

Cuadernos Geología Ibérica	Vol. 7	Págs. 455-469	Madrid 1981
----------------------------	--------	---------------	-------------

LA TECTONICA HERCINICA
DE CABALGAMIENTOS
EN EL SISTEMA CENTRAL ESPAÑOL

R. CAPOTE *, C. CASQUET ** y M. J. FERNÁNDEZ CASALS *

RESUMEN

En el Sistema Central la segunda de las tres principales fases hercínicas de deformación lleva asociados cabalgamientos dúctiles, probablemente de gran envergadura y vergentes hacia el NNE. En este trabajo se describe esta tectónica en varios puntos, desde la región de Avila hasta la de Somosierra, y se discute la geometría de la macroestructura y sus relaciones con otras fases hercínicas y con el metamorfismo regional. El desarrollo de estos cabalgamientos produce una importante modificación de las isogeotermas, con inversiones locales de gradiente geotérmico, que en este momento corresponde a un tipo Barrowiense con distena (M_1), si bien con posterioridad las isogeotermas se recuperan, estabilizándose, finalmente, un gradiente de baja presión (M_2). El modelo obtenido es semejante al de las cadenas colisionales tipo Himalaya.

ABSTRACT

In the Spanish Central System the second of the three hercynian deformation phases is associated with large ductile low-angle thrusts with a north-eastward direction of movement. In this work the structure of several points from the Avila region to Somosierra is described and the macrostructure and its relationships to the other hercynian phases and regional metamorphism is discussed.

* Departamento de Geomorfología y Geotectónica.

** Departamento de Petrología. Universidad Complutense de Madrid. Madrid.

These thrusts gave rise to important modifications of the regional isogeotherms with development of metamorphic inversions. Metamorphism prior to F_2 is of barrowian type with almandine-kyanite (M_1). Recovering of the isogeotherms during late- F_2 and further is linked to the development of intermediate-low pressure gradients (M_2). The model put forward here is similar to other collisional orogenic belts of himalayan type.

INTRODUCCION

En varios sectores del Sistema Central se ha señalado, durante los últimos años, la presencia de cabalgamientos dúctiles hercínicos. Así, en Muñico (provincia de Avila) se localiza, asociada a la segunda fase de deformación hercínica (CAPOTE, 1972, 1973), una tectónica de cabalgamientos tendidos vergentes al NE. Se trata de fallas de pequeña traslación que dividen la parte norte del afloramiento metamórfico en varias unidades o escamas separadas por contactos mecánicos (Figs. 1 y 2).

Más importantes son los cabalgamientos de la región de Santa María de la Alameda, al oeste de El Escorial (Figs. 1 y 2). En este área son visibles una serie de planos de corrimiento (CAPOTE y FERNANDEZ CASALS, 1975), jalonados por blastomilonitas y milonitas, que dan una estructura en la que se superponen varias unidades. Las interferencias de dos antiformas cruzadas posteriores, una con dirección NNE y otra WNW, determina la existencia de una ventana compleja donde, por debajo de las formaciones profundas de gneises glandulares, de origen principalmente volcanosedimentario, afloran paragneises bandeados con cuarcitas, mármoles y rocas de silicatos cálcicos equivalentes al gneis Buitrago (FERNANDEZ CASALS, 1974).

En el sector al este de Buitrago del Lozoya (Figs. 1 y 2) se localiza otra zona de cizalla dúctil (FERNANDEZ CASALS, 1976) que ha sido interpretada por CAPOTE *et al.* (1977) como un importante cabalgamiento sinmetamórfico (falla de Berzosa), mediante el cual el sector cristalino del Guadarrama Central se superpone al sector oriental, en general menos intensamente metamorfizado. La prolongación de esta falla ha sido localizada en el macizo de Honrubia (CAPOTE *et al.*, 1981).

GONZALEZ LODEIRO (1981) ha determinado la presencia, en el área de Hiendelaencina, de otro cabalgamiento dúctil, mediante el cual el pliegue acostado, donde aflora el «Ollo de Sapo», cabalga sobre series metasedimentarias estratigráficamente superiores (formación Angón). Este cabalgamiento puede prolongarse también hasta el macizo de Honrubia (CAPOTE *et al.*, 1981) (Fig. 1).

