



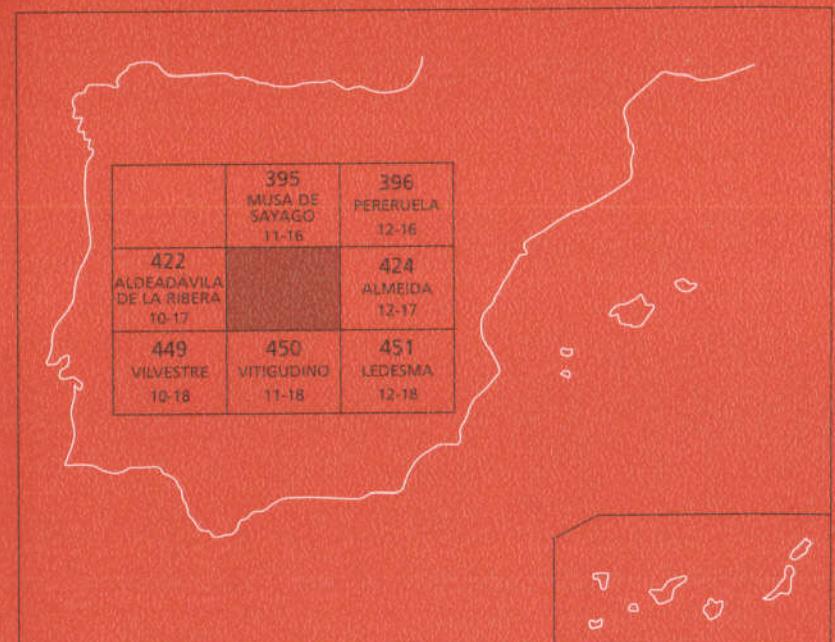
Instituto Tecnológico
GeoMinero de España

423
11-17

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

Escala 1 : 50.000

Segunda serie - Primera edición



FERMOSELLE



MINISTERIO
DE CIENCIA Y TECNOLOGÍA

MAPA GEOLÓGICO DE ESPAÑA

Escala 1:50.000

SE INCLUYE MAPA GEOMORFOLÓGICO A LA MISMA ESCALA

FERMOSELLE

© INSTITUTO TECNOLÓGICO MINERO DE ESPAÑA

Ríos Rosas, 23. 28003 MADRID

Depósito legal: M-33.565-2000

ISBN: 84-7840-398-1

NIPO: 320-00-007-6

Fotocomposición: Cartografía Madrid, S. A.

Impresión: Gráficas Muriel

Los Mapas Geológico y Geomorfológico y la Memoria explicativa de la presente Hoja han sido realizados por el Área de Cartografía Geológica del Instituto Tecnológico y Geominero de España habiendo intervenido en su realización los siguientes autores:

Mapa Geológico:

Rocas Metamórficas: J. Escuder y P. Villar
Rocas Igneas: A. Díez Montes, J. Fernández y J. Escuder
Terciario y Cuaternario: M. A. Sanz Santos

Mapa Geomorfológico:

M. A. Sanz Santos
F. J. Rubio Pascual
R. Carrasco González

Memoria explicativa:

Introducción: J. Escuder, R. Mediavilla y C. R. Rodríguez Fernández
Estratigrafía: J. Escuder, R. Mediavilla y M. A. Sanz Santos
Rocas Igneas: A. Díez Montes y J. Fernández
Geoquímica: F. Bellido, F. J. Rubio Pascual y C. Martín-Romera
Tectónica Hercínica y Metamorfismo: J. Escuder
Tectónica Alpina: R. Mediavilla
Geomorfología: M. A. Sanz Santos y F. J. Rubio Pascual
Historia Geológica: J. Escuder y R. Mediavilla
Hidrogeología: A. González Ramón y J. C. Rubio Campos
Recursos Minerales: E. González Clavijo, C. Ortega, D. García del Amo y M. Regueiro

Dirección y coordinación: L. R. Rodríguez Fernández

Asesoramiento:

J. R. Martínez Catalán
F. J. Martínez Fernández
F. Bellido Mulas
A. Martín-Serrano

ÍNDICE

	<i>Páginas</i>
1. INTRODUCCIÓN	9
1.1. SITUACION GEOGRÁFICA	9
1.2. SITUACION GEOLÓGICA	9
1.3. ANTECEDENTES	10
2. ESTRATIGRAFÍA	13
2.1. MATERIALES HERCÍNICOS	13
2.1.1. Introducción	13
2.1.2. Litoestratigrafía	15
2.1.2.1. Unidad Inferior	15
2.1.2.2. Unidad Superior	18
2.2. TERCIARIO-PALEÓGENO	22
2.2.1. UTS P3 (Arcósica Superior) (18)	22
2.3. CUATERNARIO	25
2.3.1. Coluviones (19)	25
2.3.2. Terrazas (20)	25
2.3.3. Conos de deyección (21)	26
2.3.4. Aluvial (22)	26
3. PETROLOGÍA	25
3.1. ROCAS ÍGNEAS HERCÍNICAS	26
3.1.1. Granito biotítico porfídico de grano medio foliado (Macizo de La Peña) (3)	26
3.1.2. Granito de grano fino, dos micas, foliado (4)	29
3.1.3. Granito inhomogéneo microporfídico, de grano medio (5)	31
3.1.4. Granito de grano fino-medio, dos micas, porfídico (Gto. de Formariz) (6)	32

3.1. 5. Granito grano medio a medio-grueso, de dos micas, porfídico (7)	35
3.1. 6. Granito de grano grueso, dos micas, muy porfídico (8)	36
3.1. 7. Granito de grano grueso, dos micas, con textura "ala de mosca" Villar del Buey-Grandes (9)	39
3.1. 8. Granitos de dos micas homogéneos y tamaño de grano fino a medio (facies tipo Villar de Peralonso) (10)	44
3.1. 9. Granito de grano medio, dos micas, porfídico (11)	46
3.1.10. Macizo de Almeida (12)	49
3.2. ROCAS FILONIANAS	52
3.2.1. Diques de cuarzo (1)	52
3.2.2. Aplitas y pegmatitas (2)	53
3.3. METAMORFISMO	54
3.3.1. Introducción	54
3.3.2 Metamorfismo de la Unidad Inferior	55
3.3.2.1. Descripción de los materiales	55
3.3.2.2. Relaciones microestructurales	66
3.3.2.3. Relaciones quemográficas	70
3.3.3. Metamorfismo de la Unidad Superior	73
3.3.3.1. Relaciones microestructurales	73
3.3.3.2. Relaciones quemográficas	81
3.3.4. Evolución tectonometamórfica	84
3.4. GEOQUÍMICA	87
3.4.1. Ortogneises prehercínicos	87
3.4.2. Granito de grano medio, dos micas (Almeida)	89
3.4.3. Granito de grano medio, dos micas, porfídico	89
3.4.4. Granito de grano medio-grueso, dos micas, porfídico	89
3.4.5. Granito de grano medio-fino, dos micas, porfídico (Formariz)	92
3.4.6. Granito "ala de mosca" de grano grueso y dos micas (Villar del Buey-Grandes)	92
3.4.7. Granito de grano medio-fino, dos micas, localmente porfídico (Villar de Peralonso)	92
4. TECTÓNICA	96
4.1 TECTÓNICA HERCÍNICA	96
4.1.1. Introducción	96
4.1.2. Estructuras relacionadas con la compresión D1	97
4.1.3. Estructuras relacionadas con la extensión D2	100
4.1.4. Estructuras tardías D3 y D4	104
4.1.5. Zonas de cizalla dúctil tardías subverticales	105
4.1.6. Fracturación	106
4.2. TECÓNICA ALPINAS	109
5. GEOMORFOLOGÍA	109
5.1. ANTECEDENTES	109
5.2. DESCRIPCIÓN FISIOGRÁFICA	109
5.3. ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO	110

5.3.1. Estudio Morfoestructural	110
5.3.2. Estudio del modelado	111
5.3.2.1. Formas de ladera	111
5.3.2.2. Formas fluviales	111
5.3.2.3. Formas poligénicas	112
5.3.2.4. Formas endorreicas: Navas	115
5.3.2.5. Formas antrópicas	115
5.4. FORMACIONES SUPERFICIALES Y/O CORRELATIVAS	115
5.4.1. Alteraciones	115
5.4.2. Depósitos fluviales	115
5.4.2.1. Conglomerados y arcosas oligocenas	115
5.4.2.2. Depósitos aluviales cuaternarios	116
5.4.3. Depósitos de ladera	116
5.4.3.1. Coluviones	116
5.4.4. Depósitos poligénicos	116
5.4.4.1. Aluvial-Coluvial	116
5.4.5. Depósitos endorreicos: Navas	117
5.5. EVOLUCIÓN DINÁMICA	117
5.6. PROCESOS ACTUALES	118
6. HISTORIA GEOLÓGICA	118
7. GEOLOGÍA ECONÓMICA	120
7.1. RECURSOS MINERALES	120
7.1.1. Minerales metálicos y no metálicos	120
7.1.1.1. Tipos de mineralización	120
7.1.2. Rocas y Minerales Industriales	121
7.2. HIDROGEOLOGÍA	123
7.2.1. Climatología	123
7.2.2. Hidrología Superficial	125
7.2.3. Características Hidrogeológicas	125
8. BIBLIOGRAFÍA	129

1. INTRODUCCIÓN

1.1. SITUACIÓN GEOGRAFICA

La Hoja de Fermoselle (423) está situada en el límite de las provincias de Salamanca, Zamora y la frontera con Portugal, en la comarca denominada “Los Arribes del Duero”.

El relieve suave y alomado de los sectores S y E de la Hoja se hace abrupto hacia el O y NO, zonas donde el Duero y sus afluentes (río Tormes y otros arroyos) se encajan, llegando a existir un desnivel entre el fondo de los ríos y la altitud media de la meseta de 400 m aproximadamente. Las mayores altitudes se encuentran cerca del borde S de la Hoja, en las proximidades de la carretera de Vitigudino a Trabanca: son los cerros Creas (810 m) y Torrecillo (808 m).

La red hidrográfica, perteneciente a la cuenca del Duero, es de tipo dendrítico y está fuertemente condicionada por las direcciones estructurales predominantes (diacasado y fracturación). Los dos únicos ríos importantes (los únicos con caudal permanente) son el Duero y el Tormes; en ellos se sitúan respectivamente los embalses de Bemposta y Almendra, de los que el último ocupa una cuarta parte aproximadamente de la superficie de la Hoja.

Comprende territorios pertenecientes a 18 municipios, y en ella están enclavados 12 núcleos de población. Todos ellos tienen acceso por carretera; además, la existencia de gran cantidad de pistas y caminos hace que se pueda llegar a cualquier punto de la Hoja con relativa facilidad.

1.2. SITUACIÓN GEOLÓGICA

La Hoja está situada en la Zona Galaico-Castellana de LOTZE (1945) o, usando la división de JULIVERT *et al.* (1972), en la parte norte de la Zona Centroibérica.

Afloran en ella, fundamentalmente, materiales ígneos y metamórficos, además de pequeños recubrimientos terciarios y cuaternarios.

Los materiales metamórficos comprenden tres conjuntos litológicos. El primer grupo está formado por ortogneises glandulares y otras rocas ígneas ácidas prehercínicas (gneises ban-deados y leucogneises). Sobre ellos se apoya discordantemente un segundo conjunto compuesto por materiales pelítico-samíticos con intercalaciones de leucogneises, cuarcitas, meta-areniscas feldespáticas, porfiroides, mármoles y rocas calcosilicatadas que forman una serie de edad Precámbrico superior - Cámbrico inferior (Grupo de Fermoselle).

El tercer conjunto está formado por metabasitas y otras rocas probablemente ortoderivadas (gneises piroxénicos, anfibólicos y biotíticos) cuyos protolitos parecen ser en parte intrusivos respecto a los tramos báseales del Grupo de Fermoselle.

El metamorfismo se caracteriza por una distribución de las isogradas en bandas o cinturones claramente relacionados con megaestructuras tectónicas domáticas como el Domo del Tormes (GARCÍA DE FIGUEROLA y PARGA, 1968; MARTÍNEZ FERNÁNDEZ, 1974; LÓPEZ PLAZA y CORRETGÉ, 1980; LÓPEZ PLAZA, 1982; GIL IBARGUCHI y MARTÍNEZ, 1982; MARTÍNEZ y ROLET, 1988, MARTÍNEZ *et al.*, 1988) o posteriormente denominado Domo Gneísico del Tormes (ESCUADER *et al.*, 1994, ESCUDER 1995), que se extiende por esta Hoja y la adyacente de Aldeadávila de la Ribera (422) (Fig. 1), y que está referido estrictamente a una compleja estructura hercínica tardía definida por el trazado cartográfico concéntrico de la foliación metamórfica principal. La disposición de las isogradas indica además que las estructuras dómicas vienen a coincidir con domos térmicos.

Las rocas ígneas son de tipo granítico. Solamente han sido observados pequeños afloramientos de rocas intermedias a básicas constituyendo enclaves decamétricos o decimétricos en las proximidades de Sardón de los Frailes.

Durante la realización de este trabajo se han distinguido las siguientes unidades:

- Granito biotítico porfídico de grano medio/grueso (GRANITO DE LA PEÑA)
- Granito microporfídico inhomogéneo de grano medio.
- Granito de dos micas (biotita principal), tamaño de grano medio a grueso, localmente porfídico (GRANITO DE GRANDES)
- Granito de dos micas homogéneo y tamaño de grano fino a medio (FACIES VILLAR DE PERALONSO)

Los materiales cenozoicos que afloran en el área de estudio se encuadran dentro de la Cuenca del Duero, y más concretamente forman parte del borde O de la misma. A lo largo de este borde aflora una serie de edad Cretácico superior- Neógeno integrada mayoritariamente por depósitos siliciclásticos que, en líneas generales, constituyen el registro de ambientes aluviales en las cercanías de un borde de cuenca moderadamente activo.

1.3. ANTECEDENTES

Los antecedentes geológicos sobre esta Hoja en particular son más bien escasos hasta hace pocos años. Desde los trabajos antiguos de GIL Y MAESTRE (1880) y MALLADA (1895) no

MAPA ESTRUCTURAL ESQUEMÁTICO DEL DOMO GNEÍSICO DEL TORMES

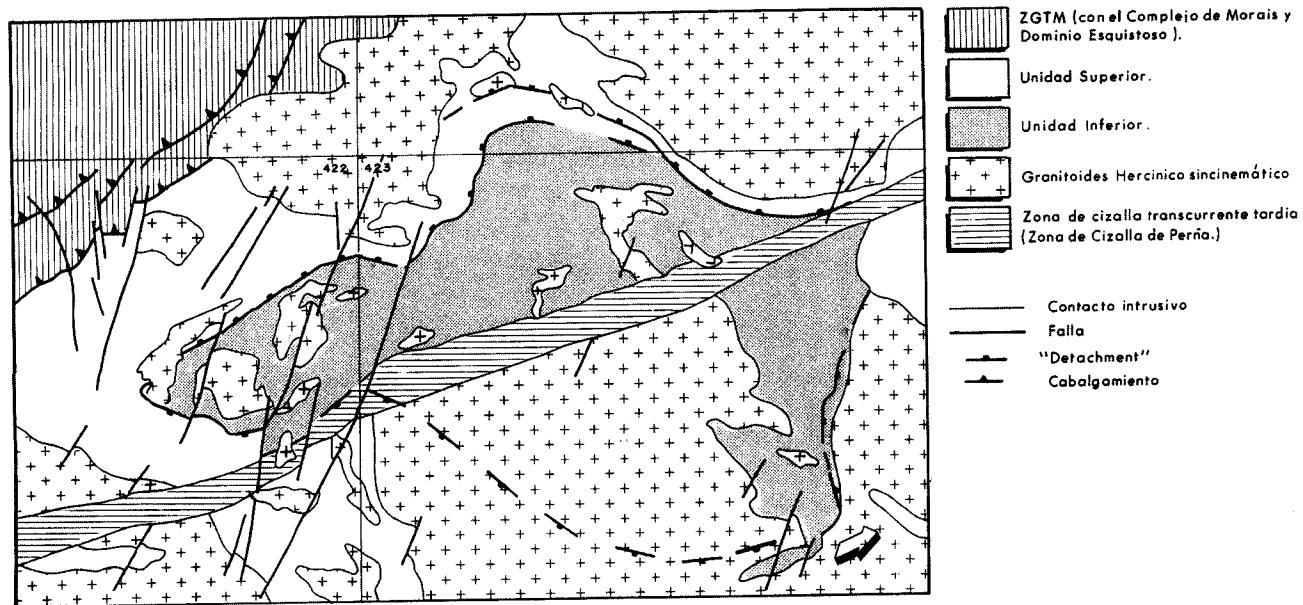


Fig. 1. Mapa estructural esquemático del Domo Gneísmico del Tormes (modificado de ESCUDER, 1995).

se tiene conocimiento de ningún trabajo específico sobre ella hasta los de MARTÍNEZ FERNÁNDEZ (1974a, 1974b, 1977), y GIL IBARGUCHI y MARTÍNEZ FERNÁNDEZ (1982), en donde este autor estudia los materiales graníticos y metamórficos de la parte occidental de la provincia de Salamanca y la parte suroccidental de la de Zamora. Junto con el trabajo de LÓPEZ PLAZA (1982) constituyen los únicos antecedentes concretos sobre esta zona.

El primero de estos autores distingue en los materiales metamórficos tres grupos de rocas que, de más modernas a más antiguas, son: 1) una sucesión pizarrosa con algunas cuarcitas, datada como Arenig, que reposa de manera discordante sobre los materiales infrayacentes; 2) una potente secuencia de esquistos, areniscas y niveles calcosilicatados que corresponden al Complejo Esquisto-Grauváquico; y 3) una secuencia con gneises bandeados y glandulares (facies "Ollo de Sapo"), frecuentemente migmatizada y considerada de edad Precámbrica. Todas estas rocas han sufrido deformación y metamorfismo durante la Orogenia Hercínica. Una vez establecida la zonación metamórfica, este autor observa que en la zona de mayor grado (sill+fk) aparecen frecuentemente movilizados anatécticos, y que también en relación con las rocas de mayor grado existe una asociación kinzingítica (sill+fk+olig+biot+grte+cord) en la que el granate aparece como relictico, lo que le lleva a deducir la existencia de un metamorfismo anterior de más alta presión al que se le superpuso posteriormente otro de baja presión (Abukuma) que es el reconocible en el campo.

Con respecto a las rocas graníticas MARTÍNEZ FERNÁNDEZ (1974b) distingue cuatro grupos principales con sus correspondientes subdivisiones:

- I. Granitoides calcoalcalinos, subdividibles en tres grupos que forman parte de la misma serie y que están intruidos por los del grupo II.
 - Ia. Cuarzodioritas, tonalitas y granodioritas
 - Ib. Granitos monzoníticos y granodioritas de megacristales.
 - Ic. Monzonitas y monzodioritas.
- II. Granitos de tendencia alcalina, generalmente de dos micas, y relacionados con diatexitas y con el metamorfismo regional. En conjunto se consideran sintectónicos con la fase 3.
 - IIa. Diatexitas y granitos más o menos homogéneos de origen diatexítico.
 - IIb. Granito microporfídico subautóctono y productos palingenéticos intrusivos subautóctonos.
 - IIc. Leucogranitos de dos micas en macizos alóctonos o intrusivos en diques dentro de los granitos anteriores.
- III. Granitos monzoníticos fundamentalmente biotíticos intrusivos en los del grupo II.
- IV. Pórfidos graníticos calcoalcalinos intrusivos en diques dentro del grupo II.

Los grupos III y IV los considera tardíos con respecto a las fases principales de deformación, mientras que el grupo II, en conjunto, lo considera sintectónico con la fase 3 y sinmetamórfico, y el grupo I sería sin a post-fase 1 y pre-fase 3.

El trabajo de LÓPEZ PLAZA (1982) está centrado en el estudio de la dinámica de los cuerpos graníticos, es decir, su emplazamiento, reología, estructura y deformación. Abarca una gran extensión de terreno desde la zona de Fuentes de Oñoro hasta la comarca de Sayago. Estudia la mitad oriental de la Hoja que nos ocupa, y establece una serie de correlaciones con los grupos definidos por MARTÍNEZ FERNÁNDEZ (1974b) que permiten precisar que los granitos del grupo I son inmediatamente posteriores al estado álgido de la primera fase de deformación, los del grupo II son sincinemáticos con la fase 2 (de LÓPEZ PLAZA), y los de los grupos III y IV son sintectónicos con una fase tardía de compresión NE-SO y su intrusión se vio favorecida por una fracturación previa.

CARNICERO (1980, 1981) estudia una amplia zona situada al sur de la que nos ocupa y establece unas correlaciones para los grupos graníticos similares a las ya establecidas por LÓPEZ PLAZA (1982). Simultáneamente el Dpto. de Petrología de la Univ. de Salamanca (1980) publica una síntesis de los materiales plutónicos del centro-oeste español fundamentalmente basada en criterios geoquímicos, relegando las relaciones temporales con la deformación a un segundo plano.

Otros trabajos interesantes realizados unos kilómetros más al oeste, en Portugal, sobre materiales similares son los de SCHERMERHORN (1956) y OEN (1970) de carácter regional, y los de REAVY (1989) y REAVY *et al.*, (1991) Sobre el control estructural del metamorfismo y el magmatismo sintectónico (grupo II de MARTÍNEZ, 1974b) y sobre las relaciones entre este magmatismo y el Complejo Esquisto-Grauváquico como su posible protolito.

Las principales aportaciones sobre la estratigrafía de este borde de la cuenca se deben a JIMENEZ (1970, 1972, 1973, 1974, 1983), CORROCHANO (1977, 1982), ALONSO GAVILAN (1981, 1983, 1984, 1986) y CORDERO *et al.* (1982).

2. ESTRATIGRAFÍA

2.1. MATERIALES HERCÍNICOS

2.1.1. Introducción

En todo el ámbito de la Zona Centroibérica (JULIVERT *et al.*, 1972; FARÍAS *et al.*, 1987) se pueden considerar dos conjuntos litológicos: uno inferior de edad preordovícica compuesto por ortogneises y metasedimentos, y otro superior de edad Ordovícico-Carbonífero Inferior, que descansa discordantemente sobre el anterior, el cual está constituido fundamentalmente por rocas siliciclásticas. Recientemente, en ambos conjuntos han sido distinguidos cuatro grandes megacírculos (AZOR *et al.*, 1992).

El *primer ciclo* comprende los materiales del Precámbrico Superior-Cámbrico. Los primeros depósitos de los que se posee registro son referibles a la sedimentación en una plataforma siliciclástica somera con episodios carbonatados (ARCHE *et al.*, 1977; GONZÁLEZ LODEIRO, 1981). Durante el depósito existe una actividad volcánica importante (NAVIDAD y PEINADO, 1976) representada por niveles de porfiroides metavolcánicos que se sitúan en diferentes

niveles de la serie y se produce, fundamentalmente, la intrusión de un gran volumen de granitos mayoritariamente porfídicos cuyas edades varían entre 618 y 540 Ma (LANCELOT *et al.*, 1985; VIALETTE *et al.*, 1986-1987; WILDBERG *et al.*, 1989).

Esta actividad magmática está probablemente relacionada con momentos tardíos de la Orogenia Panafricana (LANCELOT *et al.*, 1985; VIALETTE *et al.*, 1986; WILDBERG *et al.*, 1989), en el que las rocas metavolcánicas representarían un vulcanismo de tipo explosivo localizado en cuencas de extensión continental con posterioridad al engrosamiento cortical (NAVIDAD *et al.*, 1992).

