

Evolución tectonotermal asociada con extensión a escala cortical: el ejemplo hercínico del domo gneísico del Tormes (NO Salamanca, Macizo Ibérico)

Tectonothermal evolution associated with crustal escale extension: an hercynian example from the Tormes gneiss dome (NW Salamanca, Iberian Massif)

ESCUADER VIRUETE, J.; ARENAS, R.; MARTINEZ CATALAN, J. R.

The tectonothermal Variscan evolution of the Tormes Gneiss Dome is controlled by a subhorizontal ductile shear zone of crustal scale and extensional characteristics, that induced a quick exhumation of the deep parts of the metamorphic complex during crustal thinning. The shearing affected a broad band of metamorphic rocks but, as the temperature decreased, became progressively concentrated in a low-grade ductile detachment that separates two distinct units, characterized by their lithology and different tectonothermal evolution. Kinematic indicators in non-coaxial fabrics show a displacement of the hangingwall to the SE, i. e., parallel to the trend of the foldbelt. The subhorizontal shearing is related to the extensional collapse of the variscan crust, previously thickened during the collision tectonics.

Key words: Extensional collapse, ductile shearing, low-grade detachment, tectonothermal evolution, Tormes Gneiss Dome, Iberian Massif.

ESCUADER VIRUETE, J. (Depto. de Ciencias de la Tierra, Universidad de Zaragoza. 50009 Zaragoza).
ARENAS, R. (Depto. de Petrología y Geoquímica, Universidad Complutense. 28040 Madrid). MARTINEZ
CATALAN, J. R. (Depto. de Geología, Universidad de Salamanca. 37008 Salamanca).

INTRODUCCION

En los últimos años el papel que tienen los procesos extensionales en la evolución de las áreas orogénicas ha experimentado un creciente interés, particularmente en el dominio Hercínico de Europa Central y Occidental (MENARD & MOLNAR, 1988; DEWEY, 1988; EISBACHER et al., 1989; VAN DEN DRIESSCHE & BRUN, 1989; ECHTLER & MALAVIEILLE, 1990; MALAVIEILLE et al., 1990; FAURE et al., 1990). Dichos procesos son esenciales para explicar la rápida vuelta al espesor normal de la corteza hercínica previamente engrosada por la mejor conocida tectónica compresiva. A su vez, dan cuenta del rápido ascenso a niveles corticales someros de rocas profundas durante el adelgazamiento dúctil de la corteza (CRITTENDEN et al., 1980; LISTER et al., 1984; DAVIS, 1987; CONEY, 1987; MALAVIEILLE, 1987), e influyen en la evolución termal de las áreas orogénicas (ENGLAND & THOMPSON, 1984; THOMPSON & RIDLEY, 1987; SONDER et al., 1987; DEWEY, 1988; SANDIFORD, 1989; SANDIFORD & POWELL, 1991). Las rocas profundas exhumadas mediante estos procesos suelen aparecer típicamente como complejos plutono-metamórficos de escala regional y de geometría a menudo domática, caracterizados por una intensa deformación dúctil y el desarrollo de una extensa migmatización. El rápido levantamiento que experimentan estos complejos es consecuencia del hecho de que constituyen el bloque de muro de zonas de cizalla dúctil de bajo ángulo y movimiento normal, según un mecanismo análogo al propuesto para los «metamorphic core complexes» del O de Norteamérica (DAVIS, 1980; CONEY & HARMS, 1984;

WERNICKE et al., 1987; HODGES et al., 1987).

En el Macizo Ibérico, un ejemplo de estos complejos metamórficos es el Domo Gneísico del Tormes (MARTÍNEZ, 1974; LÓPEZ PLAZA & CORRETGÉ, 1980; LÓPEZ PLAZA, 1982; GIL IBARGUCHI & MARTÍNEZ, 1982; MARTÍNEZ & ROLET, 1988; MARTÍNEZ et al., 1988; ESCUDER VIRUETE, 1993; ESCUDER VIRUETE et al., in press), localizado en la Zona Centro Ibérica (ZCI, JULIVERT et al., 1972), al NO de la ciudad de Salamanca, en un área entre España y Portugal (Fig. 1). La ZCI es esencialmente un dominio autóctono que aflora por debajo de un conjunto alóctono, la Zona de Galicia-Trás-os-Montes (ZGTM), la cual consiste en un apilamiento de unidades de procedencia generalmente exótica. La ZGTM incluye unidades catazonales con eclogitas y granulitas de alta presión, ofiolitas y unidades afectadas por un evento metamórfico eo-Hercínico de alta presión y de baja a media temperatura, relacionado con la subducción del margen continental paleozoico de Gondwana al inicio de la colisión Hercínica (ARENAS et al., 1986).

La edad de la deformación en las unidades alóctonas superiores, por encima de las ofiolitas, es actualmente un tema controvertido. Para el metamorfismo de AP/AT han sido establecidas edades de 480 a 420 Ma (CALSTEREN et al., 1979; MARCOS, 1982; ARENAS et al., 1986; PEUCAT et al., 1990). Sin embargo, los datos recientes sugieren que esas edades se corresponden más bien con las de los protolitos, siendo las del metamorfismo más recientes y situándose en torno a los 395 Ma (SCHÄFER et al., 1993). La retrogradación a la facies anfibólica de estas unidades tiene lugar

entre los 390 y 380 Ma, de forma contemporánea al metamorfismo progrado en las ofiolitas (DALLMEYER & GIL IBARGUCHI, 1990; GIL IBARGUCHI & DALLMEYER, 1991). Este, a su vez, fue contemporáneo o seguido poco después por el metamorfismo de AP/B-MT que se registra en el margen continental subducido, datado en torno a 370 Ma (CALSTEREN, 1977). Esta edad es consistente con la edad Devónico Inferior de los materiales más recientes de la secuencia pre-orogénica y con la formación de depósitos flysch sin-orogénicos (RIBEIRO, 1974; PÉREZ ESTAÚN, 1974). La deformación Hercínica en el bloque inferior de la sutura continúa durante el resto del Devónico y se prolonga hasta el Carbonífero Superior (PÉREZ ESTAÚN et al., 1991).

En la ZCI, la presencia de estructuras extensionales superpuestas a las compresionales a lo largo de estrechos corredores, de naturaleza tanto dúctil como frágil, ha sido atribuida a episodios extensionales tardíos, relacionados con inestabilidades gravitacionales (DOBLAS, 1991; HERNÁNDEZ ENRILE, 1991). Sin embargo, como en el área al S de Salamanca (DÍEZ BALDA et al., 1992), el análisis estructural del Domo Gneísico del Tormes ha revelado la existencia de una potente banda de rocas metamórficas afectadas por una deformación dúctil, relacionada con el colapso gravitacional de la corteza engrosada Hercínica. Las principales estructuras en esta área han sido tradicionalmente atribuidas a dos episodios compresivos. Este trabajo investiga en detalle la historia tectonotermal del complejo metamórfico, a la vez que ilustra la importancia de la tectónica extensional en la evolución térmica tardía de la corteza orogénica engrosada.

MARCO REGIONAL

El Domo Gneísico del Tormes es una compleja estructura Hercínica tardía (Figs. 2 y 3) aproximadamente elongada según una dirección de NO-SE a O-E, cuya forma domática está definida por el buzamiento general concéntrico de la foliación metamórfica principal, y en la que pueden distinguirse dos unidades de diferentes características litológicas y evolución tectonotermal. La Unidad Superior está compuesta en el sector O del domo por una potente y monótona secuencia de pizarras y esquistos cuarcíticos, cuyos niveles altos han sido datados como Cámbrico Inferior, sobre la que se superpone discordante una secuencia Ordovícico-Silúrica fosilífera de sedimentos epizonales (SCHERMERHORN, 1956; RIBEIRO, 1974; SOUSA, 1982; REBELO & ROMANO, 1986; OLIVEIRA et al., 1992). La Unidad Superior está situada estructuralmente por debajo del conjunto alóctono de la ZGTM, en el sector NO del domo. La Unidad Inferior está constituida por ortogneises glandulares, leucogneises ortoderivados y paragneises alumínicos con lentejones de mármoles y gneises calcosilicatados. Los ortogneises afloran en la parte central y oriental, están variablemente migmatizados y han proporcionado una edad de emplazamiento de 618 ± 9 Ma (U/Pb en zircones; LANCELOT et al., 1986). Los paragneises constituyen un grupo heterogéneo de gneises de alto grado y migmatitas, tanto metatexíticas como diatexíticas, derivados de protolitos con edades pertenecientes probablemente al Precámbrico Superior.

El complejo metamórfico fue intruido por rocas graníticas de dos grupos composicionales principales: granitoides

peraluminicos biotíticos y de dos micas, con abundantes enclaves metasedimentarios, principalmente concentrados en las partes internas del domo estructural, y granodioritas metaaluminicas biotíticas y subordinadamente tonalitas con xenolitos dioríticos ricos en hornblenda, intrusivas como plutones en la Unidad Superior. Los datos isotópicos Rb/Sr y $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sugieren una edad de emplazamiento similar para ambos tipos de intrusiones, las cuales oscilan entre 325 y 305 Ma (SERRANO PINTO & GIL IBARGUCHI, 1987).

Las dos unidades fueron afectadas por una zona de cizalla dúctil de varios kilómetros de espesor originalmente subhorizontal, así como por una tectónica superpuesta de «detachments» de bajo grado. El estudio detallado de la evolución estructural y metamórfica de ambas unidades permite establecer dos eventos tectonometamórficos diferentes, D1 y D2. La geometría final del complejo metamórfico es resultado de la superposición de un conjunto de estructuras deformativas tardías, D3, las cuales pliegan la zona de cizalla y dan lugar a un tren de amplios antiformes y sinformes en los que la Unidad Inferior aflora en el núcleo de las estructuras antiformales. La macroestructura D3 aparece localmente rotada por un sistema de zonas de cizalla dúctil subverticales de dirección ENE-OSO, las cuales presentan un movimiento en desgarre sinistral con desplazamientos de varios kilómetros y originan una macroestructura sigmoidal de tipo domático final.

PRIMER EVENTO TECTONOTERMAL (D1)

En la Unidad Superior la macroestructura mejor conservada es un tren de pliegues D1

asimétricos, bien definidos por las cuarcitas Ordovícicas (Fig. 2). Dicho tren consiste en varios anticlinales y sinclinales de dirección ONO-ESE, vergentes al NE, que presentan flancos normales largos e inversos cortos, en los que se pueden localizar pequeños cabalgamientos. Asociada a los pliegues D1 aparece una esquistosidad de plano axial, S1, y una lineación de intersección, L1, entre S1 y la estratificación (Fig. 4-a). Los pliegues menores relacionados son asimétricos, presentan superficies axiales que buzanan entre 30° y 60° al SO, teniendo sus ejes ángulos de inmersión menores de 20°, generalmente hacia el NO. Durante D1 las reacciones minerales que tienen lugar en las pizarras y esquistos cuarcíticos de la Unidad Superior son típicas de la facies de los esquistos verdes, y dan lugar a la formación de clorita, moscovita, biotita y ocasionalmente cloritoides, como lepidoblastos y poiquiloblastos sin y postcinemáticos con S1. La ausencia local de biotita en los niveles estructurales más altos, así como variaciones en el tamaño y abundancia de este mineral a lo largo de su zona, indican el desarrollo de una isograda de la biotita y la presencia de un gradiente normal en la temperatura. Las zonas de clorita y biotita fueron parte de los niveles altos de una secuencia metamórfica, M1, de intermedia P y T, la cual fue deformada posteriormente durante el evento D2.

Asociaciones minerales con $\text{Gt} + \text{St} + \text{Bt} \pm \text{Chl}$ y $\text{Gt} + \text{Bt} + \text{Ky} \pm \text{St}$, indicativas de los niveles profundos de la secuencia M1 y desarrolladas regionalmente en otras áreas de la ZCI (OEN ING SOEN, 1970; ATHERTON et al., 1974), han quedado ocasionalmente preservadas como inclusiones relictas en porfiroblastos de andalucitas sin-M2 (MARTÍNEZ, 1974; MARTÍNEZ & ROLET, 1988; DÍEZ BALDA et al.,

1992). A partir de las restricciones impuestas por compatibilidad de fases, tales asociaciones fueron originadas mediante las reacciones $Gt + Chl = St + Bt$ y $St + Chl = Ky + Bt$, respectivamente, las cuales indican condiciones de T comprendidas entre 550° and 650°C para presiones mínimas de 5 Kbar (SPEAR & CHENEY, 1989). Este evento de MP de tipo barroviense ha sido también identificado en rocas miloníticas de las partes más bajas de la Unidad Superior, donde escasos porfiroclastos de granate y estauroлита fueron fragmentados y rotados durante la milonitización D2. La actual distribución de las asociaciones minerales M1 muestra en algunas áreas una brusca transición desde filitas de la zona de la clorita, en la Unidad Superior, a gneises de alto grado, en facies anfibolítica superior y granulítica de MP, en la Unidad Inferior, en menos de 2 km de potencia de secuencia estructural. Dicha transición, indicativa de un salto en la secuencia metamórfica de varios kilobares, sugiere que parte del material originariamente situado por encima de la Unidad Inferior fue removilizado tectónicamente, y que el límite entre ambas unidades no es un cabalgamiento dúctil sino un «detachment» de carácter extensional.

En la Unidad Inferior, sin embargo, no hay macroestructuras asignables sin ambigüedad a D1. No obstante, la distribución cartográfica de las diferentes litologías sugiere la existencia de grandes lóbulos en forma de cuña de ortogneises, típicamente de uno o varios kilómetros de espesor, alternando con delgadas láminas de metasedimentos. Esta disposición se interpreta como una imbricación entre el basamento granítico y su cobertera sedimentaria, originada por cabalgamientos dúctiles

dirigidos al NE durante la colisión continental, de forma semejante a la descrita en el Sistema Central Español por MACAYA et al. (1991). Los macizos de ortogneises son tanto pliegues tumbados como láminas cabalgantes limitadas por zonas de cizalla dúctil y, como indican las lineaciones de estiramiento e indicadores cinemáticos visibles en las zonas de ortogneises menos afectadas por el evento D2, la dirección de transporte tectónico de estas estructuras fue hacia el NNE or NE. La geometría y cinemática del evento D1 en la Unidad Inferior parece dar cuenta, por lo tanto, de una deformación progresiva no-coaxial por cizalla simple heterogénea, sincrónica con el plegamiento vergente al NE de la Unidad Superior y relacionada con acortamiento cortical y compresión NE-SO.

