

EL PAPEL EXPLICATIVO DE LAS ROCAS FILONIANAS EN LA EVOLUCIÓN MORFOESTRUCTURAL DE ÁREAS DE ZÓCALO CRISTALINO: LA SIERRA DE ÁVILA.

M. HERRERO MATÍAS

Departamento de Ingeniería Mecánica y Civil. Universidad de Salamanca.
Escuela Politécnica Superior de Ávila, C/ Sto. Tomás s/n. 05003 AVILA

Resumen: La Sierra de Ávila constituye un bloque cristalino individualizado dentro del conjunto del Sistema Central Español, situándose en la zona de contacto entre el Macizo de Gredos y la Cuenca neógena del Duero. La estructuración del zócalo granítico así como los diferentes sistemas de diques que le afectan han sido analizados mediante el uso de técnicas cartográficas, con el fin de construir mapas tectónicos y geomorfológicos a escala 1:50.000. Este trabajo presenta un modelo evolutivo del bloque cristalino de Ávila durante el tardihercínico, basado en el análisis estructural cinemático y geomorfológico de los diferentes sistemas de diques que lo afectan. Esta metodología resalta el importante papel explicativo de los distintos sistemas de diques para el desarrollo de modelos morfoestructurales evolutivos en zonas de zócalo cristalino.

Palabras clave: Sistemas de diques, Geomorfología, Sierra de Avila, Sistema Central, España.

Abstract: The Avila Range constitutes an individual crystalline block within the Spanish Central System, located at the borderland zone of the Central Massif of Gredos and the Duero Basin. The granite structuration and the relevant sets of porfidic and sienitic dykes systems have been basically analysed through the use of mapping techniques for the eventual draft of 1:50.000 tectonic and geomorphologic maps. This paper presents an evolutionary model of this crystalline block, in the context of the tardihercynic fracturation, based on the structural, cinematic and geomorphologic analysis of dyke-systems. This methodology enhances the relevant explanatory role of the dyke systems in the development of evolutionary morphostructural proposals for ancient crystalline bedrock areas.

Key Words: Dyke Systems, Geomorphology, Sierra de Ávila, Central System, Spain

1. Introducción

El presente trabajo se enmarca en un estudio geomorfológico mas complejo (Herrero Matías, 1996) que tiene como objetivo esencial la formación y edición de una cartografía geomorfológica de la Sierra de Ávila a escala 1:50.000 siguiendo la metodología utilizada para la construcción del mapa geomorfológico editado por el IGN (Herrero Matías, 1988). La investigación geomorfológica se ha orientado hacia la defi-

nición de las grandes unidades, la catalogación de las formas del relieve, y la elaboración de un modelo evolutivo. Dentro de este último punto hay que destacar el importante papel morfoestructural que, en el ámbito de la rampa cristalina de Ávila, han jugado las rocas filonianas, las cuales constituyen el objeto de estudio de este trabajo. El análisis cartográfico, estructural y geomorfológico de los distintos sistemas de diques, junto con los datos petrológicos y geocronológicos publicados por otros autores, permiten valorar y cuantificar los desplazamientos de los sistemas de fracturación tardihercínicos en los que se emplazaron, así como su cinemática, secuencia evolutiva, e impacto actual en el paisaje.

2. Localización y contexto geológico

El territorio estudiado comprende una superficie de 1472 Km² abarcando las hojas del M.T.N. de Mirueña de los Infanzones (505), Cardeñosa (506), Vadillo de la Sierra (530) y Avila de los Caballeros (531). La zona se ubica al Oeste de la ciudad de Avila, ya en la vertiente Norte del Macizo Central de Gredos. Las dos grandes unidades geoestructurales en que se subdivide son (Figura 1): El sector de macizo cristalino «La Sierra de Ávila», y la cuenca sedimentaria intramontañosa «El Valle de Amblés»

La Sierra de Avila (1727 m), desde el punto de vista orográfico y en el conjunto del Sistema Central, es un modesto relieve marginal del Macizo de Gredos, alargado en dirección NE y desconectado de la alineación de dirección E-O mas importante, constituida por Las Parameras de Avila-La Serrota, por la interposición de la fosa tectónica del Valle de Amblés (Figura 1).

Desde el punto de vista geológico, «La Sierra de Ávila» corresponde a un área de zócalo cristalino, localizado en el sector central del Macizo Ibérico. El conjunto geológico está formado por dos dominios litológicos diferentes. Por una parte, rocas metamórficas y plutónicas del ciclo hercínico que constituyen el macizo cristalino y, por otra, el conjunto detrítico terciario del ciclo alpino que rellenan la Fosa del Amblés. Las rocas metamórficas afloran únicamente en el borde NO de la rampa cristalina formando el conjunto metamórfico de Muñico, constituido por esquistos porfidoblásticos y metagrauvas de edad cámbrica (Fernández Carrasco *et al.*, 1979). Las rocas plutónicas constituyen la práctica totalidad de los relieves de la Sierra de Avila. Tal y como lo describió Martín Donayre (1879), el Bloque Cristalino de Avila es «un mar de granito, mas bien que sierra parece la de Avila una gran estepa de granito». Por lo general, son granodioritas adamellíticas con intrusiones de cuerpos menores de granitos leucoadamellíticos.