Además de este episodio magmático, hay otro posterior alrededor de los 470 Ma de naturaleza alcalina, que posiblemente esté relacionado con una fase distensiva preordovícica (GONZÁLEZ LODEIRO, 1980; LANCELOT *et al.*, 1985; VIALETTE *et al.*, 1987). No se han encontrado hasta el momento estructuras de deformación asociadas al primer episodio magmático; no obstante, su existencia se considera probable. Las Formaciones Capas de Mediana y Capas de Santa María situadas en los niveles altos de la serie del Complejo Esquisto-Grauváquico que aparece en el Sistema Central Español (ÁLVAREZ, 1982), descansan probablemente discordantes sobre los metasedimentos en los que intruyen los protolitos de los ortogneises. Esta discordancia (cadomiense?) sería correlacionable con la que se observa en la parte meridional de la ZCI y al S de Salamanca entre el Alcudiense Inferior y el Alcudiense Superior o Grupo Domo Extremeño y, según el caso, Grupos de Ibor y Valdelacasa (ORTEGA y GONZÁLEZ LODEIRO, 1986; ORTEGA *et al.*, 1988; DIEZ BALDA *et al.*, 1991).

El *segundo ciclo* se inicia con el depósito de un conjunto de materiales discordantes sobre su sustrato. Esta discordancia corresponde a los movimientos sárdicos de LOTZE (1956) y ha sido identificada en varios puntos de la ZCI (CAPOTE, 1972; GONZÁLEZ LODEIRO, 1980; ÁLVAREZ, 1982; GONZÁLEZ LODEIRO *et al.*, 1982; BARRERA *et al.*, 1989), e incluso recientemente al O de Salamanca (Hoja de Villavieja de Yeltes) en el marco del presente Proyecto Magna. A partir del Ordovícico Inferior tiene lugar la implantación de una extensa plataforma siliciclastica en la que localmente se depositan niveles volcánicos de edad Llanvirn-Llandeilo (PÉREZ-ESTAÚN, 1978).

Como consecuencia del juego de fallas normales activas relacionables a una tectónica extensional y la creación de nuevos relieves, inicialmente la sedimentación presenta variaciones importantes en espesores y facies. Las relaciones estratigráficas con el sustrato de Complejo Esquisto-Grauváquico infrayacente son variadas: paraconformes, discordancias angulares y a menudo a través de una superficie de discontinuidad jalonada con brechas sinesedimentarias. Los ambientes sedimentarios son igualmente variados: aluviales, fluvio-deltaicos, fluvio-mareales y marinos someros, a menudo con componentes volcánicos procedentes del magmatismo asociado a fallas activas en el borde de la cuenca. A partir del Arenig la sedimentación se homogeneiza y la sedimentación en la plataforma pasa a estar dependiente principalmente de las variaciones eustáticas del nivel del mar, de las que se reconocen varios ciclos.

En el Ordovícico Superior se depositan turbiditas (Formación Agüeira) interpretadas en relación al desarrollo de fallas asociadas con la extensión de un margen continental (PÉREZ-ESTAÚN y MARCOS, 1981). Recientemente, PÉREZ-ESTAÚN *et al.* (1990) proponen que esta

tectónica extensional es activa en la parte oriental del Antiforme de Ollo de Sapo desde el Ordovícico Inferior al Silúrico Inferior, estando a ella relacionados el volcanismo del Ordovícico Medio, los cambios de espesores y facies del Paleozoico Inferior y la laguna estratigráfica de amplitud variable observada entre estos materiales y los suprayacentes de edad Silúrica.

El *tercer ciclo* incluye el Silúrico y el Devónico Inferior. Se inicia con el depósito transgresivo de materiales detríticos en un medio de plataforma somera y es característica la presencia de facies sedimentarias euxínicas en el Silúrico Inferior. En el flanco occidental del Antiforme del Ollo de Sapo y en el Siforme de Alcañices se intercalan además materiales volcánicos cuya abundancia da cuenta de una intensa actividad relacionada con la persistencia y aceleración de la distensión cortical (VACAS y MARTÍNEZ CATALAN, 1987).

El *cuarto ciclo* está representado por los materiales del Devónico Superior-Carbonífero Inferior, que descansan discordantes sobre materiales del tercer ciclo en los núcleos de los sinclinales de Sil-Truchas y Siforme de Alcañices (QUIROGA, 1982; ANTONA y MARTÍNEZ CATALÁN, 1990). Estos materiales corresponden a depósitos turbidíticos sinorogénicos semejantes a la Facies Culm (PÉREZ-ESTAÚN, 1974; y Formación San Vítero; QUIROGA, 1982), presentan una edad coincidente con los primeros movimientos de la Orogenia Hercínica, están afectados por todas las fases de deformación y presentan un metamorfismo en grado bajo (BARRERA et al., 1989; ANTONA y MARTÍNEZ CATALAN, 1990).

2.1.2. **Litoestratigrafía**

Desde un punto de vista estratigráfico, en la región estudiada pueden distinguirse dos conjuntos litológicos: un conjunto de orto y paragneises inferior y un conjunto de formaciones siliciclásticas y volcanosedimentarias superior. La relación entre ambos conjuntos - gneises y metasedimentos suprayacentes- son los de un zócalo y su cobertura.

Pero, si además de las características litológicas de los materiales, se tiene en cuenta la evolución tectonotermal seguida por ellos durante los procesos tectónicos y metamórficos que afectaron este área, los materiales pueden subdividirse en dos unidades: *una Unidad Inferior* constituida por un conjunto infrayacente fundamentalmente ortogneísico y otro suprayacente constituido por materiales predominantemente metasedimentarios, y *una Unidad Superior*, en la que pueden distinguirse regionalmente un grupo azoico inferior y un grupo fosilífero superior (ESCUDER et al., 1994; ESCUDER, 1995).

La relación entre ambas unidades es un contacto tectónico, que se establece en una potente zona de cizalla dúctil de bajo ángulo y escala cortical, desarrollada durante la deformación extensional a la que se superpone una tectónica tardía de "detachments" de bajo grado metamórfico, durante la cual la Unidad Superior sufre un desplazamiento hacia el SO.

2.1.2.1. *Unidad Inferior*

En la Unidad Inferior metamorfizada en condiciones de alto grado durante el metamorfismo hercínico, se pueden distinguir como se ha mencionado anteriormente, dos grandes con-

juntos litológicos (Fig. 2): un conjunto infrayacente fundamentalmente ortogneísico y otro suprayacente constituido por materiales predominantemente metasedimentarios. El contacto entre los ortogneises y las rocas metasedimentarias es subparalelo a la estratificación, como indica la existencia de un horizonte ortocuarcítico-paranfibolítico discontinuo justo encima del contacto. Por lo tanto, las relaciones entre ambos conjuntos, ortogneises y metasedimentos suprayacentes, se interpretan como las de un basamento y su cobertura sedimentaria, tal como se establecía la relación en función de las grandes pautas estratigráficas.

Gran parte del basamento de esta Unidad está constituido por ortogneises metagraníticos glandulares ("augengneises"), los cuales ocupan el área de afloramiento central y oriental de la Unidad Inferior. Son similares a los que constituyen el Complejo Gnésico de Miranda do Douro (RIBEIRO, 1974), donde han proporcionado una edad de 618 ± 9 Ma mediante el método U/Pb en circones (LANCELOT *et al.*, 1985). Estos ortogneises monocíclicos sólo están afectados por la deformación hercínica, por lo que constituyen un buen marcador litológico para separar la deformación hercínica de las hipotéticamente existentes estructuras prehercínicas. En los sectores estructuralmente más bajos de la Unidad Inferior donde decrece la intensidad de la deformación hercínica, se reconoce la textura ígnea original del protolito, consistente en un granitoide porfídico, isótropo y homogéneo, con megacristales idiomorfos de feldespato potásico. Estos ortogneises se asocian con la actividad magmática ligada a la Orogenia Cadomense, con la que se relacionan también distintos tipos de ortogneises aflorantes en otros puntos del Macizo Ibérico (LANCELOT *et al.*, 1985; VIALETTE *et al.*, 1986; WILDBERG *et al.*, 1989; SCHAFER, 1993; VALVERDE-VAQUERO *et al.*, 1995).

Por debajo del horizonte ortocuarcítico-paranfibolítico y asociados a los "augengneises" aparecen localmente gneises mesócratos heterogéneamente glandulares, gneises cuarzofeldespáticos, y escasos niveles de metagrauvacas ricas en feldespatos y metapelitas. Estos gneises policíclicos parecen representar el encajante donde intruyeron los protolitos de los ortogneises glandulares, como sugiere también la presencia de raros enclaves de las primeras litologías incluidos en las segundas, y cuya edad, dada la ausencia de datos geocronológicos, es anterior a 618 ± 9 Ma. En estas rocas no se han identificado eventos deformativos o metamórficos prehercínicos.

La cobertura de edad post 618 ± 9 Ma, probablemente Precámbrico Superior-Cámbrico inferior, es la denominada Grupo de Fermoselle. Este grupo está compuesto por una serie de paragneises pelíticos y semipelíticos en la que se intercalan tramos de metagrauvacas, gneises plagioclásicos y gneises cuarzofeldespáticos bandeados, así como niveles lenticulares de mármoles calcíticos, metadolomías silíceas y gneises calcosilicatados. Estas rocas han sido afectadas por todas las fases deformativas hercínicas. En la base y frecuentemente directamente en contacto sobre los ortogneises glandulares, aparece un horizonte discontinuo constituido por ortocuarcitas blancas o paraanfibolitas con granate-hornblenda, sobre el que puede situarse un tramo de 10-15 m, de una alternancia de metaareniscas claras ricas en feldespato potásico y metapelitas. Hacia techo la sucesión es esencialmente metapelítica e intercala niveles lenticulares de leucogneises de grano medio-fino con granate. En la serie intruyen ortoanfibolitas y un conjunto de ortogneises tonalítico-trondhjemíticos con gneises máficos subordinados.

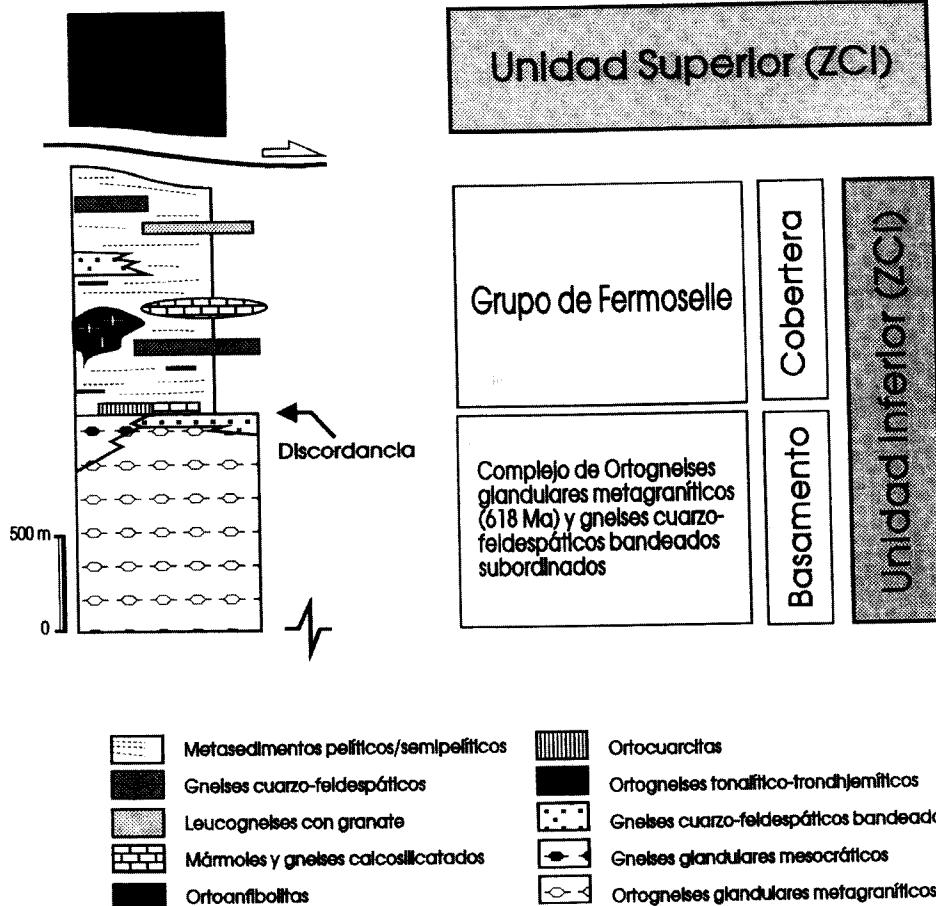


Fig. 2. Columna litoestratigráfica de la Unidad Inferior en el Domo Gneísico del Tormes (ESCUDER, 1995)

Esta cobertura aparece generalmente superpuesta al basamento, pero también puede encontrarse como delgadas cuñas pinzadas entre las láminas cabalgantes de ortogneises del basamento y en el núcleo de grandes pliegues tumbados hercínicos. Debido a la deformación extensional y a que es truncada a bajo ángulo por el contacto tectónico con la Unidad Superior, su potencia estructural varía.

Aunque el grupo de Fermoselle y el grupo azoico inferior de la Unidad Superior pueden representar secuencias de un mismo ciclo sedimentario, en el que no se descarta la existencia interna de discordancias, las relaciones sedimentarias con la serie de la Unidad Superior, sin embargo se desconocen.

2.1.2.2. *Unidad Superior*

En la Unidad Superior se pueden distinguir dos grandes grupos litológicos separados por una discordancia angular generalizada: el grupo azoico inferior, o grupo del Duero, y el grupo fosilífero superior (Fig. 3). La litoestratigrafía de ambos grupos ha sido establecida en los trabajos de RIBEIRO (1974) y REBELO y ROMANO (1986). En OLIVEIRA *et al.* (1992) se establece una síntesis sobre la estratigrafía y la evolución paleogeográfica del Paleozoico inferior de Portugal.

De estos dos grupos, en el ámbito de la Hoja que nos ocupa, exclusivamente afloran los materiales que se corresponden con el grupo azoico inferior. Se trata de una serie muy monótona y potente de características turbidíticas constituida por una alternancia, a menudo rítmica, de metapelitas y metasilitas en la que es característica la ausencia de elementos volcánicos. Se corresponde con parte del Grupo del Duero (SCHERMERHORN, 1956; RIBEIRO, 1974) del Complejo Esquisto-Grauváquico de SOUSA (1983). Su litoestratigrafía está constituida de base a techo por tres unidades: Formación Pinhao, Formación Río Pinhao, y Formación Desejosa. Estas unidades no han podido ser separadas en la cartografía dada la complejidad estructural y la ausencia de buenos afloramientos de la serie completa. A ello hay que unir la presencia de límites difusos o transicionales entre unidades y la ausencia de tramos litológicos guía

Formación Río Pinhao.

Constituida por una alternancia de metagrauvacas y metagrauvacas cuarzosas con niveles de metapelitas grises, gris oscuras y verdes. Los paquetes metaareniscos presentan espesores medios y gruesos (entre 20 cm y 2 m). Localmente presenta tramos de filitas grafitosas e intercalaciones lenticulares de microconglomerados con matriz calcosilicatada de potencia menor de 50 cm. Los niveles de rocas calcosilicatadas que presenta son oscuros y de pequeña potencia entre 1 y 3 cm.

Las estructuras sedimentarias que aún se reconocen en los niveles metaareniscos de zonas con bajas tasas de deformación son características de depósitos turbidíticos. Las capas presentan una estructuración interna gradada con disminución hacia techo del tamaño de grano

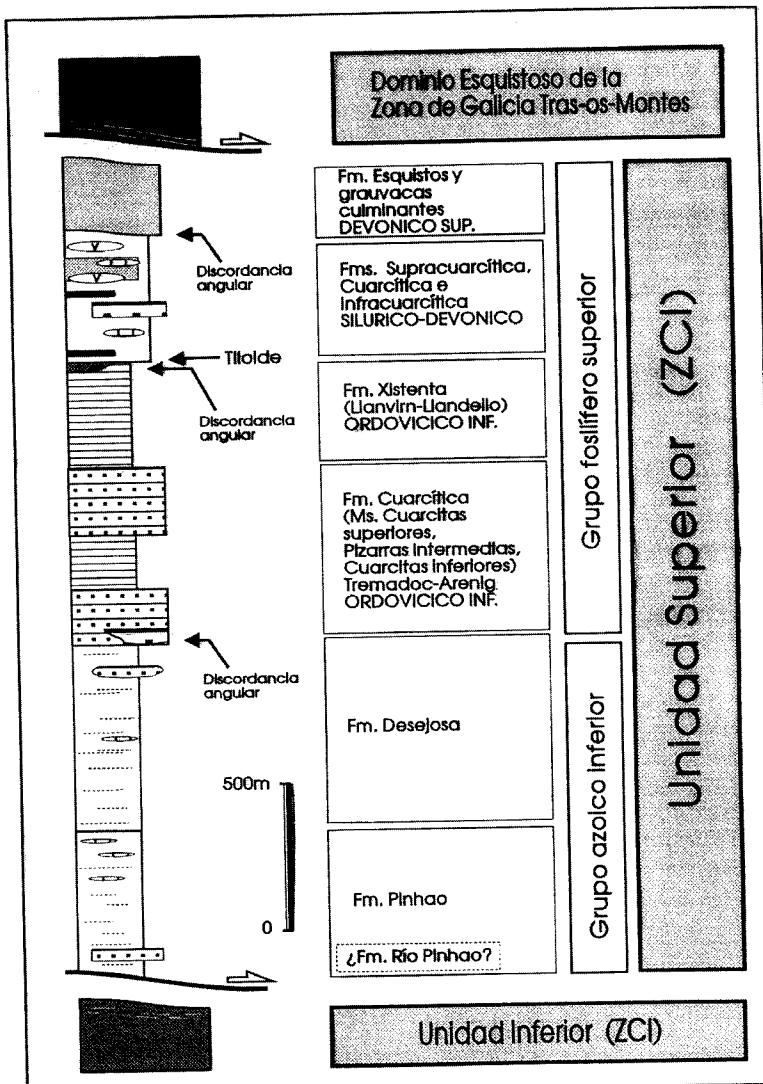


Fig. 3. Columna litoestratigráfica de la Unidad Superior en el Domo Gneisico del Tormes (ESCUADER, 1995).

y de la energía del medio deducida desde las estructuras sedimentarias. Se observan bases erosivas irregulares, marcas de base y granoselección normal, así como "ripples" de corriente y laminación paralela a techo de los niveles. Localmente existe amalgamiento de capas.

Sedimentológicamente esta formación está constituida por facies de turbiditas de granulometría gruesa, producto de la sedimentación de la carga de flujos gravitacionales altamente concentrados (Facies A a C; de MUTTI y RICCI LUCCHI, 1972 y 1975), las cuales constituyen a mayor escala lóbulos arenosos dentro de la parte deposicional no canalizada de un sistema deposicional turbidítico.

Esta formación suele ocupar el núcleo de estructuras anticlinales en las áreas de Torre de Moncorvo y Valla de Vilariça, en Portugal, sin que se conozca su base a causa de accidentes sinsedimentarios. SOUSA (1983) estima espesores de 250 ± 100 m aunque SILVA (en REBELO y ROMANO, 1986) sugiere unos 650 m. En el ámbito S de la Hoja aparecen materiales asignables a esta formación en los afloramientos situados en la carretera de Hinojosa del Duero a Saucelle, así como a lo largo de una banda adosada al contacto N de los granito-ides hercínicos del antiforme de Lumbrales, afectada por la "zona de cizalla de Moronta" (VILLAR *et al.*, 1992), ya en la Hoja de esta misma denominación. En la banda de metasedimentos de Encinasola-Villasbuenas y en los afloramientos próximos a la localidad de Cabeza de Caballo está representada en parte esta formación.

En esta unidad no se han encontrado restos fósiles y el paso a la siguiente formación es mediante un tránsito gradual.

Formación Pinhao.

Potente serie constituida por pizarras cloríticas, con delgados niveles intercalados de metagrauvacas cuarcíticas, cuarcitas impuras y rocas calcosilicatadas, las cuales llegan a ser localmente muy abundantes. Constituye una unidad lutítico-arenosa fina muy homogénea con un marcado carácter rítmico. Las estructuras sedimentarias que se observan en los delgados niveles arenosos son huellas de base, gradaciones poco marcadas y estructuras tractivas como "ripples" de corriente y laminación paralela.

Dichas estructuras unidas a los delgados espesores que presentan los niveles y las granulometrías finas son argumentos que permiten relacionar genéticamente a estos materiales como depositados desde corrientes turbidíticas diluidas (Facies D). Facies de turbiditas de grano fino y capas delgadas con una organización marcadamente rítmica son referibles a los depósitos de franja de lóbulo dentro de la parte deposicional más distal del sistema turbidítico.

SOUSA (1983) estima un espesor para la formación de 350 ± 50 m y SILVA 500 ± 100 m. Ambos consideran un tránsito gradual a la formación superior.

En ella no han sido encontrados restos fósiles aunque en la región de Pinhao, SOUSA y SEQUEIRA (en REBELO y ROMANO, 1986) citan la presencia de trazas fósiles a diferentes niveles estratigráficos.

Formación Desejosa.

La unidad se caracteriza por una fina alternancia subcentimétrico-milimétrica de nivelillos metasiltíticos cuarzosos con metapelitas oscuras, de remarcable continuidad lateral y confiriendo a la roca un aspecto microbandeado. Localmente existen capas de metagrauvacas y metagrauvacas cuarzosas de potencias entre 10 y 25 cm que constituyen tramos de espesores métricos. Son frecuentes las intercalaciones centimétricas de rocas calcosilicatadas, a veces asociadas a los niveles metaarenicosos. Las estructuras sedimentarias son laminación paralela, fina y poco patentes gradaciones.

Sedimentológicamente está constituida por facies de turbiditas en capas milimétricas y de grano fino que alternan con la sedimentación pelítica por decantación normal de la cuenca (Facies D y E). Estas facies son relacionables a partes distales del sistema deposicional turbidítico como las de la anterior formación, en este caso quizá relativas a ámbitos sedimentarios a los que sólo llegan los aportes detriticos más finos y caracterizados por un predominio en el registro de la sedimentación lutítica propia de la cuenca.

SOUSA (1983) establece un espesor para esta formación de 250 ± 50 m y SILVA (op.cit.) 600 ± 100 m. El paso a la unidad suprayacente es transicional.

Hacia su techo, esta formación ha proporcionado en las proximidades de la terminación occidental del sinclinal Ordovícico de Moncorvo (en Acoreira) trilobites mal conservados que establecen una edad cámbrica (REBELO y ROMANO, 1986). Este hallazgo confirma la edad cámbrica para la parte superior del Complejo Esquisto-Grauváquico, como fue sugerida por RIBEIRO (1974) e IGLESIAS y RIBEIRO (1981).

En conjunto, las relaciones que se observan en la evolución vertical de las facies sedimentarias apiladas parecen indicar una retrogradación del sistema deposicional turbidítico relacionada o a un ascenso global del nivel del mar, o a una disminución en los aportes, o a una disminución en la actividad tectónica, o a una combinación de todos ellos según ese signo.

SOUSA (1983) reconoce una unidad más situada en la parte más alta del Grupo do Douro que aunque no aparece en el sector de Vilvestre-Saucelle y en Torre de Moncorvo, sí está representada hacia el O en el Alto da Cota de la Sierra do Alvao. Se trata de la Formación Santo Domingo, constituida por grauvacas y conglomerados que parecen dar cuenta con la vuelta a la sedimentación gruesa de la colmatación de la cuenca de sedimentación ya en el tránsito Cámbrico-Ordovícico (OLIVEIRA *et al.*, 1992).

La edad del Complejo Esquisto-Grauváquico ha sido clásicamente considerada como Precámbrico-Cámbrica debido a su posición estratigráfica por debajo de la "cuarcita Armoricana" de edad Ordovícico Inferior. Los restos fósiles encontrados en él son muy escasos, como los restos de "lingulella major" (RIBEIRO *et al.*, 1962; TEIXEIRA *et al.*, 1964) en la parte alta de la sucesión del Marao. Recientemente, la edad del Complejo Esquisto-Grauváquico se establece por la recolección de trilobites mal conservados hacia techo de la formación Desejosa en la región de Moncorvo, que sugieren una edad cámbrica (REBELO y ROMANO, 1986) y de acritarcos del Proterozoico Superior en la región de Cáceres (PALACIOS, 1989).