Las condiciones metamórficas alcanzadas por la Unidad Inferior durante D1 son difíciles de establecer dada la escasez de asociaciones relictas, lo cual se relaciona con la fuerte superposición y recristalización inducida por el evento D2 en estos niveles mesocorticales. Estimaciones termobarométricas previas efectuadas en núcleos de granate con inclusiones de rutilo, indican condiciones de P mínimas de 8 ± 1 Kbar y T entre 660° y 780°C (MARTÍNEZ et al., 1988). Nuevos resultados termobarométricos, todavía preliminares, obtenidos en granates no afectados por homogeneización a alta temperatura y que preservan el zonado de crecimiento progrado (ESCUDER VIRUETE et al., en prep.), establecen para los estadios finales de D1 presiones, al menos, del orden de las calculadas por los anteriores autores. Considerando estos raros indicadores de la evolución pre-D2 en las partes profundas del domo y la evolución tectonotermal de la Unidad Superior, puede

deducirse que la Unidad Inferior alcanza condiciones de la parte de media y alta P de la facies anfíbolítica. Consecuentemente, el evento D1 se considera como responsable del engrosamiento cortical y de la presurización de la Unidad Inferior durante su evolución progradada, dentro de un régimen de metamorfismo de presiones intermedias, M1, característico de dominios colisionales con corteza continental engrosada.

SEGUNDO EVENTO TECTONOTERMAL (D2)

La evolución del Domo Gneísico del Tormes durante el segundo evento deformativo, D2, y el metamorfismo M2 asociado, está principalmente caracterizada por la tectónica extensional que se superpone a las estructuras compresivas previas. En los siguientes apartados del trabajo se describe la geometría y cinemática de las estructuras desarrolladas, así como la evolución metamórfica sincrónica con la deformación extensional.

Tectónica extensional: la zona de cizalla dúctil

La característica estructural principal del complejo metamórfico es la presencia de una potente zona de cizalla, con más de 7 km de anchura máxima, donde las rocas metamórficas muestran una deformación milonítica con formación de fábricas S-C (BERTHÉ et al., 1979) originariamente subhorizontales. Las características de la deformación D2 son algo diferentes en las dos unidades de la secuencia estructural. En la Unidad Superior, la intensidad de D2 aumenta progresivamente hacia su base,

reconociéndose todos los estadios intermedios entre la perfecta conservación de la fábrica previa, S1, y su completa superposición y transposición por S2. En la Unidad Inferior, la fábrica previa ha sido en general totalmente transpuesta y ha tenido lugar la formación de una foliación penetrativa, S2, y lineación, L2, en todas las litologías y a todas las escalas. Sólo en algunos ortogneises de los sectores más bajos de la unidad, en el núcleo del domo gneísico, la intensidad de la deformación D2 decrece y las texturas ígneas del protolito pueden ser reconocidas.

La megaestructura del complejo metamórfico es asimétrica vista en un corte paralelo a la dirección de extensión NE-SO (Fig. 5). La potente banda milonítica y el límite entre ambas unidades define un amplio perfil antiformal, en el que la dirección de transporte tectónico de los niveles estructurales altos es consistente en ambos flancos. En la parte E y SE del complejo, la foliación S2 y la zona de «detachment» en bajo grado suprayacente muestran buzamientos bajos en la dirección del transporte tectónico. Las superficies C en las milonitas buzán 15-30° al SE y los indicadores cinemáticos definen un sentido de cizalla normal o de techo hacia el SE. Además de las típicas fábricas S-C desarrolladas en los ortogneises milonitizados, las rocas contienen unas zonas de cizalla discretas relativamente tardías (C' de BERTHÉ et al., 1979), que buzán unos 10° más que la foliación milonítica y presentan un sentido de cizalla sintético. Hacia el NO, la foliación milonítica S2 cambia gradualmente su inclinación y buza finalmente hacia el NO. Las superficies C y las bandas de cizalla C' también cambian gradualmente su buzamiento, definiendo groseramente un antiforme en el cual, en su extremo NO, la

fábrica milonítica es cortada localmente por bandas de cizalla de alto ángulo (más de 50°), buzamiento al NO y sentido de movimiento de techo hacia el NO (o antitético). Estas zonas de cizalla son de grano fino, claramente retrogradacionales y desarrolladas en condiciones progresivamente más frías y por tanto menos dúctiles.

Todas estas observaciones en conjunto sugieren que la actual geometría antiformal definida por S2 en un corte longitudinal, es consecuencia del plegamiento de la amplia zona de cizalla principal y del «detachment» de bajo grado en el cual se concentra progresivamente el movimiento (Fig. 6). Durante el levantamiento, el «detachment» fue progresivamente rotado hacia el NO hasta que ya en estadios avanzados de la milonitización se desarrolla otro nuevo «detachment». Esta última estructura, de buzamiento hacia el SE, presenta una mejor orientación para acomodar la extensión que el antiguo «detachment», el cual se vuelve inactivo y cuya rotación hacia atrás es la causa del desarrollo de zonas de cizalla antitéticas. Esta interpretación está favorecida por el progresivo adelgazamiento hacia el SE de la banda con fábricas S2 miloníticas en los ortogneises del núcleo del domo, la cual resulta igualmente truncada cartográficamente a bajo ángulo por la zona de «detachment» más reciente (Fig. 3). También apoyan esta interpretación tanto la presencia de rocas no milonitizadas por D2 por debajo de este «detachment», como la existencia de un frente milonítico S2 en la Unidad Superior, por encima del cual ha quedado preservada la macroestructura compresiva de D1. La proyección del frente milonítico en el corte (Fig. 5) define la localización de las fábricas miloníticas antiguas rotadas hacia el NO. El «detachment»

más reciente, identificado en el flanco norte del domo como un «detachment» de bajo grado dextro que trunca la zona de cizalla principal, ha sido igualmente proyectado en la Fig. 5.

Características estructurales y cinemáticas de la Unidad Inferior

Además de una intensa fábrica planar, las estructuras D2 desarrolladas son escasos pliegues isoclinales, boudinage asimétrico a todas las escalas y lineaciones de agregados y de estiramiento mineral paralelas a los ejes de los pliegues. Los pliegues presentan tamaños decimétrico-centimétricos, una orientación preferente para sus ejes NO-SE (Fig. 4-c) y marcada cilindridad a la mesoescala, aunque «sheath folds» han sido observados en mármoles. Los flancos de los pliegues están intensamente boudinados y en ellos la orientación y asimetría de los boudines indica extensión subhorizontal paralela al eje del pliegue. En general, los pliegues comenzaron a desarrollarse en los paragneises algo después del comienzo de la migmatización, ya que parte de los leucosomas están deformados por ellos.

Las microestructuras desarrolladas sincinemáticamente con la foliación S2 en los paragneises y en otras litologías ricas en cuarzo, muestran diferencias en relación a su posición geográfica. En el núcleo del domo, las fábricas S2 son fuertemente cristaloblásticas y granoblásticas en su parte NO y central. Los paragneises presentan agregados de sillimanita que definen una orientación preferente, porfiroblastos de granate con sombras de presión asimétricas y «ribbons» de cuarzo en los que, sin embargo, las microestructuras indican una recristalización estática total con posteriori-

dad a la deformación. Las fábricas de plano axial de los pliegues D2, definidas inicialmente por lepidoblastos biotíticos, se presentan también recrystalizadas. En las litologías cuarzo-feldespáticas, S2 está definida por la presencia de niveles biotíticos que contienen granates subidioblásticos y de lentejones feldespáticos elongados que alternan con «ribbons» de cuarzo. Las microestructuras en estos «ribbons» se caracterizan también por una completa recrystalización y por el desarrollo de un fino agregado en mosaico poco elongado, con frecuentes contactos entre granos a 120°. Todas estas microestructuras de «annealing» se interpretan como el reflejo de la deformación en las proximidades del pico térmico del metamorfismo M2. Esto concuerda con el desarrollo ligeramente anterior de cristales de sillimanita fuertemente orientados y de asociaciones progradadas sin-D2, así como con la aparición, aunque poco común, de porfiroblastos de granate «pre-peak» con inclusiones sigmoidales y en «snowball»; la geometría de estas microinclusiones (SCHONEVELD, 1977) indica un sentido de cizallamiento de techo hacia el SE.

En la parte S del núcleo del domo y fundamentalmente en los paragneises periféricos y en el borde externo de los macizos de ortogneises, la deformación D2 está caracterizada por el desarrollo de fábricas S2 protomiloníticas y miloníticas. Aunque las microestructuras de recrystalización dinámica atribuibles a la deformación retrógrada D2 son más importantes en la zona periférica, es decir hacia los niveles estructuralmente más altos de la Unidad Inferior, éstas están igualmente presentes en la zona central interna del domo pero distribuidas menos uniformemente. En los paragneises se observan porfiroblastos tempranos de

granate que han sido parcialmente reemplazados por agregados de cordierita + cuarzo y por un fino intercrecimiento de plagioclasa y biotita, o completamente pseudomorfizados por un agregado de biotita + plagioclasa + cuarzo + ilmenita (Figs. 7-b y 7-c). Estos porfiroblastos de granate están preservados en microdominios cuarzosos y rodeados por una foliación biotítica rica en sillimanita e ilmenita, constituyendo en conjunto actualmente una fábrica protomilonítica - milonítica S-C de tipo II (LISTER & SNOKE, 1984). En las fábricas S-C, la sillimanita fibrolítica es estable en las superficies S y C, pero el estiramiento que evidencian los nematoblastos, con «pull-apart» rellenos de biotita y abiertos a altos ángulos con la lineación de estiramiento L2, supone una evidencia textural del carácter retrógrado de la fábrica S2.

Los indicadores cinemáticos en estas milonitas muestran sentidos de movimiento de techo hacia el SE. Las microestructuras de recrystalización en el cuarzo se caracterizan por un mosaico interpenetrado de granos relativamente equidimensionales, los cuales muestran a menudo alineamientos de límites de grano conjugados, resultado de la migración de bordes de grano a alta temperatura (LISTER & SNOKE, 1984). La presencia de estas microestructuras en los granos de cuarzo, así como la recrystalización extensiva de la plagioclasa en los gneises cuarzo-feldespáticos, implica que la deformación tiene lugar en condiciones de la parte de media y alta temperatura de la facies anfíbolítica. Estas microestructuras constituyen registros de estadios de la deformación D2 durante o poco después del pico térmico de M2.

Un tipo diferente de fábricas S2 son las desarrolladas en migmatitas bandeadas y en

los primeros granitoides y pegmatoides anatécnicos generados. Estos afloran como diques, lentejones y bolsadas, e intruyen en la secuencia de paragneises y en los ortogneises durante y un poco después del pico térmico. En áreas de bajas tasas de deformación D2, presentan una estructura magmática fluidal definida por los granos de biotita, feldespatos tabulares y la orientación preferente de xenolitos meta-sedimentarios elongados, que es paralela a la foliación S2 de las rocas caja. Indicadores de sentidos de cizalla en el estadio magmático, deducidos desde el «tiling» de megacristales de feldespato potásico (BLUMENFELD & BOUCHEZ, 1988), indican un sentido de movimiento de techo hacia el SE. Estas estructuras magmáticas muestran un gradual cambio a fábricas deformativas en estadio sólido conforme aumenta el gradiente de la deformación D2, apareciendo las rocas heterogéneamente cizalladas en bandas subparalelas a la fábrica gneílica regional y transformadas en tectonitas protomiloníticas de los tipos L o L-S. Estos criterios estructurales dan cuenta de una deformación no-coaxial heterogénea durante y después de la fusión parcial, lo cual es consistente con el desarrollo de S2 bajo condiciones metamórficas de temperaturas progresivamente menores. Esto es particularmente evidente en los niveles estructuralmente más altos de la Unidad Inferior y en los contactos entre orto y paragneises. El sentido de cizalla obtenido a partir de la rotación de los diques, del boudinage asimétrico y de las fábricas S-C miloníticas, concuerda con el obtenido en los paragneises adyacentes e indica un movimiento de techo hacia el SE durante D2.

En los niveles estructuralmente más altos de la Unidad Inferior, próximos al con-

tacto con la Unidad Superior, los efectos retrógrados de D2 son progresivamente más intensos. La foliación S2 en los paragneises estromáticos y en las metatexitas está frecuentemente deformada por la superposición de «extensional crenulation cleavages» (ECC, PLATT & VISSERS, 1980, ver Fig. 7-d). Los procesos que tienen lugar en estas zonas de ECC incluyen la deformación plástica de porfiroclastos tales como feldespatos, sillimanita y biotita, la pseudomorfosis retrógrada de la cordierita, la cloritización de la biotita de la matriz y la recrystalización dinámica del cuarzo. En las estructuras planares de la ECC es estable la asociación cuarzo + moscovita + clorita + óxidos Fe-Ti \pm biotita, indicativa de la facies de los esquistos verdes. En los paragneises de la zona de «detachment», la recrystalización del cuarzo tiene lugar por la progresiva rotación de subgranos, los porfiroclastos de feldespatos muestran reemplazamiento por moscovita \pm cuarzo y los porfiroclastos de biotita muestran a menudo kinkado y cloritización. La foliación S2 aparece afectada por microcizallas de bajo ángulo en las cuales tiene lugar acumulación de material insoluble. Estas microestructuras son consistentes con la deformación D2, teniendo lugar bajo condiciones propias de la parte de alta y media temperatura de la facies de los esquistos verdes.

Características estructurales y cinemáticas de la Unidad Superior

En los niveles más altos de la Unidad Superior las estructuras D2 son extremadamente heterogéneas a todas las escalas. Las mesoestructuras desarrolladas (Fig. 4-b) son escasos pliegues de escala centimétrica a métrica, de planos axiales subhorizontales y

con formación asociada en las zonas de charnela de una esquistosidad S2 de crenulación; venas y grietas de extensión «en echelon» rellenas de cuarzo, rotadas y boudinadas paralelamente a la S2; y zonas de cizalla normales de carácter dúctil a dúctil-frágil, de espesor decimétrico-centimétrico, y a menudo en pares conjugados que cortan a los pliegues D1 y a la esquistosidad S1, y llevan asociada una cloritización. Todas estas estructuras son indicativas de una extensión no-coaxial durante D2 y establecen una disposición subvertical para el eje menor del elipsoide de deformación finita y subhorizontal para el mayor de orientación NO-SE. Los indicadores cinemáticos señalan un sentido de movimiento de techo hacia el SE.