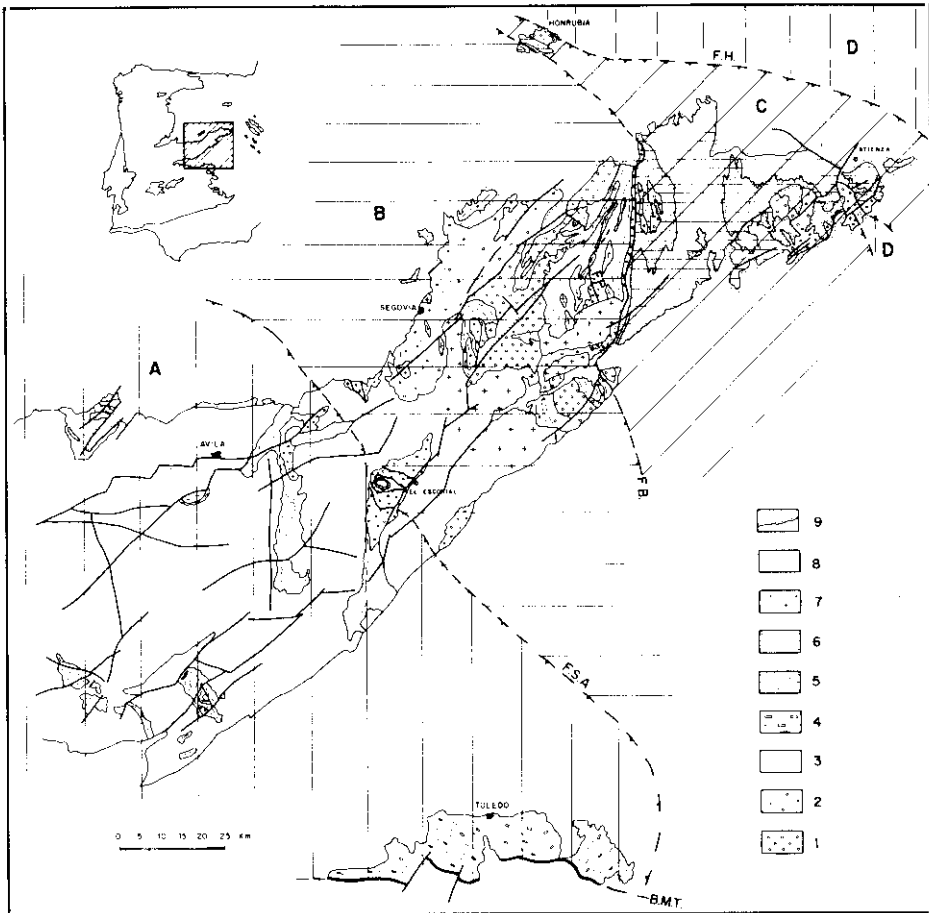


FIG. 1.— *Esquema tectónico general del Sistema Central.* 1. Gneises glandulares.—2. Gneises glandulares fémicos.—3. Gneis Buitrago.—4. Unidad Cristalina de Toledo.—5. Tremadoc.—6. Arenig a Devónico Inferior.—7. Granitoides estructurados.—8. Granitoides tardihercínicos.—9. Cobertera posthercínica.—A: Complejo tectónico de Gredos.—B: Complejo del Guadarrama.—C: Complejo de Somosierra-Ayllón.—D: Unidad de Angón.—FH: Falla de Honrubia.—FB: Falla de Berzosa.—FP: Falla de Piñuecar.—FSA: Falla de Santa María de la Alameda.—BMT: Banda milonítica de Toledo.

INTERPRETACION TECTONICA

El plan de movimiento de los cabalgamientos citados es siempre el mismo. En todos los casos son fallas tendidas vergentes hacia el NE, en ocasiones con una cierta componente de desgarre, como en la falla de Berzosa, y con desplazamientos que parecen ser de gran im-

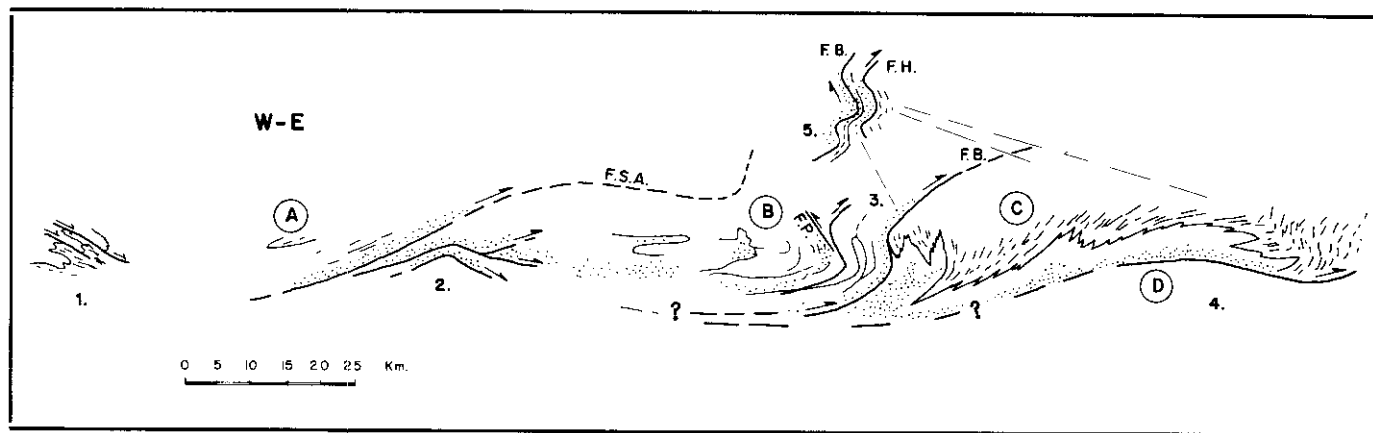


Fig. 2.—Cortes estructurales esquemáticos en el Sistema Central mostrando la tectónica de grandes complejos. 1. Afloramiento metamórfico de Muñico (según CAPOTE, 1972).—2. Región de Santa María de la Alameda al oeste de El Escorial (según CAPOTE y FERNANDEZ CASALS, 1975).—3. Región de Buitrago.—4. Región de El Cardoso-Hiendelaencina (según GONZALEZ LODEIRO, 1981).—A: Complejo de Gredos.—B: Complejo del Guadarrama.—C: Complejo de Somosierra-Ayllón.—D: Unidad de Angón.

portancia. En las inmediaciones de los planos de falla son abundantes las deformaciones menores desarrolladas por cizalla simple (FERNANDEZ CASALS, 1976 y 1979; GONZALEZ LODEIRO, 1981), tales como transposición de pliegues y capas, pliegues de charnela curva, foliación, etc. Los cabalgamientos son posteriores a la primera fase hercínica de deformación y, por tanto, a la esquistosidad primaria S_1 , pero a su vez están deformados por una fase retroergente acompañada de crenulación, la cual invierte en algunos casos la disposición de los planos de falla (CAPOTE *et al.*, 1977; GONZALEZ LODEIRO, 1981).

