



EL CONTROL DE LA DEFORMACIÓN CORTICAL EN LA EVOLUCIÓN DE LOS RELIEVES “TECTÓNICOS” DEL CENTRO Y SUROESTE DEL MACIZO IBÉRICO

Crust deformation control of evolving “tectonic” landscapes in central and southwest Iberian Massif

Rosa Tejero^{1, 2}, Guillermina Garzón-Heydt¹, Paloma Fernández-García¹, Meaza Tsige¹ y Rosa Blanca Babín Vich¹

¹ Dpto. Geodinámica Facultad de Ciencias Geológicas. UCM. C/ Jose Antonio Novais, 12. 28040. Madrid. rosatej@geo.ucm.es, minigar@geo.ucm.es, pafern@geo.ucm.es, meaza@geo.ucm.es

² Instituto de Geociencias IGEO (CSIC-UCM). C/ Jose Antonio Novais, 12. 28040. Madrid. rosatej@geo.ucm.es

Abstract: Stresses transmitted far from active plate boundaries deform the lithosphere in the intra-plate domains and build mountain ranges and sedimentary basins. A dramatic change of landscapes takes place, and former smooth topography, characterized by peneplain surfaces, is folded and faulted. This is true of the Iberian plate interior whose present-day morphostructure is dominated by mountain ranges and continental sedimentary basins formed during Alpine compressional events related to African and European plate convergence. To investigate regional patterns of relief and recognize its tectonic record we have performed a trend-surface analysis of topography in order to define surfaces capable of describing both the morphological features and structures that could reflect the relationship between crust relief and deformation. Bearing in mind that uplift is one of the main controlling mechanism of fluvial incision subenvelop maps of main drainage basins were produced. From subenvelop maps three zones can be recognize in Iberian intra-plate domain: a) Cordilleran areas, matching main mountainous relieves; b) Plateau, representing areas with almost a flat topography and hidric balance and c) Incised valleys, more conspicuous towards the west.

Trend-surface analysis of topography revealed the existence of undulations transverse to the Alpine stress field. These undulations may be related to lithospheric folding that accommodate shortening. They are offset by N-S faults that clearly controlled recent sedimentation and river patterning. These surfaces have been compared with the existing landscape geomorphological ones in order to interpret their geological significance. The synthetic geomorphological surfaces map reveals a stepped mosaic of summit, pediment and plateau patches which configuration and tilting might be assimilated to the obtained spectral undulations. This fact allows correlating these trend-surfaces with the present geomorphologic surfaces, which correspond with the one that has been considered as a generalised Prepaleogenous surface and from which Tertiary sedimentary basins and mountain ranges were reshaped during the Alpine orogeny.

This generalised surface, peneplain, developed over the Iberian Peninsula Western half is considered as an etchplain resulting from the washing away of the warm climate Mesozoic weathering mantle and locally further reshaped during Tertiary. In some places the former surface shows up in continuity with the summit surfaces, and can be even locally related to another pre-existent surface, the Pretriasic one, implying that once a planation surface has been reshaped, successive surfaces might develop from it lowering progressively from the original one, without obliterating its original planform.

Key-words: Crust deformation, spectral analysis, drainage basins, subenvelop maps, geomorphologic surfaces.

Resumen: En este trabajo se realizado un análisis de las interacciones tectónica-relieve en la vertiente atlántica de la península basado fundamentalmente en el estudio de la red de drenaje y las superficies morfológicas. El análisis espectral de la topografía ha demostrado que la disposición regional de la red de drenaje puede ser descrita mediante ondulaciones de longitudes de onda largas, de ~200 km que representan pliegues corticales que controlan el patrón de drenaje y la posición de los principales cursos de agua. Las longitudes de onda menores de 50 km marcan la situación de bloques elevados y depre-



siones limitados por fallas. Dentro de cada cuencas y mediante la realización de mapas de subenvolventes se han establecido tres tipos de áreas: zonas de cordillera, representando los relieves montañosos; zonas de plataforma, zonas con relieve suave y equilibrio hídrico asociadas con las cuencas sedimentarias; zonas de incisión, áreas en las que domina el encajamiento. Los accidentes N-S controlan los límites entre estas zonas, así como los cambios de orientación de los trenes de ondas de longitudes menores de 50km, las orientaciones medias de los límites occidentales de las cuencas sedimentarias y el basamento e, incluso, de la divisoria de aguas atlántica-mediterránea.

Palabras clave: Deformación cortical, análisis espectral, cuencas de drenaje, mapas de subenvolventes, superficies de erosión.

Tejero, R., Garzón-Heydt, G., Fernández-García, P., Tsige, M. y Babín Vich, R. B. (2011): El control de la deformación cortical en la evolución de los relieves “tectónicos” del centro y suroeste del Macizo Ibérico. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, número 24 (1-2): 69-84

En las zonas tectónicamente activas como los límites de placas, el relieve es el resultado de la interacción entre los procesos de levantamiento y subsidencia y los procesos superficiales de erosión y sedimentación. En estas áreas, gran parte de las formas del relieve constituyen un registro de las estructuras generadas por la deformación de la corteza, y los principios geomorfológicos pueden ser utilizados para evaluar la historia, magnitud y velocidad de los procesos tectónicos. Lejos de los límites de placas, donde la actividad tectónica es de baja intensidad durante largos periodos de tiempo, los relieves son el resultado de la interacción entre procesos constructivos y erosivos durante millones de años. Las formas creadas por estructuras tectónicas individuales son de difícil identificación ya que, o están muy retocadas o han desaparecido, pero a escala regional, se puede reconocer el decisivo papel de la tectónica en la construcción del relieve. La transmisión de los esfuerzos, que controlan la deformación en los límites de placas hacia los dominios intraplaca crea, en estos, nuevas estructuras que conforman su relieve. En regímenes compresivos el acortamiento de la litosfera se acomoda mediante cabalgamientos que apilan distintas láminas corticales o mediante la formación de pliegues que pueden involucrar a toda la litosfera o a una parte de ella (e.g. Nikhisin *et al.*, 1993; Bonnet *et al.*, 2000; Cloetingh *et al.*, 2002; Krishna *et al.*, 2001; Muñoz-Martín *et al.*, 2010; Fernández-Lozano *et al.*, 2011). Todo ello da lugar a la formación de cadenas montañosas rodeadas de cuencas sedimentarias. Un ejemplo de la deformación en régimen compresivo de un dominio intraplaca es el interior de la Península Ibérica. Su morfoestructura está caracterizada por un conjunto de cadenas montañosas de orientación E-O a NE-SO, separadas por cuencas sedimentarias rellenas de materiales continentales. Estas unidades tectónicas son el resultado de la convergencia de las placas de Europa y África durante la orogenia Alpina. La tectónica alpina remodela el antiguo paisaje post-varisco creando zonas elevadas y deprimidas que van a controlar el desarrollo de la red fluvial actual. Los ríos convergen hacia las depresiones que, a su vez, serán el lugar de la sedimentación de los productos de erosión de los relieves creados. En la actualidad, los ríos principales discurren por esas depresiones sedimentarias y la disposición de

las cuencas de drenaje parece responder a una longitud de onda de 300 a 100 km. Mediante el análisis espectral se ha demostrado que, en la región central, las áreas elevadas y deprimidas están relacionadas con pliegues de gran longitud de onda, de 300 a 50km (Cloetingh *et al.*, 2002; De Vicente y Vegas, 2009; Tejero *et al.*, 2010; Muñoz-Martín *et al.*, 2010) y con pliegues de longitud de onda menores de 50km (Sánchez-Serrano, 2000; Tejero *et al.*, 2006; Rajado *et al.*, 2008) que deforman la corteza.

En este trabajo se van a exponer los resultados obtenidos de la investigación de la relación tectónica-relieve en la vertiente atlántica de la Península Ibérica (España) en concreto de las cuencas de drenaje del Duero, Tajo y Guadiana y de sus divisorias. Aunque esta área ha sido ampliamente estudiada desde un punto de vista tectónico y geomorfológico, pocos son los trabajos que han abordado el análisis morfotectónico a escala peninsular. El estudio se va a basar fundamentalmente en dos de los rasgos fundamentales del relieve: la red de drenaje y las superficies geomorfológicas. El desarrollo de la red de drenaje ha estado condicionado por el plegamiento de la corteza según pliegues de gran longitud de onda que controló la posición de las depresiones que iban a recoger el flujo hídrico (e.g. Tejero *et al.*, 2010). Las cadenas montañosas circundantes constituyeron las divisorias de agua. A medida que la deformación progresa el acortamiento se acomoda mediante pliegues de menor longitud de onda y fallas inversas y cabalgamientos que delimitan zonas elevadas y fosas. Estas estructuras deforman las antiguas superficies geomorfológicas y controlan la evolución de la red de drenaje, cómo por ejemplo las capturas fluviales. Para investigar la relación entre la deformación cortical y la topografía se va a realizar un análisis espectral y un filtrado según distintas longitudes de onda. La integración de los resultados permitirá conocer con mayor profundidad la evolución del relieve desde las etapas tectónicas alpinas hasta la actualidad, bajo un campo de esfuerzos cuyo esfuerzo máximo horizontal está orientado N-S a NNO-SSE a lo largo del tiempo (e.g. De Vicente *et al.*, 2004).

Para analizar las grandes cuencas de drenaje se han utilizado los mapas de subenvolventes –subenvelop map– que en la definición de Stearns (1966) representa una superfi-

cie tangente a los fondos de valle o “thalweg” de los distintos ríos de una región. Aunque este tipo de mapas ha sido utilizado preferentemente en zonas tectónicamente activas su aplicación al análisis del relieve en dominios intraplaca ha dado buenos resultados (Rajado *et al.*, 2008). La cartografía de las superficies geomorfológicas obtenida de mapas publicados ha sido utilizada para analizar las desnivelaciones de estas superficies producidas por la tectónica desde los tiempos alpinos.

Marco Geológico

Desde el final del ciclo varisco la evolución tectónica de la placa Ibérica está condicionada por los movimientos relativos entre las placas Euroasiática y Africana. A principios del Mesozoico se instaura un régimen extensional que crea surcos de sedimentación mesozoica en los bordes (norte y sur) y en la zona oriental de la Placa Ibérica. A finales del Cretácico se inicia el cierre del Tethys y la convergencia Eurasia-África crea el cinturón Alpino europeo. En los límites activos de la placa Ibérica se forman dos grandes cadenas montañosas: los Pirineos, al norte, y las Cordilleras Béticas al sur. Asociadas a estas cadenas se desarrollan cuencas de antepaís: la cuenca del Ebro y el borde norte de la cuenca del Duero en el margen meridional de los Pirineos y la Cuenca del Guadalquivir en el margen septentrional de la Cordillera Bética (Fig. 1). En la zona oriental, la inversión del surco de sedimentación Ibérico crea una cadena de orientación media NO-SE, la Cordillera Ibérica (Fig. 1). En el oeste, extendiéndose hasta la margen atlántica se forman un conjunto de depresiones y bloques elevados E-O a NE-SO que se corresponden con cuencas sedimentarias y cadenas montañosas: Cuenca del Duero, Sistema Central, Cuenca del Tajo, Montes de Toledo, Cuenca del Guadiana y Sierra Morena, última alineación montañosa que limita al norte con la Cuenca del Guadalquivir. Estas unidades son el resultado de la transmisión de los esfuerzos hacia el interior de la placa Ibérica bajo un campo de esfuerzo N-S a NO-SE (De Vicente *et al.*, 2004). Las rocas mesozoicas forman extensos afloramientos en el este peninsular pero desaparecen hacia el oeste, constituyendo una sucesión poco potente en la zona oriental del Sistema Central y del sureste de la Cuenca del Tajo. La no sedimentación de materiales mesozoicos en el oeste es la responsable de las grandes extensiones de rocas precámbricas y paleozoicas pertenecientes a la cadena varisca europea y que constituyen el Macizo Ibérico.