Los aspectos estructurales y cinemáticos del emplazamiento de los granitos, han sido tratados por diversos autores (Aparicio Yagüe *et al.*, 1977, Capote 1973; Capote y Fernández Casals, 1971; Capote *et al.*, 1982; 1990; , Ubanell., 1977a y 1977b). Estos, correlacionan el metamorfismo y el plutonismo, indicando que el conjunto plutónico del Sistema Central, corresponde a una serie calcoalcalina única de edad hercínica con variedad litológica ácida-intermedia y ausencia de rocas básicas. Consideran estos autores un modelo evolutivo en el que el plutonismo es sincinemático y sinmetamórfico, reconociendo la existencia de una única fase deformativa hercínica de tipo progresivo, obedeciendo los diferentes caracteres pre, sin y postcinemáticos que se observan, a circunstancias propias del proceso intrusivo.

Dentro del conjunto granítico intruyen, a través del sistema de fracturación tardihercínico, el conjunto de diques que conforman la mayor singularidad de la geomorfología de la Sierra de Ávila. La importancia de estas rocas es fundamental, puesto que aportan elementos petrogenéticos, cinemáticos y geomorfológicos importantes para el conocimiento de la evolución del conjunto plutónico en general, y de su expresión geomorfológica en particular. La característica esencial del conjunto de rocas filonianas es su agrupación en sistemas de diques y haces de diques que atraviesan el complejo plutónico en varias direcciones. Su estudio se ha realizado considerando componentes estructurantes fundamentales, tales como: litología, edad, dirección e impacto morfológico sobre el paisaje. Del análisis de todos estos componentes se deduce que, la importancia explicativa, estructural y morfológica, de los diques, se centra principalmente en orden a su dirección. Con este criterio se han definido cinco conjuntos que por orden cronológico, son: a) Diques E-O / ONO; b) Diques N-NNE; c) Diques NE; d) Diques NNE-NE; y e) Diques ENE.

Los distintos sistemas de diques han sido analizados fundamentalmente mediante estudios fotogeológicos convencionales y de teledetección apoyados por reconocimientos de campo. La restitución fotogramétrica de los afloramientos masivos se ha realizado con el vuelo aerofotogramétrico a escala 1:30.000 de

