

LA TECTONICA ALPINA EN EL BORDE NORTE DEL SISTEMA CENTRAL ESPAÑOL Y SU ENLACE CON LA CUENCA DEL DUERO

R. Babín Vich * y D. Gómez Ortiz *

RESUMEN

En este trabajo se describen las principales estructuras alpinas del borde norte del Sistema Central y su enlace con la cuenca del Duero, así como las características de las principales fases tectónicas alpinas que han dado lugar a la actual estructura. Se pone de manifiesto las diferencias entre la zona de Gredos, dominada por fallas N-S y E-O principalmente, y la zona de Guadarrama en la que las fallas inversas son N 70° E acompañadas de desgarres N 140° E y N 10° E. El análisis de las direcciones de los ríos en este área permite definir tres zonas en función de su orientación, que coinciden con las definidas para las fallas alpinas, lo que refleja la relación entre la red de drenaje y la fase alpina Guadarrama principalmente.

Palabras clave: Sistema Central, Orogenia Alpina, fallas, red hidrográfica.

ABSTRACT

This report is focused to describe the main alpine structures located in the northern edge of the Spanish Central System and the linking zone with the Tertiary Duero basin. A review of the main characteristics of the alpine tectonic phases is given. From these data, differences between the Gredos zone, dominated by N-S and E-W faults, and the Guadarrama zone, in which N 70° E reverse faults with N 140° E and N 10° E strike-slip faults are present, can be observed. The pattern of drainage of this area shows three main orientations, coincident with the alpine faults activated during the Guadarrama tectonic phase, which reveals the relationship between the present drainage pattern and the Alpine orogeny.

Key words: Spanish Central System, Alpine orogeny, faults, drainage system.

Introducción

El Sistema Central Español, limitado al norte y al sur por las cuencas del Duero y Tajo, es una cadena alpina alargada, de dirección N 60° E. La estructura principal está formada por un zócalo hercínico, constituido por rocas graníticas y metamórficas de alto grado, que afloran con mayor amplitud en el sector occidental, y una cobertera mesozoica y cenozoica, mejor representada en la zona oriental.

La orogenia hercínica afectó únicamente a los materiales de edad precámbrica a paleozoica mediante una serie de fases de deformación que dieron lugar al desarrollo de pliegues, cizallas dúctiles y fábricas plano-lineares que se superponen en el tiempo. Es también la responsable del metamorfismo presente en los materiales citados. Consta de tres fases princi-

pales (Fernández Casals y Capote, 1970; Capote, 1973). Trabajos más recientes sobre la tectónica hercínica son los de Doblas *et al.* (1983), Capote *et al.* (1987) o Macaya *et al.* (en prensa). La primera de las fases genera grandes pliegues tumbados con vergencia al este como consecuencia de un proceso de cizalla simple subhorizontal. La deformación es penetrativa, generando metamorfismo y el desarrollo de una foliación intensa que será casi borrada por las fases posteriores. Los pliegues son de tipo IC, según la clasificación de Ramsay, en los materiales competentes, y de clase 2 ó 3 en los incompetentes (González Casado, 1986). El metamorfismo desarrollado corresponde a la facies de las anfibolitas, con temperatura y presión intermedias. Un ejemplo de estructura generada en esta fase es el domo de Hien-delaencina (González Lodeiro, 1981). La segunda

* Departamento de Geodinámica. Facultad de Ciencias Geológicas. UCM. Avda. Complutense, s/n. 28040 Madrid. E-mail: geodi06@sis.ucm.es.

fase de deformación genera cizallas subhorizontales dúctiles con metamorfismo y milonización asociados. Se produce una foliación muy intensa que se superpone a la anterior y una lineación de estiramiento muy marcada. Los pliegues son de tipo intrafoliar (González Casado y Casquet, 1988). El metamorfismo ya iniciado en la fase anterior continúa actuando, en facies de anfibolitas de baja presión y alta temperatura generando incluso migmatización. La tercera fase de deformación hercínica es menos intensa que las anteriores, dando lugar a pliegues retrovergentes a las estructuras de las fases anteriores y a una esquistosidad de crenulación.

Con posterioridad a la formación del orógeno hercínico, tiene lugar lo que se ha denominado tectónica tardihercínica. Tiene unas características extensionales, y entre los modelos propuestos para explicar su significado cabe citar el de Doblas (1988), en el que se propone una tectónica de detachments horizontales que estaría relacionada con el colapso gravitacional del orógeno hercínico. A esta fase correspondería el desarrollo de una importante zona de cizalla dúctil normal de bajo ángulo WNW-ESE buzando al NNE en el sur de la Sierra de Gredos, varias fallas normales de alto ángulo WNW-ESE buzando tanto al N como al S, y cuatro zonas de cizalla tanto dextrales como sinestrales N-S que actuarían como «transfer» de las cizallas anteriores.

Todas estas fallas tardihercínicas jugarán posteriormente un papel importante durante la orogenia Alpina al ser reactivadas como fallas inversas o direccionales. El basamento se deformó con esta tectónica de bloques y los sedimentos cretácicos se adaptaron a esta deformación.