El conjunto de la sucesión "flysch" del CEG ha sido muy recientemente relacionada con el relleno de una cuenca de "foreland" que progradaría de S a N al final de la Orogenia Cadomiente (QUESADA, 1990; SAN JOSE *et al.*, 1990), o alternativamente, con la sedimentación en una cuenca de tipo aulacógeno bordeada por plataformas carbonatadas más someras en el Cámbrico, con fallas activas en los bordes con volcanismo asociado, como sugiere la repartición paleogeográfica de ciertas asociaciones faunísticas bentónicas (OLIVE-RA *et al.*, 1992).

2.2. TERCARIO-PALEOGENO

Durante la realización de los proyectos "Confección de las Hojas del Mapa Geológico de España E. 1:50.000 (MAGNA) nº. 422, 423, 424, 448 bis, 449, 450, 451, 452, 474, 475, 476 y 500" y "Confección del Mapa Geológico de España E. 1:50.000 (MAGNA) nos. 477, 478, 501, 502, 503, 528, 728, 729, 734 y 735" se ha obtenido un conjunto de nuevos datos que nos ha permitido ampliar y concretar los conocimientos sobre la estratigrafía y evolución tectosedimentaria de los sedimentos terciarios que conforman el borde O de la Cuenca del Duero y del sector centro-occidental de la Fosa de Ciudad Rodrigo. Como resultado de todo ello se han diferenciado cuatro UTS (*sensu* MEGIAS, 1982) dentro del Paleógeno y dos correspondientes al Neógeno de estas zonas. Estas unidades presentan como rasgos comunes su extensión regional, polaridad sedimentaria y límites definidos por discordancias tectónicas de rango regional.

De estas UTS, en la Hoja de Fermoselle, sólo está representada la última UTS paleógena, la cual está integrada por sedimentos detríticos correspondientes a ambientes aluviales.

2.2.1. UTS P3 (Arcósica Superior) (18)

Aflora en el cuadrante NE de la Hoja y se dispone discordante sobre los metasedimentos paleozoicos e inconforme sobre las rocas ígneas que forman parte del zócalo hercínico. El espesor máximo aflorante es de unos 30 m, si bien se puede suponer, a partir de la distribución de sus afloramientos, que alcanzó espesores muy superiores. Es equivalente a las Areniscas de Garcihernández (JIMÉNEZ, 1973; CORROCHANO, 1982). En la parte oriental de la provincia de Salamanca corresponde a las Facies Madrigal y Facies Puente Runel (CORRALES, 1982; CORROCHANO y CARBALLEIRA, 1983). En la Fosa de Ciudad Rodrigo materiales similares se han designado como Formación Arcosas de la Alamedilla (ALONSO GAVILÁN y POLO, 1986-1987).

Los materiales arcósicos de color blanco-verdoso o verde-rojo que integran esta unidad son conglomerados, arenas y, en menor proporción, lutitas.

Los conglomerados presentan un contenido medio del 75 % en gravas, 0-15 % en arena y 10-25 % en arcilla. La fracción grava, con centiles de 5 a 10 cm, muestra un marcado carácter bimodal con tamaños que oscilan entre 3-5 mm y 3-7 cm. Está constituida por cantos angulosos-subangulosos de cuarzo (10-30 %), feldespato (10-35 %) -fundamentalmente

potásico (microclina y ortoclasa) y en menor proporción calcosódicos- y fragmentos de granito (20-40 %) presentando, ocasionalmente, cantos de lidita, esquisto y cuarcita. La fracción arenosa (arena media-gruesa) está constituida por cuarzo y feldespato, en buen estado de preservación o ligeramente alterado (sericitizado). La fracción arcillosa está constituida por biotita, moscovita, como accesoria, esmectitas y, ocasionalmente, caolinita. Tanto la fracción inferior a 2 μm como las micas se disponen en torno a las gravas y, más raramente, formando puentes entre ellas. Esta distribución de la fracción arcillosa se interpreta como debida a iluvación de material fino desde horizontes superiores, lo que permite adscribirlos a una translocación mecánica por flujos verticales durante las primeras etapas de enterramiento del sedimento o en un momento inmediatamente posterior a su sedimentación. Por último, cabe señalar que ocasionalmente la fracción arcillosa puede aparecer parcialmente reemplazada por calcita y más raramente por dolomita (epigénesis carbonatada). Su organización interna consiste en estratificación cruzada planar (Gp) o en surco (Gt) de mediana escala y esta se hace tanto más difusa a medida que el contenido en arcillas de la roca aumenta.

Las arenas, arcosas o subarcosas de submaduras a inmaduras, son de tamaño de grano grueso (1-0,3 mm) o medio (0,4-0,125 mm). Están constituidas por cuarzo (40-65 %) de angular a subredondeado, feldespato potásico (20-45 %) muy alterado y con abundantes golpes de corrosión y feldespato calcosódico (2-15 %) subanguloso y ligeramente alterado. La matriz, con un contenido que oscila entre 25 y 35 %, es limoso-arcillosa y está formada por granos de cuarzo, feldespato (generalmente con los bordes corroidos), biotita (en buen estado de preservación o con formas de listón deflecido en los extremos), moscovita en escasa proporción, esmectita y trazas de caolinita. Su organización interna es masiva (Sm), o bien muestra estratificación cruzada en surco (St) o planar (Sp), las cuales son tanto más difusas a medida que la roca muestra mayor proporción de rasgos postsedimentarios (iluvación de material arcilloso, alteración de los minerales más degradables como biotitas y feldespatos, desarrollo de nódulos de óxidos de hierro con límites difusos y, localmente, procesos de epigénesis carbonatada).

Las lutitas de tonos verdes (5Y) o verdes-rojizas (5YR) están constituidas por una mezcla de limo y arcilla, arena en proporciones muy variables y pequeños clastos dispersos. Los granos son de cuarzo y feldespato; ambos presentan corrosión en sus bordes por reacción con la matriz arcillosa y los feldespatos están muy alterados o bien han llegado a transformarse completamente en sus productos de alteración. La fracción arcillosa está constituida básicamente por biotita muy alterada, esmectita y caolinita. Dentro de estos depósitos son muy frecuentes los rasgos postsedimentarios ligados a procesos edáficos (pedotúbulos, iluvación de arcillas a favor de fisuras irregulares, rubefacción del sedimento, desarrollo de nódulos de carbonato).

Estos materiales forman cuerpos de base canalizada o bien se presentan en bancos de geometría tabular; estos últimos son menos frecuentes que los primeros y se disponen lateralmente o intercalados entre aquellos.

Los cuerpos de base canalizada presentan morfologías lenticulares o tabulares. En los primeros, con un espesor que raramente supera 1,5 m, la secuencia de relleno de canal más frecuente es (de acuerdo con el código de facies de MIALL, 1978) Gt \rightarrow Sm. En los cuerpos

tabulares (4-8 m de espesor) son muy frecuentes las superficies de erosión internas que delimitan depósitos de facies Gp/Sp (se interpreta como debida a la migración de barras con caras de avalancha ("sensu" MIAULL, 1981) o bien, secuencias del tipo Sp → Sm → Fm que registran la migración de barras sobre el fondo del canal, el posterior abandono de éste con la consiguiente decantación de finos y, por último, el desarrollo de procesos edáficos.

Los bancos de geometría tabular están constituidos por arenas y lutitas, o bien por gravas finas (moda 3 mm) y arenas ordenadas en secuencias granodecrescentes. Todos estos depósitos suelen ser masivos y se caracterizan por presentar un contenido en arcillas alto, así como abundantes rasgos postsedimentarios de carácter edáfico. Consideramos que estos materiales se depositaron en un contexto ambiental de llanura de inundación. Esta debió estar sometida a frecuentes períodos de exposición subaérea (desarrollo de cobertura vegetal) y durante los desbordamientos se debían acumular gravas y arenas en las áreas próximas a los canales y arenas y lutitas en las áreas más alejadas.

Con todo, consideramos que este tramo se sedimentó a partir de un sistema fluvial de aguas claras con canales entrelazados (*braided*) por los que migraban barras que desarrollaban caras de avalancha. Este sistema discurría hacia el S y SO y mostraba un comportamiento episódico probablemente ligado a un régimen estacional.

La evolución vertical de la UTS muestra una tendencia granocreciente y estratocreciente que registra un incremento en la energía de los sistemas trenzados.

En relación a las condiciones climáticas reinantes durante la sedimentación de estos materiales únicamente podemos señalar que las asociaciones palinológicas encontradas en los sedimentos de esta UTS en la Fosa de Ciudad Rodrigo indican un clima mediterráneo árido (ALONSO GAVILÁN y VALLE, 1987). El alto contenido en arcillas de iluvación y neoformación (esmectitas) en la base de las secuencias y la frecuencia de los procesos de alteración edáficos abogan por unas condiciones climáticas en las que los períodos áridos son más prolongados que los húmedos. Por otra parte, la inmadurez del sedimento (marcada heterometría, poco redondeamiento, abundancia de fragmentos inestables) implica un grado muy bajo de alteración de las áreas fuentes que se correlacionaría con un déficit en humedad. La granulometría gruesa y el tipo de organización del sedimento (importante amalgamación de cuerpos con abundantes superficies erosivas) indican un régimen hídrico caracterizado por importantes avenidas pero de carácter esporádico (régimen torrencial). Con estos rasgos se puede concluir que el clima durante esta UTS pasa a presentar largos períodos de aridez con una estación húmeda muy corta pero de importantes precipitaciones.

La UTS P3 ha sido adscrita en la Fosa de Alba-Villoria, E de Salamanca, al Vallesiense inferior (CORROCHANO *et al.*, 1983) por correlación con sedimentos de las cercanías de Arévalo mediante macro y micromamíferos (CRUSA FONT *et al.*, 1968; ALBERDI, 1974). Con todo, en áreas más cercanas como la Fosa de Ciudad Rodrigo se le ha adjudicado una edad de Oligoceno (CANTANO y MOLINA, 1987) por su posición con respecto a las unidades infra- y suprayacentes y se ha datado mediante restos de polen como Oligoceno (POLO *et al.*, 1987). Con la misma edad ha sido datada en el yacimiento de Los Barros (Ávila) mediante micromamíferos (GARZÓN y LÓPEZ, 1978). Nosotros asumimos esa edad de Oligoceno,

dado que estos materiales en la vecina Hoja de La Vellés se disponen sobre los depósitos datados como Eoceno superior y son fosilizados por los depósitos rojos datados como Mioceno (MAZO y JIMÉNEZ, 1982) en las proximidades de Salamanca.

2.3. CUATERNARIO

Los materiales más recientes de la Hoja de Fermoselle están representados principalmente por los depósitos fluviales y coluviales. Corresponden los primeros al arroyo del Ramajal, ribera de Cabeza, arroyo de Mimbrero, arroyo de la Cristalina, arroyo del Molinar, regato del Villar y arroyo de las Aguas Frías principalmente; y los segundos se sitúan principalmente a los pies de las zonas de ladera.

2.3.1. **Coluviones. (19)**

Corresponden a depósitos desarrollados en laderas con muy escaso transporte y una variedad litológica grande, debida principalmente al escaso retrabajamiento de los materiales y su proximidad al área madre.

A grandes rasgos se puede hacer una diferenciación en dos tipos; los primeros corresponderían a los desarrollados sobre materiales graníticos, metamórficos y filonianos, caracterizados por presentar fragmentos rocosos (bloques y cantos) angulosos y poco o nada transformados de la roca madre; y los elaborados a expensas de los depósitos terciarios.

Los primeros se caracterizan por la presencia de bloques y cantos englobados en una matriz arenolimosa. La fracción gruesa suele ser de tamaños variables y formas angulosas, presentando en los depósitos desarrollados a expensas de zonas graníticas fragmentos subredondeados, debidos principalmente a procesos de arenización granular o bien escamación.

Los depósitos formados a expensas de materiales terrígenos terciarios tiene una litología igual al área madre, presentando los mismos tamaños y angularidades de cantos. La diferencia principal respecto a la zona de aporte es la pérdida de estructuras y la morfología actual del depósito.

En cuanto a la edad de estos materiales es difícil de establecer y creemos que abarcan el Cuaternario.

2.3.2. **Terrazas (20)**

Se diferencia un único nivel de terraza con depósito que corresponde al río Tormes a su salida del embalse de la Almendra. Este nivel queda en el fondo del encajamiento del río en las cercanías de la Ermita de San Cristóbal; sus dimensiones son reducidas y queda constituido por arenas y cantos de tamaños comprendidos entre los 2 y 6 cm. Las formas de los cantos son redondeadas y la edad que estimamos es la de holocena.

2.3.3. Conos de deyección (21)

Los conos de deyección son de escaso desarrollo dentro de la Hoja y están restringidos a la salida de encajamientos de poco recorrido y escasa incisión. Su edad es Holoceno.

Su litología depende de los materiales que el curso de agua, generalmente estacional, recorra. Los sedimentos son por lo general de tamaño arena y/o limo, siendo los cantes de tamaño superior a los 4 cm muy escasos. De una forma general podemos decir que se desarrollan a partir de las alteraciones de los materiales metamórficos y granitoides y que la edad estimada para ellos es de Cuaternario.

2.3.4. Aluvial (22)

Los depósitos aluviales de la Hoja de Fermoselle, a los que consideramos de edad Holoceno, están reducidos a pequeños tramos de ríos y arroyos en los que el encajamiento de la red a permitido la movilidad horizontal de los cursos de agua.

Litológicamente se caracterizan por estar formados por arenas cuarzofeldespáticas, limos y cantes, estos últimos de tamaños variados son fundamentalmente de cuarzo, aparecen también granitoides y fragmentos de rocas metamórficas. El tamaño de los cantes es variable y suele presentar una cierta clasificación, en el centro de los cauces aparecen tamaños que oscilan entre los 40 cm y los 4 cm, mientras en los bordes de los mismos los tamaños se reducen ligeramente oscilando entre los 25 cm y los 4-3 cm. En general los cantes aparecen redondeados, si bien los tamaños mayores de cuarzo presentan formas subangulosas.

La fracción limosa se distribuye de forma desigual a lo largo de los cauces, siendo importante en las zonas de cabecera y en los tramos donde el sustrato predominante es metamórfico; en el resto de los tramos la fracción arena es mayoritaria respecto a los limos.

3. PETROLOGÍA

3.1. ROCAS ÍGNEAS HERCÍNICAS

3.1.1. **Granito biotítico porfídico de grano medio foliado (Macizo de La Peña) (3)**

En los alrededores de la localidad del mismo nombre, en la esquina SO de la Hoja, aflora un granito de tamaño de grano grueso, más o menos equigranular y algo porfídico denominado "Macizo de La Peña", que está intruyendo en los materiales metamórficos de alto grado. Otros macizos constituidos por esta misma roca afloran como enclaves decamétricos a kilométricos dentro de la "Facies Villar de Peralonso" en la zona SO de la Hoja. MARTÍNEZ-FERNÁNDEZ (1974b) lo incluye dentro del "Grupo II: Granitos de dos micas con megacristales", pero durante la ejecución del presente trabajo se ha podido comprobar que es diferente de las demás rocas incluidas en dicho grupo.

Suele aflorar como lanchares extensos a ras de suelo y se halla frecuentemente recubierto por una capa de alteración. Los mejores afloramientos corresponden a los alrededores del pueblo de La Peña y, en especial, a "La Peña".

Su característica más definitiva es la morfología de los fenocristales de feldespato potásico, son muy estrechos y alargados (0,5 cm x 2 ó 3 cm), diferentes a los que puedan existir en las demás rocas descritas en esta Hoja; como es habitual en los granitos porfídicos la distribución de los fenocristales no es homogénea, sino que puede haber zonas donde se den grandes concentraciones de ellos mientras que en otras su abundancia sea menor. Otra característica es la presencia de zonas inhomogéneas definidas por cambios en el tamaño de grano, presencia de fenocristales de feldespato de mayor tamaño, y de aplitas bandeadas. La biotita es más abundante que la moscovita y aparece en cristales que miden entre 2 y 3 mm.

Los enclaves presentes en la roca son xenolitos de materiales metamórficos y otros de tipo restítico de entre 7 cm. y 10 cm. Existen también "schlierens" biotíticos orientados según la foliación.

Al microscopio presenta una textura heterogranular hipidiomorfa, porfídica, de grano grueso. El carácter porfídico está determinado por la presencia de megacristales de feldespato potásico de pequeño tamaño (1,5 cm). Los minerales principales son: cuarzo, plagioclasa (oligoclásica ácida), feldespato potásico y biotita. Dentro de los minerales accesorios destacan, moscovita, sillimanita, opacos, circón, apatito, cordierita pinnitizada y andalucita, y como minerales secundarios, rutilo, clorita y sericita.

Como alteraciones destacables se aprecia cloritización de la biotita poco importante, con generación de clorita, rutilo sagenítico, feldespato potásico y minerales opacos como productos excedentarios. También se observa sericitización poco importante de la plagioclasa y moscovitización de la biotita y del feldespato potásico.

El cuarzo principal forma cristales alotriomorfos que pueden estar divididos en subgranos, presentando extinción ondulante o en mosaico. También puede encontrarse formando parte de granos policristalinos. Puede contener inclusiones de biotita, sillimanita, apatito y plagioclasa, y a su vez puede estar incluido en feldespato potásico y en menor proporción en plagioclasa. Estas inclusiones tienen con frecuencia formas subredondeadas a ameboideas. También se encuentra formando parte de intercrecimientos simplectíticos y mirmecíticos con la moscovita y la plagioclasa. El crecimiento de moscovita y cuarzo en simplectitas que corroen al feldespato potásico parece ligado a una reacción retrometamófica del tipo $Sill + Fk + H_2O \rightarrow Ms + Q$.

La plagioclasa forma cristales de tamaño bastante variable y hábito en general alotriomorfo a débilmente subidiomorfo. Sólo se observa en contados casos una débil zonación concéntrica difusa (sobre todo en los cristales incluidos en feldespato potásico) y tienen maclado polisintético o complejo, variablemente definido, dependiendo de los individuos. Presentan una sericitización irregular, que a veces se produce a favor de fisuras cristalinas, y pueden contener inclusiones de biotita, sillimanita, cordierita, andalucita, cuarzo, circón y apatito. Otro tipo de plagioclasa se encuentra formando parte de intercrecimientos mirmecíticos lobulados en algunos contactos entre cristales de plagioclasa y feldespato potásico y sobre todo en los límites entre distintos cristales de feldespato potásico.

También se encuentra plagioclasa en forma de pequeñas inclusiones subidiomorfas en los cristales de feldespato potásico y formando parte de las pertitas.

El feldespato potásico se encuentra principalmente en forma de pequeños megacristales subidiomorfos, que tienen sus límites engranados con el resto de los minerales. Pueden presentar maclas de Carlsbad y ocasionalmente se observa maclas en enrejado mal definida. Puede contener inclusiones de todos los minerales primarios, siendo las más comunes las de pequeños cristales de plagioclasa. Es netamente pertítico, con pertitas más comunes de tipo "film" o "vein". También se encuentra como cristales menores alotriomorfos y con carácter muy restringido como producto de la cloritización de biotita. Ocasionalmente puede formar parches irregulares de sustitución sobre la plagioclasa.

La biotita forma cristales pequeños de idiomorfismo variable (subidiomorfos a irregulares). Tienen color que varía de castaño rojizo intenso a amarillento claro y puede encontrarse como cristales aislados o en forma de grupos de pocos individuos.

Contiene frecuentemente inclusiones idiomorfas a subidiomorfas de apatito y de círcón. Estas últimas son con frecuencia muy pequeñas y producen un intenso moteado pleocroico negruzco sobre ella.

Con frecuencia está afectada por moscovitización, que suele ser más intensa en los bordes, con carácter irregular. También se observan en algunos casos crecimientos de sillimanita fibrolítica que corroen a la biotita.

La sillimanita se encuentra en forma de haces fibrolíticos pequeños o como acículas o prismas finos, agrupados o dispersos, a veces en cordones plegados en torno a otro mineral (biotita). Puede estar incluida en el feldespato potásico, plagioclasa y en menor proporción en el cuarzo, y puede también aparecer como crecimientos sobre la biotita. Con carácter generalizado, se producen importantes moscovitizaciones sobre ella.

La andalucita es escasa y aparece en forma de pequeños cristales alotriomorfos a subidiomorfos que están incluidos en plagioclasa y feldespato potásico, rodeados de una fina película de moscovita. Aunque en un caso se encuentra incluida en plagioclasa junto con sillimanita, su relación con ella no puede determinarse. Puede tener pleocroismo rosáceo tenue.

La cordierita es escasa y aparece en forma de pequeños cristales subredondeados, completamente alterados a clorita y moscovita, que pueden estar incluidos en plagioclasa y en feldespato potásico.

La moscovita siempre se encuentra en cristales irregulares de crecimiento tardí- y post-magmático a expensas de otros minerales, principalmente de biotita, sillimanita y feldespato potásico. Sus hábitos son muy variables, desde variedades fibroso-radiadas a placas cristalinas mejor individualizadas, que pueden contener restos de los minerales de los que procede.

En cuanto a los restantes minerales accesorios, el más común es el apatito, que forma cristales prismáticos pequeños y gruesos o subredondeados, y puede tener inclusiones de círcón ocasionalmente. Suele estar incluido en biotita o asociado a ella, aunque puede estar disperso e incluido en cualquier otro mineral.

El circón forma cristales prismáticos muy pequeños, a veces prácticamente invisibles, que suelen estar incluidos en biotita, en la que generan un intenso punteado pleocroico negruzco.

Los minerales opacos son escasos y pueden encontrarse dispersos o en las zonas de desestabilización de la biotita. Tienen hábitos que varían de alotriomorfos a prismáticos subidiomorfos.

3.1.2. **Granito de grano fino, dos micas, foliado (4)**

Este granito aflora en una pequeña extensión al NE de la Hoja, en los pagos de Valcojardo y Carril de la Arena. La forma en la que aflora es en pequeños bolos angulosos que no dan berrocales y en lajas a ras de suelo. Se encuentra rodeado por el granito de grano medio a medio-grueso, dos micas y por el granito de grano medio-fino, dos micas, porfídico (granito de Formariz), ambos granitos intruyen sobre este.

Las características más destacables a escala de afloramiento son: se trata de un leucogranito de grano fino, dos micas. La biotita tiene un tamaño de 1-2 mm, de forma esporádica se observan biotitas de 4-5 mm; la moscovita se presenta con formas romboidales a xenomorfas con un tamaño de 4-6 mm; es frecuente observar concentraciones de turmalina en cavidades miarolíticas.

Presenta una foliación marcada principalmente por la biotita según N75°-80°E/ 60°S. En general, presenta las mismas características que el granito que forma el macizo de Villamor de Cadozos, este se encuentra situado en la Hoja contigua hacia el E, Almeida de Sayago (424).

Petrográficamente presenta una textura holocristalina, equigranular de grano fino a fino-medio, con orientación deformativa. Los minerales principales son cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa (albita), biotita y moscovita. Como minerales accesorios se encuentran opacos, apatito y circón. Los minerales de cristalización tardía y/o secundarios son clorita, feldespato potásico, óxidos de Fe, rutilo sagenítico, sericitita y moscovita.

El cuarzo principal (Q III de SCHERMERHORN, 1956) de la roca presenta hábito anhedral, extinción ondulante con tendencia a formar subgranos, aparece en cristales aislados o en forma de agregados. Es muy pobre en inclusiones y éstas son de pequeñas biotitas, circones y apatitos de hábito acicular. Llama la atención la fuerte recristalización que presenta, sobre todo, el cuarzo con menor tamaño de grano, que tiene formas poligonales, con bordes rectos y puntos triples de unión.

Otros tipos de cuarzo que se pueden diferenciar son:

Cuarzo micrográfico o "drop like", el cual se presenta como inclusiones en el feldespato potásico, como grupos de cristales con los bordes redondeados y extinción simultánea.

Cuarzo de intercrecimiento, que es un cuarzo típico de procesos reaccionales postmagmáticos. Dentro de este grupo se puede incluir el cuarzo mirmequítico generado por pro-

cesos de reacción entre feldespato potásico en contacto con plagioclasa. En este grano son escasas este tipo de texturas y están poco desarrolladas.

