

Evolución tectonotérmica del área metamórfica del SO de Salamanca (Zona Centroibérica O de España).

Por J. ESCUDER VIRUETE (*) (**); P. VILLAR (*); L. R. RODRIGUEZ FERNANDEZ (*), V. MONTERERIN (*) y J. I. SANTISTEBAN (*)

RESUMEN

Los estudios realizados en el sector suroccidental de la provincia de Salamanca en el marco del Proyecto MAGNA, han permitido obtener nuevos datos sobre la estratigrafía, estructura y metamorfismo del potente y monótono conjunto de meta-sedimentos del Complejo Esquisto-grauváquico que afloran en el área. Estos materiales fueron sometidos a una deformación hercínica polifásica cuyas estructuras pueden agruparse en tres fases principales de deformación, además de otras tardías. La primera fase produce un tren de pliegues de longitud de onda kilométrica y de dirección NO-SE. Durante la segunda fase se desarrolla una zona de cizalla subhorizontal, de espesor kilométrico y con sentido de movimiento de bloque de techo hacia el Sureste, que tiene carácter extensional. La tercera fase produce un replegamiento de las estructuras previas, prácticamente coaxial con la primera fase. Esta deformación está acompañada de un metamorfismo inicial de presiones intermedias que evoluciona posteriormente a otro de baja presión. El conjunto de los datos permite ser integrado en un modelo de evolución tectonothermal en el que el engrosamiento cortical, al que va asociado el metamorfismo de presiones intermedias, se ve interrumpido por un colapso extensional controlado por la zona de cizalla de segunda fase, responsable del gradiente metamórfico de bajas presiones.

Palabras clave: Metamorfismo, colapso extensional, zona Centro-Ibérica, Macizo Ibérico.

ABSTRACT

A new set of data concerning the stratigraphy, structure and metamorphism of the monotonous Schist and Graywacke Complex, exposed in the southwestern Salamanca province, have been made available as an outgrowth of studies undertaken in the framework of the MAGNA Project. In structural terms, these allow characterization of the Hercynian orogeny as a polyphase event with three main phases of deformation and some late phases of less importance. The first phase was responsible for the formation of NW-SE striking folds with kilometric wavelengths. A kilometre scale thick, extensional shear zone with downthrown to the SE of the hangingwall characterizes the second phase. The third phase in turn, roughly coaxial with the first one, resulted in a refolding of the previously formed structures. This deformation sequence developed under initial metamorphic conditions of an intermediate pressure type and evolved subsequently to a low pressure regime. The tectonothermal evolution of this area is thus envisaged in response to an initial crustal thickening event, the one associated to the intermediate pressure metamorphic regimen, subsequently interrupted by an extensional collapse of the thickened crust, controlled by the second phase shear zone. This is held responsible for the shift to the lower pressure metamorphic conditions which dominated the second part of the evolution.

Key words: Metamorphism, extensional collapse, Central-Iberian Zone, Iberian Massif.

INTRODUCCION

El área estudiada (Fig. 1) se sitúa en la Zona Centro-Ibérica (ZCI) del Macizo Hercínico Ibérico

(JULIVERT et al., 1972; FARIAS et al., 1987); geográficamente se sitúa al SO de la ciudad de Salamanca, extendiéndose hasta la frontera entre España y Portugal. La ZCI es esencialmente un gran conjunto autóctono perteneciente a las partes más internas de la Cadena Hercínica, y una de sus características principales es la extensión

(*) Instituto Tecnológico Geominero de España. Area de Geología.

(**) Departamento de Geología. Universidad de Zaragoza.

ESTRATIGRAFIA

En la secuencia metasedimentaria que existe en el bloque meridional de la ZCJP pueden diferenciarse dos grupos litológicos. El grupo inferior, azoico, está constituido por una potente serie pizarrosa con intercalaciones de areniscas, conglomerados y calizas, que se corresponden con el denominado "Complejo esquistograuváquico" (CEG) de CARRINGTON DA COSTA, 1950; TEIXEIRA, 1955; RIBEIRO, 1974; y DE SOUSA, 1982. Estas rocas constituyen, aproximadamente, la prolongación occidental de las Formaciones Aldeatejada y Monterrubio (DIEZ BALDA, 1986) y pueden correlacionarse con los denominados Grupos Ibor y Valdelacasa (NOZAL et al., 1988; NOZAL y ROBLES, 1991). También deben ser equivalentes de las Series Intermedias y Superior de ROBLES CASAS Y ALVAREZ NAVA (1988). Su edad no está aún bien determinada, pero se situaría entre el Vendiano y el Cámbrico Inferior bajo.

El grupo superior, descansa discordante sobre el CEG (como puede observarse en el área de Villavieja de Yeltes, Fig. 1), debido a la fase de deformación Sárdica y agrupa materiales cuya edad va del Ordovícico Inferior al Silúrico. Este grupo, dentro del área de estudio, aflora en sinclinales de gran continuidad como los de Tammes (o Ahigal) y Villamayor (o Salamanca), y está compuesto por una secuencia siliciclástica que, localmente, comienza con niveles de conglomerados y se continúa con bancos de cuarcita (Arenig) que evolucionan a techo hacia materiales más finos, esencialmente pizarrosos (Llanvirn-Llandeilo).

La secuencia estratigráfica del grupo inferior, está constituida por una sucesión de más de 2.000 m de potencia, de difícil correlación debido a la falta de continuidad de los afloramientos por la intrusión de los granitos. En las áreas de Villavieja de Yeltes y San Felices de los Gallegos, la serie es perfectamente equivalente a la Formación Monterrubio (DIEZ BALDA, 1986) y está compuesta por una sucesión pelítico arenosa con abundantes intercalaciones conglomeráticas y microconglomeráticas porfiroides y algunos niveles decimétricos calcosilicatados. Los conglomerados con clastos de feldespato se encuentran en la parte inferior de la sucesión. En el área de Villar de Ciervo, la serie con conglome-

rados cuarcíticos se apoya discordantemente, sobre otras series con carbonatos (MARTIN HERRERO, 1989).

