

# LA CONSTRUCCIÓN Y EL MODELADO DEL RELIEVE EN LA CORDILLERA IBÉRICA

## *Building and modelling of relief at the Iberian Chain*

Jose Luis Simón Gómez (\*)

### RESUMEN

La Cordillera Ibérica es una cadena intraplaca originada por la compresión alpina durante el Paleógeno-Mioceno inferior. El relieve construido inicialmente por la orogenia se conserva en su mitad noroccidental en forma de macizos elevados asociados a grandes pliegues y cabalgamientos (Camereros, Moncayo, Sierra de Albarracín), si bien las estructuras compresivas fueron casi arrasadas en muchas áreas por extensas superficies de aplanamiento neógenas. En el sector centro-oriental el relieve fue modificado por la tectónica extensional del Mioceno superior-Cuaternario, formándose las depresiones de Teruel, Jiloca, Sarrión y Maestrat. El papel relativo de esta etapa tectónica y de la compresión anterior en el levantamiento de los macizos que separan dichas depresiones (Gúdar, Javalambre) es aún una cuestión controvertida. El 'esculpido' final de los relieves tectónicos se debe a la incisión de la red fluvial durante el Plioceno-Cuaternario, con el consiguiente desarrollo de modelados estructurales en los sustratos de fuertes contrastes litológicos.

### ABSTRACT

The intraplate Iberian Chain was originated by alpine, Palaeogene to Early Miocene compression. The relief initially built by the orogeny still remains in the north-western half of the chain in the form of high massifs associated to large folds and thrusts (Camereros, Moncayo, Sierra de Albarracín), although the compressive structures were almost completely levelled by vast Neogene erosion surfaces in large areas. In the central-eastern sector the relief was modified by extensional tectonics during late Miocene to Quaternary times, giving rise to the Teruel, Jiloca, Sarrión and Maestrat depressions. The relative role of this tectonic process and the previous compressive one in building the massifs which separate those depressions (Gúdar, Javalambre) is still a controversial issue. The final modelling of tectonic relief is due to river incision during Pliocene and Quaternary times, with subsequent development of structural modelling on geologic substrata with strong lithologic contrasts.

**Palabras clave:** Cordillera Ibérica, relieve, tectónica compresiva, tectónica extensional, modelado estructural.

**Keywords:** Iberian Chain, relief, compressive tectonics, extensional tectonics, structural relief.

### INTRODUCCIÓN

La Cordillera Ibérica forma un conjunto orográfico continuo aunque no 'compacto'. Constituye la divisoria natural entre tres de las grandes cuencas hidrográficas peninsulares (Ebro, Duero y Tajo) y otras menores que vierten al Mediterráneo (Júcar, Turia, Mijares...), pero se halla fragmentada en múltiples unidades que traducen en gran medida la compartimentación tectónica de la cadena (Ibáñez, 1981). A nivel general pueden distinguirse las siguientes unidades (Fig. 1):

1) Macizo de Cameros-Demanda. Es un conjunto montañoso formado por materiales esencialmente cretácicos y paleozoicos, que actúa como divisoria hidrográfica entre las cuencas altas del Ebro y el Duero y alcanza sus cotas máximas en San Lorenzo (2271 m) y Urbión (2223 m).

2) Rama Aragonesa. Está formada por dos grandes alineaciones de materiales paleozoicos y triásicos de dirección NW-SE que flanquean la cuenca terciaria de Calatayud. La más septentrional se extiende desde el Moncayo (cumbre máxima de la cordillera, 2316 m) hasta Montalbán; la más meridional, entre Borobia y Calamocho.

3) Rama Castellana. Es una extensa unidad delimitada por la cuenca del Tajo, al SW, y las cuencas de Almazán, Jiloca y Turia, al NE. Afloran en ella materiales de todo el Mesozoico, predominando el Triásico en el sector más occidental (Atienza-Molina de Aragón), el Jurásico en la Sierra de Albarracín y el Cretácico en la Serranía de Cuenca. La cumbre más alta es el Caimodorro, en los Montes Universales (1921 m).

(\*) Departamento de Geología, Universidad de Zaragoza. C/ Pedro Cerbuna, 12. 50009 Zaragoza. jsimon@unizar.es

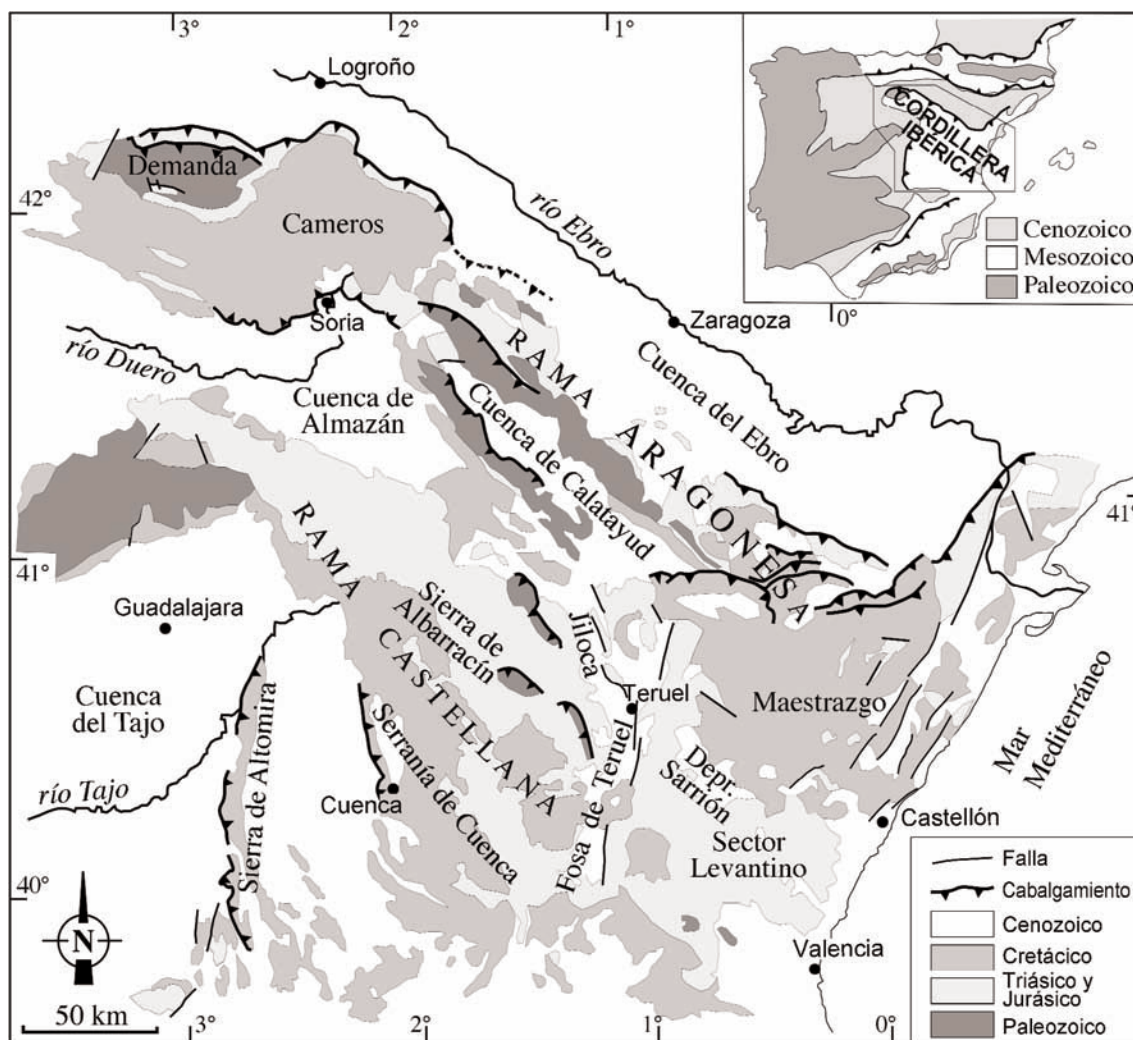


Fig. 1. Las grandes unidades morfo-estructurales de la Cordillera Ibérica.

