental, que es la que mayor extensión posee. Del generalizado aplanamiento únicamente resaltarían algunos relieves residuales elaborados fundamentalmente en las cuarcitas de los macizos paleozoicos, pero también en rocas detríticas terciarias (Santos de la Piedra) o en calizas mesozoicas (Cerro del Pú).

En general, el grado de conservación de la superficie es bueno, pero, actualmente en algunos sectores, está incidida y compartimentada por la red fluvial. Los distintos retazos de aplanamiento se hallan en la Sierra a altitudes muy variadas, desde 1.000 a más de 1.800 m, por lo que, lo mismo que en áreas próximas, se plantea cual es el peso en esta configuración topográfica de la existencia de niveles erosivos cronológicamente distintos y de la deformación de las superficies con las últimas fases distensivas. Los distintos autores que han estudiado la Sierra han reconocido, por una parte, la existencia de varios niveles encajados, pero también de replanos de erosión limitados por fallas en graderío, mediante las cuales se produce el contacto, por ejemplo, entre la Sierra y las vecinas depresiones del Jiloca y de Teruel (Fot. 1).

Ya Lautensach (1932) señala que la superficie de los páramos miocenos castellanos, se continúa a partir de Cuenca, arrasando las calizas mesozoicas de la Cordillera Ibérica, y gana progresivamente altitud, hasta alcanzar los 1.800 m en los límites de Castilla y Aragón.



Fot. 1. Escalón intermedio de la superficie de erosión deformada de la paramera Norte de la Sierra. Al fondo, la depresión del Jiloca y la Sierra Palomera.

Solé Sabarís y Riba (1952) y Riba (1959) en un profundo estudio sobre la geología y geomorfología de la Sierra (Fig. 3), constatan tres tipos de superficies de erosión:

- La *superficie pretriásica*: exhumada por el progresivo retroceso de las cuestas triásicas y que se conserva bien en las vertientes suroccidentales de los macizos paleozoicos, pero raramente horizontal (Fot. 2).

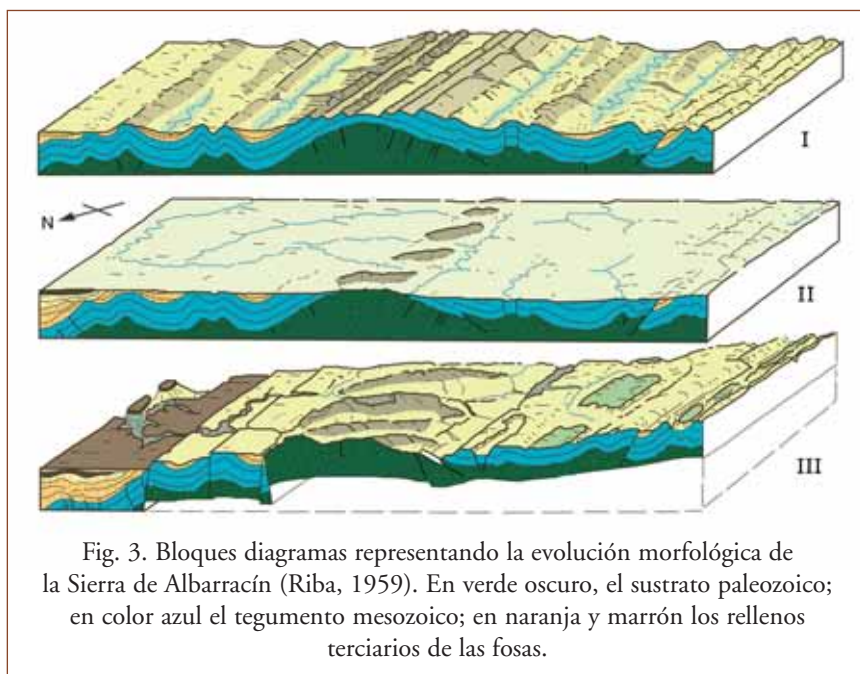


Fig. 3. Bloques diagramas representando la evolución morfológica de la Sierra de Albarracín (Riba, 1959). En verde oscuro, el sustrato paleozoico; en color azul el tegumento mesozoico; en naranja y marrón los rellenos terciarios de las fosas.



Fot. 2. Relieves en cuesta del rodano (Buntsandstein) en contacto discordante (superficie pretriásica) sobre el Paleozoico de Sierra Carbonera.

- La *superficie de erosión finipontiense*: que aparece tanto sobre el paleozoico como sobre las parameras mesozoicas de Pozondón y Villar del Cobo. Su datación se efectúa por la relación con los páramos castellanos y con las calizas pontienses de Concud (Teruel). Esta superficie está afectada por dos tipos de deformaciones:

- Fallas: algunas con traducción topográfica, como las que limitan los macizos paleozoicos elevándolos como horsts, a cuya expensa se han generado depresiones periféricas, a veces endorreicas, que conservan cobertera neógena; otras, entre Pozondón y el Jiloca, rompen la penillanura en un graderío tectónico de descenso hacia el centro de la fosa; y, por último, existen fallas cicatrizadas y niveladas por pedimentos más recientes.
- Abombamientos: para detectarlos, Riba (1959) realizó un mapa de isohipsas, en el que localizó, sobre una base topográfica los retazos de superficie y, prescindiendo del encajamiento de la red fluvial actual, unió con isohipsas los puntos de penillanura situados a igual altura. Por este procedimiento, llega a identificar deformaciones positivas en el nudo hidrográfico de Albarracín, el sector de Motos, Orihuela y Alustante, la Muela

de Jabaloyas, la depresión de Entrambasaguas, el de Peña Blanca y la arruga central de la paramera de Pozondón.

- Al tercer tipo de superficies corresponderían los *pediments del Cuaternario inferior* que retocan los bordes de algunos macizos paleozoicos, vinculados a depósitos asimilables a las *rañas*. Se observan entre Ródenas y Tordesilos, al pie de Sierra Menera y del cerro de San Ginés y en el Collado de la Plata. Su edad es postpontienne, posterior a la elevación de los bloques paleozoicos, deformación de la penillanura y al hundimiento de la fosa de Teruel, pero anterior al encajamiento propiamente cuaternario de la red fluvial actual.

Más tarde, Gutiérrez y Peña (1977) en su estudio sobre las acumulaciones periglaciares del macizo del Tremedal, también reconocen una *superficie pretriásica* en los márgenes del macizo y una superficie policíclica en las cumbres, cuya elaboración termina a finales del Pontienne y que fué deformada en el paso del Plioceno al Cuaternario. Sobre los extensos aplanamientos se desarrolla una etapa importante de karstificación (Gutiérrez y Peña, 1979a, 1979b) y con su deformación se desencadena la génesis de extensos conos y glaciares de edad villafranchense.

En trabajos posteriores y tras los nuevos datos paleontológicos arrojados por los materiales terciarios de las fosas, la superficie de erosión, que, por su extensión en la cadena, es calificada como *superficie fundamental de la Cordillera Ibérica* (Peña *et al.*, 1984; Gutiérrez y Peña, 1990) se rejuvenece hasta el Plioceno medio-superior. Las series carbonatadas jurásicas, suavemente replegadas y aplanadas, conforman dos parameras separadas y dominadas topográficamente por los macizos paleozoicos sobreelevados:

- La paramera más septentrional (Fots. 3 y 4; Fig. 4) se extiende entre los macizos del Tremedal-Carbonera-Collado de la Plata y el macizo de San Ginés-Menera, como un altiplano deprimido entre estas unidades y muy karstificado, aunque por su sector más oriental no tiene límites bien marcados, cayendo en escalones sucesivos hacia el valle del Jiloca. Las alturas de esta zona amesetada están en su mayor parte por encima de los 1.400 m., aumentando hacia el Noroeste, en función de un



Fot. 3. Superficie de erosión fundamental de la paramera de Pozondón.
Al fondo, los relieves residuales de Sierra Menera y Ródenas.



Fot. 4. Superficie de erosión fundamental de los Llanos de Pozondón
y relieve residual de San Ginés.

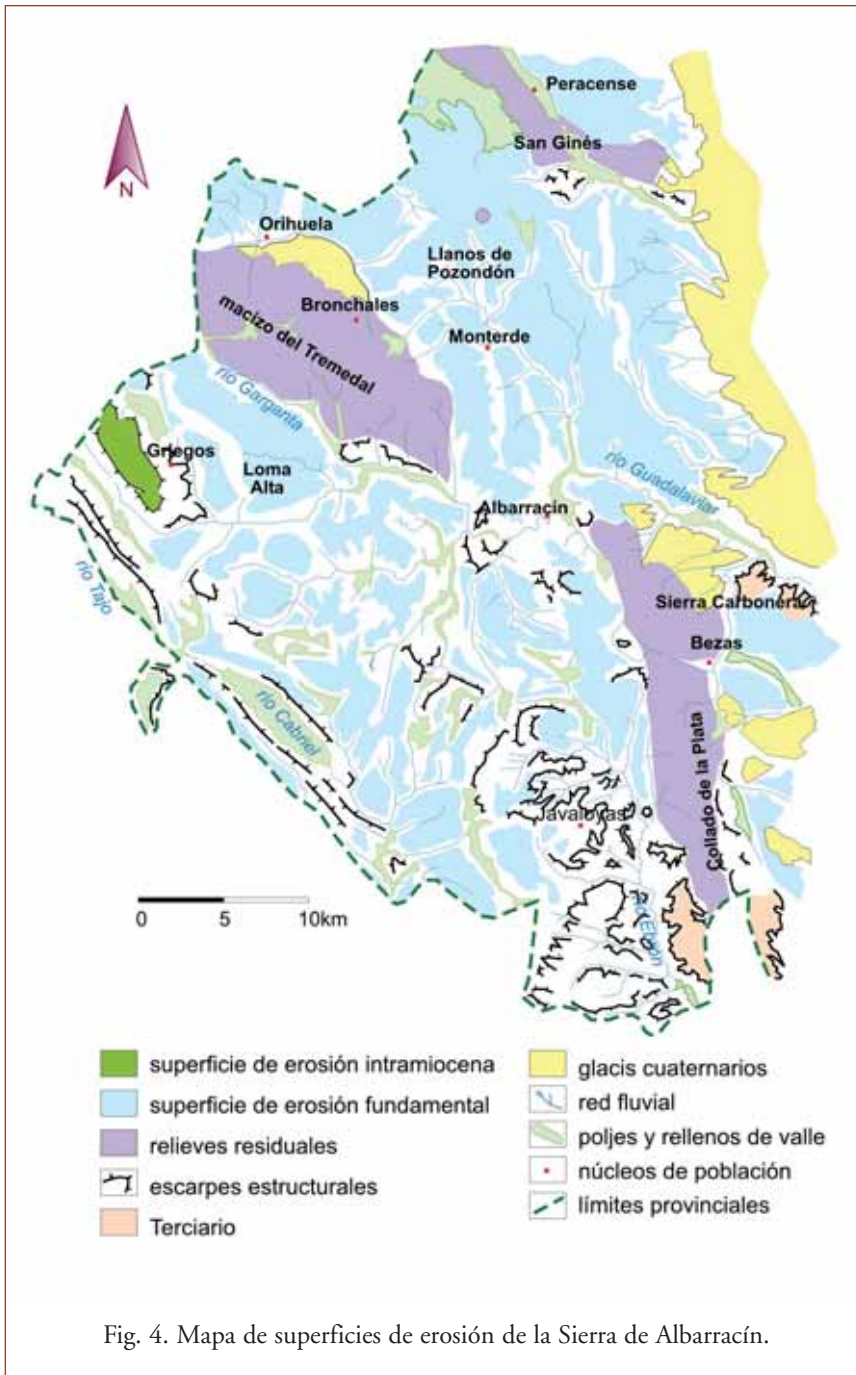


Fig. 4. Mapa de superficies de erosión de la Sierra de Albarracín.

abombamiento situado al Oeste, en las inmediaciones del macizo del Tremedal, tal como recoge el mapa de contornos estructurales presentado por Alfaro (1988).

- La paramera más meridional está situada entre los núcleos paleozoico-triásicos del Tremedal-Carbonera-Collado de la Plata y las muelas cretácicas del límite sur de la Serranía. Su extensión es menor que la de la paramera norte, pero sus rasgos son parecidos. Presenta alturas entre 1.300 y 1.600 m y en ella se encajan profundamente los ríos Griegos, Guadalavíar y de la Fuente del Berro.

En el eje topográfico de la Sierra de Albarracín han quedado individualizadas una serie de “muelas”, de similar composición litológica (calizas y calizas arenosas del Cretácico superior y Jurásico), deformación estructural (sinclinales cortos y laxos), y morfología (plataformas subhorizontales, que conservan en sus cumbres restos de superficies erosivas karstificadas). Algunas de ellas, como la Muela de San Juan, dominan topográficamente la superficie de erosión fundamental unos 200 m (Fots. 5 y 6) y se ha interpretado (Peña *et al.*, 1984, 1990a, 1990b) como vestigio de un nivel de aplanamiento anterior, quizás la *superficie intramiocena*, representada en el fondo de la fosa tectónica de Alfambra-Teruel y en la Serranía de Cuenca.

Jiménez (1987, 1991) analiza la posibilidad de que se trate de un retazo del arrasamiento fundamental deformado, pero concluye que se trata de una superficie más antigua que la conocida como fundamental, y como, en ese momento, el testimonio más claro de un aplanamiento pre-fundamental en la Cordillera Ibérica Oriental es intramioceno (Gutiérrez y Peña, 1976), le atribuye esta cronología.

En realidad, el modelo morfológico planteado y, sobre todo, la identificación correcta de los distintos retazos erosivos con el nivel correspondiente, se complica en la Sierra de Albarracín, y, no sólo, por la deformación de las superficies o por la disección de las mismas efectuada por la red fluvial, sino fundamentalmente, por la intensa karstificación desarrollada sobre ellas.

En efecto, encajados por debajo de las superficies neógenas, suelen aparecer aplanamientos de origen fluviokarstico, vinculados a pol-



Fot. 5. Superficie de erosión intramiocena de la Muela de San Juan y superficie fundamental de la paramera sur (Villar del Cobo-Griegos)



Fot. 6. Paramera de Villar del Cobo-Loma Alta.
Al fondo, en resalte, el macizo del Tremedal.

jes que se generaron a favor de las líneas de fracturación o de las deformaciones negativas de la superficie fundamental. Algunos de ellos ya han sido estudiados por Peña *et al.* (1990a, b), como los de Villar del Cobo, Frías y Guadalaviar. En la Cordillera Ibérica Oriental, la etapa álgida del proceso de karstificación, se atribuye al Plioceno medio-superior, aunque las depresiones han continuado evolucionando durante el Cuaternario. También en el contacto de la Sierra con la fosa del Jiloca, existen glaciares desnudos que dan lugar a superficies de aplanamiento de edad pliocuaternaria, que en algunos casos se han confundido con aplanamientos de poljes, como ocurre en el sector de Cella.

La captura posterior de estas cuencas de origen kárstico, en principio cerradas, por parte de la red fluvial, que ha llegado a desmantelar los antiguos fondos, convierte, a veces, en irreconocibles los antiguos poljes y sus límites. Como el tipo de proceso que ha generado las superficies de erosión y los aplanamientos kársticos debe ser el mismo, la corrosión de las calizas y evacuación posterior del material residual, su morfología también es similar, por lo que, lógicamente cabe la fácil confusión entre ellos.

Por ello, existe la posibilidad de que aparentes encajamientos entre superficies, que sugieran niveles cronológicamente distintos, por ejemplo las superficies intramiocena y la fundamental, correspondan, en realidad, a las deformaciones de la fundamental y a un antiguo fondo de polje desarrollado por debajo y hoy difícilmente identificable.

7. BIBLIOGRAFÍA

ALFARO, J.A. (1988): Sobre la tectónica frágil y la neotectónica del NE. de la Sierra de Albarracín (Teruel). *Teruel*, 79, 39-62. I.E.T. Teruel.

BIROT, P. (1959): Esquisse morphologique des Monts Celtibériques orientaux. *Bull. Comité Trav. Hist. et Sciences. Sec. Géographie*, t. 72, 101-130.

BIROT, P. y SOLÉ, L. (1954): *Investigaciones sobre la morfología de la Cordillera Central Española*. Inst. J. Sebastián Elcano. C.S.I.C. 88 p. Madrid.

ESTERAS, M. y ADROVER, R. (1974): Nota sobre la existencia del Plioceno en los alrededores de Concud (Teruel). *Bol. R. Soc. Española Hist. Nat. (Geol.)*, 72, 95-97. Madrid.

GARCÍA ABBAD, F.J. (1978): Implicaciones geomorfológicas de la estratigrafía de los enlaces meridionales Altomira-Ibérica *Est. Geol.*, 34, 215-229. Madrid.

GLADFELTER, B.G. (1971): Meseta and Campiña Landforms in Central Spain. A. Geomorphology of the Alto Henares Basin. *The Univ. of Chicago. Dep. of Geography Research Paper*, 130, 204 p.

GRACIA, F.J. (1990): *Geomorfología de la región de Gallocanta*. Tesis Doctoral. Facultad de Ciencias. Universidad de Zaragoza. 660 p. (Inéd.).

GRACIA, F.J., GUTIÉRREZ, M. y LERANOZ, B. (1988): Las superficies de erosión neógenas en el sector central de la Cordillera Ibérica. *Rev. Soc. Geol. España*, 1 (1-2), 125-142. Madrid.

GUTIÉRREZ, M. y PEÑA, J.L. (1975): Karst y periglacialismo en la Sierra de Javalambre (provincia de Teruel). *Boletín Geol. y Minero*, 86 (6), 561-572. Madrid.

GUTIÉRREZ, M. y PEÑA, J.L. (1976): Glacis y terrazas en el curso medio del río Alfambra (provincia de Teruel). *Bol. Geol. y Minero*, 87 (6), 561-57. Madrid.

GUTIÉRREZ, M. y PEÑA, J.L. (1977): Las acumulaciones periglaciares del Macizo del Tremedal (Sierra de Albarracín). *Bol. Geol. y Minero*, LXXXVIII-II, 109-115. Madrid.

GUTIÉRREZ, M. y PEÑA, J.L. (1979 a): El karst de los Llanos de Pozondón (Sierra de Albarracín). *Teruel*, 61-62, 39-46. Teruel.

GUTIÉRREZ, M. y PEÑA, J.L. (1979 b): El karst de Villar del Cobo (Sierra de Albarracín). *Estudios Geológicos*, 35, 651-654. Madrid.

GUTIÉRREZ, M. y PEÑA, J.L. (1990 a): Guía de la excursión a la Sierra de Albarracín. En Gutiérrez, M., Peña, J.L. y Lozano, M.V. (Eds.): *I Reunión Nacional de Geomorfología*. II, 803-823. Inst. de Estudios Turolenses. Teruel.

GUTIÉRREZ, M. y PEÑA, J.L. (1990 b): *Las formas de relieve de la provincia de Teruel*. Cartillas Turolenses nº 7, 64 p. Teruel.

JIMÉNEZ, A. (1987): *Estudio Geomorfológico de las Muelas de San Juan y Frías de Albarracín (Provincia de Teruel)*. Mem. de Licenciatura. Univ. de Zaragoza. 267 p. (ined.).

JIMÉNEZ, A. (1991): Estudio geomorfológico de las Muelas de San Juan y Frías de Albarracín (Provincia de Teruel). *Teruel*, 81 (I), 57-77. I.E.T.

LEMARTINEL, B. (1985): L'évolution morphologique de la Demanda et ses piémonts durant le Neogène. *Rev. Géog. des Pyrénées et du Sud-Ouest*. 56 (4), 471-490. Toulouse.

LAUTENSACH, H. (1932): Excursión morfológica de Cuenca a la Ciudad Encantada. *Bol. Soc. Geogr. Nac.* t. LXXII, 67-75. Madrid.

LOZANO, M.V. (1983): Estudio geomorfológico de la depresión El Pobo-Cedrillas (prov. de Teruel). *Teruel*, 69, 109-210. Teruel.

LOZANO, M.V. (1988): *Estudio geomorfológico de las Sierras de Gúdar (prov. Teruel)*. Tesis Doctoral, Facultad de Filosofía y Letras, Universidad de Zaragoza. 804 p. (Inéd.).

MEIN, P., MOISSENET, E. ADROVER, R. (1983): L'extension et l'âge des formations continentales pliocenes du fossé de Teruel (Espagne). *C.R. Acad. Sc. Paris*, 296, 1603-1610. Paris.

MOISSENET, E. (1982 a): Le Villafranchien de la région de Teruel (Espagne). Stratigraphie, déformations, milieux. *Coll. Le Villafranchien Méditerranéen*. Lille.

MOISSENET, E. (1982 b): Observations préliminaires sur les piémonts intérieurs des monts ibériques dans la région de Teruel. *Coll. Montagnes et Piémonts, R.G.P.S.O.*, 187-208. Toulouse.

MOISSENET, E. (1983): Essai d'interprétation de la Sierra de San Just (Province de Teruel, Espagne) dans le cadre d'une tectonique alpine polyphasée. *C.R. Acad. Sciences Paris*, 297, 431-436. Paris.

MOISSENET, E. (1985): Les aplanissements partiels sur les calcaires de la Chaîne Ibérique Orientale. *Cônes rocheux, Memoires et Documents de Géographie*, 127-139. C.N.R.S. Paris 1983.

MOISSENET, E., ADROVER, R. y AGUIRRE, E. (1972): Fosa de Teruel. Libro guía I. *Col. Int. Biostratigrafía continental del Neógeno sup. y Cuat. Inf. Montpellier-Madrid*, 49-68. Madrid.

MOISSENET, E. y GAUTIER, F. (1971): La région de Rubielos de Mora (Province de Teruel, Chaînes Ibériques Orientales). *Mélanges de la Casa de Velazquez*, VII, 5-28. Paris.

PAILHÉ, P. (1971): Caractères morphologiques de la depression d'El Pobo (Monts Celtibériques orientaux). *Rev. Géogr. Pyrénées et du Sud-Ouest*, 42 (1), 71-82 Toulouse.

PAILHÉ, P. (1974): *La Chaîne Ibérique Orientale. Etude Geomorphologique*. Université de Pau et des Pays de l'Adour. 882 p.

PAILHÉ, P. (1984): La Chaîne ibérique et son piémont septentrional. *R.G.P.S.O. Montagnes et Piémonts*, 165-173. Toulouse.

PAILHÉ, P. y THOMAS, G. (1984): Les enseignements de la morphologie et de la sedimentologie pour la definition des relations tectonique-sedimentation en domaine continental. Exemple de la Chaîne Iberique et du bassin du bas Chelif. *Soc. Nat. Elf. Aquitaine*.

PELLICER, F. (1984): Geomorfología de las Cadenas Ibéricas entre el Jalón y el Moncayo. *Cuadernos de Estudios Borjanos XI-XII*. Centro de Estudios Borjanos. Institución Fernando el Católico. 389 p. Borja.

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

PEÑA, J.L., ECHEVERRÍA, M.T. y JIMÉNEZ, A. (1990a): El sistema de poljes de Guadalaviar-Villar del Cobo-Frías de Albarracín (prov. Teruel). *Teruel*, 81 (I), 77-97. I.E.T. Teruel.

PEÑA, J.L., JIMÉNEZ, A. y ECHEVERRÍA, M.T. (1990b): Geomorphological cartography and evolutionary aspects of the Sierra de Albarracín poljes (Eastern Iberian Ranges, Teruel, Spain). *Geografía Física e Dinámica Cuaternaria*, 12, 51-57.

PÉREZ GONZÁLEZ, A. (1982): *Neógeno y Cuaternario de la Llanura Manchega y sus relaciones con la cuenca del Tajo*. Univ. Complutense de Madrid, 787 p. Madrid.

RIBA, O. (1959): *Estudio Geológico de la Sierra de Albarracín*. Consejo Superior de Investigaciones Científicas. Instituto Lucas Mallada. 283 p. Madrid.

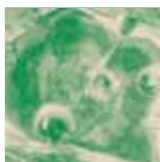
SÁNCHEZ FABRE, M. (1989): *Geomorfología de la depresión de Alfambra-Teruel-Landete y sus rebordes montañosos*. Tesis Doctoral. Facultad de Filosofía y Letras. Universidad de Zaragoza. 926 p. (Inéd.).

SCHEWENZNER, J.E. (1943): La morfología de la región montañosa central de la Meseta Española. *Bol. Real Soc. Esp. Hist. Nat.* XLI, 12, 121-147. Madrid.

SIMÓN, J.L. (1984): *Compresión y distensión alpinas en la Cadena Ibérica Oriental*. Instituto de Estudios Turolenses, 269 p. Teruel.

SOLÉ SABARÍS, L. (1986): El relieve de la Península Ibérica. En De Terán, M. et al.: *Geografía General de España*. Ariel, 494 p. Barcelona.

SOLÉ SABARÍS, L. y RIBA, O. (1952): El relieve de la Sierra de Albarracín y zonas limítrofes de la Cordillera Ibérica. *Teruel*, 7, 7-22. Teruel.



LOS CAMPOS DE DOLINAS DE LA SIERRA DE ALBARRACÍN

Miguel Sánchez Fabre
José Luis Peña Monné
M^a Victoria Lozano Tena
Concepción Moya Medina

INTRODUCCIÓN

El modelado kárstico constituye uno de los componentes más importantes del relieve de la Cordillera Ibérica, donde existen numerosos campos de dolinas y sistemas de poljes (Fig. 1) debido a la abundancia de afloramientos carbonatados de edad mesozoica, muy tectonizados y biselados por superficies de erosión, cuya horizontalidad topográfica facilita la penetrabilidad del agua y los procesos de disolución.

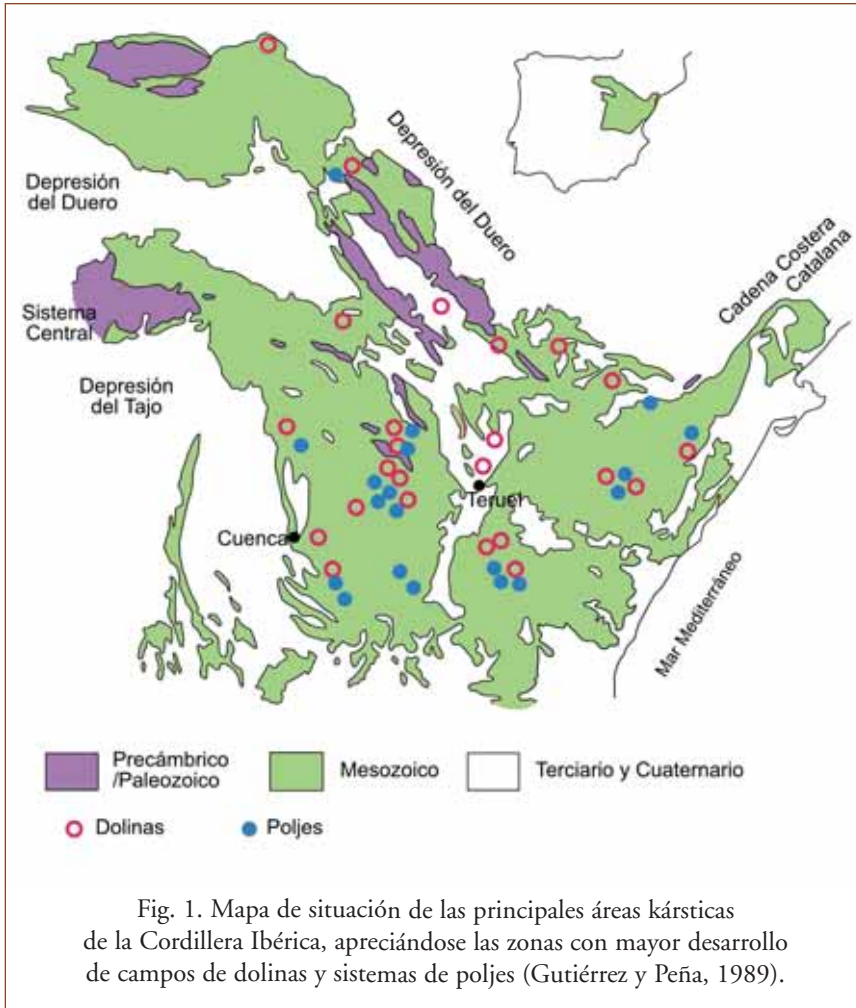
Las áreas más espectaculares de paisaje kárstico se localizan en la parte oriental de la Cordillera, especialmente en la Serranía de Gúdar-Maestrazgo, la Sierra de Javalambre, la Serranía de Cuenca y la Sierra de Albarracín. En todas estas zonas, las formaciones karstificables pertenecen fundamentalmente al Jurásico y Cretácico superior y la corrosión se manifiesta en la generación de depresiones cerradas de origen kárstico: extensos campos de dolinas y sistemas de poljes, acompañados por lapiares.

En la Sierra de Albarracín están los ejemplos más característicos del modelado de depresiones de origen exokárstico, destacando los campos de dolinas de los Llanos de Pozondón, Villar del Cobo, Frías de Albarracín, Muela de San Juan, etc. y el sistema de poljes de los Montes Universales, en la parte meridional de la Sierra, que se prolonga por las áreas kársticas de la Serranía de Cuenca.

1. TIPOS DE DOLINAS

Las dolinas son cavidades kársticas cerradas, de contorno circular u oval, con morfología diversa, con drenaje subterráneo y cuyo diámetro es normalmente mayor que su profundidad. Se encuadran dentro de las formas de tamaño medio, variando su diámetro y profundidad entre pocos metros y varios cientos de metros.

Su ámbito habitual es la zona extratropical, pudiendo aparecer aisladas o agrupadas en campos de dolinas. En uno de estos campos pueden encontrarse numerosas dolinas que frecuentemente se alinean sobre contactos o fallas. La presencia de estos campos de dolinas es sín-



toma de una importante red de conductos y cuevas subterráneos por los que existe una circulación de agua.

El fondo y las vertientes de las dolinas pueden coincidir con afloramientos de roca in situ, o estar tapizados, total o parcialmente, por suelo o depósitos superficiales, entre los que tienen un lugar destacado las arcillas residuales impermeables. Según el ámbito morfoclimático en el que se ubican las dolinas estos depósitos son gelifractos, bloques, turba (áreas frías y de montaña), *terra rosa* (mediterráneo) o

arcillas lateríticas (trópicos húmedos). La impermeabilidad de estos depósitos puede originar en algunos casos encharcamientos y zonas endorreicas. Estas acumulaciones mantienen la humedad sobre las calizas infrayacentes y dan continuidad a la corrosión a través de zonas preferenciales, que coinciden con los conductos de drenaje, progresivamente ampliados y desarrollados por la disolución.

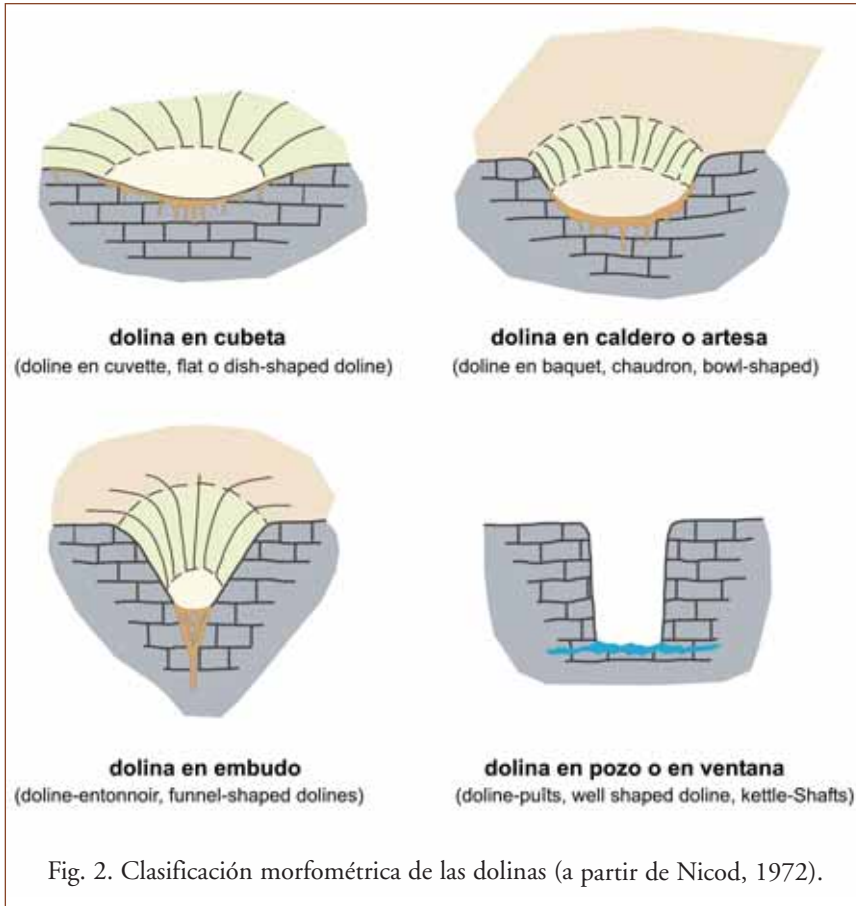
Las dolinas pueden presentar formas y proporciones diferentes, por lo que podemos distinguir entre ellas varios tipos. Esta diferenciación puede efectuarse según dos criterios distintos, el morfométrico y el genético.

La distinción de las dolinas *en función de su forma y dimensiones* la inició ya Cvijic a finales del siglo XIX y fue seguida posteriormente por otros autores como Nicod (1972) (Fig. 2). Se distinguen:

- **Dolinas en cubeta** o de forma de plato (*flat ó dish-shaped dolines*): escasamente marcadas en la topografía y paredes suaves.
- **Dolinas en caldero** o artesa (*doline en baquet, bowl-shaped dolines*). Poseen una razón diámetro/profundidad de 10/1 y las pendientes de sus laderas están en torno a 10 - 12°. Su fondo suele estar cubierto de suelo y frecuentemente encharcado.
- **Dolinas en embudo** (*doline-entonnoir, funnel-shaped dolines*). Su diámetro duplica o triplica la profundidad, y sus paredes presentan una fuerte pendiente (30-40°), pudiendo hallarse total o parcialmente cubiertas de depósitos. Su fondo suele ser plano como consecuencia del relleno parcial de la depresión.
- **Dolinas en pozo** o en ventana (*doline-puits, kettle-shaped, well-shaped dolines*). Diámetro menor que la profundidad y paredes prácticamente verticales, en las que aflora la roca. En su fondo pueden aparecer acumulaciones de bloques, llegados hasta allí por caídas o desplomes de gravedad.