Las cuencas terciarias del Duero, Tajo y Guadiana están rellenas de sedimentos exclusivamente continentales, en general fluvioacústres, y su evolución está controlada por la actividad de sus límites. La Cuenca del Duero tiene una extensión de unos 50.000 km² y está limitada al norte por la parte occidental del cinturón Pirenaico, al este por la Cordillera Ibérica, al sur por el Sistema Central y al este por el Macizo Ibérico. La cuenca comienza a diferenciarse a finales del Cretácico y se comporta como una cuenca endorreica hasta el Mioceno, en el que la cuenca de drenaje se hace exorreica y se abre al Atlántico (Armenteros *et al.*, 2002). La mayor potencia de sedimentos (~3000m) se dis-

pone en surcos alargados paralelos a sus bordes salvo en el extremo occidental, donde los sedimentos terciarios más modernos enrasan con el basamento varisco. La cuenca del Tajo está limitada por el Sistema Central al norte, la Cordillera Ibérica al este y los Montes de Toledo al sur. Los datos geofísicos y de sondeo muestran que en el borde con el Sistema Central hay 3500 m de sedimentos paleógenos y neógenos que se disponen sobre una sucesión mesozoica muy poco potente en la zona central y sobre el basamento varisco hacia el oeste (Querol, 1989). La última gran cuenca estudiada en este trabajo es la Cuenca del Guadiana. Es la de menor extensión y la que presenta el menor espesor de sedimentos terciarios ya que alcanzan poco más de 200 m de espesor. Forma una cubeta alargada, sin apenas desniveles ostensibles. En su borde septentrional hay un escarpe muy degradado relacionado con la falla inversa que la limita, mientras que hacia el sur los sedimentos terciarios se enrasan con el basamento varisco.

Los límites de las cuencas y los sistemas montañosos están caracterizados por fallas inversas que superponen rocas paleozoicas y precámbricas sobre los materiales cenozoicos. Las cadenas montañosas están formadas por extensos afloramientos de rocas ígneas y metamórficas pertenecientes al basamento varisco. La de mayor extensión y altitud media es el Sistema Central. El Sistema Central constituye un bloque de corteza elevado a favor de fallas inversas que alcanza altitudes mayores de 2500 m. Hacia el sur, los Montes de Toledo, constituyen una alineación de relieves montañosos de orientación media E-O formada por rocas ígneas y metamórficas del basamento varisco, cuyas estructuras presentan orientaciones de NO-SE a E-O. Sus límites están definidos por fallas inversas de orientación media E-O, de las cuales la que caracteriza el borde meridional llega a alcanzar más de 1000 m de salto en la vertical (Martín Velázquez *et al.*, 1996; Capote y Villamor, 1999). Hacia el este los relieves de los Montes de Toledo se sumergen bajo un altiplano, La Mancha, una depresión rellena por sedimentos neógenos. Los últimos relieves montañosos intrapeninsulares forman Sierra Morena. Salvo por los sedimentos terciarios de la Cuenca del Guadiana, desde los Montes de Toledo hasta el límite meridional de Sierra Morena predominan los afloramientos del basamento varisco del Macizo Ibérico. La estructura varisca está caracterizada por pliegues y cabalgamientos de orientaciones dominantes NO-SE. La alternancia de capas duras y blandas frente a la erosión (cuarcitas y pizarras) determina que el paisaje este caracterizado por un relieve apalachiano de crestas y valles NO-SE. Las estructuras alpinas, en especial las fallas que limitan los bloques elevados que crean las cadenas montañosas cortan transversalmente las estructuras de deformación y el relieve apalachiano.

Rasgos morfológicos significativos

La Península Ibérica está considerada como una de las regiones más montañosas de Europa. Su altitud media es superior a 600 m y las extensas altiplanicies de las cuencas del Duero y del Guadiana superan esa altitud. Las grandes cuencas de drenaje ocupan las depresiones sedimentarias y

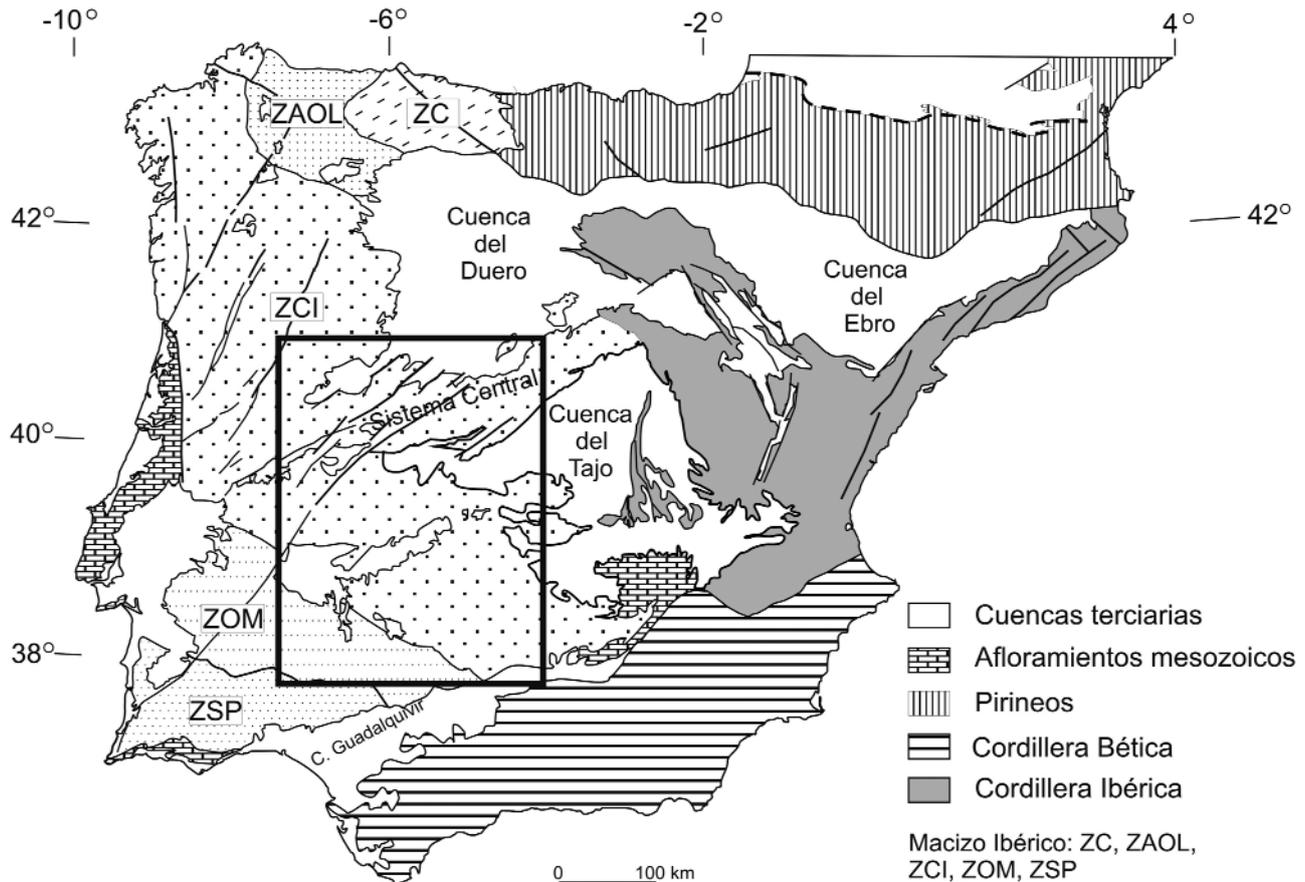


Fig. 1.- Esquema geológico de la Península Ibérica. El rectángulo señala el área estudiada. Macizo Ibérico: ZC: Zona Cantábrica. ZAOL, Zona Asturoccidental Leonesa. ZCI: Zona Centroibérica. ZOM: Zona de Ossa Morena. ZSP: Zona Sudportuguesa.

los grandes ríos atlánticos siguen una trayectoria próxima a E-O. Dos rasgos caracterizan el paisaje actual: a) las cuencas de drenaje son cuencas elongadas, paralelas entre sí y mantienen una relativa equidistancia entre ellas y además tienen una gran longitud de segmentos de valles encajados, b) la presencia de extensas superficies de aplanamiento tanto en las cuencas como en las cadenas montañosas.

La divisoria de aguas de la Península Ibérica tiene una marcada disimetría E-O, los grandes ríos, salvo el Ebro desembocan en el océano Atlántico. Las cuencas del Duero, Tajo y Guadiana atraviesan una gran depresión rellena de materiales terciarios en su tramo medio y deben cortar el Macizo Ibérico para alcanzar el océano (Fig. 2). Aunque la trayectoria del drenaje tiene una orientación general E-O, los cursos fluviales están formados por segmentos cuyas direcciones están controladas por las fallas (preferentemente NO-SE y NE-SO). De hecho, si bien la convergencia del flujo se produce a favor de esas grandes directrices, estas familias de fallas son las que determinan la evolución de las capturas fluviales y configuran la integración de las arterias afluentes (Garzón y Garrote, 2007).

Las superficies de aplanamiento se identifican claramente en el Macizo Ibérico. Forman retazos que permiten imaginar la existencia de una superficie de arrasamiento similar a los grandes arrasamientos finivariscos europeos. Esta superficie se ha considerado una penillanura poligé-

nica fundamental (Biro y Solé Sabarís, 1954). El grado de conservación y remodelado es objeto de debate. Durante el Mesozoico hubo un clima tropical que dio lugar a una intensa meteorización de carácter siderolítico cuyo desmantelamiento configuró una superficie grabada con relieves residuales (García Abad y Martín Serrano, 1980; Molina *et al.*, 1985, Molina *et al.*, 1987). Estos relieves se conservan y manifiestan en la actualidad en forma de relieves apalachianos en las zonas en donde la alternancia litológica paleozoica favorece los relieves diferenciales (e.g. Martín Serrano, 2005). La superficie finivarisca remodelada va a registrar las deformaciones ligadas a los eventos tectónicos alpinos. La superficie va a quedar parcial o irregularmente oculta bajo los sedimentos terciarios y será fragmentada y situada a distintas altitudes en las cadenas montañosas y en las áreas en que se encuentra expuesta en el Macizo Ibérico.