- 4) Maestrazgo. Predominan en él materiales del Cretácico. En su sector meridional la estructura es tabular, y en él se alcanzan las máximas alturas (Peñarroya, macizo de Gúdar, 2024 m). El sector septentrional se encuentra fuertemente plegado, y a través de los Puertos de Beceite enlaza con las Cordilleras Catalanas.
- 5) Sector Levantino. Con un claro predominio de materiales triásicos y jurásicos, constituye una prolongación de la Rama Castellana. Queda separado de ésta por la cuenca terciaria del Turia, y del Maestrazgo por la depresión del Mijares. Su cota máxima se alcanza en Javalambre (2020 m).
- 6) Sierra de Altimira. Forma una alineación montañosa N-S prácticamente aislada dentro de la cuenca terciaria del Tago, aunque vinculada geológicamente a la Cordillera Ibérica. Su máxima cota es Altimira (1180 m).

El relieve de la Cordillera Ibérica es, en general, poco contrastado. Las cumbres más elevadas en casi todos los sectores se sitúan próximas a los 2000 m, y

en torno a ellas se extienden extensos altiplanos a cotas entre 1000 y 1600 m. Sólo los valles fluviales encajados dan al paisaje el semblante montañoso. Son excepcionales los valles con desniveles superiores a 500 m, aunque localmente las entalladuras de la red fluvial en algunos macizos calcáreos dan lugar a angostos y espectaculares cañones (río Lobos en Soria, Matarraña y Tastavins en los Puertos de Beceite, Guadalupe en el Maestrazgo,...).

Este relieve ha ido conformándose a lo largo de la evolución geológica alpina de la cadena, particularmente con la concurrencia de los procesos orogénicos y erosivos del Terciario y Cuaternario. Explicar en qué grado, y mediante qué mecanismos, dicho relieve ha sido 'construido' por la actividad tectónica o 'modelado' por los agentes exógenos es el objetivo de este artículo. No todos los aspectos sintetizados en él resultan igualmente claros a la luz de los conocimientos geológicos y geomorfológicos actuales. Junto a hechos obvios y modelos contrastados, algunas de las explicaciones que se barajan no pasan de ser meras hipótesis, aunque siempre útiles para suscitar y encauzar nuestra reflexión en torno al origen y evolución de la orografía y el paisaje.

## SÍNTESIS DE LA EVOLUCIÓN ALPINA DE LA CORDILLERA IBÉRICA

La Cordillera Ibérica es una cadena formada durante el Terciario en el interior de la Placa Ibérica, debido al plegamiento y levantamiento de los materiales que rellenaban una gran cuenca sedimentaria mesozoica. Comparada con otras cadenas alpinas mediterráneas, presenta un desarrollo modesto y una deformación compresiva moderada. El basamento paleozoico aparece en una serie de macizos dispersos: Sierra de la Demanda, Calatayud-Montalbán, Ateca-Daroca y otros menores en la Sierra de Albarracín. Por lo demás, predominan en ella los materiales mesozoicos, dispuestos en grandes fajas de plegamiento de orientación preferente NW-SE o en plataformas poco deformadas, separadas por cuencas intramontañosas rellenas de depósitos continentales terciarios (Fig. 1).

La serie mesozoica de la Cordillera Ibérica rellena una cuenca extensional oblicua al margen bético-balear (Alvaro *et al.*, 1979). Su desarrollo se inició en el Pérmico medio-superior en el marco de la fragmentación de la Pangea, bajo la doble influencia de la apertura del Atlántico y la expansión del Thetys hacia el oeste (Arche y López-Gómez, 1996). Grandes fallas de desgarre tardi-hercínicas de direcciones NW-SE y NE-SW fueron reactivadas como fallas normales, a la vez que se formaban otras nuevas paralelas a aquellas. Estos accidentes habrían de controlar la evolución geológica ya durante todo el Mesozoico y Terciario.

La evolución mesozoica puede dividirse en dos grandes ciclos, cada uno de los cuales incluye un estadio de subsidencia tectónica más rápida (periodo de *rift*) y otro de subsidencia térmica lenta (periodo *post-rift*) (Álvaro, 1987; Salas y Casas, 1993):

### (a) Ciclo del Pérmico superior-Jurásico medio.

Tras un primer estadio en que se forman *grabens* estrechos y aislados en el borde suroeste, la deformación se propaga hacia el NE hasta configurar en el Triásico inferior una gran cuenca casi simétrica. En ella se sedimentaron sucesivamente, a lo largo del Triásico, los depósitos detríticos rojos de facies Buntsandstein, las facies carbonatadas del Muschelkalk y las lutitas y evaporitas del Keuper.

En el tránsito Triásico-Jurásico se produce la reactivación de fallas y el basculamiento de algunos bloques, lo que da lugar a una importante discordancia que puede reconocerse en muchas áreas de la cadena (San Román y Aurell, 1992). Al propio tiempo, el progreso del estiramiento y adelgazamiento cortical permite la intrusión de magmas alcalinos procedentes del manto, que dan lugar a diques y *sills* basálticos encajados en sedimentos del Triásico superior y Jurásico inferior en las áreas del Moncayo-Cameros y Teruel-Castellón-Valencia.

En el contexto de la subsidencia térmica se produce la transgresión marina y la instalación de la plataforma carbonatada del Jurásico. En ella son las

variaciones del nivel del mar, más que los movimientos verticales de la corteza, los que controlan la evolución sedimentaria.

### (b) Ciclo del Jurásico superior-Cretácico.

Durante el Jurásico superior y el Cretácico inferior, varios episodios de *rift* producen una fragmentación de la Cuenca Ibérica en varias cuencas separadas. Entre éstas, las de Cameros y el Maestrazgo son las más subsidentes; controladas por fallas tardi- y posthercínicas de direcciones NW-SE y NE-SW, albergan espesores totales de depósitos de 8000 y 4000 m, respectivamente (Casas y Gil, 1998; Salas y Casas, 1993).

La emersión general de los sectores central y occidental de la cuenca hace que los ambientes de sedimentación sean al principio continentales y transicionales (facies Purbeck y Weald). Una entrada marina a mediados del Cretácico inferior (facies Urgon) da paso más tarde a otra rápida regresión, motivada por la colmatación de la cuenca y por una reactivación de la tectónica extensional (Fms. Escucha y Utrillas). La intensa erosión coetánea conduce al aplanamiento del relieve, haciendo que la Fm. Utrillas tenga carácter expansivo y discordante, llegando a depositarse en el interior de la Meseta directamente sobre el Paleozoico.

Sobre el relieve así homogeneizado se produce a comienzos del Cretácico superior un importante pulso transgresivo, instalándose una amplia plataforma carbonatada que se expande hasta invadir completamente el pasillo entre el Thetys y el Atlántico. Hacia el final del Cretácico comienza la emersión definitiva de la Cuenca Ibérica y la sedimentación pasa a ser de nuevo continental.

La regresión del tránsito Mesozoico-Terciario anuncia el comienzo de un periodo de signo distinto en la evolución geológica, en el que va a tener lugar propiamente la construcción de la Cordillera Ibérica. El régimen tectónico cambia de extensional a compresivo, produciéndose la 'inversión tectónica' de la Cuenca Ibérica, es decir, la reactivación compresiva de las grandes fallas extensionales mesozoicas; las de dirección NW-SE (dominantes en el conjunto de la cadena) se reactivan con movimiento inverso o inverso-dextral, y las de dirección NE-SW lo hacen como desgarres sinestrales. El movimiento de éstas en el basamento induce en la cobertura (separada del anterior por los niveles de despegue en el Triásico medio y superior) la formación de pliegues y cabalgamientos paralelos o dispuestos sobre ellas en forma escalonada.