El feldespato potásico se presenta en cristales de hábito subhedral o bien formando parte de la mesostasis con hábito anhedral. Presenta la macla de la microclina y a veces de Carlsbad, son poco pertíticos, siendo las pertitas del tipo "film". Se pueden observar procesos de corrosión o sustitución de feldespato potásico por plagioclasa principalmente y en menor grado por cuarzo. Las inclusiones que presenta para los cristales de hábito subhedral son comúnmente de cuarzo, originando la textura micrográfica, y en general, de plagioclásas, biotitas frecuentemente cloritizadas y apatitos de hábito acicular.

Se puede diferenciar otro tipo de feldespato potásico de origen secundario, se encuentra en la biotita entre los planos (001) y con forma de husos. Este feldespato potásico está relacionado con procesos de cloritización de la biotita.

La plagioclasa se encuentra formando parte de la mesostasis, y presenta un hábito anhedral a subhedral. El maclado que muestra es el de la albita y su contenido en Anortita no supera nunca el 10%. Presenta inclusiones de cuarzo, apatito y biotita. Tiene alteración a sericitita y moscovita, y esta última tiende a disponerse a favor de los planos de macla de la albita o bien en los planos de exfoliación. Es frecuente observar como las plagioclásas contienen en su interior feldespato potásico con formas irregulares con cierta tendencia a disponerse preferentemente sobre los planos de macla. Estas manchas irregulares de feldespato potásico probablemente se generan por procesos de sustitución entre el feldespato potásico y la plagioclasa. Generalmente ambos minerales sufren procesos de moscovitización.

La biotita se presenta en pequeños cristales aislados, y rara vez se encuentran en agregados de 2-3 individuos. Su esquema pleocroico varía entre Ng, Nm (marrón rojizo oscura) y Np (marrón amarillento o amarillo claro).

En general, son pobres en inclusiones, siendo las más frecuentes de circones las cuales producen halos pleocroicos, del mismo modo que otros minerales radiactivos no identificables que también los desarrollan. Menos frecuentes son las inclusiones de apatitos redondeados.

Su alteración más común es la cloritización con la formación de un feldespato potásico secundario con formas ahusadas y dispuesto entre los planos de exfoliación (001). También es frecuente observar en las secciones báslas el desarrollo de rutilo sagenítico y granular, este último con color rojo. Por otro lado, la biotita parece estar sustituida parcial o totalmente por moscovita que, en ocasiones, hereda las inclusiones de la biotita previa y acumula pequeñas cantidades de minerales opacos sobre los planos de exfoliación y se desarrolla en continuidad óptica.

La moscovita se presenta en dos formas distintas según su origen:

- a) Moscovita asociada a la biotita, a la cual sustituye, quedando restos de biotita, así como el mismo tipo de inclusiones y pequeñas concentraciones de opacos entre los planos de exfoliación.

b) Moscovita histerógena tardía, alotriomorfa que suele crecer sobre los feldespatos. En las plagioclasas se desarrollan moscovitas subhendradas de pequeño tamaño creciendo generalmente según los planos de macla de la albita y de exfoliación del mineral huésped.

Los minerales accesorios más característicos son apatito que presenta principalmente formas redondeadas, aunque también en ocasiones puede aparecer con hábito prismático acicular y siempre como inclusión en otros minerales. El circón se presenta con formas redondeadas y rara vez con formas prismáticas de núcleos redondeados.

3.1.3. **Granito inhomogéneo microporfídico, de grano medio (5)**

Todos sus afloramientos están ubicados en la mitad E de la Hoja. Por sus características se pueden dividir en dos grupos situados al S de El Manzano el primero de ellos, y el segundo, en el sector Sardón de Los Frailes - N de Monleras.

Sector de El Manzano

El Granito Inhomogéneo está en contacto gradual y/o neto con el Granito de Grandes e intruye en materiales metamórficos.

Se trata habitualmente de un granito de grano fino inequigranular y ligeramente porfídico; los fenocristales de feldespato potásico, subidiomorfos a subredondeados, suelen medir de 1 a 2 cm; los cristales de biotita son muy finos (1 ó 2 mm); la moscovita aparece en menor proporción que la biotita.

Otros rasgos importantes son: la presencia muy abundante de enclaves restíticos (biotíticos, surmicáceos) y de materiales metamórficos del Complejo Esquisto-Grauváquico y la existencia frecuente de bolsadas de cuarzo y abundantes diques de pegmatitas (cuarzo-Fk-Mosc-Turm). Estas dos características, así como la morfología de los fenocristales de feldespato son comunes también en los granitos tipo Villar de Peralonso, que se diferencian de éste por su mayor homogeneidad.

Sector Sardón de Los Frailes - Monleras

En este caso el Granito Inhomogéneo está en contacto con el Granito de Grandes y con la Facies Villar de Peralonso. Sin embargo se trata de un caso más complejo puesto que, además de las características citadas en el párrafo anterior, muestra una serie de facies, bien de grano medio y porfídicas o bien de grano fino, y unos enclaves que no están presentes en el otro sector. Aparentemente en tránsito gradual con el típico Granito Inhomogéneo afloran otras dos rocas: un granito porfídico de grano fino a medio, con abundantes fenocristales pequeños de feldespato potásico, y un granito biotítico de grano fino, en ocasiones débilmente porfídico, que contiene los mismos enclaves gneísimos y restíticos que el Granito Inhomogéneo. Dentro de este sector aparecen también pequeños retazos del Granito de

Grandes, y algunas rocas básicas que afloran como enclaves deca o decimétricos incluidas en el Granito de Grandes o en el recién citado Granito biotítico de grano fino con enclaves gneíticos.

Al microscopio, la facies típica, muestra una textura alotriomorfa inequigranular. Sus minerales esenciales son cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico, biotita y moscovita; son accesorios apatito, opacos, círcón, cordierita y fibrolita; los minerales secundarios son clorita, óxidos de hierro, rutilo sagenítico, rutilo, leucoxeno, sericitita, moscovita y pseudomorfos de cordierita.

Petrográficamente el carácter inhomogéneo de la roca se debe a la presencia de agregados más o menos alargados de fibrolita o finos prismas de sillimanita, que aparecen asociados a la biotita y a la moscovita. Asimismo, parte de la biotita de la roca podría ser de origen restítico.

La plagioclasa es anhedral y está corroída por el cuarzo y el feldespato potásico. El feldespato potásico se encuentra en cristales de diferente tamaño, constituyendo algunos de ellos pequeños fenocristales subhédrales; suele estar maclado según la ley de la microclina, y es poco o nada pertítico; puede sustituir parcialmente a las plagioclásas o formar coronas a su alrededor. El cuarzo es anhedral o redondeado, y puede tener inclusiones tipo "Frasl" en las partes externas de los cristales. Son frecuentes en la roca agregados de formas más o menos redondeadas que podrían corresponder a pseudomorfos de andalucita o cordierita, y que están englobados en plagioclasa, feldespato potásico o moscovita.

3.1.4. Granito de grano fino-medio, dos micas, porfídico. (Gto. de Formariz) (6)

Este tipo de granito, dentro de esta Hoja, aflora en una pequeña extensión al NE de la Hoja y más exactamente al NO de "Casas de Pelazas", continuándose hacia el norte por la Hoja de Muga de Sayago (395), donde se encuentra la localidad de Formariz de donde toma dicho nombre. Se encuentra en contacto con el granito de grano medio-grueso de dos micas, porfídico. La relación entre ambos no se ha podido establecer. Hacia el sur este granito intruye sobre un granito de grano fino de dos micas, foliado, descrito anteriormente.

A nivel de afloramiento se observa que se trata de un granito de grano fino-medio (1-3 mm), dos micas, porfídico. Aflora en pequeños bolos de 2-3 m o en lajas a ras de suelo que dan lugar a pequeños berrocales. Se pueden observar cuarzos aislados con formas redondeadas de 5-7 mm de diámetro; la biotita es de 1-2 mm, aunque se pueden ver biotitas con un tamaño de 4-5 mm y formas exagonales; la moscovita se presenta en cristales de 3-5 mm con carácter tardío y formas que varían de xenomorfas a subidiomorfas; el carácter porfídico del granito está marcado por la presencia de fenocristales de feldespato potásico con formas rectangulares y con un tamaño de 1-2 cm de largo y 0,5-0,7 cm de ancho. Es muy frecuente observar pequeñas biotitas sobre las cuales se ha desarrollado una orla de moscovita.

Petrográficamente se caracteriza por presentar una textura holocristalina, heterogranular de grano fino a fino-medio, con porfidismo marcado por la presencia de fenocristales de feldespato potásico que pueden alcanzar tamaños de hasta 10 mm.

Los minerales principales son, cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, biotita y moscovita. Como accesorios se observan opacos, apatito, circón y sillimanita. Los minerales de cristalización tardía o secundarios son sericitita, moscovita, clorita, feldespato potásico y rutilo sanguínico y granular.

Para el cuarzo se pueden diferenciar varios según su tamaño y disposición textural:

Cuarzo II: es bastante escaso y sólo se observa en los fenocristales de feldespato potásico encontrándose asociado a los planos de macla de Carlsbad. Presenta formas alargadas con caras concavo-convexas.

Cuarzo III: Es el cuarzo principal de la roca, y se presenta en agregados de varios cristales con una gran variabilidad de tamaños de grano. Tiene extinción ondulante y cierta tendencia a formar subgranos. Es muy pobre en inclusiones y éstas son de circón, apatito acicular y redondeado, biotita y feldespato potásico. Mucho menos frecuentes son las inclusiones de moscovita. Es frecuente observar procesos de corrosión sobre plagioclasa y feldespato potásico.

Cuarzo IV: Es el cuarzo "drop like"; se presenta como inclusiones en el feldespato potásico, en forma de grupos de inclusiones de tamaño similar, formas redondeadas y extinción simultánea normal. Dentro de los cristales de feldespato potásico se concentra en los bordes y, a veces, de forma paralela a las caras de los cristales.

Cuarzo V: Cuarzo de intercrecimiento; dentro de este grupo se incluyen el cuarzo mirmequítico y cuarzo simplectítico.

El feldespato potásico se presenta con diversas formas dependiendo de su tipo de hábito y disposición textural, así se puede diferenciar los siguientes tipos:

Como fenocristales; tienen hábito subhedral o casi euhedral, con un tamaño que no llega a superar 1 cm. Tiene macla de Carlsbad y microclina-Carlsbad. Presenta pertitas tipo "film", "vein" y "patch", y éstas son más frecuentes cuanto mayor es el tamaño del cristal de feldespato potásico. En el mismo sentido varía el tipo de pertita de tipo "film" hacia "patch". Son bastante ricos en inclusiones de otros minerales como cuarzo con diversos hábitos, plagioclasa y biotita que pueden aparecer como inclusiones orientadas de forma paralela a los bordes del cristal, a modo de inclusiones tipo Frasl. También son frecuentes las inclusiones de apatito y circón.

Como componente de la mesostasis, se encuentra en menor proporción que el primero, tiene hábito anhedral a subhedral y su tamaño es siempre inferior a 0,7 mm. Presenta la macla de la microclina y es muy pobre en inclusiones. Dentro de este grupo se incluye un tipo de feldespato potásico muy escaso que se encuentra como pequeñas manchas dentro de las plagioclásas y siempre con extinción simultánea, estas manchas de feldespato potásico probablemente se forman por procesos de sustitución entre ambos minerales.

Otro tipo de feldespato potásico se encuentra en algunas biotitas situado en los planos (001) y con forma de husos. Este feldespato está íntimamente relacionado con procesos de cloritización de la biotita. Llama la atención que este proceso prácticamente sólo se produce en aquellas biotitas que se encuentran como inclusiones en el feldespato potásico.

Para la plagioclasa se pueden diferenciar varios tipos en función de su forma, tamaño y disposición textural, estas son:

- Plagioclasa que se encuentra como componente normal de la mesostasis; puede encontrarse como cristales aislados o como agregados de 2-4 cristales con hábito anhedral a subhedral. Está maclada según albita y más rara es la macla de albita-Carlsbad, su tamaño casi nunca supera 2 mm. Presenta inclusiones de cuarzo y apatitos aciculares.
- También aparece plagioclasa como inclusiones en el feldespato potásico; su tamaño es siempre bastante menor que el de la mesostasis y casi siempre tiene hábito subhedral, con orlas anhédrales albíticas.
- Otra variedad corresponde a albitas de intercrecimiento; aquí se incluyen la albita pertítica y albita generada en los contactos entre feldespato potásico-feldespato potásico que puede ser monocristalina o policristalina.

La biotita se encuentra en cristales o en agregados de 2-4 cristales; tienen un tamaño de 0,5-3 mm, aunque el tamaño más frecuente es inferior a 1 mm. Es de hábito anhedral a subhedral y con un pleocroismo que varía de marrón rojizo, castaño oscuro (Ng, Nm) a marrón claro, amarillo-castaño claro (Np).

Las biotitas tienen inclusiones de minerales accesorios, que se revelan con mayor abundancia en las caras (001). La mayoría son de apatitos y circones que producen halos pleocroicos junto con otros minerales radiactivos no identificables que también los desarrollan.

Su alteración común es la cloritización, aunque en este granito no es muy intensa. Los productos de alteración más frecuentes que acompañan a la clorita son rutilo sagenítico y granular, ilmenita y feldespato potásico. Por otro lado, la biotita está sustituida parcial o totalmente por moscovita que, en ocasiones, hereda las inclusiones de la biotita previa y acumula pequeñas cantidades de minerales opacos sobre los planos de exfoliación.

La moscovita se encuentra con tamaños superiores a los de la biotita, 2-3 mm como más frecuentes. Según su disposición textural se pueden identificar los siguientes tipos:

- a) Moscovita asociada a la transformación de la biotita.
- b) Moscovita asociada a la alteración de la plagioclasa y feldespato potásico.
- c) Moscovitas que engloban agregados de pequeños prismas de sillimanita o fibrolita. En este tipo de moscovita es frecuente observar que también hay inclusiones de cuarzo y feldespato potásico.

Los minerales accesorios más característicos son, el apatito que se presenta con dos hábitos, uno con formas redondeadas y otro en cristales aciculares, siempre se encuentra como inclusión en los minerales principales, y es frecuente en los apatitos con formas redondeadas que tengan inclusiones de circones. El círculo se presenta con formas redondeadas y prismáticas, en estas últimas se pueden observar núcleos redondeados. La sillimanita se encuentra siempre incluida en la moscovita y se presenta en pequeños prismas aciculares o en agregados de fibrolita.

3.1.5. **Granito grano medio a medio-grueso, de dos micas, porfídico (7)**

Este granito aparece al NE de la Hoja, en varios afloramientos (ver mapa geológico). Intruye sobre los materiales metamórficos del Complejo Esquisto-Grauváquico, granitos de grano fino de dos micas foliados y sobre el granito inhomogéneo. Es intruido por los granitos de grano grueso de dos micas, muy porfídicos; granito de grano medio de dos micas, "ala de mosca" (granito de Villar del Buey); granito de grano medio de dos micas, porfídico y por el granito de grano medio de dos micas (granito de Almeida). Aflora en bolas redondeadas de tamaño métrico que dan lugar a pequeños berrocales en las partes altas y hacia la ribera de arroyos y ríos, éstos se acentúan debido al fuerte encajamiento que presenta la red fluvial en esta zona. Presenta una fuerte alteración.

Las características a escala de afloramiento son: se trata de un granito de grano medio-grueso a grueso, dos micas, porfídico. El cuarzo tiene un tamaño medio de 3-5 mm, también aparece como nódulos de cuarzo blanco de 3-4 cm, estos nódulos tienden a aumentar en número según aumenta el contenido en fenocristales de feldespato potásico, a su vez también aumenta el contenido en restitas biotíticas. La biotita es de 2-4 mm, y a veces, presenta finas orlas de moscovita que no la rodean por completo. La moscovita se presenta en grandes placas xenomorfas, en pequeñas secciones romboidales y en las orlas que rodean de forma parcial a la biotita. El carácter porfídico de la roca está marcado por fenocristales de feldespato potásico de 2-4 cm, que presentan secciones rectangulares y hexagonales; éstas últimas muestran zonados remarcados por la presencia de inclusiones de biotitas, a modo de inclusiones tipo "Frasl". El contenido en fenocristales de feldespato potásico es muy heterogéneo.

Por lo general, el granito presenta una foliación marcada por los fenocristales de feldespato potásico. Esta orientación es, preferentemente, según E-O a N110°E°.

Los enclaves que presenta son principalmente de aquellos materiales sobre los que intruye (metamórfico y granito de grano fino, dos micas, foliado).

La fracturación que afecta a este granito es la dominante en esta zona, con fracturas al NE, principalmente N15°E y es frecuente observar estructuras S-C con criterio senestro. Sobre las fracturas intruyen diques de cuarzo que en la mayoría de los casos suelen estar mineralizados con sulfuros.

Los diques que se pueden observar son de cuarzo y pegmatitas, con dirección predominante hacia el NE, paralelos a la fracturación principal.

Petrográficamente el cuarzo se encuentra en agregados intersticiales de grano grueso, fuertemente deformados y transformados en subgranos de tamaño más o menos fino, con extinción ondulante y con los bordes indentados y a menudo, muestran una elongación clara. Las inclusiones son muy escasas y consisten únicamente en pequeños cristales de biotita y apatito. También se encuentran en pequeñas cantidades cuarzos de forma redondeada ("drop like") como inclusiones en feldespato potásico y plagioclasa.

El feldespato potásico forma en fenocristales anhedrales o subhedrales, de entre 0,9 y 2 cm, que aparecen en cantidades variables según las muestras. Suelen presentar la macla de Carlsbad y la de la microclina menos frecuentemente. Son moderadamente pertíticos, con pertitas de tipo "film", "vein" y "patch" en menor medida. Las inclusiones son abundantes,

sobre todo las de plagioclasa subidiomorfa, pero también hay algunas inclusiones de biotita y de cuarzo "drop like"; algunos cristales de moscovita relativamente grandes que aparecen incluidos en estos feldespato potásico parecen haberse formado por alteración. Los fenocristales exhiben una deformación considerable, presentando extinción ondulante, cierto desarrollo de subgranos y fracturas. También se encuentra otro feldespato potásico de menor tamaño (0,4-0,8 mm), con carácter intersticial, anhedral y que no presenta ni maclas ni inclusiones. El feldespato potásico también puede aparecer como pequeñas manchas de sustitución sobre las plagioclásas, como subproducto de la cloritización de la biotita (CHA-YES, 1955), y en los planos de exfoliación de la moscovita.

La plagioclasa constituye cristales con hábitos anhedrales o subhedrales, de tamaño muy variable que normalmente oscila entre 0,15 y 3 mm aunque puede llegar a formar fenocristales de hasta 8 mm. Normalmente presenta la macla de la albita o la de albita y Carlsbad. Los recrecimientos albíticos son muy frecuentes y en general tienen texturas mirmecíticas. Las inclusiones son de biotita, apatito, opacos y cuarzo redondeado. Pueden estar parcialmente transformadas a moscovita que se dispone en un enrejado de pequeños cristales según direcciones reticulares, aunque este proceso se desarrolla muy irregularmente en los distintos cristales, incluso dentro de la misma lámina. La plagioclasa siempre está muy deformada, apreciándose extinción ondulante, formación de algunos subgranos, planos de macla flexionados y fracturación, con relleno de las grietas por cuarzo y feldespato potásico. En algunos casos las plagioclásas forman porfiroclastos rodeados por la foliación.

La biotita se encuentra como cristales individuales anhedrales o subhedrales, de 0,1 a 0,6 mm, aunque algunos sobrepasan ampliamente el milímetro (textura en "ala de mosca") y en agregados de pocos (3-6) individuos. Suele estar ligeramente moscovitizada o cloritizada y las inclusiones que presenta son de apatito y círcón. En general la biotita se dispone según una orientación estadísticamente preferente y puede estar flexionada o kinkada con fuerte extinción ondulante.

La moscovita es un mineral abundante en estas rocas y se forma en cristales de tamaño muy variable, algunos de más de 8 mm. Los cristales más grandes suelen ser poiquiliticos, con abundantes inclusiones de cuarzo; además pueden incluir restos de biotita, apatito y círcón heredados de la biotita de la que parece proceder. Siempre está muy deformada y presenta extinción ondulante, pliegues, kinks, ahusamientos y deslizamientos según los planos de exfoliación.

El apatito es casi un mineral principal y se encuentra como inclusiones en la biotita y en la plagioclasa o como cristales globosos, de hasta 0,5 mm, dispersos en la mesostasis. Estos últimos tienen abundantes inclusiones de círcón.

Es frecuente observar agregados fibrolíticos de sillimanita con biotita o como cristales de hábito prismático alargado incluidos en la moscovita.

3.1.6. **Granito de grano grueso, dos micas, muy porfídico (8)**

Este granito aflora al S de Salcé, en la ribera del embalse de Almendra en un pequeño afloamiento y en el límite de Hoja con Almeida (424) a la altura de las coordenadas UTM, X=

736.000; Y= 4.568.400, también es muy frecuente encontrar pequeños afloramientos de este granito bajo la cota de agua del embalse (730 m). El granito se encuentra muy relacionado con el granito descrito anteriormente, al cual intruye, siendo frecuente encontrar enclaves de aquel. El contacto entre ambos granitos es muy neto y suele estar marcado por una acumulación de biotita. De forma puntual se puede observar cómo el contacto tiene forma sinuosa y los fenocristales de feldespato potásico se encuentran orientados paralelamente a dicho contacto. Aflora en grandes bolos redondeados que dan lugar a la formación de berrocales.

A escala de afloramiento se trata de un granito de grano grueso de dos micas, muy porfídico. El cuarzo tiene un tamaño muy heterogéneo, variando entre 3-7 mm, también se observan nódulos de cuarzo blanco de 3-4 cm, estos nódulos tienden a aumentar en número según aumenta el contenido en fenocristales de feldespato potásico, a su vez también aumenta el contenido en restitas bióticas. La biotita es de 2-4 mm, a veces, presenta finas orlas de moscovita que no la rodean por completo. La moscovita se presenta en grandes placas xenomorfas, en pequeñas secciones romboidales y en las orlas que rodean de forma parcial a la biotita. El carácter porfídico de la roca está marcado por la gran abundancia de fenocristales de feldespato potásico de 2-5 cm. Presentan secciones rectangulares y exagonales, y estas últimas muestran zonados remarcados por inclusiones de biotita, a modo de inclusiones tipo Frasl.

Por lo general, el granito presenta una foliación marcada por los fenocristales de feldespato potásico. Esta orientación es, preferentemente, según E-O a N110°E/80°. Otra característica de estos afloramientos es la presencia de pequeñas cizallas con estructuras S-C conjugadas.

Los enclaves que presenta son principalmente del granito de grano medio a medio-grueso, dos micas, porfídico.

La fracturación que afecta a este granito es la dominante en esta zona, con fracturas al NE, principalmente N15°E, es frecuente observar estructuras S-C con criterio sinistro. Sobre las fracturas intruyen diques de cuarzo que en la mayoría de los casos suelen estar mineralizados con sulfuros.

Los diques que se pueden observar son de cuarzo y pegmatitas, con dirección predominante hacia el NE, paralelos a la fracturación principal.

Texturalmente se trata de un granito holocrystalino, heterogranular, porfídico con deformación y recristalización.

Los minerales principales son cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, biotita y moscovita. Como minerales accesorios se encuentran opacos, apatito, circón, sillimanita y cordierita. Los secundarios o minerales de cristalización tardía son sericitita, moscovita, clorita, rutilo sagenítico y feldespato potásico.

Dentro del cuarzo se pueden diferenciar varios tipos según las características texturales que presente:

El cuarzo principal de la roca y se presenta con hábito anhedral, en cristales aislados o bien en agregados de 2-3 cristales. Muestra señales de deformación como extinción ondulante y fenómenos de poligonización que llegan a dar subgranos. También se pueden observar bandas donde el cuarzo presenta una mayor deformación; aquí el cuarzo tiene formas alargadas, a modo de ribbons, con los bordes suturados y reducción del tamaño de grano. Es en estas zonas donde se pueden apreciar fenómenos de recristalización en el cuarzo con formas poligonales y puntos triples de unión. Este tipo de cuarzo es pobre en inclusiones y las que se observan son de apatito, circón, biotita y feldespato potásico principalmente, aunque también se aprecian pequeños cristales de moscovita.