SÍNTESIS GEOLÓGICA REGIONAL

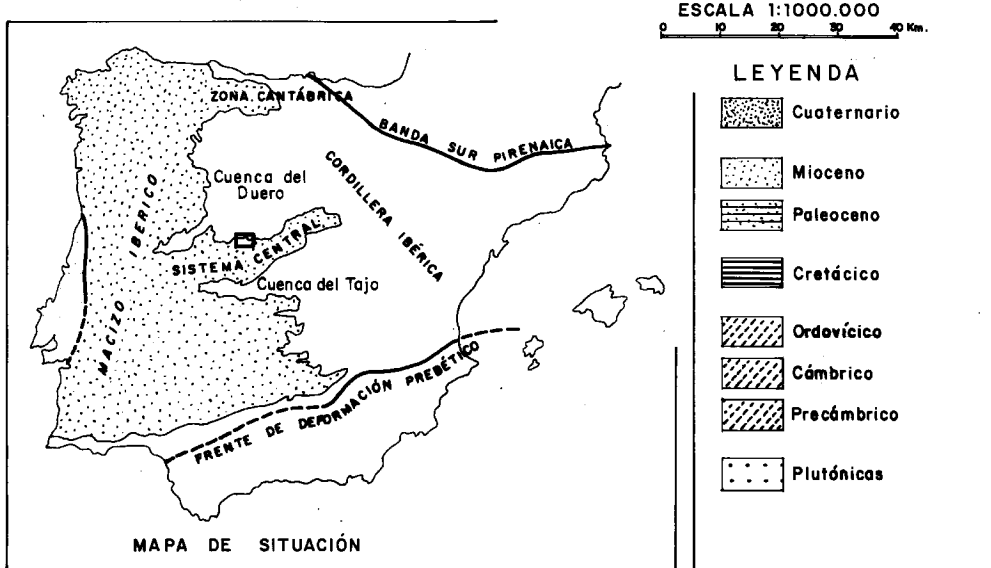
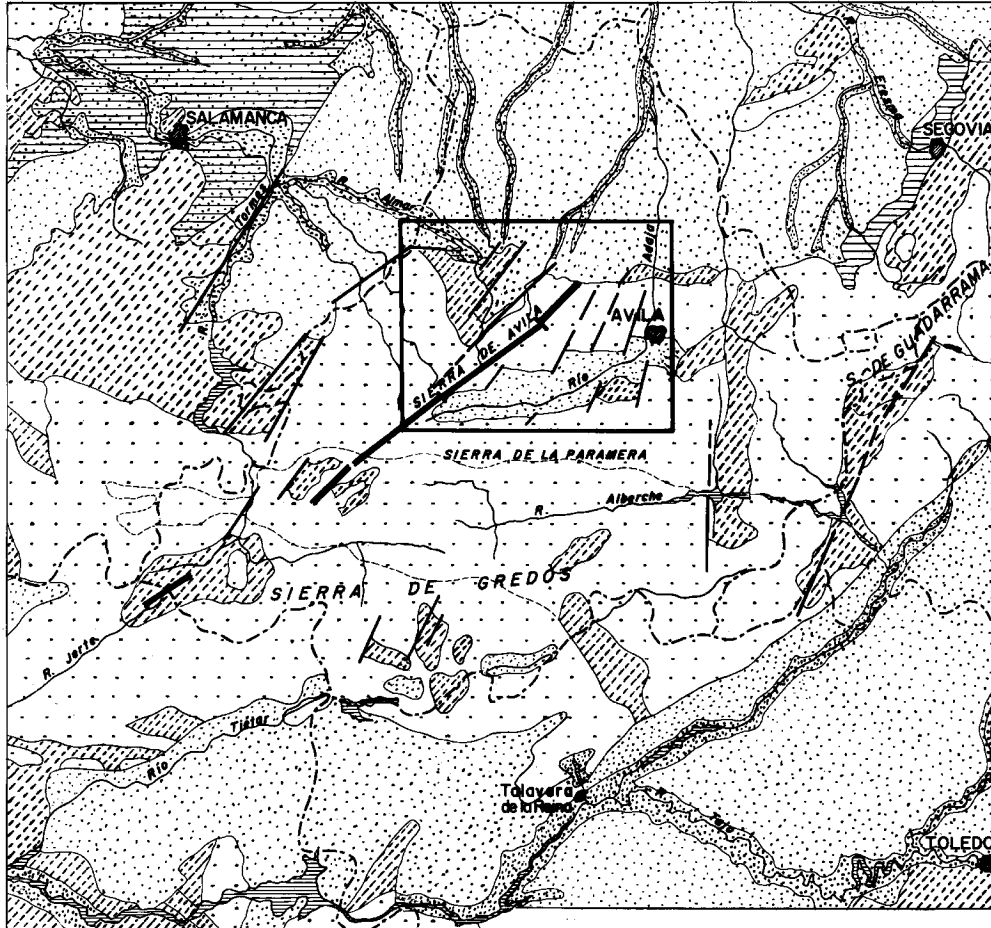


Figura 1. Situación geográfica y geológica de la zona de estudio
 Geographical and geological location of the studied zone

1985 del I.G.N., y apoyo por aerotriangulación del mapa 1:25.000. En algunas zonas problemáticas se ha trabajado con el vuelo a escala 1:18.000.

Los estudios de teledetección fueron encaminados a la generación de la ortoimagen espacial del área de estudio. La información digital utilizada ha sido la imagen Landsat-5 Sensor TM modo multispectral (Escena 202-32-2 fecha 18/08/87). La corrección geométrica se ha realizado mediante la toma de puntos de control (25 puntos para el cuarto de escena) sobre el M.T.N. en proyección U.T.M., así como ajuste polinómico e interpolación de pixel por convolución cúbica. Por último, la información topométrica y estructural, de singular importancia, ha sido extraída a partir de un Modelo Digital del Terreno creado para la zona de estudio (Figura 2) realizado a partir de la altimetría del M.T.N.

3. Análisis de los Sistemas de diques

Diques de dirección E-O – ONO (N80-100°E). El grupo mas importante se presenta formando haces de diques que, de forma continuada, en disposición de relevo, se extienden a lo largo de 23,5 km. en dirección Oeste desde la ciudad de Avila hasta la Fosa de Muñico (La Colilla-Ortigosa). La anchura del haz oscila entre 1 y 1,5 Km. describiendo en su recorrido, arqueamientos en sentido Norte-Sur, desplazamientos en la horizontal y numerosas interceptaciones por fracturas y diques. La roca caja son las granodioritas del complejo plutónico de la Rampa de Martiherrero y del Macizo de Cerro Gorría. Generalmente el contacto entre ambos conjuntos geológicos (granodioritas y diques) es neto, aunque existen sectores donde son observables zonas cataclásticas. Están formados por pórfidos y en ocasiones lamprófidos, aunque también existen episienitas. La mayor resistencia ante la erosión de estas litologías, hacen que este conjunto posea características geomorfológicas específicas formando series de relieves lineales destacados sobre la superficie, mas o menos peneplanizada, de las granodioritas. Cronológicamente son los mas antiguos, ya que este conjunto está afectado por los otros sistemas de diques y fracturas, incluyendo la Falla de Alentejo-Plasencia.