Las cubetas más subsidentes durante el Jurásico y Cretácico son también las que presentan evidencias mayores de inversión durante el Terciario. En el borde norte de Cameros la deformación se concentra en un solo cabalgamiento que se desplaza entre 20 y 35 km sobre la Cuenca del Ebro (Casas, 1993; Guimerà y Álvaro, 1990). En el borde norte del Maestrazgo se reparte en el haz de pliegues y cabalgamientos de Portalrubio-Vandellós, que acumula asimismo unos 10-15 km de acortamiento. En



contraste con la vergencia septentrional que domina en estas estructuras, los sectores más occidentales de la cadena (Sierra de Altomira y parte suroeste de la Rama Castellana) muestran desplazamientos hacia el W y SW, conformando de este modo una cadena de doble vergencia.

A la vez que se producen las deformaciones orogénicas, los relieves creados quedan sometidos a erosión, y sus restos, acumulados en cubetas sedimentarias sobre sinclinales y bloques hundidos. Durante todo el Paleógeno y comienzos del Neógeno, numerosas cuencas de este tipo situadas dentro de la Cordillera Ibérica (Calatayud-Montalbán), en los márgenes (Loranca, Almazán y Maestrazgo septentrional) o en la periferia (Ebro, Duero y Tajo) fueron rellenadas por depósitos aluviales, fluviales y lacustres contemporáneos de la orogenia. Su datación permite acotar la edad de las deformaciones compresivas entre el Eoceno medio-superior y el Mioceno medio, con un máximo de intensidad en el Oligoceno superior (Guimerà y Álvaro, 1990; Capote *et al.*, 2002).

Las deformaciones compresivas son consecuencia de la transmisión, desde los bordes hacia el interior de la Placa Ibérica, de campos de esfuerzos generados como consecuencia de los movimientos relativos entre África, Iberia y Europa. En la Cordillera Ibérica actúan los campos *Ibérico* (NE-SW) y *Pirenaico* (NNE-SSW) inducidos por la convergencia entre Iberia y Europa, así como un campo *Bético* (SE-NW a SSE-NNW) relacionado con la compleja evolución del límite de placas entre Iberia y África. Todos ellos se suceden y superponen de forma compleja en la cadena, a la vez que sufren desviaciones locales de sus direcciones por efecto de fallas a todas las escalas (Liesa, 2000; Capote *et al.*, 2002).

El edificio orogénico de la Cordillera Ibérica se encuentra cortado por una densa red de fallas extensionales, la mayoría oblicuas y superpuestas a los pliegues y cabalgamientos. Éstas se desarrollaron sobre todo a partir del Mioceno superior, una vez que la estructuración compresiva de la cadena se había completado y el margen oriental de la Península Ibérica era dominado por el proceso de *rift* del surco de Valencia (Álvaro *et al.*, 1979; Simón, 1982). El movimiento de estas fallas normales produjo fosas que fueron rellenadas por depósitos del Neógeno y Cuaternario. Destacan las fosas de Teruel y del Maestrazgo oriental, controladas por fallas NNE-SSW paralelas al margen mediterráneo, así como la fosa del Jiloca, limitada por fallas NW-SE dispuestas en relevo diestro (cada falla arranca a una cierta distancia a la derecha de donde termina la anterior), y que dan una traza general NNW-SSE.

Dentro del periodo extensional postorogénico de la Cordillera Ibérica pueden distinguirse dos episodios principales, uno en el Mioceno superior y otro en el Plioceno superior-Pleistoceno. El primero presenta una dirección de extensión dominante ESE-WSW, ortogonal al eje del surco de Valencia, mientras el segundo está caracterizado por un régimen de extensión multidireccional. Este régimen es coherente asimismo con el estilo de las macroes-

estructuras (domos, fallas reactivadas de direcciones muy variadas) y ha sido interpretado como consecuencia de un mecanismo de *doming* o abombamiento cortical asociado al *rifting* en la Cordillera Ibérica oriental (Simón, 1982, 1989).

Esencialmente durante el Neógeno, el relieve de la Cordillera Ibérica y la Meseta fue aplanado por vastas superficies de erosión. Según la actividad tectónica de cada área, se desarrolló una secuencia de varias superficies de erosión encajadas o bien una única superficie polifásica y poligénica (Gracia *et al.*, 1988). La elaboración de la superficie más extensa (*Superficie de Erosión Fundamental de la Cordillera Ibérica*: Peña *et al.*, 1984) terminó entre finales del Mioceno y el Plioceno inferior (Simón, 1982; Gracia *et al.*, 1988), en un periodo de quietud tectónica relativa entre los dos episodios distensivos principales. La extensión plio-pleistocena deformó esta superficie y configuró algunas de las unidades morfoestructurales de primer orden en la región.

### EL PAPEL RELATIVO DE LA TECTÓNICA (CONSTRUCCIÓN) Y DE LOS PROCESOS EXÓGENOS (MODELADO) EN LA EVOLUCIÓN DEL RELIEVE

La evolución del relieve es fruto de la interacción entre dos tipos de procesos: la 'construcción' de grandes unidades de relieve por los movimientos tectónicos y el 'modelado' de las mismas por los agentes exógenos. Podríamos decir que la tectónica proporciona volúmenes brutos de material (cuya materia prima, las rocas, tienen a su vez origen en procesos magmáticos o sedimentarios), que la erosión luego esculpe y la sedimentación contribuye asimismo a modelar y nivelar.

El papel relativo de unos procesos y otros es diferente dependiendo de la escala que consideremos:

- a) A escala regional (elementos de relieve de primer orden,  $10^4$ - $10^5$  m), el papel de la tectónica es casi exclusivo. En la configuración morfoestructural de la cadena tienen incidencia tanto las estructuras compresivas paleógenas como las estructuras extensionales neógeno-cuaternarias. No se advierte, en cambio, la influencia de los dispositivos extensionales mesozoicos, salvo de forma indirecta por su herencia en la evolución tectónica posterior.
- b) A escala media (vertientes y valles fluviales,  $10^2$ - $10^4$  m), el papel de la erosión es dominante, si bien su acción está condicionada por la litología y la estructura interna del roquedo. En áreas con fuertes contrastes litológicos se desarrollan por esta vía modelados estructurales.
- c) A escala puntual (meso- y micromodelado,  $10^2$ - $10^2$  m), la meteorización y la erosión actúan bajo un condicionamiento estructural nulo o muy escaso (aparte del papel que pueda jugar el diaclasado).

Esta última escala de estudio queda fuera del marco de este artículo. Aunque el modelado de de-

talle de origen fluvial, kárstico o periglaciario tiene una impronta muy señalada en el paisaje de la Cordillera Ibérica (Peña *et al.*, 1984) y puede dar lugar a formas locales de gran espectacularidad, su contribución a la configuración general del relieve es escasa. Por ello dedicaremos nuestra atención a los otros dos aspectos mencionados: grandes unidades de relieve nacidas directamente de estructuras tectónicas, bien compresivas o bien extensionales, y relieves modelados por la incisión fluvial (en particular, las formas de relieve estructural). Todos ellos se distinguen, a grandes rasgos, en el mapa sintético de la figura 2.