Por presentar las mismas direcciones y vergencia que la primera fase, esta etapa de formación de cabalgamientos ha sido considerada por GONZALEZ LODEIRO (*op. cit.*) como una prolongación de la F_1 (Fase 1'). Sin embargo, estructuras menores equiparables a las que se asocian a la cizalla en las proximidades de las fallas se encuentran en todo el Sistema Central y localmente hay datos que indican un período de tranquilidad entre la generación de la esquistosidad S_1 y los cabalgamientos. En efecto, en la falla de Berzosa la foliación S_2 desarrollada durante su movimiento rodea porfiroblastos de granate y biotita crecidos estáticamente sobre la esquistosidad S_1 , que se conserva únicamente definida por inclusiones en su interior (FERNANDEZ CASALS, 1976). En la región de Santa María de la Alameda existe una etapa de intrusión de cuerpos de leucogranito entre el desarrollo de los pliegues B_1 y los pliegues B_2 asociados a la fase de cabalgamientos, los cuales se superponen a los primeros mediante un diseño de interferencia de tipo 3. Los granitos cortan a los B_1 y han sido deformados durante el desarrollo de los B_2 (Fig. 3). Leucogranitos pegmatíticos foliados inter- F_1^2 han sido descritos también por CASQUET (1975) en la sierra de San Vicente (Gredos). Todo induce a pensar en una segunda fase de deformación separada en el tiempo de la primera, al menos en algunas áreas, y asociada al movimiento de grandes cabalgamientos en un esquema similar al del NW de la Península (MARCOS, 1971; PEREZ ESTAUN, 1978) o al del SW (BARD, 1965; VAUCHEZ, 1975).

En la falla de Berzosa el deslizamiento es claramente sinmetamórfico, pero en la región de Santa María de la Alameda parece prolongarse hasta bastante después del máximo de la recrystalización (PEINADO, 1973; CAPOTE y FERNANDEZ CASALS, 1975), lo cual indica que, aunque de la misma fase de deformación, como señala su idéntico plan de movimiento y situación respecto a las fases F_1 y F_3 , los cabalgamientos tienen historias complejas y diferentes unos de otros en el detalle.

Aunque la mayor parte de los cabalgamientos importantes del Sistema Central se pueden incluir en la segunda fase hercínica, no faltan

fenómenos de cizalla no relacionables con ella. En este sentido se puede mencionar en la región de Buitrago del Lozoya la falla de Piñuécar (Fig. 1), que es un importante cabalgamiento jalonado por milonitas con movimiento retrovergente respecto a la falla de Berzosa, es decir, hacia el oeste. Esta falla corta y, por tanto, es posterior, a una estructura de la tercera fase hercínica. Junto con la falla inversa de El Risco, en el macizo de Honrubia (CAPOTE *et al.*, 1981), define una etapa de cabalgamientos retrovergentes tardía postfase 3.

Otro fenómeno de cizalla tardía, de menor importancia tectónica, pero de indudable interés por sus implicaciones petrológicas, es la etapa de microdesgarres asociada a la creación de crociditas en los gneises homogéneos glandulares de las zonas profundas. Descritas ya por DE WAARD (1950), aparecen como pequeñas bandas, de 1 a 30 centímetros de espesor, de material movilizado metatéctico, a lo largo de las cuales se aprecia un arrastre en los labios del gneis encajante debido a deslizamiento relativo. Se han medido orientaciones y sentido de deslizamiento en la región entre Peñalara (TORNOS, 1981) y Buitrago y se han comprobado que las bandas crocidíticas son deslizamientos siniestros orientados entre 80 y 140° E, compatibles con una dirección de acortamiento Z próxima a 80° E. Las cizallas asociadas a las crociditas son posteriores a la fase F₃ y, probablemente, anteriores a los cabalgamientos retrovergentes, tipo Piñuécar. La fusión que origina los metatectos indica que las rocas gneísicas en estos niveles profundos seguían después de F₃ calientes y próximas a su punto de fusión.

LOS GRANDES COMPLEJOS ESTRUCTURALES DEL SISTEMA CENTRAL

Los cabalgamientos más importantes de la segunda fase se localizan entre sectores contrastados en función de su estratigrafía, grado de metamorfismo y abundancia de rocas plutónicas. Por ello los interpretamos como los contactos mecánicos que separan grandes unidades que, por presentar una complicada estructura interna, preferimos denominar complejos. Pueden así diferenciarse tres grandes complejos en el Sistema Central (Figs. 1 y 2).