Diques de dirección N a NNE (N10-30°E). El dique de mayor importancia dentro de este grupo es el denominado «Dique de las Fuentes» (Arenillas y Arribas, 1975). Se desarrolla desde Amavida hasta las proximidades de Ortigosa de Rioalmar. Alo largo del borde occidental del Valle de Amblés y, en el interior del bloque cristalino de Avila, presenta una longitud de 20 km., y una anchura de 4-6 m., encajándose en contacto neto en las granodioritas. Está constituido por sienitas porfídicas de grano fino desarrolladas por intrusión magmática (Arenillas y Arribas, 1975). Apartir de este estudio se puede determinar que este dique sienítico intruye en una fractura de dirección Norte que ha sido desplazada sinistralmente hacia el NE por la

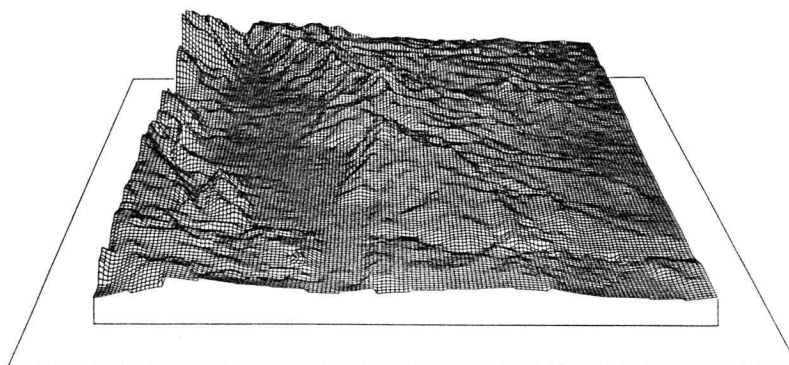


Figura 2. Modelo perspectivo E-O de la zona de Estudio, calculado a partir de 6902 puntos, formando una malla de 250 metros, tomando como origen de coordenadas UTM $x=315.500$, $y=4486.000$ (Huso 30)
Digital elevation model (perspective E-W) of the studied zone, calculated from 6902 points of a 250 metres network database and considering an UTM net origin at $x=315.500$, $y=4486.000$ (Huse 30)

Falla de Alentejo-Plasencia en el sector de Amavida; y que posteriormente ha sido afectada por el rejuego de la red de fracturas secundaria del bloque de Avila, produciendo desplazamientos y discontinuidades en todo el sector del macizo de las Fuentes. Hay que resaltar, que en distintos tramos constituye un accidente geomorfológico reseñable conocido como «la Risca», interpretado como un escarpe de falla exhumado.

Diques de dirección NE (N30-60°E). El mas importante es el dique asociado a la Falla de Alentejo-Plasencia (García de Figuerola. *et al.*, 1974). Dentro del ámbito de la zona de estudio, en este sector occidental del bloque cristalino de Avila, se localiza a lo largo de 43 km y con dirección N57-60°E, el tramo final de este gran accidente tectónico del Macizo Ibérico que, con un recorrido de 500 km, se prolonga en dirección SO hasta la región portuguesa del Alentejo. La potencia del dique oscila entre los 200-300 m. Es un dique diabásico, formado por un núcleo gabroide derivando hacia los bordes a una diabasa generalmente muy alterada. El dique intruye en una edad posthercénica (Triásico Medio o Jurásico), a favor de una falla de desgarre tardihercénica anterior, de escala cortical, (García de Figuerola *et al.* 1974; Arthaud y Matte, 1975). La morfología actual del dique cuando está asociada y vinculada a la gran fractura, forma zonas lineales deprimidas por efecto de la erosión diferencial sobre los materiales triturados y alterados del dique, dejando pequeños resaltes lineales en su zona central, menos triturada y mas coherente (Figura 3).

Diques de dirección NNE a NE (N10-30°E). Este sistema aflora fundamentalmente en la superficie de la Rampa de Martiherrero. Es un conjunto de diques en paralelo, separados entre sí de 2 a 3 km. e intruidos a favor de fracturas tardihercénicas que han rejugado posteriormente. Su expresión morfológica es de resaltes topográficos, en forma de escalones tectónicos, mas o menos discontinuos sobre el paisaje. El mas significativo, se extiende desde las proximidades de Duruelo hasta Cardeñosa a lo largo de 12 km, formando escarpe de falla en el borde del Valle del Amblés. Los materiales encajantes son granitoritas y aplitas, existiendo en torno a los diques, zonas de granitos alterados texturalmente por cataclasis. Desde el punto de vista estructural, los diques de cuarzo se intruyen en fracturas de tensión, producidas por los movimientos horizontales del bloque ante el empuje de las fallas de dirección regional NE., como la de Plasencia. Cronológicamente son los mas modernos junto con los de dirección ENE. En el sector de Duruelo se observan desplazamientos sinestrales desplazando a enjambres de los sistemas de diques más antiguos E-O y entallando un escarpe de falla a los 1280 metros de altitud en la rampa cristalina.