Cuarzo de intercrecimiento, típico de procesos reaccionales postmagnéticos. Dentro de este grupo se incluye el cuarzo simplectítico, desarrollado en los bordes de los grandes cristales de moscovita.

El feldespato potásico se presenta en cristales aislados o en agregados, generalmente de hábito anhedral en la mesostasis y como fenocristales de hábito subhedral. El tamaño es muy variable de 1 a 7 mm. Suele estar maclado según microclina y los fenocristales según la ley de la microclina-Carlsbad. Este feldespato potásico es muy pertítico, y las principales pertitas son del tipo "film", y "vein"; esta última corta a la primera. Menos frecuentes son las pertitas tipo "patch". Las inclusiones que presenta son de plagioclasa y biotita.

Se puede diferenciar otro tipo de feldespato potásico que se encuentra como manchas de formas irregulares dispuestas sobre la plagioclasa y con extinción simultánea. Este tipo de feldespato potásico es muy escaso y se encuentra afectado por procesos de moscovitización.

Por último, se puede diferenciar un feldespato potásico de origen secundario, que se encuentra en cantidades muy reducidas y asociado a procesos de cloritización de la biotita.

Dentro de la plagioclasa se pueden diferenciar varios tipos atendiendo a su disposición textural:

Plagioclasa I: Aparece como componente normal de la mesostasis y puede encontrarse como cristales aislados o como agregados de 2-4 cristales con hábito anhedral a subhedral. Está maclada según la ley de la albita siendo más rara la macla de albita-Carlsbad. Su tamaño casi nunca supera 2 mm. Presenta inclusiones de cuarzo, apatitos aciculares. Su composición varía de albita a oligoclásica ácida.

Plagioclasa II: Se presenta como inclusiones en el feldespato potásico y su tamaño es siempre bastante menor que el de la plagioclasa de la mesostasis. Casi siempre tiene hábito subhedral. No se observa que presente una orientación dentro de los cristales de feldespato potásico.

La biotita se encuentra en cristales aislados o en agregados de dos o tres cristales, con un tamaño medio de 1-2,5 mm. El hábito que presenta es subhedral a anhedral y tiene un pleocroismo que varía de marrón rojizo o castaño muy oscuro (Ng, Nm) a amarillo claro (Np).

Las biotitas tienen inclusiones de minerales accesorios, que se observan con mayor abundancia en las caras (001). Principalmente son apatitos y circones, estos últimos producen halos pleocroicos.

El proceso de alteración común es la cloritización, aunque en este granito no es muy intensa, los productos de alteración más frecuentes que acompañan a la clorita son rutilo sageítico y granular, ilmenita y feldespato potásico. Por otro lado, la biotita está sustituida parcial o totalmente por moscovita que, en ocasiones, hereda las inclusiones de la biotita previa y acumula pequeñas cantidades de minerales opacos sobre los planos de exfoliación (001).

La moscovita se encuentra con tamaños superiores a los de la biotita, 2-3 mm como más frecuentes. Según su disposición textural se pueden identificar los siguientes tipos:

- Moscovita asociada a la transformación de la biotita.
- Moscovita asociada a la alteración de la plagioclasa y feldespato potásico.
- Moscovitas que engloban agregados de pequeños prismas de sillimanita o fibrolita. En este tipo de moscovita es frecuente observar que también hay inclusiones de cuarzo y feldespato potásico.

Los minerales accesorios más característicos son el apatito que presenta dos tipos de hábitos, uno con formas redondeadas y otro como cristales aciculares. Siempre se encuentra como inclusión en los minerales principales, es frecuente que los apatitos con formas redondeadas tengan inclusiones de circones. El circón se presenta con formas redondeadas y prismáticas que pueden alcanzar un tamaño de 0,2 mm, y en estas últimas se pueden observar núcleos redondeados. La sillimanita se encuentra siempre incluida en la moscovita y se presenta en pequeños prismas aciculares, o en agregados de fibrolita. Por último, el mineral más característico de este granito es la cordierita, la cual se encuentra completamente transformada en agregados de micas.

3.1.7. **Granito de grano grueso, dos micas, con textura "ala de mosca" Villar del Buey-Grandes (9)**

Bajo esta denominación se agrupan los granitos pertenecientes al macizo de Grandes y Villar del Buey, debido a que ambos guardan semejanzas texturales importantes. Sin embargo a continuación serán descritos individualmente para así poder remarcar en cada uno de ellos sus propias características tanto de afloramiento como petrográficas.

Granito de grano medio a grueso con biotita y textura "ala de Mosca":

El afloramiento principal de esta roca se extiende por la parte central de la Hoja, desde la presa del embalse de La Almendra hacia Villarino para seguir desde allí, constituyendo una franja más estrecha, hasta el borde S de la Hoja. Otros afloramientos de menor extensión están situados: 1) al SO de Villarino, formando una mancha alargada en las proximidades de la citada anteriormente; 2) al S de Almendra, donde también aflora como una franja estrecha

cha que se alarga en dirección más o menos paralela a la carretera de Vitigudino a Trabanca; 3) al S y al E de El Manzano; y 4) en el borde SE de la Hoja.

Intruye al NO en los materiales metamórficos del Complejo Esquisto-Grauváquico y en los gneises glandulares con contactos intrusivos netos. En los materiales del Complejo existen multitud de diques de composición granítica, de potencias y longitudes variables, que son similares en su mineralogía y su estructura a este Granito de Grandes.

Está intruido por el granito tipo Villar de Peralonso, con el que puede tener contactos netos o graduales; en este último caso, especialmente en el afloramiento situado más al O, dicho contacto consiste en una amplia zona en la que multitud de pequeños diques del granito tipo Villar de Peralonso están cortando al granito de Grandes, de manera que el límite cartográfico entre ambos tipos de rocas se ha establecido en función del predominio de una u otras. Con el Granito Inhomogéneo sus contactos son graduales, y a veces posee enclaves difusos de aquél. MARTÍNEZ FERNÁNDEZ (1974b) los engloba en el "Grupo II: Leucogranitos y granitos de dos micas, facies de grano grueso ± fenocristales".

Suele presentar muy buenos afloramientos: extensos berrocales constituidos por bolos anchos que pueden llegar a tener varios metros de altura, sobre todo en las pocas zonas donde el diaclasado se encuentra más espaciado. Sin embargo, en las proximidades del contacto gradual con los granitos tipo Villar de Peralonso es más frecuente encontrar lanchares planos y bolos de menor altura.

Mineralógicamente tiene una composición banal: es un granito fundamentalmente biotítico con moscovita subordinada (en parte secundaria). Texturalmente pueden distinguirse algunas subfacies en función del tamaño de grano y del grado de porfidismo. Así, la facies que se puede considerar "común" tiene un tamaño de grano medio, es inequigranular y ocasionalmente porfídica; las biotitas son un poco más grandes que en el granito de Villar de Peralonso (3 mm), y los cristales de feldespato potásico, que son los minerales que alcanzan un tamaño mayor, suelen tener entre 4 y 5 mm; localmente se pueden observar zonas holofeldespáticas rodeadas por schlierens biotíticos de aspecto restítico. La facies de tamaño de grano grueso se caracteriza porque en ella los cristales de feldespato potásico llegan a alcanzar 1 cm de longitud (los fenocristales alcanzan 1,5 ó 2 cm) y los de biotita 0,5 cm, y por lo que es más frecuente que sea algo porfídica.

Los enclaves, que aunque no son muy abundantes siempre están presentes, son fundamentalmente restíticos y son similares a los schlierens biotíticos (con cantidades variables de moscovita). Como xenolitos aparecen enclaves de los materiales metamórficos del Complejo Esquisto-Grauváquico y esporádicamente otros de naturaleza leucogranítica con moscovita y fenocristales de cuarzo. De manera menos frecuente, también se pueden observar enclaves de un granito biotítico de grano fino que presenta siempre una foliación muy marcada. En el sector de Sardón de Los Frailes, en el área cartografiada como Granito Inhomogéneo, aparecen algunos retazos del Granito de Grandes que contienen enclaves de tamaño decamétrico de rocas básicas; estas rocas tienen xenocristales pertenecientes al Granito de Grandes, lo cual evidencia una relación entre ellas que hace que estos enclaves no se consideren xenolitos.

Al microscopio muestra una textura alotriomorfa inequigranular, de grano grueso y ligera tendencia porfídica debida a la presencia de fenocristales de feldespato potásico; son frecuentes los lechos o niveles de agregados de biotita, moscovita y fibrolita/sillimanita que posiblemente representen restos de materiales resistentes al proceso de fusión.

Son minerales esenciales cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, biotita y moscovita; accesorios, apatito, opacos, circón, sillimanita/fibrolita, andalucita, pseudomorfos de cordierita y turmalina; como secundarios aparecen sericita, moscovita, clorita, ilmenita, rutilo, feldespato potásico, leucoxeno, óxidos de hierro, biotita verde, carbonatos, zoisita/clinozoisita, esfena y fluorita.

El cuarzo forma grandes agregados de aspecto globoso que pueden llegar a sobrepasar 1 cm de diámetro, que engloban y corroen a los minerales cristalizados con anterioridad. El feldespato potásico, microclina, aparece formando fenocristales subautomorfos (1 cm) poiquiliticos, o cristales anhedrales en la matriz, y son más pertíticos en el primero de los casos; corroen y sustituyen a las plagioclásas. La plagioclasa forma cristales anhedrales que se disponen aislados o en agregados y, en menor proporción, cristales subhedrales; frecuentemente los cristales muestran un débil zonado composicional normal; suele estar corroída por cuarzo y feldespato potásico y sustituida por este último; en contacto con el feldespato potásico suelen desarrollarse mirmequitas, y en los contactos entre cristales de este último mineral suelen formarse coronas albiticas; se altera a moscovita, sericita, carbonatos, fluorita y zoisita/clinozoisita. La biotita forma cristales que se disponen aislados o en agregados y que son muy pleocroicos y muy ricos en halos radiactivos; se altera a esfena, clorita y feldespato potásico. La moscovita suele ser el mineral de mayor tamaño; frecuentemente crece asociada a biotita, en continuidad óptica o no, y a plagioclasa; suele mostrar hábitos blásticos y posiblemente sea toda de cristalización tardía o secundaria; los cristales de mayor tamaño incluyen casi siempre sillimanita. Se encuentran también algunos relictos de andalucita, transformada a moscovita, y pseudomorfos de cordierita, que aparecen en cantidades muy variables de unas muestras a otras.

Petrográficamente se pueden diferenciar dos tipos de enclaves en base a su composición y mineralogía: de tipo restitivo y de tipo granítico, alguno de los cuales muestra evidencias de cristalización rápida.

Granito de grano grueso, dos micas, "Ala de Mosca" (Granito de Villar del Buey)

Se encuentra en la esquina NE de la Hoja, aflora en una pequeña superficie, continuándose hacia el E por la Hoja de Almeida (424) y hacia el N por la Hoja de Muga de Sayago (395). Las rocas con las que se encuentra en contacto son: dentro de esta Hoja está completamente rodeado por el granito de Almeida, este último intruye sobre el granito de Villar del Buey. Dentro de la Hoja de Fermoselle se encuentra en contacto en su parte NO con un granito de dos micas, grano medio y porfídico, la relación entre ambos es de intrusión del granito porfídico sobre el granito de Villar del Buey. Hacia el SO y S está en contacto con un granito de grano medio-grueso, dos micas, porfídico sobre el cual intruye.

A nivel de afloramiento se observa que se trata de un granito de grano grueso, de dos micas con textura "ala de mosca". Aflora muy mal debido a la alteración, los afloramientos tiene

morfología en bolos de tamaño métrico, aislados y no llegan a dar berrocales. El cuarzo tiene un tamaño de 5-7 mm, con formas redondeadas. La biotita tiene un tamaño de 4-7 mm como tamaño más frecuente, y el hábito que presenta varía de xenomorfo a subidiomorfo y suelen tener finas orlas de moscovita. La moscovita se encuentra en grandes placas xenomorfas que pueden alcanzar los 10 mm, a veces estas moscovitas tienden a dar formas romboidales y suelen tener inclusiones de pequeñas biotitas; otra forma de observar la moscovita es con formas romboidales de 3-5 mm. Esporádicamente se observan fenocristales de feldespato potásico de 1-2 cm y forma rectangular.

Los enclaves que se encuentran son de dos tipos, ambos pertenecen a granitos y son:

- a) Granito de grano medio-fino, dos micas, no porfídico.
- b) Granito de grano medio-grueso, dos micas, porfídico, que pertenecen al granito que se encuentra al sur de este macizo. Los fenocristales de feldespato potásico se encuentran orientados con direcciones N100°E a N160°E.

En la parte norte del macizo se pueden observar orientaciones marcadas por la biotita según N80°-100°E/90°.

Texturalmente es un granito holocrystalino, heterogranular de grano medio a medio-grueso. Los minerales principales son cuarzo, feldespato potásico (microclina), plagioclasa (An_{0-10}), biotita y moscovita. Como mineralogía accesoria destacan opacos, apatito, círcón, rutilo, óxidos, sillimanita ("fibrolita"). Los minerales secundarios más frecuentes son clorita, feldespato potásico, moscovita, sericita y rutilo sagenítico.

El cuarzo principal se presenta en agregados de formas irregulares, con extinción ondulante y tendencia a dar subgranos. Como inclusiones tiene feldespato potásico, biotita, apatito, círcón.

Hay también cuarzo de intercrecimiento, que es un cuarzo típico de procesos reaccionales postmagmáticos. Dentro de este grupo se puede incluir el cuarzo mirmequítico generado por procesos de reacción entre feldespato potásico en contacto con plagioclasa.

El feldespato potásico es microclina. Se presenta en cristales aislados o en agregados de varios cristales a veces con carácter intersticial y de hábito anhedral a subhedral. Rara vez presenta la macla de microclina y es muy poco o nada pertítico. No desarrolla mirmequitas sobre las plagioclásas. Como inclusiones tiene cuarzo, plagioclasa, biotita.

Ocasionalmente se observa algún fenocristal de feldespato potásico de 10-12 mm que presenta macla de microclina. Son muy ricos en inclusiones de plagioclasa, cuarzo, biotita, moscovita, las cuales se disponen a modo de texturas tipo "Frasl". La biotita presenta orlas de moscovita con la misma extinción.

Un fenómeno frecuente en todos los granitos de esta zona es la corrosión y sustitución de las plagioclásas por feldespato potásico, encontrándose el feldespato potásico con formas irregulares en el centro de la plagioclasa y, a veces, en los bordes.

Otro tipo de feldespato potásico de carácter secundario, es el desarrollado a partir de la cloritización de la biotita. Se encuentra con forma de huso entre los planos de exfoliación (001) de la micas.

La plagioclasa se presenta en cristales aislados o en agregados de 2-4 individuos de hábito anhedral a subhedral, de tamaño variable, observándose cristales de 4-6 mm. El contenido en anortita es de 0-10%, casi siempre es albita, en algún caso llega a tener An_{12} . Tiene la macla de la albita.

Las plagioclasas sufren procesos de sericitización y moscovitización variando en intensidad de unos cristales a otros.

Presenta procesos de sustitución por feldespato potásico, descritos anteriormente. Como inclusiones tiene cuarzo, biotita, apatito.

MARTÍNEZ FERNÁNDEZ (1974) describe dos tipos de plagioclasas, unas de hábito subhedral, corroídas por albita y microclina, con los contenidos más altos en anortita y otras que son albitas blásticas con valores muy bajos de An, que son más tardías que la microclina.

La biotita se encuentra en cristales aislados, rara vez como agregados de 2-4 individuos, de hábito anhedral a subhedral (tabular) con un pleocroismo que varía de marrón rojizo o castaño oscuro (Ng, Nm) a amarillo claro (Np).

Como inclusiones tiene opacos, apatitos y circones. Estos últimos producen halos pleocroicos al igual que otros minerales radiactivos que también los desarrollan.

La cloritización varía en intensidad de unas láminas a otras, dando como subproductos feldespato potásico, rutilo sagenítico, leucoxeno e ilmenita. Otro proceso que se puede observar es la moscovitización, la cual es importante.

La moscovita en su totalidad presenta un carácter tardío-blástico, encontrándose en una proporción mayor o igual que la biotita. Se presenta en cristales de tamaño muy variable, de hábito anhedral-subhedral.

Se pueden diferenciar varios tipos de moscovita según a los minerales a los que este asociada:

- Moscovita asociada a las plagioclasas; suele tener un tamaño pequeño, formas alargadas y disposición principalmente según los planos de macla de la albita (001) o según los planos de exfoliación (010).
- Moscovita asociada a la biotita; ambas presentan la misma extinción. Estas moscovitas presentan inclusiones de apatitos, opacos y circones, y algunas de ellas son muy ricas en estos últimos. Se presentan en grandes placas, que suelen desarrollar bordes simlectíticos.
- Moscovita asociada a sillimanita. Estas aparecen en grandes placas y en su interior conservan pequeños restos de sillimanita. Tienen inclusiones de cuarzo y desarrollan bordes simlectíticos (EVANS, 1965).



Como minerales accesorios mas característicos se encuentran el apatito que se presenta en pequeños prismas aciculares, idiomorfos incluidos en los minerales principales o como cristales xenomorfos-redondeados de 0,3 a 0,5 mm que tienen inclusiones de circones. Suelen estar como inclusiones en micas y feldespatos. Los circones tienen hábito prismático y en ellos se suelen reconocer núcleos redondeados o bien tienen formas redondeadas. Se presentan como inclusiones en todos los minerales. La sillimanita se presenta en dos formas, como sillimanita fibrolítica y como prismas de hábito acicular, siempre se encuentra incluida en la moscovita.

3.1.8. **Granitos de dos micas homogéneos y tamaño de grano fino a medio (facies tipo Villar de Peralonso) (10)**

Ocupa principalmente la parte centro-sur de la Hoja. Otros afloramientos de menor extensión están situados al S de la localidad de Monleras, en el borde SE, y en las proximidades y al SO de Villarino.

Aflora formando, bien berrocales en los que los bolos raramente superan el metro de altura (máximo 4 m), bien lanchares subhorizontales en cuyo caso los afloramientos son de peor calidad. En el afloramiento central, en las proximidades del borde S de la Hoja, se encuentran las mayores altitudes de la misma; esta característica de constituir un relieve diferencial positivo sobre las rocas que la rodean es habitual en el granito tipo Villar de Peralonso.

En relación con trabajos regionales anteriores, este granito está incluido por MARTÍNEZ FERNÁNDEZ (1974b) en el Grupo IIc: leucogranitos de dos micas en macizos alóctonos o intrusivos en diques dentro de los granitos anteriores.

Está constituido por un granito leucocrático de grano fino a medio, ocasionalmente porfídico, de textura inequigranular. Sus características en muestra de mano son: las coloraciones rosadas que adquieren frecuentemente los feldespatos; los pequeños cristales de biotita que son los principales marcadores de la foliación; y las placas de moscovita, que son normalmente mayores que los cristales de biotita y que no están orientadas, puede haber algún fenocristal de feldespato potásico, que no supera 2 cm de longitud, pero ocasionalmente en áreas reducidas llega a ser habitual su presencia (proximidades del cerro Blancas). Tiene variaciones en el tamaño de grano, desde fino a medio, que son más frecuentes en los bordes, donde también se nota a veces un ligero enriquecimiento en moscovita. Localmente llega a ser inhomogéneo y se caracteriza entonces por una mayor abundancia de fenocristales de feldespato (pequeños, aislados, subidiomorfos o redondeados), y existencia de schlierens que conservan estructuras de bandas de cizalla.

Si bien las rocas que conforman estos tres macizos son similares de visu y petrográficamente, existen unas características específicas de cada uno de ellos que serán descritas por separado.

Macizo Central

En todo su borde N y en el SO el contacto con el granito en el que intruye, granito de Grandes, es intrusivo y neto, mientras que su contacto por el O es mecánico. El contacto

en el sector sur-oriental de este macizo con el granito inhomogéneo es asimismo mecánico.

Es de destacar la presencia en el interior de este macizo de grandes enclaves de los granitos de La Peña y de Grandes. En el primero de los casos sus dimensiones son decamétricas a kilométricas, y es habitual comprobar en los bordes de los enclaves cómo el granito tipo Villar de Peralonso intruye sobre el granito de La Peña como multitud de diques de pequeño espesor. El gran enclave del granito de Grandes, unos 6 km. de largo, presenta siempre contactos netos con el de Villar de Peralonso.

Sector al SO de Villarino

Es en esta zona donde se dan los contactos más complejos entre este granito tipo Villar de Peralonso y el granito de Grandes. Si bien los contactos entre estas dos rocas son siempre netos, al norte de la carretera de Trabanca a Pereña el granito tipo Villar de Peralonso intruye sobre el granito de Grandes en forma de haces de diques de anchuras variables que dejan entre ellos retazos de tamaño considerable de esta última roca. Por ello, el trazado cartográfico del contacto entre ambos granitos se ha situado donde los retazos del granito de Grandes ya tienen un tamaño relativamente pequeño y son menos abundantes.

En este macizo además de existir enclaves surmicáceos y restíticos, están presentes también enclaves kilométricos, hectométricos y decimétricos del "Granito biotítico porfídico de grano medio foliado" (Macizo de La Peña), entre los que cabe destacar por su tamaño el situado en las proximidades de Villar de Samaniego; y otros decimétricos a decamétricos, alguno de ellos cartografiable, del Granito de Grandes.

Solamente se han observado enclaves surmicáceos: pequeños grumos biotíticos (2 cm a 4 cm) y raramente alguno sólo moscovítico de dimensiones similares. Normalmente está cortado por pequeños diques pegmatíticos (2 cm a 5 cm de potencia). Su orientación más frecuente es E-O.

En base a las relaciones geométricas de campo que se han descrito entre el Granito Inhomogéneo, el Granito de Grandes y esta "facies tipo Villar de Peralonso", parece lógico pensar que esas relaciones son también genéticas, y se puede aventurar que estas tres rocas corresponden a los productos de la fusión de los gneises glandulares y los leucogneises, y que se han emplazado en distintos niveles y con distintos grados de aloctonía.

Al microscopio muestra una textura alotriomorfa inequigranular algo microporfídica, con variaciones en el tamaño de grano de todos los componentes. Sus minerales esenciales son cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, biotita y moscovita; accesorios son apatito, circón, opacos, rutilo, sillimanita, fibrolita y turmalina; como secundarios aparecen clorita, sericitita, opacos, moscovita, leucoxeno, óxidos de hierro, rutilo e ilmenita.

El cuarzo forma casi siempre agregados de aspecto globoso de cristales anhedrales y tiene un poder corrosivo sobre minerales anteriormente cristalizados relativamente intenso; forma

también falsas inclusiones redondeadas en plagioclásas y feldespato potásico que muestran una extinción común entre ellas y con el cuarzo exterior, que deben estar originadas por corrosión; raramente está incluido en otros minerales. El feldespato potásico, microclina es subhedral en los escasos fenocristales (menores de 1 cm) y anhedral en la mesostasis; es poco o nada pertítico, corroe y sustituye a la plagioclasa y está corroído por el cuarzo. La plagioclasa forma cristales anhedrales o subhedrales que se disponen de manera aislada o formando agregados o, localmente, microfenocristales; presenta a veces un ligero zonado compositonal normal, y frecuentemente los cristales tienen una corona externa de feldespato potásico. La biotita forma cristales pequeños (hasta 4 mm) intensamente pleocroicos (pardo a marrón oscuro) que se disponen de manera aislada o formando agregados de pocos individuos; es rica en halos radiactivos, está corroída por el cuarzo y los feldespatos, y su alteración consiste más en una decoloración que en cloritización. La moscovita es más abundante que la biotita y de mayor tamaño que los demás componentes de la roca; suele crecer en continuidad cristalográfica con biotitas y muestra hábitos subautomorfos o poiquiloblasticos; los cristales de mayor tamaño suelen incluir sillimanita. Localmente aparece turmalina de aspecto blástico que engloba feldespato potásico u biotita.