A) *Complejo de Gredos*

Limitado al este por el corrimiento más sudoccidental de Santa María de la Alameda, se caracteriza por estar formado por una serie que incluye un Ordovícico discordante (CAPOTE, 1973) sobre un conjunto esquistograuváquico potente similar al de Salamanca y en el

que se reconoce un tramo inferior con porfiroides finos intercalados (sierra de San Vicente) que puede hacerse equivalente a la formación Monterrubio (DIEZ BALDA, 1980) y otro superior con niveles carbonatados (Solana del Rioalmar) equiparable a la formación Aldeatejada (MARTINEZ y NICOLAU, 1973; DIEZ BALDA, 1980). Bajo la serie esquistograuváquica existen gneises ocelares (gneis de La Cadaña), de tipo «Ollo de Sapo» (CAPOTE y VEGAS, 1968; CAPOTE, 1973). Si bien hay relictos de presiones medias, el metamorfismo más visible es de baja presión, siendo más extensas en afloramiento las zonas de grado bajo; las rocas plutónicas tardías, de composición predominantemente granodiorítica alcanzan un enorme volumen, constituyendo un mar granítico en el que «flotan» desconectados los afloramientos metamórficos. Localmente se encuentran macizos de ortogneises muy deformados y algún plutón de granitos orientados de dos micas (CAPOTE, 1973; CASQUET, 1975).

Incluimos en este complejo la «Unidad Cristalina de Toledo» por presentar ciertas afinidades estratigráficas y petrológicas con el sector de la sierra de San Vicente (Gredos) y su prolongación en la provincia de Salamanca y oeste de la de Zamora.

B) *Complejo del Guadarrama*

Localizado entre los corrimientos de Santa María y la falla de Berzosa se caracteriza por presentar únicamente series preordovícicas. Estas son paragneises derivados de pelitas y samitas (grauvacas) con rocas de silicatos cálcicos, anfibolitas y mármoles (gneis Buitrago, FERNANDEZ CASALS, 1974) y debajo gneises ocelares diversos derivados de formaciones volcanosedimentarias (gneis Berzosa, gneis glandular fémico) y de granitos porfídicos; estos últimos pueden tener edades y significados diversos, desde atribuibles a un zócalo precámbrico (gneis tipo Morcuera, CAPOTE y FERNANDEZ CASALS, 1970) a granitos hercínicos precoces deformados (gneis, tipo Peñalara, TORNOS, 1981).

Dentro del complejo del Guadarrama se puede diferenciar un dominio de Segovia en el que predominan los gneises félicos y los ortogneises glandulares, así como los paquetes de mármoles blancos tipo Santa María de la Alameda, y un dominio de Buitrago, donde dominan los paragneises con paranfibolitas. El metamorfismo regional es intenso, fundamentalmente de los grados medio y alto; los cuerpos granitoides son menos frecuentes que en el complejo anterior, aunque pueden formar plutones de cierta extensión. La estructura interna es complicada, con pliegues tumbados y cabalgamientos menores (cabalgamientos del Madarquillos y del Cocinillas).

C) Complejo de Somosierra-Ayllón

Formado por el conjunto comprendido entre la falla de Berzosa y el cabalgamiento de Hiendelaencina se caracteriza por situarse el Ordovícico directamente sobre los gneises ocelares, tipo «Ollo de Sapo», y por predominar las formaciones paleozoicas que van del Ordovícico al Devónico Inferior. El metamorfismo es poco intenso (casi todo en el grado bajo) y los cuerpos plutónicos faltan completamente.

Este complejo cabalga sobre una unidad (unidad de Angón), que solamente aflora en Hiendelaencina (GONZALEZ LODEIRO, 1981) y quizá en el macizo de Honrubia (CAPOTE *et al.*, 1981).

La estructura del Sistema Central queda así formada por la superposición de los tres grandes complejos, deslizados uno sobre otro hacia el NE, en una cuantía difícil de determinar, pero probablemente muy importante. El espesor de cada unidad es de varios miles de metros y están separadas por grandes corrimientos, cuyos frentes aparecen actualmente a unos 50-70 kilómetros, unos de otros, pero que hacia el NW van acercándose, tal como se puede deducir del estudio del macizo de Honrubia. Los complejos se han emplazado durante la segunda fase de deformación hercínica, si bien no se puede excluir la posibilidad de que algún cabalgamiento se haya empezado a mover durante la primera fase, tal como indican algunos datos de metamorfismo. Las restantes deformaciones (fases F_3 y tardías, cizallas postfase 3) han retocado, a veces de manera importante, el edificio orogénico así constituido.

RELACIONES METAMORFISMO-DEFORMACION

Relaciones temporales

En el Sistema Central se han reconocido, desde hace tiempo, la existencia de dos eventos metamórficos regionales superpuestos, el primero (M_1), de tipo barrowiense, con almandino-distena y el segundo (M_2 con andalucita-cordierita (FUSTER *et al.*, 1974; LOPEZ RUIZ *et al.*, 1975). En todos los trabajos, estos dos eventos se han relacionado con las dos primeras fases F_1 y F_2 de la tectogénesis hercínica, dándose por sentado que la F_3 era ya postmetamórfica.

Una revisión sistemática de todos los datos texturales y estructurales nos ha llevado a reconsiderar esta relación cronológica. Efectivamente, en la zona de la sillimanita + feldespato potásico que ocupa la mayor extensión regional en el Sistema Central y donde es generalizada la fusión parcial húmeda a partir de la interfase F_1^2 , los pliegues vergentes al oeste de F_3 están frecuentemente desdibujados

(nebulitas) por la fusión parcial. Asimismo, la existencia en las litologías más feldespáticas (gneis glandulares) de las crociditas (v. más arriba) con movilización anatética local en el plano del movimiento, indican, dado su edad post- b_3 , que, por lo menos, en niveles profundos persistieron condiciones térmicas anómalas hasta muy tarde durante la tectogénesis hercínica. El estudio de las relaciones texturales blasto-matriz indica, por otro lado, que la progresión de cada zona metamórfica respecto a la inmediatamente superior se estabiliza a partir del final de la F_2 , prolongándose ligeramente en la interfase F_3 .