### LAS GRANDES UNIDADES DE RELIEVE ORIGINADAS DURANTE LA COMPRESIÓN PALEÓGENA

Los macizos en los que se alcanzan las máximas alturas de la cordillera (Moncayo, Demanda y Urbión) constituyen un bloque complejo cabalgante sobre la Cuenca del Ebro. Su elevación actual es consecuencia ante todo de la componente vertical

del movimiento de inversión tectónica durante el Terciario, que puede estimarse en torno a 4000 m (Casas, 1993; Gil y Pocoví, 1994; Guimerà *et al.*, 1995). En sus cumbres aparecen exhumados materiales del Paleozoico y Triásico, así como las unidades del Cretácico inferior que rellenaron la cuenca fuertemente subsidente de Cameros. En el caso del Moncayo (Fig. 3a), su piedemonte septentrional estuvo originalmente conformado por una superficie de erosión que enlaza con los sedimentos carbonatados del Mioceno medio-superior que coronan la Muela de Borja. Dado que las deformaciones extensionales registradas con posterioridad no son muy significativas (Pellicer, 1984), puede inferirse que se trata de un relieve erigido básicamente durante el periodo orogénico. El contraste topográfico de estos macizos respecto a la Cuenca de Almazán es asimismo producto del plegamiento y cabalgamiento de aquéllos, en este caso con vergencia sur. El salto estructural total entre ambos dominios supera los 5000 m (Casas *et al.*, 2000), de los que hasta 3500 corresponden a relleno sedimentario de la cuenca terciaria, algo más de 1000 se han traducido en

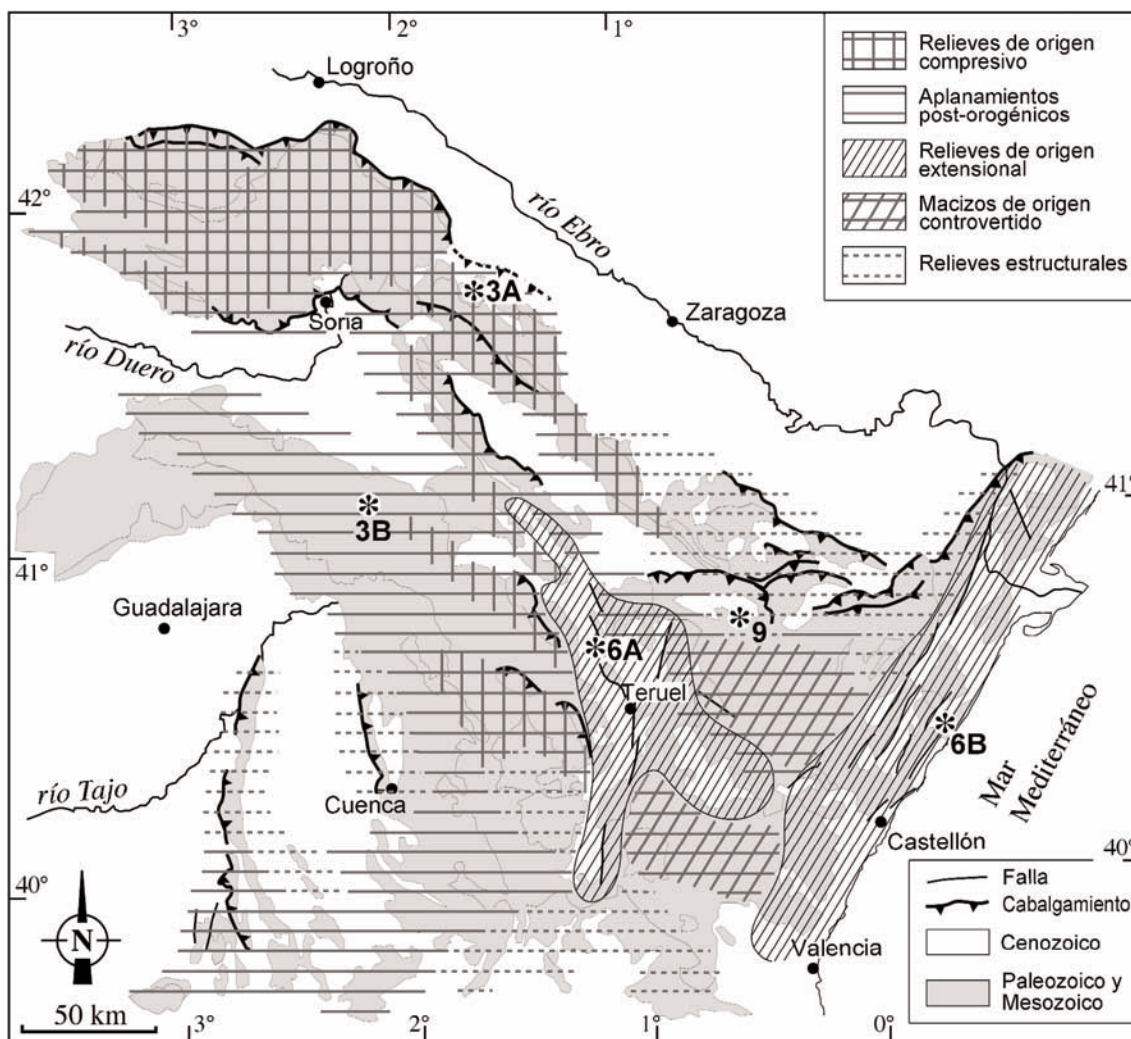


Fig. 2. Mapa esquemático de las unidades genéticas de relieve de la Cordillera Ibérica. Con un asterisco se señala la ubicación de los parajes fotografiados en las figuras 3, 6 y 9.



Fig. 3. A) Macizo del Moncayo, relieve de origen compresivo (Foto: A. Gil). B) Páramos al norte de Molina de Aragón (Guadalajara): superficie de erosión fini-neógena sobre la que destacan pequeños relieves residuales aplanados por una superficie más antigua.

creación de relieve neto (desnivel topográfico entre las cumbres de Urbión y el nivel de colmatación mioceno), y el resto ha sido erosionado.

Los macizos paleozoicos de dirección NW-SE que integran la Rama Aragonesa (Ateca-Montalbán y Borobia-Calamocho) son esencialmente anticlinorios de origen transpresivo, limitados por fallas mayores de componente dextral-inversa (Guimerà y Álvaro, 1990). Están flanqueados por cuencas terciarias que probablemente se mantuvieron siempre a cotas inferiores a las de aquellos: Ebro, al NW; Calatayud-Montalbán, en el centro, y Almazán y Gallocanta, al SW. En el caso de las cuencas de Calatayud y Gallocanta, el relieve actual tiene asimismo una impronta menor de la tectónica extensional neógeno-cuaternaria y del vaciado kárstico (polje de Gallocanta: Gracia *et al.*, 1999).

La Rama Castellana muestra también alineaciones orográficas NW-SE ligadas a las estructuras de plegamiento. Las cumbres más elevadas coinciden bien con materiales antiguos exhumados en el núcleo de anticlinales cabalgantes (paleozoicos en Caimodorro, 1921 m, y San Ginés, 1605 m; triásicos en la Sierra de Valdemeca, 1838 m), o bien con calizas plegadas jurásicas y cretácicas que resistieron en mayor grado la erosión posterior (Sierra de Valdeminguete, 1866 m; Muela de San Juan, 1830 m). Todos ellos son relieves residuales que destacan sobre los niveles de aplanamiento fini-neógenos, y que en algunos casos se hallan coronados por superficies más antiguas. Esto demuestra que se encontraban ya elevados al final del periodo orogénico, conformando lo que en aquel momento sería una 'zona axial' de la cordillera coincidente de forma aproximada con la divisoria de vergencias estructurales (Guimerà y Álvaro, 1990) y con la divisoria paleohidrográfica entre las cuencas del Duero y Tajo (Casas y Cortés, 2002). La entidad actual de esos relieves es, no obstante, reducida, y lo que caracteriza la morfología de la mayor parte

de la Rama Castellana son precisamente los aplanamientos erosivos post-orogénicos que arrasaron ampliamente las estructuras compresivas (Fig. 2). Identificables en su mayoría con la *Superficie de Erosión Fundamental*, forman las vastas parameras de Molina de Aragón (Guadalajara) y la Serranía de Albarracín, situadas a alturas entre 1200 y 1500 m (Fig. 3b) y frecuentemente afectadas por procesos kársticos (Fig. 4).