Una serie estratigráfica sintética general del CEG se ha establecido en el flanco inverso del Sinclinal de Serranillo (Fig. 2), completándose con otras columnas parciales de más detalle, cuya localización también queda expresada en la figura citada. Es necesario señalar que hacia los sectores estructurales y térmicos más profundos, es decir hacia donde la intensidad de la deformación y el grado de transformación metamórfica asociada aumentan, las estructuras sedimentarias originales han sufrido importantes modificaciones, llegando a menudo a una transposición total, relacionada con la intensa deformación y metamorfismo sufridos.

Las observaciones sedimentarias realizadas permiten deducir que el grupo inferior (CEG), corresponde a depósitos que evolucionan desde una plataforma somera anóxica (representada por las pelitas microbandeadas basales), con eventuales episodios de tormentas (evidenciados por la existencia de ritmitas arenosas con ordenación en secuencias de BOUMA) a episodios de plataforma carbonatada. La existencia de ritmos turbidíticos en los carbonatos situados por encima y la presencia de numerosos pliegues sinsedimentarios (slumps) en los mismos, parecen indicar la presencia de condiciones de inestabilidad en la cuenca. La parte alta de la serie está constituida por pelitas verdes o grises con intercalaciones de areniscas y conglomerados. En los niveles más gruesos se encuentran evidencias de un depósito por corrientes densas ("debris flow") si bien, en la mayor parte de los casos, las características morfológicas de los cuerpos arenosos y la presencia de estructuras relacionados con la acción del oleaje (barras y bancos con estructuras "hummocky"), permiten atribuir estos depósitos a ambientes de plataforma externa.

ESTRUCTURA

El conjunto de los materiales anteriormente descritos se encuentra afectado por una deformación polifásica hercínica, acompañada de metamorfismo y magmatismo, en la que el análisis

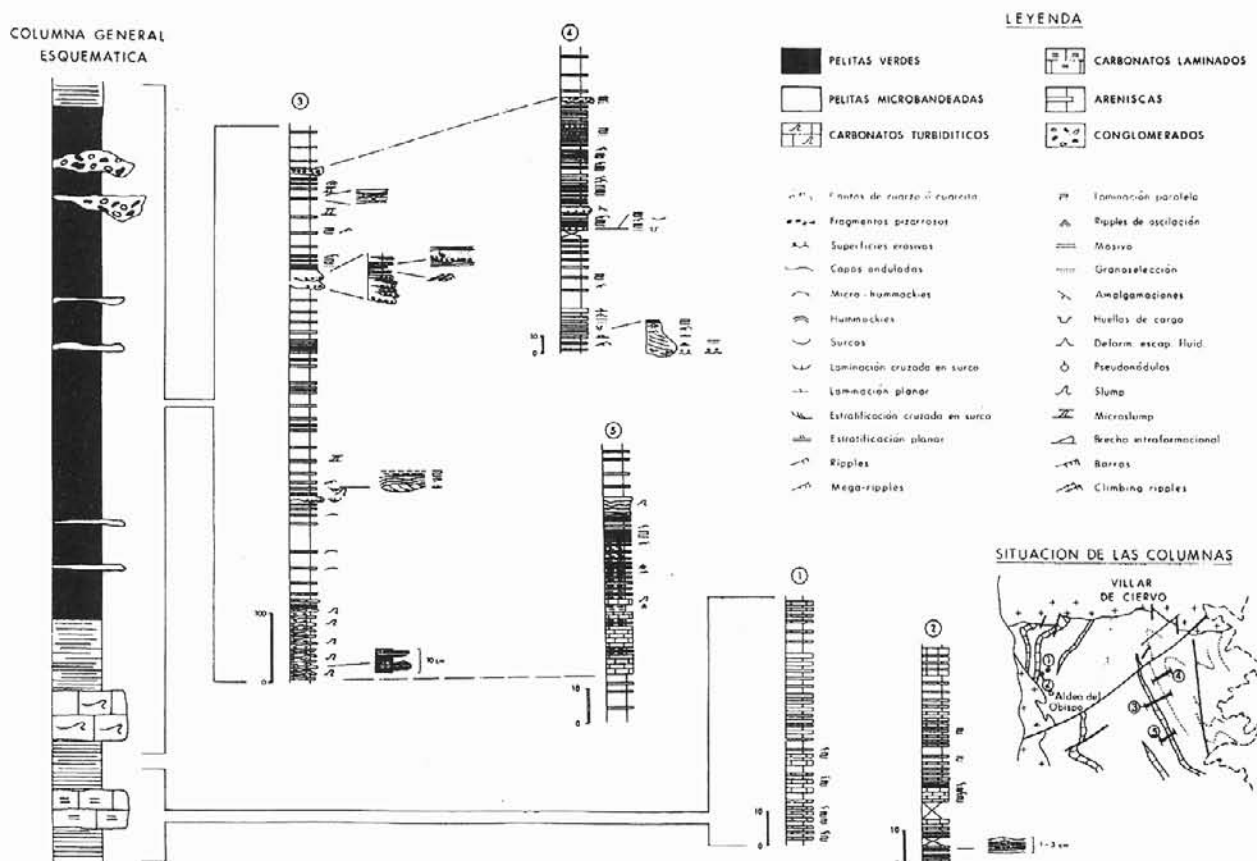


Figura 2. Columna estratigráfica general del CEG para el sector O de Salamanca y situación de los perfiles parciales sobre su situación geográfica. 1: Fuente de la Concepción; 2: Aldea del Obispo; 3: Río Agueda; 4: Fuente de la Pizarra y 5: Saelices el Chico.

estructural revela la existencia de varios elementos de fábrica, que constituyen el registro de tres fases de deformación principales, además de algunas otras estructuras tardías de desarrollo local o menor entidad. A continuación se pasará a describir separadamente la asociación de estructuras a todas las escalas atribuidas a cada una de las fases, poniéndose en evidencia su diferente penetratividad, al llevar asociadas distintas condiciones metamórficas, a través de la secuencia estructural.