Numerosos estudios muestran la existencia de importantes fallas inversas visibles en superficie y en perfiles de sísmica de reflexión llevados a cabo en el borde sur de la cadena. El primer modelo sobre la formación del Sistema Central corresponde a Hernández Pacheco (1923), que considera la formación de la cadena en dos etapas, una pérmica, en la que se elevan las dos mesetas y la Cordillera Central, y otra terciaria en la que se hundieron las mesetas quedando elevado el Sistema Central entre ellas. Por su parte Birot y Solé (1954) proponen una fase compresiva relacionada con la formación de la Cordillera Bética, que originaría pliegues de radio medio en el basamento y fallas inversas causantes de «horsts» y «grabens», seguida de una etapa distensiva debida a la compensación isostática que causaría la elevación de los distintos macizos. Posteriormente, Alía (1976) propone el modelo de la Bóveda Castellano-Extremeña en el que se considera una megaestructura debida a un abombamiento NE-SW dividido en dos por la línea Madrid-Toledo.

La zona norte (Guadarrama y Gredos) sería el resultado de esfuerzos laterales compresivos de la corteza o esfuerzos verticales diferenciales del manto, dando lugar a movimientos de elevación primero y hundimiento de flancos a favor de fallas verticales posteriormente. Sobre esta base se desarrolla el modelo de Portero y Aznar (1984), que considera el Sistema Central como un «rhombo-horst» formado por el giro de los esfuerzos NW-SE producidos durante el Eoceno-Oligoceno.

Más recientemente, varios autores han propuesto modelos estructurales elaborados a partir de análisis macroestructurales (Warburton y Alvarez, 1989; Vegas *et al.*, 1990) y otros trabajos (De Vicente, 1988; Capote *et al.*, 1990; De Vicente *et al.*, 1990) estudian las características de los tensores de esfuerzos, indicando la existencia de una fase de deformación principal. Son modelos de tipo cabalgamientos imbricados, en los que la fase de deformación principal citada produce cabalgamientos con dirección general N 60° E, aunque en algunas zonas son E-W (p. ej.: Sepúlveda, norte de Avila) acompañados por desgarres dextrales y sinestrales conjugados. Ambos son considerados como fallas «transfer» que hacen posibles los movimientos de los cabalgamientos, y fueron también definidas como tales para el tardihercínico en relación a las fallas y cizallas normales (Doblas, 1988). Existen también retrocabalgamientos de dirección N 60°-70° E con sentido de desplazamiento hacia el SE, de los cuales el más importante sería la falla del borde sur del Sistema Central, que no llega a aparecer en la síntesis de la figura 1, pero sí son visibles algunos en la zona de Turégano así como el cabalgamiento de Rascafría.

Todos estos trabajos, acompañados de estudios gravimétricos, dan lugar a un conocimiento bastante completo del borde sur del Sistema Central. Sin embargo, en su borde norte, donde también se han llevado a cabo trabajos de análisis poblacional de fallas y estudios de relaciones de fallas y pliegues (Gómez y Babín, 1996), la elaboración de un modelo se ve dificultada al no existir datos de sísmica de reflexión que servirían de apoyo para continuar las estructuras en profundidad.

El objetivo del presente trabajo es definir las estructuras frágiles principales que delimitan este borde norte, y en aquellos casos en que sea posible, hallar su relación con la red de drenaje principal.

Métodos de estudio

Se ha llevado a cabo una síntesis cartográfica del área que comprende el borde norte del Sistema Central español, teniendo en cuenta las Hojas a escala 1:50.000 publicadas por el ITGE (n.ºs 456, 458, 482, 483 y 506), así como trabajos llevados a