RELACIONES ESPECIALES

El descubrimiento en el Sistema Central de importantes cizallas dúctiles como la falla de Berzosa y, consecuentemente, de posibles aloctonías de gran envergadura durante el metamorfismo, planteaba la existencia de modificaciones importantes de las isogeotermas regionales en relación con estos procesos, al igual de lo que se viene observando en otras cadenas colisionales, por ejemplo en el Himalaya, en relación con el cabalgamiento central MCT (LE FORT, 1975; PECHER, 1978).

El estudio lo hemos centrado en el límite entre los dominios central y oriental del Sistema Central, donde en relación con la falla Berzosa existe una sucesión zonal metamórfica clásica por lo espectacular de los cristales, que ha sido estudiada por GARCIA CACHO (1973) y ARENAS *et al.* (1980).

Destacamos los siguientes rasgos:

1. En una pequeña distancia se pasa desde el grado bajo al alto grado a través de una serie de zonas minerales con relaciones mutuas complejas. De E a W la sucesión general es: zona de la clorita, zona del cloritoide, zona de la estaurolita, zona de la sillimanita + + moscovita y zona de la sillimanita + feldespato potásico. La parte más compleja es el límite entre las zonas de la estaurolita y sillimanita, donde se localiza precisamente el accidente dúctil sin- F_2 de Berzosa. Ambas zonas se solapan aquí, observándose sillimanita y estaurolita a ambos lados de la falla. En esta zona son espectaculares las venas de segregación eminentemente cuarzosas, con silicatos aluminicos, que permiten diferenciar a su vez dos subzonas estrechas y paralelas al plano de falla: En el labio occidental (bloque levantado) hay un espectacular crecimiento de distena en estas venas (y también en roca), orientadas paralelamente a b_2 e indicando una blastesis sin- F_2 y probablemente temprana en esta fase. La segunda subzona, adosada a la falla, es la de la andalucita, que se encuentra casi en exclusivi-

dad en las venas de segregación. En el labio superior, la andalucita reemplaza a la distena, mientras que en el inferior cristaliza independientemente sin relictos de este mineral (ARENAS *et al.*, 1980). La sillimanita avanza a su vez reemplazando, tanto a la distena como a la andalucita.

2. Dentro de la zona de la sillimanita a cierta distancia de la falla de Berzosa, hacia el W, dejan de verse distenas en venas, encontrándose sólo granillos proterogenos en enquistos semipelíticos. Estas distenas relictas, que se observan en toda la zona central y occidental del Sistema Central (NAVIDAD y PEINADO, 1977; KILMURRAY, 1978), junto con restos de estaurolita y almandino, reflejan la existencia de, *por lo menos*, un evento regional de tipo barrowiense, pre-F₂. En este sentido, hemos encontrado recientemente (CASQUET y FERNANDEZ CASALS, 1981 *in litt*) en litologías básicas, paragénesis relictas con clinopiroxeno y granate de tipo grossularia-almandino indicativo de alta P (eclogitas) sobre las que se superpone una anfibolitización que se extiende en tiempo de sin-F₂ a post-F₃.

3. Al oeste de la falla de Berzosa las zonas minerales están prácticamente verticalizadas por la F₃ retrovergente y cortan en profundidad a los pliegues de F₂, disponiéndose subparalelas al plano de cabalgamiento. Por el contrario, al este de la falla, la isograda de reacción cloritoide-estaurolita está más tendida y, aunque paralela en dirección a las estructuras, las corta en profundidad como fue puesto de manifiesto por GARCIA CACHO (1973) en la zona de Riaza. La estaurolita, junto a la isograda, es sin-F₂ con recrecimientos post-cinemáticos, mientras que el cloritoide es pre-F₂. La disposición de la isograda sufrió, no obstante, poca modificación después de esta fase.

4. La falla de Berzosa está jalonada por el oeste y a poca distancia (100-200 m) por una alineación de cuerpos lenticulares pegmáticos, con fuerte foliación S₂. Se pueden seguir desde el plutón de La Cabrera al S hasta el macizo de Honrubia al N.

Interpretación de las relaciones metamorfismo-deformación

La figura 4 representa un corte de la región de Buitrago a través de la falla de Berzosa durante la F₂, en el que se ha eliminado el efecto retrovergente de la F₃. La estructura desde el sinclinatorio de Campillo-Majaelrayo hacia el este, región de Hiendelaencina, se ha tomado de GONZALEZ LODEIRO (1981).

Como puede verse, los datos apuntan hacia un modelo con plegamiento en «S» de las isogeotermas y zonas minerales, en relación con el cabalgamiento de Berzosa, que produce una verdadera *inver-*