La primera fase de deformación (F_1)

La macroestructura generada durante F_1 se encuentra bien preservada en los niveles altos de la secuencia estructural donde se observa un

tren de pliegues P_1 de escala kilométrica, de simétricos a moderadamente asimétricos y dirección general de sus superficies axiales NO-SE, que varía de ONO-ESE a NNO-SSE, con vergencias locales al NE y E. Esta macroestructura (Figs. 1 y 4) es la más evidente a escala cartográfica en las áreas epizonaes del SO de Salamanca.

En asociación con los pliegues P_1 se ha desarrollado una esquistosidad de plano axial (S_1) y una lineación de intersección (L_1) entre S_1 y la estratificación. Los pliegues menores son asimétricos, con superficies axiales subverticales o buzando ángulos mayores de 60° al SO y con ángulos de inmersión para sus ejes bastante variables desde subhorizontales a subverticales. Las diferencias en la orientación e inclinación de los ejes de los pliegues P_1 y de la L_1 medidos en

los materiales ordovícicos (subhorizontales) y preordovícicos (mayor dispersión y frecuentemente subverticales), dan cuenta de la existencia de una discordancia angular entre ambos conjuntos, producto de las deformaciones "sardas" (RIBEIRO, 1974). La esquistosidad S_1 asociada varía en función de la litología en la que se desarrolla, observándose un "slaty cleavage" definido por la orientación preferente de filosilicatos de grano fino, granos de cuarzo y minerales opacos, en las metapelitas, y una esquistosidad grosera ("rough cleavage") en las metasiltitas y metaareniscas. Sin embargo, en las zonas más profundas con metamorfismo más elevado, en las que el desarrollo de S_2 transpone a la S_1 , la esquistosidad primaria puede conservarse en microlitones de charnelas de segunda generación con las características de una "schistosity".

Las reacciones minerales que tuvieron lugar durante F_1 en las pizarras y cuarzo-esquistos de los niveles estructurales más altos, son características de las facies de los esquistos verdes y de la facies de las anfibolitas en su parte de menor T , a media P . Los minerales desarrollados durante este episodio metamórfico son: clorita, moscovita, biotita, granate almandínico, estaurolita y, ocasionalmente, cloritoide, como porfiro y poiquiloblastos sin y postcinemáticos en relación a S_1 . Todos estos minerales índice aparecen texturalmente como predeformativos con respecto a las fábricas de la segunda fase de deformación (F_2). Las condiciones metamórficas alcanzadas en los niveles estructuralmente más bajos durante F_1 son difícilmente reconstruibles dada la ausencia de asociaciones relictas, provocada por la fuerte recrystalización y transposición inducida por F_2 . Sin embargo, la existencia en los niveles profundos de granates pre- S_2 con inclusiones groseramente alineadas de estaurolita, cuarzo, plagioclasa e ilmenita, da cuenta de una asociación sin- F_1 de la que probablemente también formó parte la sillimanita.

La segunda fase de deformación (F_2)

Los efectos de la segunda fase de deformación y del metamorfismo asociado, son distintos en los diferentes niveles de la secuencia estructural. La

intensidad de la deformación se incrementa progresiva, pero rápidamente, hacia los niveles termoestructurales más bajos, aproximadamente desde la parte basal de la zona de la biotita, habiéndose conservado todo un tránsito meso y microestructural que varía entre la perfecta preservación de la fábrica previa S_1 hasta su completa transposición por S_2 . La transposición queda registrada a través de diferentes estadios microtexturales de desarrollo de una foliación de crenulación (S_2), a partir de una previa (S_1), análogos a los descritos por BELL y RUBENACH (1983). En los niveles más bajos, como los aflorantes en el área centro-meridional de la ZCJP (Fig. 3-A y 4-A), la fábrica S_1 previa ha sido totalmente transpuesta y la estructura predominante que se ha desarrollado en todas las litologías y a todas las escalas es una foliación penetrativa subhorizontal (S_2) de características miloníticas y una lineación L_2 , mineral y de estiramiento.

Los pliegues atribuibles a esta fase de deformación (P_2), presentan diferentes características en cuanto a su desarrollo, geometría y grado metamórfico de la fábrica asociada, a lo largo de la secuencia estructural. En los niveles más altos son escasos, de escala centimétrica a métrica, asimétricos, vergentes al E, SE y S, con superficies axiales subhorizontales y formación asociada de una S_2 de crenulación en las zonas de charnela. Otras mesoestructuras desarrolladas en estos niveles son grietas de extensión "en echelon", rellenas de cuarzo, rotadas y boudinadas paralelamente a la S_2 y zonas de cizalla dúctiles que truncan a la S_1 . Todas estas estructuras son indicativas de una extensión no-coaxial durante la F_2 e implican una disposición subvertical para el eje menor del elipsoide de deformación y subhorizontal para el mayor, orientado NO-SE. Los indicadores cinemáticos en las fábricas nocoaxiales sugieren un sentido de movimiento general de bloque de techo hacia el SE, en el sector de Villavieja, y hacia el S, en el Villar del Ciervo (Fig. 4 A y B). En los niveles estructurales más bajos aflorantes, los pliegues P_2 son asimétricos e isoclinales, presentan tamaños centimétrico-decimétricos, y una cierta dispersión en la orientación de sus ejes, siempre subhorizontales, que tiende a paralelizarse en las zonas más deformadas con la lineación mineral L_2 . A la mesoescala, los P_2 son rómbicos y monoclínicos, habiéndose observado algún "she-