3.1.9. **Granito de grano medio, dos micas, porfídico (11)**

Este granito aflora en una pequeña extensión en la esquina NE de la Hoja, se puede observar principalmente entre los kilómetros 45 y 46 de la carretera comarcal 527 y en un dique que intruye sobre el granito de Villar del Buey. Aflora en bolos aislados con forma redondeada que no dan berrocales. Las relaciones que presenta con los granitos con los que está en contacto son de intrusión sobre todos ellos, presentando así un carácter tardío con relación al resto de los granitos de esta zona.

Las características más destacables a escala de afloramiento son: se trata de un granito de grano medio, dos micas, porfídico, la densidad y el hábito de los fenocristales de feldespato potásico es diferente al de otros granitos porfídicos de esta Hoja, diferenciándose claramente unos de otros. El carácter porfidico está marcado por la presencia de fenocristales de feldespato potásico de 3-5 cm como tamaño más frecuente, presentan principalmente formas exagonales con zonados, a veces, marcados por la inclusión de biotitas a modo de inclusiones "Frasl". El cuarzo es de 2-5 mm de diámetro. La biotita es de 2-3 mm y la moscovita presenta un tamaño muy variable de 2-7 mm, en general, siempre con un tamaño mayor que la biotita y con hábito xenomorfo a subidiomorfo, con cierta tendencia a dar formas romboidales.

Se encuentra afectado por fracturas de dirección N20°E, a favor de las que intruyen diques de cuarzo. También se pueden observar fenómenos de episienitización sobre el granito a lo largo de las fracturas y con pocos metros de anchura.

Texturalmente se trata de un granito holocrystalino, heterogranular de grano medio, porfídico, deformativo-recristalizado.

Los minerales principales son cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, biotita y moscovita. Como accesorios se encuentran opacos, apatito, círcón, sillimanita y xenotima (?). Los mine-

rales que pertenecen al grupo de secundarios son sericita, moscovita, clorita y rutilo sagenítico.

Dentro del cuarzo se pueden diferenciar varios tipos según las características texturales que presente, siguiendo la nomenclatura de SCHERMERHORN (1956) son:

Cuarzo II

Es el cuarzo que aparece como inclusiones en el feldespato potásico principalmente y de forma más rara en la plagioclasa. Presenta formas alargadas con bordes concavos-convexos, extinción normal y suele estar asociado al plano de macla de Carlsbad del feldespato potásico. Es poco frecuente.

Cuarzo III

Es el cuarzo principal de la roca. Se presenta con hábito anhedral, en cristales aislados o bien en agregados de 2-3 cristales. Muestra señales de deformación como extinción ondulante y fenómenos de poligonización que llegan a dar subgranos; también se puede observar bandas donde el cuarzo presenta una mayor deformación, y aquí el cuarzo tiene formas alargadas, a modo de ribbons, con los bordes suturados, reducción más importante del tamaño de grano y es en estas zonas donde se pueden apreciar fenómenos de recristalización en el cuarzo con formas poligonales y puntos triples de unión. Este tipo de cuarzo es pobre en inclusiones y son de apatito, circón, biotita y feldespato potásico principalmente, aunque también se aprecian pequeños cristales de moscovita.

Cuarzo IV

Cuarzo de tipo “drop-like” que se presenta como inclusiones en el feldespato potásico, en forma de grupos de tamaño similar, con formas redondeadas y extinción simultánea.

Cuarzo V

Es un cuarzo de intercrecimiento típico de procesos reaccionales postmagmáticos. Dentro de este grupo se puede incluir el cuarzo mirmequítico generado por procesos de reacción entre feldespato potásico en contacto con plagioclasa. En este granito son escasas este tipo de texturas y están poco desarrolladas.

El feldespato potásico se presenta en cristales aislados o en agregados, generalmente de hábito anhedral en la mesostasis y como fenocristales de hábito subhedral. El tamaño es muy variable de 1 a 7 mm. Suele estar maclado según la ley de la microclina y los fenocristales según las leyes de la microclina-Carlsbad. Este feldespato potásico es muy pertítico, y las principales pertitas son del tipo “film”, y “vein”; estas últimas cortan a las primeras. Menos

frecuentes son las pertitas tipo “patch”. Las inclusiones que presenta son de cuarzo, plagioclasa, biotita y, a veces, de pequeños cristales de feldespato potásico.

Se puede diferenciar otro tipo de feldespato potásico que se encuentra como manchas de formas irregulares dispuestas sobre la plagioclasa y con extinción simultánea. Este tipo de feldespato potásico también se encuentra afectado por procesos de moscovitización.

Por último, se puede diferenciar un feldespato potásico de origen secundario, se encuentra en cantidades muy reducidas y asociados a procesos de cloritización de la biotita.

Para la plagioclasa se pueden diferenciar varios tipos atendiendo a su disposición textural:

Plagioclasa I

Es el tipo común de la mesostasis y puede encontrarse como cristales aislados o como agregados de 2-4 cristales con hábito anhedral a subhedral. Está maclada según la albita y es más rara la macla de albita-Carlsbad. Su tamaño casi nunca supera 2 mm. Presenta inclusiones de cuarzo y apatitos aciculares. Su composición varía de albita a oligoclásica ácida.

Plagioclasa II

Se encuentra como inclusiones en el feldespato potásico, su tamaño es siempre bastante menor que el de la plagioclasa de la mesostasis y casi siempre tiene hábito subhedral. No se observa que presente una orientación dentro de los cristales de feldespato potásico.

Plagioclasa III

Son albitas de intercrecimiento y aquí se incluyen la albita pertítica y albita generada en los contactos entre feldespato potásico-feldespato potásico que puede ser monocristalina o policristalina.

La biotita se encuentra en cristales aislados o en agregados de dos o tres cristales con un tamaño de 1-2,5 mm como más frecuente. El hábito que presenta es subhedral a anhedral y con un pleocroismo que varía de marrón rojizo o castaño muy oscuro (Ng, Nm) a amarillo claro (Np).

Las biotitas tienen inclusiones de minerales accesorios, que se revelan con mayor abundancia en las caras (001): apatitos y circones que producen halos pleocroicos y otros minerales radiactivos no identificables que también los originan.

Su alteración común es la cloritización, aunque en este granito no es muy intensa. Los productos de alteración más frecuentes que acompañan a la clorita son rutilo sagenítico y granular, ilmenita y feldespato potásico. Por otro lado, la biotita está sustituida parcial o total-

mente por moscovita que, en ocasiones, hereda las inclusiones de la biotita previa y acumulativamente las pequeñas cantidades de minerales opacos sobre los planos de exfoliación (001).

La moscovita se encuentra con tamaños superiores a los de la biotita, 2-3 mm como más frecuentes. Según su disposición textural se pueden identificar los siguientes tipos:

- a) Moscovita asociada a la transformación de la biotita.
- b) Moscovita asociada a la alteración de la plagioclasa y feldespato potásico.
- c) Moscovitas blásticas que engloban agregados de pequeños prismas de sillimanita o fibrolita. En este tipo de moscovita es frecuente observar que también tiene inclusiones de cuarzo y feldespato potásico.

Los minerales accesorios más característicos son el apatito que presenta dos hábitos, uno con formas redondeadas y otro en cristales aciculares. Siempre se encuentra como inclusión en los minerales principales y es frecuente que los apatitos con formas redondeadas tengan inclusiones de circón. El circón se presenta con formas redondeadas y prismáticas y en estas últimas se pueden observar núcleos redondeados. La sillimanita se encuentra siempre incluida en la moscovita y se presenta en pequeños prismas aciculares o en agregados de fibrolita.

3.1.10. **Macizo de Almeida (12)**

Se encuentra situado al E de la Hoja, continuándose al N por la Hoja de Muga de Sayago (395) y al E por la Hoja de Almeida (424). Los materiales con los que se encuentra en contacto son granitos y su relación es de intrusión sobre todos ellos. Estos granitos son: granito de grano grueso de dos micas, "ala de mosca", (macizo de Villar del Buey), pudiéndose ver las relaciones de intrusión al S de la localidad, en el curso de la Rivera de las Suelgas, el granito de grano medio a medio-grueso, de dos micas, porfídico y granito inhomogéneo.

A escala afloramiento se trata de un granito de grano medio de dos micas, algo heterogéneo en cuanto al contenido en fenocristales de feldespato potásico, presentando carácter porfídico en unas zonas y en otras no. Aflora en bolos redondeados que dan lugar a berrocales. El cuarzo tiene un tamaño de grano de 2-5 mm, aunque se observan cuarzos con formas redondeadas de 10-15 mm y nódulos que alcanzan los 7 cm. La biotita es de 2-4 mm, con hábito xenomorfo a subidiomorfo. La moscovita se presenta en secciones de tendencia romboidal de 2-5 mm o bien en grandes placas xenomorfas de hasta 10 mm. Los fenocristales de feldespato potásico tienen un tamaño de 2-3 cm y en determinadas zonas se observa cómo no están bien definidos, mientras que en otras sí lo están y dan un cierto carácter porfídico al granito. También se puede observar concentraciones de turmalina.

Los enclaves que se pueden encontrar, son restitas biotíticas sobre las cuales se puede apreciar como se ha desarrollado moscovita tardía. También hay enclaves del granito del Villar del Buey, en los alrededores del contacto de ambos granitos y enclaves del granito de Villamor de Cadozos (granito de grano fino) y enclaves metamórficos.

Las fracturas que presenta tienen direcciones al NE (N20°E, N40°E) principalmente y suelen producirse fenómenos de episienitización así como pequeñas surgencias de aguas termales, a favor de ellas como sucede al SO de Almeida, en un pequeño balneario abandonado llamado "Hervideros de San Vicente". Presenta un fuerte diaclasado de dirección N10°E/65°E, bien visible en los alrededores de Almeida y hacia el sur. El granito presenta de forma dispersa orientaciones según E-O a N100°E, marcadas por pequeños schlieren biotíticos.

Los diques que se pueden observar en este granito son principalmente de pegmatita y cuarzo, y tienen direcciones al NE.

Petrográficamente este granito presenta una textura holocrystalina, heterogranular de grano medio, algo porfídica en algunos casos.

Los minerales principales son cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa (albita), biotita y moscovita. Como minerales accesorios se encuentran opacos, apatito, círcón y sillimanita. Los minerales de cristalización tardía y/o secundarios son sericitita, moscovita, clorita, feldespato potásico, rutilo sagenítico, óxidos de Fe y anatasa.

Se pueden diferenciar varios tipos de cuarzo de acuerdo con los descritos por SCHERMER-HORN (1956):

Cuarzo II

Es bastante raro y sólo se observa en los escasos fenocristales de feldespato potásico. Se encuentra entre los planos de macla de Carlsbad y presenta formas alargadas según el plano de macla y con los bordes redondeados.

Cuarzo III

Es el cuarzo principal, tiene hábito anhedral con extinción ondulante y tendencia a formar subgranos. Es muy pobre en inclusiones, siendo principalmente de biotita, feldespato potásico y círcón.

Cuarzo IV

Es cuarzo de tipo goticular o "drop-quartz", que se encuentra como inclusión en el feldespato potásico con formas redondeadas y extinción simultánea. No es muy frecuente.

Cuarzo V

Se trata de un cuarzo de intercrecimiento, en el que pueden incluirse el cuarzo mirmekítico generado en las plagioclásas que están en contacto con el feldespato potásico y el cuar-

zo simplectítico, desarrollado en los bordes de las moscovitas, sobre todo en los grandes cristales que se encuentran en contacto con feldespatos.

Cuarzo VI

Es un cuarzo de sustitución sobre el feldespato potásico, el cual parece seguir los planos de macla de la microclina. Se presenta en continuidad óptica. Según SCHERMERHORN, este cuarzo es más tardío que la plagioclasa pertítica y es probablemente contemporáneo con la formación de moscovita secundaria, ya que se observa a este cuarzo asociado con ella. Es muy escaso.

El feldespato potásico se presenta como cristales aislados o bien en agregados de hábito anhedral a subhedral en la mesostasis. Menos frecuentes son los fenocristales de hábito subhedral que pueden superar 1 cm de longitud en lámina delgada. Presenta la macla de la microclina y los fenocristales muestran la macla de microclina-Carlsbad. Las pertitas son principalmente del tipo "vein pertite", menos frecuente son las pertitas de tipo "patch".

Al contrario que los cristales de la mesostasis, los escasos fenocristales son muy ricos en inclusiones de cuarzo, biotita y sobre todo plagioclasa, las cuales suelen mostrar una disposición orientada (inclusiones "Frasl").

Es frecuente observar como en las partes centrales de los cristales de las plagioclasas aparece un feldespato potásico con formas irregulares. Este feldespato corresponde a crecimientos blásticos en etapas tardí- o postmagmáticas, durante las que sustituye de forma parcial a las plagioclasas.

Es posible diferenciar otro tipo de feldespato potásico de origen secundario, asociado a procesos de cloritización de la biotita. Este feldespato potásico se presenta con forma de husos según las trazas de exfoliación de la biotita o clorita.

La plagioclasa se encuentra en cristales aislados o más frecuentemente en agregados de 2-4 cristales con hábito anhedral a subhedral. Algunos cristales constituyen fenocristales que llegan a destacar ligeramente sobre la mesostasis, pero que nunca sobrepasan los 10 mm de largo. Presenta la macla de la albita y su contenido en anortita nunca llegan a alcanzar el 10%. Muestra procesos de sustitución por feldespato potásico, descrito anteriormente, y viceversa.

Otros tipos de plagioclasas que se pueden diferenciar son: plagioclasas incluidas en los fenocristales de feldespato potásico que tienen hábito subhedral, macla de la albita y orientadas a modo de inclusiones "Frasl". También hay una albita secundaria, desarrollada por albitimización postmagmática en los procesos de pertitización. Otra variedad menos frecuente es la albita mirmequitica originada en el contacto plagioclasa-feldespato potásico. Por último se observa una albita intergranular desarrollada principalmente en la interfase feldespato potásico-feldespato potásico y suele ser policristalina.

La biotita se encuentra principalmente en cristales aislados y rara vez se observa en agregados de dos a tres cristales. Es de hábito subhedral y con un pleocroismo que varía de marrón rojizo o castaño muy oscuro (Ng, Nm) a amarillo claro (Np).

Las inclusiones que tiene son de apatito, círcón y opacos. Muestran halos pleocroicos generados por el círcón o bien por minerales radiactivos no identificables.

La alteración es variable en intensidad de unas láminas a otras y su forma de alteración común es la cloritización con la formación de un feldespato secundario con formas ahusadas y dispuesto entre los planos de exfoliación (001). También es frecuente observar en las secciones basales el desarrollo de rutilo sagenítico y granular, este último con color rojo. Por otro lado, la biotita parece estar sustituida parcial o totalmente por moscovita que, en ocasiones, hereda las inclusiones de la biotita previa y acumula pequeñas cantidades de minerales opacos sobre los planos de exfoliación y crece en continuidad óptica con aquella.

La moscovita se presenta en dos formas distintas según su origen:

- moscovita asociada a la biotita, a la cual puede sustituir, quedando restos de biotita, así como el mismo tipo de inclusiones. Ambas se encuentran en continuidad óptica.
- moscovita histerógena tardía, alotriomorfa que suele crecer sobre los feldespatos. En las plagioclasas, se observa como se desarrollan unas moscovitas subhédrales, de pequeño tamaño que generalmente crecen siguiendo los planos de macla de la albita y de exfoliación del mineral huésped.

Los minerales accesorios más característicos son: el apatito que presenta principalmente formas redondeadas, anhédrales que pueden alcanzar 1 mm. Se encuentra como inclusión en otros minerales o bien aquellos de mayor tamaño forman parte de la mesostasis. Casi siempre tienen inclusiones de pequeños circones. El círcón se presenta con formas redondeadas, rara vez en formas prismáticas, estas últimas tienen núcleos redondeados.

3.2. ROCAS FILONIANAS

3.2.1. Diques de cuarzo (1)

Este tipo de diques es muy frecuente en la parte oeste de las provincias de Salamanca y Zamora, recibiendo el nombre de **“Sierras”**, dando elevaciones sobre la penillanura salmantino-zamorana. GARCÍA DE FIGUEROLA y PARGA (1971), describen este tipo de estructuras, considerándolos como zonas de tensión dentro de los granitos.

Estos diques intruyen en materiales metamórficos y graníticos, presentando una serie de características comunes y bastante constantes, las cuales son:

- Están formados por cuarzo lechoso. GONZALO y LÓPEZ PLAZA (1984) indican que algunos de estos diques están mineralizados, observándose sulfuros y siendo la pirita y arsenopirita, los más frecuentes.

- b) Presentan una dirección muy constante hacia el NE, intruyendo a favor de fracturas, que según PARGA (1969) son de edad tardihercínica.
- c) Tienen una longitud variable, desde varios kilómetros hasta unos cientos de metros, presentando recorridos con formas sigmoidales.

En esta Hoja los principales diques de cuarzo se encuentran al S de Fresno de Sayago y en la finca de Asmesnal.

3.2.2. Aplitas y pegmatitas (2)

Los diques aplíticos y pegmatíticos que en Hojas limítrofes se encuentran formando una densa red filoniana encajante en los metasedimentos del Complejo Esquisto-Grauváquico, en la Hoja de Fermoselle afloran casi exclusivamente en su mitad sur, en las franjas de afloramientos del Complejo Esquisto-Grauváquico que aparecen al SO y SE, mientras que hacia el norte dominan las intercalaciones de granitoides inhomogéneos migmatíticos y microporfídicos.

Estas litologías, que generalmente constituyen intercalaciones laminationes paraconcordantes entre los metasedimentos, en áreas caracterizadas por una mayor abundancia en su presencia, han sido agrupadas en el llamado "Complejo Laminar Pegmatoide" (o "Serie del Alamo") de GARCÍA DE FIGUEROLA y FRANCO (1975), GARCÍA DE FIGUEROLA *et al.* (1983), CARNICERO (1980 y 1982), y LÓPEZ PLAZA y CARNICERO (1987).

En el presente informe y como ya quedó expresado en anteriores apartados, se ha preferido integrar dicha Serie dentro del "Complejo Esquisto-Grauváquico" s.l. El conjunto de granitoides que nos ocupa, resulta desde todos los puntos de vista equiparable a las aureolas de rocas filonianas y apófisis de ciertas alineaciones de granitos sincinemáticos de Galicia. Dichos granitos sincinemáticos pertenecen al Subgrupo IA ("Unidades Compuestas principalmente por granitos moscovítico-biotíticos"), del Grupo I ("Unidades sincinemáticas de emplazamiento relativamente profundo") de BELLIDO *et al.* (1987).

Morfológicamente, los diques de mayor entidad dan pequeños resalte topográficos y alineaciones que se destacan en la penillanura salmantina, aunque por lo general los afloramientos de metasedimentos y de diques ácidos son muy escasos y exigüos.

Se trata de rocas pobres en micas bióticas, lo que se manifiesta en un color blanquecino característico para sus asomos que puede tornarse amarillento o rosado debido a la alteración.

Composicionalmente son rocas bastante simples. Predominan los tipos aplógraníticos y aplíticos, así como tipos compuestos. En todos los casos se trata de rocas leucocráticas y casi siempre holomoscovíticas. Se han encontrado también facies pegmatíticas y micropegmatíticas.

Son intrusivos en los metasedimentos, con contactos casi siempre netos con respecto a ellos, con carácter paraconcordante con respecto a la esquistosidad principal y tendencia a dar geometrías laminationes. También se observan relacionados con los macizos graníticos sincinemáticos.

máticos, en los cuales aparecen diques pegmatíticos, micrograníticos y aplíticos similares como diferenciados tardíos. El espesor de los diques, filones y venas es muy variable, desde pocos centímetros a varios metros (máximo 6-8 m.).

Se trata de rocas muy heterogéneas, con gran variación en el tamaño de grano desde fino a grueso y muy grueso, y cambios en la textura con sectores micropegmatíticos. En general, no se observa una zonalidad centro-borde en las intercalaciones, ni composicional, ni textural. En algún caso, se han encontrado zonados con un centro de grano muy grueso que pasa a zonas aplíticas en el borde.

Sólo contienen enclaves micáceos de dimensiones centimétricas y milimétricas de los metasedimentos encajantes con formas laminares, o restos difusos de los mismos, orientados paralelamente a la esquistosidad principal.

Estructuralmente se trata de rocas deformadas con fábricas planares y plano-lineares, definidas por la orientación de agregados minerales, coincidente con la foliación principal de los metasedimentos encajantes (S2). Aunque también se han encontrado diques orientados según los planos estructurales de F3, generalmente aparecen deformados y plegados por esta fase.

La textura de estas rocas es muy variable, existiendo términos alotriomorfos a hipidiomorfos heterogranulares y equigranulares de grano fino a grueso y muy grueso, con sectores de tendencia micrográficas y micropegmatíticas.

Entre los minerales principales se encuentran cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa y moscovita (que puede ser accesoria). Como accesarios aparecen biotita, andalucita (que puede aparecer formando cristales de tamaños centimétricos), sillimanita, turmalina (en algunas rocas puede ser esencial) y granate (muy ocasionalmente).

3.3. METAMORFISMO

3.3.1. Introducción

El área estudiada se ubica en la Zona Centroibérica (JULIVERT *et al.*, 1972; FARÍAS *et al.*, 1987). Esta zona pertenece a la parte más interna de la Cadena Hercínica y se caracteriza por la extensión del metamorfismo y gran desarrollo del plutonismo granítico.

Los materiales metamórficos que afloran en esta Hoja, pertenecen como ya se ha mencionado anteriormente, a una compleja megaestructura domática hercínica tardía, denominada Domo Gnésico del Tormes (ESCUDER *et al.*, 1994; ESCUDER, 1995), el cual aparece mayormente representado en esta Hoja de Fermoselle y continúa extendiéndose por la adyacente de Aldeadávila de la Ribera. Dentro de esta estructura se han podido diferenciar y establecer dos unidades tectonometamórficas en base a su diferente composición litológica, y a la distinta evolución tectonotermal sufrida, debida a los procesos de deformación ocurridos en este área durante la Orogenia Hercínica. Dichas unidades están separadas e individuali-

zadas a través de una zona de “décollement” dúctil, mesocortical, de espesor kilométrico y movimiento normal, relacionable a una zona de cizalla dúctil de bajo ángulo extensional con “detachments” dúctil-frágiles subparalelos sobreimpuestos.

El estudio detallado de la evolución estructural y metamórfica de ambas unidades permite establecer dos eventos tectonometamórficos distintos D1 y D2.

Las variaciones en las condiciones PT durante dichos eventos, pueden ser determinadas mediante el estudio de las asociaciones minerales y las texturas de reacción relacionadas con la evolución de las fábricas S1 y S2. Así, en este sentido se pueden diferenciar dos sucesos M1 y M2 que definen respectivamente el metamorfismo relacionado con las deformaciones D1 y D2.

El conjunto litológico metasedimentario-ortogneísico prehercínico aflorante en la Hoja de Fermoselle pertenece a la Unidad Inferior, en su mayor parte; una banda de metasedimentos situada al N y NE de Fermoselle y su prolongación al E en el sector de Libunal y otra banda incluida entre las filonitas de la Zona de Cizalla de Pereña en el sector de Villarino, pertenecen a la Unidad Superior. Su presencia en el sector central y meridional oriental de la Hoja queda peor definida.

3.3.2. Metamorfismo de la Unidad Inferior

3.3.2.1. Descripción de los materiales

Ortogneises metagraníticos glandulares (618 ± 9 Ma) y gneises cuarzo-feldespáticos migmatíticos indiferenciados. (13)

Estructuralmente situados a la base de la secuencia de paragneises aparece un conjunto ortogneísico constituido por “augen” gneises de feldespato potásico, caracterizados por la presencia de megacristales de feldespato potásico y glándulas de menor tamaño de plagioclasa, feldespato potásico o cuarzo.