## LAS GRANDES UNIDADES DE RELIEVE ORIGINADAS DURANTE LA EXTENSIÓN NEÓGENO-CUATERNARIA

Mientras las morfoestructuras de origen compresivo tienen una presencia predominante en los sectores central y occidental de la Cordillera Ibérica, las de origen extensional tardío dominan en el sector oriental, donde más se manifiesta el rift del surco de Valencia (Fig. 2). Si en los primeros la tectónica extensional tardía puede haber sido responsable de retoques menores en algunos relieves compresivos, en la parte oriental de la cadena parece haberlos enmascarado casi por completo.

La depresión de Teruel, por la que discurren el curso bajo del Alfambra y el curso alto del Turia, es una fosa tectónica asimétrica de dirección NNE-SSW, controlada por la principal directriz de fallas activadas durante el *rifting* neógeno. Su hundimien-

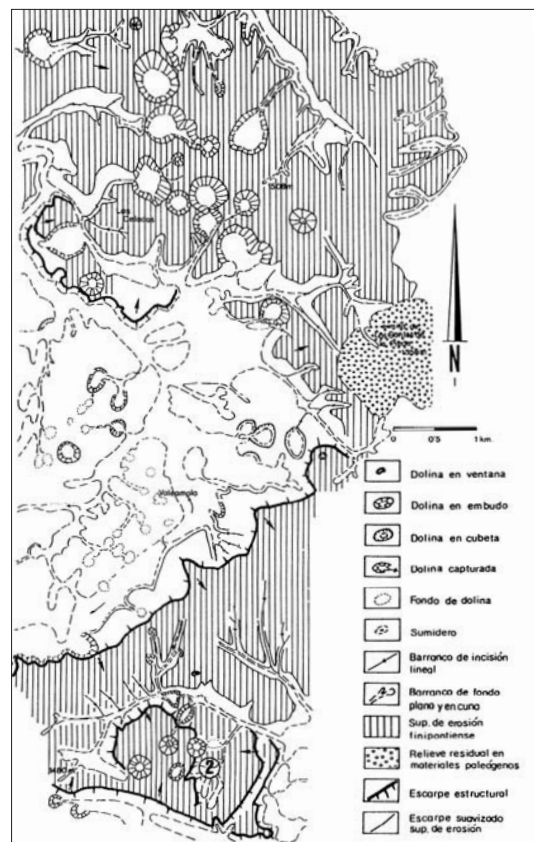


Fig. 4. Mapa geomorfológico de los llanos de Pozzodón, en el norte de la Sierra de Albarracín (Gutiérrez y Peña, 1979).



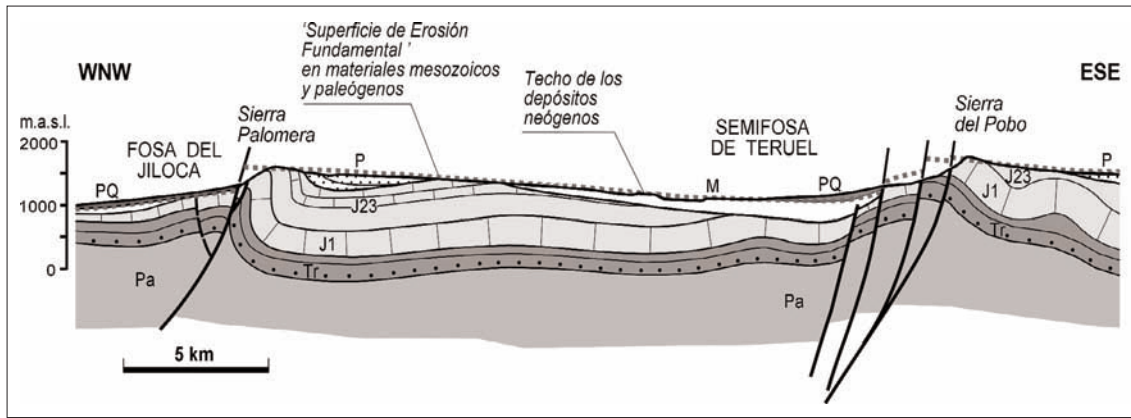


Fig. 5. Corte morfo-estructural a través de las depresiones del Alfambra y Jiloca (modificado de Rubio y Simón, 2007).

to generalizado se produce en el Mioceno superior, y es luego reactivada en el Plioceno superior-Cuaternario. En su sector sur es una fosa asimétrica encajada entre el macizo de Javalambre y las estribaciones meridionales de la Serranía de Albarracín. En el sector norte es una semifosa, determinada por el movimiento de la zona de falla de la Sierra del Pobo y el basculamiento a su pie del bloque de Sierra Palomera; dicho basculamiento está evidenciado por la caída lineal de cota de la *Superficie de Erosión Fundamental* y de su superficie de colmatación correlativa desde aproximadamente 1400 a 1000 m (Fig. 5). En ambos sectores, el desnivel topográfico actual y el salto estructural acumulado durante el Neógeno-Cuaternario son mayores en su margen oriental (unos 700 m en el contacto con la Sierra del Pobo y cerca de 1000 m en el contacto con Javalambre; Simón, 1989).

La depresión del Jiloca es otra gran fosa, ésta de dirección NNW-SSE, oblicua a los relieves plegados de la Cordillera Ibérica central. Aunque el registro sedimentario sugiere que ya en el Mioceno superior o Plioceno inferior existía una pequeña cubeta en su sector central (Rubio y Simón, 2007), la estructuración final se produjo durante el Plioceno superior y Cuaternario. Al igual que la de Teruel, también presenta un mayor desnivel estructural y topográfico en el margen oriental. De las tres fallas en relevo que lo determinan, dos muestran evidencias geológicas de desplazamiento post-Plioceno medio (250 m en la falla de Concud y algo menos de 200 m en la de Calamocha, Fig. 2). En la falla central (Sierra Palomera) no hay sedimentos

neógenos susceptibles de registrar el movimiento. No obstante, el basculamiento de 400 m aludido en el párrafo anterior y la altura del escarpe topográfico en el frente oeste de la Sierra (Fig. 6a) son coherentes con un salto estructural de esa magnitud (Fig. 5; Rubio y Simón, 2007). Su fondo, situado como el de la fosa de Teruel en torno a 1000 m, se diferencia del de ésta en que es básicamente una superficie de colmatación sedimentaria, con una incisión de la red fluvial prácticamente nula en su mitad meridional y muy leve al norte. Ello se debe a que ha mantenido un carácter endorreico hasta tiempos históricos. De hecho, el trazado que la mayoría de los mapas atribuyen al curso alto del Jiloca, entre Cella y Monreal del Campo, es en realidad un canal artificial (*Acequia Madre*) abierto para drenar una de esas áreas (Laguna del Cañizar; Rubio, 2004).

Las sierras y corredores del Maestrat castellonense constituyen otro ejemplo notable de relieve determinado por la tectónica extensional tardía (Simón, 1982). Con dirección NNE-SSW, paralela al litoral, corresponden todos ellos a *horsts* y *grabens* desarrollados durante el último episodio de actividad tectónica (Plioceno-Cuaternario). De oeste a este se suceden las fosas de Catí y Atzeneta, Albocàsser-Rambla de la Viuda, Vilafamés-Les Coves de Vinromà-Sant Mateu, Alcalà de Xivert, Ametler (Fig. 6b) y llanos litorales de Torrelblanca y Benicarló-Vinaròs. Los fondos de todas ellas son superficies de relleno sedimentario, que en muchos casos conservan su topografía original y permiten distinguir morfologías de abanicos aluviales al pie de los



Fig. 6. A) Escarpe de falla de Sierra Palomera, en el borde oriental de la fosa del Jiloca. B) Fosa del Ametler, depresión prelitoral en el Maestrat castellonense (Foto: P. Renard).

escarpes de falla, mientras en otros presentan signos moderados de encajamiento de la red fluvial. Los *horsts* intermedios configuran algunas sierras importantes, como las de Engalcerán e Irta, o pequeñas plataformas elevadas. Los saltos estructurales y topográficos en los márgenes de las fosas oscilan entre 100 y 500 m. La tectónica cuaternaria ha interferido y producido cambios notables también en la organización de la red fluvial, dando como resultado fenómenos de captura (tramo final del Riu de les Coves) o valles decapitados (fosa del Ametler, Fig. 7; Salvador y Simón, 1990).