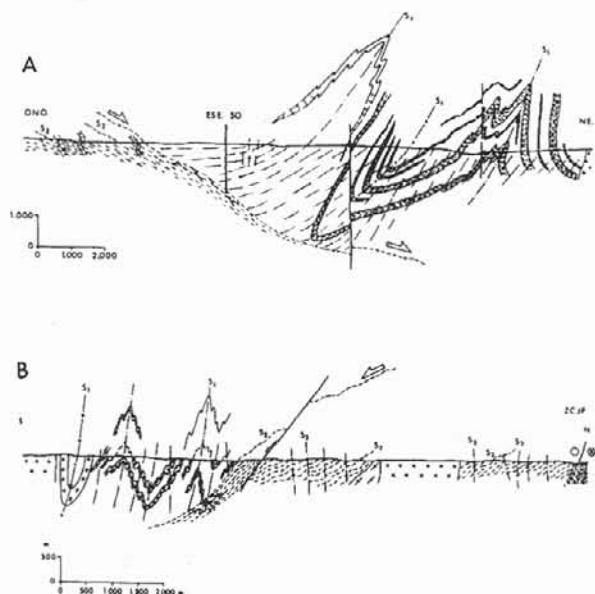


Figura 3. A: Esquema estructural del área de Villavieja de Yeltes. B: Esquema estructural del área S de Villar del Ciervo.

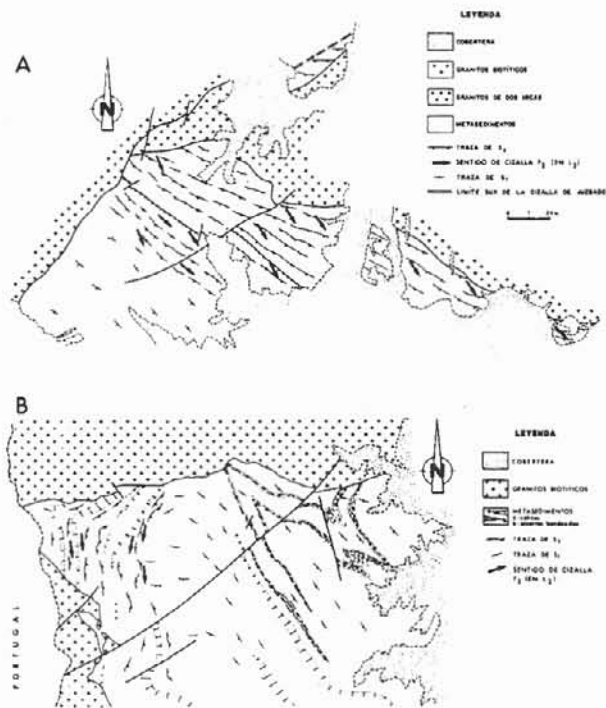


Figura 4. A: Corte geológico del área de Villavieja de Yeltes. B: Corte geológico del área S de Villar del Ciervo.

ath fold". Los flancos de los pliegues están invariablemente fuertemente boudinados, indicando la orientación y asimetría de los boudines un estiramiento en la dirección de los ejes de los pliegues y de la lineación L_2 .

Asociadamente a los P_2 y a la S_2 , se han desarrollado un grupo de estructuras de importancia y desarrollo espacial muy heterogéneo. Se incluyen: esquistosidad de crenulación extensional (ECC, PLATT, 1984), boudinage a todas las escalas, zonas de cizalla dúctil mesoscópicas normales y diques y "sills" de leucogranitos y pegmatoides sincinemáticos rotados y boudinados paralelamente a S_2 . Todos estos granitoides tienen un carácter anatéctico temprano e intruyen en los metasedimentos de los niveles inferiores de la secuencia y son transformados en tectonitas protomiloníticas y miloníticas de los tipos L o L-S. El sentido de cizalla definido por la rotación de los diques, el boudinage asimétrico y las fábricas miloníticas S-C (BERTHE et al., 1979; LISTER y SNOKE, 1984), es de deslizamiento del bloque de techo hacia el SE, en concordancia con los criterios en los metasedimentos adyacentes.

Otros criterios cinemáticos de sentidos de cizalla durante F_2 observables a escala de lámina delgada son fábricas S-C de tipo II (LISTER y SNOKE, 1984) en los paragneises, en las que la sillimanita fibrolítica es estable en las superficies S y C, con estiramiento de los nematoblastos según L_2 . En metaareniscas feldespáticas, las plagioclasas aparecen elongadas oblicuamente a la foliación milonítica, definiendo una simetría monoclinica en la fábrica, remarcada por colas de recristalización asimétricas, biotitas en "mica fish" y patrones en la orientación cristalográfica preferente de minerales como el cuarzo, sistemáticamente oblicuos con la orientación de S_2 .

El estilo y geometría de todas las estructuras descritas en su conjunto, indica que la fuerte deformación no-coaxial F_2 está asociada al funcionamiento de una zona de cizalla dúctil a escala cortical de bajo ángulo y carácter extensional, con un sentido de movimiento normal con desplazamiento del bloque de techo hacia el SE.

A lo largo de la secuencia estructural, las diferentes reacciones metamórficas que tienen lugar durante la F_2 , preservadas como texturas de reacción y relaciones pseudomórficas entre porfiroclastos, establecen diferencias en el carácter

ligeramente progrado o netamente retrógrado del metamorfismo asociado, que es siempre descompresivo. Los metasedimentos con desarrollo de S_2 en posición más alta de la banda de deformación asociada, muestran un reemplazamiento de porfiroclastos de biotita y granate, texturalmente sin y post- S_1 , por asociaciones poiquilíticas con estaurolita, cordierita y en ocasiones andalucita, sin y post- S_2 , indicativos de un metamorfismo de altas temperaturas y bajas presiones (HT/LP). En algunas rocas sin clorita primaria, la estaurolita aparece en contacto con granates cataclastizados en cuyos fragmentos separados crece la biotita e incluye una esquistosidad interna (Si) recta y en continuidad con la esquistosidad externa (Se), o S_2 , que resulta ser una fábrica milonítica S-C de tipo II (LISTER y SNOKE, 1984). En otras, la estaurolita de pre a sin- S_2 aparece transformada en agregados de andalucita y biotita o incluida en poiquiloblastos de andalucita esencialmente post- S_2 . Algunos de estos poiquiloblastos han sufrido una rotación, deducible de la disposición sigmoide de una Si continua con la Se, desarrollando pequeñas sombras de presión asimétricas. En conjunto estas microestructuras de reacción implican que la deformación F_2 , tiene lugar entre la parte de temperaturas medias y bajas de la facies de las anfibolitas a progresivamente menores condiciones de presión.