Los niveles estructurales más bajos de la Unidad Superior se caracterizan por un rápido aumento de la deformación D2 hacia muro, que viene acompañado por un pronunciado incremento del tamaño de grano de los esquistos junto con la aparición de asociaciones minerales indicativas de un metamorfismo de alta - T y baja - P (Fig. 3). La presencia de minerales índice permite establecer la siguiente secuencia de isogradas de M2 (originariamente definidas por MARTÍNEZ, 1974): cordierita, andalucita, sillimanita + moscovita y sillimanita + feldespato potásico; estas isogradas son subparalelas a las fábricas S2 regionales, aproximadamente concéntricas con el domo estructural y consistentes con un incremento general en el grado de M2 hacia la Unidad Inferior. En los esquistos cuarcíticos de la zona de sillimanita + moscovita, la deformación D2 genera protomilonitas y milonitas S-C de tipo II. Estas litologías contienen porfidoblastos de andalucita de M2, que son rodeados y envueltos por una

foliación S2 constituida por biotita y moscovita lepidoblásticas, sillimanita fibrolítica muy estirada paralelamente a L2, e ilmenita. Aunque de forma poco común, estas andalucitas pueden preservar restos de una S1 interna en forma de inclusiones rectas de biotita e ilmenita, que se dispone a altos ángulos con la S2 externa. La fuerte recristalización de estas rocas contrasta con las de los niveles altos de la unidad en los que no se desarrollan fábricas S2 penetrativas.

Condiciones P-T durante D2

La variación de las condiciones P-T durante D2 ha quedado registrada en las paragénesis minerales y en las texturas reaccionales que se asocian con la evolución de las fábricas S2. La interpretación microestructural de las sucesivas reacciones permite deducir diferentes «P-T path» para las rocas de las dos unidades existentes en el Domo Gneísico del Tormes.

La red petrogenética parcial mostrada en la Fig. 8 está basada en la establecida por VIELZEUF & HOLLOWAY (1988), en el sistema KFMASH, para pelitas con valores de XMg intermedios. En ella se muestra la situación de varias reacciones divariantes de fusión en presencia o ausencia de fluidos, así como la posición de otras reacciones relevantes para la interpretación de la evolución termal durante D2. Composiciones de roca total más ricas en Fe desplazan los campos divariantes de las reacciones hacia menor P y T, mientras que composiciones más ricas en Mg hacen que se deslicen a mayores condiciones de P y T. Las abreviaturas de minerales utilizadas son las de KRETZ (1983), incluyéndose además: Muss, moscovita con sustitución fengítica; Btss, biotita aluminica; V, vapor.

El incremento continuado de la temperatura durante D2 en la Unidad Inferior ha dado lugar al desarrollo de la reacción de deshidratación - fusión incongruente $Bt + Als + Qtz (+Pl) = Grt \pm Kfs + L$ (VIELZEUF & HOLLOWAY, 1988; LE BRETON & THOMPSON, 1988), la cual ha podido producir tanto metatexitas con granate sin-D2, generalmente sin sillimanita, como segregaciones leucosomáticas y diatexitas con granate en rocas de composición adecuada (Fig. 7-a), probablemente en condiciones de presencia de fluidos ricos en H_2O . En los paragneises, la asociación divariante con $Grt + Bt + Sil + Kfs$ es reemplazada primero por otra univariante con $Grt + Crd + Bt + Sil + Kfs$, y después por otra divariante con $Crd + Bt + Sil + Kfs$, todas ellas acompañadas de la formación de fundidos e indicativas de una evolución retrógrada de descompresión a altas temperaturas, probablemente casi isotérmica en un principio.

La asociación $Qtz + Kfs + Pl + Hbl + Bt \pm Grt$ en gneises biotítico-hornbléndicos, en los que la fusión parcial sin-D2 ha generado leucosomas con hornblenda, es indicativa de temperaturas superiores a los $700^\circ C$. Estas altas temperaturas están también indicadas por la asociación $Grt + Cpx + Pl + Hbl \pm Qtz$, relicta en boudines anfibolíticos ($720-740^\circ C$ y 7-8 Kbar). Segmentos de la trayectoria P-T sin-D2 están documentados en las estimaciones termobarométricas de SEBASTIAN (1987) y MARTÍNEZ et al. (1988), las cuales establecen condiciones PT de entre 5 y 6,6 Kbar para $690-770^\circ C$ y entre 4,5-6 Kbar y 3 Kbar para una disminución de la T desde $700-730^\circ C$ a $600^\circ C$, respectivamente. Estas condiciones representan la T y P de milonización durante estadios intermedios en la evolución termal de la zona de cizalla,

concordando bien las altas temperaturas obtenidas con la red petrogenética y con nuevos datos termobarométricos preliminares (ESCUADER VIRUETE et al., en preparación). La unidad registra también un enfriamiento posterior hasta la facies de los esquistos verdes, evidenciado por la formación de andalucita desde sillimanita y por el desarrollo de la asociación $Chl + Ms + Ab + Qtz \pm Bt$.

La red petrogenética de la Fig. 9 es una parte de la establecida por SPEAR & CHENEY (1989) en el sistema KFMASH para condiciones de saturación en H_2O . Las relaciones paragenéticas observadas en rocas con sillimanita de la Unidad Superior indican una «P-T path» durante D2 por debajo del punto triple de los polimorfos de silicato aluminico, próxima a un calentamiento isobárico; esta trayectoria es compatible con la secuencia de isogradas y zonas metamórficas observadas sobre el terreno. La compatibilidad de fases observada junto con cálculos termobarométricos semicuantitativos, restringe las condiciones P-T para la reequilibración BP/AT de rocas con $Bt + And + Crd$ en torno a 2,6-3,2 Kbar y $540-570^\circ C$. La evolución retrógrada hasta la facies de los esquistos verdes que experimenta la Unidad Superior es coincidente con la que se registra en la Unidad Inferior, ya que ambas unidades sufren como un conjunto la evolución tectonotermal final (incluyendo las deformaciones más tardías) después de ser yuxtapuestas por el «detachment» extensional.

DEFORMACIONES TARDIAS

La actual geometría domática del complejo metamórfico es aparentemente consecuencia de la interferencia entre una es-

estructura antiformal de D2 tardía, relacionada con un estadio avanzado del desarrollo del complejo metamórfico, los pliegues relacionados con el evento deformativo D3, y un sistema de zonas de cizalla transcurrentes senestras post-D3 (VILLAR et al., 1992). Las estructuras D3 son pliegues de abiertos a cerrados, de tamaños desde centimétricos a kilométricos, que presentan superficies axiales subverticales y ejes NO-SE, aproximadamente homoaxiales con la lineación de estiramiento milonítica L2 (Fig. 4-d). Los pliegues mayores definen las estructuras principales a escala cartográfica y consisten en un tren de antiformes y sinformes subverticales, o ligeramente vergentes al NE (Fig. 2 y 3), los cuales pliegan la zona de cizalla extensional, las isogradas del M2 y las fábricas S2 en los granitoides sin-D2. El núcleo del domo es una amplia antiforma D3 compuesta, en la que la inmersión de los ejes de los pliegues D3 y de los cierres periclinales al NO y SE es probablemente resultado de su superposición sobre una estructura antiformal NE-SO de D2 tardía. Considerando el desarrollo estrecho de este antiforme, es probable que el estiramiento asociado con su desarrollo fuese lo bastante importante como para exagerar la inmersión de sus ejes.

Los pliegues menores D3 muestran una lineación de crenulación, L3, paralela a sus ejes y, en ocasiones, una esquistosidad de crenulación en general espaciada y poco penetrativa, S3. Las biotitas y moscovitas microplegadas en las charnelas D3 de los paragneises pertenecientes a los niveles altos de la Unidad Inferior, muestran poligonización sólo en raras ocasiones. En estas rocas la S3 está definida por moscovita y biotita (de forma menos común), indicativa de la facies de los esquistos verdes. Estas condiciones son similares a las de las últimas

fábricas miloníticas S2 en los niveles estructuralmente más altos.

CRONOLOGIA DE LA DEFORMACION

Una característica del Domo Gneísico del Tormes es la abundancia del plutonismo granítico sin y post-«peak» de M2. Las edades de emplazamiento no están totalmente establecidas, pero oscilan entre 325 y 300 Ma (Rb/Sr, roca total; SERRANO PINTO & GIL IBARGUCHI, 1987). Edades preliminares $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en moscovitas de granitos similares sugieren edades de emplazamiento entre 310 y 315 Ma (GIL IBARGUCHI & DALLMEYER, 1991). Estas edades concuerdan bien con la de la tectónica de desgarres dúctiles senestros que deforma a estos granitoides (302 ± 6 Ma; MACEDO, 1988) y con la de los granitoides postcinemáticos no deformados (284 ± 8 Ma; GARCÍA GARZÓN & LOCUTORA, 1981; 283 ± 6 Ma; MACEDO, 1988). En el área estudiada, las granodioritas metaalumínicas que afloran al E de Mogadouro y en Aldeadávila (306 y 318 Ma, respectivamente; PRIEM et al., en MACEDO, 1988) cortan las fábricas S2 miloníticas y las isogradas de M2.

Todos estos datos sugieren que el evento D2 tiene lugar entre 325 y 318 o 310 Ma. Teniendo en cuenta la diferencia de presión registrada por los paragneises entre el inicio y el final del evento, se obtienen tasas de exhumación de entre 1 y 2 mm/año para la Unidad Inferior.

DISCUSION Y CONCLUSIONES

Cizallamiento dúctil extensional

En una amplia banda de la secuencia

metamórfica y a condiciones de temperatura progresivamente menores, se desarrollan desde el pico térmico del metamorfismo hasta la facies de los esquistos verdes, de forma continua, un conjunto de fábricas miloníticas S2 subhorizontales. El análisis cinemático de estas fábricas no-coaxiales a escala del domo establece un consistente sentido de cizalla de techo hacia el SE, que se asocia con una importante zona de cizalla normal relacionada con un proceso de extensión cortical a gran escala. Conforme la temperatura decrece, la deformación se concentra en volúmenes de roca progresivamente más pequeños y tiende a localizarse en los niveles estructuralmente más altos de lo que actualmente es la Unidad Inferior, aislando grandes volúmenes de milonitas de alto grado cinemáticamente inactivas. El límite entre ambas unidades es ahora un «detachment» dúctil, esto es, una discontinuidad post-»peak« de M2, la cual separa los paragneises y ortogneises fundidos parcialmente de la secuencia metasedimentaria de la Unidad Superior. Aunque la presente estructura domática es resultado de la evolución final del «detachment» y de la superposición de deformaciones tardías, la zona de cizalla fue inicialmente subhorizontal. La variación progresiva en estilo, geometría y condiciones metamórficas, refleja los diferentes aspectos que debe mostrar una zona de cizalla desde los niveles corticales profundos a los someros (SIBSON, 1977), y es consistente con el transporte de rocas profundas desde la parte media de la corteza engrosada a los niveles superiores, a lo largo del bloque de muro de una zona de cizalla de bajo ángulo extensional

«Doming» de la zona milonítica

El complejo metamórfico muestra en

una sección paralela a la dirección de transporte tectónico un perfil antiformal y una marcada asimetría en los aspectos geométricos, deformativos y metamórficos, típicas de áreas donde la extensión cortical sigue a la tectónica compresional (LISTER & DAVIS, 1989; REYNOLDS & LISTER, 1990; VAN DER DRIESCHE & BRUN, 1989, 1992). El plegamiento ocurre en estadios avanzados de la evolución (Fig. 6), mediante el arqueamiento hacia arriba de la unidad del muro como respuesta isostática la denudación tectónica inducida por el «detachment» (HOWARD et al., 1982). Las zonas de cizalla antitéticas retrogradacionales se desarrollan en el área NO durante la rotación rígida que da lugar el basculamiento hacia el NO de la foliación milonítica previa. La relación de corte existente entre la zona de «detachment» en el SE y el «detachment» de bajo grado en la parte basculada hacia atrás en la parte NO del domo, resulta probablemente desde el desarrollo de sucesivas ramas del mismo sistema de «detachment» extensional. Estas se producen como consecuencia de la rotación de la estructura previa durante el «doming», cuando alcanza una orientación desfavorable para continuar el movimiento (LISTER & DAVIS, 1989). Es necesario mencionar que, en parte, el domo puede haber sido también inducido por el emplazamiento de plutones sintectónicos y que el perfil longitudinal actual (Fig. 5) puede haber sido modificado por flujo vertical inducido por el estiramiento asociado con D3. Consecuentemente, el buzamiento de ambos flancos pudo ser originariamente menor.

El movimiento hacia el SE de la Unidad Superior, establecido desde indicadores cinemáticos de sentidos de cizalla, ha sido

también observado en las fábricas miloníticas del Antiforma de Martinamor, en un «detachment» extensional aflorante al sur del Salamanca (DÍEZ BALDA et al., 1992), y en el área de Villavieja de Yeltes (ESCUDEIR VIRUETE et al., 1991; MAGNA, en prensa), la cual constituye su prolongación hacia el NO cruzando la cuenca Terciaria de Ciudad Rodrigo. Ambas áreas están situadas en la ZCI y a decenas de kilómetros más al E y al S, respectivamente. El hecho de que este «detachment» y el descrito en este trabajo estén separados por una gran estructura en desgarre sinistral (la zona de cizalla de Juzbado-Penalva do Castelo, ver VILLAR et al., 1992), con desplazamiento de varias decenas de kilómetros, impide sin embargo su correlación directa. Ambas estructuras pueden ser unidas mediante una zona cortical profunda de flujo dúctil regional, relacionada con la extensión post-compresional dirigida hacia el SE en esta parte del orógeno.

Metamorfismo asociado con extensión cortical

Las evidencias principales concernientes al carácter extensional de la zona de cizalla pueden ser deducidas a partir de las características del límite identificado entre ambas unidades. El hecho de que metasedimentos relativamente fríos y de presiones más bajas, estén emplazados y yuxtapuestos sobre rocas metamórficas de alta T y presiones mayores, acompañadas por granitoides anatócticos, combinado con los buzamientos regionales someros de la foliación principal, apunta hacia una interpretación de la zona de cizalla como un «detachment» normal. La secuencia de reacciones de fusión descritas en rocas de la Unidad Inferior sugiere que los procesos anatócticos culminan durante una etapa de rápida descompresión. También, la evolución de las asociaciones minerales en esta

unidad testifica una descompresión casi isoterma durante D2 e indica que, durante este evento deformativo, rocas migmatíticas calientes fueron rápidamente elevadas hasta niveles corticales someros (aproximadamente entre 3-4 Kbar y 650-750°C, ver Fig. 10). El metamorfismo progrado observado en las rocas situadas inmediatamente por encima de la Unidad Inferior, con asociaciones características de baja presión tales como cordierita + andalucita + sillimanita, es una consecuencia directa del transporte tectónico de calor, dadas las tasas de la deformación contemporánea y la baja conductividad térmica de las rocas en la Unidad Superior (ALLEN & CHAMBERLAIN, 1989); este hecho es el responsable del alto gradiente térmico mostrado en la proximidad de las zonas metamórficas de M2. Como la deformación D2 es previa y contemporánea con el pico térmico en la Unidad Superior, mientras que es sincrónica y subsecuente al pico en la Unidad Inferior, puede establecerse una relación genética entre las isogradas de M2 y el adelgazamiento cortical (THOMPSON & RIDLEY, 1987). Esto es cierto principalmente en la Unidad Superior, donde las isogradas de M2 son paralelas a la fábrica S2 regional y concordantes con el límite con la Unidad Inferior.