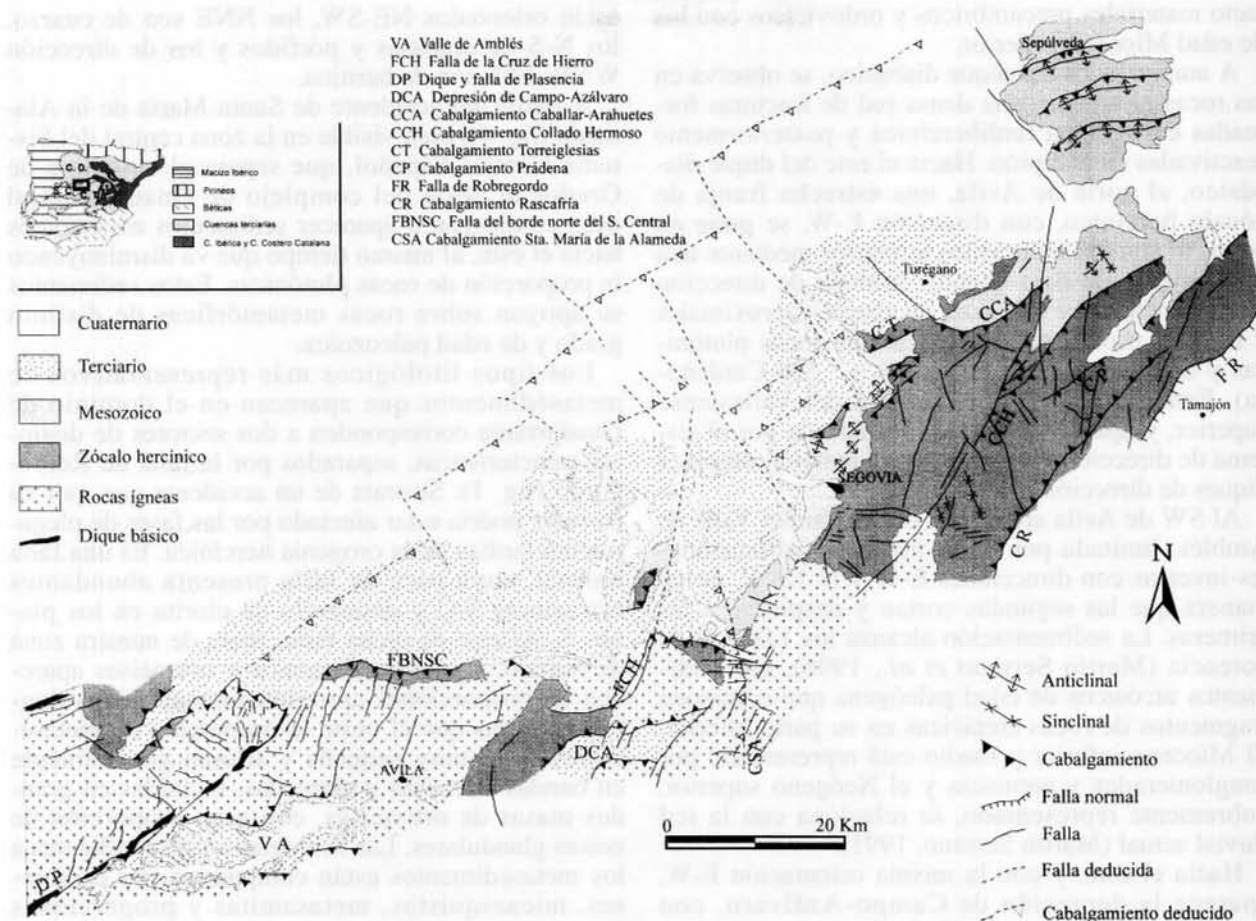


Fig. 1.—Síntesis cartográfica del sector centro-occidental del borde norte del Sistema Central Español, indicando los principales accidentes formados durante la orogenia Alpina, y mapa de situación de la zona estudiada. Ver texto para su explicación. La síntesis ha sido elaborada a partir de los mapas geológicos 1:50.000 n.ºs 456, 458, 482, 483 y 506 del ITGE así como de datos propios.

cabo por los propios autores a escala 1:25.000 (Gómez Ortiz, 1995). Con estos datos se ha elaborado una síntesis cartográfica a escala 1:200.000, cuya simplificación aparece en el mapa de la figura 1.

Al mismo tiempo, se ha realizado un mapa con los principales ríos a escala 1:200.000, del que se ha obtenido el que se observa en la figura 2, con objeto de conocer la relación entre las direcciones principales de los ríos y las orientaciones de los sistemas de fracturas más frecuentes.

Principales accidentes que configuran la estructura del borde norte del Sistema Central Español

En este apartado nos vamos a referir únicamente a las fallas visibles en superficie, y por tanto cartografiadas en el mapa con trazo continuo (fig. 1), que no corresponden exactamente con el borde norte del Sistema Central, ya que el límite topográfico (indicado a trazos), situado más al norte y difícilmente visible, no coincide con el límite cartográfico, dibujado en el mapa en función de los

afloramientos de los cabalgamientos sobre el terreno. Esto es debido a que las fallas más septentrionales del Sistema Central se encuentran actualmente erosionadas y ocultas por los sedimentos terciarios por lo que sólo son detectables a partir de datos geofísicos, como queda patente en los trabajos de Bergamín *et al.* (1995) y Sánchez *et al.* (1995).

Comenzando por la parte occidental, las fracturas más importantes son las de dirección NE-SW, que corresponden a fallas de desgarre tardihercínicas que posteriormente dieron lugar en algunos casos a diques rellenos de material diabásico, de los cuales el más importante por su extensión a escala peninsular es el de Alentejo-Plasencia. Cabalgamientos con esta dirección y con buzamiento medio son los que delimitan el afloramiento terciario de Muñico al oeste del dique diabásico, y a su vez afectan a la falla también inversa, de dirección E-W, que limita el borde norte en este sector. Esta falla pone en con-

tacto materiales precámbricos y ordovícicos con los de edad Mioceno superior.

A ambos lados del dique diabásico, se observa en las rocas plutónicas una densa red de fracturas formadas en la etapa tardihercínica y posteriormente reactivadas en el alpino. Hacia el este del dique diabásico, al norte de Avila, una estrecha franja de zócalo hercínico, con dirección E-W, se pone en contacto con los sedimentos terciarios mediante una falla inversa de bajo ángulo, también de dirección E-W, jalonada por una serie de abanicos proximales y medios, producto de la erosión de rocas plutónicas y metamórficas (IGME, hoja n.º 506 Cardeñosa). Esta falla afecta a materiales del Vallesense superior, y aparece cortada y desplazada por el sistema de dirección N 0°-10° E, que también desplaza diques de dirección E-W.

Al SW de Avila aparece la depresión del Valle de Amblés, limitada por fallas inversas y direccionales-inversas con direcciones E-W y N 10° E, de tal manera que las segundas cortan y desplazan a las primeras. La sedimentación alcanza los 1.000 m de potencia (Martín Serrano *et al.*, 1996), con sedimentos arcósicos de edad paleógena que contienen fragmentos de rocas cretácicas en su parte inferior. El Mioceno inferior y medio está representado por conglomerados y areniscas y el Neógeno superior, pobremente representado, se relaciona con la red fluvial actual (Martín Serrano, 1991).