En los paragneises pelíticos de los sectores estructuralmente más profundos, los porfiroclastos de granate han quedado preservados en microdominios cuarzo-feldespáticos sigmoidales, generados por diferenciación durante F_2 , y rodeados por una foliación biotítica rica en sillimanita fibrolítica e ilmenita. Esta foliación S_2 es una fábrica milonítica S-C de relativamente alta T, la cual aparece englobada por porfiroblastos elipsoidales de cordierita tari-post- S_2 . En estas rocas tiene lugar con posterioridad la formación retrógrada de Ms + Q desde asociaciones Sil + Ms o Sil+Kfs y la transformación de sillimanita en andalucita. En algunos casos se han observado transformaciones a menores presiones de And+Kfs en Ms+Q.

La tercera fase de deformación (F_3)

Las estructuras formadas durante la F_3 son pliegues (P_3) a todas las escalas, tanto simétricos

como asimétricos, muy abiertos, de ejes aproximadamente coaxiales con los P_1 (Fig. 1). Asimismo se atribuyen a esta fase de deformación un sistema de zonas de cizalla dúctil subverticales y conjugadas de dirección NNO-SSE con movimiento dextral y ONO-ESE senestral. Todas estas estructuras parecen indicar un acortamiento en dirección NE-SO, originado probablemente en un régimen transpresivo. Los P_3 son los responsables de la macroestructura perceptible a escala cartográfica, especialmente en los sectores termoestructurales más profundos, formando un tren de antiformas y sinformas abiertas, de escala regional, que pliegan a la zona de cizalla extensional descrita anteriormente, así como a las isogradas metamórficas y a las fábricas S_2 en los granitoides y pegmatoides sin- F_2 . A escala regional, la disposición de la foliación S_2 y de las isogradas metamórficas dibujan una charnela antiformal compleja en la zona situada al E de Villavieja, que representa probablemente la prolongación hacia el NO de la antiforma de Martinamor, y una amplia área sinformal entre este último sector y las zonas fuertemente deformadas por F_2 situadas al OSO de Villar del Ciervo (Figs. 1 y 5).

Las condiciones metamórficas asociadas a la formación de estructuras F_3 son bastante variables: en las áreas sinformales epizonales, la S_3 está definida por la asociación Qtz+Ms+Chl+óxidos Fe-Ti, indicativa de la parte de menor P y T de la facies de esquistos verdes; en las áreas an-

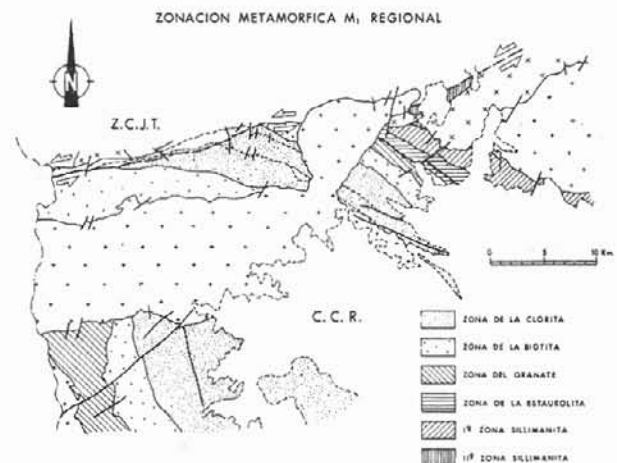


Figura 5. Mapa de la distribución de las distintas zonas del metamorfismo regional asociado a la etapa M_1 .

tiformales tienen lugar localmente procesos anatéticos con generación de migmatitas HT/LP (Sil + CRD + Kfs) referibles a condiciones de la facies anfibolítica superior en su parte de menor P.

Asociadamente a las macroestructuras antiformales F_3 , aparecen en sus zonas periféricas un sistema de zonas de cizalla dúctil temporalmente de tardí a post- D_3 cuya dirección NO-SE es subparalela a la traza de estas estructuras aunque modifican el esquema zonal metamórfico, como se observa en el sector de Villavieja al cortar oblicuamente la isograda de la estauroлита. Presentan un movimiento fundamentalmente normal, aunque son frecuentes las componentes transtensivas senestras, llevando asociadas la formación de "drag folds", cascadas de pliegues y bandas de potencia métrica-decamétrica de intensa deformación retrógrada. En estas bandas la foliación S_2 está afectada por la superposición de una esquistosidad de crenulación extensional (ECC de PLATT, 1984), cuya fábrica presenta estable la asociación Qtz+Ms+Chl*óxidos Fe-Ti indicativa de la facies de esquistos verdes.

La deformación asociada a la Zona de Cizalla de Juzbado-Penalva do Castelo (ZCJP)

El movimiento de carácter dúctil y sentido de desplazamiento transcurrente senestro de la ZCJP T (Figs. 1 y 5), determinan una yuxtaposición de la macroestructura F_3 así como de la zonación metamórfica desarrolladas en los dominios situados al N y S de la cizalla. Estos hechos parecen indicar que el último movimiento dúctil de la ZCJP es posterior a la F_3 y a la estructura termal inducida por el metamorfismo de HT/LP (VILLAR et al., 1992).

Asociados a este movimiento se generan un sistema de bandas de cizalla, coalescentes con la banda principal, en las que es característica la formación de una foliación milonítico-filonítica y una lineación de estiramiento. Las condiciones metamórficas asociadas al movimiento son fuertemente retrógradas, al estar favorecidas por la gran movilidad de fluidos en la zona deformada, que ocasionan reacciones que implican hidratación y/o fuertes cambios metasomá-

ticos. La asociación Qtz+Ms+Chl+Ab+Mc+óxidos de Fe-Ti+Bt, indica unas condiciones metamórficas de la parte de menor T de las facies de los esquistos verdes. La ZCJP es, cronológicamente, una estructura anterior a la intrusión de los granitos tardicinemáticos (macizos de Cipérez, Villavieja y Villar del Ciervo), ya que aparece truncada por ellos y éstos desarrollan corneanas en las filonitas del contacto (Fig. 1).