Según el *criterio genético* y sintetizando las múltiples clasificaciones efectuadas, podemos distinguir:

- **Dolinas de disolución** (*dolines normales de dissolution, normal solutional doline, solution dolines, solution sinks*). Se generan como consecuencia de la concentración de los procesos de



corrosión, ejercidos por el agua de lluvia, escorrentía o fusión, sobre determinados puntos favorables o discontinuidades en la roca. Morfológicamente suele tratarse de cubetas o calderos, según sea su estadio evolutivo.

- **Dolinas de colapso** (*dolines d'effondrement, collapse doline, collapse sinks*). Resultantes del colapso o desplome rápido de cavidades existentes en la roca en profundidad, que indirectamente está asociado con la corrosión kárstica. Son irregularmente circulares y tienen paredes abruptas, con relaciones diámetro/profundidad bastante elevadas y morfología característica en pozo, artesa o embudo.

- **Dolinas aluviales** (*aluvial doline, doline du karst sous-jacent o crypto-karst, subsidence doline, soil piping dolines, suffosion dolines*). Se desarrollan cuando las calizas están cubiertas de suelos potentes, aluviones u otros depósitos superficiales. La disolución interior permite el descenso gradual y lento de los materiales y la formación en superficie de una suave depresión, con las laderas y fondo tapizados por estas acumulaciones, a veces impermeables. La talla más habitual de estas dolinas es reducida: 8-10 m. de diámetro y 3 m. de profundidad.

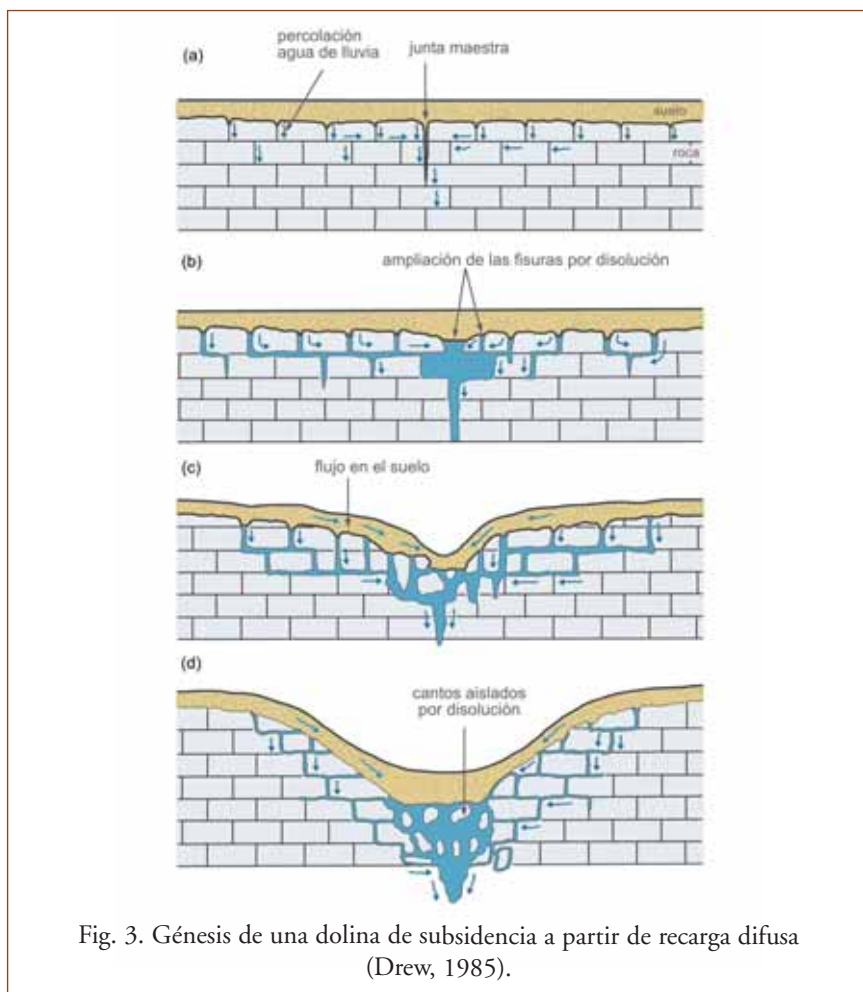


Fig. 3. Génesis de una dolina de subsidencia a partir de recarga difusa (Drew, 1985).

- **Dolinas de subsidencia** (*solution subsidence doline, doline du karst sous-jacent o crypto-karst*). Se trata de depresiones cerradas amplias, formadas sobre rocas normalmente detríticas (arenas, areniscas o conglomerados) de potencia considerable, que se superponen a formaciones litológicas kársticas (Fig. 3). Suelen tener forma de cráter o artesa, con paredes verticales y ratio diámetro/profundidad de 6/1. Hay cierta confusión terminológica y conceptual entre las denominadas dolinas de subsidencia, de karst subyacente, de karst cubierto y aluviales, puesto que todas ellas responden a procesos similares.

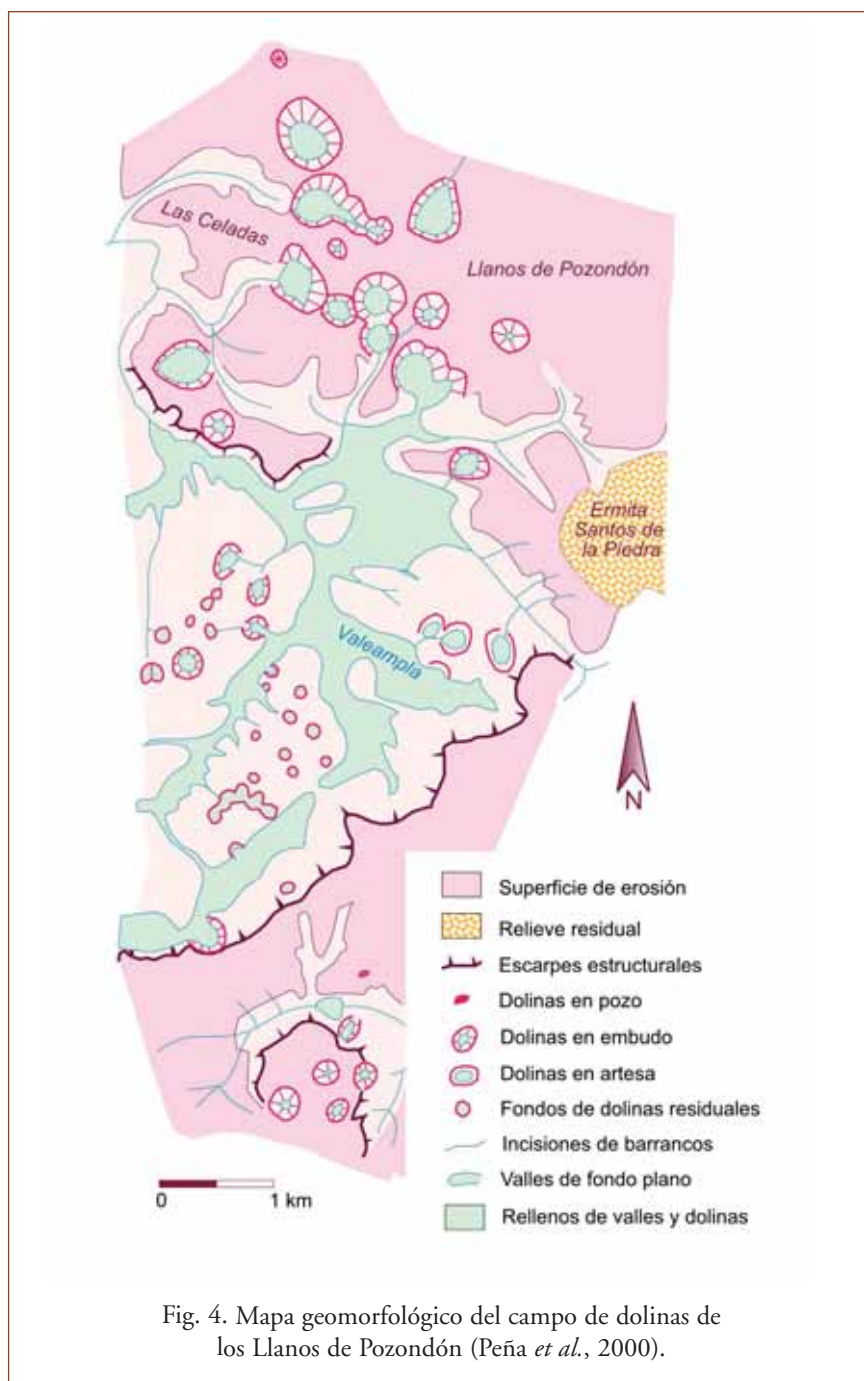
2. LOS CAMPOS DE DOLINAS DE LA SIERRA DE ALBARRACÍN

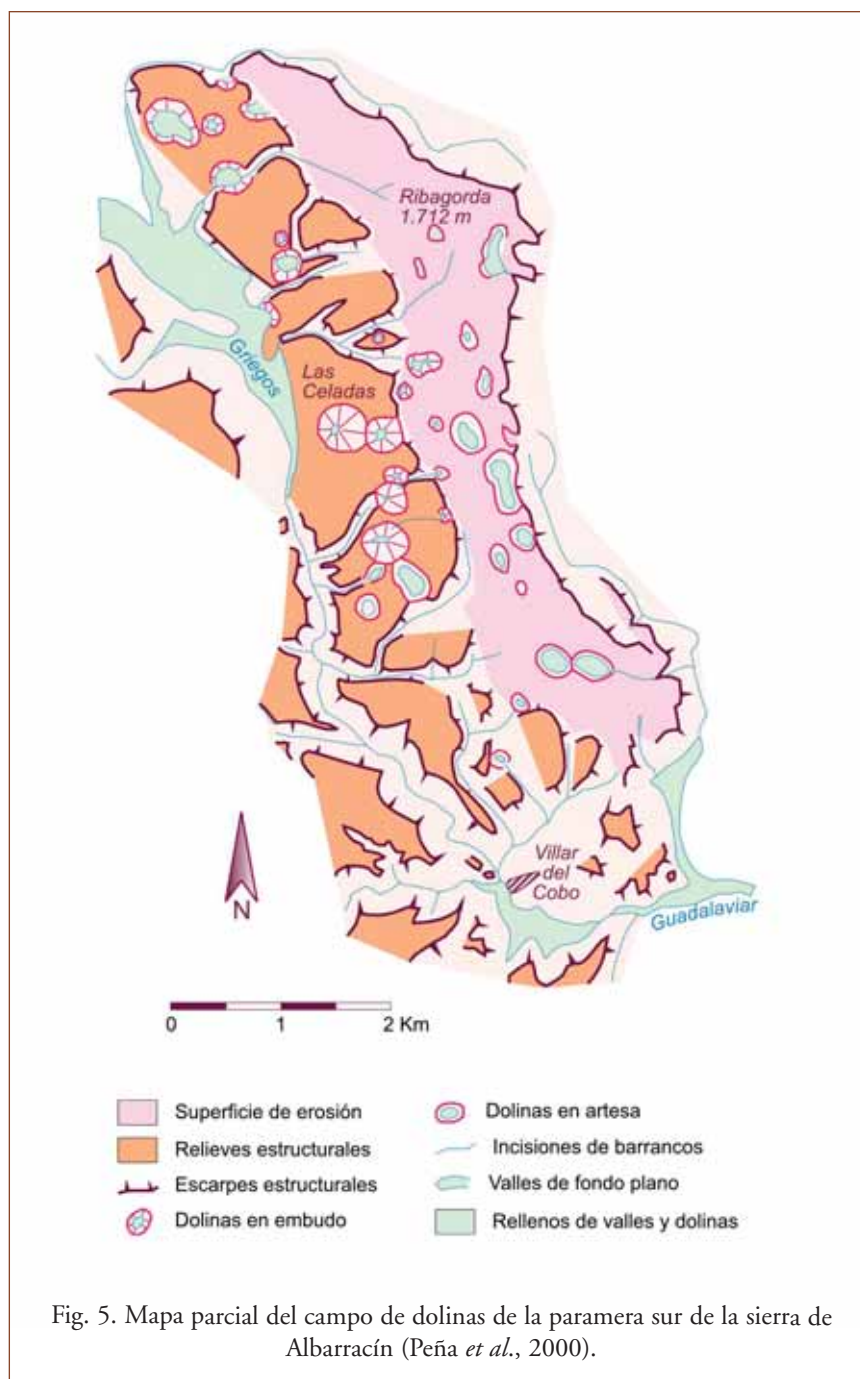
En la Sierra de Albarracín existen dos grandes campos de dolinas (Peña *et al.*, 1984; Gutiérrez y Peña, 1990 Peña *et al.*, 2000): el de los Llanos de Pozondón (Fig. 4) y el de Villar del Cobo (Fig. 5). El primero de ellos (Gutiérrez y Peña, 1979a), que parece prolongarse, aunque con menor espectacularidad, hacia Tordesilos, más al Norte (Moya, 1990), se localiza sobre la paramera septentrional de la Sierra (Fot. 1), que a unos 1.500 m de altitud, conforma una zona relativamente deprimida entre los macizos paleozoicos del Tremedal y de San Ginés. El karst de Villar del Cobo (Gutiérrez y Peña, 1979b) se desarrolla sobre la paramera meridional de la Sierra de Albarracín (Fots. 2 y 3), al Sur del macizo del Tremedal, entre los 1.600 y 1.700 m de altitud.

En ambos casos, la karstificación tiene lugar fundamentalmente sobre terrenos jurásicos, organizados en varias unidades:

- La formación de carniolas del Liásico (70-120 m de potencia), junto con las calizas y margas del Lias (115-125 m),
- las margas toarcienses (20-48 m),
- las calizas con nódulos de sílex, oolíticas a techo del Dogger (82-116 m).

En la paramera norte, los materiales están afectados por pliegues alpinos, laxos, orientados de NW a SE y afectados por una densa fracturación ortogonal, que no tienen traducción topográfica, al estar cortados por la superficie de erosión fundamental (Fot. 4) muy deformada y escalonada. Sobre ella destacan los macizos paleozoicos mencionados y el pequeño relieve residual paleógeno de Los Santos de la Piedra.







Fot. 1. Ortoimagen de las dolinas en embudo y pozo del sector sur de los Llanos de Pozondón (Centro de Información Territorial de Aragón).

La karstificación se produjo, pues, sobre extensos aplanamientos, en los que sería difícil la concentración y organización de la red hidrográfica, facilitándose, de este modo, la percolación del agua y el avance de los procesos de disolución. Han sido precisamente esta planitud generalizada y la densa fracturación que presentan las calizas, junto con la elevada altitud y el matiz climático de montaña, fresco y húmedo, las condiciones favorables al desarrollo del karst. El análisis de las direcciones de los alineamientos de las dolinas de Villar del Cobo mostró (Martín Escorza, 1991) que las direcciones de los pliegues generaron las orientaciones principales, mientras que la fracturación tiene un carácter más secundario.



Fot. 2. Dolina en embudo, en el campo de Villar del Cobo-Griegos (autora: Marta Espinalt Brillas).



Fot. 3. Dolina en embudo en los Llanos de Pozondón.



Fot. 4. Aplanamiento de la superficie de erosión sobre calizas jurásicas, en un corte de dolina en embudo de Pozondón. Al fondo, los relieves del macizo del Tremedal.

No obstante, los procesos de carácter frío, como la crioclastia, que se manifiesta como muy eficaz durante determinadas etapas cuaternarias, impiden una buena conservación y desarrollo de algunas formas kársticas. Este es el caso del lapiaz, que se observa con dificultad, por haber sido destruido por la gelifracción. A pesar de todo, se han constatado ejemplos, tanto de lapiares de tipo estructural, resultante de la disolución a partir de diaclasas y discontinuidades de la roca, como de lapiares tubulares u oquerosos, generados bajo un suelo, posteriormente degradado.

Las dolinas mejor representadas en la sierra son las de forma de cubeta, de embudo y en pozo, que se alinean en las direcciones de fracturación dominantes NW-SE y NE-SW e incluso llegan a coalescer lateralmente para formar uvalas. Desde el punto de vista genético, las primeras corresponden a procesos de disolución normal, mientras que en la formación de los otros dos tipos han jugado un papel muy importante los colapsos internos.

Las **dolinas en forma de cubeta** se localizan, esencialmente, sobre el nivel de calizas del Lias. Su tamaño es variable, siendo las máximas dimensiones de 350 m de diámetro y 15 m de profundidad. Todas poseen un fondo muy plano, con los bordes raramente escarpados, por lo general degradados hasta el punto, a veces, de desaparecer el escarpe y conservarse únicamente el fondo relleno de la dolina, de límites imprecisos (Fot. 5). Los fondos, constituidos por arcillas de descalcificación y clastos calizos, son la única zona cultivable en estas planicies calcáreas.

Por coalescencia llegan a formarse **uvalas** de diámetros próximos a los 1.000 m. Las direcciones de alargamiento dominantes son Norte-Sur, Noroeste-Sureste y Noreste-Suroeste.

Muchas de las dolinas han sido capturadas por la acción remontante de una red fluvial de tipo kárstico -pequeños valles secos que aprovechan afloramientos margosos, e incluso, valles ciegos-, quedando en muchos casos formas de anfiteatro en las paredes de los valles, que atestiguan antiguas dolinas. Sólo se conservan intactas las dolinas más próximas a las divisorias de aguas, como ocurre en el sector de la Loma Alta.



Fot. 5. Dolina en cubeta cultivada, en la paramera sur de la Sierra.

Las **dolinas en embudo** se desarrollan sobre las calizas del Dogger (Fots. 2 y 3). Sus dimensiones son mayores, con diámetros de hasta 600 m y profundidad que puede superar los 100 m. Sus paredes, abruptas, se hallan tapizadas por canchales de gelifracción y canales de avalancha, que paulatinamente van colmatando los fondos, transformando los embudos en calderos. La coalescencia lateral y los fenómenos de captura, aunque pueden darse, son menos frecuentes que en el caso de las cubetas. En su origen ha intervenido el colapso del techo de cavidades subterráneas. Precisamente, en una de estas dolinas se ha observado un rehundimiento parcial, más o menos reciente de su fondo plano, originándose un pequeño embudo interno que ratifica esta génesis.

Gutiérrez y Peña (1979a y 1979b) han detectado que las dolinas desarrolladas sobre los horizontes liásicos tienen siempre forma de cubeta, mientras que las existentes sobre el Jurásico medio corresponden, básicamente, a dolinas en embudo. Atribuyen esta estrecha correspondencia a las diferentes implicaciones genéticas de estos dos tipos de dolinas. Las dolinas en forma de cubeta deben generarse por simples procesos de disolución normal en tramos de especial inciden-

cia de los factores favorables para ello, especialmente de gran densidad de diaclasado. Por el contrario, la génesis de dolinas en embudo se debe a procesos de colapso. Suponen que las margas toarcienses constituyen un nivel de base apropiado para el desarrollo de la karstificación de los tramos situados por encima. Es decir, que las aguas que penetran fundamentalmente por los planos de fisuración quedan retenidas en el contacto con este nivel impermeable. Esto trae como consecuencia que muy posiblemente en esta zona se produzca una mayor disolución y la generación de cavidades endokársticas en forma de galerías. Un progresivo desarrollo de estas galerías subterráneas hacia su techo puede producir su colapso o desplome.

Por otra parte, en el campo de dolinas de Pozondón, se ha reconocido una **dolina en pozo o ventana**, de contorno irregular y de unos 50 m de diámetro y profundidad visible (Fot. 6). Sus paredes son prácticamente verticales, con desplomes recientes que van ensanchando la dolina. En uno de los extremos del fondo, se observa una galería horizontal. Esta dolina en pozo es única en la Sierra junto a la de Frías de Albarracín, que posiblemente constituya un antiguo sumidero del polje de esta localidad.



Fot. 6. Dolina en pozo de la superficie de Pozondón.

Jiménez (1987, 1991) describe otros campos de dolinas en torno a la Muela de Frías de Albarracín y a la Muela de San Juan, estas últimas desarrolladas sobre las dolomías, calizas, brechas y carniolas del Cretácico superior. Las dolinas de Frías de Albarracín (Fig. 6), son similares a las de Pozondón y Villar del Cobo, en el sentido de localizarse fundamentalmente sobre calizas del Jurásico medio y de tratarse de embudos, con la excepción de un profundo pozo localizado cerca del núcleo de población (denominada “sima” de Frías). Como originalidad con respecto a las características relatadas, cabe mencionar el hecho de que buena parte de las dolinas en embudo de la Muela de Frías han sido capturadas por la red fluvial, configurando amplios anfiteatros; por otra parte, las coalescencias en uvalas, a favor de las líneas de fracturación, son más frecuentes y algunas de las depresiones se sitúan sobre las superficies de aplanamiento por criptocorrosión que marcan el polje de Frías.

Aunque con carácter más disperso, otro tipo de estas depresiones representado en la Sierra son las **dolinas aluviales**. La primera referencia a este tipo de dolinas en el ámbito de la Sierra de Albarracín fue realizada por Gutiérrez y Peña (1977). Hacen alusión a un conjunto de depresiones cerradas de poca profundidad (Fot. 7), ubicadas en el polje de Orihuela, que se sitúa entre la paramera de Pozondón y el Macizo del Tremedal. Reposan sobre la cubierta detrítica del amplio glacis que se extiende entre Bronchales y Orihuela del Tremedal, en el interior de lo que puede interpretarse como un paleopolje, cuyo sustrato son las calizas jurásicas; en su fondo hay un lavado de material fino, y por lo tanto, acumulación de cantos. Posteriormente, Sánchez Fabre (1989) ha identificado depresiones cerradas, que actualmente funcionan como lagunas, con una disposición similar a la descrita, escasa profundidad y diámetro variable, en la zona de Rubiales-Bezas (Fot. 8).

En posible relación con este tipo de dolinas podemos citar la aparición de varias lagunas dispersas por el fondo de la depresión de Ródenas-Setiles, situada entre Sierra Menera-San Ginés y la paramera septentrional de la Sierra de Albarracín (Moya, 1990). Todas, con la única excepción de la denominada de Las Majanas, disponen de agua sólo temporalmente. Aunque el sustrato en el que se asientan es de materiales detríticos impermeables, la presencia de calizas jurásicas subyacentes, la intensa karstificación de sectores limítrofes, y el perío-

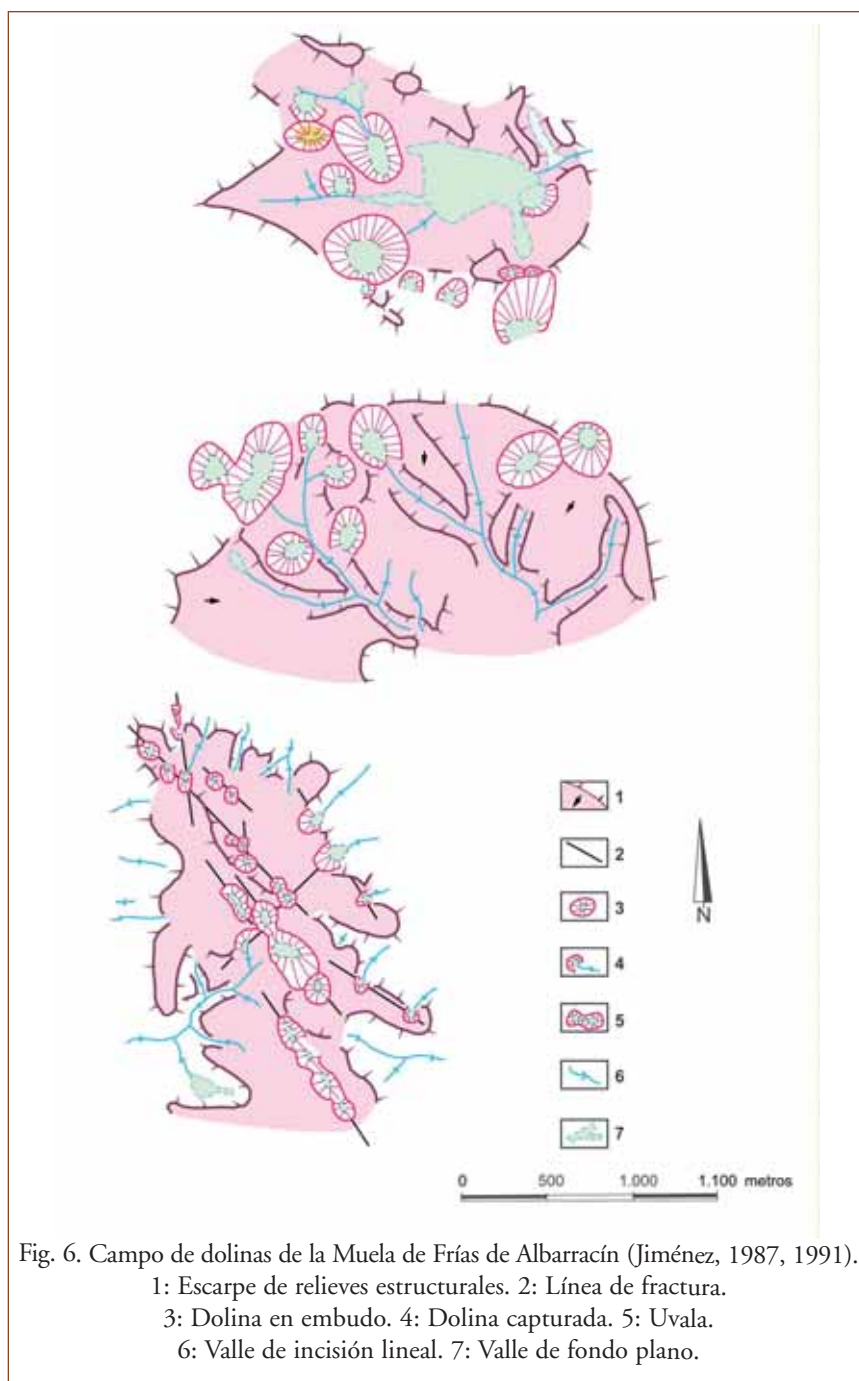


Fig. 6. Campo de dolinas de la Muela de Frías de Albarracín (Jiménez, 1987, 1991).

1: Escarpe de relieves estructurales. 2: Línea de fractura.

3: Dolina en embudo. 4: Dolina capturada. 5: Uvala.

6: Valle de incisión lineal. 7: Valle de fondo plano.



Fot. 7. Dolina aluvial en los conos-glacis que rellenan el polje de Orihuela.



Fot. 8. Laguna de Rubiales, instalada en una dolina aluvial.

metro elíptico de las mejor definidas, hacen pensar que puedan identificarse con dolinas y que, por tanto, las causas del endorreísmo sean conjuntamente las kársticas y las estructurales.

3. ASPECTOS CRONOLÓGICOS

Por su relación con la superficie de erosión fundamental del Plioceno medio-superior y sus deformaciones, los procesos de karstificación de los campos de dolinas se sitúan cronológicamente en torno al Plioceno superior, para toda la Cordillera Ibérica (Gutiérrez y Peña, 1975, 1979a, 1979b; Gutiérrez *et al.*, 1982). No obstante, durante el Cuaternario, han existido etapas, no tan importantes, de reactivación de la karstificación, como lo manifiesta la presencia de *dolinas aluviales* o de karst cubierto en el borde septentrional del macizo del Tremedal (Gutiérrez y Peña, 1977).

Las fases frías del Cuaternario quedan patentes en esta región por una fuerte crioclastia que generó abundantes gelifractos que en la actualidad tapizan las vertientes e interfluvios en forma de delgada capa que dificulta considerablemente la observación del sustrato. Estas etapas frías debieron favorecer una funcionalidad mayor de los procesos de disolución, mientras en la actualidad se asiste a una situación ralentizada de esta actividad kárstica, que se limita al funcionamiento hidrológico de absorción de agua a partir de estos aparatos kársticos, que pasa a recargar los acuíferos de la zona y de las cuencas circundantes, como es el caso de la fosa del Jiloca, donde se localizan las surgencias kársticas más importantes, como la Fuente de Cella o los Ojos de Monreal.

4. BIBLIOGRAFÍA

DREW, D. (1985): *Karst Processes and Landforms. Aspects of Geography*. Macmillan Education. 63 p.

GUTIÉRREZ, M. y PEÑA, J.L. (1975): Karst y periglacialismo en la Sierra de Javalambre (provincia de Teruel). *Bol. Geol. y Min.*, 86 (6), 561-572. Madrid.

GUTIÉRREZ, M. y PEÑA, J.L. (1977): Las acumulaciones periglaciares del Macizo del Tremedal (Sierra de Albarracín). *Bol. Geol. y Min.*, 88 (2), 109-115. Madrid.

GUTIÉRREZ, M. y PEÑA, J.L. (1979a): El karst de los Llanos de Pozondón (Sierra de Albarracín). *Teruel*, 61-62, 39-46. Teruel.

GUTIÉRREZ, M. y PEÑA, J.L. (1979b): El karst de Villar del Cobo (Sierra de Albarracín). *Est. Geol.*, 35, 651-654. Madrid.

GUTIÉRREZ, M. y PEÑA, J.L. (1989): El Karst de la Cordillera Ibérica. En DURÁN, J.J. y LÓPEZ, J. (Eds.): *El Karst en España. Monografía de la SEG*, 4, 151-162.

GUTIÉRREZ, M. y PEÑA, J.L. (1990): *Las formas de relieve de la provincia de Teruel*. Cartillas turolenses, nº 7. 64 p. I.E.T. Teruel.

GUTIÉRREZ, M., PEÑA, J.L. y SIMÓN, J.L. (1982): El karst en el sector centrorienta de la Cordillera Ibérica. *Actas Reunión Monográfica sobre el karst-Larra 1982*, 81-92.

JENNINGS, J.N. (1985): *Karst geomorphology*. Basil Blackwell, 293 p. Oxford.

JIMÉNEZ, A. (1987): *Estudio geomorfológico de las Muelas de San Juan y Frías de Albarracín (provincia de Teruel)*. Mem. de Licenciatura. Fac. Filosofía y Letras. Univ. de Zaragoza. 267 p. (Inéd.).

JIMÉNEZ, A. (1991): Estudio geomorfológico de las Muelas de San Juan y de Frías de Albarracín (provincia de Teruel). *Teruel*, 82(1), pp. 55-77.

MARTÍN ESCORZA, C. (1991): Alineamientos preferentes en el campo de dolinas de Villar del Cobo (Teruel). *Geogaceta*, 10, 143-145.

MOYA, C. (1990): *Estudio de las Sierras Menera-San Ginés-Almohaja (prov. de Teruel y Guadalajara)*. Mem. Licenciatura. Univ. Zaragoza. 220 p. (Inéd.).

NICOD, J. (1972): *Pays et paysages du calcaire*. Presses Universitaires de France. 244.

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

PEÑA, J.L., LONGARES, L.A. y ESPINALT, M. (2000): *Paisajes naturales de la provincia de Teruel*. Inst. Estudios Turolenses 240 p. Teruel.

SÁNCHEZ FABRE, M. (1989): *Estudio geomorfológico de la Depresión de Alfámbra-Teruel- Landete*. Tesis Doct. Facultad de Filosofía y Letras. Univ. Zaragoza, 926 p. (Inéd.).

SWEETING, M.M. (1981): *Karst Geomorphology*. Hutchinson Ross Publ. Comp. 42-54. Stroudsburg.



LOS SISTEMAS DE POLJES DE LA SIERRA DE ALBARRACÍN

José Luis Peña Monné
Antonio Jiménez Martínez
M^a Victoria Lozano Tena
Miguel Sánchez Fabre
M^a Teresa Echeverría Arnedo
Ana Constante Orríos

INTRODUCCIÓN

El término **polje**, en las lenguas eslavas, significa “campo cultivado”, sin ninguna connotación kárstica. Sin embargo, ha pasado a la literatura técnica del karst como denominación de una gran depresión cerrada de fondo plano y origen kárstico o fluvio-kárstico.

Como rasgos distintivos destacan:

- **Depresión amplia.** El tamaño de los poljes siempre es considerable, aunque ofrece variaciones. Su longitud es de varios kilómetros, en algún caso hasta casi 100 km. Su anchura mínima se establece en 400 m, de tal modo que por debajo de este valor la depresión se consideraría como un valle kárstico.

- **Alargada** en una dirección: esa elongación, que ya quedaba clara en las proporciones antes expresadas, es paralela a las directrices estructurales dominantes, lo que confirma su vinculación tectónica: fallas, pliegues sinclinales y cabalgamientos. A pesar de esto no faltan los poljes con márgenes sinuosos o incluso con cierto grado de redondez.

- **Cerrada** por vertientes calcáreas escarpadas. El contacto del fondo con estas vertientes suele ser brusco. Se admite que un polje puede estar cerrado en todo su perímetro o abierto por uno de sus márgenes.

- **Fondo plano**, a veces aterrazado, constituido por rocas carbonatadas aplanadas, corroidas por lapiares (*superficie de aplanamiento o corrosión*), sobre las que ocasionalmente destacan colinas aisladas residuales de forma cónica que se denominan *hum*. Y cubierto o bien por suelos y terra rossa, o por acumulaciones aluviales, glaciares, periglaciares, lacustres o diversos materiales más o menos impermeables.

- **Drenaje kárstico.** El agua que llega hasta el polje, procedente de manantiales ubicados en sus laderas o de las precipitaciones, si el fondo es rocoso percola fácilmente en él de forma difusa. Ahora bien, si ese fondo se encuentra tapizado de

depósitos impermeables se genera una arroyada superficial concentrada. Ese curso fluvial recorre una parte del polje y desaparece dentro de sus límites, introduciéndose hacia los cursos subterráneos, por un sumidero o *ponor*. En las estaciones húmedas los poljes pueden inundarse, como ocurre en el karst dinámico o en los poljes del Mediterráneo oriental.

Como conclusión, podemos definir un polje como una extensa depresión cerrada de fondo plano, rocoso y a veces aterrazado, o cubierto por acumulaciones, de más de 400 m. de amplitud, con al menos un borde abrupto y un sistema de drenaje kárstico.

Existen diferentes clasificaciones de estas depresiones kársticas, que Ford y Williams (1989) han sintetizado en la suya (Fig. 1), donde aparecen exclusivamente tres tipos de poljes:

- **Border poljes** (poljes marginales). Se trata de poljes que recogen un drenaje esencialmente alógeno, y cuyo fondo está cubierto por acumulaciones aluviales, que pueden llegar a sellar las calizas subyacentes. El agua discurre superficialmente y tiende a estancarse, encharcando el fondo del polje. La filtración de agua hacia el interior puede producirse o bien de forma difusa, aguas arriba del sumidero, cuando la cubierta detrítica no lo impida, o bien a través de ponors.