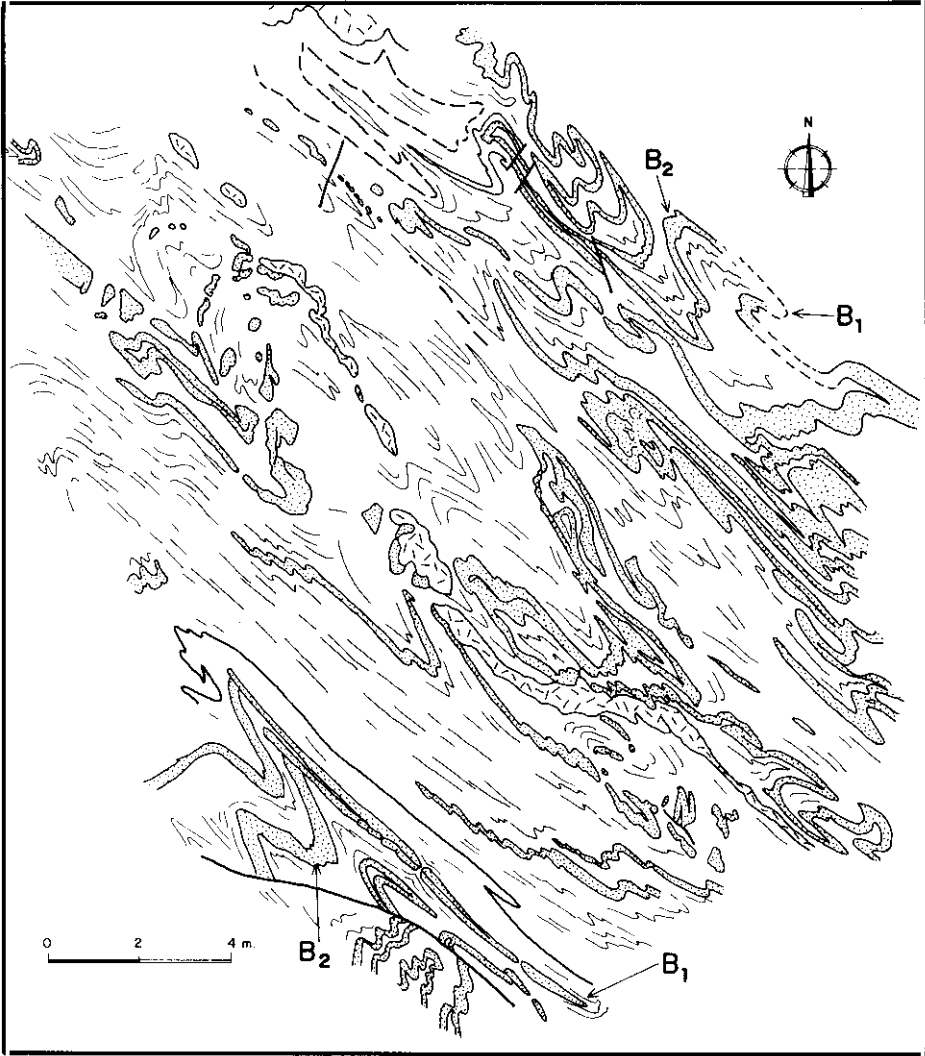


FIG. 3.—Cartografía de detalle de un ejemplo de las interferencias de tipo 3 entre los pliegues de la primera fase de deformación hercínica (B_1) y los de la segunda (B_2), sincrónicos estos últimos con la tectónica de cabalgamientos. Mármoles preordovícicos de la región de Santa María de la Alameda en las inmediaciones del puente sobre el río Cofio, en la carretera de El Escorial a Avila. Los niveles punteados son capas impuras más competentes. G: Dique de leucogranitos inyectado después de los pliegues B_1 y deformado por plegamiento y boudinage por la F_2 .

sión metamórfica, de tal forma que la zona del feldespato potásico (migmatitas) queda encima de la de la sillimanita + moscovita y ésta sobre la parte inferior de la de la estauroлита. Esta superposición se ve probablemente acentuada por otros cabalgamientos al oeste de la falla de Berzosa, como se indica en la Figura 3.

La posible relación entre el cabalgamiento de Berzosa y la zona de distena se planteaba en CAPOTE *et al.* (1977). Nuestra opinión actual es que el cabalgamiento modifica un campo térmico pre-F₂ correspondiente a un gradiente de tipo barrowiense con distena-almandino regional y probable anatexis en zonas profundas.

Las venas de segregación en la zona de cizalla, transformadas en «rods» por la penetración de los planos S₂, reflejan grietas de tensión generadas tempranamente durante la cizalla y sesgadas en una etapa avanzada de la deformación. La distena en venas se generaría en dicha fase temprana dentro de la zona de distena regional pre-F₂.

El reemplazamiento subsecuente de la distena por andalucita y el de ambas por sillimanita, cuya magnitud y sentido de avance hemos representado con flechas en la Figura 4, así como el ascenso de la zona de la estauroлита respecto a la región de Hiendelaencina, indican un efecto de calentamiento acompañado por levantamiento (aloc-tonías), debido a la inversión metamórfica, que coloca masas rocosas más calientes sobre otras más frías, lo que obliga al reajuste térmico de éstas.

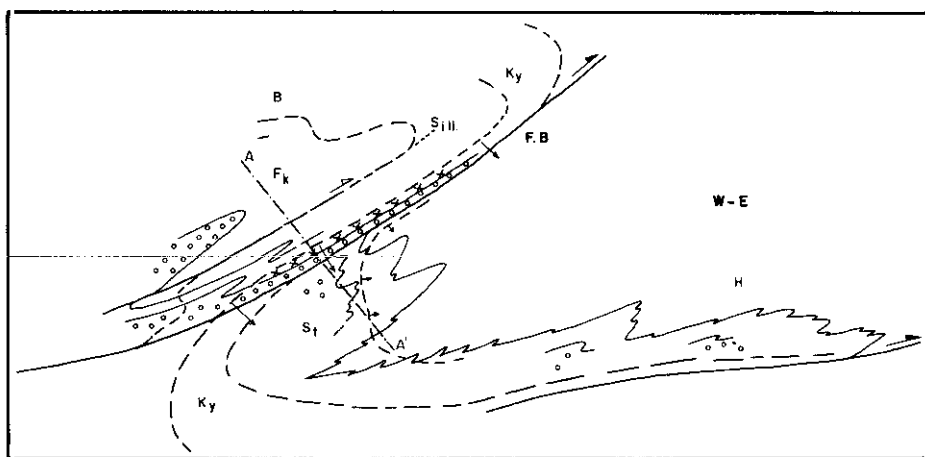


FIG. 4.—Esquema tectonometamórfico de la región de Buitrago (A-A'). La estructura desde el eje del sinclinorio del Campillo hacia el este está tomada de GONZALEZ LODEIRO (1981). FK: Zona del feldespato potásico. Sill.: Zona de la sillimanita + muscovita. Ky.: Zona de la distena. St.: Zona de la estauroлита. Z.: Iso-grada Ctde/St. B.: Región de Buitrago. H.: Región de Hiendelaencina.