Diques de dirección ENE. En el sector granítico de la Rampa de Mirueña afloran algunos diques intruidos a través de fracturas tardihercénicas de la misma dirección. Este sistema está constituido por intrusiones de cuarzo lechoso con importantes mineralizaciones de hierro y, los mas importantes, presentan brechificación acusada. En su mayoría no presentan interés geomorfológico a excepción del dique de «Los Rondales» que se extiende al Oeste de Mirueña, a lo largo de unos 20 km y tiene entidad morfológica destacada sobre la topografía, dando lugar a característicos relieves lineales en serreta de dirección N75°E. Su espesor varía de 2 a 8 m. Encajan sobre los granitos de dos micas del Oeste de Mirueña y, sobre las granodioritas, a través de una franja de granitos cataclásticos por alteración textural de éstas.

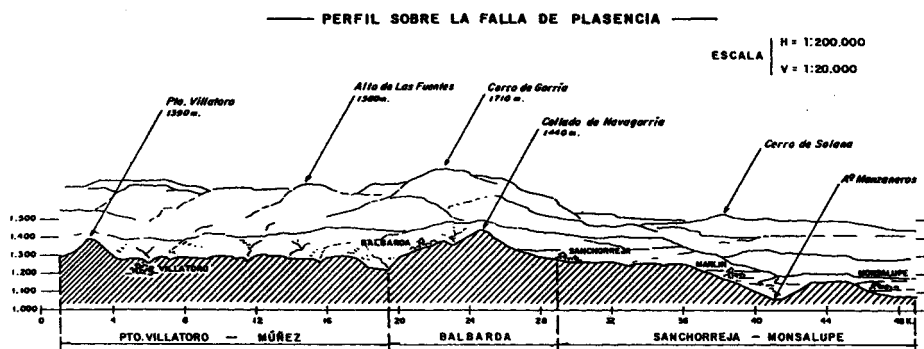


Figura 3. Corte geológico y geomorfológico de la Falla de Alentejo-Plasencia de SO a NE
SW-NE Geological and geomorphological cross section of the Alentejo-Plasencia Fault Zone

Los Sistemas de Fracturación Tardihercínicos. El conjunto de fracturas está formado por accidentes tectónicos de desigual importancia morfoestructural y significación geomorfológica. Se han definido los siguientes conjuntos, que interpretamos como sistemas, en virtud de su dirección. Sus características más importantes se exponen en orden a su importancia morfoestructural y su correspondencia con los sistemas de diques en la Tabla 1.

Tabla 1. Correspondencia entre los sistemas de fracturación tardihercínicos y los sistemas de diques analizados.
Relationships between tardihercincic fracturation and the analysed dyke systems.

<i>Sist. fracturación</i>	<i>Diques</i>	<i>Composición</i>	<i>Expresión morfológica</i>
NE (N30-60° E)	sistema NE	Diabasas y Gabros (Dique Alentejo-Plasencia)	Zonas lineales deprimidas con resaltes centrales en Serreta
ENE (N60-80° E)	sistema ENE	Cuarzo brechificado	Relieves en Serreta
NNE (N10-30° E)	sistema NNE a NE	Cuarzo en granitos catacásticos	Escarpes de falla
ONO (N55-80° O)			
E- O (80-100° E)	sistema E-O a ONO	Porfidos y lampórfidos	Relieves en Serreta
NNO a NO (N10-55°O)			
N - S (N10°O a N10°E)	sistema N a NNE	Sienita porfídica	Escarpes de falla «Riscas»

4. Interpretación y discusión: La evolución morfoestructural

La cadena Hercínica, finalizada la etapa de deformación, fue afectada por reajustes isostáticos que produjeron una elevación generalizada de la misma y de las plataformas circundantes. Este hecho provocaría la acción de una intensa erosión, motivando el «ascenso» hasta niveles más superficiales de las intrusiones graníticas. Dentro de este proceso de elevación, la dinámica evolutiva de los plutones graníticos en ascenso, tuvo un doble comportamiento: con niveles más plásticos en profundidad y niveles más rígidos en su zona más superficial. En esta última tuvo lugar la intensa fracturación tardihercínica anterior a la apertura del Atlántico (Arthaud y Matte, 1975).