Hacia el este, y con la misma orientación E-W, aparece la depresión de Campo-Azálvaro, con estructura semejante a la de la fosa anterior, cuya potencia de sedimentos alcanza los 400 m. La formación de estas cuencas está relacionada con los movimientos post-intra Oligoceno de los sistemas de fallas N 10°-30° E y N 60°-100° E (Fase Ibérica) y sus bordes están definidos por fallas inversas o en dirección con orientaciones N 20°-40° E y N 75° E (Capote *et al.*, 1990; De Vicente, 1988).

Al norte de esta depresión aparece un importante accidente, la falla de la Cruz de Hierro (fig. 1), que separa dos dominios muy distintos. Al sur y oeste de ella aparecen rocas metamórficas de bajo grado, y al este neises glandulares de grado metamórfico medio-alto. Su dirección es noreste-suroeste, con rocas de falla de tipo filonítico, replegadas, lo que indica que probablemente ha sufrido varias etapas de movimiento. Su prolongación al NE no está clara al no aparecer rocas de falla que la definan.

En este área, aunque no aparecen en nuestra cartografía debido a la escala, hay que mencionar la gran cantidad de diques aflorantes. Según A. G. Ubanell (1981), con dirección E-W se encuentran diques de pórfidos, lamprófididos, aplitas y episienitas. Los diques diabásicos y algunos de cuarzo,

están orientados NE-SW, los NNE son de cuarzo, los N-S de diabasas y pórfidos y los de dirección WNW-ESE son de baritina.

A partir del accidente de Santa María de la Alameda (fig. 1), bien visible en la zona central del Sistema Central Español, que separa el complejo de Gredos al oeste del complejo de Guadarrama al este, comienzan a aparecer sedimentos mesozoicos hacia el este, al mismo tiempo que va disminuyendo la proporción de rocas plutónicas. Estos sedimentos se apoyan sobre rocas metamórficas de distinto grado y de edad paleozoica.

Los tipos litológicos más representativos de metasedimentos que aparecen en el dominio de Guadarrama corresponden a dos sectores de distintas características, separados por la falla de Robregordo (fig. 1). Se trata de un accidente que, por su trazado, podría estar afectado por las fases de plegamiento tardías de la orogenia hercínica. Es una falla normal, cuya roca de falla presenta abundantes estructuras S-C y desarrollo de clorita en los planos S. Al este de dicha falla, fuera de nuestra zona de trabajo, los metasedimentos y ortoneises aparecen en proporciones aproximadamente equivalentes, mientras que al oeste la proporción de metasedimentos es muy pequeña y afloran generalmente en bandas estrechas y alargadas, incluidas en grandes masas de ortoneises, con gran proporción de neises glandulares. Las litologías correspondientes a los metasedimentos están compuestas por paraneises, micaesquistos, metasamitas y proporciones menores de cuarcitas, rocas de silicatos cálcicos y mármoles (Capote y Fernández Casals, 1975; Fernández Casals y Capote, 1970; Navidad, 1979; Villaseca, 1983).

Sobre este zócalo hercínico, se encuentran en el dominio de Guadarrama depósitos mesozoicos y terciarios. Para el estudio de los primeros se han seguido los trabajos de Alonso (1981) y Alonso *et al.* (1982), manteniéndose las unidades sedimentarias establecidas en ellos. Durante el Turoniense-Coniaciense tiene lugar una sedimentación siliciclástica (Facies Utrillas) y carbonatada, acompañada en el Santoniense por la instalación de cuerpos arrecifales de rudistas. El Campaniense se caracteriza por la presencia de evaporitas y por una karstificación intensa. Las etapas finales del Cretácico en la zona norte de la Sierra de Guadarrama están representadas por sedimentos detríticos siliciclásticos, cuya área fuente sigue siendo el zócalo.

Un cambio importante se produce con el comienzo del ciclo Eoceno-Oligoceno. Son depósitos de materiales polimícticos donde ya aparecen elementos de la cobertera cretácica, e indican el comienzo de levantamientos importantes en la zona. Durante el Mioceno se produce el levantamiento de la Sierra

de Guadarrama, dando lugar a abanicos aluviales extensos, con materiales de granulometría variada.

En este dominio de Guadarrama aparecen en el borde del Sistema Central una serie de fallas inversas asociadas a pliegues de tipo Kink y monoclinales, con direcciones muy próximas a las que presenta la foliación hercínica en ese lugar, lo que parece indicar que los cabalgamientos están aprovechando planos de debilidad preexistentes para su formación (De Vicente y González Casado, 1991). Estas fallas se desarrollan en materiales del basamento y se propagan hacia la superficie dando lugar a la formación de pliegues en la cobertera, y se localizan con mayor facilidad en aquellos lugares donde existen materiales cretácicos. Cuando no existen sedimentos de la cobertera es más difícil su identificación, ya que ponen en contacto rocas muy semejantes y no se desarrollan pliegues como consecuencia de ellas.

En cuanto a la geometría de los cabalgamientos, los valores obtenidos a partir de los modelos de pliegue-falla (Gómez Ortiz, 1995) indican buzamientos que oscilan entre los 35° y los 50°, aunque existen algunos con valores inferiores a 15°. Los datos que aportan distintos autores para el borde sur del Sistema Central (Querol, 1989; Warburton y Alvarez, 1989; De Vicente *et al.*, 1994; Bergamín y Tejero, 1994) indican que se trata de fallas de tipo lítrico, con buzamientos muy altos en superficie que disminuyen en profundidad, lo que obligaría a la presencia de un nivel de despegue común en profundidad.