La ausencia de andalucita y escasez de sillimanita en Hiendelaencina, donde sí existe distena abundante (GONZALEZ LODEIRO, 1981) confirma que el ascenso térmico no es tan acentuado en este área, donde la superposición tectónica no ha implicado a rocas de alto grado, como sucede al W de la falla de Berzosa.

El efecto de los cabalgamientos que se observan en la parte centro-occidental del Sistema Central sobre el campo térmico ha sido probablemente el de la repetición de la zona de la sillimanita + feldespato potásico, explicándose así la enorme extensión que alcanza la misma. En cualquier caso las partes expuestas de estos cabalgamientos son más profundas que en el caso de la falla de Berzosa (grado alto predominantemente).

Respecto a los cuerpos pegmatíticos foliados que jalonan la falla de Berzosa, la asociación espacial apunta hacia una relación genética. Aunque sea todavía prematuro creemos que pueden tener un origen parecido al propuesto por ANDRIEUX *et al.* (1977) para los leucogranitos terciarios ortogneisificados del Himalaya en relación con el M.C.T. (Main Central Thrust). Las pegmatitas serían así el resultado de la fusión parcial en la zona de raíces del cabalgamiento, emplazándose durante la F₂ en el flanco levantado y a favor de la zona de cizalla.

CONCLUSIONES

La evolución tectonometamórfica expuesta hasta aquí sugiere, como se ha dicho, un modelo similar al propuesto en otras cadenas colisionales. Este sector de la cadena hercínica ibérica sufrió un fuerte acortamiento que llevó durante la segunda fase de deformación al desarrollo de grandes cabalgamientos dúctiles vergentes al NE. Esta fase de cabalgamientos es, en su mayor parte, sinmetamórfica y modifica la distribución de las isogeotermas del metamorfismo regional (que había sido hasta ese momento de tipo almandino-distena-sillimanita), dando lugar a inversiones térmicas importantes (Inversión Metamórfica).

Los cabalgamientos mayores definen grandes complejos estructurales (Complejos de Gredos, Guadarrama y Somosierra-Ayllón), cuya superposición produce lógicamente un engrosamiento cortical importante. Este engrosamiento podría explicar el aumento del gradiente durante el metamorfismo M₂ y de la extensión de los batolitos graníticos tardíos hacia el oeste (CAPOTE y VEGAS, 1977), debido a que con dicho engrosamiento se hizo posible la fusión de la base de la corteza continental y la consiguiente ascensión, primero de un domo térmico y después de los magmas calcoalcalinos generados en profundidad.

BIBLIOGRAFIA

- ANDRIEUX, J.; BRUNEL, M., y HAMET, J. (1977): «Metamorphism, granitisation and relations with the Main Central Thrust in Central Nepal: 87 Rb/87 Sr age determinations and discussion». *Coll. Intern. du CNRS, n.º 268. Ecologie et Geologie de l'Himalaya, Series 1976, Vol. Sc. de la Terre*, 31-40.
- ARENAS, R.; CASQUET, C., y PEINADO, M. (1980): «El metamorfismo del sector de Riaza (Somosierra, Sistema Central español). Implicaciones geoquímicas y petrológicas». *Cuad. Lab. Geol. Laxe*, 117-146.
- BARD, J. P. (1965): «Introduction a la geologie de la chaine Hercynienne dans la Sierra Morena Occidentale (Espagne). Hypotheses sur les caracteres de l'évolution geotectonique de cette chaine». *Rev. Géogr. Phys. et Géol. Dynam.*, VII, 4, 323-337.
- CAPOTE, R. (1972): *Estudio geoestructural de los afloramientos metamórficos del norte de la provincia de Avila*. Tesis Fac. Ciencias, Univ. Complutense de Madrid, 289 págs.
- (1973): «Estudio geoestructural de los afloramientos metamórficos del norte de la provincia de Avila». *Bol. Geol. y Min.*, LXXXIV-VI, 426-437.
- CAPOTE, R.; CASQUET, C.; FERNÁNDEZ CASALS, M. J.; MORENO, F.; NAVIDAD, M.; PEINADO, M., y VEGAS, R. (1977a): «The Precambrian in the Central Part of the Iberian Massif». *Estudios Geol.*, 33, 343-355.
- CAPOTE, R.; CASQUET, C., y GONZÁLEZ CASADO, J. M. (1982): «Tectónica y metamorfismo del macizo hercínico de Honrubia (provincia de Segovia)». *VII Reunión sobre Geología del Oeste Peninsular. Madrid, 1981* (en este volumen).
- CAPOTE, R., y FERNÁNDEZ CASALS, M. J. (1975): «Las series anteordovícicas del Sistema Central». *Bol. Geol. y Min.*, LXXXVI-VII, 581-596.
- CAPOTE, R.; FERNÁNDEZ CASALS, M. J.; GONZÁLEZ LODEIRO, F., e IGLESIAS PONCE DE LEÓN, M. (1977): «El límite entre las zonas asturoccidental-leonesa y galaico-castellana en el Sistema Central». *Bol. Geol. y Min.*, LXXXVIII-VI, 517-520.
- CAPOTE, R., y VEGAS, R. (1968): «El Paleozoico de los alrededores de Avila». *Estudios Geol.*, 24, 181-189.
- (1977): «La unidad hercínica centro-sur». *I Seminario sobre Tectónica Global y Fundación Gómez Pardo* (en prensa).
- CASQUET MARTÍN, C. (1975): «Metamorfismo plurifacial hercínico intermedio d ebaja presión en el macizo de San Vicente (Sistema Central español)». *Estudios Geológicos*, 31, 217-239.
- CASQUET, C., y FERNÁNDEZ CASALS, M. J. (1982): «Las anfibolitas de la región de Buitrago del Lozoya (Sistema Central, España)». *VII Reunión sobre Geología del Oeste Peninsular, Madrid, 1981* (en este volumen).
- DÍEZ BALDA, M. A. (1980): «La sucesión estratigráfica del complejo esquisto-grauváquico al sur de Salamanca». *Estudios Geológicos*, 36, 131-138.
- FERNÁNDEZ CASALS, M. J. (1974): «Significado geotectónico de la formación gneises de La Morcuera». *Estudios Geológicos*, VII, 87-106.
- (1976): *Estudio meso y microtectónico de la zona de tránsito paleozoico-metamórfica de Somosierra (Sistema Central, España)*. Tesis Fac. Ciencias, Univ. Complutense de Madrid, 305 págs.