Análisis de la superficie topográfica

A escala regional, los principales rasgos topográficos pueden describirse mediante superficies armónicas de longitud de onda larga en las que el relieve aparece suavizado y en las que desaparecen las formas topográficas individuales (e.g., Rayner, 1972; Johansson, 1999). Hemos utilizado el módulo "MAGMAP Filtering" incluido en el

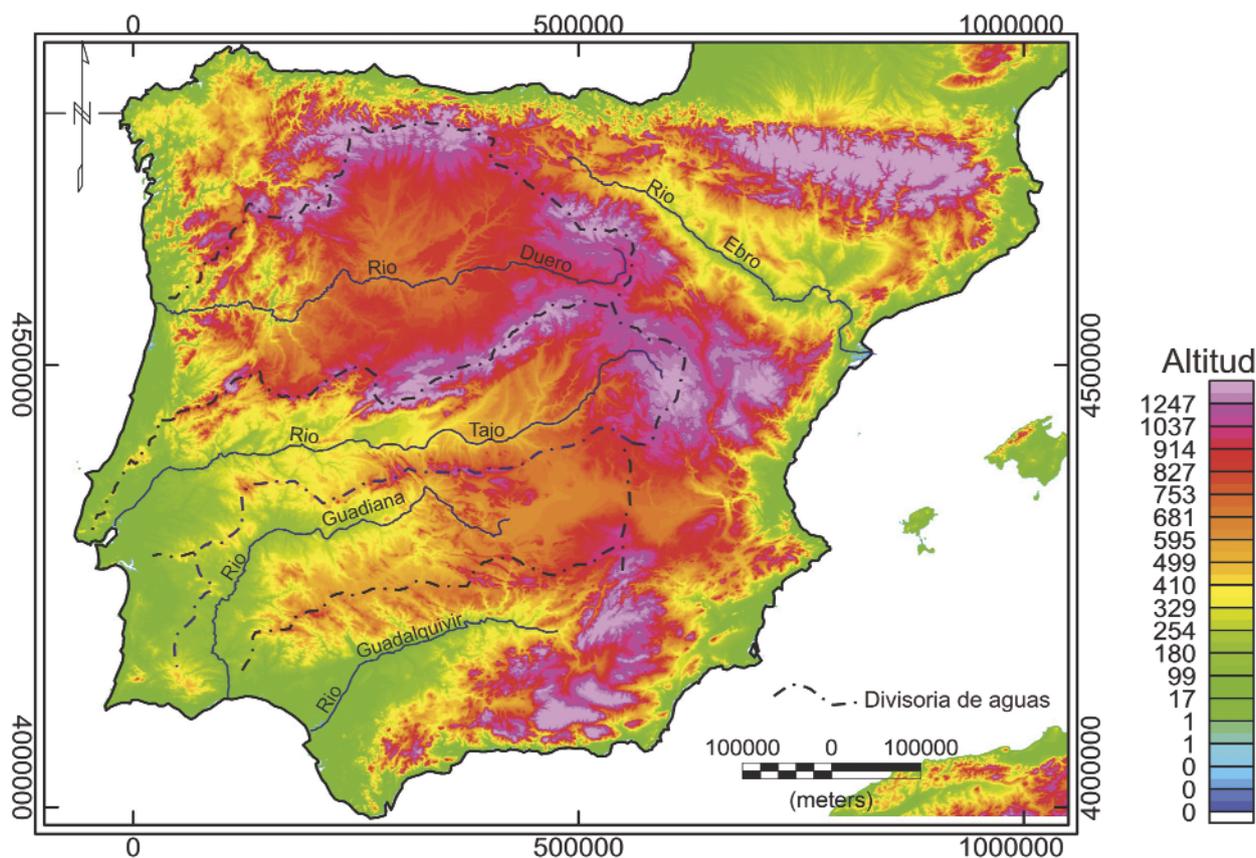


Fig. 2.- Topografía de la Península Ibérica. En el oeste peninsular la Cordillera Cantábrica, el Sistema Central, los Montes de Toledo y Sierra Morena constituyen las divisorias de agua de las grandes cuencas de drenaje atlánticas. Coordenadas UTM (m), Zona 30.

“Package Oasis montaj v.7.2” para realizar el análisis espectral de los datos topográficos. Una vez realizado el cálculo de la transformada de Fourier se ha aplicado un filtro del tipo “cosine roll-off” para discriminar las superficies armónicas de distinta longitud de onda. Los datos topográficos digitales proceden del SRTM “Shuttle Radar Topography Misión” (<http://hurricanes.nasa.gov/missions/>), tiene una resolución de 90 m y han sido interpolados a una malla de 200 m.

Hemos considerado que las superficies armónicas que mejor describen los principales rasgos topográficos y tectónicos del área deben representar por un lado, las relaciones entre las principales cuencas de drenaje y las principales unidades tectónicas (cadenas montañosas y cuencas sedimentarias) a escala peninsular, y por otro lado mostrar las estructuras alpinas que controlan el paisaje actual dentro de las grandes unidades morfoestructónicas. Pensamos que los armónicos que mejor se ajustan a estos objetivos son los de longitud de onda de 200 a 50 km y de 50 a 10 km. La primera describe con éxito la posición y extensión de las grandes cuencas de drenaje (Fig. 3) y sus divisorias, y la segunda marca los rasgos del relieve más característicos dentro de cada unidad morfoestructural mayor (Fig. 4). La superficie correspondientes a los armónicos de longitudes de onda de 200 a 50 km dibujan una topografía muy suavizada en la que las depresiones y las áreas elevadas se disponen según una orientación E-W y una longitud de onda de 200 km, salvo en la Cuenca del

Duero en la que la extensión de la cuenca corresponde a una longitud de onda de ~ 400 km, duplicando el valor de las cuencas del Tago y del Guadiana. Las morfoestructuras presentan una orientación E-O. La altitud general desciende hacia el SO y llama la atención las diferencias de altitud entre las distintas cuencas terciarias. La Cuenca del Duero aparece como una zona elevada en casi toda su extensión mientras que las cuencas del Tago y del Guadiana tienen una elevación media menor y presentan un descenso progresivo, similar en cota, hacia el Atlántico.

La superficie que incluye los armónicos de 50 a 10 km de longitud de onda también reflejan los principales rasgos topográficos a escala regional, pero en ella las ondulaciones reflejan las alineaciones montañosas que forman el Sistema Central, las depresiones intramontañosas y las diferencias de orientación entre distintas zonas dentro de las grandes unidades tectónicas. Aunque, en general las orientaciones dominantes son E-O a NE-SO, hacia el sur y en los afloramientos del basamento varisco también se observan claramente trenes de ondas NO-SE superpuestos a los anteriores. Esta orientación corresponde a la de las estructuras variscas y refleja la existencia de un relieve apalachiano en el que las barras de cuarcita paleozoica forman sierras limitadas por valles desarrollados en las series pizarrosas menos resistentes a la erosión. En la figura 5 se ha representado el relieve sombreado de los armónicos de longitud de onda de 50 a 10 km de la zona central del área estudiada. Se ha escogido esta región por ser un buen

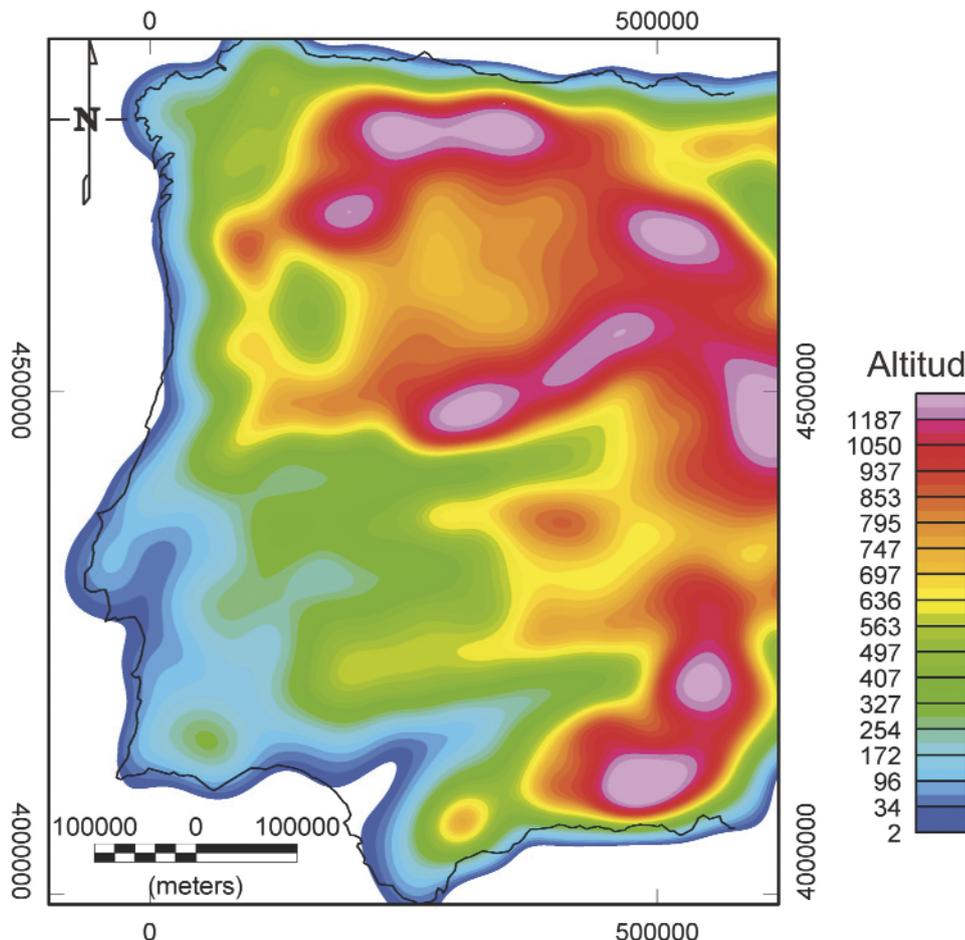


Fig. 3.- Topografía correspondiente a las superficies armónicas comprendidas entre 200 y 50 km de longitud de onda. Las estructuras topográficas principales están definidas por un tren de ondas E-O en las que los ríos discurren por el eje de las depresiones. La altitud disminuye desde el Duero hacia el SO permaneciendo el área oriental como una zona de tierras altas por encima de los 800 m. Coordenadas UTM (m), Zona 30.

exponente de las relaciones entre los armónicos, la estructura y las formas del relieve. El Sistema Central aparece caracterizado por trenes de ondulaciones E-O interrumpidos lateralmente por discontinuidades N-S. Hacia el este de la cadena montañosa las ondulaciones cambian de orientación girando hacia el NE-SO. En las cuencas sedimentarias estos trenes están muy atenuados y presentan unas amplitudes muy bajas. Hacia el sur, en los afloramientos del basamento de los Montes de Toledo comienza el predominio de trenes de ondulaciones NO-SE, que ya van a dominar hacia el extremo sur del área. Estas ondulaciones se encuentran cortadas por accidentes lineales NE-SO de las que se han representado las del borde sur del Sistema Central y Montes de Toledo. Esta interferencia de direcciones estructurales marca la trayectoria del Guadiana. El río discurre por una suave depresión NE-SO, cambia a una dirección NO-SE al entrar en el Macizo Ibérico y vuelve a instalarse en la fosa tectónica limitada al norte por la falla inversa que limita el margen sur de los Montes de Toledo. El cambio de dirección en el drenaje está limitado por accidentes N-S, accidentes que se pueden enlazar con las discontinuidades que interrumpen los trenes de onda en el Sistema Central y que coinciden con fallas cartografiadas.