Por tanto, para este dominio de Guadarrama, el borde norte del Sistema Central está definido por una estructura principal formada por fallas que actúan como cabalgamientos y retrocabalgamientos de dirección N 70° E, muy abundantes al sur y este de la localidad de Turégano (fig. 1). Otras estructuras tectónicas importantes son las fallas «transfer» de dirección N 135° E, que actúan como fallas «transfer» dextrales, con una longitud de varios kilómetros. En muchas ocasiones se marcan mediante ríos de trazado rectilíneo, fuertemente encajados (ríos Eresma, Cega y Duratón) (fig. 2). Este último define el comienzo de los afloramientos cretácicos de la Sierra de Pradales y sirve de límite entre los cabalgamientos que deben existir bajo la cobertera cenozoica al oeste y los pliegues monoclinales asociados a ellos que aparecen en la cobertera cretácica al este. La estructuración alpina principal se complementa con otro tipo de fallas «transfer» de orientación N 10° E y carácter sinistral (De Vicente *et al.*, 1994; Gómez Ortiz, 1995).

La orogenia Alpina

Tiene lugar desde finales del Cretácico hasta la actualidad, y es la responsable de la formación de

las Cordilleras Pirenaica y Bética, de las cadenas intraplaca Ibérica y Sistema Central, así como de las cuencas terciarias asociadas de Duero y Tajo.

Se distinguen cuatro campos distintos de esfuerzo-deformación que se suceden en el tiempo, e incluso en ocasiones llegan a solaparse. No todos ellos han contribuido a la estructuración del Sistema Central, pero son necesarios para comprender la deformación Alpina y su evolución.

1. Fase Ibérica

Es responsable de la estructura que se observa en la rama castellana de la Cordillera Ibérica, con una dirección de compresión de N 45° E a N 55° E. Da lugar al desarrollo de cabalgamientos de dirección NW-SE, con vergencia SW, así como a la reactivación de fallas N 40°-60° E y N 170°-180° E, que van a funcionar como normales direccionales (Capote *et al.*, 1990). Abarca desde el Eoceno superior al Oligoceno.

2. Fase Altomira

Se relaciona principalmente con el desarrollo del cinturón de pliegues y cabalgamientos de la Sierra de Altomira. La dirección de compresión es de N 90° E a N 110° E, generando cabalgamientos de dirección N-S y vergencia W. Da lugar a fallas «transfer» con dirección N 70° E dextrales y N 140° E sinestrales (De Vicente *et al.*, 1994).

3. Fase Guadarrama

Es la responsable de la estructura actual del Sistema Central. La dirección de compresión está comprendida entre N 140° E y N 160° E, aunque en la zona más occidental del Sistema Central tiene una dirección cercana a N-S. Da lugar a cabalgamientos de orientación N 60° E, que corresponden a fallas tardihercínicas reactivadas o a discontinuidades hercínicas previas, y a fallas «transfer» con dos direcciones principales: N 10° E sinestrales y N 140° E dextrales (De Vicente *et al.*, 1994). También se desarrollan pliegues que se observan en la cobertera mesozoico-zenozoica, de tipo monoclinial y con plano axial subparalelo a la dirección de la falla con la que están relacionados.

El período de actividad de esta fase comprende desde el Mioceno inferior al Mioceno superior.

4. Fase Torrelaguna

Después de la fase anterior, cambia el régimen de esfuerzos pasando a unas condiciones de tectónica extensional, con dirección de extensión E-W que da lugar a la estructuración de la red fluvial actual. Las fallas que actúan en esta fase son de tipo normal-direccional, con orientaciones comprendidas entre los N 20° W y los N 30° E. Actúa durante el Plioceno y se relaciona con el proceso de apertura del Golfo de Valencia.

En nuestra zona de estudio se observa claramente la incidencia de las etapas Ibérica y Guadarrama, en distinta medida según las zonas, mientras que la fase Altomira está restringida a la sierra del mismo nombre