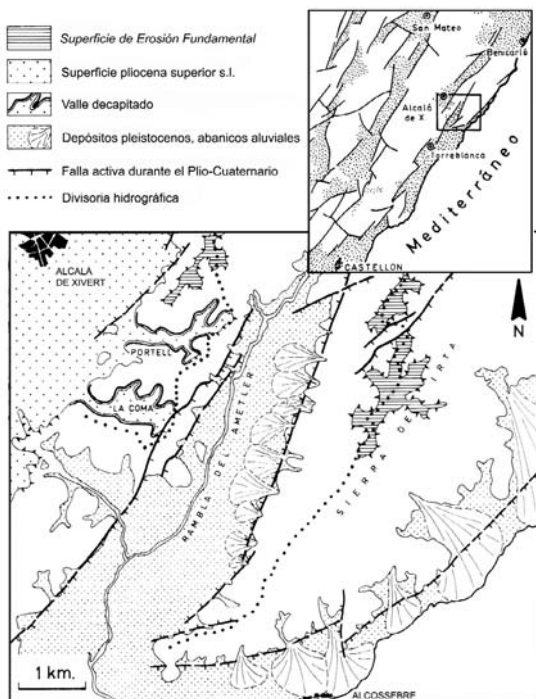


Fig. 7. Mapa morfo-estructural de la Serra d'Irta y fosa del Ametler (Castellón). Destacan dos 'valles decapitados' afluentes por el este a la fosa de Alcala de Xivert (modificado de Salvador y Simón, 1990).

## MACIZOS Y DEPRESIONES DE ORIGEN CONTROVERTIDO

Existen en la Cordillera Ibérica, particularmente en su sector centro-oriental, algunas unidades de relieve de origen controvertido, que han sido objeto de interpretaciones dispares en los últimos años. Se trata fundamentalmente de macizos elevados que muestran aplanamientos erosivos escalonados a distintas alturas, sin relaciones evidentes con estructuras compresivas ni extensionales. Algunos autores reconstruyen en dichas áreas secuencias encajadas de superficies, desde algunas antiguas sin-orogénicas hasta otras recientes post-orogénicas, a la vez que atribuyen la construcción del relieve básicamente a movimientos tectónicos compresivos. Por el contrario, en otros estudios se consideran todos o una parte de esos niveles como integrantes de una única superficie afectada por tectónica extensional posterior.

Este último modelo subyace a la elaboración de mapas de isohipsas de las superficies de erosión (Fig. 8a) y a su lectura en términos de contornos estructurales, de la que se inferirían movimientos verticales fini-neógenos en el centro de algunos macizos (Gúdar, Javalambre) del orden del millar de metros. Esta fue la idea dominante asociada a la definición de una gran (y casi única) *Superficie de Erosión Fundamental* en toda la Cordillera (Simón, 1982; Peña *et al.*, 1984; Lozano, 1988). La alimentó asimismo el hecho de que las grandes morfoestructuras que se evidencian en tales mapas son fosas tectónicas (Jiloca, Teruel, Maestrat), bloques levantados y basculados (Palomera, El Pobo) y macizos de aspecto domático (Gúdar, Javalambre). Todas ellas son estructuras coherentes con los mecanismos de la tectónica extensional tardía; en el caso de los domos, la hipótesis de una fuerte componente de abombamiento de la corteza continental asociada al *rift* del surco de Valencia es sugerente y compatible asimismo con el campo de esfuerzos tectónico reconstruido a partir del análisis de la fracturación (Simón, 1982, 1989). Por el contrario, la mayoría de estas estructuras son difícilmente compatibles con la deformación compresiva.

No obstante, no deben descartarse otras interpretaciones que relacionan la topografía del sistema de superficies de erosión en el macizo de Gúdar o la Rama Castellana (tanto el escalonamiento de niveles encajados como, en algún caso, su desnivelación posterior) con etapas tectónicas más antiguas. Así, Pailhé (1984) identifica los aplanamientos que coronan el macizo de Gúdar, por encima de 1700 m de altitud, como formas residuales anteriores a la *Superficie de Erosión Fundamental*, lo que obligaría a rebajar las estimaciones de levantamiento plio-cuaternario en el mismo. Guimerà y González (1998) atribuyen la superficie culminante en la fachada norte del macizo (Muela Monchén, 1750 m) al Oligoceno superior; consideran que fue levantada respecto a su equivalente en el registro estratigráfico de la cubeta de Bordón, al Norte, por efecto del cabalgamiento de zócalo que se expresa en superficie en el pliegue en rodilla NW-SE que discurre entre Cantavieja y Tronchón, y que el escalón topográfico entre ambas no se ha modificado sustancialmente desde el Mioceno inferior. Según González y Guimerà (1998), en ese momento la Cordillera Ibérica centro-oriental (Albaracín-Gúdar-Javalambre) habría constituido un macizo único a 2000 m de altitud, que sería "la expresión topográfica del engrosamiento cortical producido por la compresión alpina" (Fig. 8b); las estructuras extensionales tardías serían sólo estructuras negativas (depresiones) hundidas a partir de la superficie culminante de ese macizo. Esta hipótesis no es radicalmente opuesta al modelo clásico de deformaciones extensionales fini-neógenas posteriores a la *Superficie de Erosión Fundamental*, por cuanto ambas atribuyen a dichas deformaciones una parte importante de los desniveles topográficos actuales (hasta cerca de un millar de metros entre el centro de Gúdar o Javalambre y el fondo de las depresiones de Teruel y Sarrión).



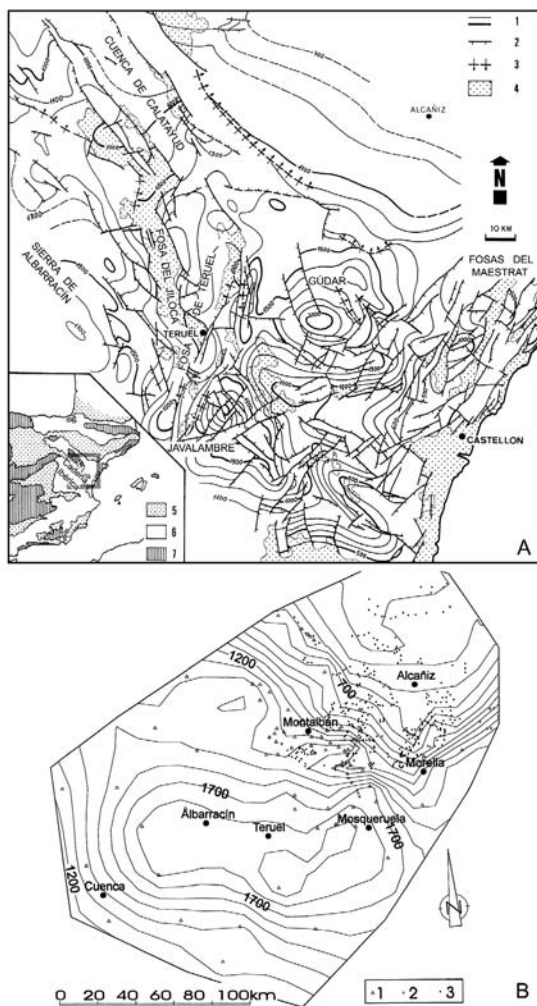


Fig. 8. Dos interpretaciones genéticas distintas sobre el relieve de la Cordillera Ibérica centro-oriental. a) Mapa de isohipsas envolventes de la Superficie de Erosión Fundamental de la Cordillera Ibérica, tal como es definida por Peña *et al.* (1984); considerado como mapa de contornos estructurales de una superficie de referencia única y casi plana, reflejaría la geometría de las estructuras extensionales recientes (modificado de Simón, 1989). b) Reconstrucción del relieve de origen compresivo a comienzos del Mioceno, según González y Guimerà (1998), constituido por un macizo compacto a 2000 m de altitud a partir del cual se habría producido el hundimiento de las fosas neógeno-cuaternarias.