La fracturación tardihercínica (Estefaniense - Pérmico Inferior) responde a una red de fallas de desgarre que se formaron en respuesta a esfuerzos compresivos NNE-SSO, que fue seguida de una fase distensiva intrapérmica con el desarrollo de fallas normales y el mantenimiento de un magmatismo tardío. A partir de las observaciones realizadas se pueden plantear las siguientes consideraciones acerca de la secuencia temporal de la fracturación y del emplazamiento de los diques, así como de su posterior evolución morfoestructural:

- a) El sistema de fracturación NE, que incluye el Sistema Falla-Dique de Alentejo-Plasencia, es el más importante, siendo además, las que registran los movimientos más antiguos. La fase principal de desplazamientos puede situarse entre 300 ± 10 M.a. y 280 ± 10 M.a. (Westfaliense - Pérmico Inferior). Los desplazamientos registrados por este sistema son sinestrales. En la Falla de Alentejo-Plasencia el desplazamiento en dirección, cuantificado en el dique diabásico asociado y en los diques pórfidicos del sistema E-O, que quedan desplazados por el movimiento de desgarre, es de 650-700 metros. Este dato parece indicar que el desplazamiento, en este sector del Macizo Ibérico, debió producirse en el tránsito Estefaniense-Pérmico (280 ± 10 M.a.) puesto que los materiales que desplaza son granodioritas tardías y el desplazamiento, como indican Arthaud y Matte (1975) es, hasta siete veces menor que el de los granitos antiguos afectados en otros sectores del Macizo Ibérico por fallas de esta dirección. Todo ello parece indicar que la fase de reactivación no pudo ser tan dilatada como en otros sectores de la cadena, situando el límite superior en 278 ± 16 M.a., que es el umbral inferior de los diques de pórfido desplazados (Mendes *et al.*, 1972).
- b) Formadas las principales fallas del sistema NE, se generaría el sistema de fracturación ONO en niveles estructurales más superficiales, ocasionado por el levantamiento general de la corteza. Ambos

sistemas conjugados (ONO y NE), compartimentaron el macizo cristalino en dos direcciones principales de debilidad, siendo la NE mas importante (Figura 4). Ambos sistemas forman las verdaderas líneas de reactivación vertical en el rejeugo posterior durante la tectónica Alpina.

- c) La edad de los sistemas de fracturación E-O, intruido por diques de pórfido y episienitas, y para el Dique de Las Fuentes que intruye una fractura del sistema N-S, ha sido fijada entre 280 ± 10 M.a. y 230 ± 10 M.a. (Triásico Medio), que es la edad del dique de Plasencia (Garcia Figerola *et al.*, 1974). Este, corta al dique de las Fuentes en Amavida y al haz de diques E-O de pórfido al Sur de Sanchorreja., y por tanto, la edad de estas fracturas, hay que situarla próxima al límite Estefaniense-Pérmico. Se generarían en la parte del plutón mas superficial con materiales mas «rigidos»; cuando la parte interna, todavía no estaba consolidada y, de acuerdo con Fuster e Ibarrola (1953), los diques intruidos serían de origen magmático. Los esfuerzos necesarios para su génesis, responderían a procesos distensivos locales de tipo radial relacionados con el propio proceso de intrusión magmática (Figura 5), el cual poseería un mecanismo análogo al de los diapiros Mattahuer (1976).

El sistema E-O, formado por el haz de diques de pórfido, se encuentra desplazado hasta 700 metros en sentido sinistral por la Falla de Alentejo-Plasencia (Sistema NE) está cortado por el dique de Plasencia y presenta ligeros desplazamientos y desenganches al ser cruzado por las fallas del sistema NNE. Todos los diques se encuentran arqueados entre las fallas del sistema NE de Muñico y Plasencia(Figura 6).

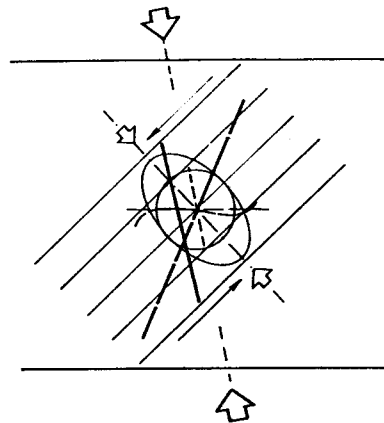


Figura 4. Elipsoide de deformación inferido para la formación de sistemas de fracturación y diques durante el tardihercínico
Inferred strain ellipsoid for the development of the tardihercynic fracture and dyke systems

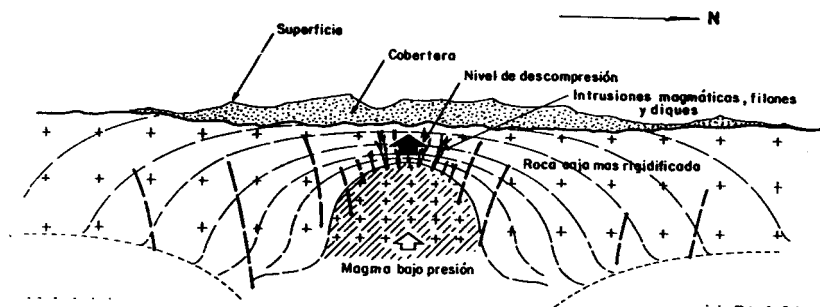


Figura 5. Distensión relacionada con la intrusión magmática
Extension related to the magmatic intrusion