En el sector nororiental de la Hoja estos ortogneises afloran entre bandas de metasedimentos constituyendo los macizos en detalle algo heterogéneos de Fermoselle-Peña Castillera y de Villarino-Cerro Tabanera. Aparecen también como cuerpos volumétricamente menos importantes como en el área de la Cuesta del Cordero-El Picón y las Jurrietas. Los macizos arealmente más extensos ocupan el núcleo de estructuras antiformales de escala kilométrica de F3, vergentes al NE, cuya traza ha sido más o menos reorientada por cizallas dúctiles tardías como la Zona de Cizalla de Pereña (ZCP). Hacia el Sector central de la Hoja y en el área de Sardón de Los Frailes, la prolongación al SE del macizo de Fermoselle queda peor definida a causa de la intrusión extensa de granitos anatécticos hercínicos y por las áreas inundadas del embalse de La Almendra.

El contacto entre los macizos de ortogneises y el resto de la serie metamórfica es neto, observándose la existencia de niveles metasedimentarios (cuarcitas, mármoles y anfibolitas) cuya

disposición de afloramientos periférica indican una disposición de la estratificación (o bandeados litológico) original subparalelo a dicho contacto. La estructuración composicional de los macizos ortogneíticos es compleja a la meso y macroescala, observándose en general hacia determinadas zonas externas la transición hacia otros tipos cuarzofeldespáticos más mesocráticos (como en el sector al SO de la Presa de Bemposta) o no glandulares (tipo de leucogneises) y/o bandeados (gneises bandeados). En otros sectores regionalmente próximos han recibido denominaciones variadas de tipo geográfico o en relación a aspectos estructurales y/o composicionales, tales como los de glandulares, leucocráticos, monzoníticos, ó ácidos en sentido amplio (MARTÍNEZ FERNÁNDEZ, 1974; LÓPEZ PLAZA, 1982).

Este tipo de materiales metagraníticos suele presentar un grado de migmatización variable relacionada con el metamorfismo del ciclo hercínico. En algunos sectores, como en el Teso de la Ermita, la zona del río Duero al N de Villarino y al NE de Pereña, y en las proximidades de Fermoselle, la migmatización es especialmente importante. Se llegan a formar, siempre en tránsito gradual, nebulitas glandulares y granitoídes heterogéneos muy contaminados, que cuando adquieren un cierto grado de extravasamiento constituyen verdaderos "stocks" de un granitoide más homogéneo y de mayor cristalinidad (buenos ejemplos de este proceso se observan en el encajamiento del río Duero próximo al Teso de la Ermita, al NE de Villarino).

En los ortogneises y asociado al metamorfismo de alto grado se llegan a formar migmatitas de estructura estromática, caracterizadas por la formación de segregaciones leucocráticas. Otras veces aparecen bloques migmatíticos dentro de granitos parautóctonos. Las variedades migmatíticas, flebíticas, crocidíticas, nebulíticas, oftalmíticas o diatexíticas (MEHNERT, 1968), independientemente de su protolito glandular, no han sido discriminadas cartográficamente. Igualmente han sido agrupadas en este conjunto de ortogneises rocas en las que no ha sido posible diferenciar el tipo de gneis o protolito ácido sobre el que se ha desarrollado la migmatización.

Estos tipos glandulares metagraníticos son leucocráticos y presentan una serie de atributos diferenciadores propios sin que quiera esto decir que no presenten variaciones en la repartición y tamaño de las glándulas, así como en la composición de la matriz y grado de deformación dúctil.

La principal característica es la presencia de fenocristales de feldespato potásico, en ocasiones de tamaños superiores a los 10 cm, que se destacan de una matriz o mesostasis bandeadas que las envuelve, confiriendo a la roca un carácter blastoporfidico. Estas glándulas se presentan normalmente idiomorfas-subidiomorfas y son de ortosa variablemente microclinizada. Presentan inclusiones concéntricas de biotitas (texturas ígneas "Frasl" relictas) reflejo del zonado original del megacristal. La distribución en el espacio de las glándulas de forma muy regular acompañada por tamaños homométricos sin grandes dispersiones, les confiere a estas rocas un carácter homogéneo. Esta homogeneidad es muy notable en ciertas áreas donde los ortogneises aparecen con bajas tasas de deformación finita, en las cuales se reconoce perfectamente la textura porfídica del protolito ígneo granítico. Estas rocas también presentan microglándulas de cuarzo y plagioclasa, reconociéndose por su carácter predefor-mativo o porfioclástico pero normalmente han recristalizado sin que se reconozcan, por ejemplo, restos del primitivo zonado ígneo de la plagioclasa.

Contienen enclaves de pequeño tamaño (decimétrico) y de diferente naturaleza, abundando los de metasedimentos y de gneises fémicos de claro carácter restítico. Próximos al contacto con los metasedimentos se observan una mayor abundancia de enclaves cuarcíticos y anfibolíticos, que en algunos casos constituyen verdaderos tectoenclaves relacionados al estiramiento y boudinamiento por flujo dúctil relativo a las deformaciones hercínicas.

Para MATTE y RIBEIRO (en MARTÍNEZ FERNÁNDEZ, 1974), estos gneises son iguales que los de Miranda do Douro (Portugal) y Ledesma (al O de Salamanca). MARTÍNEZ FERNÁNDEZ (1974) señala que en estos ortogneises, como en Galicia Occidental, hay rocas de origen tanto ígneo como sedimentario de relaciones no completamente establecidas, a diferencia del Ollón de Sapo y cuestionando por lo tanto su equivalencia. LANCELOT *et al.*, (1985) dan edades de intrusividad ígnea para la ortogneises de Miranda de Douro de 610 ± 18 Ma, basada en métodos de isocrona U/Pb.

Texturalmente estas rocas son blastoporfídicas de matriz granolepidoblástica bandeada. El bandeadío de la matriz es un bandeadío composicional de alternancia centimétrico-decimétrica de dominios segregados lepidoblásticos micáceos con otros lenticulares granoblásticos de composición cuarzofeldespática. La composición mineral de estas rocas comprende cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, biotita y cantidades variables de sillimanita, cordierita y granate. Como minerales accesorios se observan apatito, círcón, monacita, turmalina, ilmenita, magnetita y otros opacos. En cantidades variables y distribuidas de forma heterogénea en la roca, a veces localizadas en planos S asociándose a cizallas dúctiles tardías, aparecen moscovita, andalucita, clorita, pinnita, albita, esfena, epidota y sericitia. En estos ortogneises son frecuentes pequeñas masas de diferenciados metapegmatíticos con agregados de turmalina, mica blanca y sulfuros.

La plagioclasa es una oligoclasa básica-ácida que puede desarrollar rebordes albíticos micro-mirmekíticos frente al feldespato potásico, aunque también existe albita intergranular. En rocas con bajas tasas de deformación se han observado agregados en sinneusis de individuos de mayor tamaño, relictos de la etapa ígnea. Incluye a biotitas y presentan exfoliaciones en los planos de macla de sillimanita.

El feldespato potásico de la matriz es pertítico en venas y de composición microclina. Incluye a biotita y cuarzo en gotas. La biotita es típicamente de color rojo-marrón e incluye zircón. Se nuclea con la sillimanita fibrolítica en las láminas fémicas y ambas pasan a cordierita. El granate ocasional es de subidioblástico a xenoblástico, aunque a veces presenta el hábito relicito. Aparece asociado a la biotita y la sillimanita como cristales de pequeño tamaño con pocas inclusiones (cuarzo e ilmenita), o disperso como granos en el agregado cuarzofeldespático. Se transforma a biotita + sillimanita o a plagioclasa \pm cordierita \pm cuarzo.

Paragneises pelíticos y semipelíticos con intercalaciones de cuarcitas feldespáticas, leucogneises y gneises cuarzo-feldespáticos. (14)

Estos materiales son los que ocupan una mayor superficie de afloramiento y pueden diferenciarse un grupo heterogéneo de gneises paraderivados de alto grado y gneises migmatíticas.

ticos, asignables tanto a protolitos pelíticos como semipelíticos, equilibrados durante el pico del metamorfismo del M2 en condiciones metamórficas de la facies anfibolítica superior a granulítica de MP. En la descripción que sigue a continuación, la terminología descriptiva utilizada en las migmatitas sigue las pautas establecidas por MEHNERT (1968), ASHWORTH (1985) y Mc LELLAN (1988), según las cuales el leucosoma y el melanosoma se utilizan en un sentido no genético para describir las partes más claras y más oscuras de la roca, respectivamente, y el mesosoma para referirse a partes del complejo migmatítico que han experimentado una limitada o nula migmatización.

Los paragneises de alto grado son gneises con granate y feldespato-K y gneises con biotita y plagioclasa aparentemente poco o nada afectados por la migmatización, como se deduce del escaso desarrollo que presentan de una estructura en pares leucosoma-melanosoma. En estas rocas, la textura gneísica está definida mesoscópicamente por una foliación rica en biotita y sillimanita, la cual separa segmentos ricos en cuarzo que contienen agregados de granate, cordierita, plagioclasa, feldespato-k, sillimanita prismática y biotita.

Petrográficamente, consisten en una matriz de biotita + plagioclasa + cuarzo \pm feldespato potásico \pm granate \pm sillimanita \pm cordierita \pm ilmenita \pm apatito \pm circón, y en agregados ricos en cuarzo que contienen cantidades modales variables de los minerales anteriores. Los granates son idio-subidioblásticos, pueden alcanzar hasta 1 cm de diámetro y en general están limpios de inclusiones, aunque cuando las presentan estas son de biotita, plagioclasa, cuarzo, ilmenita y raramente de rutilo. Frecuentemente, el granate aparece en el núcleo de agregados poliminerales de reemplazamiento constituidos por cordierita + cuarzo o intercrecimientos de plagioclasa+biotita \pm sillimanita. También aparecen total o parcialmente pseudomorfizados por un agregado de plagioclasa + biotita + cuarzo + sillimanita + ilmenita. La biotita y la plagioclasa de la matriz aparecen a menudo reemplazadas por cordierita o simpleteas de cordierita+cuarzo.

Los gneises migmatíticos se caracterizan típicamente por una estructuración en pares leucosoma-melanosoma y pueden ser tipológicamente clasificados como metatexíticos y diatexíticos (BROWN, 1983). En conjunto, constituyen la litología no ortoderivada dominante en los niveles estructurales medios y bajos de la Unidad inferior.

Los gneises metatexíticos son fundamentalmente migmatitas estromáticas (MEHNERT, 1968), constituidas por tipos con proporción variable de leucosoma generado por bajas y moderadas tasas de fusión parcial. La cantidad de fundido generado nunca constituye más del 50%, situándose por debajo del porcentaje de fundido reológicamente crítico (RCMP) de ARZI (1978), y por tanto conservándose buena parte de las estructuras premigmatíticas y migmatíticas. Estructuralmente, las metatexitas están constituidas por mesosoma (componente del gneis modificado) y proporciones variables de leucosoma (componente cuarzofeldespático) o segregaciones leucocráticas. En general, los leucosomas están desprovistos de un borde rico en biotita y otros minerales máficos o melanosoma. En los niveles estructuralmente bajos de la Unidad Inferior, algunas metatexitas contienen granates de más de 3 mm de diámetro concentrados en las segregaciones leucocráticas. El granate de las metatexitas aparece parcialmente reemplazado por un agregado de cordierita y/o biotita, plagioclasa, sillimanita y cuarzo. En función de la composición del leucosoma, las metatexitas pueden

subdividirse en tipos graníticos o trondhjemíticos según contengan feldespato potásico o carezcan de él.

Petrográficamente, en las metatexitas el mesosoma presenta una textura esquistosa y está compuesto por biotita + plagioclasa + cuarzo \pm granate \pm sillimanita \pm cordierita \pm ilmenita \pm zircón. Los porfiroblastos de granate son subidiomorfos, alcanzan tamaños milimétricos y presentan inclusiones redondeadas de biotita, cuarzo, ilmenita y, raramente, de plagioclásas con zonado normal. El granate puede presentarse rodeado y parcialmente reemplazado por un agregado de cordierita + cuarzo, un fino intercrecimiento de plagioclasa + biotita \pm sillimanita, o pseudomorfizado por un agregado de plagioclasa + biotita + cuarzo + sillimanita + ilmenita. La biotita generalmente forma lepidoblastos que definen la foliación S2 de la roca, que en ocasiones aparece reemplazada por cordierita \pm cuarzo. La plagioclasa forma granos subidiomorfos con inclusiones aciculares de sillimanita, relictos de fragmentos redondeados de granate y granos redondeados de cuarzo. Presentan zonados tanto normales (An₁₈₋₃₀). El cuarzo forma agregados y granos xenomorfos.

El melanosoma solo se presenta claramente definido en algunos tipos semipelíticos, en forma de un reborde de grano grueso rico en biotita situado a lo largo de los márgenes del leucosoma. Está constituido por biotita + sillimanita + cordierita \pm granate \pm plagioclasa \pm cuarzo \pm ilmenita \pm apatito \pm zircón. El granate presenta inclusiones redondeadas de biotita, cuarzo e ilmenita y muestra todos los estadios de reemplazamiento por agregados de cordierita + cuarzo, en raras ocasiones formando simplectitas en zonas abrigadas, y por intercrecimientos de grano fino y simplectitas de plagioclasa + biotita \pm cuarzo \pm ilmenita \pm apatito. La cordierita forma también agregados que reemplazan a la biotita y separan a esta fase de la sillimanita. La biotita en las proximidades de las segregaciones leucocráticas se presentan parcialmente corroída, con bordes irregulares ricos en opacos, y reemplazada por clorita que encierran agujas de rutilo. La plagioclasa forma granos subidiomorfos y xenomorfos, que pueden contener fragmentos de granate relicito y sillimanita acicular.

Las dimensiones de las segregaciones leucocráticas de las metatexitas, o leucosomas, son bastante variables. En general, presentan una longitud entre 10 y 15 cm y una anchura entre 1 y 2 cm. Están compuesta por plagioclasa + cuarzo \pm feldespato-K \pm sillimanita \pm granate \pm biotita \pm ilmenita \pm apatito \pm zircón. La plagioclasa forma granos hipidiomorfos que contienen abundantes inclusiones de sillimanita acicular y prismática, fragmentos redondeados de granate blindado, grano redondeados de cuarzo y, raramente, moscovita. En los tipos trondhjemíticos, sin feldespato K, la plagioclasa puede ser antíptítica; en los graníticos, el feldespato K aparece como poiquiloblastos pertíticos que incluyen granos redondeados de cuarzo y de plagioclasa con bordes albíticos, mostrando un reemplazamiento parcial por moscovita + cuarzo. En los bordes del feldespato-K son frecuentes los reemplazamientos mirmecíticos. La biotita muestra bordes corridos ricos en opacos y un reemplazamiento variable por clorita y rutilo sagenítico. La cordierita forma agregados ovoides en los que reemplaza a la biotita y es, a su vez, reemplazada por un material isótropo amarillo que incluye cuarzo e ilmenita.

Los gneises diatexíticos son migmatitas producidas por moderadas y altas tasas de fusión parcial. La generación de más del 50% de fundido excede el RCMP y origina la disruptión de las estructuras premigmatíticas y migmatíticas. Las diatexitas aparecen como láminas con-

cordantes o formando bolsadas y diques cortando a las metatexitas, en las que se desarrolló una estructura "schlieren" o nebulítica (MEHNERT, 1968). Consisten en un componente "granítico", en el que se destacan "schlieren" máficos que constituyen la foliación de la roca, y enclaves surmicáceos más o menos alineados paralelamente. Una vez se excede el RCMP, los "schlieren" pueden aparecer desestructurados como resultado de la disruptión y redistribución del melanosoma. Los enclaves son fragmentos del componente premigmatítico y migmatítico de las metatexitas caja y restitas de la fusión ("resisters"). Las diatexitas contienen escasos porfiroblastos de granate que muestran reemplazamientos en los bordes por cordierita y/o biotita, plagioclasa y cuarzo. En los "schlieren" de biotita-sillimanita se desarrollaron los mismos reemplazamientos de cordierita.

Las diatexitas están constituidas por una matriz de plagioclasa + cuarzo + biotita \pm feldespato-K \pm granate \pm sillimanita \pm cordierita \pm ilmenita \pm apatito, dentro de la cual se distribuyen "schlieren" biotíticos y agregados poliminerales de granate + biotita + sillimanita + plagioclasa \pm cordierita \pm cuarzo. El granate presenta inclusiones de naturaleza y aspecto similar a los de las metatexitas. Como los agregados "schlieren" de biotitas muestra texturas de reemplazamiento por agregados con cordierita y, menos frecuentemente, una pseudomorfización total por intercrecimientos de biotita \pm plagioclasa + cuarzo + ilmenita + apatito. La biotita presenta a menudo bordes corroidos y concavidades ricas en opacos y agujas de rutilo. La plagioclasa de la matriz aparece como granos subidiomorfos con abundantes inclusiones redondeadas de cuarzo, sillimanita acicular y biotita. La cordierita puede formar agregados granoblásticos de grano grueso junto al cuarzo, el feldespato K y la plagioclasa, e incluir biotitas redondeadas y sillimanita residual. En algunos tipos el apatito es relativamente abundante.

Hacia la base de toda esta serie metapelítica aparecen intercalaciones de ortoanfibolitas. Se trata de capas concordantes y cueros de geometría lenticular de muy variable tamaño y potencia desde decimétrica a decamétrica. Algunas de estas rocas metabásicas tienen un origen ígneo, como indica en ocasiones su posición discordante frente a las rocas caja o la presencia de lentejones metasedimentarios incluidos, coincidiendo con los datos de MARTÍNEZ FERNANDEZ (1975) que establecen mediante el análisis geoquímico un origen ortoderivado a partir de las anfibolitas de Fermoselle. No obstante, no se puede descartar un origen paraderivado para algunas de las metabasitas especialmente las situadas hacia la parte basal de la secuencia de paragneises.

Macroscópicamente estas rocas presentan tonos oscuros, gran competencia y una variable estructura y mineralogía la estructura puede ser masiva o foliada, homogénea o bandeada, de grano fino o grueso y puede contener o no clinopiroxeno, hornblenda, mica marrón o granate. En todos los tipos se presentan minerales hidratados y aunque varían composicionalmente a escala de afloramiento las metabasitas con hornblenda son el tipo de roca más abundante. Parte de ellas presentan claras características intrusivas a modo de diques o sills entre los materiales encajantes, sin que se conserven las texturas ígneas originales. En algún caso aparecen como verdaderos tectoenclaves métricos conservando una fábrica plana en el interior que es cortada a alto ángulo por la del encajante que lo envuelve.

Presentan una fábrica plano-lineal más o menos manifestada por la orientación del agregado polimineral en el plano de foliación y disposición unidimensional de los ejes largos de

nematoblastos de anfíbol. En otras rocas han recristalizado los anfíboles estáticamente en forma de agregados radiales, con aumento de la cristalinidad, transponiendo la fábrica previa de la anfibolita. Al microscopio son visibles texturas nematoblásticas y granonematooblásticas más o menos bandeadas, en las que los opacos (generalmente ilmenita) y la esfena se presentan alineados paralelamente a la foliación, siendo en algunas rocas los únicos minerales que reflejan a la microescala la anisotropía de la roca, habiendo recristalizado el resto de forma desordenada y estática.

Desde el punto de vista paragenético, las metabasitas han ido adquiriendo su mineralogía definitiva a lo largo de las sucesivas etapas de metamorfismo, resultando una relativa diversidad mineral en algunas rocas. En otras, sin embargo, presentan un contenido modal de anfíbol de 90% y el 6-8% restante de plagioclasa. Entre los minerales que presentan estas rocas son distinguibles dos grupos indicativos de condiciones metamórficas sensiblemente diferentes. El primero de ellos da cuenta de las condiciones metamórficas del pico térmico y está constituido por plagioclasa \pm clinopiroxeno \pm hornblenda \pm granate \pm cuarzo \pm feldespato potásico \pm biotita. La ausencia de orto y clinopiroxeno coexistiendo y la presencia de clinopiroxeno + plagioclasa + granate + cuarzo, indican que durante el pico térmico estas rocas fueron equilibradas en el campo de media presión de la parte alta de la facies de las anfibolitas (GREEN y RINGWOOD, 1967). El segundo grupo, presenta características retrometamórficas a la parte de menor P de la facies anfibolítica y a la facies de los esquistos verdes, estando formado por actinolita + moscovita + epidota/clinozoisita + clorita \pm sericitita \pm albita \pm calcita. Accesorios presentes de forma abundante son: ilmenita + esfena + pirrotina + pentlandita + calcopirita + circón +apatito; accesorios frecuentes son: monacita + albita + rutilo sagenítico + carbonatos.

El clinopiroxeno es débilmente pleocroico y ópticamente de composición diopsídica; la plagioclasa se presenta reabsorbida con zonado directo desde un núcleo labradorítico (An_{55-60}) hasta andesina en el borde (An_{30-35}), sugiriendo una rehomogeneización durante el metamorfismo. El anfíbol se corresponde con una hornblenda magnesiana (MARTÍNEZ FERNANDEZ, 1974), aunque en otros casos podría tratarse de cumingtonita, siendo clara su retrogradación a actinolita.

Ortogneises tonalítico-trondhjemíticos. (15)

Los ortogneises tonalítico-trondhjemíticos constituyen un conjunto de litotipos metagranioides de composición fundamentalmente intermedia (entre 53 y 65 % en peso de SiO_2), intrusivos en los niveles estructurales medios y bajos de la Unidad Inferior en momentos, al menos, pre-D2. En base a su composición mineral se han distinguido 5 tipos de ortogneises tonalítico-trondhjemíticos (Tabla 1). El tipo 1 es el más común. Las principales diferencias entre los tipos se establecen en base al contenido modal de biotita (del 5 al 26% en todos los tipos), de hornblenda (del 0 al 22% en los tipos 1, 2 y 3), y de clinopiroxeno (del 0 al 6% en los tipos 2 y 4). La esfena está casi siempre presente y el feldespato potásico constituye un mineral accesorio o ausente en los tipos más máficos (tipos 2 y 3). Las litologías compasionalmente más ácidas (tipo 5) contienen granate formando parte de segregaciones cuarzofeldespáticas leucosómáticas y sillimanita, como en las metapelitas. En estos litotipos y en

los ortogneises tonalítico-trondhjemíticos comunes, algunas zonas de cizalla dúctil de alta T generadas durante D2 presentan un aspecto esquistoso y se caracterizan por la presencia de biotita, granate e incluso sillimanita, la cual se relaciona con procesos metasomáticos asociados a la deformación dúctil.

En relacionados con la fusión parcial sin-D2 del conjunto de los ortogneises tonalítico-trondhjemíticos, se pueden distinguir dos tipos geométricos de migmatitas: migmatitas de la variedad estromática y migmatitas leucocráticas "patchy". Siguiendo la terminología descriptiva de ASHWORTH (1985) y MC LELLAN (1988), el leucosoma se utiliza para describir en estas rocas las partes claras ricas en cuarzo y feldespatos, el melanosoma para las partes oscuras ricas en biotita y anfíbol, y el mesosoma para las partes de poco o nada migmatizadas.

Las migmatitas estromáticas son el tipo más abundante y, en ellas, el mesosoma está compuesto por un agregado granoblástico de plagioclasa+biotita+cuarzo±hornblenda± feldespato K±esfena±ilmenita±monacita±circón±allanita. La plagioclasa ($An_{36-42}-An_{36-42}$; núcleo-borde) aparece como granos subidiomorfos desarrollando frecuentemente contactos rectos frente a la biotita que la envuelve y el anfíbol. El anfíbol forma prismas subidiomorfos, con frecuentes maclas y escasas inclusiones redondeadas de plagioclasa y cuarzo. En general, aparece con los bordes reemplazados por biotita. El feldespato potásico es microclina, forma localmente agregados inequigranulares de granos subidiomorfos, e incluye biotita, plagioclasa, cuarzo e ilmenita. La fábrica planar en el mesosoma está definida principalmente por el alineamiento de lepidoblastos de biotita y la elongación de la plagioclasa y el anfíbol.