- **Structural poljes** (poljes estructurales). Controlados por el factor estructural, se localizan aprovechando depresiones previas. Se alargan en el sentido de las directrices estructurales, aunque los límites tectónicos pueden ser rebasados por los procesos de planación lateral sobre las rocas carbonatadas. Entre sus características esenciales se encuentran su gran tamaño, un fondo frecuentemente cubierto por materiales neógenos detríticos o lacustres de gran espesor, y cursos de agua superficiales, que pueden haber desarrollado un sistema de terrazas, desapareciendo por sumideros.

- **Baselevel poljes**. Condicionados por la hidrología kárstica, ya que aparecen allí donde se da la intersección entre el nivel freático y la superficie topográfica. Al no depender ni de la geología ni de los inputs alógenos, pueden considerarse como el tipo más puro.

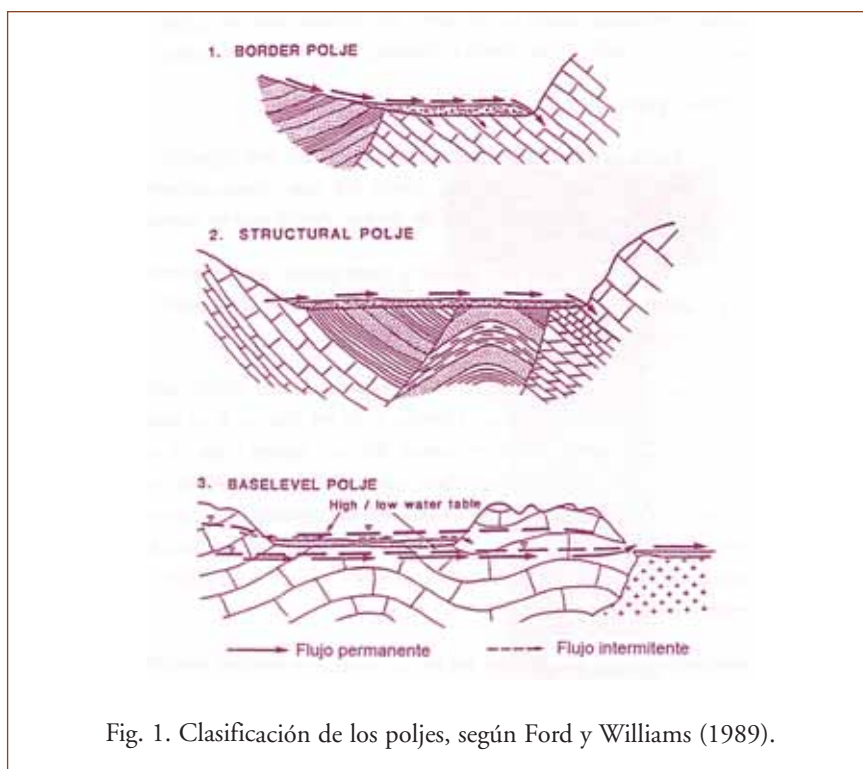


Fig. 1. Clasificación de los poljes, según Ford y Williams (1989).

En la elaboración de los poljes intervienen diferentes tipos de procesos, pero los esenciales son los puramente kársticos y los fluvio-kársticos: disolución sobre el sustrato calcáreo y erosión fluvial sobre las rocas impermeables. El papel del drenaje superficial consiste en transportar detritus desde los márgenes hacia el fondo de los poljes, rumbo a los sumideros o *ponors*. Si la carga de detritus es grande llega a sellar las rocas carbonatadas, con lo que el polje se inunda periódicamente y la corrosión actúa con especial agresividad en las rocas carbonatadas fosilizadas por el tapiz detrítico, que suele estar mezclado con abundante materia orgánica, configurando entre ambos un suelo. A este fenómeno se le conoce con el nombre de *criptocorrosión*, siendo para algunos el principal responsable del desarrollo lateral de los poljes (Nicod, 1975; Fabre y Nicod, 1982).

En los poljes de grandes dimensiones, o en los sistemas de poljes que integran varias de estas depresiones, suelen aparecer distintos

niveles de superficies de aplanamiento que constituyen antiguos fondos y marcan los principales jalones de su evolución morfológica (Gams, 1978; Gutiérrez *et al.*, 1982a; Peña *et al.*, 2007, 2008). Estos responden a una dinámica en la que se suceden fases de encajamiento de los cursos de agua que funcionan por su interior, con otras en las que el taponamiento del sumidero propicia el incremento de la actividad de la criptocorrosión y la consiguiente planación lateral, eso sí, a un nivel encajado en el primitivo fondo. El encajamiento se produce, bien sea por modificación de los *ponors*, o bien por hundimiento de las circulaciones subterráneas, fenómenos que, a su vez, se asocian a dos posibles causas: cambios morfoclimáticos o acción tectónica. Existen algunos argumentos favorables a cualquiera de estas dos causas, pero ninguna de ellas está suficientemente contrastada para poderla afirmar categóricamente.

La presencia de poljes en ámbitos climáticos diferentes, entre los que destacan las áreas subtropicales con alternancia de estación seca y húmeda, los trópicos húmedos y la zona subártica, así como su diferente grado de evolución, ha llevado a muchos investigadores a reflexionar sobre el momento de formación de este tipo de depresiones kársticas y las condiciones bioclimáticas en las que tuvo lugar su aparición.

La mayor parte de ellos parecen coincidir en que las condiciones climáticas cálidas, con estaciones de humedad contrastada, registradas en el Terciario, en la cuenca mediterránea, fueron las que impulsaron el desarrollo de gran parte de los poljes. Las superficies de corrosión se han tenido que producir bajo un clima cálido, densa vegetación que suministrase un importante aporte de CO₂, y estaciones de humedad contrastada.

En la Cordillera Ibérica, Gutiérrez *et al.* (1982a) y Alonso *et al.* (1987), definen una etapa álgida de karstificación durante el Plioceno medio-superior, que, aunque con menor intensidad, se prolongará hasta el Cuaternario, tal como indica la presencia de dolinas aluviales afectando a depósitos tanto villanyenses como cuaternarios.

Aunque algunos poljes parecen funcionales, en la actualidad la mayor parte de este tipo de depresiones kársticas se encuentran en avanzado estado de degradación y han sido capturadas por la red flu-

vial. Lo habitual es que el material detrítico que entra en el polje sea inferior al evacuado a través de los ponors, con lo que la capacidad de inundación disminuye y lentamente se va exhumando la roca calcárea anteriormente esculpida por los lapiaces. El proceso más activo en el polje no es kárstico sino fluvial, mediante la reactivación de los canales de drenaje.

1. LOS POLJES DE LA CORDILLERA IBÉRICA

En la Cordillera Ibérica centroriental existe un buen número de grandes depresiones kársticas o fluviokársticas que podemos abarcar bajo la denominación de poljes (o *paleopoljes*, ya que muchos de ellos han sido capturadas por la red fluvial, perdiendo su funcionamiento kárstico cerrado). Algunas áreas presentan un mayor desarrollo de este tipo de modelado, como pueden ser, por una parte, las superficies de erosión de la Ibérica soriana (Sanz, 1987; Echeverría, 1993) y la Sierra de Gúdar-Maestrazgo, donde destacan los poljes de la zona del Pinar Ciego y Mosqueruela (Lozano, 1987, 1988 a, 1988b), de Vistabella del Maestrat (Gutiérrez *et al.*, 1982b) y de las montañas valencianas (Mateu, 1982). Algo más al Norte, se localiza el polje de los llanos de Villaseco (Lozano y Jiménez, 1990) y la Hoya del Pinar Ciego (Ayala *et al.*, 1986). En la Sierra de Javalambre, Gutiérrez *et al.* (1983) describen los poljes de la región de Torrijas-Abejuela y Peña *et al.* (1987) los de Barracas-Alcotas, todos ellos en los límites entre Aragón, Valencia y Castilla-La Mancha. En la serranía de Cuenca, Alonso y Bullón (1976), Alonso *et al.* (1987), Sánchez Fabre (1989, 1990) y Gutiérrez y Valverde (1994) señalan la gran extensión ocupada por los sistemas de poljes.

Los poljes de la Sierra de Albarracín han sido estudiados detenidamente por Jiménez (1987, 1991) y Peña *et al.* (1990, 1991). Destaca el sistema de poljes de Guadalaviar- Villar del Cobo-Frías de Albarracín, que forma parte de un sistema mayor que se prolonga hacia el Sur por el Alto Tajo y la Serranía de Cuenca. Otros poljes destacables se extienden por Terriente, El Villarejo (Fot. 1) y Saldón, en el SE de la Sierra. Igualmente, las depresiones del Navazo (Longares, 2002), Alto Tajo, Orihuela del Tremedal (Fot. 2) y de Ródenas (Fot. 3) han sido interpretadas como grandes poljes de origen estructural. Sin



Fot. 1. Panorámica del sistema de poljes de El Villarejo.
Destacan los restos de las superficies de aplanamiento sobre el fondo cultivado actual.



Fot. 2. Polje de Orihuela del Tremedal, abierto entre las calizas mesozoicas y el macizo paleozoico del Tremedal.



Fot. 3. Polje de Ródenas, en el extremo norte de los Llanos de Pozondón.

embargo, son los poljes meridionales los más estudiados y los que recogen una evolución más intensa, por lo que les dedicaremos una mayor atención.

2. RASGOS ESTRUCTURALES DEL SISTEMA DE POLJES DE LOS MONTES UNIVERSALES

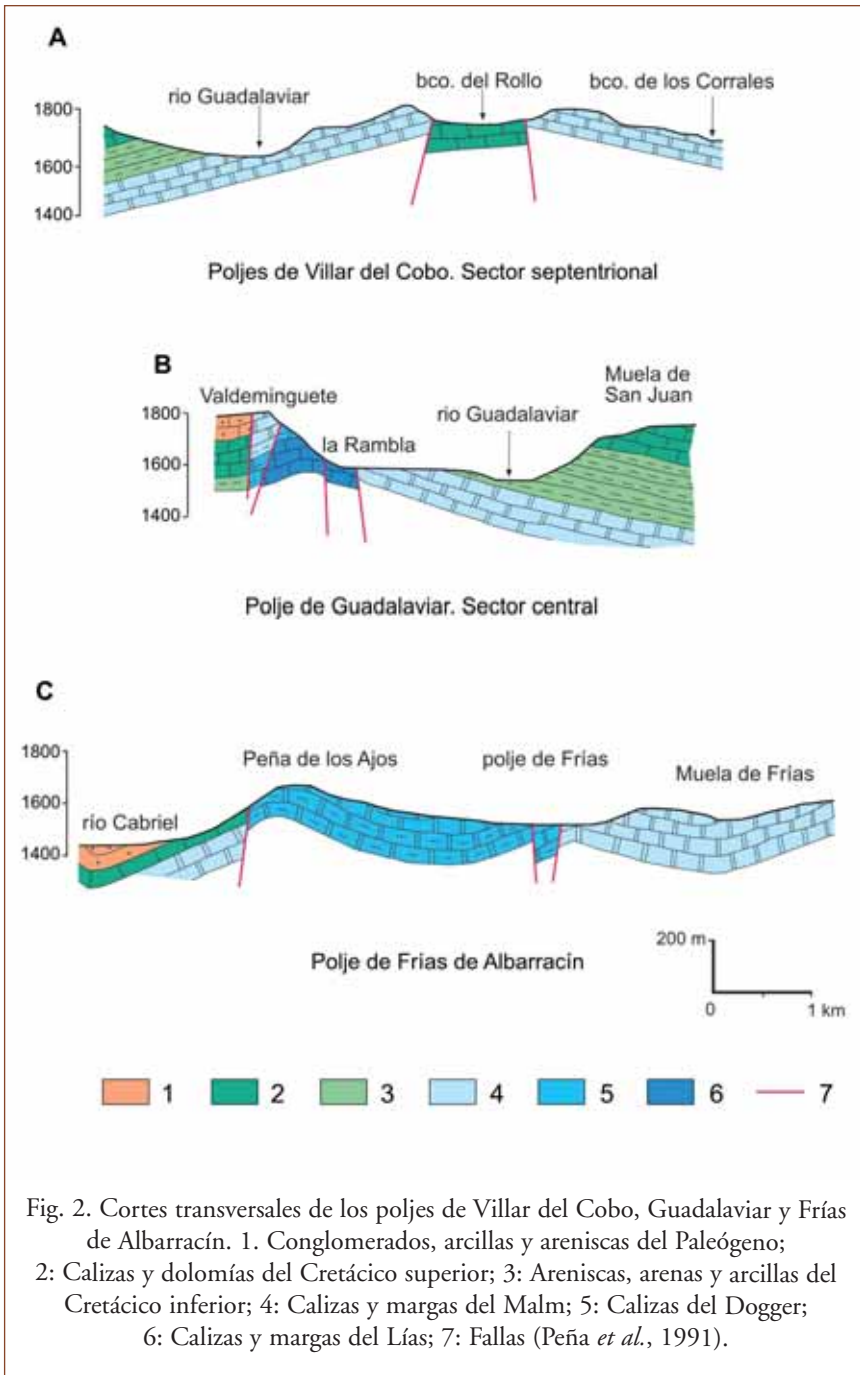
Se han definido siete poljes que, aunque han estado perfectamente interrelacionados en diferentes momentos de su evolución, actualmente se agrupan en tres conjuntos:

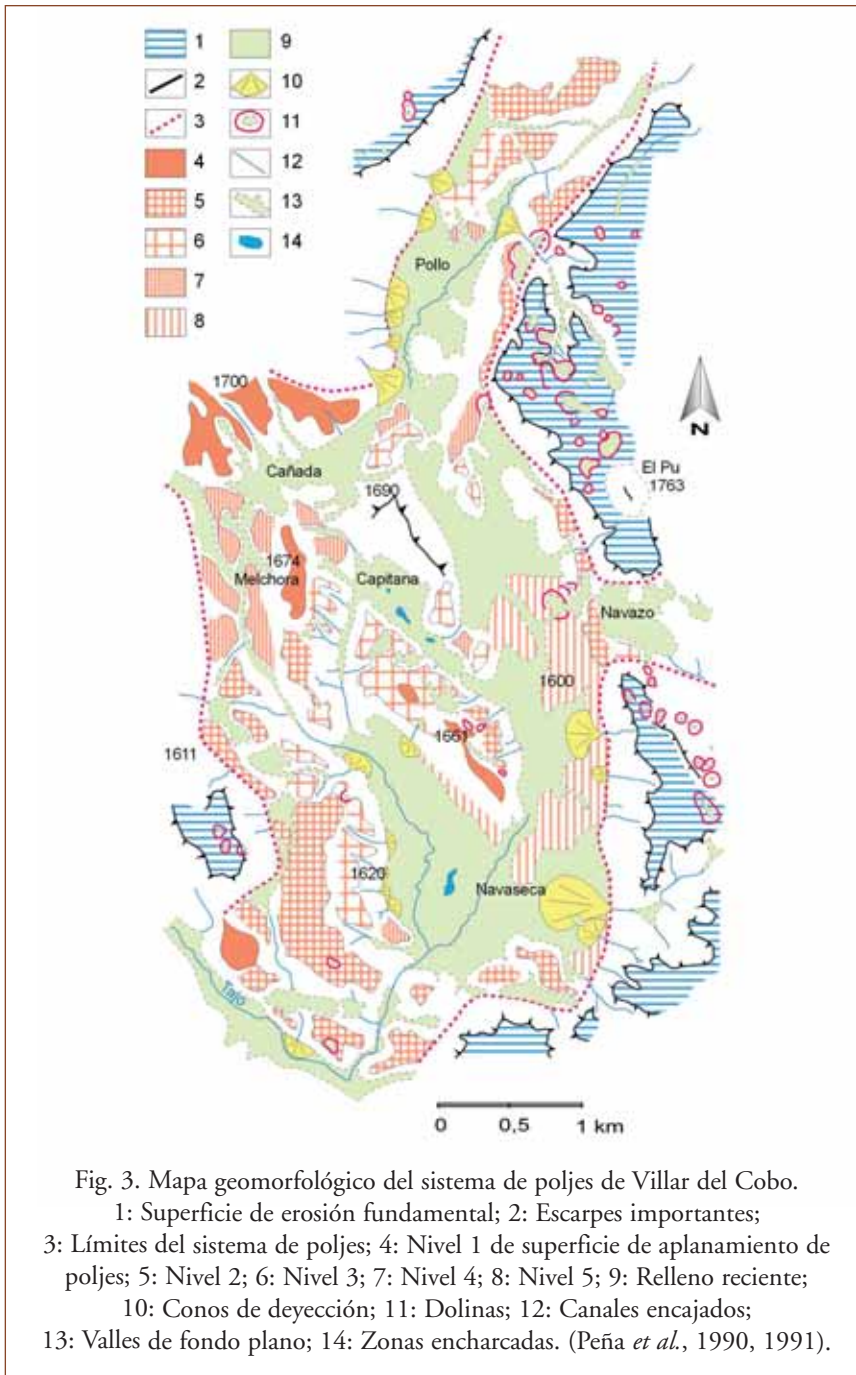
2.1. El sistema de poljes de Villar del Cobo

Se localiza entre los sinclinales colgados de la Muela de San Juan y de Frías de Albarracín, aprovechando un dispositivo estructural (Fig. 2) originado por fallas de distensión transversas. El sector más septentrional está limitado por fallas rectilíneas y paralelas que generan un polje orientado de NNE a SSW, denominado polje del Rollo, con una anchura de 1,25 km; la parte sur se complica enormemente por la aparición de una mayor densidad de fallas, con rumbos variables entre N-S, NE-SW y NNE-SSW, dando lugar a la aparición de cinco depresiones adaptadas a estas direcciones, en un sector cuya anchura alcanza unos 2,6 km (Fig. 3). La influencia estructural se aprecia en el trazado rectilíneo de sus límites y en el desnivel existente entre los relieves marginales y el fondo de las depresiones, que parecen indicar reactivaciones relativamente recientes (Fot. 4). Mientras en el polje del Rollo sólo afloran materiales del Albiense y Cenomaniense, con estructura prácticamente horizontal, en los poljes meridionales hay diferencias entre los materiales de su mitad occidental, básicamente calizas y margas jurásicas, y la parte oriental, formada por materiales cretácicos arenosos.

Las áreas marginales se componen de calizas y dolomías, principalmente del Dogger, arrasadas por la superficie de erosión fundamental de la Cordillera Ibérica a alturas en torno a 1.600-1.700 m, de la que sobresale algún relieve residual, como el Cerro del Pú (1.763 m) y el de la Cañada (1.783 m).

El drenaje superficial actual aparece dividido entre la cuenca del río Guadalaviar, hacia donde vierte el polje del Rollo, y la del río







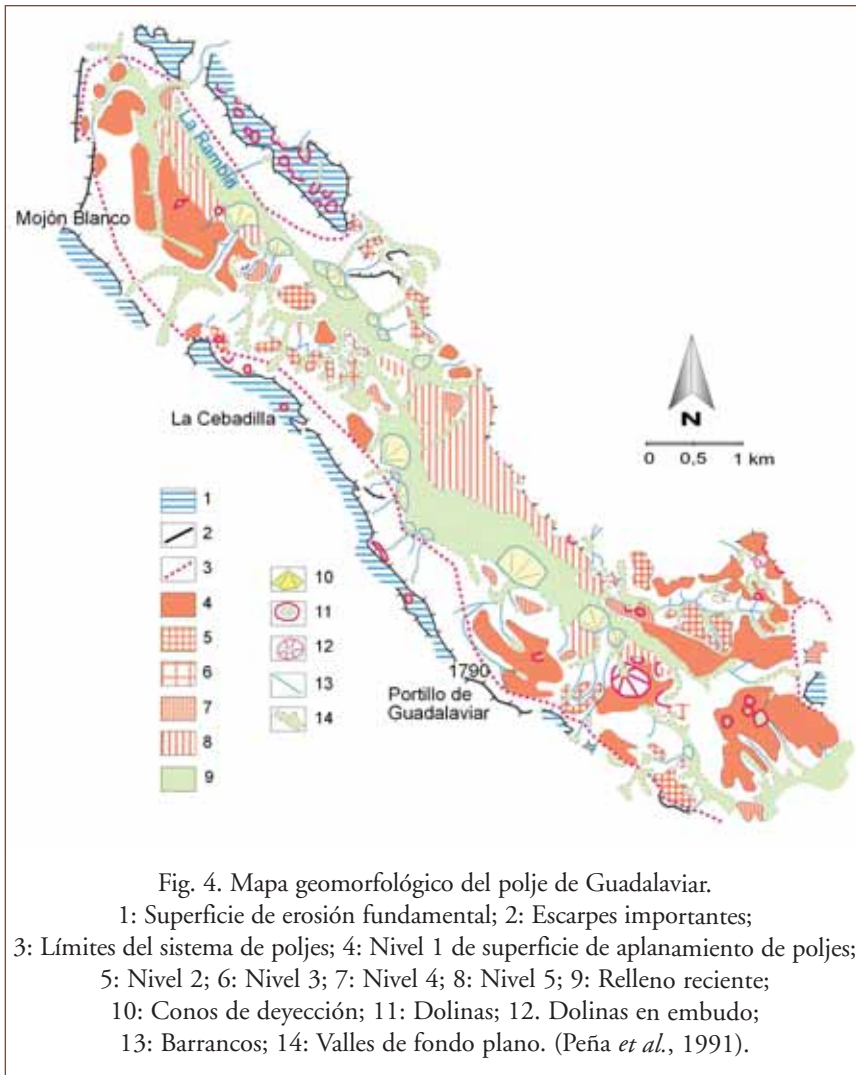
Fot. 4. Polje de Navaseca, en el conjunto de Villar del Cobo.
Se observan algunos de los aplanamientos laterales.

Tajo, al que fluyen los cursos de agua de los poljes meridionales. Esta red fluvial es la causante de la captura de esas depresiones kársticas, convirtiéndose en poljes abiertos, a excepción del pequeño polje de La Cañada, que permanece aún cerrado. En momentos de lluvias, algunos de los poljes se llegan a inundar durante unos días debido a la dificultad de su drenaje.

2.2. El polje de Guadalaviar

Forma una depresión alargada de NW a SE (Figs. 4 y 2) entre el sinclinal de núcleo cretácico de la Muela de San Juan y las crestas de calizas del Lías del anticlinal cabalgante del Alto Tajo-Valdecabriel. Su margen noroccidental está formado por una falla distensiva de dirección N-S y por el Este conecta con el sistema de fosas de Villar del Cobo. Los materiales aflorantes abarcan las margas toarcienses, las calizas del Dogger y las margas del Oxfordiense, estando deformadas por fallas y pliegues predominantemente de dirección ibérica.

El polje presenta forma estrecha (2,56 km de anchura máxima) y alargada (10,46 km de longitud) debido al condicionante estructural de los márgenes (Fig. 2). El fondo se sitúa entre 1.580 y 1.620 m,



estando rodeado por relieves que superan los 1.800 m (La Cebadilla: 1.841 m; Los Malenes: 1.825 m; San Juan: 1.820 m). El drenaje actual del polje lo realiza el barranco de La Rambla hacia el NW, aunque son numerosas las zonas en las que la circulación hídrica se hace difícil debido a la planitud del fondo. Los afluentes del Guadalaviar han intentado activamente la captura del polje, pero éste mantiene su drenaje hacia la cuenca del Tajo.

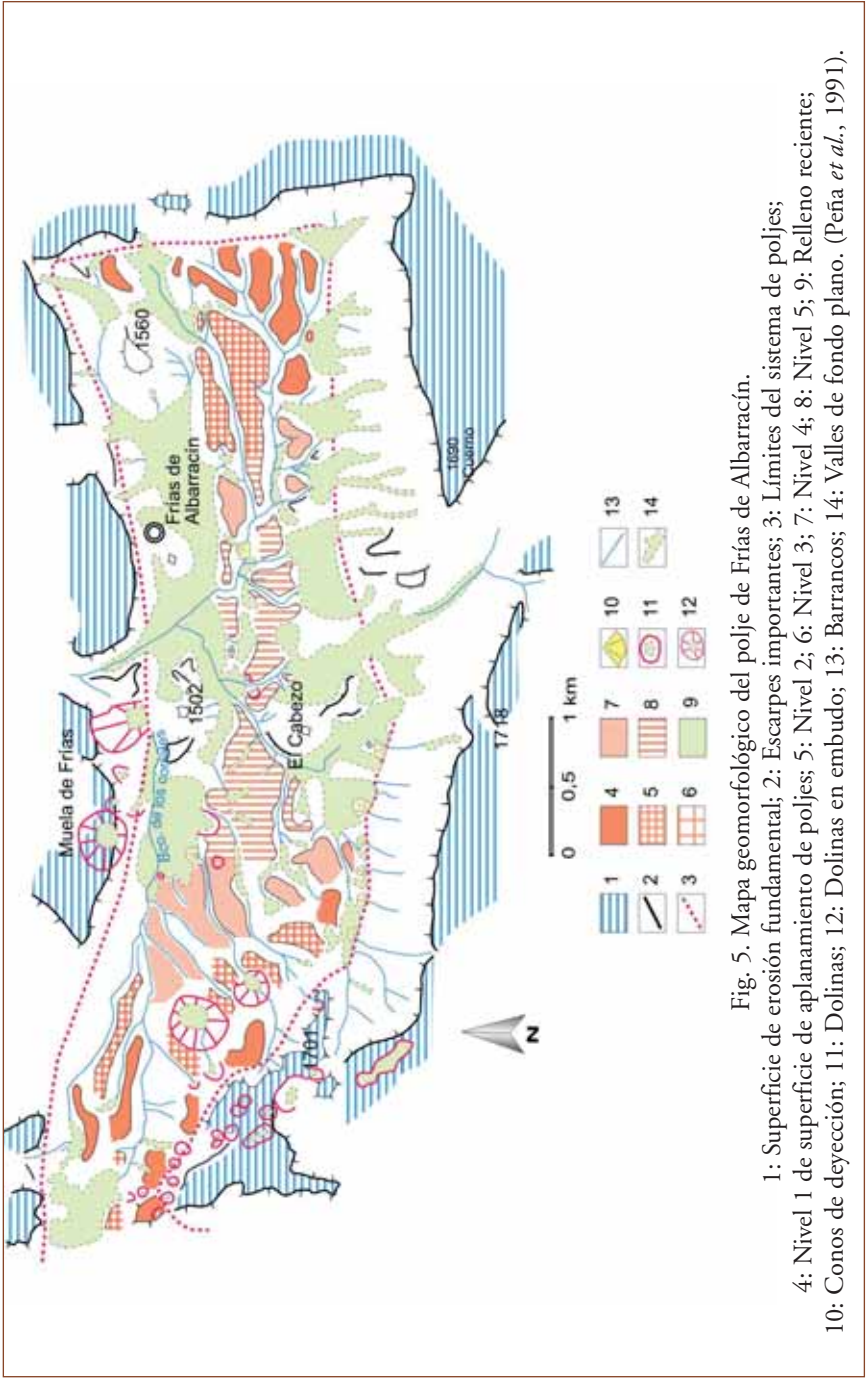
2.3. El polje de Frías de Albarracín

Está situado al SE del conjunto de poljes de Villar del Cobo, alargándose de E a W (7,5 km de largo) y variando su anchura de 1 a 2 km (Fot. 5). Se ha modelado en los mismos materiales que el polje de Guadalaviar, quedando limitado por el sistema de fosas de Villar del Cobo, al Oeste, y de Calomarde, al Este. El sinclinal de la Muela de Frías lo cierra por el Norte, mientras que por el Sur queda limitado por el cabalgamiento del Alto Tajo-Valdecabriel. Internamente hay fallas orientadas de Oeste a Este que dirigen el alargamiento del polje.

Se trata de un polje abierto (Fig. 5), estando dirigido el drenaje por el barranco de la Foz, afluente del río de la Fuente del Berro. Este polje ha sido capturado por los valles que vierten hacia la cuenca del Guadalaviar, disposición que seguramente ya existía en la red subterránea y que posteriormente se ha plasmado en la circulación externa. Se aprecia la existencia de una dolina en pozo en el contacto entre dos superficies de aplanamiento del polje, que posiblemente funcionó como ponor durante algún momento de la evolución cuaternaria del polje (Fot. 6). Por otra parte, un relieve residual o *hum* se conserva en el cerro del pueblo de Frías de Albarracín, formado por materiales margosos (Fot. 5).



Fot. 5. Polje de Frías de Albarracín desde las superficies de aplanamiento occidentales. Puede apreciarse el cerro residual o *hum*.





Fot. 6. Dolina en pozo de Frías de Albarracín.

2.4. Aspectos morfológicos generales de los poljes

La agrupación de poljes de Villar del Cobo se caracteriza por presentar márgenes simétricos, condicionados por su génesis a partir de fosas tectónicas. Sin embargo, los poljes de Guadalaviar y de Frías se sitúan en una zona de estructuras plegadas, aunque existen redes de fracturación que determinan su alargamiento y sus límites longitudinales. Por tanto, existe una marcada directriz estructural, que también ha sido descrita en los poljes de Torrijas-Abejuela (Gutiérrez *et al.*, 1983), Barracas-Alcotas (Peña *et al.*, 1987), Gúdar-Maestrazgo (Gutiérrez *et al.*, 1982b; Lozano, 1988 a, 1988b) y de Cuenca (Alonso *et al.*, 1987; Sánchez Fabre, 1990; Gutiérrez y Valverde, 1994).

El fondo de los poljes presenta una gran amplitud, dado que sus pendientes nunca superan el 2% (Tabla 1), estando la mayor parte de su extensión ocupada por una cobertera detrítica de espesor muy variable, compuesta de arcillas de descalcificación, materiales procedentes de la erosión de los sectores margo-arcillos de la propia depresión, así como cantos calcáreos arrastrados por la dinámica fluvial de los cursos de agua que discurren por el fondo. Además, los barrancos de procedencia lateral han depositado conos aluviales, especialmente

	LONGITUD	ANCHURA MÁX.	ALT. FONDO	PENDIENTE	DIRECCIÓN
VILLAR DEL COBO					
<i>El Rollo</i>	2,3 km.	0,650 km.	1620-1580 m.	1,30%	NNE-SSW
<i>Navaseca</i>					
sector long.	4 km.	0,520 km.	1600-1580 m.	0,50%	N-S
sector trans.	1,5 km.	0,260 km.	1600-1580 m.	1,30%	NW-SE
<i>La Melchora</i>	2 km.	0,260 km.	1660-1620 m.	2%	NNW-SSE
<i>La Cañada</i>	0,5 km.	0,5 km.	1620 m.	-	NE-SW
<i>La Capitana</i>	1 km.	0,390 km.	1620-1600	2%	NW-SE
GUADALAVIAR	10,46 km.	2,560 km.	1620-1580 m.	0,50%	NW-SE
FRÍAS DE ALBARRACÍN	7,5 km.	2 km.	1460-1420 m.	1,70%	E-W

Tabla 1. Datos básicos de los poljes de Villar del Cobo, Guadalaviar y Frías de Albarracín (Peña *et al.*, 1991).

en el borde oriental del polje de Navaseca (poljes de Villar del Cobo) y en el margen suroeste del polje de Guadalaviar, aportando depósitos más groseros. También aparecen afloramientos de roca desnuda (calizas y margas) aplanados por la acción de la disolución, cuya superficie enlaza con el relleno detrítico del fondo, quedando adosados a los márgenes de los poljes o en forma de relieves residuales en la parte central de la depresión a modo de *hums*. Estas superficies de aplanamiento o *cônes rocheux* están afectadas por procesos de *criptocorrosión kárstica* (Nicod, 1975), en forma de lapiaces estructurales y oquerosos, generados bajo una cubierta de suelo, actualmente desmantelada en muchos lugares, y en la que ha tenido una gran importancia la alteración química (Fabre y Nicod, 1982).

A pesar de su planitud, el drenaje superficial se realiza con cierta facilidad en el fondo de los poljes, aunque existen algunos sectores donde los encharcamientos temporales son frecuentes. Los cursos de agua se encajan escasamente en los rellenos de las depresiones, presentando un canal estrecho de trazado meandriforme (poljes de Villar del Cobo) o rectilíneo (polje de Frías), e incluso el canal puede estar completamente ausente (polje de Guadalaviar).

Bordeando los fondos de las depresiones actuales se encuentran antiguas **superficies de aplanamiento** por disolución o de denuda-

	NIVEL 1	NIVEL 2	NIVEL 3	NIVEL 4	NIVEL 5
VILLAR DEL COBO	1.640-1.660 m.	1.620-1.640 m.	1.610-1.620 m.	1.600-1.610 m.	1.590-1.600 m.
<i>El Rollo</i>		*	*	*	*
<i>Navaseca</i> sector long. sector trans.	*	*	*	*	*
<i>La Melchora</i>	*	*		*	
<i>La Cañada</i>			*	*	
<i>La Capitana</i>			*	*	
GUADALAVIAR	1.700-1.750 m.	1.630-1.660 m.	1.600-1.640 m.	1.590-1.630 m.	1.580-1.620 m.
FRÍAS DE ALBARRACÍN	1.640-1.660 m.	1.520-1.560 m.	1.460-1.480 m.	1.420-1.440 m.	1.420-1.460 m.

Tabla 2. Niveles de aplanamiento por disolución en los poljes de Villar del Cobo, Guadalaviar y Frías de Albarracín (Peña *et al.*, 1991).

ción que corresponden a diferentes estadios evolutivos en el modelado de los poljes. Se trata de retazos residuales dispersos entre las diferentes depresiones cuya correlación general presenta dificultades. Se han definido cinco niveles de aplanamiento que solamente aparecen completos en el sector meridional del polje de Navaseca, en la parte SE del polje de Guadalaviar y en el NW del polje de Frías (Tabla 2).

Por lo tanto, el número de niveles de aplanamiento varía entre los diferentes poljes:

- En el conjunto de Villar del Cobo (Fig. 3), el polje de la Cañada sólo tiene dos niveles, el de la Capitana tres y el del Rollo cuatro. Por otra parte, el nivel más bajo, que enlaza con los rellenos del fondo actual, sólo está presente en los dos poljes de mayores dimensiones (Rollo y Navaseca); los tres niveles intermedios se localizan en la mayor parte de las depresiones, resaltando la extensión que ocupa el nivel 2 en el sur de Navaseca; el nivel superior forma relieves residuales en el sector central de los poljes meridionales.

- En el polje de Guadalaviar (Fig. 4), se localizan cinco niveles en el contacto con los poljes de Villar del Cobo. También están presentes los cuatro niveles más bajos en el sector noroccidental, mientras que en el sector central, el nivel dominante es el inferior, que forma las divisorias con el valle del Guadalaviar.