Deformaciones tardías: cuarta fase de deformación

Las deformaciones tardías atribuibles a esta fase no tienen un carácter penetrativo ni generalizado; en general son pliegues locales de gran longitud de onda con plano axial casi perpendicular a los de F_3 , lo que determina la aparición de figuras de interferencia a escala cartográfica como la observable al Sur de Villar del Ciervo (Fig. 1). A escala de afloramiento, estos pliegues tardíos presentan morfologías angulosas y ejes subverticales de orientación NNE-SSO generalmente y "kink bands" asociados. Cronológicamente se han generado con posterioridad a la ZCJP ya que se desarrollan muy frecuentemente en las filonitas, dada su favorable disposición casi E-O y subvertical y son probablemente contemporáneos con la intrusión de los granitoides tardicinemáticos.

EL METAMORFISMO

Las diferentes fábricas de las rocas estudiadas llevan asociadas una serie de relaciones microtexturales entre porfiroblastos y matriz, que indican una compleja historia tectonometamórfica monocíclica ligada al desarrollo de la deformación hercínica. En base al análisis del equilibrio de fases en sistemas termodinámicos heterogéneos, es posible determinar en las rocas condiciones metamórficas P-T y establecer para ellas trayectorias de evolución P-T. En una primera aproximación, y de acuerdo con las características que presenta el ciclo metamórfico, resulta apropiado subdividirlo en tres etapas de blastesis: M_1 , M_2 y M_3 , entendidas como estadios su-

isogradas durante el M_2 , superpuestas y ligeramente oblicuas a las del M_1 , ordenada de la forma siguiente: cordierita, andalucita, sillimanita+moscovita y sillimanita+feldespató potásico. Estas isogradas son subparalelas a las fábricas S_2 regionales y concéntricas con los núcleos de los antiformes (domos) y sinformes (cubetas) de la F_3 , a la vez que son compatibles con un incremento general del grado metamórfico del M_2 hacia los niveles estructuralmente más bajos. Durante el M_2 y en estos niveles bajos, tienen lugar procesos migmatíticos regionalmente extensos y formación relacionada de granitoides anatócticos de tipo-S (CHAPELL y WHITE, 1974), como en el sector al NE de Villavieja y al O de Cíperes (Fig. 1).

Las relaciones texturales observadas permiten deducir que la recrystalización correspondiente a M_2 , guarda relaciones de contemporaneidad, tardías o claramente posteriores respecto al desarrollo de la deformación F_2 . Esta aparente complejidad está relacionada con la propia geometría de la cizalla dúctil extensional que modifica las estructuras termal previa, de carácter progrado barroviense, aproximando niveles originalmente de distintas T y provocando que la secuencia termal barroviense aparezca discontinua y condensada, cuando no totalmente obliterada por el M_2 . Así, los horizontes estructurales y térmicos más calientes, situados por debajo de la banda de cizalla y que constituyen la parte basal de la secuencia actualmente aflorante, se encuentran en contacto con niveles superiores de rocas más frías, representados por los niveles estructurales más altos y donde se conserva mejor la estructuración termal compresional. El gradiente geotérmico asociado a M_2 en este tránsito es, por lo tanto, excepcionalmente elevado, alcanzando valores mínimos del orden de los 70°C/Km .

La situación estructural y térmica provocada por la cizalla extensional determina diferencias en el carácter progrado o retrógrado de M_2 , relacionados con el enfriamiento que experimentan los niveles estructuralmente más profundos (y más calientes) y el ligero calentamiento que experimenta la parte basal de los niveles situados por encima de la cizalla, durante la exhumación posterior al desarrollo de la misma. En las áreas de alto grado tiene lugar la formación de migmatitas metatexiticas de HT/LP, en las que es estable

la asociación divariante Crd+Bt+Sil+Kfs . La transformación posterior de Sil+Kfs en And+Kfs y la formación de Ms+Qtz+And , frecuentemente como agregados simplectíticos desde asociaciones con Sil+Kfs , es indicativa de un enfriamiento descompresivo para estas rocas. Esta trayectoria P-T retrógrada puede explicarse en el sistema KFMASH (ver Fig. 6) si pasa cerca de la intersección entre las reacciones Sil=And y Ms+Qtz=Als+Kfs , estableciendo unos rangos de condiciones P-T de $610\text{-}620^\circ\text{C}$ y de $2,5\text{-}2,6$ Kbar. Para las rocas de menor grado (zonas M_1 de biotita, granate y estaurolita), en cambio, el carácter de M_2 es ligeramente progrado y descompresivo. La formación en rocas de la zona de la biotita de poiquiloblastos de cordierita y en las de la zona del grante y de la estaurolita de porfiroblastos de andalucita, indican un ligero calentamiento descompresivo. La formación de andalucita y cordierita desde estaurolita con desaparición de la clorita, supone cruzar las reacciones de pendiente positiva St+Chl=Als+Bt y Chl=Als+Bt+Crd , dentro del campo de estabilidad de la andalucita. En rocas de composición global más magnesiana tiene lugar formación de cordierita y la desaparición de la clorita primaria. Tal trayectoria P-T establece unas condiciones aproximadas para la zona de andalucita del M_2 de unos $560\text{-}570^\circ\text{C}$ y $2,0\text{-}2,2$ Kbar, las cuales debieron ser las que experimentaron las rocas situadas en los niveles estructuralmente más altos con desarrollo penetrativo de S_2 .

El metaformismo retrógrado (M_3)

Aunque las altas temperaturas persistieron en los núcleos de las antiformas durante la etapa deformativa F_3 , tal como lo evidencia el emplazamiento sin a tardí F_3 de abundantes masas graníticas y el desarrollo de migmatitas HT/LP con leucosomas subparalelos a la S_3 en estas zonas, en los flancos y núcleos sinformales la crenulación de F_3 presenta ya un carácter netamente retrógrado que se generaliza durante la reorientación de estructuras y el desarrollo de bandas miloníticas relacionadas con la ZCJP.