Mayor diferencia supone la interpretación propuesta por Casas y Cortés (2002), quienes atribuyen el relieve del norte de la Sierra de Albarracín y su articulación con las depresiones del Jiloca y Alfambra a levantamiento compresivo, considerando estas últimas como simples cubetas residuales localizadas en sinclinales. Este dispositivo estructural habría sido modelado por siete niveles escalonados de aplanamiento erosivo sin sufrir posteriormente la impronta de la tectónica extensional. Como muestra de la disparidad de modelos evolutivos que se han

propuesto recientemente para esta área, es significativo que algunos de sus niveles de erosión, concretamente los situados entre 1050 y 1300 m de altitud al SW de Monreal del Campo, son considerados pedillanuras del Oligoceno superior-Mioceno inferior por Casas y Cortés (2002), mientras Gracia *et al.* (2003) los interpretan como superficies de aplanamiento kárstico del Plioceno superior-Pleistoceno. Ambas hipótesis discrepan del modelo, aceptado anteriormente, de dos superficies mio-pliocenas (*Superficie de Erosión Fundamental* y *Superficie de Borde de las Cuenas Neógenas*) desplazadas localmente por fallas extensionales (Peña *et al.*, 1984; Gracia *et al.*, 1988; Simón, 1989).

## INCISIÓN FLUVIAL Y RELIEVES ESTRUCTURALES

Aunque el relieve relicto que representan las antiguas superficies de erosión terciarias domina el paisaje de amplias áreas de la Cordillera Ibérica, el modelado final de ésta es fruto de la incisión fluvial durante el Plioceno superior y Cuaternario y de la consiguiente erosión lateral. Estos procesos se desencadenan desde el momento en que las cuencas neógenas interiores pasan a ser exorreicas y la red fluvial actual comienza a organizarse. En general, los dispositivos topográficos neógenos tienden a pervivir en las áreas más interiores de la cadena, donde se mantienen endorreicas algunas de las cuencas incluso hasta tiempos históricos (fosa del Jiloca). Por el contrario, aquéllos son casi borrados por el encajamiento fluvial en el tránsito a las cuencas del Ebro, Tajo y Mediterráneo (Fig. 2).

En terrenos con fuertes contrastes litológicos, la erosión diferencial de las capas hace que la estructura del subsuelo se trasluzca fielmente en el modelado. La influencia de la tectónica compresiva es en este caso indirecta, por cuanto fue la causante de las estructuras que luego han sido 'esculpidas' y expuestas por la erosión. Dichas formas de modelado estructural se desarrollan sobre todo en terrenos cretácicos y, en menor medida, triásicos, caracterizados por la alternancia de unidades carbonatadas marinas más resistentes (facies Muschelkalk, Urgon, Cretácico superior) y unidades detríticas continentales más blandas (facies Röt, Keuper, Weald, formaciones Escucha y Utrillas). También aparecen en las cuencas terciarias aluviales con fuertes contrastes entre conglomerados cementados y lutitas.

El aspecto de estos relieves estructurales es, lógicamente, bien distinto según se trate de áreas tabulares o fuertemente plegadas. Un buen ejemplo de ello lo constituyen los paisajes del Cretácico del Maestrazgo. Su sector central está dominado por muelas y mesas modeladas sobre capas subhorizontales (muelas de Ares, Chert, Monchén...). Por el contrario, su sector norte presenta un haz de pliegues y cabalgamientos muy apretados (arco de Portalrubio-Vandellós), con frecuentes cambios de dirección e interferencias entre estructuras de familias distintas. Todo ello se traduce en un relieve complejo en el que se articulan anticlinales 'des-



Fig. 9. Modelado estructural en crestas en el Cretácico de Aliaga (Teruel).

ventrados', sinclinales colgados, escarpes de cabalgamientos, cuencas terciarias 'vaciadas' y crestas agudas y sinuosas (Fig. 9). La Sierra de Altomira, una unidad de relieve perfectamente individualizada, es también un producto de la erosión diferencial, y emerge como sierra precisamente por el vaciado de las cuencas terciarias adyacentes del Tajo y Loranca.

Además del condicionante estructural, las formas de relieve asociadas al encajamiento fluvial tienen la impronta de las oscilaciones climáticas cuaternarias. Éstas produjeron la alternancia de etapas de incisión lineal y aplanamiento lateral, que se traduce en los niveles de glaciares escalonados, abanicos y terrazas que modelan muchos de los valles. El número de éstos que puede reconocerse en áreas dentro de la cordillera suele ser pequeño. Frente a los sistemas de terrazas múltiples de las cuencas del Ebro o del Tajo, los valles y depresiones interiores de la Cadena Ibérica apenas presentan dos o tres escalones cuaternarios (Gutiérrez y Peña, 1976; Simón, 1982; Pérez Cueva, 1988; Sánchez Fabre, 1989), frecuentemente encajados en los glaciares villafranquienses (Plioceno final) que culminan el primer gran episodio morfogenético asociado al inicio del exorreísmo. La subsidencia tectónica es probablemente la causa principal de esta inhibición del escalonamiento erosivo, pudiendo en ocasiones contrarrestar completamente la tendencia a la incisión y haciendo que el fondo de las depresiones quede definido exclusivamente por la superficie de colmatación sedimentaria (fosa del Jiloca, llanos costeros del Maestrat, Fig. 6a,b).

## CONCLUSIONES

La Cordillera Ibérica es una cadena intraplaca cuyo relieve fue construido inicialmente por la compresión alpina, en el Oligoceno-Mioceno inferior. Algunas de las elevaciones asociadas a grandes pliegues y cabalgamientos forman parte del relieve actual, localizándose las más relevantes en los sectores central y, sobre todo, noroccidental (Camerós, Moncayo, Sierra de Albarracín). Otras, en cambio, fueron casi arrasadas por extensas superficies de erosión desarrolladas hacia el final y tras la orogénesis, ya en el Neógeno, dando lugar a las extensas parameras que caracterizan amplios sectores de la

cadena, y que poco recuerdan al paisaje de una 'cordillera'.

La tectónica extensional ligada al *rift* del surco de Valencia produjo en el relieve del sector centro-oriental importantes transformaciones durante el Mioceno superior-Cuaternario, hasta el punto de enmascarar o borrar completamente los rasgos del relieve propiamente orogénico. Este proceso produjo el hundimiento de las depresiones de Teruel, Jiloca, Sarrión y Maestrat, que conforman relieves tectónicos poco retocados por los procesos de erosión y sedimentación subsiguientes. Quizá también produjo el levantamiento de algunos macizos, como el bloque basculado de la Sierra del Pobo o los 'domos' de Gúdar y Javalambre, si bien existen otras hipótesis que apuntan a un origen compresivo, y por tanto anterior, de los mismos.

Los relieves construidos por la tectónica compresiva y extensional, en parte arrasados ya por superficies de aplanamiento terciarias, fueron finalmente incididos y modelados por la erosión asociada al encajamiento de la red fluvial en el Plioceno-Cuaternario. En los sectores donde afloran materiales cretácicos, y en menor medida en los triásicos y terciarios, los fuertes contrastes litológicos favorecen la erosión diferencial que da lugar a formas de modelado estructural, y donde las deformaciones tectónicas vuelven a jugar un papel, esta vez pasivo, como controladoras del relieve.