- El polje de Frías de Albarracín (Fig. 5) presenta las cinco superficies escalonadas en sus extremos oriental y occidental, mientras que en su parte central son las superficies más bajas las de mayor extensión.

La separación altitudinal entre los niveles es escasa, oscilando entre los 10 y 20 m, excepto en el polje de Frías, donde las diferencias topográficas son mayores y el contraste con el fondo actual es muy fuerte. En los poljes de Villar del Cobo, entre el nivel más alto y el relleno reciente hay sólo 70 m de altitud, mientras que en el de Guadalaviar hay 170 m de desnivel y en el de Frías este valor alcanza los 240 m, lo que parece indicar diferentes intensidades en la profundización de los poljes a lo largo de su evolución. Todos estos niveles presentan en su superficie modelado de lapiaces y se interpretan como fondos de paleopoljes, testimonio de una dinámica debida a sucesivos encajamientos.

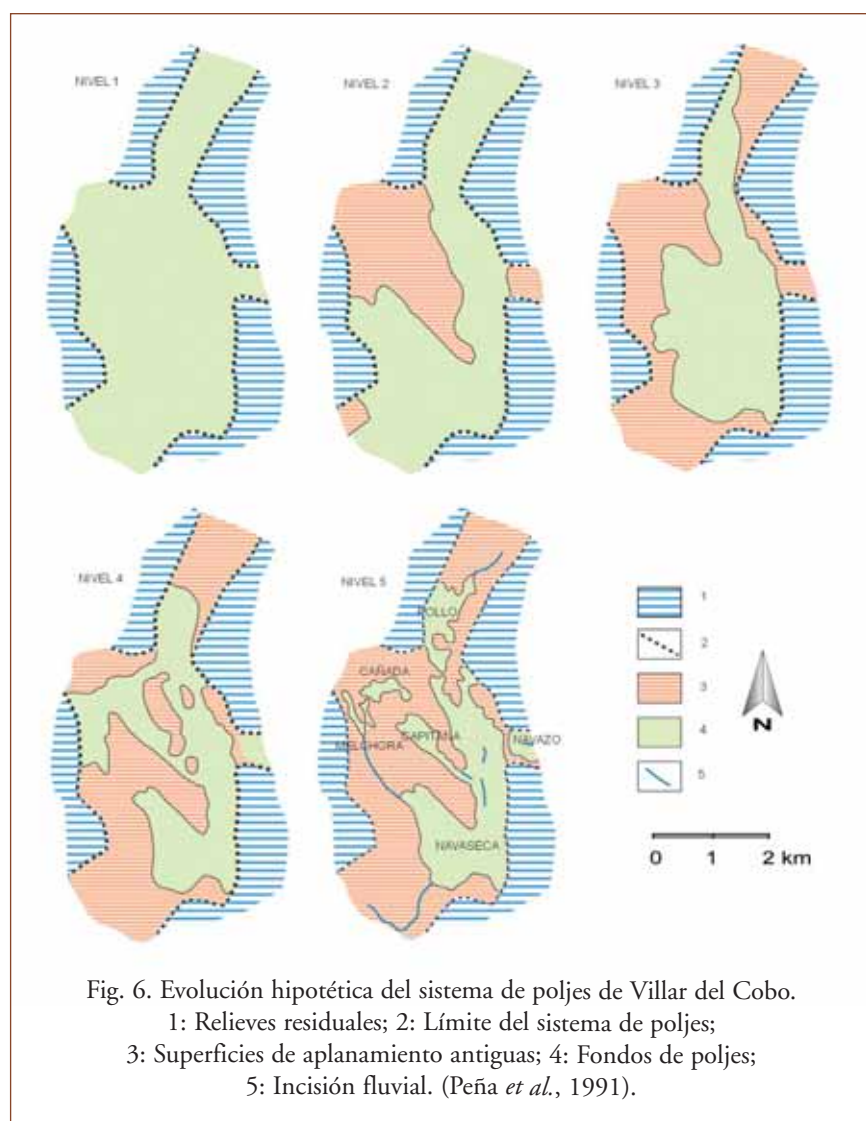
A pesar de estas diferencias entre los tres grupos de poljes, existe la posibilidad de suponer una conexión inicial entre ellos a partir de las superficies más altas, e incluso, como ya se ha indicado, es posible pensar en una conexión de este sistema con el Alto Tajo y la serranía de Cuenca, de tal manera que su extensión pudo ser todavía mucho mayor. A lo largo de su evolución, y debido a los sucesivos encajamientos, en el conjunto de Villar del Cobo se irían individualizando depresiones de tamaño cada vez más reducido, en las que la progresión lateral de los aplanamientos no alcanzaría a dismantelar por completo los niveles antiguos, que quedaron como divisorias entre los diferentes poljes (Fig. 6).

2.5. Evolución del sistema de poljes

La historia evolutiva de este sistema se inicia con la deformación de la superficie de erosión fundamental por la fase distensiva del Plioceno superior, que produjo fallas normales con rumbos cercanos a Norte-Sur, conjugadas como fosas tectónicas en los poljes de Villar del Cobo, y reactivaciones de las fallas NW-SE y W-E en los poljes de Guadalaviar y Frías de Albarracín. Aprovechando este dispositivo estructural se modelaron unas depresiones fluvio-kársticas iniciales, de las que desconocemos si su primitivo funcionamiento fue como poljes

abiertos o cerrados. Este origen, ligado al tránsito Plioceno-Pleistoceno es también indicado por otros autores en áreas próximas y en el ámbito mediterráneo.

A lo largo del Cuaternario y hasta el momento actual, el sistema original ha sufrido una serie de modificaciones relacionadas con la



actividad neotectónica, los cambios climáticos y la acción remontante de la red fluvial (Fig. 6). Los cambios climáticos son los causantes de la sucesión de fases de importante disolución kárstica, que han ampliado lateralmente los poljes y han generado las superficies de aplanamiento, alternando con momentos de incisión de los cursos de agua sobre los fondos de las depresiones. Como señala Nicod (1967), los aplanamientos se generarían en etapas más húmedas, mientras que las incisiones que inician la individualización de niveles pertenecerían a momentos más secos.

La reactivación tectónica, al igual que en otros poljes de la Cordillera Ibérica, también puede haber tenido un papel determinante en la profundización de los poljes mediante reajustes en las fallas que recorren sus márgenes rectilíneos, lo que se hace evidente por la presencia de escarpes, muy netos entre algunos aplanamientos, y por el desarrollo amplio de los conos de deyección, especialmente en el límite oriental del polje de Navaseca y en el SW del polje de Guadalaviar.

La ubicación de estos poljes en un sector de divisoria ha permitido una relativa conservación de estas morfologías, a pesar de haber sido capturados por las redes del Guadalaviar y Tajo, ríos que discurren profundamente encajados en los extremos Norte y Sur del sistema de poljes. A esta acción fluvial hay que añadirle los retoques generados por los procesos de clima frío, condicionados por la altitud de esta región, que se manifiestan con formas acumulativas de ladera de origen periglaciario, especialmente derrubios estratificados de los tipos *grèzes* y *groi-zes litées* y canchales activos. En el momento actual, aunque se comportan como valles abiertos, la planitud de su fondo, así como la existencia de sectores de litologías impermeables, favorecen un drenaje lento y encharcamientos parciales, con la consiguiente tendencia a persistir la disolución subsuperficial en el fondo y márgenes de los poljes.

Por estas características señaladas y por el tipo de evolución, se asemejan al *tipo dinárico* descrito por Lehman (ver Bogli, 1980), aunque con particularidades especiales, como son la multiplicación de superficies de aplanamiento y la tendencia a irse subdividiendo en poljes progresivamente menores, que han sido definidos como de *tipo ibérico* (Peña *et al.*, 1991).

3. BIBLIOGRAFÍA

ALONSO, F. y BULLÓN, T. (1976): Evolución kárstica del sector sureste de la Serranía de Cuenca. *Est. Geográficos*, 145, 465-479. Madrid.

ALONSO, F., GONZÁLEZ, J.A. y UGARTE, F. (1987): Sur l'évolution de trois grandes dépressions karstiques de la Serranía de Cuenca (Espagne). *Méditerranée*, 1-1987, 21-32.

AYALA, F.J., RODRÍGUEZ, J.M., VAL, J. del, DURÁN, J.J., PRIETO, C. y RUBIO, J. (1986): *Mapa del karst de España*, 68 p. I.G.M.E. Madrid.

BÖGLI, A. (1980): *Karst Hidrology and Physical Spelology*. Springer Verlag, 184 p.

ECHEVERRÍA, M.T. (1993): La depresión kárstica de Cañada Hermosa. Rasgos geomorfológicos. En: *El Cuaternario en España y Portugal*, I, 81-86. Madrid.

FABRE, G. y NICOD, J. (1982): Modalités et rôle de la corrosion crypto-karstique dans les karsts méditerranéens et tropicaux. *Z. Geomorph.*, N.F., 26, 209-224.

FORD, D. y WILLIAMS, P. (1989): *Karst Geomorphology and Hydrology*. Unwin Hyman. 601 p. London.

GAMS, I. (1978): The polje: The problema of definition. *Z. Geomorph.*, N.F., 22, 170-181.

GUTIÉRREZ, M. y VALVERDE, M. (1994): El sistema de poljes del río Guadazaón (Cordillera Ibérica, Prov. de Cuenca). *Cuaternario y Geomorfología*, 8 (1-2), 87-95.

GUTIÉRREZ, M., PEÑA, J.L. y SIMÓN, J.L. (1982a): El karst en el sector centrorienta de la Cordillera Ibérica. *Reunión Monográfica sobre el Karst-Larra* 82, 81-93.

GUTIÉRREZ, M., PEÑA, J.L. y SIMÓN, J.L. (1982b): El polje de Vistabella del Maestrazgo (provincia de Castellón). *Actas Reunión Monográfica sobre el Karst-Larra 1982*, 95-104.

GUTIÉRREZ, M., PEÑA, J.L. y SIMÓN, J.L. (1983): Los poljes de la región de Torrijas-Abejuela (provincias de Teruel, Castellón y Valencia). *Teruel*, 69, 99-108. Teruel.

JENNINGS, J.N. (1985): *Karst geomorphology*. Basil Blackwell, 293 p. Oxford.

JIMÉNEZ, A. (1987): *Estudio Geomorfológico de las Muelas de San Juan y Frías de Albarracín (Provincia de Teruel)*. Mem. de Licenciatura. Univ. de Zaragoza. 267 p. (ined.).

JIMÉNEZ, A. (1991): Estudio geomorfológico de las Muelas de San Juan y de Frías de Albarracín (provincia de Teruel). *Teruel*, 82 (1), pp. 55-77.

LHENAFF, R. (1986): Les grands poljes des Cordillères Bétiques andalouses et leurs rapports avec l'organisation endokarstique. *Karst et cavités d'Andalousie*. Cordillères Bétiques centrales et occidentales. Karstología Mém. 1. Association Française de Karstologie, 101-112.

LONGARES, L.A. (2002): Grado de variedad paisajística y estado de conservación del Espacio Natural Protegido de los Pinares de Rodeno de Albarracín (Teruel). *Teruel*, 88-89 (I), 345-363. Teruel.

LOZANO, M.V. (1987): Las formas exokársticas en el sector meridional del Pinar Ciego (Serranía de Gúdar, provincia de Teruel). *Studium*, 1, 7-14. Teruel.

LOZANO, M.V. (1988 a): *Estudio geomorfológico de las Sierras de Gúdar (prov. de Teruel)*. Tesis Doctoral. Facultad de Filosofía y Letras. 804 p. Universidad de Zaragoza. (ined.).

LOZANO, M.V. (1988 b): Los poljes del sector de Mosqueruela (Serranía de Gúdar- Maestrazgo, provincia de Teruel). *Cuaternario y Geomorfología*, 2, 57-66.

LOZANO, M.V. y JIMÉNEZ, A. (1990): El karst de los Llanos de Villaseco (Cordillera Ibérica Oriental, provincia de Teruel). *I Reunión Nacional de Geomorfología*, 115-124. Teruel.

MATEU, J.F. (1982): *El Norte del País Valenciano. Geomorfología litoral y prelitoral*. Sección de Geografía. Universidad de Valencia. 286 p. Valencia.

NICOD, J. (1967): Recherches morphologiques en Basse-Provence calcaire. *Etudes et Travaux de Méditerranée*, 5, 557 p.

NICOD, J. (1975): Corrosion de type crypto-karstique dans les karsts méditerranéens. *Bull. Assoc. Géogr. Franç.*, 428, 289-297.

PEÑA J.L., de DAPPER, M., CONSTANTE, A., de VliegHer, B. y PAVLOPOULOS, K. (2008): El sistema de poljes de la región de

Dystos-Almyropotamos (isla de Eubea, Grecia). Cartografía y evolución geomorfológica. *Geographica*, 53, 143-161.

PEÑA, J.L., de DAPPER, M., CONSTANTE, A., de VliegHER, B. y PAVLOPOULOS, K. (2007): Paisajes kársticos de la región central de la isla de Eubea (Grecia). En Lario, J. y Silva, P.G.(Eds): *Contribuciones al estudio del Periodo Cuaternario*. AEQUA, 55-56. Avila.

PEÑA, J.L., ECHEVERRÍA, M.T. y JIMÉNEZ, A. (1991): El sistema de poljes de Guadalaviar-Villar del Cobo-Frías de Albarracín (prov. de Teruel). *Teruel*, 82 (1), 79-100. Teruel.

PEÑA, J.L., GUTIÉRREZ, M. y SIMÓN, J.L. (1987): El polje de Barracas-Alcotas (Provs. de Castellón y Teruel). *Actas VII Reunión sobre el Cuaternario*, 135-138 Santander.

PEÑA, J.L., JIMÉNEZ, A. y ECHEVERRÍA, M.T. (1990): Geomorphological cartography and evolutionary aspects of the Sierra de Albarracín poljes (Eastern Iberian Ranges, Teruel, Spain). *Geografía Física e Dinámica Cuaternaria*, 12, 51-57.

PORTERO *et al.* (1983): *Mapa Geológico 1:50.000 serie MAGNA Hoja nº 565, Tragacete*. IGME. Madrid.

SÁNCHEZ FABRE, M. (1989): *Estudio geomorfológico de la Depresión de Alfambra-Teruel-Landete*. Tesis Doct. Facultad de Filosofía y Letras. Univ. Zaragoza, 926 p. (inédito).

SÁNCHEZ FABRE, M. (1990): Los poljes de la región de Fuentelespino de Moya (Serranías de Cuenca). *I Reunión Nacional de Geomorfología*, 135-146. Teruel.

SANZ, E. (1987): *El karst del Sur y Oeste del Moncayo*. Servicio Geológico M.O.P.U. 259 p. Madrid.

SWEETING, M.M. (1981): *Karst Geomorphology*. Hutchinson Ross Publ. Comp. 42-54. Stroudsburg.

TRUDGILL, S. (1985): *Limestone geomorphology*. Longman, 240 p.

WHITE, W.B. (1988): *Geomorphology and Hydrology of Karst Terrains*. Oxford Univ. Press. 464 p.



LAS TOBAS DEL RÍO GUADALAVIAR (SIERRA DE ALBARRACÍN)

Carlos Sancho Marcén
José Luis Peña Monné
Alfonso Meléndez Hevia
Antonio Jiménez Martínez

INTRODUCCIÓN

Las construcciones tobáceas asociadas a cursos fluviales constituyen la respuesta sedimentaria externa más generalizada de la dinámica de los sistemas kársticos (Vaudour, 1984; Magnin *et al.*, 1991). Las tobas, también denominadas travertinos meteógenos (Pentecost, 1996), pueden definirse, según Ford y Pedley (1996) como “el producto de la precipitación de carbonato cálcico bajo un régimen de agua fría (cerca de temperatura ambiente), que contiene restos de micro y macrofitas, invertebrados y bacterias”.

Las tobas se localizan, preferentemente, en zonas de descarga de acuíferos carbonatados karstificados que suministran aguas con contenidos altos de iones calcio (Ca^{2+}) y bicarbonato (HCO_3^-). La concentración de bicarbonato está controlada por el CO_2 procedente de la actividad biológica del suelo, que a su vez depende de las condiciones climático-ambientales reinantes, y que va a determinar la tasa de disolución de caliza en el macizo kárstico. Así, el contenido de carbonato disuelto constituye la fuente de suministro de la calcita que puede precipitar por una desgasificación mecánica (agitación y turbulencia del agua) (Lorah y Herman 1988; Liu *et al.* 1995; Drysdale y Gillieson 1997; Lu *et al.* 2000; Chen *et al.* 2004; Vázquez-Urbez *et al.*, 2009) y/o biológica (fotosíntesis) (Pentecost 1987; Merz-Preiß y Riding 1999; Arp *et al.*, 2001; Shiraishi *et al.* 2008). De manera adicional, es necesario considerar la influencia de la temperatura (Plummer *et al.* 1978; Stumm y Morgan, 1996). No obstante, resulta complicado realizar una valoración de los factores intervinientes (Vázquez-Urbez *et al.*, 2009). Así, el desarrollo de las construcciones tobáceas requiere el cumplimiento de un conjunto de requisitos y limitaciones de tipo morfotopográfico, hidrológico e hidroquímico, biológico y climático-ambiental. La acumulación del carbonato depende, por tanto, de la interacción de todas estas variables específicas en un lugar concreto para un tiempo determinado (Sancho *et al.*, 1997).

La conjunción de un marco geomorfológico y litoestructural adecuado junto con unas condiciones ambientales favorables ha desen-

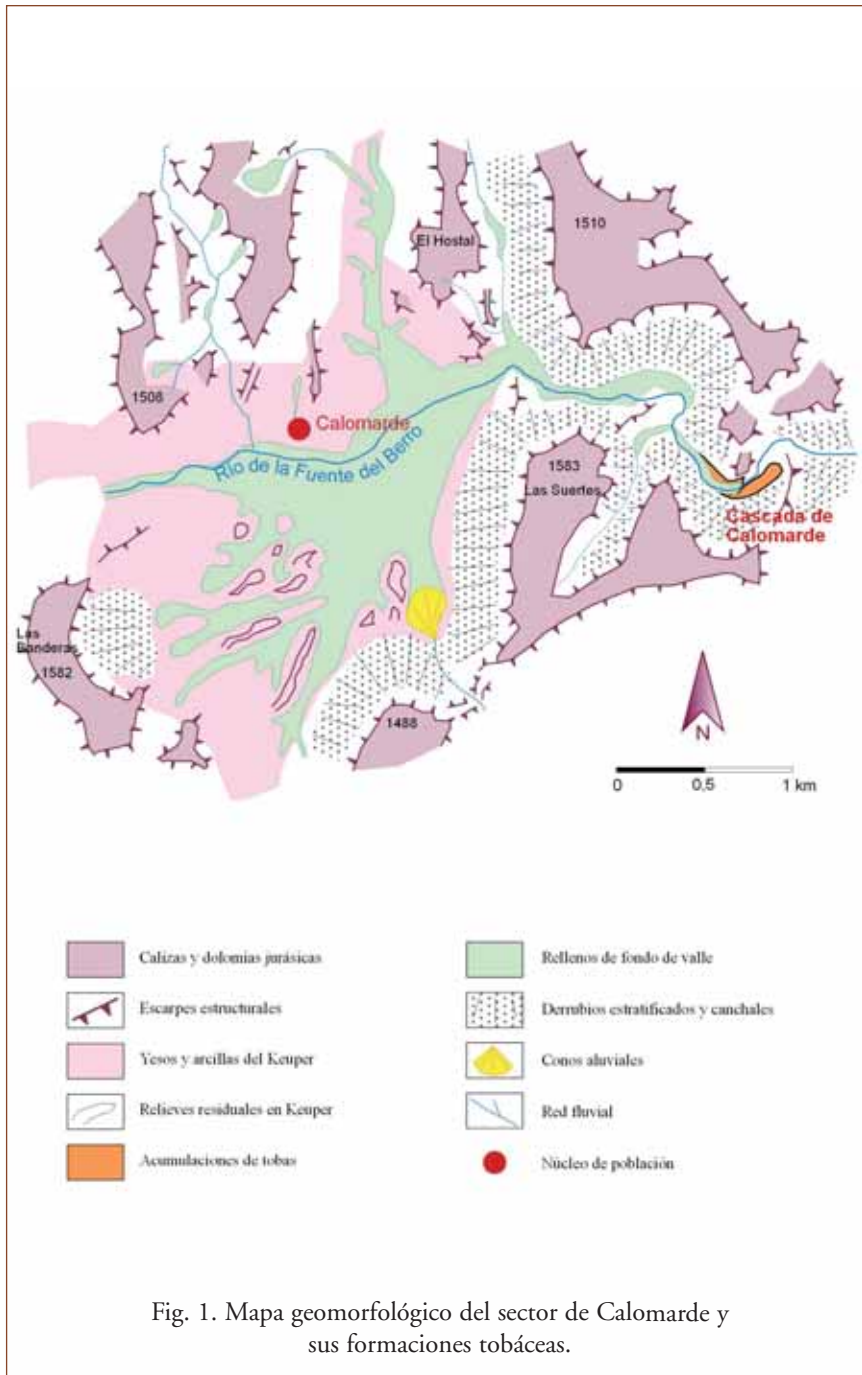
cadenado la formación generalizada, durante diferentes etapas del Cuaternario, de depósitos tobáceos en el sistema de drenaje de toda la Cordillera Ibérica. Concretamente, en la Sierra de Albarracín, la conservación de extensos aplanamientos culminantes, con numerosos campos de dolinas y sistemas de poljes que favorecen la infiltración, las potentes series estratigráficas de calizas del Jurásico que constituyen acuíferos kársticos y el enjacimiento de la red drenaje en este almacén morfolitoestructural (Peña *et al.*, 1984) representan los condicionantes de partida que hacen posible la alta frecuencia de formaciones tobáceas en los sistemas fluviales que drenan este sector de la Cordillera Ibérica. En el ámbito de la Sierra de Albarracín se han estudiado las tobas holocenas asociadas con el río de la Fuente del Berro en Calomarde y con el río Guadalaviar en Entrambasaguas y Gea de Albarracín, junto con la dinámica tobácea actual en el primer punto (Peña *et al.*, 1994; Meléndez *et al.*, 1996; Sancho *et al.*, 1997). También aparecen otros afloramientos destacables en Royuela, Tramacastilla, Torres de Albarracín y Moscardón.

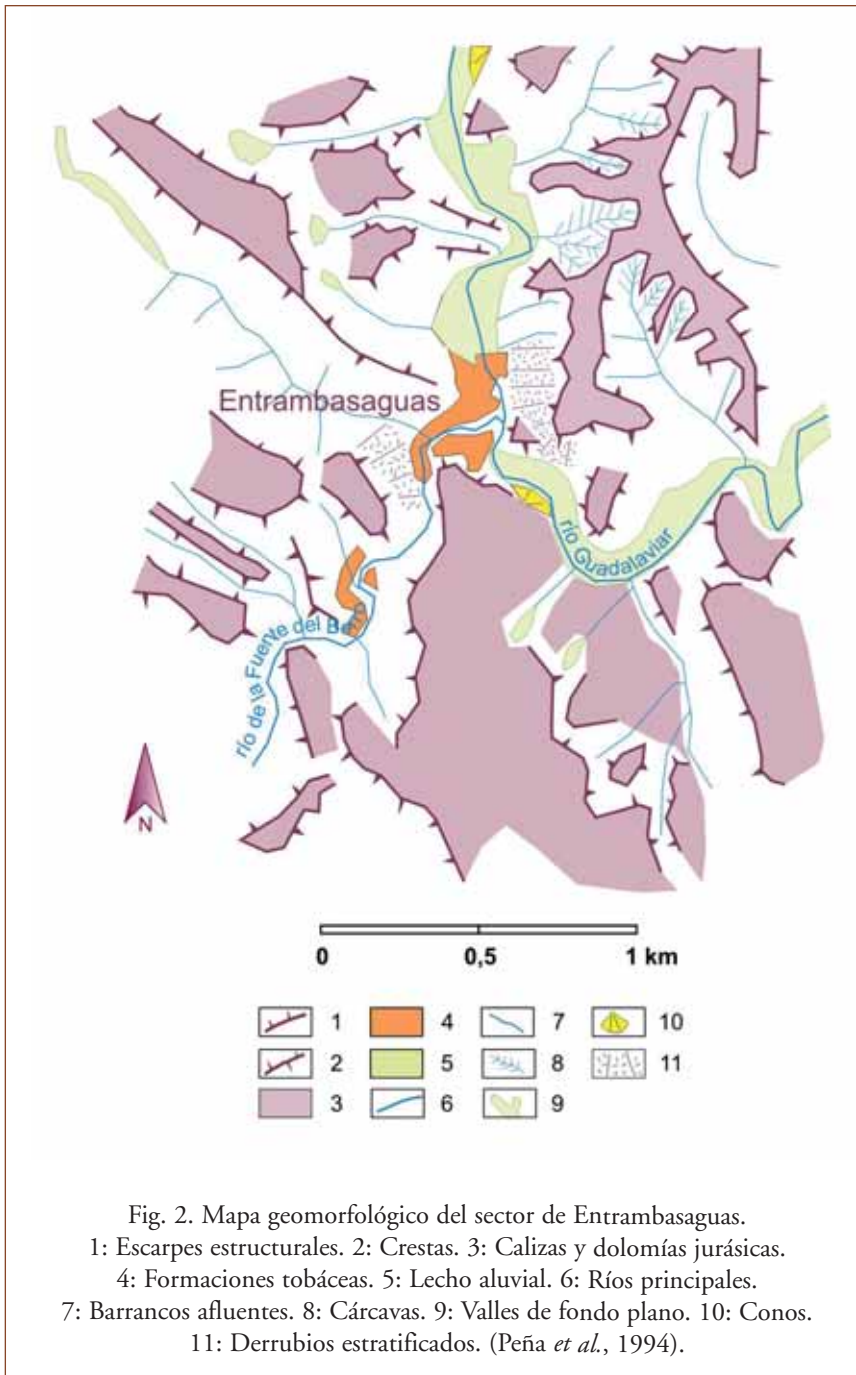
1. LA CUENCA DEL RÍO GUADALAVIAR

La cabecera de la cuenca de drenaje del río Guadalaviar se localiza en la Sierra de Albarracín, dentro de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica. La altura topográfica oscila entre los 1800 y los 1000 m. Climáticamente, existen fuertes contrastes térmicos (la temperatura media anual oscila entre 9 y 12 °C) y pluviométricos (la precipitación media anual varía entre 1000-500 mm) entre las zonas topográficamente más elevadas y más bajas. En este sector, el río Guadalaviar y su red afluente está alimentado parcialmente por descargas hidrogeológicas. A pesar de esta alimentación subterránea, su régimen hídrico puede presentar cierta irregularidad interanual con caudales medios mensuales que oscilan entre 2,07-3,68 m³/s. La formación de los depósitos tobáceos está asociada con estas descargas procedentes de los acuíferos kársticos jurásicos circundantes, que se incorporan al drenaje superficial cuando se alcanzan niveles impermeables arcillosos del Triásico superior.

2. EDIFICIOS TOBÁCEOS FÓSILES

Los principales edificios tobáceos fósiles de la cuenca del río Guadalaviar se localizan en Calomarde (río de la Fuente del Berro)





(Fig. 1), Entrambasaguas (confluencia de los ríos Fuente del Berro y Guadalaviar) (Fig. 2) y Gea de Albarracín (río Guadalaviar).

2.1 Distribución morfotopográfica

Se ha observado una estrecha relación entre la repartición de los diferentes edificios tobáceos fósiles y las rupturas del perfil longitudinal de los ríos de la Fuente del Berro (Fig. 3) y Guadalaviar (Fig. 4). En efecto, el afloramiento de Calomarde se halla situado después de una inflexión que separa un tramo aguas arriba de unos 3 km de longitud de pendientes suaves, que apenas sobrepasan el 1%, de otro más corto de 1 km con pendientes mayores próximas al 10 %. En Entrambasaguas los travertinos aparecen en una situación similar, ya que se localizan en el punto de conexión de los dos ríos en un corto tramo de pendiente del 10% después de otro tramo de perfil de 5 km de longitud de pendiente menor, cercana al 2 %. Por lo que se refiere a las construcciones del cañón de Gea de Albarracín, el tramo en que aparecen los travertinos tiene una pendiente máxima del 4-5 % después de otro tramo mucho más generalizado con pendiente inferior al 1%.

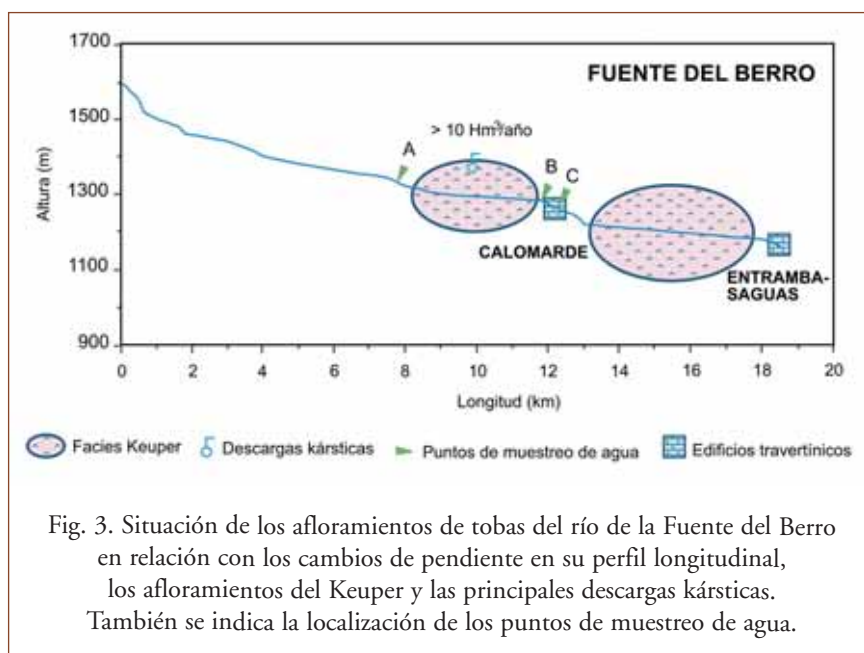


Fig. 3. Situación de los afloramientos de tobas del río de la Fuente del Berro en relación con los cambios de pendiente en su perfil longitudinal, los afloramientos del Keuper y las principales descargas kársticas. También se indica la localización de los puntos de muestreo de agua.

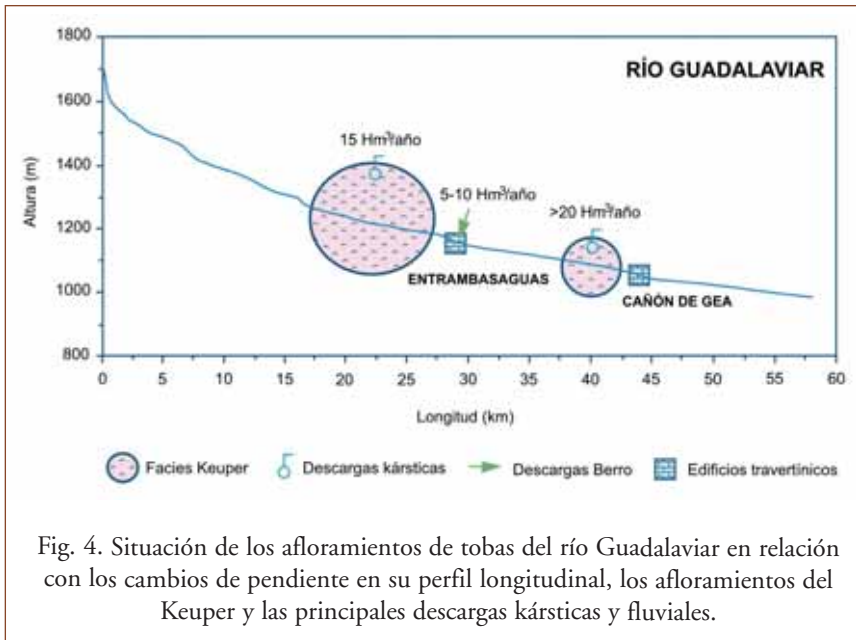


Fig. 4. Situación de los afloramientos de tobas del río Guadalaviar en relación con los cambios de pendiente en su perfil longitudinal, los afloramientos del Keuper y las principales descargas kársticas y fluviales.

Las irregularidades del perfil longitudinal de los dos ríos analizados obedecen, fundamentalmente, a discontinuidades litológicas en el sustrato geológico. Los tramos de menor pendiente corresponden a afloramientos de materiales margoevaporíticos en facies Keuper del Triásico superior, mientras que los de máxima pendiente coinciden con materiales más resistentes de naturaleza calcárea pertenecientes al Jurásico inferior y medio. En las zonas de tránsito, cuando se incrementa la pendiente se nuclean y construyen los principales edificios tobáceos por modificaciones en las características del flujo, que favorecen la desgasificación mecánica del agua.

2.2 Estructura de crecimiento y facies

En el afloramiento de Calomarde (Fot. 1), correspondiente al río de la Fuente del Berro, se observan dos tipos de edificios tobáceos diferentes. El primero presenta una estructura bioconstruida de barrera (Fot. 2). Tiene un espesor de 22 m y mayoritariamente está constituido por facies de musgos, encontrando también facies macrofitoclasticas (tallos y hojas) menos frecuentes. Existe una acreción vertical y



Fot. 1. Cascada de Calomarde.

lateral del edificio con niveles de 20 y 50 cm de espesor e inclinaciones variables que alcanzan los 70-80°. Aguas abajo aparecen acumulaciones posteriores correspondientes a fases de destrucción de la barrera. El segundo edificio corresponde a una estructura de represamiento (Fot. 3). Tiene una extensión superficial de 2,5 Ha y una potencia máxima de 27 m. La estructura es horizontal, correspondiente a facies de acreción vertical de niveles horizontales asociadas al crecimiento progresivo de la barrera de cierre. Se distinguen fundamentalmente facies microfítoclasticas de carbonato pulverulento con gasterópodos (*Lymnaea peregra*, *Planorbis planorbis*, *Vallonia costata*) y facies macrofítoclasticas de hojas y de tallos. A veces se observan intercalaciones de facies carbonosas (turba).



Fot. 2. Estructura de barrera en las tobas de Calomarde.



Fot. 3. Estructura de represamiento de Calomarde.