El adelgazamiento cortical estuvo acompañado por la intrusión de un enorme volumen de granitoides, entre los cuales la presencia de rocas intermedias sugiere una mezcla entre magmas derivados del manto y material cortical. La adición de granitoides sin y post-D2 constituye una forma de compensar el defecto de volumen en la corteza media e inferior durante el estiramiento cortical hacia el SE (Fig. 6), manteniéndose el espesor cortical normal (ASMERON et al., 1990). Estos granitoides pueden haber aportado también una cantidad adicional de calor en la evolución termal del área.

Análogamente, el transporte convectivo de calor debido al ascenso de magmas y fluidos acuosos, de forma tanto sin- como post-cinemática con D2, puede haber contribuido en la Unidad Superior a ajustes térmicos locales, tales como las estrechas aureolas térmicas de contacto, de decenas a cientos de metros de potencia, observables alrededor de los macizos graníticos intruidos en niveles epizonales.

Modelo tectonotermal

De acuerdo con los modelos termales existentes para la evolución de los sectores colisionales con fuerte engrosamiento cortical, las temperaturas elevadas que se registran en ciertos niveles corticales medios y altos, no son resultado de un ciclo simple de engrosamiento cortical y posterior adelgazamiento controlado por ajustes isostáticos y erosión. Frecuentemente, las altas temperaturas están favorecidas por el desarrollo de una tectónica extensional o por aportes considerables de calor convectivo de naturaleza magmática, aunque ambos procesos a menudo se relacionan (THOMPSON & ENGLAND, 1984; ENGLAND & THOMPSON, 1984; WICKHAM & OXBURGH, 1987; THOMPSON & RIDLEY, 1987; DE YOREO et al., 1989; SANDIFORD & POWELL, 1991; PLATT, 1993). El modelo evolutivo propuesto para el Domo Gneísico del Tormes, expresado en la Fig. 10, constituye un ejemplo de evolución tectonotermal de un dominio mesocortical en régimen extensional.

La deformación asociada a D1 está probablemente bien representada por un segmento en la «P-T path» de sentido horario, característico de un engrosamiento y apilamiento de unidades corticales durante la colisión continental. El calentamiento y

presurización de la Unidad Inferior es interrumpido por el evento D2, relacionado con el colapso gravitacional de la corteza, dando lugar inicialmente a una corta etapa de descompresión progradada y después a una etapa de descompresión casi isoterma. La exhumación de las rocas profundas y calientes de la Unidad Inferior, acompañada en su ascenso hacia niveles corticales más someros por procesos de anatexia, estuvo controlada por mecanismos de deformación dúctil extensionales, los cuales dan lugar a su yuxtaposición con la Unidad Superior, que experimenta un calentamiento casi isobárico. Ambas unidades registran como un único conjunto un enfriamiento con suave descompresión, ya en niveles corticales relativamente someros. Este modelo puede ser tentativamente aplicado a otras zonas migmatíticas regionales aflorantes en la ZCI.

AGRADECIMIENTOS

Queremos dar las gracias a varios colegas del ITGE por las estimulantes discusiones realizadas durante el trabajo de campo, especialmente a Roberto Rodríguez Fernández por su constante ayuda. Dicho trabajo de campo fue financiado por el ITGE (MAGNA a escala 1:50000). Igualmente hay que agradecer a Francisco J. Martínez, de la Universidad Autónoma de Barcelona, por introducir al primer autor en la problemática geológica regional. Algunos aspectos de este trabajo han recibido ayuda financiera con cargo al proyecto PB91-0192-CO2, donde se enmarcan parte de los resultados de la investigación. La versión inglesa de este manuscrito (de próxima publicación en *Tectonophysics*) fue muy mejorada gracias a las revisiones críticas de Txema Tubía, Philippe Matte y Michel Séranne.

PIES DE FIGURAS

- Fig. 1. Esquema del Cinturón Hercínico en el NO de la Península Ibérica con la localización del área estudiada.
- Fig. 2. Mapa geológico esquemático del Domo Gneísico del Tormes. (1) Complejos Alóctonos de la ZGTM (con ofiolitas y unidades con metamorfismo de AP). Unidad Superior: (2) Ordovícico Medio y Superior, Silúrico y Devónico Inferior; (3) Cuarcita Armoricana del Ordovícico Inferior; (4) cuarcitas y esquistos del Ordovícico Inferior; (5) Precámbrico Superior-Cámbrico Inferior; (6) contacto tectónico. Unidad Inferior: (7) paragneises aluminicos de alto grado; (8) ortogneises (618 ± 9 Ma), leucogneises bandeados y migmatitas leucocráticas sin- y post-M2; (9) leucogranitos aluminicos biotíticos y de dos micas sin- y post-M2; (10) granodioritas metaaluminicas post-M2; (11) cabalgamiento hercínico; (12) zona de cizalla transcurrente tardía.
- Fig. 3. Mapa estructural esquemático del Domo Gneísico del Tormes, con localización del corte A-A' de la Fig. 5. (1) ZGTM (con el Complejo de Morais y Dominio Esquistoso). (2) Unidad Superior. (3) Unidad Inferior (núcleo gneísico y migmatítico de alto grado); punteado claro, sector por debajo de la zona de cizalla principal. (4) Granitoides hercínicos sincinemáticos. (5) Zona de cizalla transcurrente tardía (PSZ = Zona de Cizalla De Pereña), en la que las flechas grandes indican el sentido de cizalla. (6) Cabalgamiento hercínico. (7) Zonas de «detachment» de bajo grado; encima, «detachment» antiguo en la zona de cizalla principal; debajo, «detachment» reciente. (8) Dirección y buzamiento de la esquistosidad S1 y de la foliación milonítica S2. (9) Dirección de la lineación de estiramiento L2 y movimiento del bloque de techo. Isogradas de M2: (10) andalucita (+); (11) sillimanita (+); (12) sillimanita + ortosa (+).
- Fig. 4. Proyecciones estereográficas equiareales de: (a) ejes de pliegues D1 y lineaciones L1; (b) ejes de pliegues D2 y lineaciones L2 en la parte inferior de la Unidad Superior; (c) ejes de pliegues D2 y lineaciones L2 en la Unidad Inferior; (d) ejes de pliegues D3 y lineaciones de crenulación en la Unidad Inferior.
- Fig. 5. Sección geológica del Domo Gneísico del Tormes. La posición de la sección se indica en la Fig. 3.
- Fig. 6. Esquema de la evolución sugerida para el Domo Gneísico del Tormes. (a) Una zona de cizalla extensional del tipo descrito por Davis et al. (1986) como «delamination model», acomoda inicialmente el colapso extensional inducido por el engrosamiento cortical orogénico. (b) Con la continuación del proceso extensional, el bloque de muro constituido por rocas profundas y calientes es puesto en contacto con las rocas frías del bloque de techo, induciendo en éste el metamorfismo M2. Progresivamente, la deformación resulta concentrada en una zona estrecha: el primer «detachment» de bajo grado. (c) En estadios avanzados, la ancha zona de cizalla antigua y el primer «detachment» de bajo grado experimentan una rotación hacia el NO, principalmente por «doming» debido a ajustes isostáticos por la denudación tectónica, pero probablemente también por el emplazamiento de plutones sintectónicos. El movimiento en el «detachment» no puede continuar, al adoptar con la rotación una orientación desfavorable para continuar el movimiento, desarrollándose otro nuevo en el bloque de techo que corta la zona de cizalla principal en el flanco NO del domo. El rectángulo representa el área estudiada y el corte de la Fig. 5.

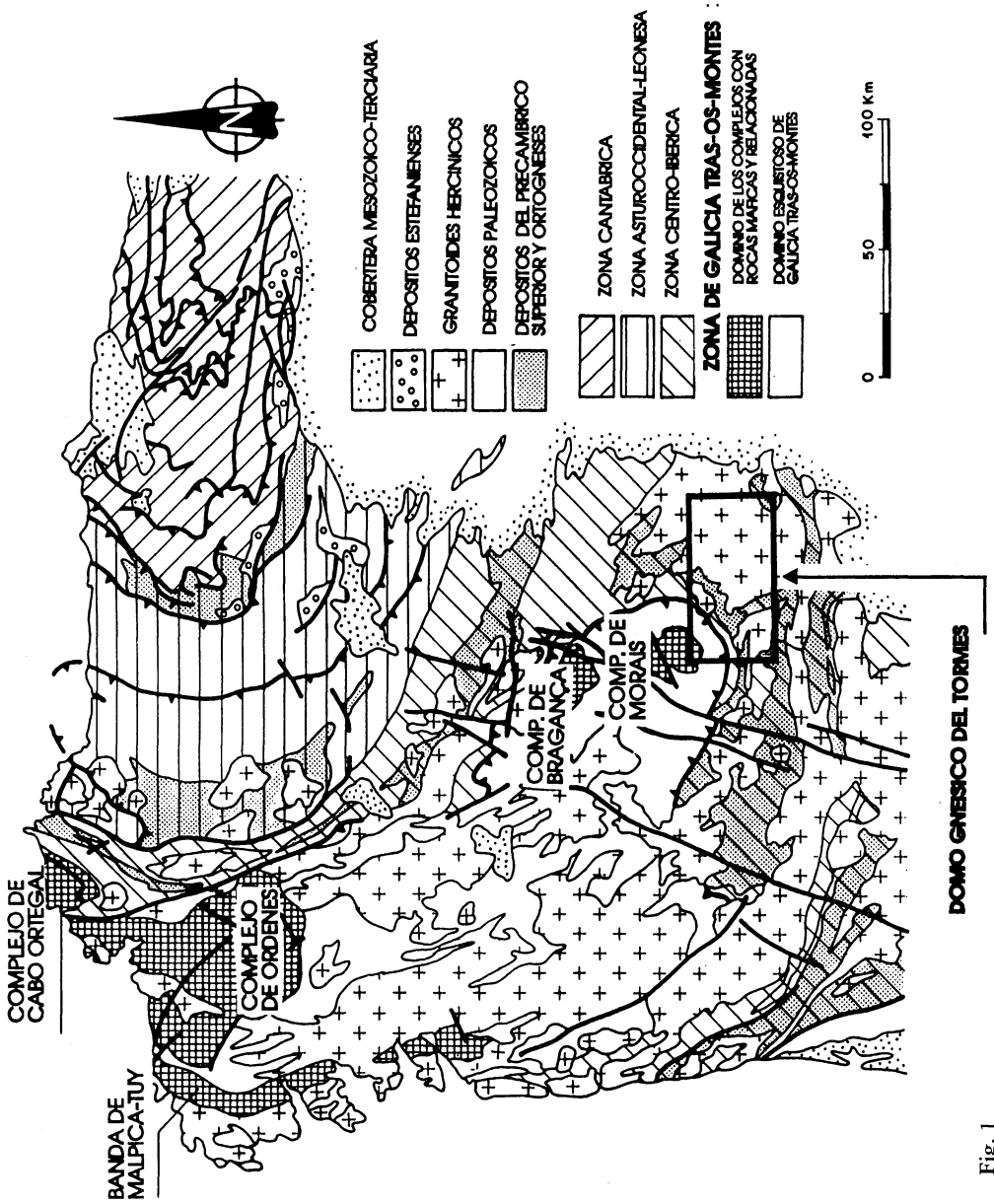
Fig 7. Microestructuras desarrolladas durante D2 en la Unidad Inferior. 7-a: Inclusiones de biotitas redondeadas (BT), cuarzo (QTZ) e ilmenita (ILM) en equilibrio con granate poiquiloblástico (GRT) en gneises metatexiticos; nicoles paralelos; barra de escala = 1 mm. 7-b: Reemplazamiento de granate (GRT) por un intercrecimiento de biotita (BT), sillimanita (SIL), plagioclasa (PL), cuarzo (QTZ), ilmenita (ILM) y apatito (AP) en gneises metatexiticos; notar la formación de simplectitas (estrella) de BT+PL+QTZ en bordes de granate; nicoles paralelos; anchura del campo=1,2 mm. 7-c: Reemplazamiento parcial de granate (GRT) por cordierita (CRD) y agregados cuarzo-feldespáticos en gneises metatexiticos; nicoles paralelos; anchura del campo=1,2 mm. 7-d. Zonas de esquistosidad de crenulación extensional en metasedimentos filoníticos de la zona de «detachment»; junto a estas zonas tiene lugar una intensa cloritización (CHL) de la biotita (BT) y deformación interna de moscovita (MS) retrógrada; notar la acumulación de material insoluble en microcizallas normales sintéticas (flechas pequeñas); el sentido de cizalla (flechas grandes) es de techo hacia el SE; nicoles paralelos; barra de escala=1 mm.

Microestructuras desarrolladas durante D2 en la Unidad Superior. 7-e: «Mica fish» biotíticos rodeados por la foliación S2 (sección delgada paralela a la lineación L2) en esquistos cuarcíticos de la zona de la andalucita; las flechas indican un sentido de cizalla de techo hacia el SE; barra de escala = 1 mm. 7-f: Detalle de la microestructura S2 en cuarzoesquistos de la zona de la andalucita; la andalucita (AND) encierra a la foliación S2 definida por inclusiones de cuarzo, biotita, mica blanca e ilmenita; la foliación S_1 es plana en el núcleo del porfiroblasto y variablemente curvada en el borde y en la sombra de presión; nicoles cruzados; barra de escala = 1 mm. 7-g: Detalle de un porfiroblasto de andalucita (AND) generado en momentos tempranos de M2; está rodeado por una foliación biotítica rica en sillimanita fibrolítica; la sillimanita (SIL) es estable en superficies S; la fábrica S2 está cortada por superficies de crenulación extensional espaciadas (E); notar la retrogresión de la biotita y la formación de moscovita (MS) de forma adyacente a las zonas E; el sentido de cizalla (flechas) es de techo hacia el SE; nicoles paralelos; barra de escala = 1 mm. 7-h: Microestructura de alta temperatura S2 desarrollada en esquistos semipelíticos de la zona de Sil+Kfs; la sillimanita fibrolítica es estable en la foliación y define una lineación mineral, L2; notar la estabilidad del fespato potásico (KFS) en agregados cuarzo-feldespáticos elongados; barra de escala=1 mm.