Además de las reacciones de rehidratación-recrystalización descritas anteriormente ($\text{Sil} + \text{Kfs} + \text{H}_2\text{O} = \text{Ms} + \text{Qtz}$), relacionadas con la S_3 en los ni-

veles intermedios y tardi F_3 en los niveles profundos, se reconocen reacciones de moscovitización y cloritización de biotitas y cordieritas, de moscovitización de andalucitas y sillimanitas, microclinización de ortosa y albitización de feldspatos primero en los niveles más someros y, posteriormente, generalizados a todas las áreas durante la actuación de las zonas de cizalla transcurrentes y el plegamiento más tardío indicativas de la parte de menor P y T de la facies de los esquistos verdes.

Localmente, las estructuras de F_3 y de las zonas de cizalla son fosilizadas por el emplazamiento posterior de las unidades graníticas tardi a post-cinémáticas, como en el caso de los macizos de Cipérez, Villavieja de Yeltes y Bañobarez-Villar de Ciervo, que generan estrechas aureolas térmicas (entre 0,1 y 0,5 km de anchura), bien visibles en el caso de contacto con encajante epizonal (zonas de clorita y biotita de M_1) y menos evidentes cuando el encajante es mesozonal o son granitos anteriores, que llegan a alcanzar condiciones metamórficas de la facies de las corneanas anfibólicas. Las deformaciones tardihercínicas actúan dentro del campo frágil y completan la parte final de la evolución PT del área estudiada.

MODELO DE EVOLUCION TECTONOTERMAL HERCINICA

La historia térmica seguida por las rocas de áreas metamórficas depende principalmente del aporte de calor, del ambiente tectónico en cada momento y de la duración del proceso orogénico. Dicha historia es respuesta a la perturbación térmica implantada a escala cortical como consecuencia de la tectónica colisional compresiva y su posterior relajación mediante procesos de erosión y/o extensión. Al quedar más o menos registrada en las rocas mediante sucesivas asociaciones metamórficas en equilibrio, puede ser considerada en términos de trayectorias P-T-t las cuales, a su vez, son características de la propia perturbación térmica y del tipo de exhumación.

Las trayectorias P-T-t deducidas para rocas pertenecientes a cada una de las zonas del M_1 , se expresan en la Fig. 7. El sentido horario de la tra-

yectoria progradada es característico de corteza continental sometida inicialmente a procesos de engrosamiento homogéneo con enterramiento y calentamiento progresivo (THOMPSON y ENGLAND, 1984; ENGLAND THOMPSON, 1986), siendo los responsables del régimen MT/MP metamórfico encontrado. El frente de deformación progresiva asociado a F_1 (cizalla simple cortical dirigida al NE), alcanza el área estudiada y desarrolla un tren de pliegues P_1 , la fábrica S_1 , y probablemente, zonas de cizalla dúctil compresionales en profundidad. El régimen MT/MP obtenido, puede explicar que en sectores corticales profundos tenga lugar una migmatización temprana y la generación de los primeros fundidos anatécicos.

El segmento P-T progradado es interrumpido por el evento F_2 relacionado con el colapso extensional de la corteza previamente engrosada (THOMPSON y RIDLEY, 1987). Como consecuencia de la extensión dúctil heterogénea y el adelgazamiento cortical asociado a F_2 , tiene lugar la destrucción de la estructuración termal barro-

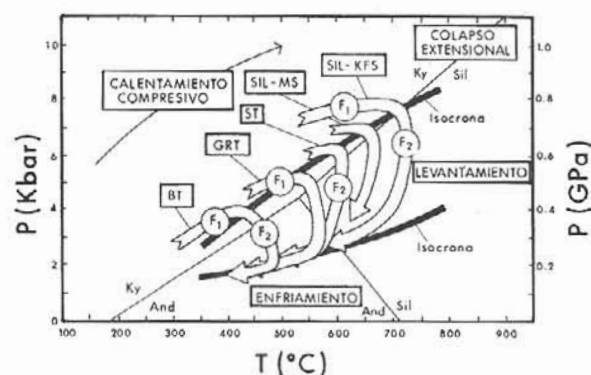


Figura 7. Modelo Tectonotermal y trayectorias P-T-t sugeridas para rocas de las zonas del M_1 sucesivas en el sector O de Salamanca. F_1 y F_2 son los eventos tectónicos principales. Las asociaciones minerales MT/MP (M_1) desarrolladas durante una evolución prógrada compresiva experimentaron la superposición por asociaciones de series de facies HT/LP (M_2) durante su levantamiento, acompañado en casos por un ligero calentamiento. Las P-T-t derivadas semicuantitativamente ilustran trayectorias convergentes durante la descompresión hacia una región determinada del campo P-T y están relacionadas con la deformación extensional F_2 y su carácter sustractivo. Las líneas negras gruesas que conectan las trayectorias son isocronas correspondientes a la edad aproximada para los diferentes estados metamórficos. El diagrama de fases para los poliformos Al_2SiO_5 es el de POWELL y HOLLAND (1988).

viense (M_1), apareciendo ahora su secuencia zonal incompleta y condensada. Este tipo de deformación no-coaxial genera en los niveles estructuralmente medios y bajos, una fábrica subhorizontal planolinar dominante (S_2 y L_2), aunque sólo desarrolla una S_2 de crenulación en el tránsito a los niveles más altos. En relación a F_2 tiene lugar un metamorfismo HT/LP (M_2) y la formación de altos gradientes térmicos. Las trayectorias P-T son sensiblemente diferentes para los diferentes niveles de la secuencia estructural: los más profundos experimentan una rápida descompresión, inicialmente casi isoterma, durante la que tienen lugar procesos anatéticos y la formación de migmatitas HT/LP sin- F_2 ; los más superficiales (zonas de Bt y Gt) sufren una descompresión ligerada progradada y los intermedios (zona de St) una neta descompresión, estableciéndose una relación genética entre el metamorfismo HT/LP, la migmatización-magmatismo granítico regional y los procesos de adelgazamiento cortical (THOMPSON y RIDLEY, 1987; WERNICKE et al., 1987; DE YOREO et al., 1989).