## AGRADECIMIENTOS

Debo gratitud a Pau Renard y a Andrés Gil, que me han proporcionado las fotografías del Moncayo y de la fosa del Ametler, respectivamente (Figs. 3A y 6B). Este trabajo se ha realizado en el marco de los proyectos CGL2006-09670/BTE, financiado por el Ministerio de Educación y Ciencia y los Fondos Europeos de Desarrollo Regional (FEDER), y Consolider CGL2006-041 («Topo-Iberia»).

## BIBLIOGRAFÍA

- Álvaro, M. (1987). La subsidencia tectónica en la Cordillera Ibérica durante el Mesozoico. *Geogaceta*, 3, 34-37.
- Álvaro, M., Capote, R. y Vegas, R. (1979). Un modelo de evolución geotectónica para la Cadena Celtibérica. *Acta Geológica Hispanica, Homenaje a L. Solé Sabarís*, 14, 172-177.
- Arche, A. y López-Gómez, J. (1996). Origin of the Permian-Triassic Iberian Basin, central-eastern Spain. *Tectonophysics*, 266, 443-464.
- Capote, R., Muñoz, J.A., Simón, J.L., Liesa, C.L. y Arlegui, L.E. (2002). Alpine Tectonics I: The Alpine system north of the Betic Cordillera. En: Gibbons, W., Moreno, T. (eds.) *Geology of Spain*, The Geological Society, London, 367-400.
- Casas, A.M. (1993). Tectonic inversion and basement thrusting in the Camerós Massif (Northern Spain). *Geodinamica Acta*, 6, 202-216.
- Casas, A.M. y Cortés, A.L. (2002). Cenozoic landscape development within the Central Iberian Chain, Spain. *Geomorphology*, 44, 19-46.

- Casas, A.M. y Gil, A. (1998). Extensional subsidence, contractional folding and thrust inversion of the Eastern Cameros Basin (NW Spain). *Geologische Rundschau*, 86, 802-818.
- Casas, A.M., Cortés, A.L. y Maestro, A. (2000). Intraplate deformation and basin formation during the Tertiary within the northern Iberian plate: Origin and evolution of the Almazán Basin. *Tectonics*, 19, 258-289.
- Gil, A. y Pocoví, A. (1994). La esquistosidad alpina del extremo NW de la Cadena Ibérica oriental (Sierra del Moncayo): distribución, génesis y significado tectónico. *Rev. Soc. Geol. España*, 7, 91-112.
- González, A. y Guimerà, J. (1998). El relieve de la Cadena Ibérica como producto de la compresión alpina. *Geogaceta*, 24, 163-166.
- Gracia, F.J., Gutiérrez, F. y Gutiérrez, M. (1999). Evolución geomorfológica del Polje de Gallicantá (Cordillera Ibérica). *Rev. Soc. Geol. España*, 12, 351-368.
- Gracia, F.J., Gutiérrez, F. y Gutiérrez, M. (2003). The Jiloca karst polje-tectonic graben (Iberian Range, NE Spain). *Geomorphology*, 52, 215-231.
- Gracia, F.J., Gutiérrez, M. y Leránoz, B. (1988). Las superficies de erosión neógenas en el sector central de la Cordillera Ibérica. *Rev. Soc. Geol. España*, 1, 135-142.
- Guimerà, J., Alonso, A. y Mas, J.R. (1995). Inversion of an extensional ramp basin by a newly formed thrust: The Cameros basin (N. Spain). En: Buchanan, J.G. y Buchanan, P.G. (eds.) *Basin inversion*, Geol. Soc. Spec. Publ. 88, 433-453.
- Guimerà, J. y Álvaro, M. (1990). Structure et évolution de la compression alpine dans la Chaîne Cotière Catalane (Espagne). *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 8, 339-348.
- Guimerà, J. y González, A. (1998). Edad Oligoceno superior-Mioceno inferior para las superficies de erosión conservadas en el flanco SW de la cubeta de Bordón (provincia de Teruel, España). *Geogaceta*, 24, 155-158.
- Gutiérrez, M. y Peña, J.L. (1976). Glacis y terrazas en el curso medio del río Alfambra (provincia de Teruel). *Bol. Geol. y Min.*, 87, 561-570.
- Gutiérrez, M. y Peña, J.L. (1979). El karst de los llanos de Pozondón. *Teruel*, 61-62, 39-46.
- Ibáñez, M.J. (1981). La Cordillera Ibérica. En: Higuera, A (ed.) *Geografía de Aragón*, Guara Ed., Zaragoza, vol. 1, 69-91.
- Liesa, C.L. (2000). *Fracturación y campos de esfuerzos compresivos alpinos en la Cordillera Ibérica y el NE peninsular*. Tesis Doct., Univ. Zaragoza, 765 pp.
- Lozano, M.V. (1988). *Estudio geomorfológico de las Sierras de Gúdar (prov. de Teruel)*. Tesis Doct., Univ. Zaragoza, 765 pp.
- Pailhé, P. (1984). *La Chaîne Ibérique Orientale. Étude géomorphologique*. Tesis Doct., Univ. Bordeaux, 682 pp.
- Pellicer, F. (1984). *Geomorfología de las Cadenas Ibéricas entre el Jalón y el Moncayo*. Tesis Doct., Univ. Zaragoza. Publ. Cuad. Estudios Borjanos, 390 pp.
- Peña, J.L., Gutiérrez, M., Ibáñez, M., Lozano, M.V., Rodríguez, J., Sánchez, M., Simón, J.L., Soriano, M.A. y Yetano, L.M. (1984). *Geomorfología de la provincia de Teruel*. Publ. Instituto de Estudios Turolenses, Teruel, 149 pp.
- Pérez Cueva, A.J. (1988). *Geomorfología del sector ibérico valenciano –entre los ríos Mijares y Turia*. Tesis Doct. Univ. Valencia, 217 pp.
- Rubio, J.C. (2004). *Los humedales del Alto Jiloca: estudio hidrogeológico e histórico-arqueológico*. Tesis Doct., Univ. Zaragoza. Publ. Consejo de Protección de la Naturaleza de Aragón, 354 pp.
- Rubio, J.C. y Simón, J.L. (2007). Tectonic subsidence vs erosional lowering in a controversial intramontane depression: the Jiloca basin (Iberian Chain, Spain). *Geological Magazine*, 144, 1-15.
- Salas, R. y Casas, A. (1993). Mesozoic extensional tectonics, stratigraphy and crustal evolution during the Alpine cycle of the eastern Iberian basin. *Tectonophysics*, 228, 33-55.
- Salvador, T. y Simón, J.L. (1990). Un ejemplo de valles decapitados en las fosas cuaternarias del Maestrazgo (Castellón). *Actas I Reunión Nacional de Geomorfología*, Teruel, 61-70.
- San Román, J. y Aurell, M. (1992). Paleogeographical significance of the Triassic-Jurassic unconformity in the north Iberian basins (Sierra del Moncayo, Spain). *Palaogeography, Palaeoclimatology and Palaeoecology*, 99, 101-117.
- Sánchez Fabre, M. (1989). *Estudio geomorfológico de la depresión de Alfambra-Teruel-Landete y sus rebordes montañosos*. Tesis Doct., Univ. Zaragoza, 926 pp.
- Simón, J.L. (1982). *Compresión y distensión alpinas en la Cadena Ibérica oriental*. PhD Thesis. Univ. de Zaragoza. Publ. Instituto de Estudios Turolenses, 1984, 269 pp.
- Simón, J.L. (1989). Late Cenozoic stress field and fracturing in the Iberian Chain and Ebro Basin (Spain). *Journal of Structural Geology*, 11, 285-294. ■

*Fecha de recepción del original: 3 septiembre 2007*  
*Fecha de aceptación definitiva: 19 octubre 2007*