- (1979): «Las deformaciones hercínicas del límite Somosierra-Guadarrama (Sistema Central)». *Estudios Geológicos*, 35, 169-191.
- FUSTER, J. M.; APARICIO, A.; CASQUET, C.; GARCÍA CACHO, L.; MORA, A., y PEINADO, M. (1974): «Interacciones entre los metamorfismos plurifaciales y polifásicos del Sistema Central español». *Bol. Geol. y Min.*, LXXXV-V, 595-600.
- GARCÍA CACHO, L. (1973): *Evolución temporal del metamorfismo y procesos de blastesis sucesiva en el sector oriental del Sistema Central español*. Tesis Fac. Ciencias, Univ. Complutense de Madrid, 319 págs.
- GONZÁLEZ LODEIRO, F. (1981): «Estudio geológico estructural de la terminación oriental de la sierra del Guadarrama (Sistema Central español)». Resumen tesis doctoral (en prensa).
- KILMURRAY, J. (1978): «Distena relicta en la vertiente septentrional de la sierra de Guadarrama». *Estudios Geológicos*, 34, 359-361.
- LE FORT, P. (1975): «Himalaya: the collided range. Present Knowledge of the continental arc». *Am. J. Sci.*, 75, 1-44.
- LÓPEZ RUIZ, J.; APARICIO, A., y GARCÍA CACHO, L. (1975): «El metamorfismo de la sierra de Guadarrama, Sistema Central español». *Mem. del Inst. Geol. y Min. de España*, 86, 127 págs.
- MARCOS, A. (1971): «Cabalgamientos y estructuras menores asociadas, originadas en el transcurso de una nueva fase herciniana de deformación en el occidente de Asturias (NW de España)». *Brev. Geol. Astur.*, XV, 4, 59-64.
- MARTÍNEZ GARCÍA, E., y NICOLÁS, J. (1973): «Los terrenos infraordovícicos de la antiforma de Martinamor (Salamanca)». *Bol. Geol. y Min.*, 84 (6), 407-418.
- NAVIDAD, M., y PEINADO, M. (1976): «Facies vulcanosedimentarias en el Guadarrama central (Sistema Central español)». *Estudios Geológicos*, XII, 137-159.
- PECHER, A. (1978): *Deformations et metamorphisme associes a une zone de cisaillement. Exemple du Gran Chevauchement Central Himalayen (MCT), transversale des Annapurnas et du Manaslu, Nepal*. Tesis Inst. Rech. Interd. Geol. Mec. Grenoble, 354 págs.
- PEINADO MORENO, M. (1973): *Evolución metamórfica en el macizo de El Escorial-Villa del Prado (Sistema Central español)*. Tesis Fac. Ciencias, Univ. Complutense de Madrid, 199 págs.
- PÉREZ ESTAUN, A. (1978): «Estratigrafía y estructura de la rama S de la zona asturoccidental-leonesa». *Mem. IGME*, 92, 149 págs.
- TORNOS ARROYO, F. (1981): *Petrología de las rocas metamórficas del alto valle del Lozoya (Sistema Central Español)*. Tesis de licenciatura, Fac. Cienc. Geológicas, Univ. Complutense de Madrid, 138 págs.
- VAUCHEZ, A. (1975): «Tectoniques tangeantielles superposées dans le segment hercynien Sud-Iberique: Les nappes et plis couchés de la region d'Alconchel-Fregenal de la Sierra (Badajoz)». *Bol. Geol. y Min.*, 86, VI, 573-580.
- WAARD, D. de (1950): «Palingenetic structures in aupgen-gneis of the Sierra de Guadarrama, Spain». *Bull. Com. Geol. Finlande*, núm. 150, t. XXIII, 267-284, Helsinki.