El resultado del análisis espectral de la topografía pone de manifiesto el decisivo papel que ha jugado la tectónica en la creación del relieve del oeste peninsular. Las principales unidades tectónicas se ajustan a un conjunto de ondulaciones E-O, con una longitud media de 200 km. Estas ondulaciones representan pliegues resultado de la deformación de la corteza en las etapas de actividad tectónica alpina, pliegues de gran radio que controlan el desarrollo de las cuencas de drenaje, similares a los descritos por otros autores (Cloetingh *et al.*, 2002; De Vicente y Vegas, 2009; Muñoz Martín *et al.*, 2010; Tejero *et al.*, 2010). Las ondulaciones de la superficie que contiene a los armónicos de 50 a 10 km ilustra la situación de bloques elevados y hundidos dentro de las grandes unidades tectónicas y algunos rasgos fundamentales del paisaje del Macizo Ibérico. Se encuentran afectadas por estructuras N-S a NE-SO que corresponden a fallas como las que controlan la sedimentación en el Mioceno Superior (De Vicente *et al.*, 1996) o los depósitos aluviales de los valles N-S de la Cuenca del Tajo, depósitos que contienen estructuras paleosísmicas relacionadas con un periodo de mayor actividad tectónica en el Pleistoceno Medio (Giner Robles, 1996; De Vicente *et al.*, 1996; Silva *et al.*, 1997).

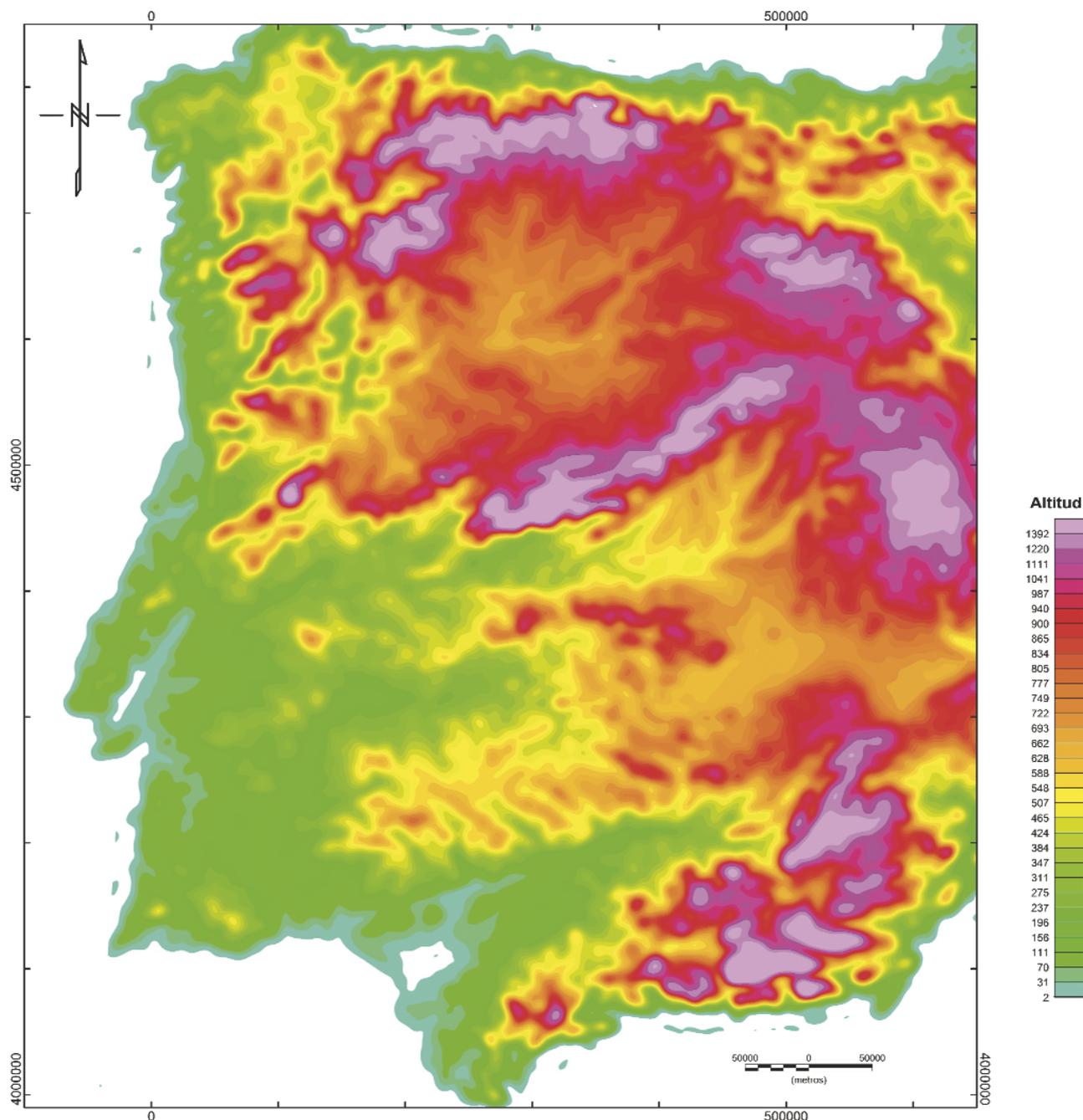


Fig. 4.- Topografía correspondiente a las superficies armónicas comprendidas entre 50 y 10 km muestra el predominio de trenes de onda E-O a NE-SO, salvo en la zona meridional donde las estructuras variscas marcan orientaciones NO-SE. Coordenadas UTM (m), Zona 30.

Mapas de subenvolventes

Una línea subenvolvente se construye a partir de las tangentes al fondo de un valle y siempre se encuentra por debajo de la superficie topográfica. Los mapas de subenvolventes muestran una topografía muy suavizada que alejándose de la topografía real en las zonas de divisoria y aproximándose en los valles. Para Stearns (1966), las subenvolventes deben entenderse como una predicción de la forma de la penillanura que se desarrollaría en un futuro si las condiciones del presente se preservaran a lo largo del tiempo geológico. Añade también que la subenvolventes,

podrían ser entendidas además como un mapa actual de la porción erosional del “nivel de base”. Su espaciado da idea del grado de incisión de la red de drenaje y de su evolución (MacKeown *et al.*, 1988) y muestra las divisorias de aguas del drenaje, que pueden no coincidir con las divisorias topográficas aparentes. Las áreas con curvas espaciadas y equidistantes indican zonas más o menos adaptadas desde el punto de vista hidrológico, es decir, zonas donde la capacidad de incisión es muy baja. Las curvas muy apretadas evidencian erosión y fuerte encajamiento de los cauces con respecto a su entorno y son características de áreas donde no se ha alcanzado la estabilidad hidrológica.

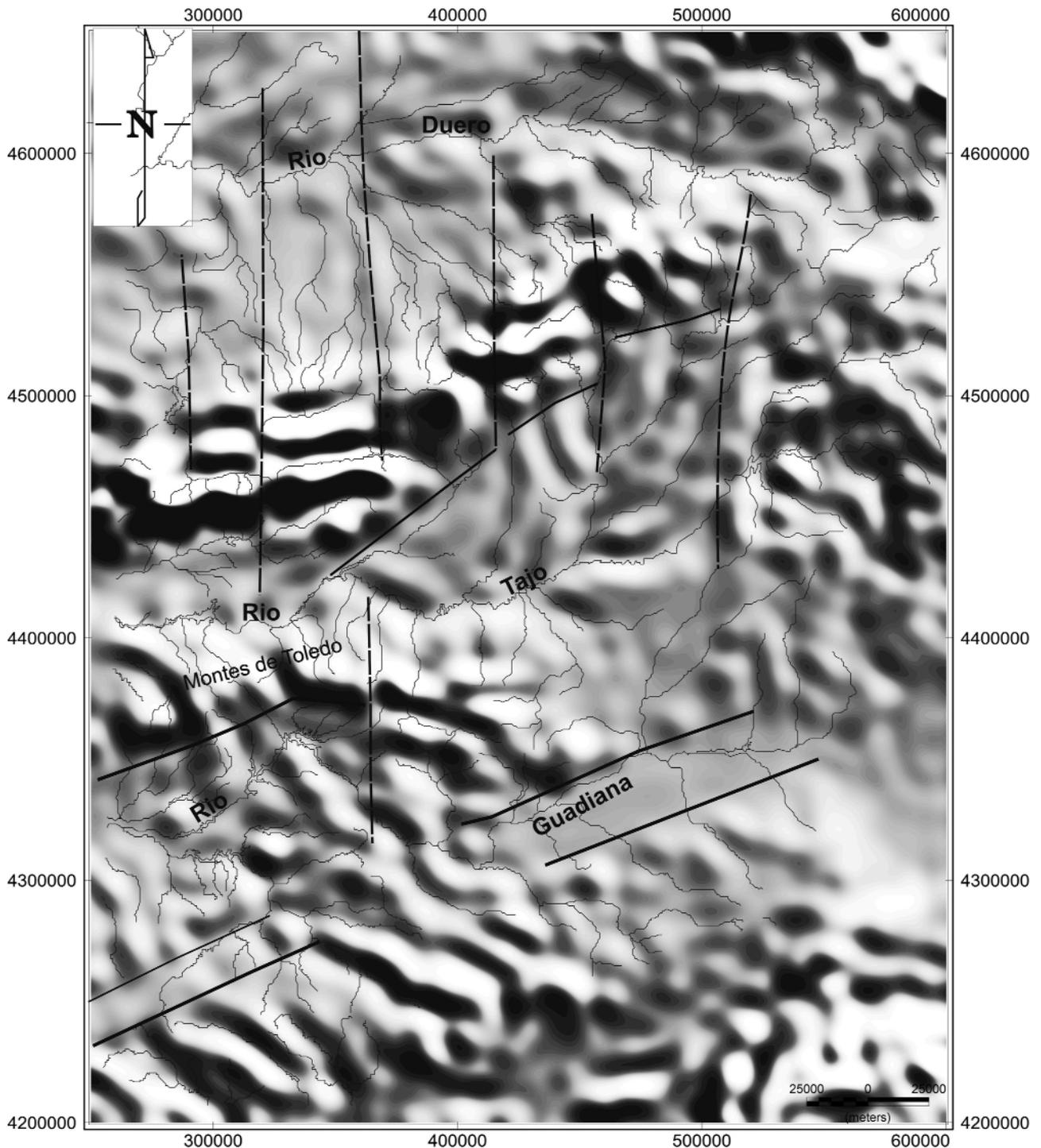


Fig. 5.- Imagen sombreada de la topografía de las superficies armónica entre 50 y 10 km en la parte oriental de la zona de estudio. Está caracterizada por trenes de ondas E-O desplazados e interrumpidos lateralmente por discontinuidades N-S. En las cuencas sedimentarias estos trenes están atenuados y tienen una amplitud muy pequeña. En el sur los trenes NO-SE dominan los afloramientos del basamento del Macizo Ibérico. Representan el relieve apalachiano típico de esta zona controlado por las estructuras variscas. Sobre la imagen se han dibujado algunas de las fallas NE-SO y N-S más relevantes, como las correspondientes a las fallas de los bordes sur del Sistema Central y Montes de Toledo. Coordenadas UTM (m), Zona 30.

Los mapas de subenvolventes de la zona estudiada se han construido con un espaciado de 200 m, espaciado que se ha intensificado a 100 m en las cabeceras alta y media del Tajo y Guadiana (Fig. 6). En función del espaciado de las curvas se pueden diferenciar tres tipos de zonas: a) zonas de cordillera asociadas a curvas cerradas y próximas; b) zonas de plataforma caracterizadas por curvas espacia-

das convexas o rectilíneas; c) zonas de incisión relacionadas con curvas cóncavas, forma de v y próximas.