La deformación F_3 origina estructuras antiformalles y sinformales de gran radio, que pliegan a la zona de cizalla extensional y a las isogradas del M_2 , y controlan el emplazamiento de algunas unidades graníticas. Con posterioridad, el área experimenta en conjunto, un enfriamiento con suave descompresión controlada por la erosión, ya en niveles corticales altos, caracterizando la etapa metamórfica retrógrada M_3 con asociaciones propias de la facies de los esquistos verdes.

CONCLUSIONES

La evolución tectonotermal hercínica del área situada al SO de Salamanca se caracteriza por la presencia de dos etapas. La etapa inicial de tectónica compresional es la responsable de un metamorfismo MT/MP progradado de P algo menor al tipo barroviense. La rápida vuelta al espesor cortical normal está controlada por la formación de una zona de cizalla dúctil subhorizontal extensional, que origina la exhumación de rocas profundas durante el adelgazamiento cortical y un metamorfismo HT/LP. El cizallamiento subhorizontal se relaciona al colapso extensional de la corteza hercínica previamente engrosada por la tectónica colisional.

AGRADECIMIENTOS

Agradecemos a los Dres. J. R. MARTINEZ CATALAN y M. A. DIEZ BALDA las sugerencias y aportaciones realizadas. Este trabajo fue realizado en el marco del Proyecto MAGNA del ITGE, al que agradecemos las facilidades prestadas.

REFERENCIAS

- CARRINGTON DA COSTA, J. (1950): Noticia sobre una carta geológica do Bucaco, de Nery Delgado. *Spec. Publ. Edit. Serv. Geol. Portugal*: 1-27.
- CHAPPELL, B. W. y WHITE, A. J. R. (1974): Two contrasting granite types. *Pacific Geology* 8: 173-174.
- DE YOREO, J. J. LUX, D. R. y 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.
- DIEZ BALDA, M. A.; VEGAS, R. y GONZALEZ-LODEIRO, F. (1990): Central Iberian Zone, Autochthonous Sequences. Structure. In: R. D. Dallmeyer and E. Martínez García (Editors), *Pre-Mesozoic Geology of Iberia. Springer-Verlag*: 172-188.
- DIEZ BALDA, M. A.; AYARZA, P. y MARTINEZ CATALAN, 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.
- DEWEY, J. F. (1988): Extensional collapse of orogens. *Tectonics*, 7: 1123-1139.
- ENGLAND, P. C. y 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. Publs.*, 19: 83-94.
- ENGLAND, P. C. y THOMPSON, A. B. (1984): Pressure-Temperature-Time Paths of Regional Metamorphism I. Heat Transfer during the evolution of regions of thickened continental crust. *J. Petrol.*, 25: 894-928.
- LOPEZ PLAZA, M. (1982): Contribución al conocimiento de la dinámica de los cuerpos graníticos en la penillanura salmantino-zamorana. Tesis Doct. Univ. Salamanca. 333 p.
- LOPEZ PLAZA, M. y 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.

- JULIVERT, M.; FONTBOTE, J. M.; RIBEIRO, A. y CONDE, L. E. (1972): Mapa Tectónico de la Península Ibérica y Baleares E. 1:1.000.000. IGME, España, pp. 113.3.
- KRETZ, R. (1983): Symbols for rock-forming minerals. *Am. Mineral.*, 68: 277-279.
- LISTER, G. S. y SNOKE, A. W. (1984): S-C Mylonites. *J. Struct. Geol.* 6:617-638.
- MARTINEZ FERNANDEZ, F. J. (1974): Estudio del área metamórfica del NO de Salamanca (Cordillera Herciniana, España). *Trab. Geol.*, 7: 3-59.
- NOZAL MARTIN, F. y ROBLES CASAS, R. J. (1988): Series y correlación de los materiales anteordovícicos en los Montes de Toledo y el Sur de Salamanca. *II Cong. Geol. España (Granada). Comunicaciones*, V. 1: 139-143.
- PLATT, J. P. (1984): Secondary cleavages in ductile shear zones. *J. Struct. Geol.* 6, 439-442.
- POWELL, R. y HOLLAND, T. J. B. (1988): An internally consistent dataset with uncertainties and correlations. III. Application methods, worked examples and a computer program. *J. Metamorph. Geol.*, 6: 173-204.
- RIBEIRO, A. (1974): Contribution à l'étude tectonique de Tras-os-Montes Oriental. *Mem. Serv. Geol. Portugal.* 24: 1-168.
- SOUSA, M. B. de, (1982): Litoestratigrafía e estructura do "Complexo Xisto-Grauváquico anteordovícico" Grupo do Douro (nordeste de Portugal). Univ. Coimbra, Portugal, pp. 222.
- SPEAR, F. S. y 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.
- TEXEIRA, C. (1955): Notas sobre a Geologia de Portugal. O Complexo Xisto-Grauváquico ante-Ordovícico. (Ed. Autor), Emprenta Lit. Fluminense, Lisboa: 1-50.
- THOMPSON, L. B. Jr. (1957): The graphical analysis of mineral assemblages in pelitic schists. *Am. Mineral.*, 42: 842-858.
- THOMPSON, A. B. y ENGLAND, P. C. (1987): 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. y RIDLEY, M. R. (1987): Pressure-Temperature-Time (P-T-t) histories of orogenic belts. *Philos Trans. R. Soc. London. Ser A-321*; 3-22.
- VILLAR ALONSO, P., ESCUDER VIRUETE, J. y MARTINEZ CATALAN, 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. y SONDER, J. L. (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.

Original recibido: Mayo de 1995.

Original aceptado: Junio de 1995.