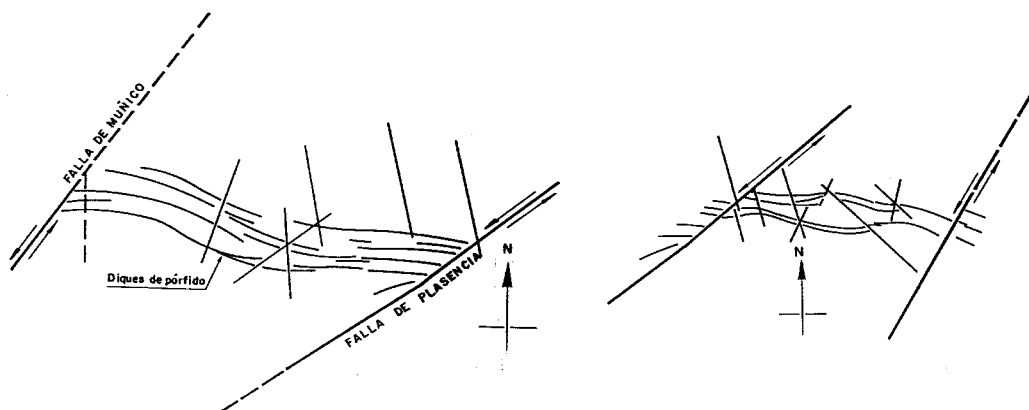


Figura 6. Sistemas de fracturas y diques en el sector central de la Sierra de Ávila.
Fracture and dyke systems developed in the central sector of the Ávila Range

- d) Los sistemas de dirección NNE y ENE son conjugados y, tal y como indican Arthaud y Matte (1975), debieron formarse en una etapa posterior de esfuerzos más localizados que debieron actuar para esta zona del Sistema Central; esfuerzos compresivos de dirección E-O, donde es importante considerar un campo de esfuerzos distensivo triaxial, puesto que esta deformación debió tener sus principales efectos en niveles estructurales muy superficiales, pero con un gradiente térmico elevado y alta presión inducido por las intrusiones magmáticas locales más tardías. En nuestra zona, se forman los sistemas de fracturas conjugados mencionados (NNE y ENE). El sistema NNE se localiza mayoritariamente al Este de la Falla de Plasencia, mientras que las ENE lo hacen al Oeste de la Falla de Muñico, quedando el bloque tectónico de la «Sierra de Ávila», comprendido entre ambas. Lo expuesto parece indicar que, en el sector limitado por fallas profundas, éstas, junto con las ONO han disipado los esfuerzos compresivos horizontales E-O, motivando en ellas un movimiento dextral.
- e) La etapa distensiva intrapérmica que sigue a la fracturación tardihercínica, ha sido evidenciada de mayor importancia en el modelo evolutivo morfoestructural de la cadena hercínica, que la propia fase de desgarres, (Lorenz y Nicholls 1976). En el área de estudio asociamos con esta etapa distensiva un hecho trascendental para la posterior evolución morfoestructural y para el modelado granítico de la zona, como es, la generación de una densa red de fracturas de menor profundidad y un intenso diaclasado. Los factores determinantes de esta intensa fracturación estuvieron condicionados por un estado distensivo general por descompresión superficial en respuesta a la elevación y fuerte erosión generalizada que tuvo lugar sobre toda la cadena y a la actividad plutónica remanente.

5. Conclusiones

Todo lo expuesto induce a pensar que cuando los materiales graníticos más superficiales alcanzan la superficie topográfica, por efecto de la denudación, el conjunto granítico se encontraba compartimentado en grandes bloques tectónicos, que se han movido horizontal y verticalmente, y que presentan en sus niveles más superficiales una fracturación intensa y un denso diaclasado siguiendo fundamentalmente las direcciones estructurantes principales NE y ONO. Ambas direcciones responden a los sistemas de fracturación y diques más importantes de la zona, dentro de los cuales destaca el sistema Dique-Falla de Alentejo-Plasencia, el cual registra un desplazamiento máximo acumulado de 650-700 m en sentido sinistral, que como mínimo, tuvo lugar durante el tránsito Estefaniense-Pérmico. No obstante ambos sistemas de fracturación se reactivaron durante la fase alpina, dando lugar a las cuencas de desgarre en Extremadura durante el Eoceno-Paleoceno y Aragoniense medio (Capote *et al.*,

1996) y a la Fosa Tectónica del Amblés en la zona de Estudio (Herrero Matías, 1996). Posteriormente los reajuegos a favor de estos sistemas han sido fundamentalmente en la vertical, habiéndose descrito deformaciones plio-cuaternarias y cuaternarias en distintos tramos del sistema Dique-Falla de Alentejo-Plasencia (Carrasco *et al.*, 1991; Villamor *et al.*, 1996; Herrero Matías, 1996). Por otro lado, ambos sistemas de fracturas y diques poseen un significativo impacto morfológico sobre el paisaje actual (relieves lineales, y escarpes de falla en roca) cuyo análisis geomorfológico ha permitido el establecimiento de un modelo evolutivo, resaltando el importante papel de la geomorfología en la interpretación geológica convencional, incluso en zonas a priori más desfavorables, como son las áreas de zócalo cristalino del Macizo Hespérico.