En la confluencia de los ríos Guadalaviar y Fuente del Berro (Entrambasaguas) aparece una construcción tobácea de 3,4 Ha de extensión superficial y una potencia de 5 m. En la base se diferencian facies macrofitoclásticas de tallos, microfitoclásticas de carbonato pulverulento con gasterópodos (*Lymnaea peregra* y *Lymnaea palustris*) y facies de musgos (Fot. 4) correspondientes a represamientos. Por encima se superponen facies de musgos con estructura de barrera y facies espeleotémicas secundarias en los huecos. Estas construcciones pueden identificarse tipológicamente con el modelo fluvial de barrera (Pedley, 1990).



Fot. 4. Desarrollo de musgos en las tobas de Entrambasaguas.



Fot. 5. Entramado de caráceas en las tobas de Gea de Albarracín.



Fot. 6. Acumulación de fragmentos de tallos en las tobas de Gea de Albarracín.

En el cañón de Gea de Albarracín se han cartografiado diez edificios travertínicos caracterizados por una estructura de crecimiento fluvial con facies de inundación y de relleno de canal. Entre ellos se ha estudiado un afloramiento que sobrepasa las 3,5 Ha de extensión superficial y 9 m de potencia. En la base se diferencian niveles de gran continuidad lateral ligados a depósitos de llanura de inundación, con facies de tallos, carbonosas y de carbonato pulverulento. A techo aparecen praderas de carofitas en posición de vida, con tallos inclinados en la dirección de la corriente (Fot. 5). Estos depósitos se ven interrumpidos lateralmente por episodios de actividad de canales cuyo relleno presenta cuatro secuencias de escala métrica, con estratificación cruzada, incluyendo un depósito residual basal, seguido de carbonato pulverulento y fragmentos vegetales (Fot. 6), culminando la secuencia con facies de musgos y de carofitas. A grandes rasgos, los edificios tobáceos del cañón de Gea de Albarracín parecen presentar características próximas a los carbonatos fluviales de Ordóñez y García del Cura (1983).

2.3 Datos cronológicos y valoración paleoclimática

Mediante series de desequilibrio de U/Th se dataron tres muestras en las tobas de Calomarde (CAL) y una en Entrambasaguas (EAA). De todas ellas la que ofrece más garantías de precisión es la muestra CAL-A de Calomarde, con 6.800 años. Los datos de las muestras CAL-B (8.000 años) y EAA-A (10.100 años) sólo pueden ser considerados como indicativos. Finalmente, la fiabilidad es mínima para CAL-C (16.200 años).

Igualmente se dataron dos muestras mediante ^{14}C . La primera de ellas se tomó en un sedimento turboso incluido en la base del relleno limo-arenoso represado por la cascada tobácea de Entrambasaguas, siendo su edad de 7.260 ± 240 años B.P. La segunda procede de la base del edificio tobáceo de Gea de Albarracín y corresponde también a una turba limosa, que ha ofrecido una edad de 4.630 ± 140 años B.P.

Partiendo de estas dataciones, podemos asignar edades holocenas a todas las formaciones tobáceas estudiadas, con una clara separación en dos grupos de edades: 1) el conjunto de Calomarde se formaría hace 6.800-8.000 años B.P. y de Entrambasaguas entre 7.260-

10.100 años B.P., siendo las primeras las edades más fiables y 2) el conjunto de Gea de Albarracín se data en torno a 4.630 años B.P.

Desde el punto de vista climático las tobas del río Guadalaviar se sitúan en el estadio isotópico marino 1 (Henning *et al.*, 1983) y se correlacionan a nivel global con una etapa cálida entre 10.000 y 5.000 años (Mannion, 1997) u Optimo Postglaciar (Goudie, 1992). Dentro de la división del Holoceno Lamb (1977), la fase más antigua se incluye en el momento del fuerte recalentamiento postglaciar de la primera parte del Holoceno medio, que abarca el Pre-Boreal, Boreal y Atlántico u Optimo Climático. La etapa reciente pertenecería a la segunda parte del Holoceno medio o Subboreal, caracterizado en Europa por ser un momento cálido con algunas oscilaciones.

Las formaciones tobáceas son claros indicadores de paleoclimas de características húmedas y cálidas (Ford y Pedley, 1996), con estabilización de laderas por la vegetación y disminución de forma importante el transporte de materiales terrígenos. Igualmente, las tobas deben ponerse en relación con momentos de alta karstificación en los macizos carbonatados (Vaudour, 1984).

Esta fase de sedimentación tobácea holocena parece tener una amplitud regional, tal y como se deduce de las cronologías establecidas en los valles de los ríos Piedra (Vázquez-Urbez, 2008), Martín (Lozano *et al.*, 2004; Valero-Garcés *et al.*, 2008), Matarraña (Martínez-Tudela *et al.*, 1986) y Mijares (Peña *et al.*, 2000), dentro de la Cordillera Ibérica. A escala peninsular, Durán (1989) indica un pico importante de actividad tobácea durante el Holoceno.

Con posterioridad a estas dos etapas constructivas tiene lugar una etapa de destrucción de los edificios tobáceos y un encajamiento del río Guadalaviar en sus propias construcciones que adoptan una posición aterrazada. Es conocido que durante el Holoceno superior, a nivel europeo, la actividad tobácea disminuye considerablemente (Goudie *et al.*, 1993).

3. DINÁMICA ACTUAL

Actualmente en la cascada de Calomarde (Fig 1) situada en el río de la Fuente del Berro es posible observar la dinámica tobácea



Fot. 7. Crecimiento actual de musgos
en la cascada de Calomarde.

actual con desarrollo, principalmente, de cortinas de musgos (Fot. 7). Se ha seleccionado este punto para analizar los posibles mecanismos que controlan la funcionalidad de las construcciones tobáceas.

3.1 Topografía

La cascada de Calomarde se localiza unos 2 km aguas abajo de dicha localidad (Fot.1). El salto en cuestión tiene una caída aproximada de unos 8 m. Se desarrolla sobre tobas de barrera fósiles holocenas, como consecuencia del encajamiento del río de la Fuente del Berro. Conviene recordar la influencia del sustrato formado por materiales margoevaporíticos del Keuper y calizas del Jurásico en la geometría del perfil longitudinal del río.

3.2 Descarga de agua

Los materiales del Triásico superior constituyen el nivel de base impermeable que regionalmente controla la descarga de los acuíferos kársticos de la Sierra de Albarracín. El I.G.M.E. y el I.R.Y.D.A (Coma, 1977), en su investigación hidrogeológica de la cuenca media y baja del río Guadalaviar, incluyen la zona de estudio en el Sistema Hidrogeológico 54. El acuífero de los Montes Universales descarga de más 10 Hm³/año al río de la Fuente del Berro a la altura de Calomarde (Fig. 3). Aunque parte de esta descarga pasa directamente del acuífero al cauce, otra parte importante está relacionada con surgencias que aparecen siempre en el contacto de los materiales carbonatados del Jurásico con los impermeables del Triásico superior, discurriendo posteriormente sobre ellos hasta los cauces principales. Esta circunstancia se repite también en los afloramientos de Entrambasaguas y Gea de Albarracín (Fig. 4).

3.3 Quimismo del agua

El análisis de la funcionalidad tobácea actual de los edificios del río de la Fuente del Berro se basa en el control químico del agua. El muestreo se realizó en verano (Junio) y en invierno (Febrero), en tres puntos correspondientes al cañón de Río Blanco y a la cascada de Calomarde (antes y después del salto) separados entre sí unos 5 km (Fig. 3).

El análisis de estos datos pone de manifiesto una serie de variaciones químicas tanto espaciales como temporales (Tabla 1). Los valores del pH oscilan en un rango reducido comprendido entre 8 y 8,5. Por el contrario, el comportamiento de la conductividad eléctrica presenta variaciones mucho más importantes, ya que desde el primer punto de medida hasta los dos siguientes aguas abajo el valor de la misma se duplica.

Las modificaciones observadas en la concentración de los aniones presentan ciertas tendencias. Así los cloruros y sulfatos tienden a incrementarse entre los dos primeros puntos y se estabilizan entre los dos segundos, presentando una mayor concentración en invierno que en verano. Por otro lado, mientras que la cantidad de carbonatos es muy pequeña la concentración de bicarbonatos es menor en verano

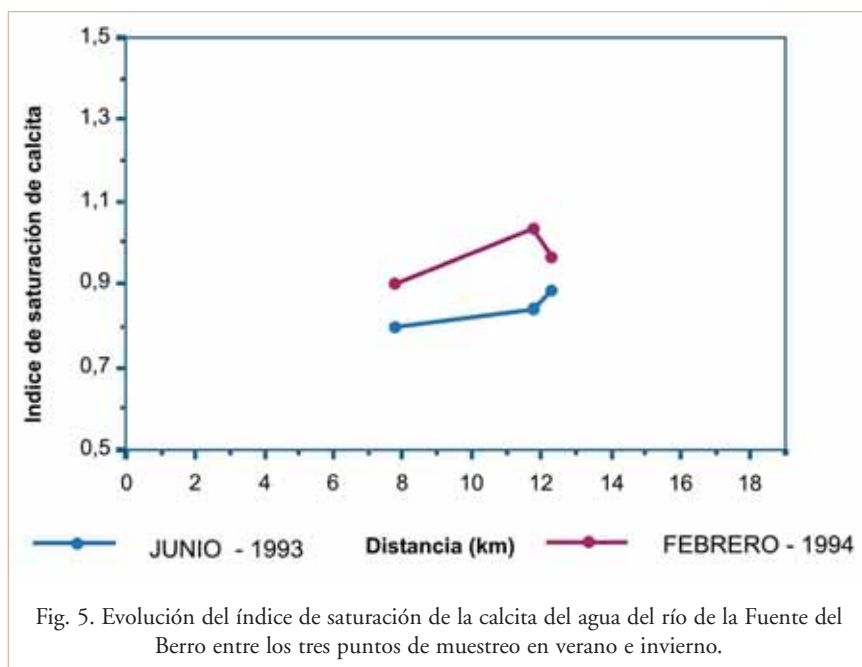
	Presa de Río Blanco		Cascada de Calomarde (aguas arriba)		Cascada de Calomarde (aguas abajo)	
	Verano	Invierno	Verano	Invierno	Verano	Invierno
Caudal, l/s	15	10	95	30	95	30
Temperatura, °C	20	4,5	20,5	7,0	19	6,0
pH	8,20	8,23	8,12	8,32	8,26	8,27
C.E., 25°C, micromhos/cm	397	440	701	810	692	810
Carbonatos, mg/l	6,0	0,0	1,0	24,0	3,0	24,0
Bicarbonatos, mg/l	201,0	250,2	192,0	250,2	177,0	250,2
Calcio, mg/l	63,0	145,0	113,0	140,0	98,0	138,0
Magnesio, mg/l	8,0	9,1	17,0	21,1	17,0	21,1
Cloruros, mg/l	3,0	4,9	12,0	7,8	13,0	7,8
Sulfatos, mg/l	14,0	235,3	176,0	278,6	146,0	288,2
Sodio, mg/l	1,5	4,4	5,5	20,6	5,5	20,2
Potasio, mg/l	1,0	1,2	1,0	1,6	1,0	1,9

Tabla 1. Parámetros químicos básicos del agua del río de la Fuente del Berro.

que en invierno, destacando una tendencia al incremento entre los dos primeros puntos y una disminución entre los dos segundos durante el verano, y una concentración constante durante el invierno a lo largo del cauce.

Dentro de los cationes las variaciones existentes presentan una tendencia más homogénea con valores inferiores en verano que en invierno. De manera muy sintética Mg^{2+} , Na^+ y K^+ presentan un incremento desde el primer punto hasta el segundo. El contenido en Ca^{2+} durante el verano también se incrementa entre los dos primeros puntos, pero se produce un descenso importante entre los dos segundos. En invierno la concentración de calcio se mantiene constante durante todo el recorrido.

Con los datos analíticos es posible constatar que el agua del río de la Fuente del Berro está durante todo el año sobresaturada en aragonito, calcita y dolomita, aunque existen pequeñas variaciones esta-



cionales. Si nos centramos en la calcita se observa que el grado de saturación de la misma es mayor en invierno que en verano. Por otro lado, a lo largo del recorrido del río se observa un incremento progresivo del índice de saturación para la medida efectuada en Junio y un ascenso y descenso para el invierno (Fig. 5).

De todos los resultados expuestos se deducen una serie de consideraciones de interés relativas a la precipitación de la calcita en la cascada de Calomarde. El fuerte incremento de la conductividad entre el cañón de Río Blanco y la cascada de Calomarde debe de estar relacionada con la disolución de sales presentes en el afloramiento de facies Keuper existente aguas abajo de Calomarde. Por otro lado, la existencia de mayores descargas de agua en verano disminuye la conductividad del agua en relación con los valores observados en invierno para caudales menores. Estos materiales margoevaporíticos confieren al agua iones como Na^+ , Mg^{2+} y Cl^- , que incrementan la solubilidad de la calcita, pero también se incrementa mucho el $\text{CaSO}_4 \cdot n\text{H}_2\text{O}$, lo que conllevaría una disminución de dicha solubilidad por efecto del ion común. Este papel destacado del Triásico superior, fundamentalmente

los materiales yesíferos, en la acumulación fisicoquímica de la calcita ha sido indicada por Nicod (1981) para numerosos puntos del contexto mediterráneo (Provenza, Andalucía y Atlas Medio).

Se observa que en invierno la concentración de Ca^{2+} y HCO_3^- se mantienen constantes, mientras que durante el verano, existe una pérdida de Ca^{2+} y una disminución de la concentración de bicarbonatos cuando el agua atraviesa la cascada de Calomarde. Lógicamente estas modificaciones indican la precipitación de CaCO_3 en el salto de agua durante el período primavera-verano por pérdida de CO_2 ligada a la turbulencia en el salto de agua. Existen numerosos autores (Jacobson y Usdowski, 1975; Amunson y Kelly, 1987; Herman y Lorah, 1987; Lorah y Herman 1988; Liu *et al.* 1995; Lu *et al.* 2000; Chen *et al.* 2004; Kawai *et al.* 2006; Vázquez-Urbez *et al.*, 2009; entre otros) que analizan la evolución de las características químicas del agua ligada a áreas en las cuales hay edificios tobáceos funcionales. Casi todos indican la fuerte relación existente entre la acumulación de tobas y la desgasificación asociada con la mayor turbulencia en algunos tramos fluviales. Por otro lado, algunos señalan el comportamiento estacional del quimismo del agua derivado de la mayor precipitación de carbonato en primavera o verano.

Por lo que se refiere a la tasa de saturación de la calcita el agua del río de la Fuente del Berro presenta una sobresaturación durante todo el recorrido y a lo largo del año. Herman y Lorah (1987) señalan que el agua puede mantener un nivel de sobresaturación y no precipitar porque la cristalización está cinéticamente inhibida. Es necesario superar cinco (Jacobson y Usdowski, 1975) o diez (Dandurand *et al.*, 1982) veces la sobresaturación de la calcita para iniciar su precipitación.

3.4 Actividad biológica

En zonas de gran turbulencia, como la cascada del río de la Fuente del Berro, donde se produce la precipitación actual de carbonato cálcico existe, a su vez, una intensa actividad de briofitos o musgos (Fot. 7). Se han diferenciado básicamente dos especies predominantes en varios de los saltos de agua actuales existentes en la cascada de Calomarde. De estas dos especies, domina por su desarrollo *Rhynchostegium riparoides*, mientras que *Dydymodon tophaceus* es menos frecuente. *Rhynchostegium* es un musgo que ofrece un aspecto

arborescente con colores verdes claros en los extremos de los caulidios y constituye el verdadero armazón de la cascada. Por otro lado, *Dydymodon* se presenta como formas almohadilladas aisladas entre la especie anterior, de tonos verdes más oscuros.

Estas especies de musgos aparecen en condiciones ambientales caracterizadas por aguas con alta mineralización, de naturaleza sulfatada y clorurada y un régimen hídrico con caudales permanentes controlados estacionalmente (Roca, 1990).

En el apartado anterior se ha indicado que existe una precipitación de carbonato en la cascada de Calomarde. En este punto se observa una gran turbulencia y también importantes crecimientos de musgos. Conocemos que el grado de sobresaturación es mayor en invierno que en verano. Sin embargo la precipitación se produce en verano, por lo que si mantenemos la misma turbulencia en la cascada la precipitación de la calcita debe de estar controlada por mecanismos asociados con la temperatura y/o la actividad biológica.

En sistemas tobáceos fluviales, la solubilidad de la calcita y el CO₂ en el agua se incrementan al descender la temperatura (Stumm y Morgan, 1996), a la vez que la precipitación de calcita aumenta al incrementarse la temperatura (Plummer *et al.*, 1978).

Por otro lado, el papel de los organismos vegetales no está claro, y aunque la fotosíntesis ayuda a la desgasificación su contribución no es necesaria (Ordóñez y García del Cura, 1983). En este sentido, Emeis *et al.* (1987) indica que la actividad de los musgos influye a partir de la formación de mucosas en respuesta al stress ambiental. Estas atrapan pequeños cristales de calcita procedentes de la sobresaturación química, de manera que sirven como núcleos de cristalización desencadenándose así la precipitación. La influencia de la actividad biológica en la acumulación del carbonato tobáceo ha sido discutida por diferentes autores (Pentecost 1987; Merz-Preiß y Riding 1999; Arp *et al.*, 2001; Yoshimura *et al.* 2004; Shiraishi *et al.* 2008).

4. CONCLUSIONES

A través del estudio de los sistemas tobáceos fluviales, localizados en la cabecera de la cuenca del río Guadalaviar, es posible determi-

nar los factores que controlan su formación y desarrollo. El desarrollo de las tobas corresponde, básicamente, a un modelo fluvial de barrera-represamiento dependiente de variables 1) topográficas, debido incremento de la pendiente en el perfil longitudinal del río y de la desgaseificación mecánica del agua, 2) hidrológicas, relacionados con el drenaje del sistema kárstico circundante, 3) hidroquímicas, manifestadas por las variaciones espaciales y temporales del quimismo del agua con una fuerte sobresaturación en calcita durante todo el año, 4) biológicas, tal y como indica la influencia de la actividad de musgos (*Rhynchostegium riparoides* y *Dydymodon tophaceus*) en la precipitación de la calcita durante el período primavera-verano, así como el desarrollo vegetal en los edificios pasados y 5) climáticas (temperatura), ya que el mayor crecimiento de las tobas se produce durante primavera-verano en la actualidad y durante los períodos 6.800-7.300 años B.P. y 4.600 años B.P., coincidiendo con fases climáticas cálidas en el Holoceno.

5. BIBLIOGRAFÍA

AMUNSON, R. y KELLY, E. (1987): The chemistry and mineralogy of a CO₂-rich travertine depositing spring in the California Coast Range. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 51, 2883-2890.

ARP, G., WEDEMEYER, N. y REITNER, J. (2001): Fluvial Tufa Formation in a Hard-Water Creek (Deinschwanger Bach, Franconian Alb, Germany). *Facies*, 44, 1-22.

COMA, J.E. (1977) (Coord.): *Investigación hidrogeológica de la cuenca media y baja del río Júcar*. Informe V: Hidrogeología del sistema nº 54 Cuenca Alta del Turia. I.G.M.E.-I.R.Y.D.A., 30 p.

CHEN, J., ZHANG, D.D., WANG, S., XIAO, T. y HUANG, R. (2004): Factors controlling tufa deposition in natural waters at waterfall sites. *Sedimentary Geology*, 166, 353-366.

DANDURAND, J.L., GOUT, R., HOEFS, J., MENSCHER, G., SCHOTT, J. y USDOWSKI, E. (1982): Kinetically controlled variations of major components and carbon isotopes in calcite-precipitating spring. *Chemical Geology*, 36, 299-315.

DRYSDALE, R. y GILLIESON, D. (1997): Micro-erosion meter measurements of travertine deposition rates: a case study from Louie Creek,

northwest Queensland, Australia. *Earth Surface Processes and Landforms*, 22, 1037-1051.

DURÁN, J.J. (1989): Geocronología de los depósitos asociados al karst en España. En DURÁN, J.J. y MARTÍNEZ, J. (Eds.): *El karst en España* (J.J. Durán y J. Martínez, eds.). Monografía S.E.G., 4, 243-256.

EMEIS, K.C., RICHNOW, H.H. y KEMPE, S. (1987): Travertine formation in Plitvice National Park, Yugoslavia: chemical versus biological control. *Sedimentology*, 34, 595-609.

FORD, T.D. y PEDLEY, H.M. (1996): A review of tufa and travertine deposits of the world. *Earth-Science Reviews*, 41, 117-175.

GOUDIE, A. (1992): *Environmental change*. Clarendon Press, 329 p.

GOUDIE, A.S., VILES, H.A. y PENTECOST, A. (1993): The late-Holocene tufa decline in Europe. *The Holocene*, 3, 181-186.

HENNIG, G.J., GRUN, R. y BRUNNACKER, K. (1983): Speleothems, Travertins and Paleoclimates. *Quaternary Research*, 20, 1-29.

HERMAN, J.S. y LORAH, M.M. (1987): CO₂ outgassing and calcite precipitation in falling spring creek, Virginia, U.S.A. *Chemical Geology*, 62, 251-262.

JACOBSON, R.L. y USDOWSKI, E. (1975): Geochemical controls on a calcite precipitating spring. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 51, 65-74.

KAWAI, T., KANO, A., MATSUOKA, J. y IHARA, T. (2006): Seasonal variation in water chemistry and depositional processes in a tufa-bearing stream in SW-Japan, based on 5 years of monthly observations. *Chemical Geology*, 232, 33-53.

LAMB, H. (1977): *Climate: Present, Past and Future. Vol. 2, Climatic History and the Future*. Methuen, 835 p.

LIU, Z., SVENSSON, U., DREYBRODT, W., DAOXIAN, Y. y BUHMANN, D. (1995): Hydrodynamic control of inorganic calcite precipitation in Huanglong Ravine, China: Field measurement and theoretical prediction of deposition rates. *Geochimica Cosmochimica Acta*, 59, 3087-3097.

LORAH, M.M. y HERMAN, J.S. (1988): The chemical evolution of a travertine-depositing stream: geochemical processes and mass transfer reactions. *Water Resources Research*, 24, 1541-1552.

LOZANO, M.V., PEÑA, J.L., LONGARES, L.A. y SÁNCHEZ, M. (2004): Cañones del río Martín entre Oliete y Albalate del Arzobispo (Cordillera Ibérica, Teruel). En PEÑA, J.L., LONGARES, L.A. y SÁNCHEZ, M. (Eds.): *Geografía física de Aragón. Aspectos generales y temáticos*. Universidad de Zaragoza e Institución Fernando el Católico, 213-230.

LU, G., ZHENG, C., DONAHOE, R.J. y LYONS, B. (2000): Controlling processes in a CaCO_3 precipitating stream in Huanglong Natural Scenic District, Sichuan, China. *Journal of Hydrology*, 230, 34-54.

MAGNIN, F., GUENDON, J.L., VAUDOUR, J. y MARTIN, Ph. (1991): Les travertins: accumulations carbonatées associées aux systèmes karstiques, séquences sédimentaires et paléoenvironnements quaternaires. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 162, 585-594.

MANNION, A.M. (1997): *Global environmental Change*. Longman, 387 p.

MARTÍNEZ TUDELA, A., CUENCA, F., SANTISTEBAN, C., GRUN, R. y HENTZSCH, B. (1986): Los travertinos del Río Matarraña, Beceite (Teruel) como indicadores paleoclimáticos del Cuaternario. En López-Vera, A. (Ed.). *Quaternary Climate in Western Mediterranean*, 307-324.

MELÉNDEZ, A., PEÑA, J.L. y SANCHO, C. (1996): Factores físico-químicos que intervienen en el desarrollo de las barreras tobáceas bioconstruidas del río de la Fuente del Berro (Sierra de Albarracín, Teruel). *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 9, 125-134.

MERZ-PREIB, M. y RIDING, R. (1999): Cyanobacterial tufa calcification in two freshwater streams: ambient environment, chemical thresholds and biological processes. *Sedimentary Geology*, 126, 103-124.

NICOD, J. (1981): Repartition, classification, relation avec les milieux karstiques et karstification. *Colloque Formations carbonatées externes, tufs et travertins*, 173-176.

ORDÓÑEZ, S. y GARCÍA DEL CURA, M.A. (1983): Recent and Tertiary fluvial carbonates in Central Spain. En COLLINSON, J.D. y LEWIN, J. (Eds.). *Ancient and Modern Fluvial Systems*. International Association of Sedimentologists, Special Publication 6, 485-497.

PEDLEY, H.M. (1990): Classification and environmental models of cool freshwater tufas. *Sedimentary Geology*, 68, 143-154.

PENTECOST, A. (1987): Some observations on the growth rates of mosses associated with tufa and interpretation of some post-glacial bryoliths. *Journal of Bryology*, 14, 543-550.

PENTECOST, A. (1996): The quaternary travertine deposits of Europe and Asia Minor. *Quaternary Science Reviews*, 4, 1005-1028.

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

PEÑA, J.L., SANCHE, C. y LOZANO, M.V. (2000): Climatic and tectonic significance of Late Pleistocene and Holocene tufa deposits in the Mijares River Canyon, Eastern Iberian Range, Northeast Spain. *Earth Surface Processes and Landforms*, 25, 1403-1417.

PEÑA, J.L., SANCHE, C., MELÉNDEZ, A. y JIMÉNEZ, A. (1994): Las formaciones travertínicas holocenas de la cuenca del río Guadalaviar (Sierra de Albarracín, provincia de Teruel). Aspectos geomorfológicos y paleoclimáticos. En: ARNÁEZ, J., GARCÍA RUIZ, J.M. y GÓMEZ, A. (Eds.): *Geomorfología de España*, 159-172.

PLUMMER, L.N., WIGLEY, T.M.L. y PARKHURST, D.L. (1978): The kinetics of calcite dissolution in CO₂-water system at 5° to 60°C and 0.0 to 1.0 atm CO₂. *American Journal of Science*, 278, 179-216.

ROCA, J.R. (1990): *Poblamiento de las fuentes de los Pirineos centrales*. Tesis Doctoral. Universidad de Barcelona, 388 p.

SANCHE, C., PEÑA, J.L. y MELÉNDEZ, A. (1997): Controls on Holocene and present-day travertine formation in the Guadalaviar River (Iberian Chain, NE Spain). *Zeitschrift für Geomorphologie*, 41, 289-307.

SHIRAIISHI, F., REIMER, A., BISSET, A., DE BEER, D. y ARP, G. (2008): Microbial effects on biofilm calcification, ambient water chemistry and stable isotope records in a highly supersaturated setting (Westerhöfer Bach, Germany). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 262, 91-106.

STUMM, W. y MORGAN, J.J. (1996): *Aquatic Chemistry*. John Wiley and Sons, 1022 p.

VALERO-GARCÉS, B., MORENO, A., MORELLÓN, M., CORELLA, J.P., GONZÁLEZ-SAMPÉRIZ, P. y MATA, P. (2008): Crono-

logía de las tobas de ladera del río de Las Parras (Cordillera Ibérica, Teruel). En BENAVENTE, J. y GRACIA, J. (Eds.): *Trabajos de Geomorfología en España, 2006-2008*. Sociedad Española de Geomorfología, 71-74.

VAUDOUR, J. (1984): Les travertins de piémont: contribution à l'étude des géosystèmes karstiques méditerranéens. *Montagnes et Piémonts*, R.G.P.S.O., 349-362.

VÁZQUEZ-URBEZ, M. (2008): *Caracterización y significado ambiental de depósitos tobáceos neógenos en la Cuenca del Ebro. Comparación con ambientes cuaternarios*. Tesis Doctoral, Universidad de Zaragoza, 476 p.

VÁZQUEZ-URBEZ, M., ARENAS, C., SANCHEZ, C., OSÁCAR, M.C., AUQUÉ, L. y PARDO, G. (2009): Factors controlling present-day tufa dynamics in the Monasterio de Piedra Natural Park (Iberian Range, Spain): depositional environmental settings, sedimentation rates and hydrochemistry. *International Journal of Earth Sciences*. DOI: 10.1007/s00531-009-0444-2.

YOSHIMURA, K., LIU, Z., CAO, J., YUAN, D., INOKURA, Y. y NOTO, M. (2004): Deep source CO₂ in natural waters and its role in extensive tufa deposition in the Huanglong Ravines, Sichuan, China. *Chemical Geology*, 205, 141-153.



LAS ACUMULACIONES DE CLIMA FRÍO DE LA SIERRA DE ALBARRACÍN

José Luis Peña Monné
Ma Victoria Lozano Tena
Miguel Sánchez Fabre
Luis Alberto Longares Aladrén
Antonio Jiménez Martínez

INTRODUCCIÓN: EL PERIGLACIARISMO DE LA CORDILLERA IBÉRICA ORIENTAL

La incidencia de los climas fríos cuaternarios en el conjunto de la Cordillera Ibérica se ha visto matizada por diferentes factores, entre los que cabe destacar la altitud y la posición específica de cada macizo montañoso. Mientras el sector noroccidental y parte del central (Moncayo: 2.316 m) presentan alturas que superan los 2.200 m (Moncayo: 2.316; Demanda: 2.270; Urbión: 2.238) y recibe influencias atlánticas muy directas, la zona oriental escasamente llega con sus cumbres a los 2.000 m (Gúdar, Albarracín, Javalambre), quedando muy próximas al ámbito mediterráneo. Estos contrastes, hoy fácilmente apreciables, se manifestaron también durante las fases frías pleistocenas generando modelados muy diferentes a lo largo y ancho de la cadena montañosa. Así, en el NW existieron focos glaciares y morfologías de transición glaciario-periglaciario, mientras que al Sur y Este del Moncayo apenas llegaron a configurarse estos tipos de formas. La desigual incidencia regional viene, además, condicionada por otros factores, tales como la exposición y pendiente de las laderas, el grado de fisuración del roquedo y la vulnerabilidad litológica a los ciclos de hielo-deshielo (Asensio *et al.*, 1994; Peña y Lozano, 1998).

La Ibérica Oriental se estructura como un conjunto de macizos montañosos sobreelevados por las deformaciones póstumas pliocenas, que alcanzan alturas en torno a los 2.000 m, como es el caso de las sierras de Gúdar-Maestrazgo (2.019 m), Javalambre (2.020 m) y Albarracín (1.921 m), que aparecen bordeando la depresión terciaria de Teruel. Estos macizos, básicamente carbonatados, conservan restos de diferentes formas acumulativas periglaciares que vamos a resumir, ya que aportan información que complementa las observaciones realizadas en la sierra de Albarracín.

Las morfologías periglaciares del macizo de Javalambre (2.020 m) fueron estudiadas por Gutiérrez y Peña (1975) y Calvo *et al.* (1983) quienes destacan la abundancia de las *grèzes litées*, coladas de bloques

e, incluso, en el fondo de algunas dolinas, suelos ordenados geométricamente, poco definidos, entre los que se reconocen círculos y polígonos de piedras, así como suelos estriados, formas todas ellas localizadas por encima de los 1.700 m. Se establecen tres generaciones de depósitos de ladera periglaciares, diferenciadas por sus características y su eventual superposición, siendo el más antiguo una formación brechoide fuertemente encostrada.

En las sierras de Gúdar-Maestrazgo, con cumbres en torno a 2.000 m, Pailhé (1981, 1984) y Lozano (1988, 1993) describen depósitos ordenados, nichos de nivación y morrenas de nevé (*protalus rampart*), entre 1.400 y 2.000 m en la vertiente occidental de Peñarroya y de la Muela Mujer, así como coladas de bloques, conos de derrubios y dos formaciones de ladera periglaciares: una brechoide, más antigua, y las *grèzes litées*, supuestamente del Pleistoceno superior.

Rosselló (1977) señala la existencia en las montañas del País Valenciano de taludes de derrubios y depósitos de soliflucción, y Ginés y Mateu (1977) y Simón *et al.*, (1983) observan en Peñagolosa, una serie de *grèzes litées*, de 15 a 20 m de espesor, en los que se citan incluso involuciones. También Mateu (1982) constata en esta región procesos ligados a la acción del frío, a unos 800 m de altitud. Por otra parte, Calvo *et al.*, (1986) y Calvo (1987) reconocen en las montañas del País Valenciano hasta tres etapas de laderas pleistocenas, la más antigua de las cuales sitúan en el Riss.

Pailhé (1984) y Lozano (1988) han descrito numerosas morfologías periglaciares activas, por encima de 1.500 m, tales como pequeñas coladas de gelifracción, nichos de nivación (Peñarroya), *palsas* de 3-5 m de diámetro, de dudosa génesis e interpretación (Prado de Valdevacas, 1.800 m), y algunos suelos ordenados sobre las altas plataformas de la sierra. Rosselló (1977) señala en la zona de Peñagolosa la importancia de la gelifracción y el *pipkrake* incluso por debajo de los 1.000 m, con amplios canchales que genéticamente habría que vincular a la interacción de procesos convergentes entre el periglacialismo y procesos de ámbitos semiáridos mediterráneos.