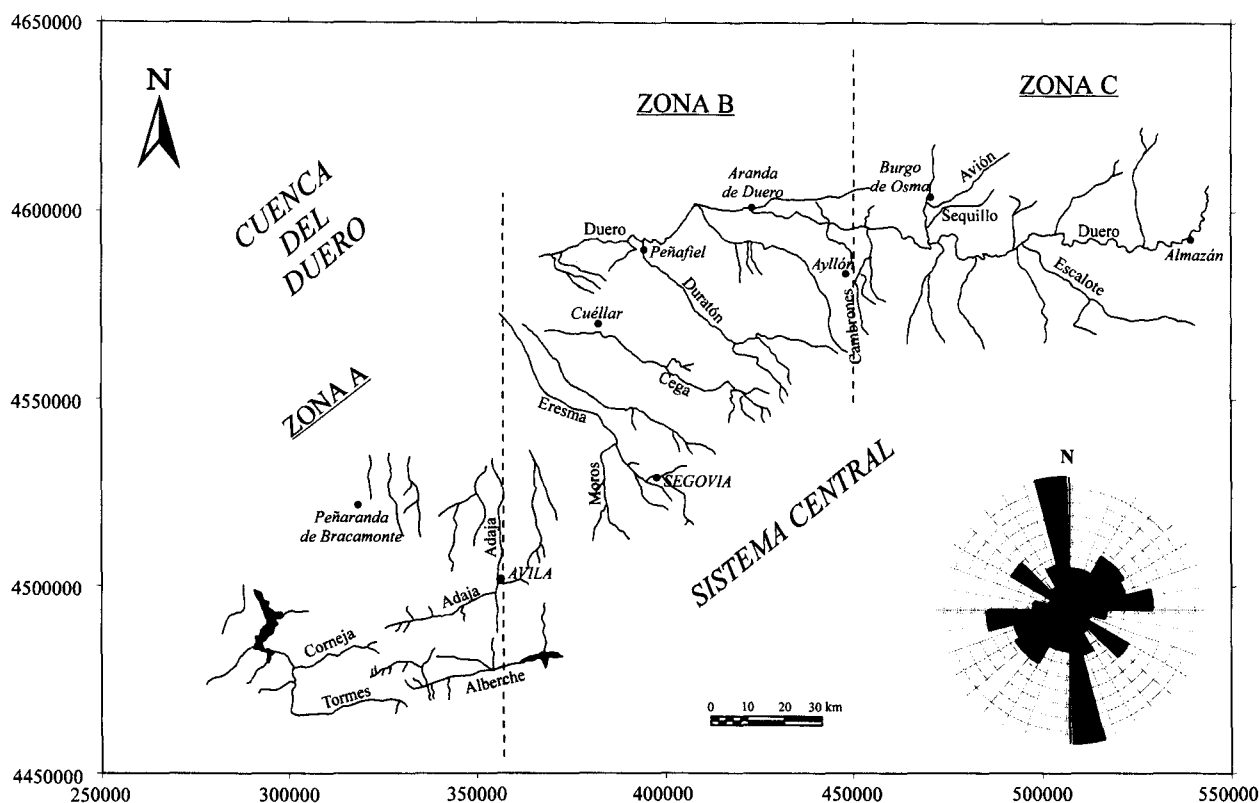


Fig. 2.—Disposición de la red hidrográfica en el sector centro-occidental del borde norte del Sistema Central Español, con la rosa de direcciones correspondiente a 65 medidas de lineaciones de ríos. Coordenadas UTM en metros, huso 30.

y a la depresión intermedia, y la fase Torrelaguna retoca ligeramente la estructura definida por la fase Guadarrama, teniendo influencia en la red fluvial actual. La fase Ibérica puede ser la responsable de la alineación de fosas con movimientos importantes según el buzamiento y escasos según la dirección (Amblés, Campo Azálvaro, etc.). También en este período, la falla de Alentejo-Plasencia pudo actuar como desgarre sinistral (Capote *et al.*, 1996), sin desarrollo de cuencas pull-apart debido a su carácter rectilíneo.

Como consecuencia de la etapa tectónica Guadarrama, se incurva la traza de la falla y se inicia la formación de cuencas pull-apart, funcionando como desgarre a pesar de su orientación, transversal respecto a la dirección de compresión horizontal máxima.

Los resultados del análisis poblacional de fallas efectuados en el complejo de Gredos (Babín y Gómez, 1995) y en el de Guadarrama (De Vicente y González Casado, 1991; Gómez y Babín, 1996), nos llevan a la conclusión de la existencia de las dos etapas antes mencionadas. En el complejo de Gredos, los esfuerzos compresivos de dirección N 50° E reactivan fallas de direcciones NW-SE, NE-SW y E-W, dentro de un régimen tectónico transtensivo. Esta dirección de compresión es coincidente con la etapa ibérica, y la reactivación de las

fallas de dirección NE-SW y E-W, da lugar al desarrollo de depresiones terciarias como las de los valles de Amblés y Corneja.

La segunda etapa reactiva fallas de orientación N 60° E y N-S. La dirección de compresión es casi N-S con un régimen tectónico compresivo, coincidente con la fase Guadarrama.

Para el complejo de Guadarrama, las direcciones de compresión y acortamiento se disponen mayoritariamente según la orientación N 150°-170° E, aunque no se puede dudar de la existencia de dos movimientos bajo condiciones de esfuerzo y deformación distintos, o bien de la existencia de una evolución en los movimientos, de tal forma que las fallas direccionales han actuado como «transfer» de los cabalgamientos.

Relaciones de la red hidrográfica con la orogenia Alpina

Con objeto de estudiar la relación existente entre los trazados de los ríos relacionados con el borde norte del Sistema Central y la red de fracturas originadas o renovadas durante la orogenia Alpina, hemos construido un mapa de la red hidrográfica

principal que abarca toda la zona centro-occidental del borde norte de la cordillera, desde el nacimiento de los ríos a partir de la divisoria de aguas hasta la parte sur de la Cuenca del Duero en su límite con el borde norte del Sistema Central (fig. 2). En función del predominio de las distintas orientaciones podemos dividir el mapa en tres zonas: zona A, comprendida entre el borde oeste y el meridiano que pasaría por el río Adaja; zona B, correspondiente a la zona central del mapa, hasta el meridiano que pasaría por la localidad de Ayllón, y zona C, que correspondería al resto del mapa hasta su borde oriental.

Zona A

Se caracteriza por una red de drenaje con ríos muy rectilíneos, con dos direcciones predominantes y casi únicas. La dirección N 0°-10° E, marcada por los ríos Voltoya, Adaja, etc., y tramos de otros como Tormes y Alberche e incluso varios de los afluentes; y la N 70°-90° E marcada por los ríos Corneja, Tormes, Adaja y Alberche en la mayor parte de su recorrido. Otras direcciones mucho menos abundantes son las N 60° E y N 130° E. Por tanto, las orientaciones de los ríos coinciden con las de las fracturas que han intervenido en la formación de las fosas antes citadas del Valle de Amblés, Alberche y Campo Azálvaro, formadas durante la Fase Ibérica.