Fig. 8. Red petrogenética parcial, basada en la de Vielzeuf & Holloway (1988), en la que las reacciones KFMASH mostradas son campos divariantes representados como líneas para mayor claridad. La flecha indica la «P-T path» seguida por la Unidad Inferior durante el evento D2.

Fig. 9. Red petrogenética parcial, basada en la construcción de Spear & Cheney (1989), asumiendo Qtz, H₂O y Ms o Kfs en exceso. En ella, las líneas continuas son equilibrios en el sistema KFMASH, las discontinuas en el KMASH y el punto representa un punto invariante en el KMASH. La flecha indica la «P-T path» seguida durante D2 por los niveles inferiores de la Unidad Superior (litologías con la asociación Sil ± Ms ± Kfs); su intersección con reacciones generadoras de minerales índice, es compatible con la secuencia de zonas minerales desarrolladas durante M2.

Fig. 10. Trayectorias P-T sugeridas para las Unidades Superior e Inferior del Domo Gneísico del Tormes. D1 y D2 son los principales eventos tectonotermales; D3 señala las condiciones de las deformaciones tardías. «Bt out»: Bt + Als + Pl + Qtz = Grt + Kfs + L (Le Breton & Thompson, 1988); diagrama de fases de los polimorfos de Al₂SiO₅, según Powell & Holland (1988).