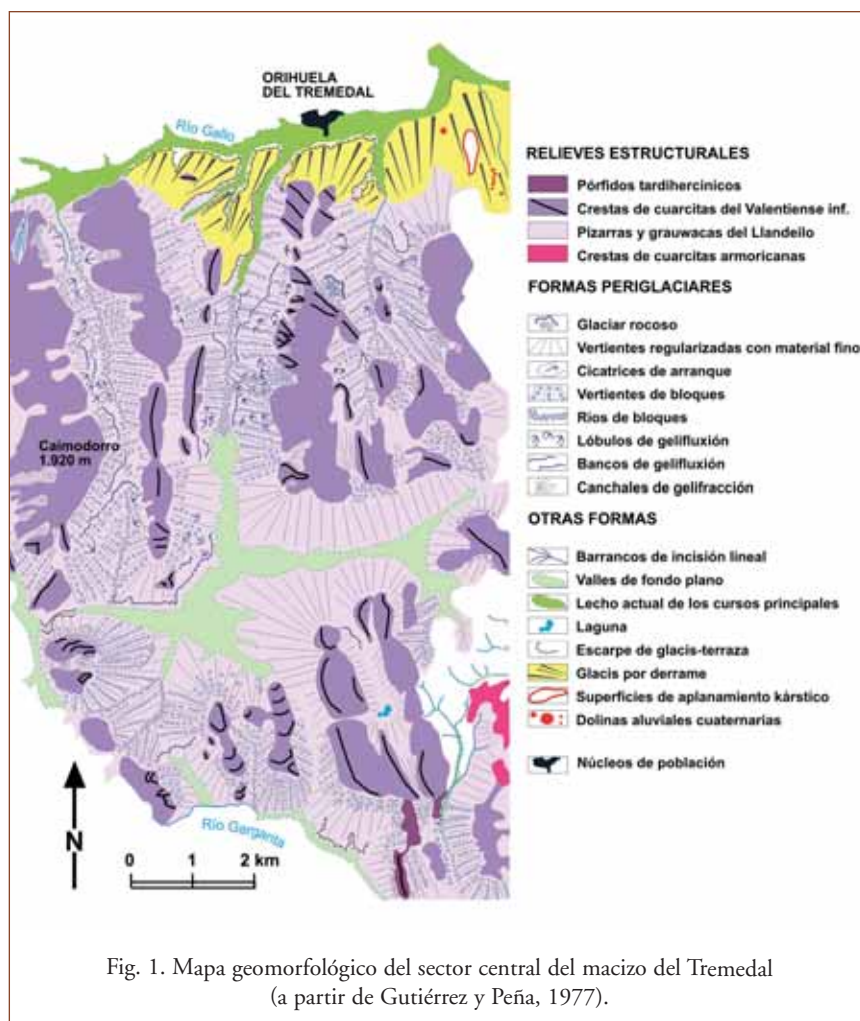
En la depresión de Teruel, a pesar de su modesta altitud, que escasamente supera los 1.000 m, hay algunas acumulaciones heredadas que responden a la actuación de procesos de ambiente frío. Así, Sán-

chez-Fabre (1989) y Peña *et al.* (1990, 1993) establecen al sur de Teruel una secuencia evolutiva de laderas, con cuatro fases de regularización que implican siempre condiciones morfoclimáticas relativamente frías. La fase de regularización más antigua se dispone a modo de ápices de cono conectando las cornisas calcáreas de las muelas con la terraza fluvial de 40 m, datada como Riss antiguo inicialmente por Moissenet (1985, 1993), lo cual queda corroborado por el estudio de la fauna fósil y las industrias paleolíticas de este nivel de terraza en la Cuesta de la Bajada, cerca de Teruel (Santonja *et al.*, 1992, 1994). Su génesis, vinculada a una intensa gelifracción, desprendimientos masivos y cierto transporte solifluidal, exige condiciones climáticas extremadamente frías. La segunda fase acumulativa enlaza con la terraza de 20 m del Turia, perteneciente al Riss más reciente (Esteras y Aguirre, 1964; Moissenet, 1993).

Por otra parte, en la depresión de Alfambra-Teruel, al igual que en otras áreas del sector ibérico centrorienta, se han investigado los procesos de regularización de laderas, relacionados con fluctuaciones relativamente frías, generadas durante el Holoceno. Destacan los trabajos de Burillo *et al.* (1981, 1983), en los que se establecen dos etapas de regularización: la más antigua es posterior a los Campos de Urnas y anterior a época ibero-romana (siglos VII/II a.C.) y la más reciente coincide con la Pequeña Edad del Hielo (siglos XVI-XIX), estando separadas por etapas de incisión.

1. LAS FORMAS PERIGLACIARES DE LA SIERRA DE ALBARRACÍN

La morfología periglaciaria alcanza una magnitud considerable en la Sierra de Albarracín, reconociéndose ejemplos de este modelado de indudable interés. Podemos establecer dos ámbitos de máxima presencia de las formas acumulativas periglaciares: Por una parte, los macizos paleozoicos que forman apuntamientos alargados como eje de la Cadena y que constituyen sus zonas más elevadas, por encima de los 1.800-1.900 m; por otra, los valles profundos, en ocasiones verdaderos cañones fluviokársticos, excavados en los materiales carbonatados mesozoicos. Cada una de estas zonas ha creado paisajes diferentes y en ocasiones únicos y espectaculares.



1.1. Formas periglaciares en los macizos paleozoicos

En las sierras del Tremedal y del Nevero, los afloramientos de cuarcitas armóricanas y del Valentiense inferior, así como las rocas porfídicas de Orea y Noguera, fueron afectadas por la crioclástia durante las fases frías cuaternarias. Estas litologías suministraron materiales de gran tamaño que dieron origen a formas periglaciares que ya fueron parcialmente reconocidas por Riba (1959) y García-Sainz (1962) y cartografiadas en detalle por Gutiérrez y Peña (1977).

Se trata de formas acumulativas que aprovechan el dispositivo estructural favorable del relieve apalachense, con crestas aplanadas de cuarcita, alargadas de forma paralela siguiendo las direcciones estructurales hercínicas (Norte-Sur) que separan valles pizarrosos (pizarras ampelíticas) con idéntica disposición (Fig. 1; Fot. 1). Los fuertes desniveles creados entre ambas litologías por la erosión diferencial son el primer factor favorable para generar los procesos de transporte por las laderas de estos valles. Por otra parte, las cuarcitas, debido a su amplia red de diaclasado, abundantes fracturas cerradas y escasa penetrabilidad de la esquistosidad, han producido bloques de gran tamaño a causa de la alteración mecánica por gelifracción. Solamente las pizarras, mucho más trituradas, y algunas formaciones de areniscas generaron clastos y materiales finos (Gutiérrez y Peña, 1977).

Las formas más generalizadas (Fig. 2) son las **laderas de bloques** (*block slopes*), que cubren extensamente la mayor parte de las vertientes de estas estructuras paleozoicas. Los bloques, con dimensiones más frecuentes entre 25 y 50 cm, están empastados en una matriz arenoso-arcillosa, aunque en algunas zonas los materiales finos han sido lavados superficialmente, desapareciendo la vegetación y quedando



Fot. 1. Crestas de cuarcita y valle en pizarras, en el Macizo del Tremedal.

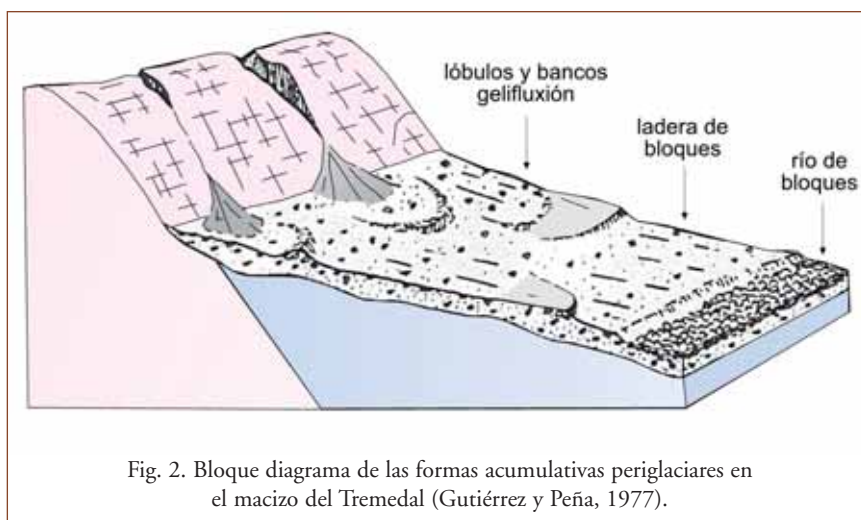


Fig. 2. Bloque diagrama de las formas acumulativas periglaciares en el macizo del Tremedal (Gutiérrez y Peña, 1977).



Fot. 2. Ladera de bloques en materiales volcánicos, cerca de Noguera.

amplios espacios recubiertos de grandes bloques (Fots. 2 y 3). En algunos cortes se puede observar que el aspecto superficial no se mantiene en profundidad, sino que existe una clasificación de los clastos, estando los de mayor tamaño sólo en superficie y predominando los clastos menores y materiales finos en profundidad, lo que parece deberse al proceso de ordenación vertical por la helada (*frost creep* y *frost heaving*). Seguramente una parte del sedimento fino procede de alteraciones previas, ya existentes en la ladera y puesto en movimiento conjuntamente con los bloques en un transporte masivo, probablemente desarrollado en un ámbito con presencia de suelos helados o permafrost.

Unido a esta morfología principal, en las partes medias y bajas de las laderas de bloques se reconocen **lóbulos y bancos de geliflucción** (*gelifluction lobes*), con morfología linguoide y su eje mayor siguiendo la línea de máxima pendiente, oscilando su anchura en torno a los 150 m y no superando la altura del talud los tres metros. Algunos de estos lóbulos presentan una cicatriz de arranque con desarrollo de una pequeña depresión intermedia y, a veces, parecen haber estado ali-



Fot. 3. Ladera de bloques en cuarcitas armoricanas del Tremedal.

mentados directamente por canales de avalancha y desprendimientos. Los bancos son de mayor extensión superficial, de longitud muy variable, fluctuando entre 0,2 y 2 km, y la altura del talud es similar a la de los lóbulos. En algunos de los aterrazamientos ligados a estas formas se han generado turberas (*tremedales*), que han sido analizadas por Menéndez y Esteras, 1965; Stevenson, 2000; González-Sampériz *et al.*, 2009 y que mantienen funcionalidad actual en ciertos casos.

Estas formas fueron clasificadas inicialmente como lóbulos de gelifluxión, pero creemos que algunas pueden corresponder a **morrenas de név o protalus rampart**, o incluso a auténticas **morrenas glaciares**. El mejor ejemplo de estas morfologías lo tenemos en la acumulación de bloques en forma de cordón arqueado que se localiza al pie de las cornisas de cuarcita de la ermita del Tremedal, a unos 1.600 m de altura y con orientación noreste. El arco presenta numerosos bloques de gran tamaño (2-3 m de eje mayor), dando una morfología de aspecto degradado, cuya altura oscila entre 0,5 y 5-6 m. Un talud abrupto desciende en la parte frontal del cordón (Fig. 3; Fot. 4), mientras que en la zona interna queda una pequeña depresión ocupada por una turbera, actualmente drenada de modo artificial. Esta disposición, junto a la considerable distancia que separa el cordón de la cornisa, permite plantear dos interpretaciones: por una parte, que el conjunto hubiera funcionado como un dispositivo de *protalus rampart* cuando dicha cornisa estuviera más próxima al cordón, habiendo retrocedido aquella posteriormente por erosión, o bien que estemos ante una morrena formada por la acumulación de bloques en el frente de un pequeño glaciar, cobijado al pie de la cornisa en una orientación muy favorable para su desarrollo.

Sea cual sea la interpretación, el cordón correspondería a una etapa fría muy antigua, ya que entre la morrena y la pared rocosa hay morfologías de una etapa fría más reciente, formada por laderas de bloques, que se canalizan en algunos puntos para formar cordones de disposición lobulada, que hemos interpretado como correspondientes a **glaciares rocosos**. Estas formas alcanzan al pie de la ermita del Tremedal una longitud de casi 200 m y un talud frontal de bloques de unos 35 m de altura que penetra parcialmente en la depresión cerrada por el cordón de bloques anteriormente citado.

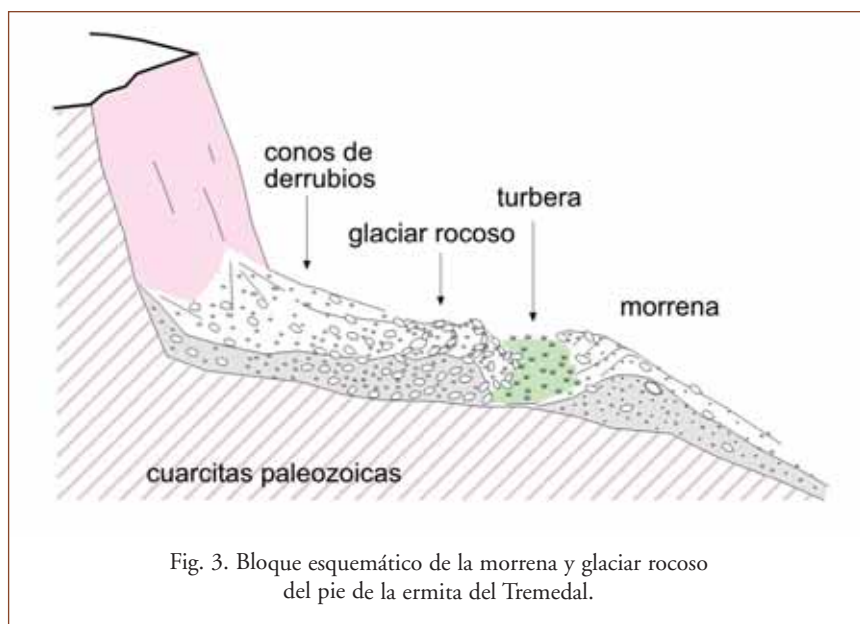


Fig. 3. Bloque esquemático de la morrena y glaciar rocoso del pie de la ermita del Tremedal.



Fot. 4. Glaciar rocoso del pie de la Ermita del Tremedal.



Fot. 5. Río de bloques de cuarcita en el macizo del Tremedal.

Los materiales periglaciares de las laderas confluyen hacia los valles, que se configuran con fondo casi plano y se caracterizan por presentar **ríos de bloques** (*block streams*). En algunos sectores los materiales finos empastan a los bloques de gran tamaño, como en la zona denominada de Los Puertos mientras que, en otros, las partículas finas han sido lavadas, apareciendo una acumulación de bloques con textura abierta (Fot. 5), tal como ocurre en los valles submeridianos que drenan hacia los ríos Gallo y Cabrillas. No obstante, también pueden aparecer ríos de bloques de menor tamaño en algunas de las laderas, cuando éstas se canalizan parcialmente permitiendo una mayor concentración de bloques y un mejor lavado del material fino, como puede observarse en la carretera que asciende desde Orihuela hacia la ermita del Tremedal.

Las dimensiones máximas de los ríos de bloques son de 2,6 km de largo por 0,25 km de ancho, desconociéndose su potencia al no observarse el sustrato, aunque seguramente la base es muy irregular. Las pendientes longitudinales de los valles principales presentan escalonamientos transversales al curso, donde llega a aflorar momentánea-

mente el agua subálvea, que vuelve a penetrar inmediatamente bajo los bloques. Igualmente se observan colapsos, debidos probablemente al lavado de materiales finos por el agua circulante por el fondo, dando lugar a subsidencias locales de los bloques superficiales.

Aunque en anteriores trabajos (Gutiérrez y Peña, 1977) se ha indicado que la movilización de los ríos de bloques ha debido ser escasa, una observación más detallada de áreas menos trabajadas y el uso de fotogramas aéreos a una escala adecuada han permitido apreciar la existencia de cordones longitudinales y lobulaciones que nos indican que los bloques también fueron transportados de forma longitudinal en los ríos de bloques. En el sector sur del macizo del Tremedal y en el macizo del Nevero se aprecian morfologías de fondo de valle que incluso podrían clasificarse como glaciares rocosos.

Tanto los afloramientos de cuarcita como los bloques que forman las acumulaciones descritas están completamente colonizadas por líquenes, tomando una tonalidad grisácea, que contrasta con el color claro de la roca original, y que se hace visible cuando son removidos los bloques. No se aprecia ningún tipo de funcionalidad actual en los bloques, que aparecen trabados entre sí y con la cubierta de líquenes intacta. Son, por tanto, formas heredadas que, como ya hemos indicado, corresponden al menos a dos etapas frías, no existiendo todavía datos cronológicos que permitan aproximarnos a su edad.

1.2. Las acumulaciones periglaciares en las áreas mesozoicas

A lo largo del recorrido de la red fluvial principal en el interior de los materiales mesozoicos que forman las extensas parameras de la Sierra de Albarracín, podemos reconocer dos ámbitos geomorfológicos principales: los cañones calcáreos excavados profundamente en las calizas, principalmente jurásicas, y los valles amplios abiertos en materiales blandos del Keuper. Los cañones carecen prácticamente de terrazas fluviales, reconociéndose retazos de muy escasa extensión, pequeños conos laterales y acumulaciones de travertinos, que se conservan muy puntualmente; sin embargo, abundan las acumulaciones de ladera, especialmente los **derrubios estratificados** generados por procesos de clima frío. En los valles amplios del Keuper las acumulaciones aluviales son más extensas, especialmente las recientes, mientras que son

raros los derrubios estratificados periglaciares y abundan las laderas con antiguos deslizamientos (Peña y Jiménez, 1993). Por otra parte, en la zona meridional, en los denominados Montes Universales, se ha apreciado la existencia de formas relictas de clima frío al pie de los grandes relieves de la Muela de San Juan. Estos son los ámbitos donde se han desarrollado formas periglaciares en el pasado y donde, por otra parte, existe una cierta funcionalidad actual muy atenuada.

a) Etapa general de derrubios estratificados

Depósitos del tipo *grèzes* y *groizes litées* fueron señalados por Gutiérrez y Peña (1979) en el valle alto del río Guadalaviar, ocupando las laderas de los cañones fluviokársticos, siendo también descritos por Jiménez (1987) en el sector de las Muelas de San Juan y Frías de Albarracín, donde señala la presencia de canchales, a veces fosilizando *grèzes litées* más antiguas, e incluso solifluxión funcional (lóbulos, terracillas, mantos, coladas) cuando el contexto litológico es favorable.

Peña y Jiménez (1993) han estudiado el modelado de laderas en el curso medio del río Guadalaviar y su afluente de la Fuente del Berro, a alturas entre 1.080 y 1.200 m. En dichos valles se pueden observar masas de canchales funcionales, procedentes de la gelifracción actual de las cornisas de caliza jurásica, que recubren una gran parte de las laderas. En los cortes realizados para la extracción de áridos es posible observar las formaciones de ladera infrayacentes a dichos canchales, que están compuestas por grandes espesores de derrubios estratificados de origen periglaciario. Destaca, por la extensión y continuidad de estas acumulaciones, el cañón del río de la Fuente del Berro entre Calomarde y Royuela, los cañones de los ríos Griegos y Guadalaviar en la zona de Villar del Cobo, el sector de confluencia fluvial de los ríos Guadalaviar y de la Fuente del Berro en Entrambasaguas y algunos sectores del cañón formado por el Guadalaviar entre Albarracín y Gea de Albarracín. Entre todos ellos hay que destacar el corte situado en las proximidades de la formación de travertinos de la cascada de Calomarde (Fot. 6).

La mayor parte de estas acumulaciones se caracterizan por la presencia de niveles bien estratificados (Fot. 7), con pendiente normalmente en torno a los 30-35°, espesores entre 3 y 6 m y composición de capas de clastos angulosos de caliza, con granulometría muy homo-



Fot. 6. Niveles inferiores estratificados del corte de Calomarde.



Fot. 7. Detalle de la estratificación del derrubio de Calomarde.

génea, predominando los tamaños de 4-6 cm de eje mayor. Se observan capas con ausencia de matriz (estructura *open works*) y otros niveles predominantemente finos y sin apenas clastos (estructuras *matrix supported* y *clast supported*), alternantes con pasadas fuertemente encostradas, que quedan en resalte en los cortes. Pueden clasificarse como “derrubios estratificados” del tipo *grèze litée*, aunque en numerosos cortes existe una mezcla de materiales más gruesos, del tipo *groize litée*. La coloración general de estas acumulaciones es blanquecina o grisácea, de la misma tonalidad que las propias calizas mesozoicas originales y del carbonato que contiene el depósito.

Este tipo de derrubios estratificados están muy generalizados en la sierra de Albarracín, así como en las serranías de Gúdar-Maestrazgo, Javalambre y Palomera, estando su límite altitudinal general en torno a los 900 m, aunque en Albarracín los derrubios más bajos se han descrito a 1.080 m (Peña y Jiménez, 1993). Estos mismos autores describen los cortes de Pajares, de la caseta de Obras Públicas de Albarracín, así como los del puente y escarpes cercanos a Gea de Albarracín, todos ellos en el valle del Guadalaviar, como ejemplos característicos de esta etapa general. La disposición de su perfil longitudinal, que llega a poner en relación a estos depósitos con la terraza fluvial situada a unos 8-10 m sobre el cauce actual del río, hace suponer que su configuración se ha producido de forma relativamente contemporánea con dicho nivel aluvial, al que se le supone una edad “würmiense” dentro del sistema de terrazas fluviales del Turia en la zona de Teruel (Moissenet, 1993), por lo que serían derrubios estratificados generados en la última gran etapa fría pleistocena.

Sin embargo, frente a la interpretación inicial de que esta etapa general era la única existente en la sierra, en algunas zonas se ha podido observar la presencia de derrubios de características peculiares en espesor y coloración y en relación con terrazas fluviales más antiguas que la anteriormente indicada, así como la superposición de etapas de distinta pendiente longitudinal. Además, el estudio y datación de los edificios travertínicos de estos ríos han aportado nuevos datos que permiten plantear como hipótesis que, además de la etapa fría general mencionada, ha habido otras anteriores y posteriores con derrubios estratificados. Tal posibilidad también fue señalada en el Pirineo cen-

tral por Peña *et al.* (1998), en ese caso contando con alguna referencia cronológica más precisa.

b) Etapa antigua de derrubios estratificados

En el sector de Entrambasaguas, en la confluencia de los ríos Guadalaviar y de la Fuente del Berro, Peña y Jiménez (1993) reconocen dos afloramientos de derrubios estratificados de tonos rojizos, que debido a su coloración aparecen en los mapas geológicos de la serie MAGNA como materiales detríticos miocenos. El primero de estos puntos se sitúa en la ladera occidental de un saliente rocoso, a 1.200 m de altura y el segundo unos 300 m más al Este, presentando ambos características similares. El primer perfil (Fig. 4 A) es el más completo, con unos 18 m de depósito. El conjunto basal (I) abarca unos 10 m de una formación de *grèze litée* compuesta por cantos homométricos de calizas del Dogger, con mucha matriz fina y escasamente cementados.

Por encima (II), se sitúa 1 m de gravas poligénicas del río Guadalaviar correspondientes a la terraza situada a 25 m sobre el cauce actual, coronadas por 2 m de limos fluviales con intercalaciones de hiladas de cantos y bloques dispersos (III). Finalmente, una acumulación de *grèze litées* superior (IV), de unos 2 m de potencia, en la que alternan niveles lavados de finos, con tramos encostrados y capas con mayor abundancia de finos (Fot. 8). El conjunto presenta pendiente hacia el Oeste (30-35°), con un dispositivo geomorfológico residual ya que ha desaparecido el área madre de la acumulación y en su lugar se ubica un meandro encajado del Guadalaviar. Las mismas características sedimentológicas se repiten en el segundo de los perfiles (Fig. 4 B).

La rubefacción superficial de ambos depósitos llama fuertemente la atención y contrasta con la coloración grisácea y blanquecina de los derrubios estratificados antes reseñados. La situación en posición más elevada que los travertinos holocenos del sector de Entrambasaguas, cuya edad se ha establecido (Peña *et al.*, 1994; Sancho *et al.*, 1998a, b) en torno a 7.260-10.000 años por dataciones U/Th y C14, lleva a este depósito necesariamente a una edad pleistocena. Por otra parte, la intercalación de la terraza fluvial de 25 m en el interior del depósito nos sitúa esta acumulación de derrubios estratificados rubefactados en una etapa anterior a las *grèzes* de la fase generalizada y, siguiendo las dataciones señaladas por Moissenet (1993) en las terra-

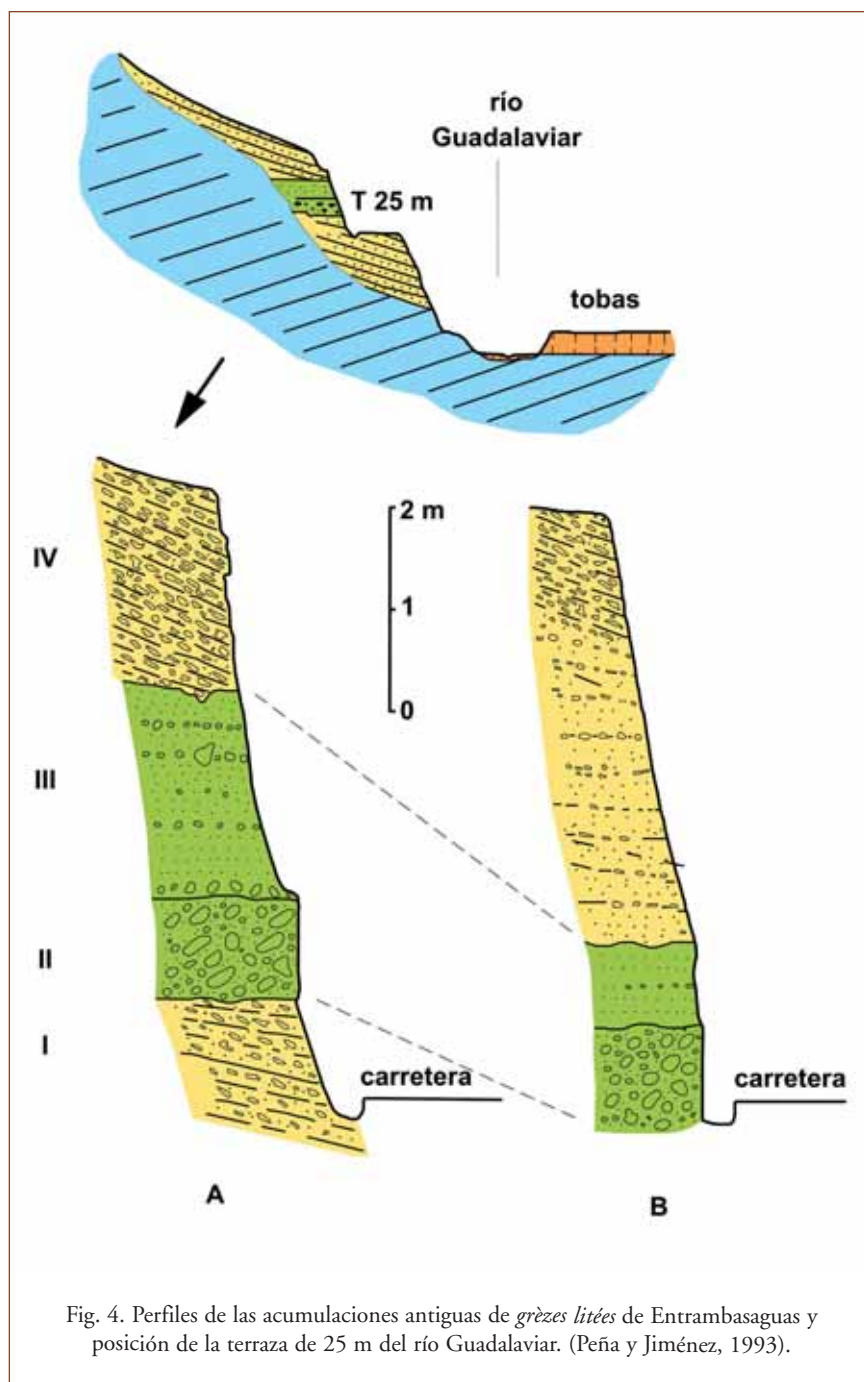
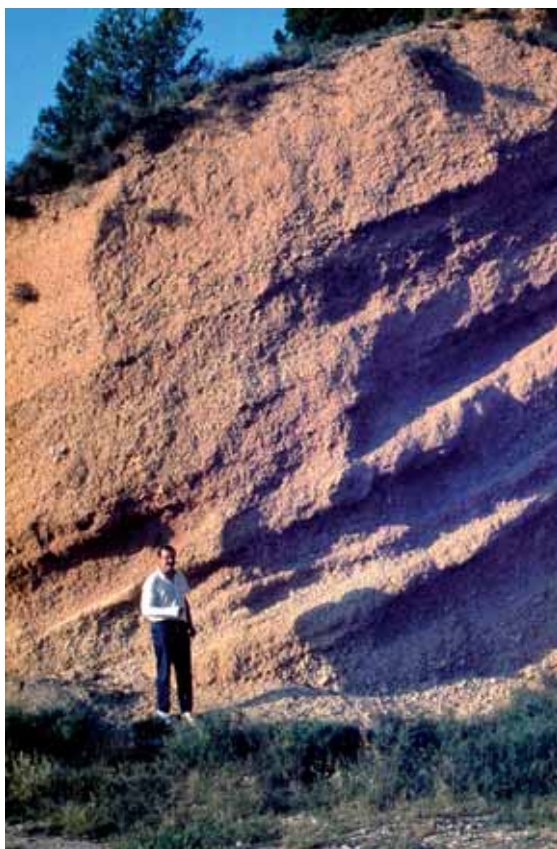


Fig. 4. Perfiles de las acumulaciones antiguas de *grèzes litées* de Entrambasaguas y posición de la terraza de 25 m del río Guadalaviar. (Peña y Jiménez, 1993).



Fot. 8. Derrubios estratificados de la etapa antigua, en Entrambasaguas.

zas de este río en la zona de Teruel, habría que situar esta fase como “Riss reciente” [en comparación con la Terraza de 40 m, que el mismo autor y Santonja *et al.* (1992, 1994) ubican cronológicamente en un “Riss antiguo”], siendo por tanto las laderas con cronología más antigua reconocidas en la Sierra de Albarracín.

c) Etapas recientes de laderas

A pesar de existir una fase generalizada de derrubios estratificados en las laderas de los cañones fluviales de la sierra de Albarracín, surgen algunas dudas sobre la presencia de más de una etapa entre las abundantes formaciones observadas en las zonas bajas de las laderas. Por una parte, en el cañón de Calomarde se ha observado en un corte

—actualmente no visible— la superposición de dos depósitos, discordantes debido a su distinta pendiente dentro de esta formación general. Por otra parte, en el sector de la cascada de Calomarde esta sucesión aparece aún más clara, por su relación con las formaciones travertínicas holocenas.

Los travertinos de Calomarde fueron estudiados por Peña *et al.* (1994) y Sancho *et al.*, (1998a, 1998b), estableciendo para ellos una edad entre 6.800 y 8.000 B.P. mediante dataciones U/Th. Dichos travertinos formarían un conjunto escalonado de barreras y represamientos que hizo variar notablemente el perfil longitudinal del río. Este proceso de acumulación de carbonatos fluviales es únicamente visible en las terrazas y cascadas holocenas de Calomarde, Entrambasaguas y Gea de Albarracín, estando ausentes los travertinos de los depósitos de terraza anteriores. En las proximidades de los travertinos holocenos se han reconocido otros depósitos de clima frío que se intercalan lateralmente con los niveles superiores de las tobas y llegan a fosilizarlas, con notable espesor en algunos puntos. Esto nos lleva a considerar la existencia de una etapa fría holocena que perdura en los tramos finales de la sedimentación tobácea y continúa con posterioridad.



Fot. 9. Canchales funcionales del cañón de Calomarde, fosilizando derrubios estratificados de la etapa general.

Finalmente, hay que constatar la existencia de depósitos que regularizan numerosas laderas (Fot. 9) y que fueron configuradas durante fases relativamente más frías y húmedas que las actuales, existiendo dataciones geoarqueológicas que nos permiten correlacionarlas con las señaladas en la depresión de Teruel, ya anteriormente citadas y que pertenecen al Holoceno superior. De hecho, los perfiles más superficiales de algunas *grèzes litées* aparecen biselados por estas acumulaciones posteriores, con menor pendiente que los derrubios estratificados pleistocenos, como ocurre en el depósito de Calomarde.

2. CONCLUSIONES: LAS ETAPAS FRÍAS DE LA SIERRA DE ALBARRACÍN

Como habrá podido apreciarse, en la sierra de Albarracín y gran parte de la Cordillera Ibérica CentrorientaI está presente una amplia gama de formas de relieve debidas a condiciones ambientales frías y, si bien a la mayoría, en lo que hemos denominado etapa general, se las sitúa cronológicamente, aunque sin datos absolutos, en los grandes episodios fríos del Pleistoceno superior ("Würm", según la nomenclatura clásica alpina), queda claro que existieron etapas frías anteriores de notable incidencia en el paisaje pero cuya conservación suele ser deficiente, haciendo difícil su identificación. Sería el caso, en los cañones calizos de la sierra de Albarracín, de los depósitos estratificados de Entrambasaguas, a los que por su relación con la terraza de 25 m se les supone una edad "Riss reciente", o de las laderas antiguas de la depresión de Teruel relacionables con la terraza de 40 m del Turia, de un "Riss antiguo". La etapa general también está acompañada de otros depósitos antiguos, normalmente brechas encostradas, en las cercanas sierras de Gúdar y Javalambre. Además, en los macizos paleozoicos también es posible apreciar una superposición de al menos dos etapas frías, que han dado lugar a formas de una gran relevancia geomorfológica. Salvando las distancias, podemos poner estos datos en relación con lo observado en la Cordillera Pirenaica (Peña et al, 1998), donde igualmente se han diferenciado tres etapas, la más antigua de las cuales, con parecida rubefacción a la acumulación antigua de Entrambasaguas, se ha datado en 20.000 B.P. y la más reciente, identificable sólo en altura, en torno a 10.000 B.P. Por último, es importante tener en consideración que hay depósitos de clima frío pertenecientes plena-

mente al Holoceno medio y superior, que aunque no alcanzan el mismo grado de desarrollo que la etapa general, sin embargo tienen una importante incidencia en el paisaje, en especial los más recientes.

Las formas de clima frío de las serranías de Albarracín entrarían de lleno en el modelo de periglaciario de la montaña media mediterránea, con escasa incidencia general de las fases frías, en las que los derrubios estratificados y la gelifluxión son las formas más abundantes. Sin embargo, en sectores puntuales de litología favorable, mayor humedad, orientación adecuada y fuerte pendiente, es posible encontrar formas indicadoras de la existencia de un permafrost capaz de generar laderas de bloques, protalus rampart, glaciares rocosos, e incluso vestigios de la actuación de pequeños glaciares.

La funcionalidad del periglaciario actual, por otra parte, se caracteriza por procesos de mínima importancia, tal como la gelifración, con morfologías de escasa relevancia si las comparamos con las de las etapas frías pleistocenas y holocenas. Se han observado procesos de *frost creep* y funcionalidad de los canchales calizos, así como la presencia de formas menores de solifluxión/gelifluxión, tales como guirnalda y pequeños lóbulos por encima de los 1.500 m. Aún así, puntualmente es posible observar procesos más activos, como *debris flows* y canchales de alta movilidad, allí donde confluyen factores más favorables.

3. BIBLIOGRAFÍA

ASENSIO, I., GONZÁLEZ, M.J., GONZÁLEZ, J.A., LOZANO, M.V. y PEÑA, J.L. (1994): Formas y procesos de ambientes fríos en la Cordillera Ibérica y Submeseta Sur. En GÓMEZ-ORTIZ, A., SIMÓN, M. y SALVADOR, F. (Eds.): *Periglaciario en la Península Ibérica, Canarias y Baleares*, 119-145. Monografías S.E.G. nº 7. Universidad de Granada.

BURILLO, F., GUTIÉRREZ, M. y PEÑA, J.L. (1981): El cerro del castillo de Alfambra (Teruel). Estudio interdisciplinar de Geomorfología y Arqueología. *Kalathos*, 1: 7-63. Teruel.