Zona B

Con orientación predominante muy distinta a la anterior, la mayor parte de los trazados de los ríos muestran direcciones comprendidas entre N 120°-140° E, coincidente con las fallas «transfer» dextrales de dirección 135°, de gran importancia en la estructuración del Sistema Central. Sin embargo hay que destacar la orientación E-W del río Duero cortada en algunos tramos por direcciones N 40° E, así como de algunos afluentes. También se observa, aunque con menor importancia, ríos como el Moros, Cambrones, etc., de marcada tendencia nortada, con cambios a lo largo de su trazado hacia direcciones E-W y N 130° E.

Zona C

Está dominada, como la zona A, por la dirección N 80°-90° E, correspondiente al río Duero, y la N 0°-10° E, dibujada por la mayor parte de sus afluentes. Sin embargo, también está representada la orientación N 120°-130° E (río Escalote) y la N 60° E (ríos Avián, Sequillo, etc.). Geológicamente, esta zona correspondería a la cuenca terciaria de Almazán y a la prolongación de la Cordillera Ibérica, lo

que explica el cambio de las orientaciones principales respecto a las obtenidas en el Sistema Central.

La rosa de direcciones correspondiente a 65 medidas de lineaciones de los ríos (fig. 2), muestra lo anteriormente expuesto. La orientación más frecuente es la N-S, correspondiente a fallas «transfer» o desgarres de tipo sinistral producidos en la fase Guadarrama. A continuación, le sigue en importancia la orientación correspondiente a los desgarres dextrales de la misma fase, con dirección N 130°-140° E, y finalmente, las lineaciones que se corresponden con las fallas inversas de orientación N 70°-80° E. Con menor importancia existe otra serie de orientaciones, pero la red hidrográfica está condicionada fundamentalmente por la actuación de las fases Ibérica y Guadarrama de la orogenia Alpina.

Conclusiones

La orogenia Alpina ha actuado en el sector centro-occidental del borde norte del Sistema Central Español, dando lugar a la estructuración de este área mediante una serie de fallas y discontinuidades previas reactivadas principalmente en las etapas Ibérica y Guadarrama.

En el complejo de Gredos, las direcciones de fracturación principales tienen direcciones N 0°-10° E y N 80°-90° E, dando lugar a la formación de fosas como las del Valle de Amblés, Campo Azálvaro y Alberche, y al encajamiento de los ríos según estas direcciones principales.

En el complejo de Guadarrama, aparecen cabalgamientos asociados a pliegues de tipo «kink», con dirección N 70° E, acompañados por desgarres dextrales N 130°-150° E y sinestrales N 10° E. Estas tres orientaciones son las que presentan los ríos en este área, y son debidas a la actuación de las fases Ibérica y Guadarrama de la orogenia Alpina, fundamentalmente a esta última.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido financiado con el proyecto de la DGICYT PB 94-0242. Agradecemos la labor de un revisor anónimo que ha contribuido a la mejora del manuscrito inicial.

Referencias

- Alía Medina, M. (1976). Una megaestructura de la Meseta Ibérica: la Bóveda Castellano-Extremeña. *Estudios Geol.*, 32, 229-238.
- Alonso, A. (1981). El Cretácico de la Provincia de Segovia (Borde N del Sistema Central). *Seminarios de Estratigrafía*, 7, UCM, 271 págs.