Referencias bibliográficas

- Aparicio Yagüe, A., Barrera, J.L., Carballo, J.M., Peinado, M. & Tinao, J.M.** (1977): El plutonismo hercínico postmetamórfico en el SO del macizo Hespérico. *Bol. Geol. Min.*, 88 (IV), 497-500.
- Arenillas, M. & Arribas, A.** (1975): Un dique de tendencia sienítica en la Provincia de Ávila. *Bol. Geol. Min.*, 86 (III), 233-243
- Arthaud, F. & Matte, Ph.** (1975): Les décrochements tardihercyniens du sud-ouest de l'Europe: géométrie et essai des conditions de la déformation. *Tectonophysics*, 25, 139-171
- Capote, R. & Fernández Casals, M.J.** (1971): Esquistosidad y tectónica superpuesta en el Paleozoico inferior del Afloramiento de Muñico (Ávila). *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, 69, 175-185.
- Capote, R., Casquet, C. & Fernández Casals, M.J.** (1982): Los grandes complejos estructurales del Sistema Central: Modelo de evolución tectonometamórfica. *Rev. Acad. C. Exac., Fisc., Nat. Madrid*, 76, 314-331.
- Capote, R., De Vicente, G. & González Casado, J.M.** (1990): Evolución de las deformaciones alpinas en el Sistema Central Español. *Geogaceta*, 7. 20-22.
- Capote, R., Villamor, P. & Tsige, M.** (1996): La Tectónica Alpina de la Falla de Alentejo-Plasencia (Macizo Hespérico). *Geogaceta*, 20 (4), 921-924.
- Carrasco, R. Pedraza, J., & Rubio, J.** (1991): Deformaciones cuaternarias en el Valle del Jerte (Extremadura). *Cuaternario y Geomorfología*, 5, 15-25.
- Fernández Carrasco, J., Olive, A., Carreras, F. Hernandez Samaniego, A., Aguilar, M.J. & Capote, R.** (1979): Hoja y Memoria Geológica de la Hoja 505 (Mirueña de los Infanzones). Mapa Geol. Esp. 1:50.000, MAGNA 2ª Serie. IGME, Serv. Pub. Mº Industria, Madrid.
- Fuster, J.M. & Ibarrola, E.**, (1953): Rocas de España Central IV: Pórfidos y lamporfidos magmáticos de la Granja (Segovia). *Estudios Geol.*, 10 (18), 193-224.
- García Figuerola, L.C., Vargas, I., Peón, A. & Franco, P.** (1974): El Dique de Alentejo-Plasencia y haces de diques básicos de Extremadura. *Bol. Geol. y Min.*, 100 (III), 308-337.
- Herrero Matías, M.** (1996): *La Sierra de Ávila: geomorfología del area de contacto del Sistema Central con la cuenca del Duero entre los ríos Adaja y Tormes*. Inst. Gran Duque de Alba, Dip. Prov. Ávila, 351 págs.
- Herrero Matías, M.** (1988): *Mapa Geomorfológico de Toledo-Sonseca a escala 1:50.000*. I.G.N.-UCM, Madrid, 41 pp.
- Lorenz, V. & Nichols, L. A.** (1976): The Permocarboneous Basin and Range Province of Europe: an application of plate tectonics. En: *The Continental Permian in central, west and south Europe* (H.Flake, ed.), 313-342.
- Martín Donayre, F.** (1879): *Descripción física y geológica de la provincia de Ávila*. Mem. Inst. Geo. y Minero, Madrid, 279 pp.
- Mattauer, M.** (1976): *Las deformaciones de los materiales de la corteza terrestre*. Ed. Omega, Barcelona, 523 pp.
- Mendes, F., Fuster, J.M., Ibarrola, E. & Fernández Santín, S.** (1972): L'age de quelques granites de la Sierra de Guadarrama (Système Central Espagnol). *Rev. Fac. Ciencias Lisboa*, 2(5-17), 345-365.

- Ubanell, A.G.** (1977a): Tectónica tardinercínica de bloques en la región central de la Meseta Ibérica. *Bol. Geol. Min.*, 88 (VI), 508-512.
- Ubanell, A.G.** (1977b): Significado estructural de los diferentes afloramientos graníticos en un área del Sistema Central Español. *Bol. Geol. Min.*, 88 (VI), 365-370.
- Villamor, P., Capote, R. & Tsige, M.** (1996): Actividad neotectónica de la Falla de Alentejo-Plasencia en Extremadura (Macizo Hespérico). *Geogaceta*, 20 (4), 925-928.

Recibido el 20 de julio de 1999
Aceptado el 14 de octubre de 1999