BURILLO, F., GUTIÉRREZ, M. y PEÑA, J.L. (1983): La Geoarqueología como ciencia auxiliar. Una aplicación a la Cordillera Ibérica turo-lense. *Revista de Arqueología*, 36: 6-13. Madrid.

CALVO, A. (1987): *Geomorfología de laderas en la montaña del País Valenciano*. Ed. Alfons el Magnànim, 301 p. Valencia.

CALVO, A., CARMONA, P., DUPRÉ, M., FUMANAL, M.P., LA ROCA, N. y PÉREZ, A. (1986): Fases pleistocenas continentales en el País Valenciano. En LÓPEZ BERMÚDEZ, F. y THORNES, J.B. (Eds.): *Estudios sobre geomorfología del Sur de España*, 37-42. Murcia.

CALVO, A., GUTIÉRREZ, M., PEÑA, J.L. y SIMÓN, J.L. (1983): Morfología de vertientes y neotectónica en el Macizo de Javalambre (Provincia de Teruel). *Actas VI Reunión del G.E.T.C.*, 429-448. Vigo-Santiago.

ESTERAS, M. y AGUIRRE, E. (1964): *Parelephas Trogontherii pohlig* en una terraza media de Teruel. *Teruel*, 32: 235-242. Teruel.

GARCÍA SAINZ, L. (1962): Frostbodenformen im Idubeda-Gebirge (Spain). *Z. für Geomorphologie*, N.F. 5: 33-50.

GINÉS, A. y MATEU, J. (1977): Fenómenos de clima frío en el Alt Maestrat. *Actas II Reunión Nacional Grupo Esp. Trab. Cuaternario, Trab. Neógeno-Cuaternario*, 6: 93-103. Madrid.

GONZÁLEZ SAMPÉRIZ, P., VALERO, B., MORENO, A., PEÑA, J.L., LONGARES, L.A., GARCÍA RUIZ, J.M., LOZANO, M.V., NAVAS, A., SANCHO, C. y DELGADO, A. (2009): Aportación al conocimiento de los paleoambientes cuaternarios del Macizo del Tremedal (Sierra de Albarracín, Teruel) *Teruel*, 91 (1), 9-25.

GUTIÉRREZ, M. y PEÑA, J.L. (1975): Karst y periglacialismo en la Sierra de Javalambre (provincia de Teruel). *Bol. Geol. y Minero*, 86 (6): 561-572. Madrid.

GUTIÉRREZ, M. y PEÑA, J.L. (1977): Las acumulaciones periglaciares del Macizo del Tremedal (Sierra de Albarracín). *Bol. Geol. y Minero*, LXXXVIII-II: 109-115. Madrid.

GUTIÉRREZ, M. y PEÑA, J.L. (1979): El karst de Villar del Cobo (Sierra de Albarracín). *Estudios Geológicos*, 35: 651-654. Madrid.

GUTIÉRREZ, M. y PEÑA, J.L. (1990): *Las formas del relieve de la provincia de Teruel*. Instituto de Estudios Turolenses, 60 p. Teruel.

JIMÉNEZ, A. (1987): Estudio Geomorfológico de las Muelas de San Juan y Frías de Albarracín (Provincia de Teruel). *Teruel*, 81 (I): 57-77. I.E.T.

LOZANO, M.V. (1988): *Estudio geomorfológico de las Sierras de Gúdar (prov. de Teruel)*. Tesis Doctoral. Facultad de Filosofía y Letras. 804 p. Universidad de Zaragoza. (ined.).

LOZANO, M.V. (1993): El modelado de las laderas de las sierras de Gúdar (Cadena Ibérica Oriental, provincia de Teruel). En *El Cuaternario en España y Portugal*, 2: 861-868. ITGE-AEQUA. Madrid.

MATEU, J. (1982): *El Norte del País Valenciano. Geomorfología litoral y prelitoral*. Sección Geografía. Univ. Valencia. 286 p. Valencia.

MENÉNDEZ, J. y ESTERAS, M. (1965): Análisis polínico de la turbera de los "Ojos del Tremedal" (Orihuela del Tremedal, Teruel). *Teruel*, 34: 191-198. Teruel.

MOISSENET, E. (1985): Le Quaternaire Moyen alluvial du Fossé de Teruel (Espagne). *Physio-Géo*, 14/15: 61-78. París.

MOISSENET, E. (1993): L'âge et les déformations des terrasses alluviales du fosse de Teruel. In *El Cuaternario de España y Portugal*, I: 267-279. Madrid.

PAILHÉ, P. (1981): Quelques modelés d'origine périglaciaire nivale et éolienne de la Chaîne Ibérique Orientale. *Recherches Géographiques à Strasbourg*, 16/17: 101-105. Strasbourg.

PAILHÉ, P. (1984): *La Chaîne Ibérique Orientale. Etude Géomorphologique*. Thèse Doctorat Univ. Bordeaux. 682 p.

PEÑA, J.L., CHUECA, J. y JULIÁN, A. (1998): Los derrubios estratificados del sector central pirenaico: cronología y límites altitudinales. En GÓMEZ-ORTIZ, A. et al. (Eds.): *Procesos biofísicos actuales en ambientes fríos*. Publ. Universitat Barcelona, 205-216.

PEÑA, J.L., GUTIÉRREZ, M., IBÁÑEZ, M.J., LOZANO, M.V., RODRÍGUEZ, J., SÁNCHEZ, M., SIMÓN, J.L., SORIANO, M.A. y YETANO, L.M. (1984): *Geomorfología de la provincia de Teruel*. Instituto de Estudios Turolenses. 149 p. y mapa geomorfológico 1:200.000.

PEÑA, J.L. y JIMÉNEZ, A. (1993): El modelado de laderas en el curso medio del río Guadalaviar (Sierra de Albarracín, prov. de Teruel). In *El Cuaternario de España y Portugal*, I: 129-134.

PEÑA, J.L. y LOZANO, M.V. (1998): Las formas periglaciares de la Cordillera Ibérica Centrorienta. En PEÑA, J.L. (Ed.): *Geomorfología de*

campo en la Sierra de Albarracín, 159-177. Universidad de Verano de Teruel.

PEÑA, J.L., SÁNCHEZ, M., LOZANO, M.V., JIMÉNEZ, A. y MOYA, C. (1990): Ensayo de correlación de las acumulaciones de ladera pleistocenas de la Cordillera Ibérica Oriental. *Libro-Homenaje a Purificación Atrián*, 375-385. Instituto de Estudios Turolenses y Museo Provincial de Teruel.

PEÑA, J.L., SÁNCHEZ, M. y MOYA, C. (1993): Etapas evolutivas en la dinámica de laderas del valle del Turia, al Sur de Teruel. En *El Cuaternario en España y Portugal*, 1: 135-140. Madrid.

PEÑA, J.L., SANCHO, C., MELÉNDEZ, A. y JIMÉNEZ, A. (1994): Las formaciones travertínicas holocenas de la cuenca del río Guadalaviar (Sierra de Albarracín, provincia de Teruel). Aspectos geomorfológicos y paleoclimáticos. *Geomorfología en España. III Reunión de Geomorfología*, 1: 159-172. Logroño.

RIBA, O. (1959): *Estudio geológico de la Sierra de Albarracín*. C.S.I.C. Inst. Lucas Mallada, monografía nº 16, 283 p. Madrid.

ROSSELLÓ, V.M. (1977): Los canchales de montaña calcárea y los factores termoclásticos. *Actas II Reunión G.T.C.*, Madrid, 223-225.

SÁNCHEZ FABRE, M. (1989): *Estudio geomorfológico de la Depresión de Alfambra-Teruel-Landete y sus rebordes montañosos*. Tesis Doctoral, Facultad Filosofía y Letras. 926 p. Zaragoza (inéd.).

SANCHO, C., PEÑA, J.L. y MELÉNDEZ, A. (1998a): Controls on Holocene and present-day travertine formation in the Guadalaviar River (Iberian Chain, NE Spain). *Z. für Geomorph.*, 41(3): 289-307.

SANCHO, C., PEÑA, J.L., MELÉNDEZ, A. y JIMÉNEZ, A. (1998b): Los travertinos actuales y holocenos del río Guadalaviar (Sierra de Albarracín). En PEÑA, J.L. (Ed.): *Geomorfología de campo en la Sierra de Albarracín*, 133-158. Universidad de Verano de Teruel.

SANTONJA, M., MOISSENET, E. y PÉREZ GONZÁLEZ, A. (1992): Cuesta de la Bajada (Teruel). Nuevo sitio Paleolítico inferior. *Bol. Seminario de Estudios de Arte y Arqueología*, LVIII, 25-45. Valladolid.

SANTONJA, M., MOISSENET, E., PÉREZ CUEVA, A., VILLA, P., SESÉ, C., SOTO, E., EISENMANN, V., MORA, R. y DUPRÉ, M.

(1994): Cuesta de la Bajada: Un yacimiento del Pleistoceno medio en Aragón. *Arqueología Aragonesa*, 1994, 8 p.

SIMÓN, J.L., PÉREZ CUEVA, A. y CALVO, A. (1983): Morfogénesis y neotectónica en el sistema de fosas del Maestrat (Castellón). *Estudios Geológicos*, 24: 249-258. Madrid.

STEVENSON, A. (2000): The Holocene forest history of the Montes Universales, Teruel, Spain. *The Holocene*, 10 (5): 603-610.



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.

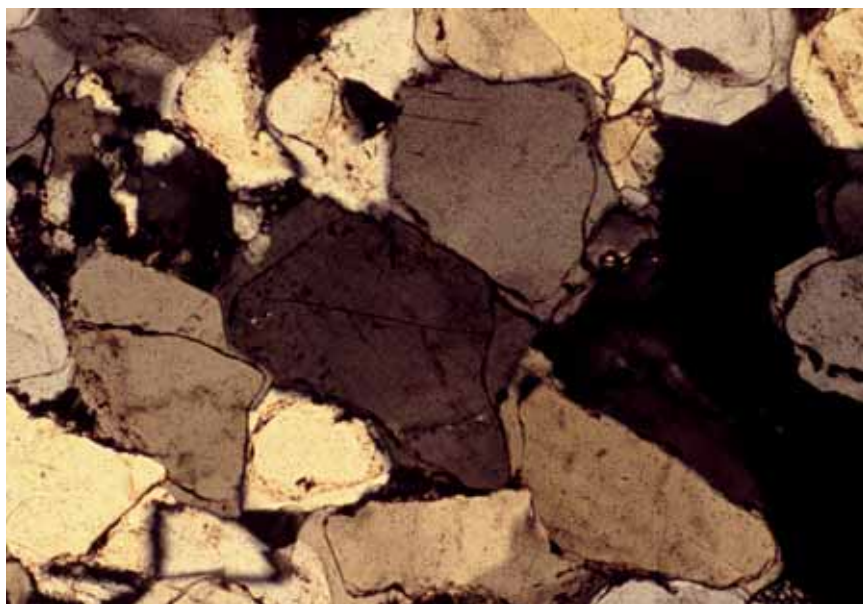
Una arenisca se puede definir como una roca sedimentaria detrítica compuesta por granos de tamaño arena (0,06 y 2 mm de diámetro). Estos elementos constituyen el esqueleto de la roca y pueden presentar granoclasificación, morfología y naturaleza mineralógica variables. Los granos del esqueleto están 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.



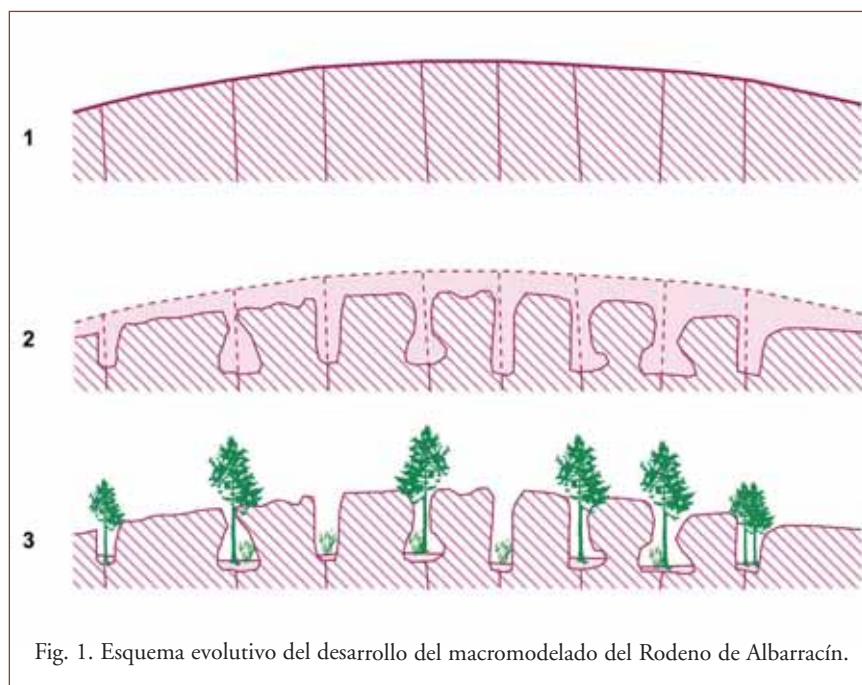
Fot. 4. Anillos de Liesegang desarrollados en la arenisca del Rodeno.

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 Liesegang (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.

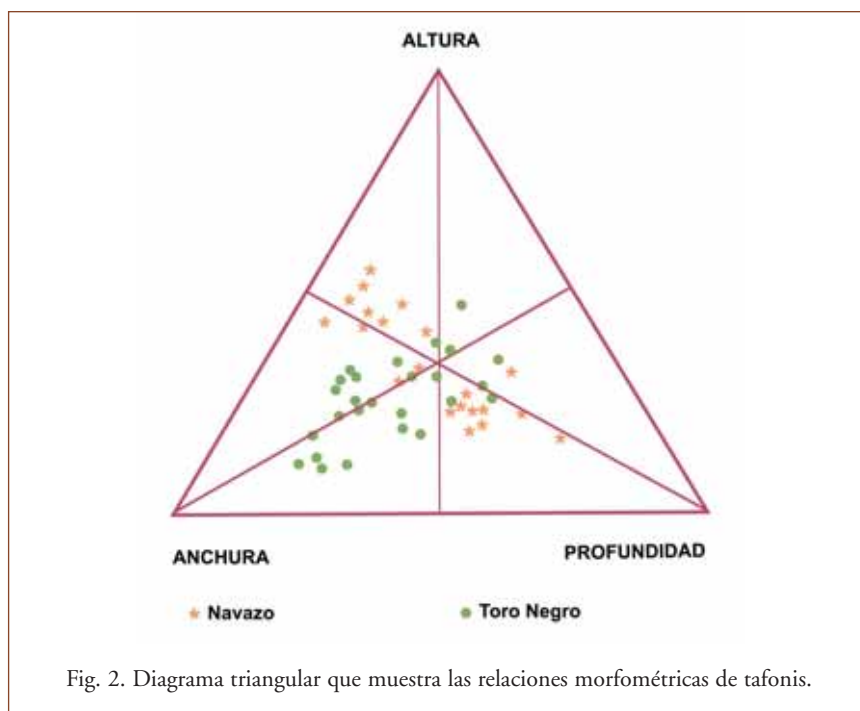
Por lo que se refiere a los alveolos, en principio, pueden considerarse como tafonis de pequeño tamaño (Twidale, 1982). En este sentido se puede identificar el desarrollo alveolar con el inicio de la tafonización. Diversos autores resaltan el papel de la laminación interna de la roca (Valdeón *et al.*, 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

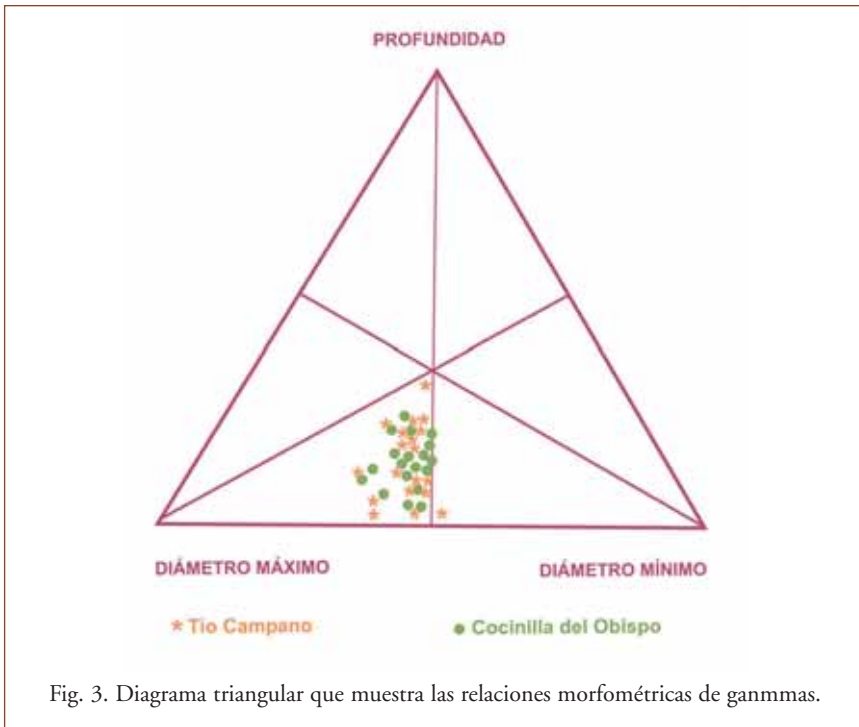
En las superficies superiores de torres, tormos y pavimentos generadas en las areniscas del Rodeno de Albarracín son frecuentes

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).



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-

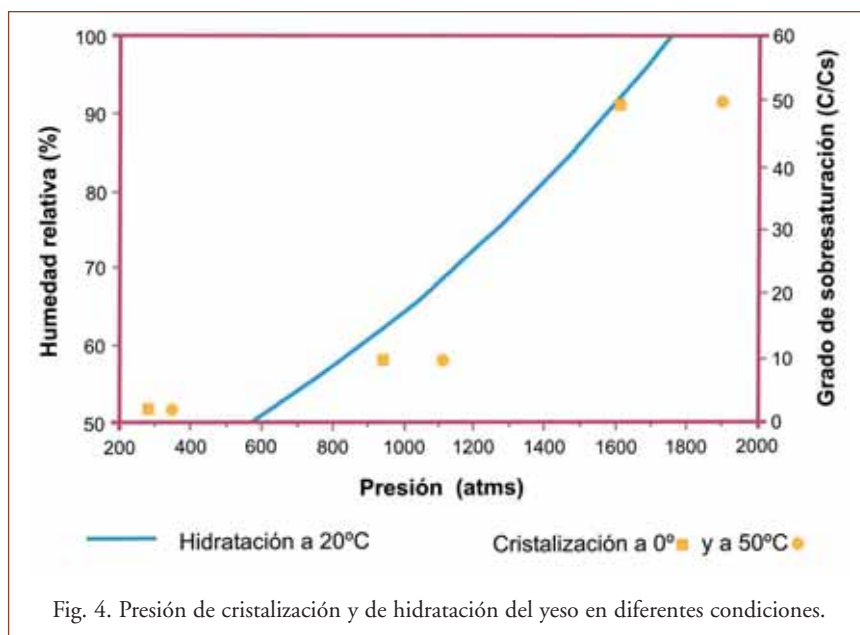


Fot. 14. Eflorencias de sales y tafonis en la superficie extraplomada de un abrigo.

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



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 tafonis 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 Rodeno 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 cimera 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 turbilhonaria 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.

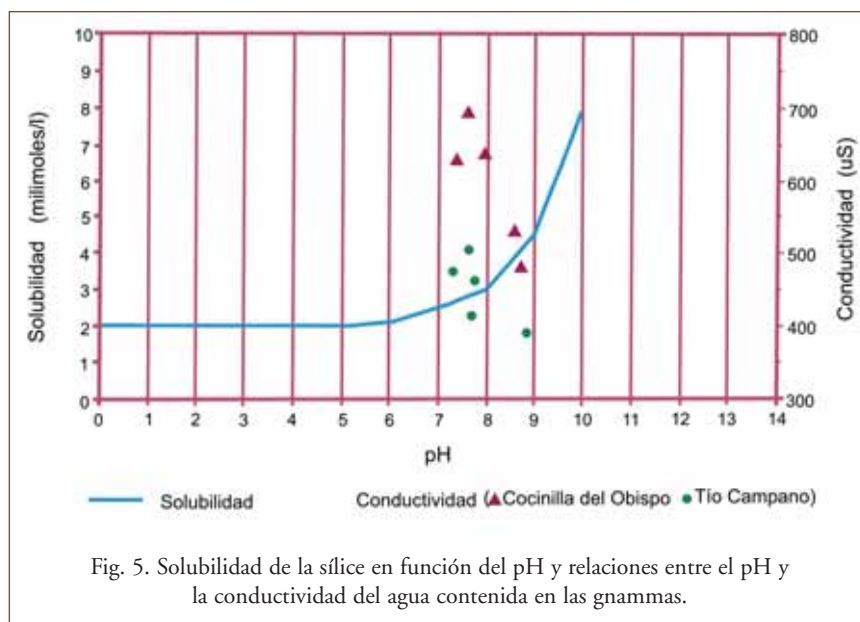


Fig. 5. Solubilidad de la sílice en función del pH y relaciones entre el pH y la conductividad del agua contenida en las gnammas.

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 Turoleses, 5, 55 p. Instituto de Estudios Turoleses.

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.



**LOS RÍOS DE LA SIERRA DE ALBARRACÍN:
COMPORTAMIENTO HIDROLÓGICO RECIENTE
Y EVOLUCIÓN CUATERNARIA**

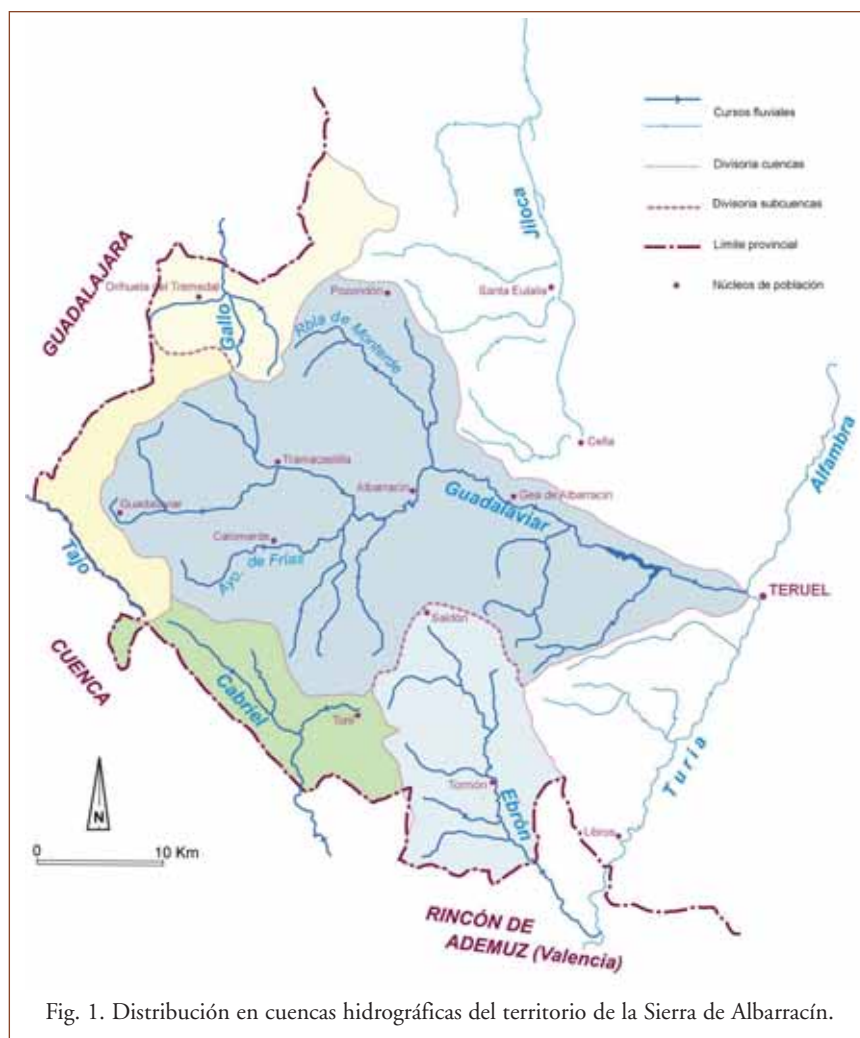
Miguel Sánchez Fabre
José Luis Peña Monné
Antonio Jiménez Martínez
M^a Victoria Lozano Tena
Luis Alberto Longares Aladrén

INTRODUCCIÓN

La Sierra de Albarracín forma parte de la divisoria de aguas entre dos de las tres grandes cuencas vertientes de la Península Ibérica, la mediterránea y la atlántica. En ella, especialmente en el nudo hidrográfico de la Muela de San Juan, instalan sus cabeceras ríos de sobresaliente significación entre los peninsulares: el Guadalaviar, que aguas abajo de la Sierra da origen al Turia; el Cabriel, afluente relevante del Júcar; y el Tajo junto a su afluente el río Gallo. Los primeros fluyen hacia el Mediterráneo, en tanto que el Tajo y sus tributarios drenan hacia el Atlántico.

En definitiva, la superficie de la Sierra se incluye en tres grandes cuencas, la del Tajo, que cubre una orla septentrional y noroccidental, la del Cabriel, que prolonga esa orla por el SW, y la del Guadalaviar, la más extensa y la que en mayor medida se identifica con su drenaje (Fig. 1). Además, una sección del sector meridional de la Sierra de Albarracín, es drenada por el río Ebrón, que vierte sus aguas al Turia en el Rincón de Ademuz. Finalmente, en el sector nororiental, coincidiendo con la ladera oriental de Sierra Menera y su prolongación hacia Peracense y Alhohaja, hay pequeños cursos fluviales de funcionamiento esporádico, que en periodos de fuertes aguaceros recogen escorrentía superficial para aportarla al caudal del Jiloca, que pertenece a la red del río Jalón, afluente del Ebro.

Tras la instalación de la red fluvial actual, seguramente durante el Plioceno superior, los ríos han efectuado una importante labor erosiva, que se manifiesta de forma especialmente destacada a lo largo del Cuaternario. De esta actividad se conservan modelados fluvio-kársticos de gran envergadura, como cañones y acumulaciones de carbonatos en los valles, así como algunas acumulaciones de terraza fluvial en algunos puntos de estos angostos recorridos. Estos registros acumulativos nos ayudan a establecer etapas alternas, de gran valor paleoclimático, con predominio del aluvionamiento o de la incisión fluvial, que también ha tenido su repercusión en los sistemas de tobas calizas y en la evolución de los sistemas de poljes de la serranía.



El trazado y el comportamiento hidrológico de esta red de drenaje está condicionado por diversos factores, entre los que sobresalen el clima, el sustrato rocoso, la topografía y la cubierta vegetal asociada a los usos del suelo.

Temperaturas y precipitaciones, son los dos elementos climáticos que más inciden en el funcionamiento del ciclo del agua en general y de los caudales de los ríos en particular. Las primeras determinan de modo directo la evapotranspiración, y a través de ella influyen en el

funcionamiento del resto de los procesos hidrológicos. La cantidad, distribución, intensidad y tipo de precipitaciones tienen un reflejo, bien inmediato o bien con desfase temporal, en los elementos del régimen fluvial.

En la Sierra de Albarracín no se ubica ningún observatorio meteorológico completo, si bien existen algunas estaciones donde se miden principalmente las precipitaciones. Peña *et al.* (2002) y López *et al.* (2007) han descrito las principales características climáticas de la Sierra. Así, las temperaturas medias anuales se sitúan entre los 8° y 11° C, quedándose la media de invierno entre 0° y 4° C y manifestándose el verano como un periodo de temperaturas medias suaves. Los registros extremos varían entre los 40°C de máxima absoluta y los -20° de mínima absoluta.

El total anual de precipitaciones oscila entre 450 y 600 mm, si bien en sectores reducidos de las cumbres orientadas al oeste se superan sensiblemente estos valores, alcanzando los 1000 mm anuales (Muela de San Juan) (Peña *et al.*, 2002). Frente a ello, la evapotranspiración potencial varía entre 950 y 1.100 milímetros, en la mayor parte de la Sierra, lo que conduce a un balance hídrico anual negativo, con un déficit que supera los 400 mm en la mayor parte del territorio de la serranía e incluso los 500 mm en buena parte de ella. Las precipitaciones se reparten en primavera, otoño e invierno, constatándose entre 60 y 70 días de precipitación al año, existiendo escasa probabilidad de acumulación de nieve en algunos meses (enero, marzo). López *et al.* (2007), a partir de los datos correspondientes al periodo 1950-2002 apuntan una tendencia descendente de las precipitaciones, cuantificada en torno al 25%.

El comportamiento de procesos hidrológicos como infiltración, percolación y escorrentía, es diferente según el tipo de sustrato rocoso de la cuenca. En los afloramientos litológicos de la Sierra de Albarracín encontramos cuatro grandes conjuntos: en primer lugar, las cuarcitas y pizarras de los macizos paleozoicos; un segundo conjunto lo constituyen las formaciones predominantemente carbonatadas mesozoicas; en tercer lugar, las areniscas y conglomerados paleógenos, y finalmente los depósitos detríticos cuaternarios que ocupan fondos de valles y extensas laderas.

La superficie cubierta por cada uno de estos grupos de litología es muy dispar, siendo las formaciones carbonatadas, dada su gran extensión de afloramiento, las que desempeñan el papel principal en el drenaje de la Sierra de Albarracín. Entre estas formaciones carbonatadas se intercalan otras de calizas margosas o de areniscas, cuya menor permeabilidad las convierte en limitantes de la percolación y, por tanto, en posibles bases de concentración y circulación de agua subterránea.

Entre los rasgos topográficos de la Sierra, es la planitud de las parameras calcáreas el que tiene unas consecuencias hidrológicas más claras, ya que favorece la retención del agua y su posterior infiltración y percolación. Un nuevo factor, por tanto, que contribuye al importante papel del drenaje subterráneo.

El dato más significativo de la distribución de las formaciones vegetales, desde una perspectiva hidrológica, es el contraste entre una amplia zona, en torno a la mitad de la superficie serrana, con una densa cubierta forestal, predominantemente de coníferas (Fot. 1), y otros sectores en los que el agotamiento y la erosión de los suelos ha conducido a la presencia de una estepa clara (Fot. 2). Los suelos generados a partir tanto de las cuarcitas y pizarras paleozoicas como de las areniscas triásicas favorecen la presencia de pinares, también desarrollados sobre las muelas y valles meridionales de los Montes Universales, en tanto que sobre las parameras calcáreas la vegetación se reduce a formaciones esteparias, poco densas, integradas por especies resistentes a la sequía estival y al frío invernal.

En las zonas forestales, una parte de las precipitaciones son interceptadas por las acículas de los pinos. El agua que llega hasta el suelo encuentra una gran porción arenosa o arcillosa, lo que significa dificultades para la infiltración, potenciándose el funcionamiento de la escorrentía superficial. Sobre las parameras calcáreas la mayor parte de las precipitaciones, sensiblemente inferiores a las registradas en los macizos paleozoicos y muelas cretácicas, llegan al suelo ante la dispersión de la cubierta vegetal. Una parte de ese agua es evaporada, sobre todo en la época estival, y el resto tiende a percolar en un sustrato litológico especialmente favorable a ello.



Fot. 1. Masas de vegetación sobre formaciones del rodano de Albarracín.



Fot. 2. Paramera norte de la Sierra, en el sector de Pozondón-Rodenas, con escaso cubrimiento vegetal.

1. EL COMPORTAMIENTO HIDROLÓGICO RECIENTE

Como ya se ha indicado, son cuatro las cuencas fluviales de cierta entidad que cubren la Sierra de Albarracín. La mayor parte de su territorio está drenada por el río Guadalaviar y sus afluentes. Tanto el río Tajo y su tributario el río Gallo, así como el Cabriel nacen en la serranía, pero sólo asientan en ella sus cabeceras, ocupando un espacio reducido. Por su parte, todo el tramo alto de la reducida cuenca del Ebrón pertenece al ámbito de la Sierra.

1.1. Las cabeceras del conjunto Tajo-Gallo

El nacimiento del Tajo se ha situado tradicionalmente en Fuente García (Fot. 3), en los materiales paleógenos del Alto Tajo, si bien desde mayores alturas el sistema de poljes de Villar del Cobo-Guadalaviar aporta caudal a la surgencia considerada como su principio. El



Fot. 3. Nacimiento del río Tajo en Fuente García, en la confluencia de las provincias de Teruel, Guadalajara y Cuenca.

Gallo, primer afluente de cierta entidad que recibe por su margen derecha, parte de la vertiente septentrional del Macizo del Tremedal.

El río Tajo recorre algo más de 10 kilómetros por la Sierra de Albarracín, en dirección noroeste, trazando el límite entre las provincias de Cuenca y Teruel. El primer aforo del Tajo se encuentra en Perales de las Truchas (Guadalajara), hasta donde ha drenado 410 km² de los 71.364 km² que totaliza su cuenca. Allí el caudal medio anual está en torno a 5 m³/sg, lo que supone un caudal específico de 12,16 l/km²/sg. Se manifiesta un periodo de aguas altas de finales de invierno y principios de primavera. Este curso fluvial que, en este punto de su recorrido, en momentos puntuales ha aparecido prácticamente seco (octubre de 1961: 0,02 m³/sg; septiembre de 1962: 0,01 m³/sg), alcanzó máximos instantáneos superiores a 200 m³/sg (marzo de 1947: 216,2 m³/sg; 18 de diciembre de 1997: 257,9 m³/sg).

Por su parte, la única estación de aforo del río Gallo es Ventosa (Guadalajara), donde la superficie de cuenca drenada son 944 km² de un total de 1.311 km², siendo una mínima parte la incluida en la Sierra de Albarracín. El caudal medio anual circulante es de 1,88 m³/sg, equivalente a un caudal específico de 1,99 l/km²/sg. El ritmo estacional coincide plenamente con el del Tajo.

1.2. La cabecera del río Cabriel

Muy próximo al nacimiento del Tajo se encuentra el del río Cabriel, afluente del Júcar por su margen izquierda, que inicia su discurrir en dirección sureste hasta pasado El Vallecillo, y toma entonces rumbo al Sur abandonando la Sierra de Albarracín, tras unos 20 km de recorrido, para entrar en las Serranías de Cuenca. Es necesario señalar que este primer tramo del río Cabriel discurre por un área dominada geomorfológicamente por las depresiones exokársticas, esencialmente los poljes, habiendo configurado algunos edificios tobáceos (Fot. 4).