- Alonso, A., y Mas, J. R. (1982). Correlación y evolución paleogeográfica del Cretácico al norte y sur del Sistema Central. *Cuad. Geol. Ibérica*, 8, 145-166.
- Babín, R., y Gómez, D. (1995). Estudio de la fracturación en un segmento de la Sierra de Gredos (provincia de Avila, España). *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. (Sec. Geol.)*, 90, 59-68.
- Bergamín, J. F., y Tejero, R. (1994). Interpretación de la estructura de la zona NE de la Cuenca de Madrid mediante datos gravimétricos. *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, 19, 215-227.
- Bergamín, J. F., Tejero, R., Gómez, D., y Sánchez, F. (1995). An integrated geophysical interpretation of Central Iberian Peninsula (Spain). *EAGE 57th Conference*, Abstracts: P140.
- Biro, P., y Solé Sabaris, L. (1954). *Investigaciones sobre morfología de la cordillera Central Española*. CSIC, Madrid, 87 págs.
- Capote, R. (1973). Estudio geoestructural de los afloramientos metamórficos del Norte de la provincia de Avila. *Bol. Geol. Min.*, 84, 425-437.
- Capote, R., González Casado, J. M., y De Vicente, G. (1987). Análisis poblacional de la fracturación tardihercyniana en el sector central del Sistema Central Ibérico. *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, 11, 305-314.
- Capote, R., y Fernández Casals, M. J. (1975). Las series anteordovícicas del Sistema Central. *Bol. Geol. Min.*, 86, 581-596.
- Capote, R., De Vicente, G., y González Casado, J. M. (1990). Evolución de las deformaciones alpinas en el Sistema Central Español. *Geogaceta*, 7, 20-22.
- Capote, R., Villamor, P., y Tsige, M. (1996). Tectónica alpina de la falla de Alentejo-Plasencia (Macizo Hespérico). *Geogaceta*, 20, 921-924.
- Doblas, M. (1988). New insights on the extensional detachment tectonics in central iberia during the tardihercynian. *Congreso Geológico de España*, comunicaciones, 2, 123-126.
- Doblas, M., Capote, R., y Casquet, C. (1983). Fenómenos de cizalla en los granitoides de la sierra de San Vicente (Sierra de Gredos). *Stvd. Geol. Salm.*, 18, 27-38.
- Fernández Casals, M. J., y Capote, R. (1970). La tectónica paleozoica del Guadarrama en la región de Buitrago de Lozoya. *Bol. Geol. Min.*, 86, 581-596.
- Gómez Ortiz, D. (1995). *La tectónica alpina en el borde norte del Sistema Central (Sector Turégano)*. Tesis de Licenciatura (Inédita). UCM, 300 págs.
- Gómez Ortiz, D., y Babín Vich, R. B. (1996). La tectónica alpina en el sector centro oriental del borde norte del Sistema Central (Provincia de Segovia, España). *Geogaceta*, 19, 19-22.
- González Casado, J. M. (1986). La estructura y las series preordovícicas de Riaza (Sistema Central Español). *Rev. Nat. Proc. Geol.*, 4.
- González Casado, J. M., y Casquet, C. (1988). Estructuras distensivas y procesos metamórficos asociados en la zona de cizalla de Berzosa. *Geogaceta*, 4, 5-6.
- González Lodeiro, F. (1981). La estructura del anticlinorio del Olla de Sapo en la región de Hiendelaencina (extremo oriental del Sistema Central Español). *Cuad. Geol. Ibérica*, 7, 535-546.
- Hernández Pacheco, E. (1923). Edad y origen de la cordillera central de la península Ibérica. *Asoc. Esp. Progr. Cienc. Congreso de Salamanca*, 2, 119-135.
- ITGE (1982). *Mapa Geológico de España E. 1:50.000, Hoja n.º 506 (Cardeñosa)*.
- ITGE (1991). *Mapa Geológico de España E. 1:50.000, Hoja n.º 456 (Nava de la Asunción)*.
- ITGE (1991). *Mapa Geológico de España E. 1:50.000, Hoja n.º 483 (Segovia)*.
- ITGE (1991). *Mapa Geológico de España E. 1:50.000, Hoja n.º 458 (Prádena)*.
- ITGE (1991). *Mapa Geológico de España E. 1:50.000, Hoja n.º 482 (Valverde del Majano)*.
- Macaya, J., González Lodeiro, F., Martínez Catalán, J. R., y Alvarez, F. Continuous deformation, ductile thrusting and backfolding in the basement of the Hercynian Orogen and their relationships with structures in the metasedimentary cover in the Sierra de Guadarrama (Spanish Central System). *Tectonophysics* (en prensa).
- Martín Serrano, A. (1991). La definición y el encajamiento de la red fluvial actual sobre el Macizo Hespérico en el marco de su geodinámica alpina. *Rev. Soc. Geol. España*, 4, 337-351.
- Martín Serrano, A., Santisteban, J. I., y Mediavilla, R. (1996). Tertiary of Central System basins. En: *Tertiary Basins of Spain. The stratigraphic record of crustal kinematics*. (Friend, P. F., y Dabrio, C., eds.), Cambridge Univ. Press, 255-260.
- Navidad, M. (1979). Los neises glandulares del sector central del Macizo Ibérico (Guadarrama centro-occidental). *Estudios Geol.*, 35, 31-48.
- Querol, R. (1989). *Geología del subsuelo de la Cuenca del Tajo*. ITGE-ETSI de Minas, 48 págs.
- Sánchez, F., Gómez, D., Bergamín, J. F., Tejero, R., y Muñoz, A. (1995). Integration of geophysical data by means of GIS and its use in structural interpretation. *EUG VII, Abstracts*, 917.
- Ubanell, A. G. (1981). Significado tectónico de los principales sistemas de diques en un sector del Sistema Central Español. *Cuad. Geol. Iber.*, 7, 607-622.
- Vegas, R., Vázquez, J., Suriñach, E., y Marcos, A. (1990). Model of distributed deformation, block rotations and crustal thickening for the formation of the Spanish Central System. *Tectonophysics*, 184, 367-378.
- Vicente, G. de (1988). *Análisis poblacional de fallas. El sector de enlace Sistema Central-Cordillera Ibérica*. Tesis doctoral. UCM, 331 págs.
- Vicente, G. de, Calvo, J. P., y Alonso Zarza, C. (1990). Correlación entre las deformaciones alpinas y el relleno sedimentario durante el Neógeno de la Cuenca de Madrid. *IX Con. R. C. M. N. S. Barcelona*. Abstracts: 121-122.
- Vicente, G. de, González Casado, J. M. (eds.) (1991). *Deformación alpina en el Sistema Central Español*. III Reunión de la Comisión de Tectónica de la Sociedad Geológica de España, 140 págs.
- Vicente, G. de, Muñoz, M., Giner, J., Rodríguez Pascua, M., González Casado, J. M., y Calvo, J. P. (1994). Evolución y estructuras alpinas en la zona del centro peninsular. *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, 19, 215-227.
- Villaseca, C. (1983). Bandas miloníticas y filoníticas en las áreas suroccidentales de Segovia (Guadarrama Central). *Stvd. Geol. Salm.*, 18, 81-92.
- Warburton, J., y Alvarez, C. (1989). A thrust tectonic interpretation of the Guadarrama mountains, Spanish Central System. *Libro homenaje a Rafael Soler*. AAGEP, 147-155.

Recibido el 17 de febrero de 1997.
Aceptado el 22 de octubre de 1997.