Zonas de Cordillera

Representan los grandes relieves montañosos del área estudiada: Sistema Central y Montes de Toledo (Fig. 6). Las

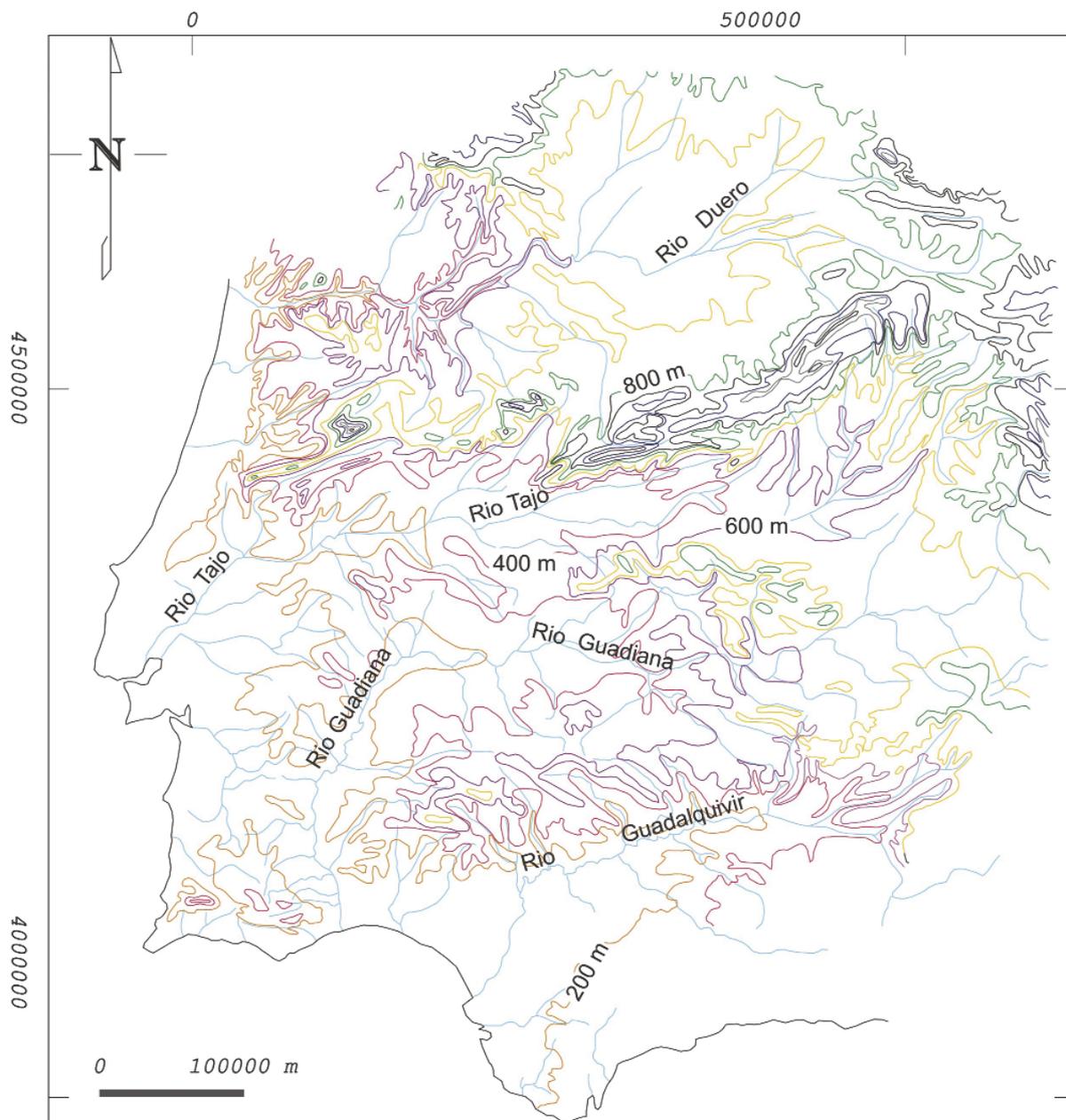


Fig. 6.- Las zonas de plataforma y de cordillera ocupan amplias áreas en el mapa regional de subvolventes. Líneas subvolventes alargadas y cerradas caracterizan el Sistema Central. Las grandes cuencas de drenaje representan zonas de plataforma y las zonas de incisión quedan circunscritas al encajamiento de los ríos al alcanzar el Macizo Ibérico. Intervalo de las isolíneas: 200 m. Coordenadas UTM (m), Zona 30.

curvas son elongadas a favor de la dirección morfoestructural dominante. Las fuertes pendientes están asociadas a fuertes gradientes con orientaciones variables de E-O a NE-SO. Las orientaciones dominantes se ven interrumpidas por accidentes con direcciones N-S que afectan a los elementos morfológicos. En el Sistema Central el cambio de orientación entre el sector oriental (NE-SO) y el sector occidental (E-O) queda muy bien reflejado en las envolventes. Estos accidentes N-S, ya puestos de relieve en las superficies armónicas, están relacionados con fallas cartografiadas, y causan avances y retranqueos de la línea de cumbres, alineamientos de depresiones intramontañosas y fuertes rupturas en la pendiente del perfil longitudinal de los ríos (Sánchez Serrano, 2000; Garzón *et al.*, 2010).

Otro aspecto importante es el fuerte gradiente que tienen las curvas de subvolventes en la vertiente meridional del Sistema Central (sector occidental) y en los Montes de Toledo. Estos gradientes marcan los escarpes morfoestructurales relacionados con las fallas inversas que elevan el borde sur de estas cadenas.

Zonas de Plataforma

En las cuencas terciarias interiores (Cuenca del Duero y la parte oriental de las cuencas del Tajo y del Guadiana) las subvolventes son curvas con contornos suaves distanciadas propias de las zonas de plataforma. La parte oriental de la Cuenca del Guadiana tiene las características

de una planicie colgada donde las subenvolventes apenas muestran la existencia de incisión adoptando contornos abiertos y ligeramente cóncavos. Aguas abajo, el río Guadiana se interna en las estribaciones variscas, donde discurre en cañones. En el tramo bajo la cuenca de drenaje del Guadiana se desarrolla de nuevo con morfología de plataforma en la cuenca terciaria (Fig. 6).

Zonas de Incisión

El mapa de subenvolventes resalta el encajamiento de los ríos al entrar en los afloramientos del basamento varisco del Macizo Ibérico. El encajamiento más evidente se encuentra en la cuenca de drenaje del Guadiana. El río Guadiana cambia de dirección al salir de la zona de plataforma y se dispone NO-SE siguiendo las estructuras variscas para luego volver a discurrir NE-SO. En este tramo el río se encaja en los materiales paleozoicos al igual que sus afluentes por el sur (Fig. 7).

La cuenca de drenaje del Duero, más homogénea hídricamente y también la más elevada (1100-900 m) presenta un fuerte encajamiento al abandonar la cuenca sedimentaria y entrar en los afloramientos del basamento del Macizo Ibérico. También los valles encajados caracterizan los tramos bajos del Guadiana antes de su desembocadura. En la vertiente atlántica de la Península Ibérica las zonas bajas, con una altitud menor de 100 m, apenas son significativas y ocupan estrechas franjas costeras. Antes de su desembocadura, los ríos Duero, Tajo y Guadiana discurren por profundos cañones que superan los 100 m de encajamiento y cortan una superficie con una topografía suave, una gran superficie de arrasamiento.

La disposición de las zonas de plataforma sugiere que las cuencas de drenaje son zonas más evolucionadas hidrológicamente cuando discurren por las cuencas sedimentarias. Los ríos se han encajado fácilmente en los sedimentos terciarios y los cursos principales discurren con una orientación dominante E-O, paralelos a las principales cadenas montañosas que los alimentan. Al alcanzar el Macizo Ibérico la red de drenaje se encaja y los cambios de orientación en la red son numerosos. Si observamos dónde se producen los cambios de zonas de plataforma a zonas de incisión se pueden trazar accidentes con orientaciones aproximadamente N-S (N20°O-N20°E) que controlan los escalones entre el basamento y las cuencas terciarias (Fig. 7).

Las superficies geomorfológicas

Uno de los elementos característicos del relieve del interior de la Península Ibérica es la existencia de morfologías planas desarrolladas bien sobre el basamento, bien sobre sedimentos mesozoicos y terciarios. Gran parte del relieve del Macizo Ibérico está formado por extensos aplanamientos en los que se encaja la red fluvial actual y que se encuentran a distintas alturas aislados en bloques limitados por ríos y fallas. El sentido de las pendientes de esas superficies se relaciona directamente con las cuencas sedimentarias salvo en sus extremos donde se inclinan hacia las incisiones de la red de drenaje y en algún caso hacia el in-

terior de fosas tectónicas y hacia el bloque hundido de una falla.

En la figura 8 se ha representado el mapa de superficies geomorfológicas del interior peninsular, realizado a partir del mapa geomorfológico de España (Martín Serrano, 2005). En él se puede observar cómo se encuentran a distintas altitudes en las cadenas montañosas y la gran preponderancia que alcanzan en el Macizo Ibérico. Un buen ejemplo de la posición escalonada de las superficies geomorfológicas en las cadenas es el Sistema Central, donde se llegaron a diferenciar cuatro niveles (Schwenzner, 1937): a) nivel de cumbres definido por las líneas de crestas, b) superficie alta definida por una altitud media de 1400 m; c) superficie media o pediment, definida por las zonas de topografía llana que se encuentran bordeando los mayores relieves del Sistema Central y que fuera de la cadena pueden extenderse por el Macizo Ibérico; d) por último, una superficie inferior ligeramente encajada en el pediment. Las superficies media e inferior se enrasan y se prolongan localmente con los sedimentos de las cuencas terciarias.

El modelo de Schwenzner (1937) desde el punto de vista descriptivo permite definir las superficies geomorfológicas en función de su posición y, fundamentalmente, de su altitud. Ahora bien, podemos preguntarnos ¿son superficies diferentes, con distinto origen, o es una única superficie retrabajada en el tiempo? Schwenzner (1937) describió este sistema escalonado atribuyéndole genéticamente a tres superficies labradas sucesivamente a partir de una superficie de cumbres. Su modelo junto con otros propuestos para esta región se apoya en la idea de la existencia de distintas superficies desarrolladas sucesivamente en el tiempo (Biro y Solé Sabarís, 1954; Büdel, 1957; Pedraza, 1978; Gutiérrez Elorza y Rodríguez Vidal, 1978). Por otra parte Garzón (1980, 1991) plantea que puesto que se trata de una planicie cuya superficie original se relaciona localmente incluso con una edad pretriásica y ligada a los arrasamientos finivariscos, podría considerarse en muchos casos originada en una misma superficie en la que convergen las que se van rebajando en los sucesivos ciclos geológicos.