Cuando el río atraviesa la Sierra de las Cuerdas, uno de los núcleos paleozoico-triásicos de la Serranía de Cuenca, se establece su primer aforo. El cauce lleva recorridos casi 70 km, y el espacio de cuenca drenado asciende hasta 829 km² de los 4.754 km² que totaliza en su desembocadura. Allí el caudal medio anual es de 5,19 m³/sg, lo que



Fot. 4. Río Gabriel en la cascada del Molino de San Pedro (autor: Luis A. Gil Pellin).

supone un caudal específico de 6,3 l/km²/sg. Se reconoce un periodo de aguas altas en invierno y primavera, dándose en verano los caudales más bajos que, no obstante, se mantienen en un nivel muy aceptable debido a su recorrido por ámbitos kársticos. El máximo instantáneo histórico, 291,4 m³/sg, se registró el 17 de marzo de 1969.

1.3. El río Ebrón

Aunque perteneciente a la cuenca del Turia, el río Ebrón aparece como un componente individualizado del río Guadalaviar en el drenaje de la Sierra de Albarracín. En esta serranía se inscribe lo que podríamos denominar, en un sentido amplio, su cuenca alta, mostrándose como un curso fluvial con un marcado carácter kárstico. Así lo acredita la regularidad de sus caudales, tanto los medios mensuales, algo más altos en invierno y primavera que en verano pero sin variaciones acentuadas ni un profundo estiaje, como los medios anuales que se mantienen siempre en valores similares.

Su caudal se mide en el aforo de Los Santos desde 1989. Hasta ese lugar está drenada casi la totalidad de la cuenca, que ronda los 250 km². El caudal medio anual recogido es de 1,18 m³/sg, equivalente a 4,89 l/Km²/sg.

1.4. El río Guadalaviar

El río Guadalaviar nace en las laderas meridionales de la Muela de San Juan. Su nombre, asociado a la profunda tradición árabe de la serranía, puede derivar o bien de *Wādi-l-Abyad*, cuyo significado es “río blanco” o bien de *Wādi-l-Abiar*, que se traduce como “río de los pozos”, denominaciones ambas que se ajustan a elementos hidrogeomorfológicos relevantes en este ámbito geográfico (Arenillas y Sáenz, 1987).

Orienta su recorrido en dirección Oeste-Este, caracterizándose su valle por la alternancia de tramos en los que el río discurre encajado en profundos cañones calcáreos, resultado de procesos fluvio-kársticos de modelado, con otros tramos en los que la erosión lineal del río ha llegado hasta los niveles blandos del Keuper (yesos y margas) propiciando un ensanchamiento lateral que amplía la llanura de inundación (Fot. 5), actualmente ocupada por los campos de cultivo. Entre



Fot. 5. Ampliación del valle del Guadalaviar en los materiales del Triásico de la zona de Tramacastilla (Centro de Información Territorial de Aragón)



Fot. 6. Cañón de Villar del Cobo abierto en las calizas del Jurásico medio.



Fot. 7. Cauce del río Garganta, afluente del Guadalaviar procedente del margen sur del macizo del Tremedal.



Fot. 8. Cañón del río Guadalaviar entre Entrambasaguas y Albarracín.

los cañones sobresalen el generado por el Guadalaviar entre Villar del Cobo y Tramacastilla (Fot. 6) o el de Albarracín. El Guadalaviar recibe a lo largo de su curso medio a los ríos Garganta (Fot. 7) y de la Fuente del Berro. Tras atravesar el cañón de Entrambasaguas-Albarracín (Fot. 8), el río baña las huertas de la ciudad de Albarracín, que aprovechan una zona de mayor amplitud del valle. El río Guadalaviar, esculpe una nueva garganta camino de Gea de Albarracín, a partir de donde el valle se abre de nuevo en los materiales terciarios del margen de las depresiones del Jiloca y Teruel, al pie del Macizo de Carbonera, para continuar hasta el Embalse del Arquillo de San Blas.

Cuando el Guadalaviar sale del embalse, pone rumbo a su punto de confluencia con el Alfambra, donde llega tras un periplo de 77 km. Junto a la ciudad de Teruel los ríos Guadalaviar y Alfambra unen sus caudales, fundiéndose en un único curso fluvial que recibe la denominación de Turia y hasta su desembocadura en el Mediterráneo.

La cuenca del Guadalaviar tiene una forma alargada y ocupa una superficie de 959 km², pertenecientes en su mayor parte a la Sierra de Albarracín. Entre los afluentes del Guadalaviar destacan el río Griegos, el río Garganta, la Rambla de Monterde y, sobre todo, el río de la Fuente del Berro ó Arroyo de Frías en cuyo valle se pone de manifiesto la importancia del karst en la Sierra de Albarracín y su gran asociación con la hidrología.

1.4.1. Caudalosidad

La Confederación Hidrográfica del Júcar, organismo gestor de la cuenca, mide el caudal del Guadalaviar en las estaciones de aforo de Tramacastilla y San Blas. Además, inmediatamente aguas abajo de la confluencia Guadalaviar-Turia, un nuevo aforo mide el caudal del Turia (Tabla 1). Además, otra estación controla el volumen de agua embalsada así como el ritmo de entrada y salida de agua en el embalse del Arquillo de San Blas. Las largas series de datos recogidas en los puntos de aforo permiten caracterizar el comportamiento hidrológico del Guadalaviar (Masachs, 1948; Sánchez Fabre *et al.* 1986, 1996; Morell, 1999, 2001; Guillén, 2001; Del Valle *et al.* 2007; Sánchez Fabre *et al.* 2008).

El río Guadalaviar posee un módulo anual de apenas 0,68 m³/s cuando atraviesa el aforo de Tramacastilla, teniendo en cuenta el perio-

Río	Aforo	Altitud (m)	Superficie drenada (km ²)	Inicio datos	Activa
GUADALAVIAR	<i>Tramacastilla</i>	1278	95	1944	Si
	<i>San Blas</i>		926	1949	Si
TURIA	<i>Teruel</i>	851	2357	1911	Si

Tabla 1. Estaciones de aforo de la cuenca alta del Guadalaviar-Turia.
Fuente: Ministerio de Medio Ambiente, 2008 y Sánchez Fabre *et al.*, 2008.

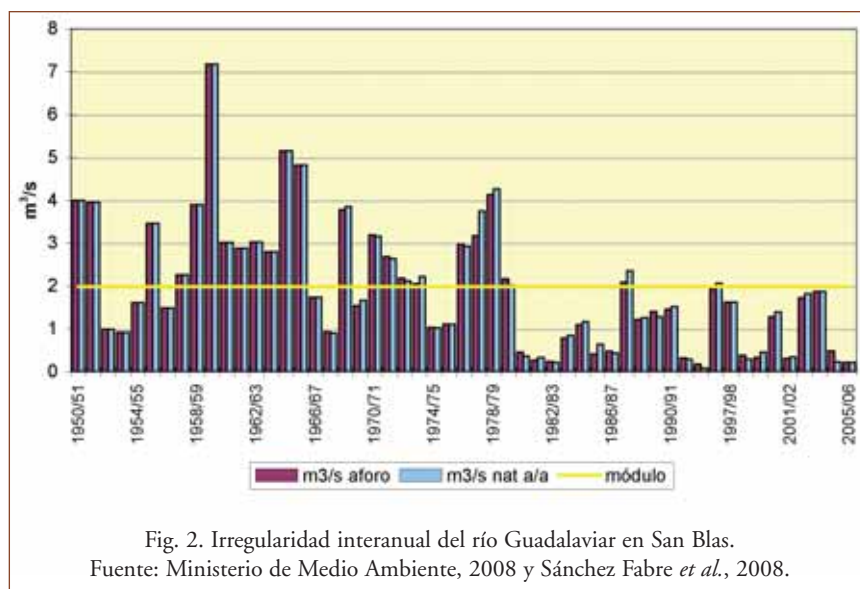
do 1944/45 a 2005/06. En San Blas, considerando la serie 1949/50 a 2005/06, el caudal medio anual, naturalizado con el ritmo de gestión del embalse, se cifra en 1,98 m³/s.

Entre 1911/12 y 2005/06 han pasado por el aforo del río Turia en Teruel una media de 3,36 m³/s. Ese registro sube hasta 3,77 m³/s si añadimos tanto el agua detraída al Alfambra por la acequia de Molins del Rey, como la pequeña cantidad retenida en el embalse del Arquillo de San Blas.

El caudal específico medio anual del río Guadalaviar llega a 7,16 l/km²/s en Tramacastilla, expresando la mayor caudaliosidad de este río en su tramo de cabecera, y se reduce a 2,14 l/km²/s (naturalizado o no) en el aforo de San Blas. Tras la confluencia de Alfambra y Guadalaviar, el Turia en Teruel presenta un módulo anual de caudal específico de 1,6 l/km²/s.

1.4.2. Irregularidad interanual

El río Guadalaviar en Tramacastilla conserva, desde los años 60 hasta la actualidad, un ritmo muy similar de alternancia de años con aportaciones por encima y por debajo del módulo. Sin embargo, tanto en San Blas (Fig. 2) como en el Turia en Teruel se refleja un claro predominio de los años con caudal superior al módulo en las décadas de los 50, 60 y 70 y desde entonces la casi inexistencia de años con aportaciones iguales o superiores a la media; además, muchos años presentan unos caudales medios anuales extraordinariamente bajos y muy alejados del módulo. En ambos aforos se aprecia un progresivo y acentuado descenso del caudal medio anual desde los años 50 hasta comienzos del siglo XXI, momento en que parece invertirse esta tendencia. En definitiva, el Guadalaviar muestra un comportamiento más



regular en su cabecera y con una irregularidad interanual muy elevada, típicamente mediterránea, en su tramo bajo.

1.4.3. Fenómenos extremos

La asociación de un carácter montañoso y la influencia mediterránea favorecen las fluctuaciones bruscas de caudal en la cuenca del Guadalaviar, tanto para generar crecidas como estiajes. Es difícil, dada la baja caudalosidad del río Guadalaviar, establecer el umbral de crecida, pareciendo más oportuno utilizar el criterio empleado por García Ruiz *et al.* (2001), contabilizando aquellos días en que el caudal medio ha triplicado el módulo, aquellos en que éste se ha multiplicado por 5 y otros en que se ha multiplicado por 10. Esto nos permite, además de conocer la frecuencia con la que se dan estas circunstancias, distinguir episodios de crecida de diferente entidad.

En Tramacastilla el río Guadalaviar presenta un número elevado de días que suponen crecida en invierno y primavera, siendo los meses de enero, febrero y marzo los que destacan claramente. Entre junio y noviembre los caudales suelen mantenerse muy bajos, de manera que sólo ocasionalmente se superan los tres umbrales de crecida establecidos (Fig. 3). Tras la confluencia de Guadalaviar y Alfambra, el río

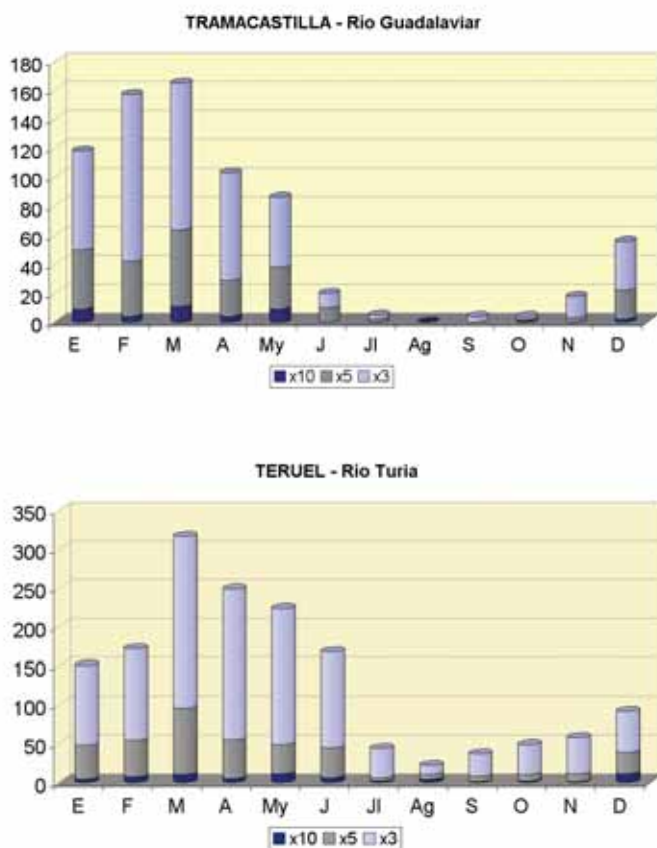


Fig. 3. Reparto mensual del número de días en que el caudal medio diario del río Guadalaviar en Tramacastilla y del río Turia en Teruel supera diferentes umbrales de crecida. Fuente: Ministerio de Medio Ambiente, 2008 y Sánchez Fabre *et al.*, 2008.

Turia en Teruel sigue concentrando los días de caudales altos en invierno y predominantemente en primavera. En verano y otoño son muy pocos los días en los que se triplica o quintuplica el módulo anual y excepcionales los que superan en al menos diez veces ese valor modular (Fig. 3). Datos muy llamativos son los 199 días en que al menos se triplicó el módulo durante el año hidrológico 1959/60 y la escasez de días con caudal que suponga crecidas desde 1977/78 hasta el 2005/06.

TURIA		
Fecha	Máxima instantánea	Media diaria
17/02/1960	128	49,205
28/07/1972	111,27	16,7
14/08/1996	110,638	8,769
02/09/1981	82,46	4,6
24/08/2002	73,913	12,829
27/01/1960	64	53,2
28/10/1962	61	5,16
10/08/1981	60,73	2,175
19/08/1998	60,522	11,08
14/10/1957	60,2	49,2
20/12/1958	58	49,205
27/05/1962	54,8	20,28

Tabla 2. Principales crecidas registradas por el Turia a su paso por Teruel (valores en m³/s).
Fuente: Ministerio de Medio Ambiente, 2008 y Sánchez Fabre *et al.*, 2008.

Los valores de las máximas instantáneas permiten detectar los principales episodios de crecida acaecidos en el Turia en Teruel y determinar su magnitud (Tabla 2), que en algún caso ha supuesto multiplicar por 35 el módulo anual. Sólo a veces las elevadas máximas instantáneas coinciden con caudales medios diarios altos, debido a que muchas de las crecidas duran apenas unas horas, por lo que su dinámica queda enmascarada en los datos diarios. En ocasiones Guadalaviar y Alfambra experimentan crecidas simultáneamente, aunque en otras la aportación de la crecida registrada en el aforo de Teruel se debe exclusivamente al incremento de caudal en uno de estos dos ríos.

La cabecera del Guadalaviar presenta menor cantidad de estiajes que el resto de la cuenca alta del Turia. Como es lógico son los tres meses de verano, junto a octubre, los que presentan más días en situación de estiaje. La variación del número de días de estiaje entre distintos años es elevada, registrándose en el aforo del Turia en Teruel desde años en que ni un solo día puede ser calificado en estiaje a otros en que se supera la cifra de 350. Se aprecia un marcado incremento del número de días de estiaje desde los años 80 del siglo XX.

1.4.4. Variaciones estacionales de caudal

Las variaciones estacionales del caudal de un río permiten definir su régimen fluvial. El río Guadalaviar en Tramacastilla presenta aguas altas en torno a primavera (máximo apenas 1,12 m³/s en marzo) y aguas bajas en torno a verano (mínimo 0,31 m³/s en agosto). Como se desprende de estos dos valores numéricos, aunque la estacionalidad está clara, no hay un gran contraste entre la cantidad de agua circulante en diferentes épocas del año.

En San Blas, las aguas altas también corresponden a primavera e invierno y las bajas al verano, siendo mayor el contraste entre los dos periodos (Fig. 4). Se vuelve a reproducir, por tanto, el ritmo de las lluvias. A partir de los datos medidos en la estación de aforo el caudal muestra varios dientes de sierra, oscilaciones, en los meses primaverales; restituidos los valores al régimen natural, considerando el ritmo de entradas y salidas de agua en el embalse del Arquillo de San Blas, el máximo se ubica claramente en marzo y el estiaje estival se hace mucho más evidente.

La fusión de Guadalaviar y Alfambra dan al Turia en Teruel un régimen pluvial simple con aguas altas en primavera-invierno y aguas bajas en verano.

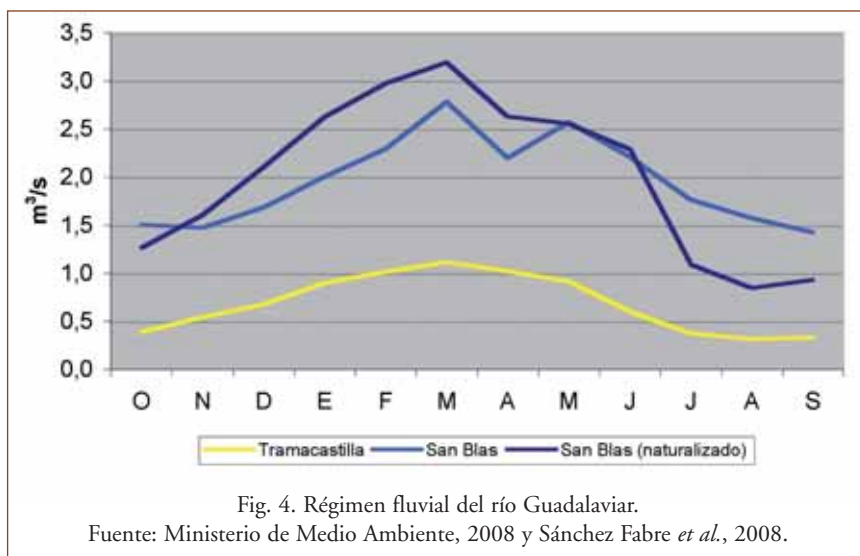


Fig. 4. Régimen fluvial del río Guadalaviar.

Fuente: Ministerio de Medio Ambiente, 2008 y Sánchez Fabre *et al.*, 2008.

2. LA INSTALACIÓN DE LA RED FLUVIAL Y SU EVOLUCIÓN CUATERNARIA

Las vertientes de los macizos paleozoicos y de las muelas calcáreas mesozoicas son surcadas por pequeños torrentes que tienden a concentrarse en las amplias parameras desarrolladas a sus pies formando una red de drenaje no demasiado densa, tampoco con elevados caudales, pero sí con una acción muy destacada en el modelado actual del relieve. Ese importante papel de agente del modelado lo efectúa la red fluvial esencialmente durante el Cuaternario, al mismo tiempo que va configurando y cambiando las características y amplitud de sus valles. Las diferentes fases climáticas que se han sucedido a lo largo del Cuaternario debieron generar dinámicas fluviales contrastadas que han quedado testimoniadas en forma de acumulaciones de terrazas fluviales, constituidas por gravas y materiales arcillo-arenosos, así como por acumulaciones travertínicas en algunos puntos de los valles (Fot. 9).

La instalación de la red fluvial debió producirse originalmente sobre la superficie de erosión fundamental de la Cordillera Ibérica (Peña *et al.*, 1984); tras el rehundimiento de la semifosa de Alfambra-Teruel y la sobreelevación de la Sierra de Albarracín, durante las fases distensivas del Plioceno superior, comenzó el progresivo encajamiento de los ríos en el relieve, favorecido, al menos localmente, por la presencia de conductos endokársticos y la existencia de algunos afloramientos de menor dureza, como las margas y yesos del Triásico superior. Se generaron de este modo valles profundos o cañones, que son más estrechos cuando la excavación afecta a los niveles carbonatados del Jurásico y del Cretácico, apareciendo frecuentemente trazados meandriformes encajados (Fots. 10 y 11), que sólo se ensanchan cuando la incisión lineal llega hasta los materiales del Keuper, dando lugar a amplias vallonadas, como las de Calomarde, Royuela, Torres de Albarracín, la Vega de Albarracín, etc.

En el valle del Guadalaviar, aunque con un carácter bastante puntual, se conservan diferentes retazos de terrazas fluviales que permiten reconstruir y datar algunas de las fases evolutivas acontecidas entre el inicio de la instalación de su red y su disposición actual. Siguiendo el curso del río, el primer dato de interés lo encontramos en Entrambasaguas, en los meandros de confluencia de los ríos Guadala-



Fot. 9. Cascada de Calomarde, en el río de la Fuente del Berro.



Fot. 10. Meandros encajados de Albarracín (Centro de Información Territorial de Aragón).



Fot. 11. La ciudad de Albarracín abrazada por meandros del río Guadalaviar.

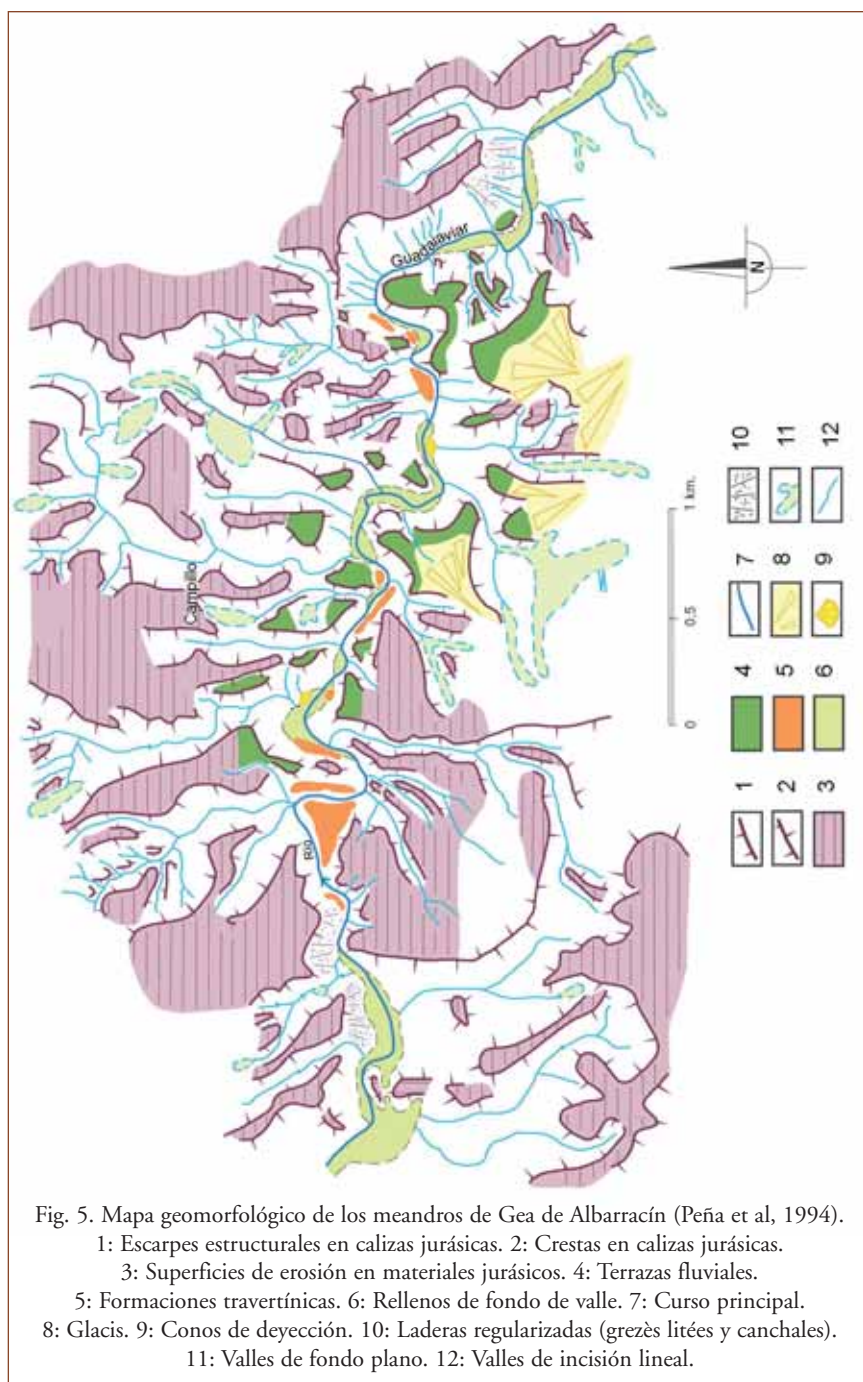


Fot. 12. Terrazas del río Guadalaviar, situadas por encima del cañón fluvial de Albarracín-Gea.

viar y de la Fuente del Berro, donde, intercalados entre derrubios estratificados periglaciares, hayamos depósitos pertenecientes a una terraza del río Guadalaviar, situada 25 m por encima de su cauce actual. Se trata de un metro de gravas poligénicas, coronadas por dos metros de limos fluviales con intercalaciones de hiladas de cantos y bloques dispersos (Peña y Jiménez, 1993).

Sin embargo, el sector de mayor interés corresponde al tramo de meandros encajados situado entre Albarracín y Gea de Albarracín (Fig. 5), donde son varios los niveles de terraza conservados (Peña y Jiménez, 1993; Peña *et al.*, 1994). Como en otros puntos del valle, el cañón se ha labrado a partir de la superficie de erosión fundamental, pero en este caso, debido a la diferente dureza de los afloramientos litológicos, podemos distinguir su desdoblamiento en dos escalones:

- En el superior se aprecian retazos aislados de terrazas, visibles en ambos márgenes del río y colgadas a 90 y 60 m sobre su lecho actual; son testimonio de un paleovalle correspondiente al Pleistoceno antiguo, cuyo cauce llegaría a superar los 500 m de anchura, que contrasta con la angostura de la parte baja del valle (Fot. 12).



- Al tramo inferior, excavado en las formaciones liásicas, podemos considerarlo como el cañón actual. Comenzó a elaborarse a partir del Pleistoceno medio, siguiendo un proceso continuo de encajamiento lineal a partir del amplio paleovalle anteriormente indicado y manteniendo un trazado meandriforme. Se formaría sin ampliaciones laterales, dando lugar a la actual morfología de meandros de valle o encajados, en cuyos lóbulos vuelven a detectarse pequeños retazos de terraza, dispuestos en este caso a 40, 20 y 10 m sobre el cauce actual del Guadalaviar. Por otra parte, una terraza tobácea ocupa el fondo del cañón, con 4 m de carbonatos debidos a represamientos (Peña *et al.*, 1994), en los que se encaja el canal fluvial actual.

Con los datos disponibles podemos fijar una seriación de las terrazas del Guadalaviar, e intentar establecer su correlación con las secuencias acumulativas de los valles del Alfambra y del Turia, parcialmente ya definida por Peña (1983), Sánchez Fabre (1989), Peña y Jiménez (1993) (Tabla 3). En un posterior trabajo Gutiérrez Santolalla (1998) establece un sistema más complejo de terrazas fluviales para estos ríos.

Terrazas Guadalaviar	Terrazas Turia	Terrazas Alfambra
4 m (travertinos)	1 - 3 m	1 - 3 m
7 - 10 m	10 - 15 m	
20 - 25 m	20 m	15 - 20 m
40 - 45 m	40 - 50 m	35 - 40 m
60 m		
90 m	70 - 80 m	70 - 90 m

Tabla 3. Correlación de las terrazas del río Guadalaviar con las de los valles del Alfambra y del Turia.

Esta correlación nos permite, además, extrapolar al Guadalaviar las dataciones relativas efectuadas en las terrazas de 40 y 20 m. del Alfambra y Turia (Esteras y Aguirre, 1964; Moissenet, 1985, 1993); así, los niveles dispuestos a 45 y 25 metros, asociados a aquellas, corresponderían al Riss antiguo y al Riss reciente, respectivamente. Por su parte, la terraza de 7-10 m quedaría relegada al Würm. Como han estudiado Meléndez *et al.* (1993) y Peña *et al.* (1994), el nivel de tobas

que ocupa el fondo de este sector del valle tiene edad holocena, datándose en torno a los 4.000 años B.P., representando la etapa acumulativa de terraza más reciente, a partir de la cual se ha ido generando la acción dinámica actual.

Por otra parte, la mayoría de las cabeceras fluviales (ríos Gallo, Fuente del Berro, Cabriel, Tajo) aparecen centradas en sistemas de poljes (Orihuela, Villar del Cobo, Guadalaviar, Alto Tajo, etc.), que presentan superficies de aplanamiento cuaternarias, indicativas también de etapas alternantes de aplanamiento y ensanchamiento de los poljes con fases de incisión. De estas etapas no disponemos de dataciones pero seguramente tienen cierta relación con las fases de terrazas fluviales que hemos señalado anteriormente.

3. BIBLIOGRAFÍA

ARENILLAS, M. y SÁENZ, C. (1987): *Los ríos. Guía Física de España*, 3. Alianza Editorial. 385 p. Madrid.

LÓPEZ, F., CUADRAT, J.M. y CABRERA, M. (2007): *Atlas climático de Aragón*. 222 p. y CDrom. Departamento de Medio Ambiente. Gobierno de Aragón. Zaragoza.

DEL VALLE, J., OLLERO, A. y SÁNCHEZ FABRE, M. (2007): *Atlas de los ríos de Aragón*. Ed. Prames. 471 p. Zaragoza.

ESTERAS, M. y AGUIRRE, E. (1964): *Parelephas Trogontherii pohlig* en una terraza media de Teruel. *Teruel*, 32, 235-242. Teruel.

GARCÍA RUIZ, J.M., BEGUERÍA, S., LÓPEZ, J.I., LORENTE, A. y SEEGER, M. (2001): *Los recursos hídricos superficiales del Pirineo Aragonés y su evolución reciente*. Geoforma ediciones, 193 p. Logroño.

GUILLÉN, M.P. (2001): *Las cuencas fluviales turolenses*. Tesis Doctoral. Departamento de Geografía y Ordenación del Territorio, Universidad de Zaragoza. 639 págs. y anexo cartográfico. (Inédita).

GUTIÉRREZ SANTOLALLA, F. (1998): *Fenómenos de subsidencia por disolución de formaciones evaporíticas en las fosas neógenas de Teruel y Catalunya (Cordillera Ibérica)*. Tesis Doctoral Facultad de Ciencias. Universidad de Zaragoza. (inédita).

LOZANO, M.V., OLLERO, A. y SÁNCHEZ FABRE, M. (2009): Valoración del estado ecológico del río Guadalaviar en aplicación de la Directiva Marco Europea del Agua. *Rehalda*, 9, 43-56.

MASACHS, V. (1948): *El régimen de los ríos peninsulares*. Instituto "Lucas Mallada", CSIC. 511 p.

MINISTERIO DE MEDIO AMBIENTE (2008): *Anuario de aforos 2005-2006. Confederaciones Hidrográficas*. Cedex-Ministerio de Fomento y Dirección General del Agua-Ministerio de Medio Ambiente. 2 volúmenes y DVD. Madrid.

MOISSENET, E. (1985): Le Quaternaire Moyen alluvial du Fossé de Teruel (Espagne). *Physio-Géo*, 14/15, 61-78. París.

MOISSENET, E. (1993): L'âge et les deformations des terrasses alluviales du fosse de Teruel. *El Cuaternario de España y Portugal*, I, 267-279. Madrid.

MORELL, J. (1999): *Les revingudes de la conca alta del Turia*. Memoria de licenciatura. Departamento de Geografía. Universitat de València. 241 págs. (Inédita).

MORELL, J. (2001): El factor de la precipitación en la formación de avenidas en la cuenca alta del Turia. *Geographicalia*, 40, 47-74. Zaragoza.

PEÑA, J.L. (1983): Las acumulaciones cuaternarias de la confluencia de los ríos Alfambra y Guadalaviar en las cercanías de Teruel. *Actas VII Coloquio de Geografía de Pamplona*, 1981, 2, 255-259.

PEÑA, J.L. y JIMÉNEZ, A. (1993): El modelado de laderas en el curso medio del río Guadalaviar (Sierra de Albarracín, prov. de Teuel). *El Cuaternario de España y Portugal*, I, 129-134.

PEÑA, J.L., CUADRAT, J.M. y SÁNCHEZ FABRE, M. (2002): *El clima de la provincia de Teruel*. Cartillas Turolenses, 18. 91 p. Instituto de Estudios Turolenses.

PEÑA, J.L., GUTIERREZ, M., IBÁÑEZ, M.J., LOZANO, M.V., RODRÍGUEZ, J., SÁNCHEZ FABRE, M., SIMÓN, J.L., SORIANO, M.A. y YETANO, L.M. (1984): *Geomorfología de la provincia de Teruel*. Instituto de Estudios Turolenses. 149 p. y mapa geomorfológico 1:200.000.

PEÑA, J.L., SANCHO, C., MELÉNDEZ, A. y JIMÉNEZ, A. (1994): Las formaciones travertínicas holocenas de la cuenca del río Guada-

laviar (Sierra de Albarracín, provincia de Teruel). Aspectos geomorfológicos y paleoclimáticos. *Geomorfología en España. III Reunión de Geomorfología*, I, 159-172. Logroño.

SÁNCHEZ FABRE, M. (1989): *Geomorfología de la depresión de Alfambra-Teruel-Landete y sus rebordes montañosos*. Tesis Doctoral. 926 p. Universidad de Zaragoza. (Inédita).

SÁNCHEZ FABRE, M., PEÑA, J.L. y MOYA, C. (1986): Aportación al conocimiento del régimen fluvial de los ríos Alfambra y Guadalaviar o Turia a su paso por Teruel. *Teruel*, 76, 27-49. Instituto de Estudios Turo-lenses.

SÁNCHEZ FABRE, M., PEÑA, J.L., JIMÉNEZ, A. y LOZANO, M.V. (1996): Aspectos generales del comportamiento hidrológico de los ríos de la Sierra de Albarracín y de su evolución Cuaternaria. En PEÑA, J.L. (Ed.): *Geomorfología de la Sierra de Albarracín*, 109-131. XI Curso de Geografía Física. Universidad de Verano de Teruel.

SÁNCHEZ FABRE, M., OLLERO, A. y DEL VALLE, J. (2004): La red fluvial de Aragón. En PEÑA, J.L., LONGARES, L.A. y SÁNCHEZ FABRE, M. (Eds.): *El medio físico de Aragón: aspectos generales y temáticos*, 55-70. Universidad de Zaragoza – Institución Fernando El Católico.

SÁNCHEZ FABRE, M., OLLERO, A. y LOZANO, M.V. (2008): El río Guadalaviar: su comportamiento hidrológico. *Rehaldá*, 7, p. 37-52. Centro de Estudios de la Comunidad de Albarracín.

Este libro se terminó de imprimir
en los talleres de Perruca Industria Gráfica de Teruel,
en septiembre de 2010.