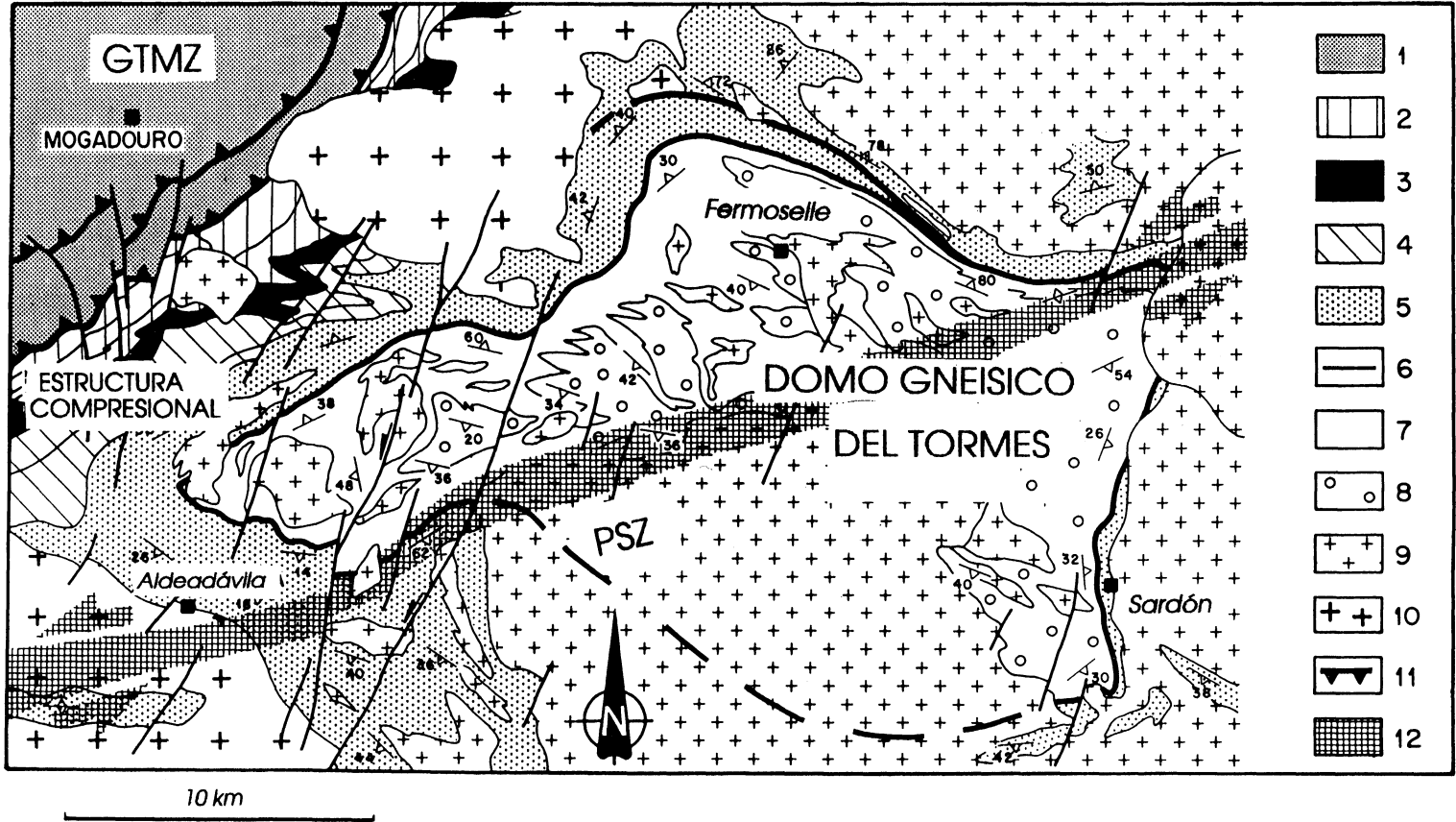


Fig. 2

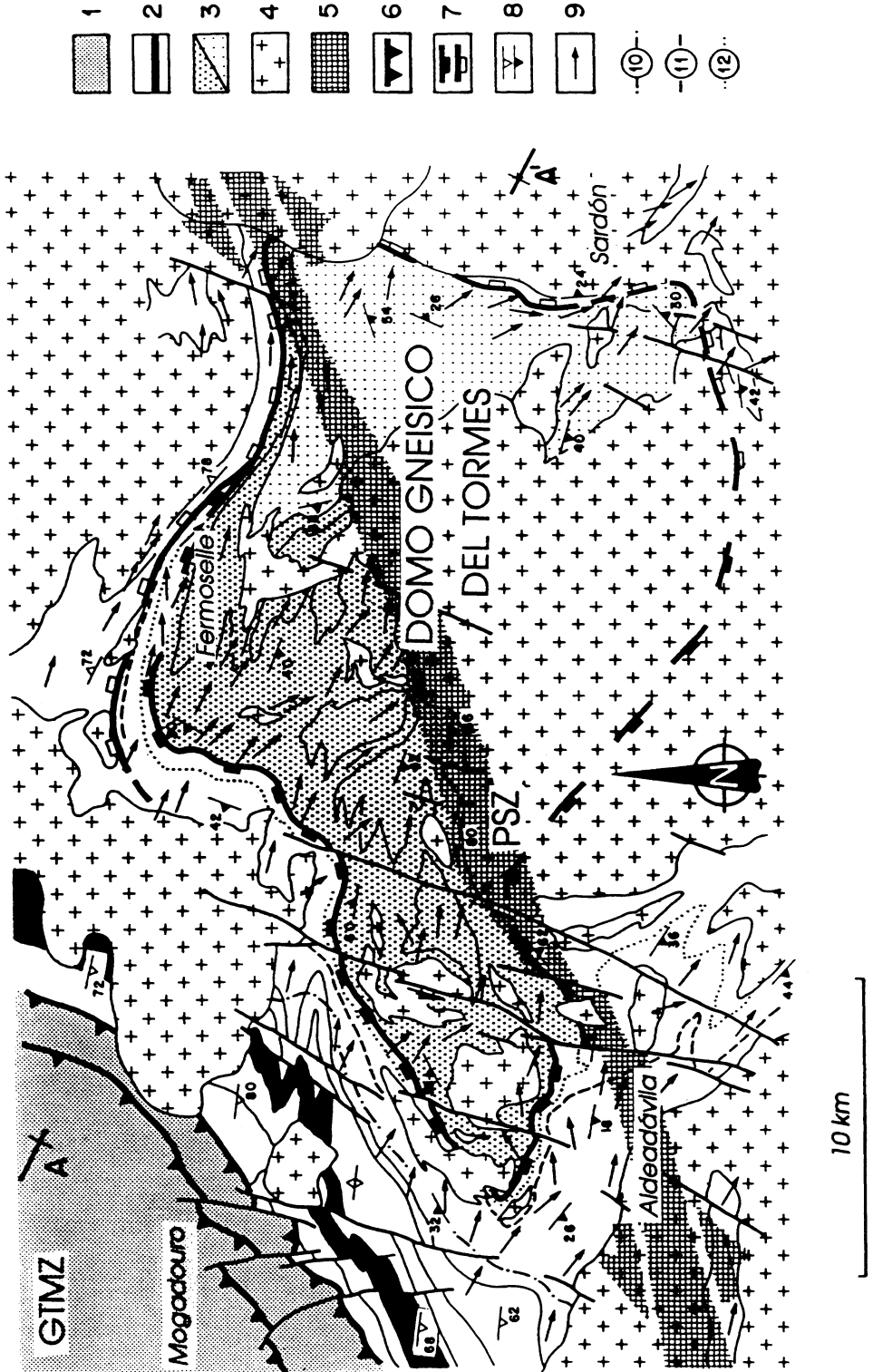


Fig. 3

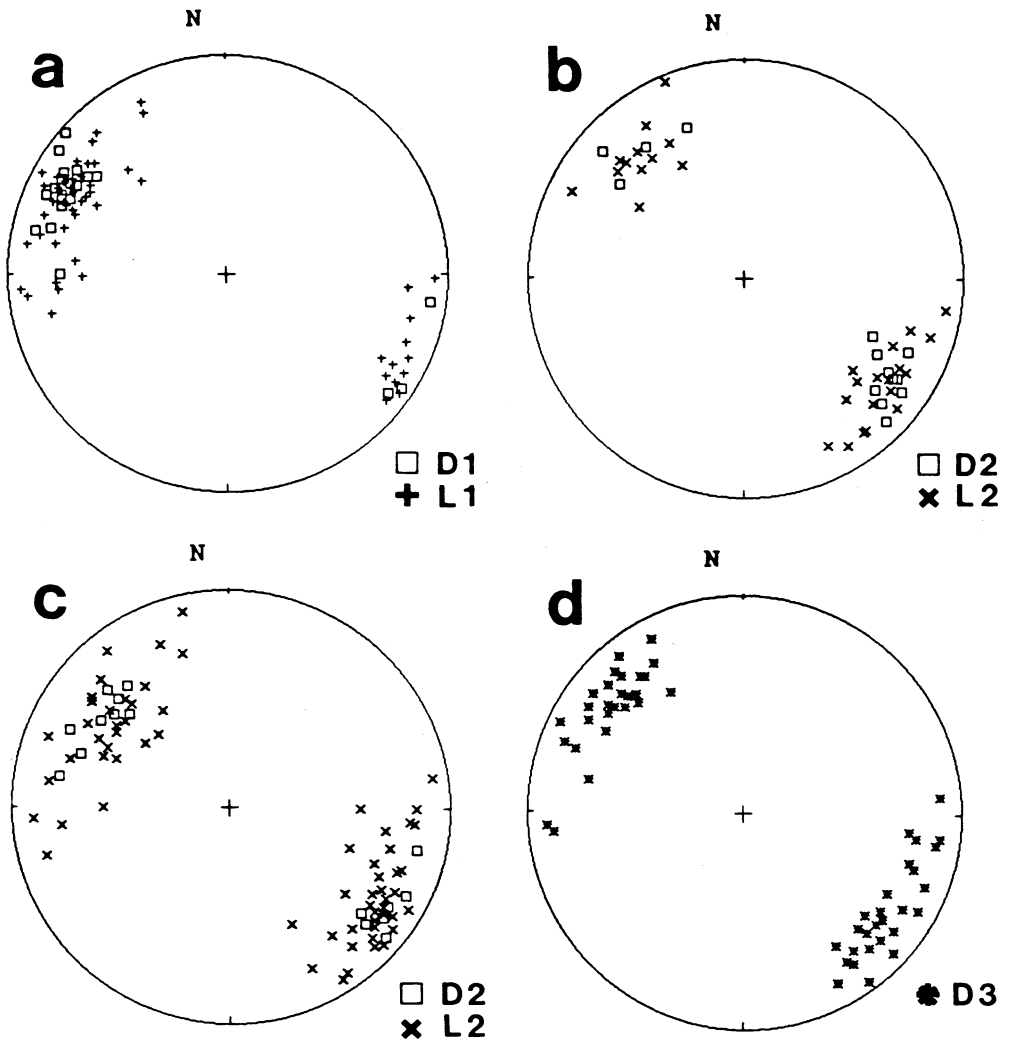


Fig. 4

DOMO GNEISICO DEL TORMES

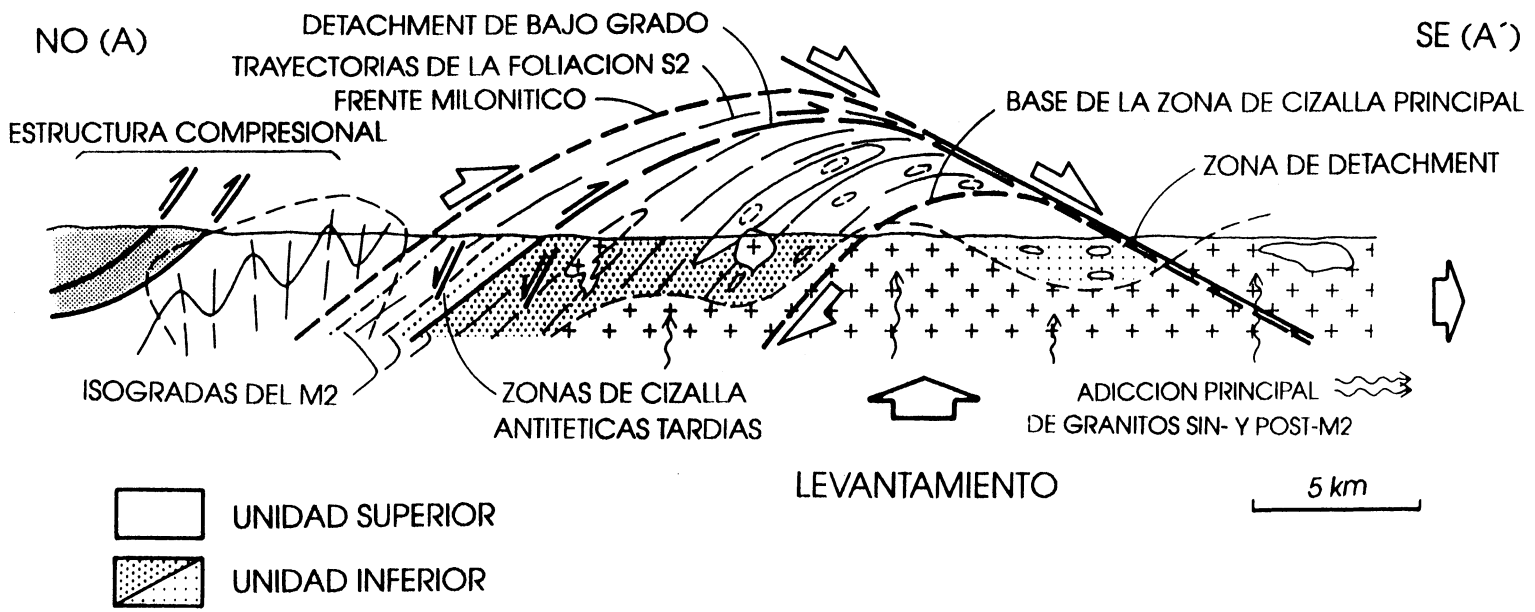


Fig. 5

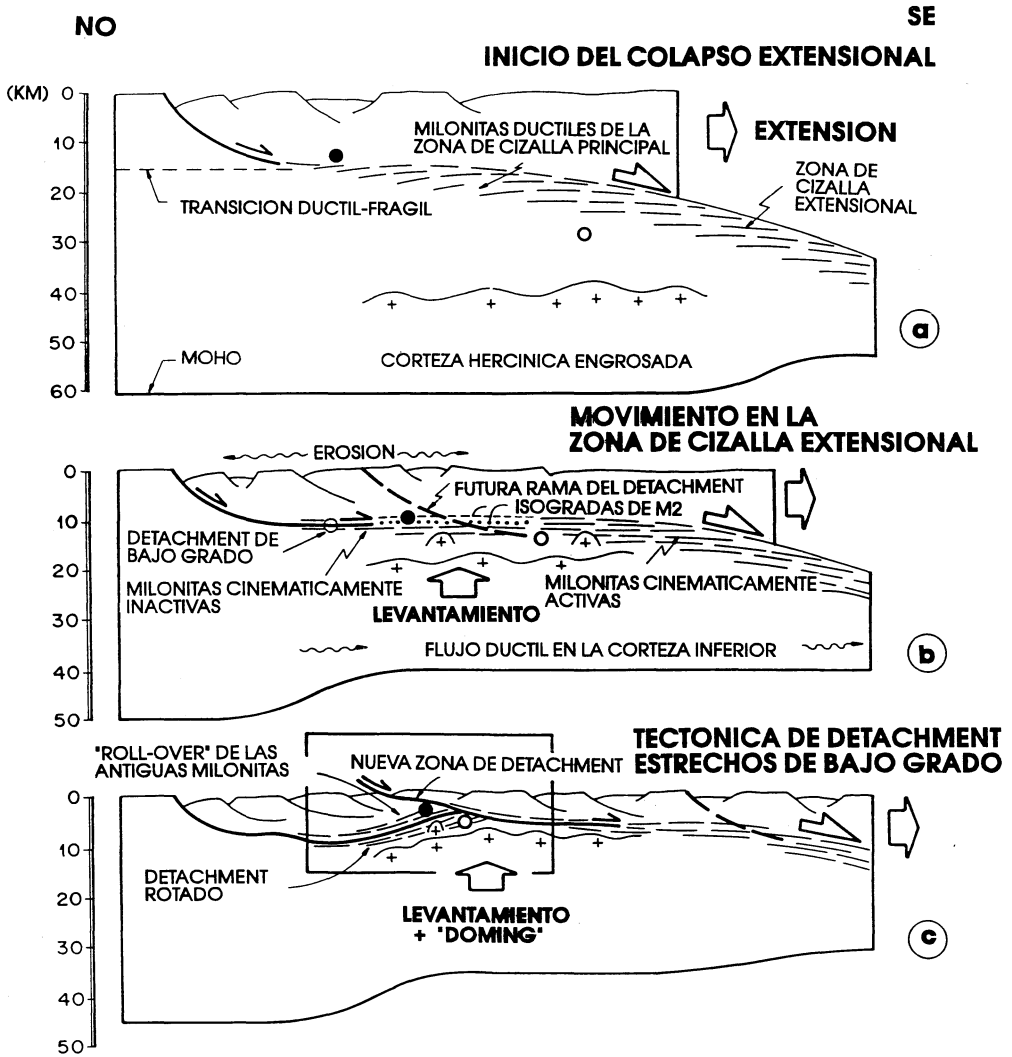


Fig. 6

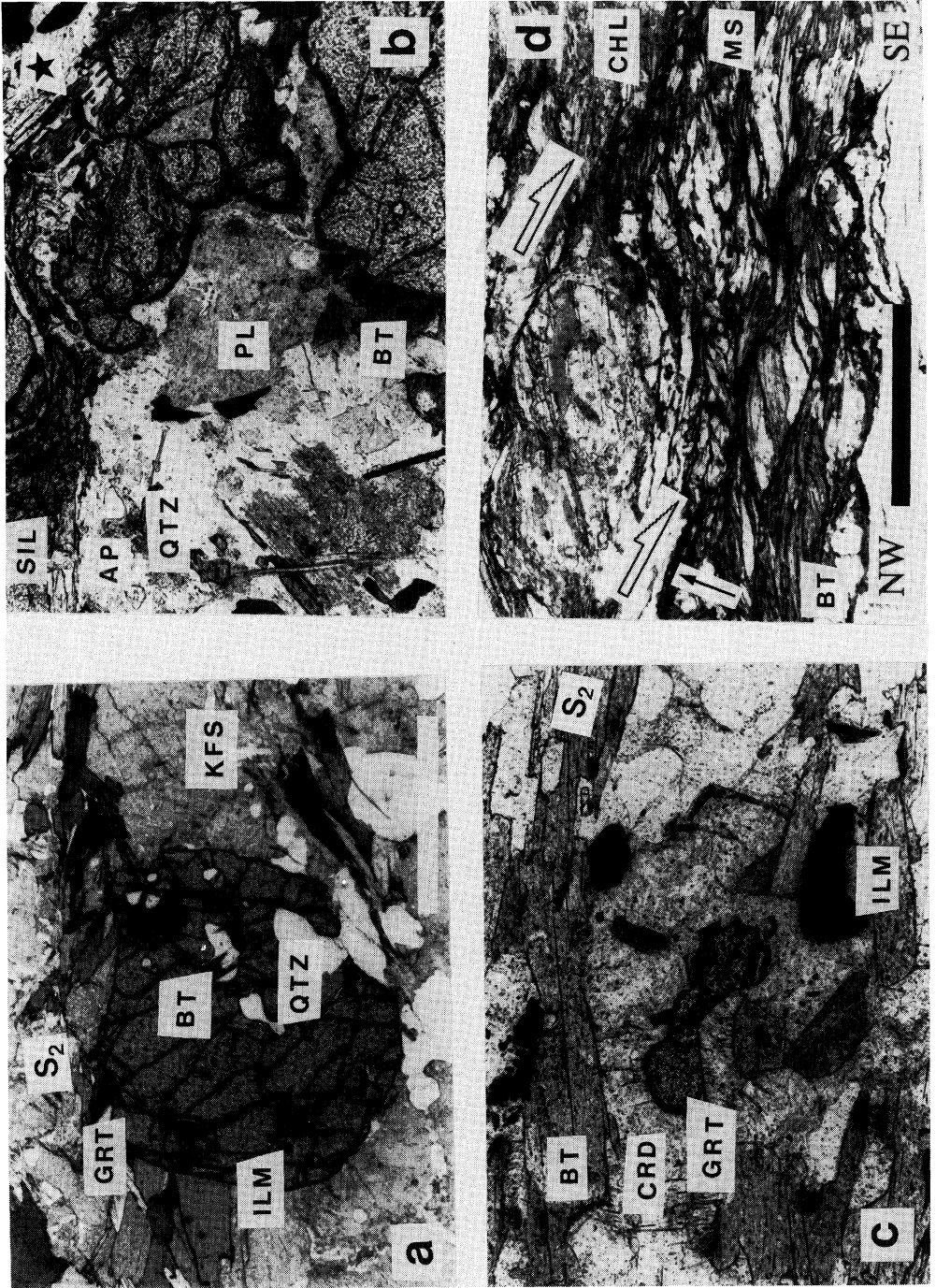


Fig. 7

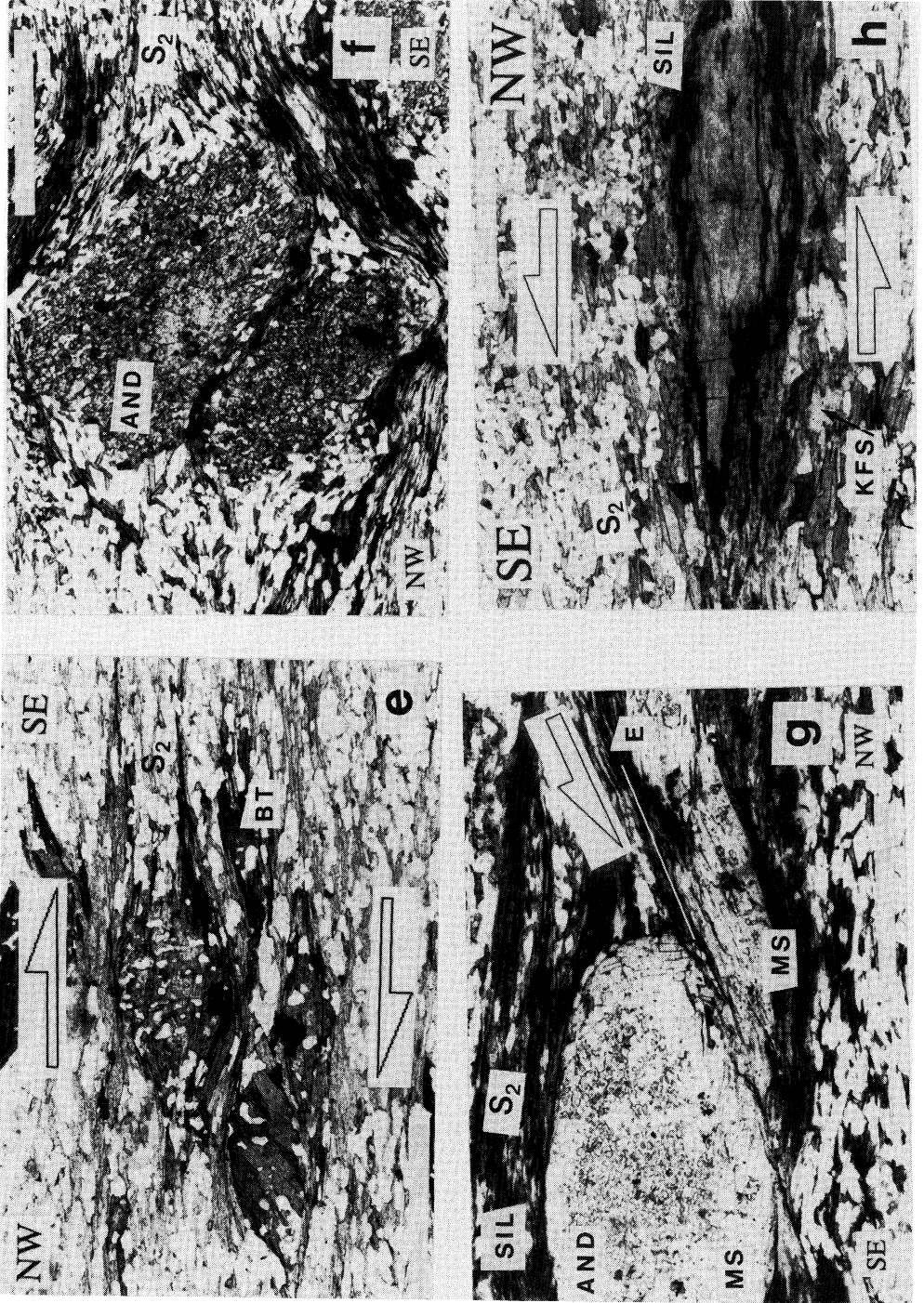


Fig. 7

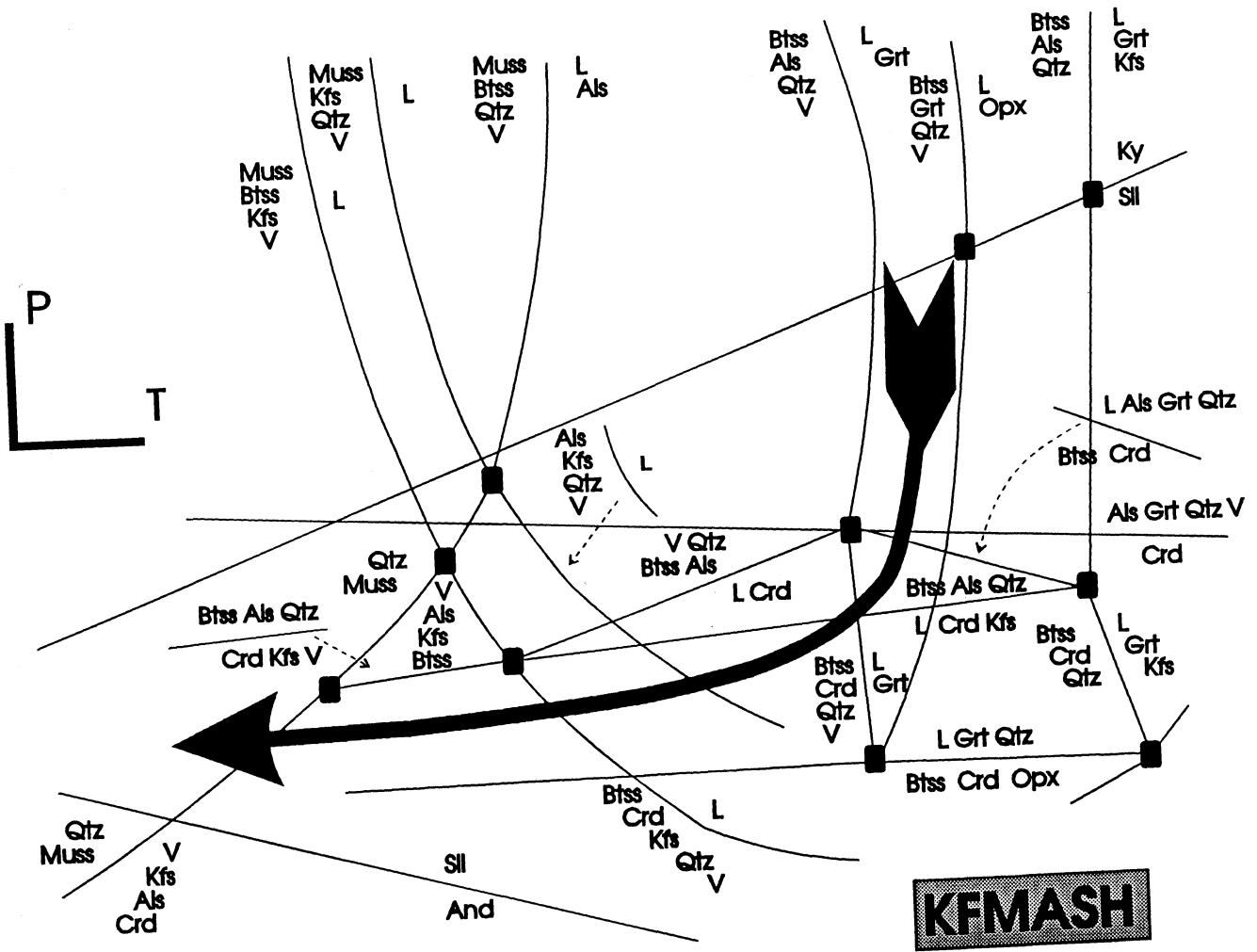


Fig. 8

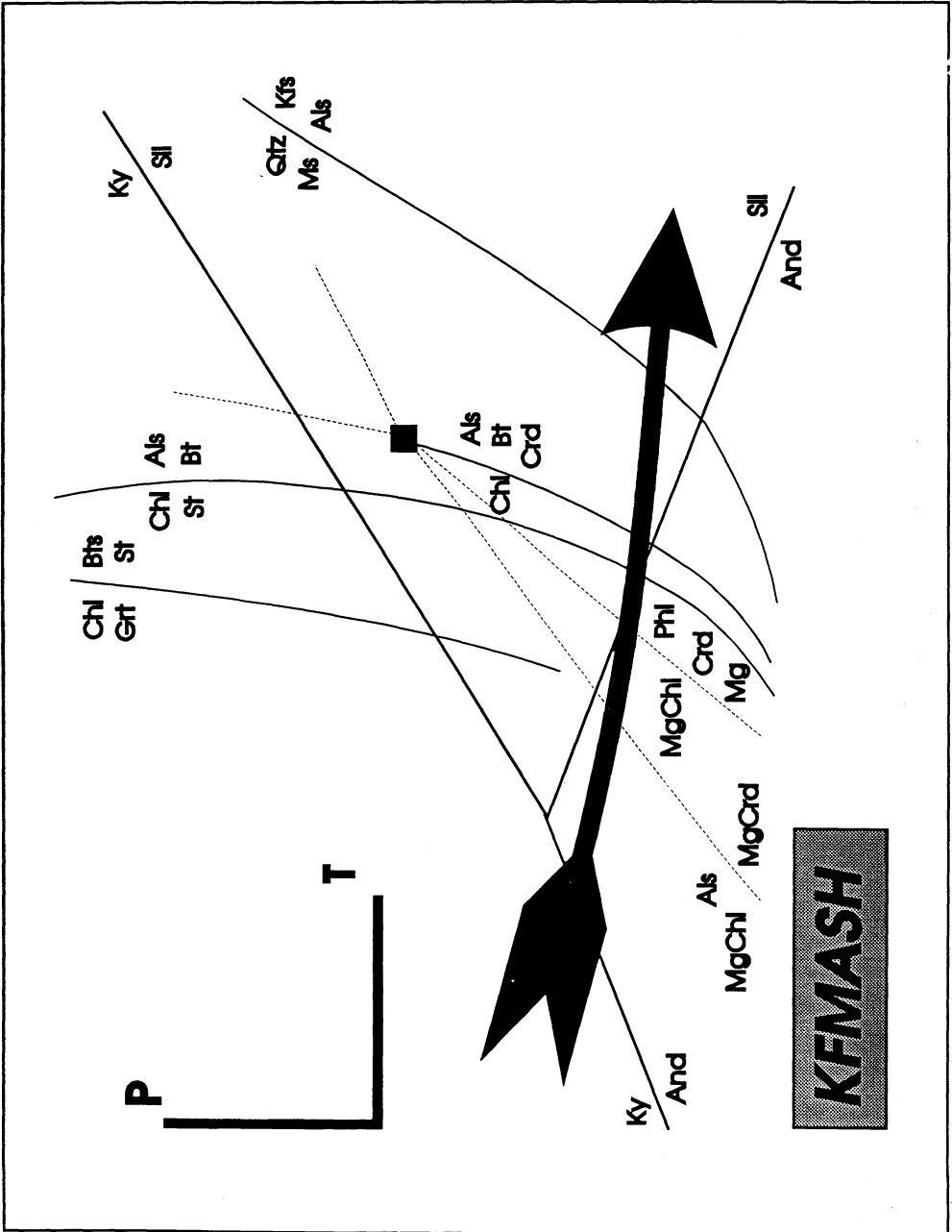


Fig. 9

Trayectorias P-T de la Unidad Superior e Inferior del Domo Gneisico del Tormes

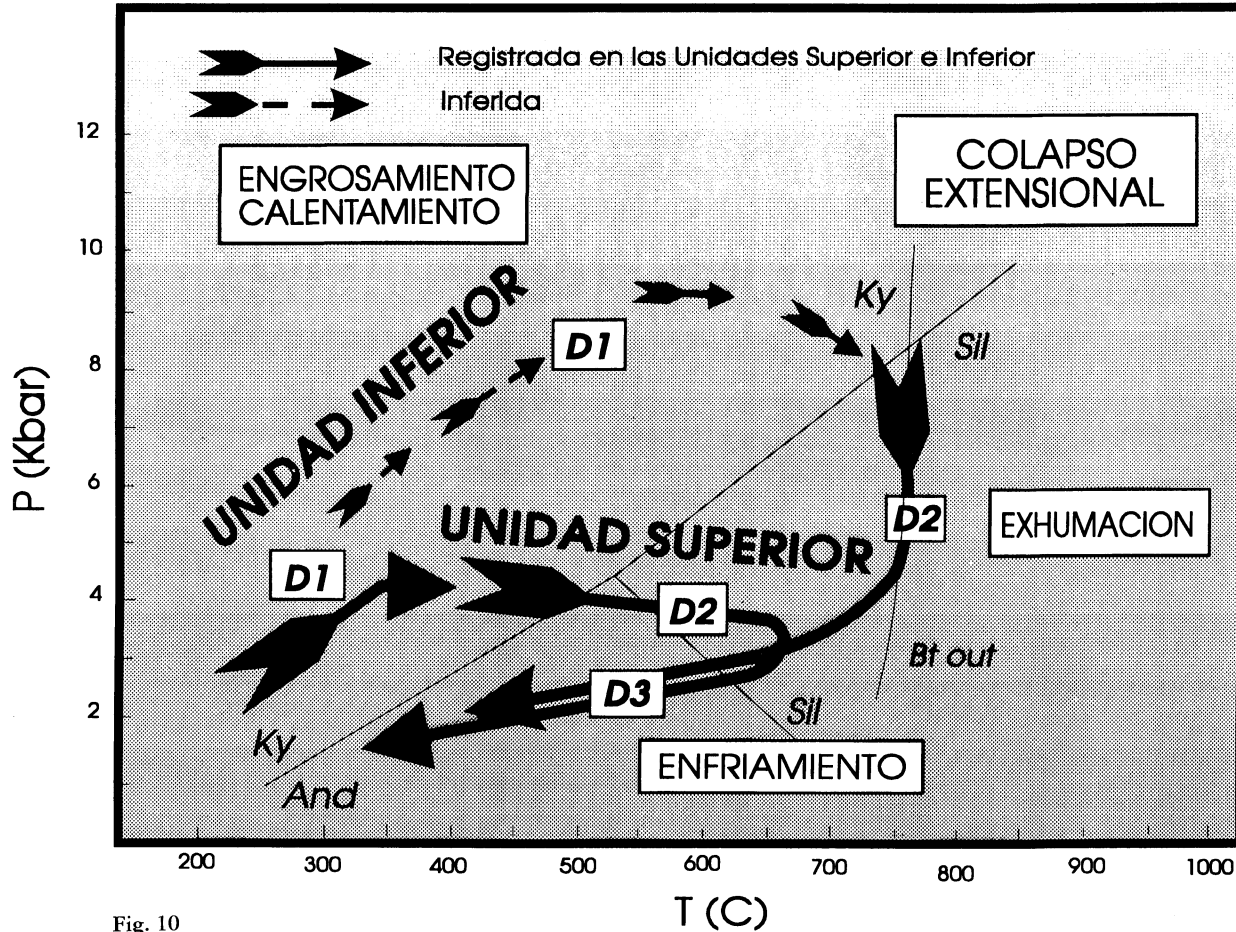


Fig. 10

BIBLIOGRAFIA

- ALLEN, T. & CHAMBERLAIN, C.P., 1985. Thermal consequences of mantled gneiss dome emplacement. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 93: 392-404.
- ARENAS, R., GIL IBARGUCHI, J., GONZÁLEZ LODEIRO, F., KLEIN, E., MARTÍNEZ CATALÁN, J., ORTEGA GIRONES, E., DE PABLO MACIÁ, J. & PEINADO, M., 1986. Tectonostratigraphic units in the complexes with mafic and related rocks of the NW of the Iberian Massif. *Hercynica*, II, 2: 87-110.
- ASMERON, Y., KENT SNOW, J., HOLM, D.K., JACOBSEN, S.B., WERNICKE, B.P. & LUX D.R., 1990. Rapid uplift and crustal growth in extensional environments: An isotopic study from the Death Valley region, California. *Geology*, 18: 223-226.
- ATHERTON, M.P., ATKIN, B.P. & NAGGAR, M.H., 1974. Kyanite in the Hercynian metamorphic rocks of the Oporto-Viséu belt, North Portugal. *Geol. en Mijnb.*, 53: 189-192.
- BERTHE, D., CHOUKRONE, P. & JEGOUZO, P., 1979. Orthogneiss, mylonite and non-coaxial deformation of granites. *Jour. Struct. Geol.*, 1: 31-42.
- BLUMENFELD, P. & BOUCHEZ, J.L., 1988. Shear criteria in granite and migmatite deformed in the magmatic and solid states. *Jour. Struct. Geol.*, 4: 361-372.
- CASTEREN, P.W.C. VAN., 1977. Geochronological, geochemical and geophysical investigations in the high grade mafic-ultramafic complex at Cabo Ortegal and other preexisting segments in the Hercynian basement of Galicia (NW Spain). *Leidse Geol. Meded.*, 51: 57-61.
- CASTEREN, P.W.C. VAN., BOELRIJK, N.A.I.M., HEBEDA, E.H., PRIEM, H.N.A., TEX, E. DEN, VERDURMEN, E.A.TH. & VERSCHURE, R.H., 1979. Isotopic dating of older elements (including the Cabo Ortegal mafic-ultramafic complex) in the Hercynian Orogen of NW Spain: Manifestations of a presumed Early Paleozoic mantle-plume. *Chem. Geol.*, 24: 35-5.