La génesis y preservación de superficies geomorfológicas es uno de los grandes temas de discusión en Geomorfología. Los estudios en las Rocky Mountains (EEUU) representan un claro ejemplo de esta controversia. Desde las primeras ideas de Davis (1909) sobre la existencia de una superficie antigua y otra posterior rejuvenecida, la de piedemonte, las superficies fueron multiplicándose hasta llegar a los 11 niveles descritos en los años 30 del siglo 20. Las primeras dataciones empezaron a evidenciar la existencia de una única superficie fundamental de edad Eocena, que en algunos sitios coincide con superficies premesozoicas e incluso mesozoicas (Scott, 1975; Scott y Taylor, 1986). Este aplanamiento es el que se conserva en la actualidad. Ha sufrido elevaciones en el Mioceno y Plioceno, produciéndose la superposición de la red de drenaje y la incisión de los grandes cañones. En las mayores altitudes, su erosión y su retoque ha sido más intenso mientras que en las zonas bajas la superficie conserva una morfología suave. Este modelo es muy similar al del Sistema Central e inte-

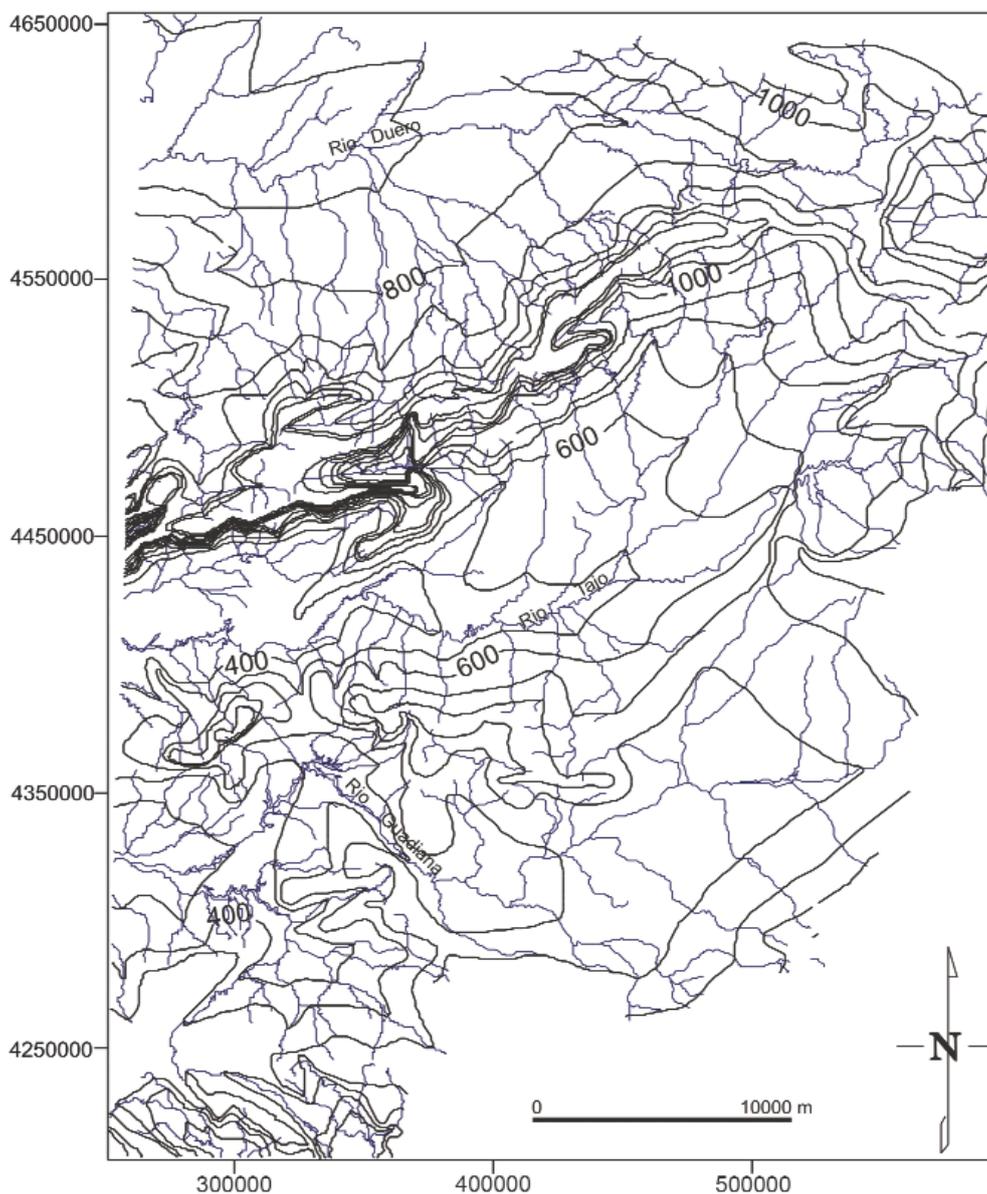


Fig. 7.- Mapa detallado de subenvolventes en la zona oriental. El área ilustra los tres tipos de zonas caracterizadas por la distinta geometría de las líneas. Vale la pena destacar la zona de incisión en el río Guadiana líneas con forma de v. Las fallas NE-SO a N-S marcan los límites entre las diferentes zonas. Intervalo de las isolíneas: 100 m. Coordenadas UTM (m), Zona 30.

rior de la Península Ibérica y reafirma la importancia de la pervivencia de las formas del relieve (Twidale, 1976). Algunas paleoformas se preservan por enterramiento y son exhumadas pero otras son capaces de sobrevivir a largos periodos de tiempo de exposición. Por lo tanto, las superficies podrían preservarse a lo largo de varios ciclos geológicos, enterrarse, exhumarse e incluso rebajarse a lo largo de diferentes etapas edafogénicas (Egglar *et al.*, 1969). Este planteamiento crea el problema de la verdadera edad de una superficie. No existen dataciones de las superficies del interior peninsular que puedan arrojar alguna luz a este problema.

Asumiendo en nuestro caso, que pueda asimilarse a una única superficie generalizada, aunque retrabajada y desnivelada por las deformaciones corticales alpinas, su posición proporciona datos muy relevantes para el estudio de las estructuras tectónicas que controlan el relieve y la evo-

lución del mismo. Para ilustrar esta posición se han realizado dos perfiles N-S a través de la zona estudiada. El perfil O en el oeste de la zona estudiada atraviesa fundamentalmente el Macizo Ibérico. El perfil E corta las cuencas terciarias del Duero, Tajo y Guadiana.

Perfil O

Es la zona donde mejor se conservan las superficies correspondientes a las penillanuras de las cuencas de drenaje del Duero, Tajo y Guadiana pues hacia el Este tienen mayor desarrollo las cuencas terciarias y, más hacia el Oeste, la disección fluvial hacia el Atlántico configura ya una morfología más compleja. Si observamos el perfil O desde el Norte hacia el Sur en observamos como en la cuenca del Duero se presenta como una meseta en torno a los 800m, que sube como una superficie suave hasta cerca de 1000

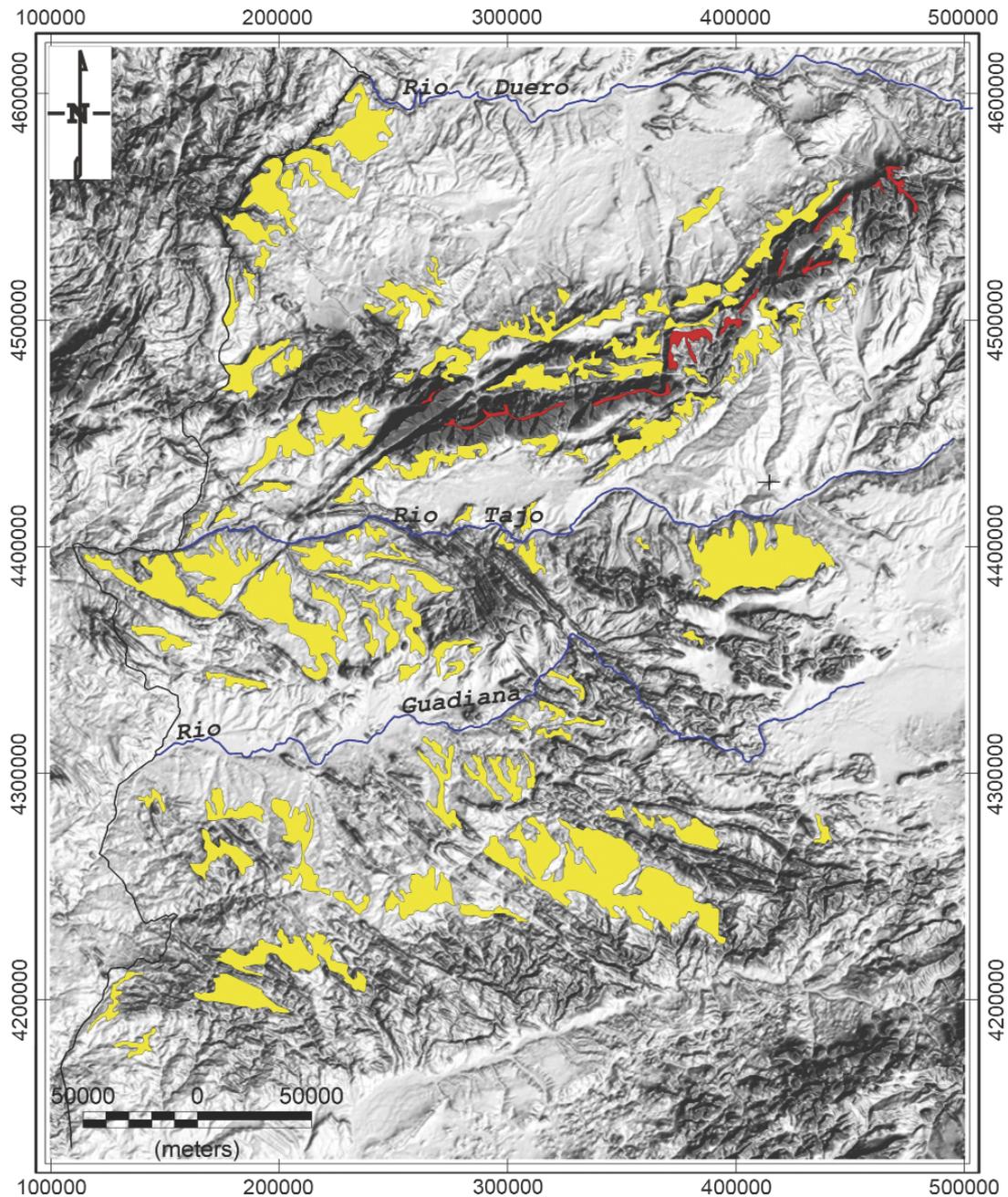


Fig. 8.- Cartografía de las superficies geomorfológicas identificadas en el basamento varisco. Las superficies culminantes se muestran en rojo. Coordenadas UTM (m), Zona 30.

metros, donde constituye el piedemonte de la cordillera del Sistema Central dominado por una vergencia NO. Esta misma superficie es la que constituye, en algunos lugares, la divisoria de aguas pues no en todas partes se elevan sobre ella los relieves altos de la cordillera.

Hacia el Sur, esta superficie desciende de forma abrupta con un desnivel de más de 400 m con respecto a la vertiente sur de la cadena, lo que produce una marcada asimetría en el relieve de esta cadena. La superficie desnivelada continua hacia el sur primero formando el pedimento del Sistema Central, y luego una extensa llanura interrumpida por los encajamientos del río Tago. La divisoria entre el Tago y el Guadiana es casi imperceptible, y esta constituida

por la prolongación de las estribaciones de los Montes de Toledo, que se sumergen hacia el oeste.

Hacia el sur de la depresión del Guadiana la planicie continúa y se alza suavemente en rampa hasta llegar a formar las estribaciones de Sierra Morena, antes de descender de nuevo, esta vez abruptamente hacia el valle del Guadalquivir.

Perfil E

El perfil oriental presenta aparentemente mayores contrastes de relieve, posiblemente como hemos comentado antes, por un mayor desarrollo de las cuencas terciarias,

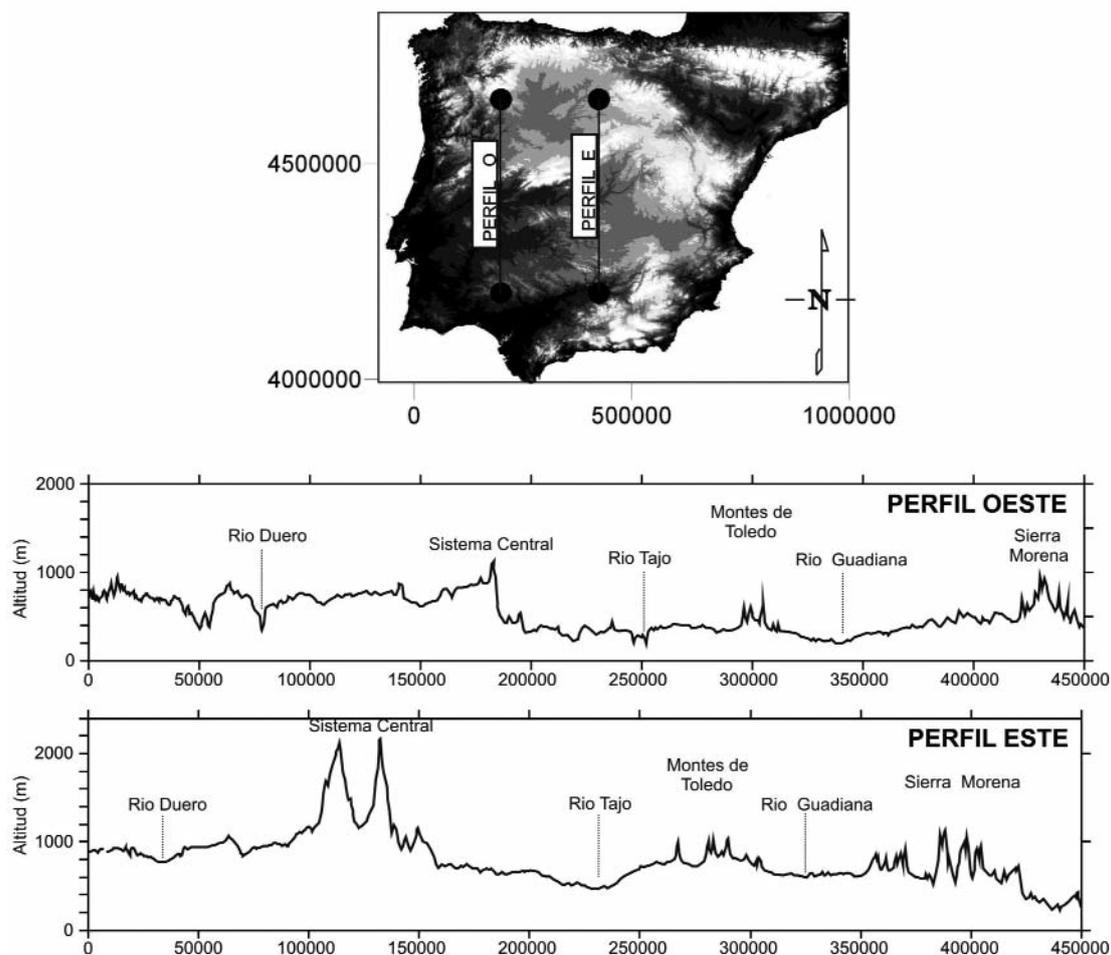


Fig. 9.- Dos perfiles topográficos orientados N-S, el perfil oeste y el perfil este, ilustran las características generales del relieve de las cuencas de drenaje del Duero, Tajo y Guadiana. Ambos ponen en evidencia la diferencia de altitud entre la Cuenca del Duero y las cuencas del Tajo y Guadiana. Coordenadas UTM (m), Zona 30.

frente al predominio de la penillanura rígida hacia el oeste. La meseta del Duero se constituye también aquí como el piedemonte del Sistema Central, que en este perfil alcanza mayor altura y amplitud. Se sigue manteniendo la asimetría N-S, aunque aquí es menor el salto, pues el piedemonte sur está más elevado que en el perfil O. La cubeta del Tajo está mejor definida entre las superficies de piedemonte del Sistema Central y Montes de Toledo.

Sintetizando, en ambos perfiles se identifican tres tramos caracterizados por una topografía deprimida, con forma de cubeta, separados por alineaciones elevadas, correspondientes a las tres grandes cuencas fluviales, aunque no todas muestran las mismas diferencias de altitudes. El Sistema Central es el relieve más acusado, y resulta destacable su asimetría pronunciada hacia el sur. Las cubetas del Tajo y Guadiana son bastante similares, con más o menos morfología de surco, pero en ambos casos su divisoria de aguas constituida por los Montes de Toledo es poco pronunciada, especialmente en el perfil occidental. Hacia el sur, la depresión del Guadiana se limita por la subida suave hacia Sierra Morena, cuyos relieves más acusados, de nuevo se manifiestan en el extremo sur del perfil O.

En conclusión podemos considerar los relieves como gestados a partir de esta gran planicie, que se ondula y fragmenta transversalmente generando las cordilleras y depresiones. Estas grandes directrices E-O que elevan las montañas, también combaten la penillanura en surcos deprimidos hacia donde converge el drenaje de las grandes arterias fluviales.

El relieve “tectónico” ibérico y su evolución a lo largo del tiempo

El relieve del interior de la Península Ibérica está caracterizado por las grandes unidades tectónicas formadas durante la Orogenia Alpina. Asumiendo que durante el Mesozoico la parte occidental de Iberia fue un terreno emergido o cubierto por una lámina de agua poco profunda, sobre el que se depositaron unos sedimentos mesozoicos poco potentes, podemos imaginar un relieve suave caracterizado por extensas llanuras a finales del Mesozoico. El régimen compresivo impuesto desde los límites de la placa Ibérica dio lugar a la creación de una nueva estructura cortical. En los límites norte y sur de la placa se crearon cade-

nas montañosas cuyos relieves alimentan el relleno de las cuencas limítrofes. En el oeste peninsular, tras un periodo de una relativa calma tectónica y lejos de las cuencas de sedimentación mesozoica, la corteza se ondula afectando a todo el dominio intraplaca creando depresiones y elevaciones que van a controlar la posición de las cuencas sedimentarias terciarias y las cadenas montañosas. Las ondulaciones son transversales al campo de esfuerzos N-S que predomina durante la Orogenia Alpina. (De Vicente *et al.*, 2004; De Vicente *et al.*, 2007; De Vicente y Vegas, 2009). Esa superficie antigua que caracteriza el relieve del Macizo Ibérico va a deformarse siguiendo estas pautas. El análisis de la topografía sugiere que las depresiones y ondulaciones responden a un tren de ondas caracterizado por una longitud de onda entre 200 y 50 km, aunque en algunos casos, como la Cuenca del Duero se eleva a 400 km. No hay que descartar que a mediados del Terciario, cuando los Pirineos estaban formados y se iniciaba la formación del Sistema Central, en esa área existieran dos depresiones subsidentes que se estarían rellenando de los materiales provenientes de la erosión de los relieves adyacentes con redes de drenaje independientes y, que al aumentar el relleno, los sedimentos se solaparán y se formara una única depresión. Los mayores espesores de sedimentos terciarios se encuentran en los bordes de la cuenca por lo que la topografía del basamento bajo los sedimentos terciarios está definida por dos áreas deprimidas y una zona elevada en la parte central. Las cuencas meridionales presentan una longitud de onda de unos 200 km. La Cuenca del Tajo es asimétrica y el río discurre cerca del borde meridional al atravesar la cuenca sedimentaria. La disposición del río puede estar influida por el basculamiento hacia el SO que ha sufrido la Cuenca del Tajo. También se ha descrito la existencia de un pliegue antiformal de dirección NE-SO en la zona central de la cuenca que afecta a los sedimentos terciarios (Giner Robles, 1996). Esta estructura impediría al curso principal actual ocupar una posición central. A lo largo del tiempo la jerarquía de la red puede variar y el curso principal cambiar su trazado (Garrote *et al.*, 2008).. Las ondulaciones aparecen interrumpidas y cambian de dirección por estructuras N-S, efecto muy visible en el límite oriental de la Sierra de Altomira (Fig. 5).

Complementariamente a los grandes pliegues corticales se forman trenes de onda de menor longitud y fallas inversas y cabalgamientos, tanto en los límites de los grandes bloques corticales como en el interior de los mismos. La importancia de estas últimas estructuras es patente en los estudios geofísicos realizados en los bordes de las cadenas montañosas y en las cartografías de todo el interior peninsular. La creación de áreas deprimidas y elevadas locales va a modificar la red de drenaje y posiblemente en algunas zonas se produzcan cuencas endorreicas que por erosión remontante volverán a conectarse con la red dominante. La interacción entre la estructura y la red fluvial a lo largo del tiempo ha conformado el patrón de la red de drenaje actual. Marcadores de estas deformaciones son las superficies antiguas que pueden formar el fondo de las depresiones y ser recubiertas por depósitos fluviales o permanecer en áreas elevadas en las que van a ser retrabajadas. Si existían de-

pósitos sobre ellas estos pueden haber sido erosionados.

Las superficies geomorfológicas son los grandes testigos de la contribución de la tectónica en la construcción del relieve. Si admitimos, como dice Twidale (1976) que las formas perduran durante largos periodos de tiempo geológico, podrán estar enmascaradas bajo los sedimentos en las zonas subsidentes o estar expuestas a la erosión en zonas elevadas. La actividad tectónica las fracturará y basculará, individualizando fragmentos que son los marcadores de la deformación cortical. En esta hipótesis se asume que existe una superficie básica original. Para que esta asunción se confirme hay que datar las superficies y examinar con ojo crítico que significan los resultados. ¿Obtendríamos la edad de la superficie original o de superficies retrabajadas posteriormente? Dirigiendo nuestra mirada hacia las zonas activas, o sea los límites de placas, no existen análogos que nos permitan abordar este problema en toda su extensión.

Conclusiones

El relieve del interior de la Península Ibérica es un relieve “tectónico” creado por los eventos tectónicos ocurridos desde finales del Mesozoico. Del análisis espectral de la topografía, de los mapas de subenvolventes y de las evidencias proporcionadas por las superficies geomorfológicas se ha establecido que:

a) La formación de las grandes cuencas de drenaje está controlada por la existencia de pliegues aproximadamente E-O de gran longitud de onda. El drenaje se canaliza hacia las áreas deprimidas correspondientes a los sinformes mientras que las divisorias se identifican con las antifor- mes. Además de pliegues de gran longitud de onda, se forman pliegues menores que controlan la formación de zonas hundidas y zonas elevadas orientadas paralelamente a la dirección media de las grandes unidades geológicas.

b) Las estructuras E-O se encuentran desplazadas por fallas N-S que limitan dominios estructurales con distintas orientaciones de trenes de pliegues. Estos accidentes controlan a grandes rasgos los límites de las cuencas sedimentarias y el basamento varisco en el oeste peninsular e incluso determinan la orientación media de la divisoria de aguas atlántica-mediterránea.

c) Las superficies geomorfológicas, elementos característicos del paisaje ibérico, constituyen grandes marcadores de la deformación cortical a todas las escalas. Las superficies antiguas se pliegan y se fracturan poniendo de manifiesto las estructuras que controlan la evolución del relieve.

La aplicación del modelo de ondulaciones del terreno al mosaico de superficies existentes permite explicar la configuración del paisaje a partir de un arrasamiento generalizado progresivamente alabeado y fracturado. Las depresiones y elevaciones formadas explican la evolución de la red de drenaje que condiciona una convergencia hídrica dominante a favor de los surcos que son los que generan los ríos principales. Los cauces secundarios discurren perpendiculares a ellos, a favor de las rampas de piedemonte y la red va jerarquizándose progresivamente a medida que se capturan las cuencas terciarias que han quedado aisladas sobre el macizo.