- CONEY, P.J., 1987. The regional tectonic setting and possible causes of Cenozoic extension in the North American Cordillera. In: M.P. Coward, J.E. Dewey and P.L. Hancock (Editors), Continental Extensional Tectonics. *Geol. Soc. London, Spec. Publ.*, 28: 177-186.
- CONEY, P.J. & HARMS, T.A., 1984. Cordilleran metamorphic core complexes: Cenozoic extension of Mesozoic compression. *Geology*, 12: 550-554.
- CRITTENDEN, M. D. JR., CONEY, P.J. & DAVIS, G.H. (Editors), 1980. Cordilleran Metamorphic Core Complexes. *Mem. Geol. Soc. Amer.*, 153: 490 p.
- DALLMEYER, R.D. & GIL IBARGUCHI, J.L., 1990. Age of amphibolitic metamorphism in the ophiolitic unit of the Morais allochthon (Portugal): implications for early Hercynian orogenesis in the Iberian Massif. *Jour. Geol. Soc. London*, 147: 873-878.
- DAVIS, G.H., 1980. Structural characteristics of metamorphic complexes. In: M.D.Jr. Crittenden, P.J. Coney and G.H. Davis (Editors), Cordilleran Metamorphic Core Complexes. *Jour. Geol. Soc. Amer.*, 153: 79-129.
- DAVIS, G.H., 1987. A shear-zone model for the structural evolution of metamorphic core complexes in southeastern Arizona. In: M.P. Coward, J.E. Dewey and P.L. Hancock (Editors), Continental Extensional Tectonics. *Geol. Soc. London, Spec. Publ.* 28: 247-266.
- DAVIS, G.A., LISTER, G.S. & REYNOLDS, S.L., 1986. Structural evolution of the Whipple and South Mountains shear zones, southwestern United States. *Geology*, 14: 7-10.
- DE YOREO, J.J., LUX, D.R. & GUIDOTTI, C.V., 1989. The role of crustal anatexis and magma migration in regions of thickened continental crust. In J.G. Daly, R.A. Cliff and B.W.D. Yardley (Editors), Evolution of Metamorphic Belts. *Geol. Soc. London, Spec. Publ.*, 43: 187-202.
- DEWEY, J.F., 1988. Extensional collapse of orogens. *Tectonics*, 7: 1123-1139.
- DIEZ BALDA, M.A., AYARZA, P. & MARTÍNEZ CATALÁN, J.R., 1992. El cizallamiento dúctil subhorizontal de la segunda fase hercínica al sur de Salamanca: engrosamiento y colapso extensional. *III Congr. Geol. España. Simp.* 2: 365-374.
- DOBLAS, M., 1991. Late Hercynian extensional and transcurrent tectonics in Central Iberia. *Tectonophysics*, 191: 325-334.
- ECHTLER, H. & MALAVIEILLE, J., 1990. Extensional tectonics, basement uplift and Stephano-Permian collapse basin in a late Variscan metamorphic core complexes (Montagne Noire, Souther French Massif Central). In: Ph. Matte (Editor), Terranes in the Variscan Belt of Europe

- and Circum-Atlantic Paleozoic Orogens. *Tectonophysics*, 177: 125-138.
- EISBACHER, G., LUSCHEN, E. & WICKERT, F., 1989. Crustal scale thrusting and extension in the Hercynian Schwarzwald Vosges, Central Europe. *Tectonics*, 8: 1-21.
- ENGLAND, P.C. & THOMPSON, A.B., 1984. Pressure-Temperature-Time Paths of Regional Metamorphism I. Heat Transfer during the evolution of regions of thickened continental crust. *Jour. Petrol.*, 25: 894-928.
- ENGLAND, P.C. & THOMPSON, A. (1986). Some thermal and tectonic models for crustal melting in continental collisional zones. In: M.P. Coward & A.C. Ries (Editors), Collisional Tectonics. *Geol. Soc. London, Spec. Publ.*, 19: 83-94.
- ESCUDE VIRUETE, J. (1993). Mylonitic fabric development and tectonothermal model associated with variscan crustal extension, Northwest Salamanca, Spain (Iberian Hercynian Belt). *Doc. BRGM Fr.*, nº 219, pp. 66.
- ESCUDE VIRUETE, J., MONTESERÍN, V., VILLAR, P. & RODRÍGUEZ FERNÁNDEZ, L.R. (1991). Estructura y Metamorfismo del Complejo Esquisto Grauváquico al E de la provincia de Salamanca. *XIII Reun. Xeol. Min. NO Penin. Resumes*, p. 66.
- ESCUDE VIRUETE, J., ARENAS, R. & MARTÍNEZ CATALÁN, J.R. (in press). Tectonothermal evolution associated with Variscan crustal extension in the Tormes Gneiss Dome (NW Salamanca, Iberian Massif, Spain). *Tectonophysics*.
- FAURE, M., PROST, A.E. & LASNE, E., 1990. Déformation ductile extensive d'âge namuro-westphalien dans le Plateau d'Aigurande, Massif Central Français. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, VI, 1: 189-197.
- GARCÍA GARZÓN, J. & LOCUTORA, J., 1981. Datación por el método Rb/Sr de los granitos de Lumbrales-Sobradillo y Villar de Ciervos-Puerto Seguro. *Bol. Geol. y Min.*, XCII, 1: 68-72.
- GIL IBARGUCHI, J.I. & MARTINEZ, F.J., 1982. Petrology of garnet-cordierite-sillimanite gneisses from the El Tormes Thermal Dome, Iberian Hercynian Foldbelt (W Spain). *Contrib. Mineral. Petrol.*, 80: 14-24.
- GIL IBARGUCHI, J.I. & DALLMEYER, R.D., 1991. Hercynian blueschist metamorphism in North Portugal: tectonothermal implications. *Jour. Metamorphic Geol.*, 9: 539-549.
- HERNANDEZ ENRILE, J.L., 1991. Extensional tectonics of the Toledo ductile-brittle shear zone, Central Iberian Massif. *Tectonophysics*, 191: 311-324.
- HODGES, K.V., WALKER, J.D. & WERNICKE, B.P. (1987). Footwall structural evolution of Tucki Mountain detachment system, Death Valley region, southeastern California. In: M.P. Coward, J.E. Dewey and P.L. Hancock (Editors), Continental Extensional Tectonics. *Geol. Soc. London, Spec. Publ.*, 28: 393-408.
- HOWARD, K.A., GOODGE, J.W. & JOHN, B.E., 1982. Detached crystalline rocks of the Mohave, Buck and Bill Williams Mountains, western Arizona. In: E.G. Frost & D.L. Martin (Editors), Mesozoic-Cenozoic Tectonic Evolution of the Colorado River Region, California, Arizona and Nevada. *Cordilleran Publishers, San Diego, California*, 337-390.
- JULIVERT, M., FONTBOTE, J.M., RIBEIRO, A. & CONDE, L., 1972. Mapa Tectónico de la Península Ibérica y Baleares E. 1:1.000.000. *IGME, España*.
- KRETZ, R., 1983. Symbols for rock-forming minerals. *Amer. Mineral.*, 68: 277-279.
- LANCELOT, J.R., ALLEGRET, A. & IGLESIAS, M., 1985. Outline of Upper Precambrian and Lower Paleozoic evolution of the Iberian Peninsula according to U-Pb dating of zircons. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 74: 325-337.
- LEBRETON, N. & THOMPSON, A.B., 1988. Fluid-absent (dehydration) melting of biotite in metapelites in the early stages of crustal anatexis. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 99: 226-237.
- ISTER G.S., BANGA, G. & FEENSTRA, A., 1984. Metamorphic core complexes of Cordilleran type in the Cyclades, Aegean Sea, Greece. *Geology*, 12: 221-225.
- LISTER, G.S. & SNOKE, A.W., 1984. S-C Mylonites. *Jour. Struct. Geol.* 6: 617-638.
- LISTER, G.S. & DAVIS, G.A., 1989. Models for the formation of metamorphic core complexes and mylonitic detachment terranes. *Jour. Struct. Geol.*, 11: 65-94.
- LÓPEZ PLAZA, M., 1982. Contribución al conocimiento de la dinámica de los cuerpos graníticos en la penillanura salmantino-zamorana. *Tesis. Univ. de Salamanca*. 333 p.
- LÓPEZ PLAZA, M. & CORRETGE, L.G., 1980. Cizallas en relación con movimientos ascensionales en el Domo del Tormes (Salamanca, España). *Publ. Museu Lab. Miner. Geol. Fac. Cienc. Porto*, CXI, 111-118.

- MACAYA, J., GONZÁLEZ-LODEIRO, F., MARTÍNEZ CATALÁN, J.R. & ALVAREZ, F., 1991. Continuous deformation, ductile thrusting and backfolding of cover and basement in the Sierra de Guadarrama, Hercynian orogen of central Spain. *Tectonophysics*, 191: 291-309.
- MACEDO, C.A.R., 1988. Granitoides, Complejo Xisto-Grauváquico e Ordovícico na Região entre Trancoso e Pinhel (Portugal Central). *Tesis. Univ. de Coimbra*.
- MALAVIEILLE, J. (1987). Kinematics of compressional and extensional ductile shearing deformation in a metamorphic core complexes of the northeastern Basin & Range. *Jour. Struct. Geol.*, 6: 617-638.
- MALAVIEILLE, J., GUIHOT, P., CTA, S., LARDEAUX, J.M. & GARDIEN, V., 1990. Collapse of the thickened Variscan crust in the French Massif Central: Mont Pilat extensional shear zone and St. Etienne Late Carboniferous basin. In: Ph. Matte (Editor), Terranes in the Variscan Belt of Europe and Circum-Atlantic Paleozoic Orogens. *Tectonophysics*, 177: 139-149.
- MARCOS, A., 1982. Revisión e interpretación de los datos isotópicos de edad en las rocas del Complejo de Cabo Ortegal (Galicia, NW de España). *Brev. Geol. Astúrica*, XXVI, 1-2: 1-11.
- MARTÍNEZ, F.J., 1974. Estudio del área metamórfica del NW de Salamanca (Cordillera Herciniana, España). *Trab. Geol.*, 7: 3-59.
- MARTÍNEZ, F.J., JULIVERT, M., SEBASTIAN, A., ARBOLEYA, M.L. & GIL-IBARGUCHI, J.I., 1988. Structural and thermal evolution of high-grade areas in the northwestern parts of the Iberian Massif. *Amer. Jour. Sci.*, 28: 969-996.
- MARTÍNEZ, F.J. & ROLET, J., 1988. Late Paleozoic metamorphism in the northwestern Iberian Peninsula, Brittany and related areas in SW Europe. *Geol. Soc. London Spec. Publ.*, 38: 611-620.
- MENARD, G. & MOLNAR, P., 1988. Collapse of a Hercynian Tibetan plateau into a late Paleozoic European basin and range province. *Nature*, 334: 235-237.
- Oen Ing Soen, 1970. Granite intrusion, folding and metamorphism in central northern Portugal. *Bol. Geol. Min. España*, 81: 271-298.
- OLIVEIRA, J.T., PEREIRA, E., PIÇARRA, J.M., YOUNG, T. & ROMANO, M., 1992. O Paleozóico Inferior de Portugal: Síntese da estratigrafia e da evolução paleogeográfica. In: J.G. Gutiérrez Marco, J. Saavedra and I. Rábano (Editors). *Paleozóico Inferior de Ibero-América. Univ. Extremadura*, 365 p.
- PÉREZ ESTAÚN, A., 1974. Aportaciones al conocimiento del Carbonífero de San Clodio (prov. de Lugo). *Brev. Geol. Astúrica*, XXIII, 1: 3-8.
- PÉREZ ESTAÚN, A., MARTÍNEZ CATALÁN, J.R. & BASTIDA, F., 1991. Crustal thickening and deformation sequence in the footwall to the suture of the Variscan belt of Northwest Spain. *Tectonophysics*, 191: 243-253.
- PEUCAT, J.J., BERNARD-GRIFFITHS, J., GIL IBARGUCHI, J.I., DALLMEYER, R.D., MENOT, R.P., CORNICHE, J. & IGLESIAS PONCE DE LEON, M., 1990. Geochemical and geochronological cross-section of the deep Variscan crust: The Cabo Ortegal high-pressure nappe (northwestern Spain). *Tectonophysics*, 177: 263-292.
- PLATT, J.P., 1993. Exhumation of high-pressure rocks: a review of concepts and processes. *Terra Nova*, 5: 119-133.
- PLATT, J.P. & VISSERS, R.L.M., 1980. Extensional structures in anisotropic rocks. *Jour. Struct. Geol.*, 2: 397-410.
- POWELL, R. & HOLLAND, T.J.B., 1988. An internally consistent dataset with uncertainties and correlations. III. Application methods, worked examples and a computer program. *Jour. Metamorphic Geol.*, 6: 173-204.
- REBELO, J. & ROMANO, M., 1986. A contribution to the lithostratigraphy and palaeontology of the Lower Paleozoic rocks of the Moncorvo region, northeast Portugal. *Com. Serv. Geol. Portugal*, 24: 45-57.
- REYNOLDS, S.J. & LISTER, G.S., 1990. Folding of mylonitic zones in Cordilleran metamorphic core complexes: Evidence from the near the mylonitic front. *Geology*, 18: 216-219.
- RIBEIRO, A., 1974. Contribution à l'étude tectonique de Trás-os-Montes Oriental. *Mem. Serv. Geol. Portugal*, 24: 1-168.
- SANDIFORD, M., 1989. Horizontal structures in granulite terrains: a record of mountain building or mountain collapse? *Geology*, 17: 449-453.
- SANDIFORD, M. & POWELL, R., 1991. Some remarks on high-temperature-low pressure metamorphism in convergent orogens. *Jour. Struct. Geol.*, 9: 333-340.
- SCHÄFER, H.J., GEBAUER, D., GILIBARGUCHI, J.I. & PEUCAT, J.J., 1993. Ion-microprobe U-Pb zircon dating on the HP/HT Cabo Ortegal

- Complex (Galicia, NW Spain): Preliminary results. *Terra abstracts*, 5, suppl.4, p.22.
- SCHERMERHORN, L.J.G., 1956. Igneous, metamorphic and ore geology of the Castro Daire-Sao Pedro do Sul-Sátao region (northern Portugal). *Com. Serv. Geol. Portugal*, 37: 617 pp.
- SCHONEVELD, C., 1977. A study of some typical inclusion patterns in strongly paracrystalline-rotated garnets. *Tectonophysics*, 39: 453-471.
- SEBASTIAN, A., 1987. Diversas aplicaciones del estudio de equilibrios minerales en petrología endógena. *Tesis. Univ. Autónoma de Barcelona*.
- SERRANO PINTO, M. & GIL IBARGUCHI, J.I., 1987. Revisión de datos geocronológicos e isotópicos de granitoides hercínicos y antehercínicos de la Región Galaico-Castellana. *Memoria Museu, Lab. Mineralogia e Geologia*, 1: 171-186.
- SIBSON, R.H., 1977. Fault rocks and fault mechanisms. *Jour. Geol. Soc. London*, 133: 191-213.
- SONDER, L.J., ENGLAND, P.C., WERNICKE, B.P. & CHRISTIANSEN, R.L., 1987. A physical model for Cenozoic extension of western North America. In: M.P. Coward, J.E. Dewey and P.L. Hancock (Editors), *Continental Extensional Tectonics. Geol. Soc. London, Spec. Publ.* 28: 177-186.
- SOUSA, M.B. DA, 1982. Litoestratigrafía e estrutura do «Complexo Xisto-Grauváquico anteordevíco» - Grupo do Douro (nordeste de Portugal). *Univ. de Coimbra*. 222 p.
- SPEAR, F.S. & CHENEY, J.T., 1989. A petrogenetic grid for pelitic schists in the system $\text{SiO}_2\text{-Al}_2\text{O}_3\text{-FeO-MgO-K}_2\text{O-H}_2\text{O}$. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 101: 149-164.
- THOMPSON, A.B. & ENGLAND, P.C., 1984. Pressure-temperature-time paths of regional metamorphism of thickened continental crust. II. Some petrological constraints from mineral assemblages in metamorphic rocks. *Jour. Petrol.*, 25: 929-955.
- THOMPSON, A.B. & RIDLEY, J.R., 1987. Pressure-Temperature-Time (P-T-t) histories of orogenic belts. *Phil. Trans. R. Soc. London., Ser. A*-321: 3-22.
- VAN DEN DRIESSCHE, J. & BRUN, J.R., 1989. Un modèle cinématique de l'extension paléozoïque supérieur dans le sud du Massif Central. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 309: 1609-1613.
- VAN DEN DRIESSCHE, J. & BRUN, J.R., 1992. Tectonic evolution of the Montagne Noire (french Massif Central): a model of extensional gneiss dome. *Geodinamica Acta*, 1-2: 85-99.
- VIELZEUF, D. & HOLLOWAY, J.R., 1988. Experimental determination of fluid-absent melting relations in the pelitic system. Consequences for crustal differentiation. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 98: 257-276.
- VILLAR ALONSO, P., ESCUDER VIRUETE, J. & MARTÍNEZ CATALÁN, J.R., 1992. La zona de cizalla de Juzbado-Penalva do Castelo en el sector español. *III Congr. Geol. España. Simp.* 2: 446-456.
- WERNICKE, B.P., CHRISTIANSEN, R.L., ENGLAND, P.C. & SONDER, L.J., (1987). Tectonomagmatic evolution of Cenozoic extension in the North American Cordillera. In: M.P. Coward, J.E. Dewey and P.L. Hancock (Editors), *Continental Extensional Tectonics. Geol. Soc. London, Spec. Publs.* 28: 203-221.
- WICKHAM, S.M. & OXBURGH, E.R., 1987. Low-pressure regional metamorphism on the Pyrenees and its implications for the thermal evolution of rifted continental crust. *Phil. Trans. R. Soc. London, Ser. A*-321: 219-242.

Recibido: 29/IV/94

Aceptado: 15/VIII/94