Agradecimientos

Esta investigación ha sido financiada por el proyecto CGL2008-03463/BTE (Ministerio de Ciencia e Innovación, España).

Bibliografía

- Armenteros, I., Corrochano, A., Alonso Gavilán, G., Carballeira, J., Rodríguez, J.M. (2002): Duero Basin (Northern Spain). En: *The Geology of Spain*. (Gibbons, W., Moreno, M.T., Eds.) Geological Society of London, Londres, 309-315.
- Biro, P y Solé Sabarís, L. (1954): *Investigaciones sobre la morfología de la Cordillera Central Español*. Inst. Juan Sebastián Elcano. C.S.I.C., Madrid, 88 pp.
- Bonnet, S.F., Guillocheau, F., Brun, J.P., Van den Driessche, J. (2000): Large-scale relief development related to Quaternary tectonic uplift of a Proterozoic–Paleozoic basement: the Armorican Massif, NW France. *J. Geophys. Res.*, 105: 19273–19288.
- Büdel, J. (1957): Die 'Doppelten Einebnungsflächen' in den feucheten Tropen. *Zeitschrift für Geomorphologie NF* 1: 201-228.
- Capote, R., Villamor, P. (1999): La falla de Alentejo-Plasencia, un desgarre cortical relacionado con la colisión alpina. En: *Libro Homenaje a José Ramírez del Pozo* (Asociación de Geólogos y Geofísicos Españoles del Petróleo Eds.), Madrid, 151-158.
- Cloetingh, S., Burov, E., Beekman, F., Andeweg, B., Andressen, P.A.M., García-Castellanos, D., De Vicente, G. and Vegas, R. (2002): Lithospheric folding in Iberia. *Tectonics*, 21 (5): 1-26.
- Davis, W. N. (1909): *Geographical essays*. Boston, Dover, USA, 777 pp.
- De Vicente, G., Giner, J.L., Muñoz-Martín, A., González-Casado, J.M., Lindo, R. (1996): Determination of present-day stress tensor and neotectonic interval in the Spanish Central System and Madrid basin, Central Spain. *Tectonophysics*, 266: 405-424.
- De Vicente, G., Vegas, R., Guimerá, J., Muñoz, A., Casas, A., Martín Velázquez, S., Heredia, N., Rodríguez-Fernandez, R., González Casado, J.M., Cloetingh, S., Andeweg, B., Alvarez, J., Olaiz, A. (2004): Evolución geodinámica y cenozoica de la placa ibérica y su registro en el antepaís. En: *Geología de España*. (Vera, J.A., Ed.) SGE-IGME. Madrid, 597-602.
- De Vicente, G., Vegas, R., Muñoz Martín, A., Silva, P.G., Andriessen, P., Cloetingh, S., González Casado, J.M., Van Wees, J.D., Álvarez, J., Carbó, A., Olaiz, A. (2007): Cenozoic thick-skinned deformation and topography evolution of the Spanish Central System. *Global and Planetary Change*, 58: 335–381.
- De Vicente, G., Vegas, R. (2009): Large-scale distributed deformation controlled topography along the western Africa–Eurasia limit: Tectonic constraints. *Tectonophysics*, 474 (1-2): 124-143.
- Eggler, D. H.; Larson, E. E.; Bradley, W. C. (1969): Granites, grasses and the Sherman erosion surface, Southern Laramie Range, Colorado- Wyoming. *American Journal of Science*, 267: 510-522.
- Fernández-Lozano, J. Sokoutis, D., Willingshofer, E., Cloetingh, S., De Vicente, G., (2011): Cenozoic deformation of Iberia: A model for intraplate mountain building and basin development based on analogue modeling. *Tectonics* TC1001, doi:10.1029/2010TC002719
- García Abad, F., Martínez Serrano, A. (1980): Precisiones sobre la génesis y cronología de los relieves apalachianos del Macizo Hespérico (Meseta Central española). *Estudios Geológicos*, 36: 391-401
- Garrote Revilla, J., Fernández García, P., Garzón, G. (2002): Parámetros morfométricos de la red de drenaje y sus implicaciones estructurales en la Cuenca del Tajo. En: *Aportaciones a la Geomorfología de España en el inicio del Tercer Milenio* (Pérez González, A, Vegas, J., Machado, M.J. Eds.), 45-51.
- Garzón Heydt, M.G. (1980): *Estudio geomorfológico de una transversal de las sierra de Gredos Oriental (Sistema Central Español)*. Ensayo de una cartografía geomorfológica. Tesis Doctoral, Universidad Complutense, Madrid, 425 pp.
- Garzón Heydt, G. (1991): El significado de la morfogenesis terciaria en la depresión del Tajo: Superficies y Paleoalteraciones. En: *Alteraciones y paleoalteraciones en la morfología del Oeste Peninsular* (Blanco, J., Molina, E., Martín Serrano, Eds). Monografías 6, ITGE y SGE, Madrid, 89-111.
- Garzón, G. y Garrote, J. (2007): Diseño morfoestructural de los grandes ríos ibéricos y su significado evolutivo a partir de la generación de superficies polinómicas del relieve. En: J. Lario y P. Silva (Eds). Contribuciones al estudio del periodo cuaternario. *Resúmenes XII Reunión Nacional de Cuaternario*, 19-20.
- Garzón, G., Ortega, J.A. y Garrote, J. (2010): Controles litológicos y estructurales en la jerarquización del drenaje. Las Vegas del Guadiana. *Avances de la Geomorfología en España. XI Reunión Nacional de Geomorfología Solsona*, 373-376.
- Garrote, J., Garzón, G. and Cox, R.T. (2008): Multi-Stream order analyses in Basin Asymmetry: A tool to discriminate the influence of Neotectonics in Fluvial Landscape Development (Madrid Basin, Central Spain). *Geomorphology*, 102: 130-144.
- Giner Robles, J.L. (1996): *Análisis neotectónico y sismotectónico en la parte centro-oriental de la cuenca del Tajo*. Tesis Doctoral. Universidad Complutense, Madrid, 268 pp.
- Gutierrez Elorza, M., Rodriguez Vidal, A. (1978): Consideraciones sobre la morfogénesis del Sistema Central. *Bol. Geo. y Min.*, 89 (2): 109-113.
- Johansson, M. (1999): Analysis of digital elevation data for paleosurfaces in south-western Sweden. *Geomorphology*, 26: 279-295.
- Krishna, K.S., Bull, J.M., Scrutton, R.A. (2001): Evidence for multiphase folding of the central Indian Ocean lithosphere. *Geology*, 29 (8): 715–718.
- MacKeown, F. A., Jones-Cecil, M., Askew, B. L., McGrath, M. A.. *U.S.* (1988): Analysis of stream profile data and inferred tectonic activity, eastern Ozark Mountains Regions. *USA. Geol. Survey Bull.*, 1807: 1-39.
- Martín Serrano, A., Ed. (2005): *Mapa Geomorfológico de España y del margen continental a escala 1:1.000.000*. IGME, Madrid, 232 pp.
- Martín Velázquez, S., De Vicente, G. (1996): Paleoesfuerzos alpinos en el borde suroccidental de la Cuenca de Madrid (Montes de Toledo). *Geogaceta*, 18: 11-14.
- Molina, E., Blanco, J.A., Pellitero, E., Cantano, M., Jorda, J. (1985): Esquema sobre la evolución del relieve del Macizo Hespérico en su sector castellano-extremeño. *Studia Geologica*, 20: 115-126
- Molina, E., Blanco, J.A., Pellitero, E., Cantano, M. (1987): Wathering processes and morphological evolution of the Spanish Hercynian Massif. En: *International Geomorphology, Part II*. (Gardiner, V., Ed.), John Wiley and Sons, San Francisco, USA, 957-977.
- Muñoz-Martín, A., De Vicente, G., Fernández-Lozano, J., Cloetingh, S., Willingshofer, E., Sokoutis, D., Beekman, F. (2010):

- Spectral analysis of the gravity and elevation along the western Africa–Eurasia plate tectonic limit: Continental versus oceanic lithospheric folding signals. *Tectonophysics*, 495: 298-314.
- Pedraza Gilsanz, J. (1978): *Estudio geomorfológico de la zona de enlace entre las sierra de Gredos y Guadarrama (Sistema Central Español)*. Tesis Doctoral, Universidad Complutense, Madrid, 540 pp.
- Pérez González, A., López Martínez, N. (1983): En: *Geología de España, Libro Jubilar de J.M. Ríos*. (J. A. Comba Coord.), IGME, Madrid, 564-658.
- Querol, R. (1989): *Geología del subsuelo de la Cuenca del Tajo*. E.T.S.I. Minas, Universidad Politécnica, Madrid, 48 pp.
- Rajado, M., Tejero, R., Fernández-García, P., Babín, R. (2008): Análisis morfoestructural del centro peninsular. *Geo-Temas*, 10: 1567-1572.
- Rayner, J.N. (1972): The application of harmonic and spectral analysis of the study of terrain. En: *Spatial analysis in Geomorphology* (Chorley, R.J. Ed.). Methuen and Co. Ltd., London, UK, 393 pp.
- Sánchez-Serrano, F. (2000): *Análisis de la Topografía y Deformaciones Recientes en el Centro de la Península Ibérica*. Tesis Doctoral, Universidad Complutense de Madrid, 202 pp.
- Silva, P.G., Cañaveras, J.C., Zazo, C., Sánchez-Morla, S., Lario, J., Sanz, E. (1997): 3D soft-sediment deformation structures existence for Quaternary seismicity in the Madrid Basin. Spain. *Terra Nova*, 9: 208-212.
- Schwenzner, J.E. (1937): *Zur Morfologie des Zentrals Spanischen Hochlandes*, Geogr. Abhandl., 3ª ser. H. 1, Stuttgart, Germany, 128 pp.
- Scott, G. R. (1975): *Cenozoic Surfaces and Deposits in the Southern Rocky Mountains*, Geol. Society of America. Memoir 144: 227-248.
- Scott, G. R., Taylor, R. B. (1986): *Map showing late Eocene surface, Oligocene-Miocene paleovalleys and Tertiary deposits in the Pueblo, Denver and Greeley 1&2 quadrangles. Colorado*, U. S. Geological Survey Miscellaneous. Investigations series Map, USA, 1626 pp.
- Stearns, R. (1966): Development of the physiography of the western highland rim plataforma in Tennessee by ground-water sapping or rejuvenated stream cycle. *Geol. Soc. America Bull.* 1967, 78: 1111-1124.
- Tejero, R., González-Casado, J.M., Gómez-Ortiz, D., Sánchez-Serrano, F. (2006): Insights into the “tectonic topography” of the present-day landscape of the central Iberian Peninsula (Spain). *Geomorphology*, 76: 280-294.
- Tejero, R., Garzón Heydt, G., Babín Vich, R., Fernández García, P. (2010): Long-term evolving “tectonic” landscapes within intra-plate domains: the Iberian peninsula. En: *“Horizons in Earth Science Research, volume 2”* (Veress, B. & Szigethy, J. Eds), Nova Science Publishers, Inc., 103-123.
- Twidale, C. R. (1976): On the survival of paleoforms. *American Journal of Science*, 276, 77-95.

MANUSCRITO RECIBIDO EL 2 DE DICIEMBRE DE 2011.

ACEPTADO EL MANUSCRITO REVISADO EL 19 DE MARZO DE 2012.