El leucosoma forma segregaciones lenticulares de espesor milimétrico/centimétrico y longitud muy variable. Está compuesto por un agregado de grano grueso de feldespato K+cuarzo+plagioclasa±hornblenda±biotita±apatito±ilmenita. El feldespato-K es pertítico, y presenta un mayor tamaño e inclusiones similares que en el melanosoma. El anfíbol es idio-subidiomorfo, forma prismas de varios milímetros de longitud y frecuentemente se sitúa en el contacto mesosoma-leucosoma. El melanosoma aparece esporádicamente, presenta límites difusos y está constituido por hornblenda+biotita±esfena± ilmenita.

Los tipos composicionalmente cuarzo-dioríticos (tipo 2) presentan un bandeados granoblástico de alternancia de microdominios ricos en plagioclasas y microdominios fémicos biotítico-anfibólicos. La anisotropía planar de la biotita y la linear del anfíbol, así como la elongación de agregados poliminerales fémicos, definen la fábrica plano-linear en el mesosoma de la roca. El anfíbol hornblenda forma cristales subidiomorfos con abundantes maclas y es reemplazado, en los bordes, por agregados de biotita±cuarzo±plagioclasa±opacos. La plagioclasa ($An_{38-44}-An_{28-30}$; núcleo-borde), forma granos subidiomorfos que incluyen biotita. En el mesosoma, el clinopiroxeno cálcico se dispone elongado paralelamente a la foliación, desarrolla contactos rectos frente a la plagioclasa y el cuarzo, y aparece comúnmente reemplazado por la hornblenda, finas simplectitas de hornblenda+cuarzo, o biotita. Las concentraciones adyacentes de esfena se relacionan con esta transformación del clinopiroxeno. El leucosoma de estas rocas presenta las mismas características que en los tipos sin clinopiroxeno.

Las migmatitas "patchy" caracterizan algunas áreas leucocráticas centimétrico-decimétricas, donde la concentración de leucosoma confiere a la roca una aspecto nebulítico (MC LELLAN,

1988). En estas áreas el leucosoma forma masas irregulares que cortan a la foliación, en las que sólo se ha desarrollado una débil fábrica deformativa S2. El leucosoma en este caso consiste en una matriz de feldespato potásico + cuarzo + plagioclasa ±hornblenda±biotita± apatito±ilmenita, en el cual se distribuyen con poca o nula orientación hornblendas de gran tamaño o agregados poliminerales de plagioclasa±hornblenda±biotita.

El feldespato-K microclina que forma parte de los leucosomas es pertítico en venas y forma granos grandes subidiomorfos que incluyen cuarzo, plagioclasa, hornblenda y biotita A menudo también aparece ocupando las áreas intergranulares. En algunos casos, en especial en los leucosomas "patchy", constituye más del 50 % modal del leucosoma, asociándose con grandes hornblendas localizadas en el borde leucosoma-melanosoma. Como en los otros litotipos de ortogneises tonalítico-trondhjemíticos, el feldespato potásico también puede aparecer como resultado de la migmatización formando porfiroblastos dispersos de tamaños incluso centimétricos. La hornblenda de los leucosomas forma granos milimétricos que aparecen poligonizados y parcialmente reemplazados por biotita. En el mesosoma aparece como porfiroblastos de menor tamaño subidio a xenomorfos, asociados a la biotita y la plagioclasa. Con la excepción de algunos tipos litológicos asociados de composición más ácida, que han desarrollado leucosomas con granate, en estas rocas de composiciones intermedias no se han observado en los leucosomas ni granate, ni sillimanita, ni ortopiroxeno, ni cordierita. Migmatitas con leucosomas con hornblenda similares han sido citadas por KENAH y HOLLISTER (1983), MC LELLAN (1988) y MOGK (1992).

TABLA 1

Tipos	Hbl	Bt	Pl	Qtz	Kfs	Cpx	Spn	Grt	Sil	Minerales Secundarios
Tipo 1	+	+	+	+	+		+			Ep/Clz, Ms, Chl, Ser
	+	+	+	+			+			Ep/Clz, Ms, Chl, Ser
	+	+	+	+	+		+			Ep/Clz, Chl, Ser
	+	+	+	+						Ms, Chl, Ser
Tipo 2	+	+	+	+		+	+			Ep/Clz, Ms, Chl, Ser
	+	+	+	+			+			Ep/Clz, Ms, Chl, Ser
Tipo 3	+	+	+	+	+	+	+			Ep/Clz, Ms, Chl, Ser
	+	+	+	+	+		+			Ep/Clz, Ms, Chl, Ser
Tipo 4	+	+	+	+	+	+	+			Ep/Clz, Ms, Chl, Ser
	+	+	+	+	+		+			Ep/Clz, Ms, Chl, Ser
Tipo 5	+	+	+	+				+	+	Act, Ms, Chl, Ser
	+	+	+	+				+	+	Ms, Chl, Ser, And
	+	+	+	+				+	+	Ms, Chl, Ser
	+	+	+	+				+	+	Ms, Chl, Ser, And

Tipo 1: tonalítico-trondhjemíticos; *Tipo 2:* cuarzo-dioríticos; *Tipo 3:* cuarzo-dioríticos bandeados; *Tipo 4:* granodioríticos; *Tipo 5:* gneises ácidos con granate. Accesorios: círcón, monacita, ilmenita, grafito, rutilo, apatito, pirrotina, pирita y turmalina.

Gneises calcosilicatados y mármoles calcíticos y dolomíticos. (16)

a) Gneises calcosilicatados: Aparecen formando parte de la secuencia metasedimentaria como intercalaciones de potencia decimétrica-centimétrica aisladas o alternando con tramos de mármoles diversos y paragneises semipelíticos. Además, su presencia es característica hacia la base de la secuencia de paragneises, próxima al contacto con los ortogneises leu-cocráticos, definiendo un horizonte discontinuo junto con algunos bancos de cuarcitas. Estas rocas, no obstante, abundan en toda la serie preordovícica de Tras-os-Montes (RIBEIRO, 1970) y como ya señalo MARTÍNEZ FERNÁNDEZ (1975), poseen un origen paraderivado bien contrastado modal y geoquímicamente de las ortoanfibolitas.

Macroscópicamente se trata de rocas de colores variados (oscuro-claros) que han desarrollado generalmente un bandeado composicional (S2) tectonometamórfico y una lineación mineral (L2) de anfíboles o de estiramiento de agregados cuarzoplacioclásicos. En relación a su competencia suelen aparecer como "boudins" inmersos entre los paragneises.

Microscópicamente han desarrollado texturas muy variables a consecuencia de su variada composición mineral y su disposición a fábrica. Destacan las granoblásticas, las granonematooblásticas bandeadas y las nematoblásticas, tanto equi- como inequigranulares, en muchas rocas con características blastomiloníticas.

Además de los zonados composicionales difuncionales, como los citados por MARTÍNEZ FERNÁNDEZ (1975), y los fenómenos de "skarn" descritos localmente por FRANCO *et al.* (1992) que afectan a estas litologías, la gran variedad de historias metamórficas que han sufrido han quedado en parte registradas a través de asociaciones minerales y texturas de reacción. En función de la mineralogía que presentan pueden distinguirse algunos tipos petrográficos que indican tanto equilibrios con fluidez de composición muy variable, como reacciones entre fases minerales controladas externa e internamente por fluidos, tanto de alta PH_2O como alta PCO_2 durante el metamorfismo en facies anfibolítica y la retrogradación a esquistos verdes.

Se distinguen las siguientes asociaciones relacionadas con el pico térmico del metamorfismo: (1) gneises calcosilicatados con vesubianita, con la asociación vesubianita + grossularia + calcita + diópsido \pm dolomita \pm anortita \pm clinozoisita; (2) gneises calcosilicatados con granate ricos en cuarzo, con cuarzo plagioclasa + hornblenda + feldespato potásico \pm biotita \pm granate \pm calcita \pm escapolita \pm clinopiroxeno \pm epidota; (3) gneises anfibolítico-granatíferos, con calcita + plagioclasa + feldespato potásico + hornblenda + clinopiroxeno + escapolita \pm grossularia \pm cuarzo \pm biotita; y (4) horizontes o niveles alumínicos, con grossularia y/o anfibol, entre mármoles. La presencia en estas rocas de microdominios con el equilibrio textural de: grossularia + plagioclasa \pm cuarzo \pm calcita, indica para rasgos de presión entre 6 y 7 Kb y temperaturas de aproximadamente 700° C, una P_f rica en H_2O ($X_{\text{CO}_2 \leq 0.5}$).

Asociadamente a la evolución retrógrada post-pico térmico del metamorfismo, se observan texturas de reemplazamiento de las asociaciones sin-pico térmico, como: (1) bordes de clinozoisita en vesubianitas e intercrecimientos en rocas de epidota/clinozoisita + calcita + grossularia; y (2) intercrecimientos de epidota/clinozoisita \pm plagioclasa \pm calcita \pm cuarzo desde grossularias y agregados de epidota/clinozoisita \pm calcita desde escapolitas-cálcicas. Dichas transformaciones indican un descenso de la T (enfriamiento con descenso de P) en condiciones de presencia de fluidos ricos en H_2O que se infiltran.

Al comparar estas asociaciones con las que aparecen adyacentes en mármoles calcíticos y metadolomías silíceas (ver mármoles), indicativos de fluidos ricos en CO_2 y un control interno, se deducen grandes heterogeneidades a la escala métrica en la composición de los fluidos durante el metamorfismo (alta PH_2O o alta PCO_2) en facies anfibolíticas, probablemente controlada por superficies litológicas y/o estructurales.

b) Mármoles: Las litologías metacarbonatadas son frecuentes en la Hoja correspondiéndose a afloramientos estrechos y alargados a modo de bandas aunque de reducida extensión cartográfica. En algunos casos su pequeño tamaño no ha permitido su representación en la cartografía. Su presencia en el área ha sido reseñada por varios autores (MARTÍNEZ FERNÁNDEZ, 1974, 1975; LÓPEZ PLAZA, 1982; etc..), destacándose el reciente trabajo mineralógico en el área de Fermoselle por FRANCO *et al.* (1992).

En el ámbito de la Hoja, el paquete más potente y continuo de estos materiales metacarbonatados aflora en el Teso de la Ermita, al O de la localidad de Fermoselle. Está constituido a grandes rasgos por mármoles calcíticos y dolomíticos que pueden alternar o intercalar niveles de gneises calcosilicatados de potencia variable. Hacia la parte superior presenta fenómenos de "Skarn" probablemente de tipo infiltracional. La potencia y extensión espacial original del tramo es difícil de estimar, debido al intenso estiramiento dúctil que presenta, aunque no debió de sobrepasar los 15-20 m. En el resto de los afloramientos de la Hoja, los mármoles se presentan como lentejones de potencia métrica, aunque a modo de niveles originales discontinuos, fuertemente deformados durante F2.

A escala de afloramiento su aspecto es el de rocas masivas, de colores blancos o grises, o presentan un bandeados tectonometamórfico composicional más o menos definido. Las microtexturas que han desarrollado son desde granoblásticas equigranulares de grano grueso a heterogranulares bandeadas (fino-medio), variablemente elongadas. En algunas rocas se han desarrollado microtexturas de recristalización dinámica referibles a fábrica milonítica de F2, generadas con posterioridad al "annealing" estático post-pico térmico del metamorfismo y a temperaturas relativamente bajas ($T < 500^\circ\text{C}$).

Como en los gneises calcosilicatados, la variedad mineralógica encontrada en estas litologías permite establecer varios tipos petrográficos indicativos tanto de variaciones composicionales en el protolito original como equilibrios entre fases en presencia de fluidos mixtos $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$ en proporciones relativas muy variables.

Se distinguen: (1) mármoles calcíticos, con proporciones accesorias de wollastonita y flogopita; (2) metadolomías silíceas, con la asociación calcita + dolomita + cuarzo \pm tremolita \pm diópsido \pm flogopita; y (3) mármoles con vesubianita y granate, con calcita + dolomita + plagioclasa \pm vesubianita \pm diópsido \pm grossularia \pm epidota/clinzoisita. Estas asociaciones registran las condiciones PT del pico térmico que pueden establecerse entre 6-7 Kb y 670-700°C ($\pm 50^\circ\text{C}$), en el sistema $\text{CaO}-\text{MgO}-\text{SiO}_2$, para condiciones en (1) y (2) de XCO_2 altas y un control interno en las asociaciones minerales.

Con posterioridad, la evolución retrógrada está caracterizada por la formación en determinadas superficies litológicas de asociaciones indicativas de XH_2O altas, referibles a la infiltración

ción de fluidos post-pico térmico. La textura de reemplazamiento son de clinozoisita desde vesubianita, de tremolita desde el diópsido y formación de agregados de tremolita + clorita + brúcita; acompañados con la formación de fábricas milonítica-protomiloníticas en gneises calcosilicatados; indican un descenso de T y la retrogradación a la parte media-alta de la facies de los esquistos verdes.

3.3.2.2. Relaciones microestructurales

Las relaciones entre porfiroblastos y matriz en la secuencia metamórfica estudiada implican una relativamente compleja historia tectonometamórfica. En general para todo el conjunto metamórfico de la Hoja se pueden definir varias etapas de blastesis y recristalizaciones relacionables a múltiples fases de deformación que se superponen unas a otras:

- (1) Una primera fase de formación de foliación (S1), desarrollada en condiciones metamórficas de clorita y biotita. Dicha fábrica es bien reconocible en rocas micáceas y como inclusiones en determinados porfiroblastos, aunque resulta menos evidente en rocas gneíscicas cuarzofeldespáticas.
- (2) Una etapa intercinemática en condiciones de estabilidad de la biotita o mayor con desarrollo importante de porfiroblastos y poiquiloblastos (interfase F1-F2).
- (3) Una fase principal de desarrollo de una nueva foliación (S2) localizada en sectores concretos. Esta nueva fábrica es el resultado de la mayor o menor transposición de una esquistosidad previa (S1) mediante mecanismos de formación de una esquistosidad de crenulación similares a los descritos por BELL y RUBENACH (1983). Esta nueva foliación se genera en condiciones de metamorfismo de las anfibolitas de medias y bajas presiones y lleva asociado un cizallamiento dúctil, muy importante en algunas rocas, relativo a una deformación no coaxial.
- (4) Una etapa de "annealing" (recristalización estática) de tardi- a esencialmente post-S2, con desarrollo de una intensa recristalización (pico térmico) e importante crecimiento de porfiroblastos y poiquiloblastos que llegan a destruir, sobre todo en las rocas de mayor grado, fábricas y mineralogías previas.
- (5) Una fase deformativa posterior (F3), con formación de pliegues D3 y esquistosidad de crenulación (S3) de diferente desarrollo y penetratividad, durante la recristalización continuada de la etapa anterior y crecimiento de porfiroblastos.
- (6) Etapa de metamorfismo retrógrado con alteración de fases minerales anteriores frecuentemente como transformaciones pseudomórficas. La formación contemporánea de zonas de cizalla dúctil y dúctil-frágiles proporciona el acceso a fluidos acuosos y localiza en ellas una retrogradación preferente a condiciones de facies de los esquistos verdes.
- (7) Una fase tardía de deformación (F4), con generación de pliegues D4 y esquistosidad de crenulación S4, durante y después del metamorfismo retrógrado.

En particular, en la Unidad Inferior, las microestructuras observadas principalmente son las desarrolladas durante D2, y en ellas puede establecerse una diferenciación entre las generadas con anterioridad y durante el pico del metamorfismo, y las formadas con posterioridad (Fig. 4)

Microfábricas pre- y sinpico térmico del metamorfismo.

Las microestructuras de mayor importancia que se han podido observar en los materiales correspondientes a esta unidad son aquellas que se asocian a un proceso de recristalización o “annealing” producido en condiciones establecidas para el *pico metamórfico*. El desarrollo de este proceso conlleva una fuerte superposición de microfábricas que ocasiona la prácticamente total desaparición de las estructuras originales relacionadas con el primer evento deformacional D1.

En ortogneises cuarzo-feldespáticos el tamaño de grano es grueso, y la microfábrica S2 está definida por la orientación preferente de la biotita, “ribbons” de cuarzo policristalinos, y delgadas capas de composición predominantemente feldespática, cuya forma original ha sido extensamente modificada por recristalización y microboudinage, y de segregaciones concordantes de fundidos parciales.

Los paragneises metapelíticos de estas áreas presentan tamaños de grano milimétricos, con porfiroblastos que pueden alcanzar varios centímetros de diámetro, y una microestructura S2 definida por la diferenciación en niveles leucocráticos cuarzofeldespáticos y oscuros biotítico-sillimanítico. En los niveles claros, el cuarzo y los feldespatos forman un agregado en mosaico inequigranular, con contactos entre granos rectos a alto ángulo, en el que la microclina micropertítica puede desarrollar caras cristalinas que se interpretan como indicativas de la cristalización directa de un fundido (VERNON y COLLINS, 1988).

Gran parte de estas texturas de “annealing” en cristales libres de deformación, se interpretan como el reflejo de la deformación D2 en las proximidades del pico térmico del metamorfismo. Esto concuerda con el desarrollo ligeramente anterior en estos paragneises de las texturas de reacción sin-D2 progradas, como porfiroblastos de granate y feldespato potásico creciendo sobre una foliación S2 temprana definida por biotita, sillimanita y cuarzo, con la elongación de los cristales de sillimanita con la L2, y con la aparición en los niveles estructuralmente más altos de la unidad de porfiroblastos sincinemáticos de granate con inclusiones sigmoidales y en “snow-ball” (SCHONEVELD, 1977).

Microfábricas post-pico térmico del metamorfismo.

La diferencia más evidente entre estas microfábricas atribuibles a un proceso de recristalización dinámica durante la *deformación retrógrada D2* y las generadas durante el pico del metamorfismo, es el menor tamaño de grano de la matriz de las primeras.

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

UNIDAD INFERIOR

Niveles
estructurales
altos

Mineral\Defor.	Pico térmico del metamorfismo		Evolución retrógrada		
	Fábricas sin-D2 granoblásticas		Fábricas sin-D2 miloníticas		
	pre-	sin-pico	post-pico		
			anf.sup.	anf.inf.	esq.ver.
GRANATE					
FELDESPATO-K					
BIOTITA					
SILLIMANITA					
ANDALUCITA					
MOSCOVITA					

Fig. 4. Relaciones entre el crecimiento de porfiroblastos y la evolución de las microfábricas en la Unidad Inferior.

plagioclasa y biotita o completamente pseudomorfizados por un agregado de biotita+plagioclasa+cuarzo+ilmenita. 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. El estiramiento que evidencian los nematoblastos, con “pull-apart” llenos de biotita y abiertos a altos ángulos con la lineación de estiramiento L2, supone una evidencia textural del carácter retrógrado de la fábrica S2.

Las microestructuras de recristalización en el cuarzo de estos paragneises están desarrolladas paralelamente a la L2 y se caracterizan por un mosaico interpenetrado de granos relativamente equidimensionales, que muestran alineamientos en los límites de los granos conjugados, resultado de la migración de bordes de grano a alta temperatura (LISTER y SNOKE, 1984). La presencia de estos “ribbons” de cuarzo, indicativos de temperaturas, durante la deformación, de 600-700°C (LISTER y DORNSIEPEN, 1982), implica que la deformación D2 tiene lugar en condiciones de las partes de media y alta temperatura de la facies anfibolítica. Estas microestructuras constituyen registros de estadios de la deformación D2 poco después del pico térmico del metamorfismo, indicando el inicio del enfriamiento de la parte de alto grado del complejo metamórfico.

En los niveles estructuralmente más altos de la Unidad Inferior, próximos al contacto con la Unidad Superior, los efectos retrógrados de D2 son progresivamente más intensos. La evolución de las fábricas S2 en esta parte del complejo metamórfico indica la parcial superposición subparalela de fábricas de bajo grado sobre las previas de alto en momentos posteriores al pico del metamorfismo. En los paragneises de la zona de “detachment”, la recristalización del cuarzo tiene lugar por la progresiva rotación de subgranos, los porfiroblastos de feldespatos muestran reemplazamiento por moscovita±cuarzo y los porfiroblastos de biotita muestran a menudo kinkado y cloritización variable.

Los granitoides y pegmatoides intruidos en los niveles estructurales infrayacentes a la zona de “detachment” presentan diferentes microestructuras S2. Estas se caracterizan por la recristalización parcial de los agregados de cuarzo, plasticidad de baja temperatura y recristalización subordinada tanto del feldespato potásico como de la plagioclasa, reemplazamientos de los feldespatos por agregados de moscovita + cuarzo en grietas extensionales y fuerte deformación interna de los porfiroblastos de micas. Estas microestructuras indican en sentido amplio unas condiciones para la deformación D2 en condiciones transicionales entre la facies anfibolítica y la de los esquistos verdes. (SIMPSON, 1985).

Estos materiales posteriormente son afectados por deformaciones tardías, produciendo en las microfábricas anteriormente descritas modificaciones estructurales, tales como plegamientos o fábricas miloníticas generadas durante la actuación de la Cizalla de Pereña. Todos estos procesos tienen lugar bajo condiciones características de la facies de los esquistos verdes.

Como conclusión puede decirse, que el crecimiento de porfiroblastos en los paragneises de la Unidad Inferior sólo puede referirse en relación a las fábricas S2 generadas durante el pico del metamorfismo y a la evolución retrógrada posterior. En estas rocas, el pico del meta-

morfismo coincide con el inicio o es algo posterior a la deformación extensional D2, y el enfriamiento progresivo es contemporáneo con la formación sucesiva de fábricas sin-D2 retrógradas.

La foliación y lineación dominante en los ortogneises glandulares prehercínicos que aparecen en los afloramientos del área de la Ermita de la Pereña, es paralela a la S2 y a la L2-L3 de los metasedimentos encajantes. La presencia de estructuras asimétricas "augen" y fábricas lineares (L) y plano-lineares (L>S), implican que la deformación que les afecta es un cizallamiento paralelo a la lineación L2 de los paragneises y que la foliación/lineación que presentan se desarrolló simultáneamente durante la deformación por cizalla asociada a la F2, e implicando a su vez una edad para la intrusión de los ortogneises anterior al desarrollo de la F2. Resulta difícil establecer en estos materiales si el crecimiento de la blastesis mineral se produjo en condiciones sin-pico metamórfico o en etapas posteriores a este suceso.

3.3.2.3. Relaciones quemográficas

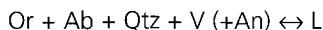
La base para el establecimiento de consideraciones quemográficas se establece en la evidencia textural de reacciones metamórficas relevantes combinada con datos de equilibrio mineral.

Los aspectos texturales que establecen la secuencia de crecimiento mineral han sido ya en parte discutidas en los apartados descriptivos, habiéndose establecido en base a tres aspectos: (1) inclusiones de unas fases minerales en otras, (2) morfología y tamaño de las inclusiones, y (3) relaciones pseudomórficas.

El diagrama petrogenético en el que se recoge una selección de varias reacciones de fusión en presencia y ausencia de fluidos, el inicio de fusión en el sistema granítico (JOHANNES, 1984), y las curvas de estabilidad entre los silicatos de aluminio (BERMAN, 1992), está basado en el propuesto experimentalmente por VIELZEUF y HOLLOWAY (1988) para explicar las relaciones de fusión en el sistema KFMASH.

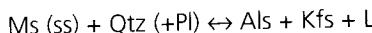
Las rocas metapelíticas presentes en esta unidad constituyen un grupo heterogéneo de gneises de alto grado y migmatitas. En general estos paragneises alumínicos son ricos en leucosomas de composición granítica que se interpretan como derivados de su fusión parcial interna. Estos leucosomas aparecen concordantes con el bandeadío litológico y la foliación principal, o plegados isoclinalmente. Pueden observarse otro tipo de leucosomas que no se encuentran afectados por el plegamiento, y por lo que se los supone tardíos con respecto a las etapas de deformación.

La historia metamórfica de las metapelitas, según muestra la figura 5, puede ser deducida a través de las reacciones de fusión intersectadas durante su evolución P-T. Así, los primeros fundidos saturados en agua que se generaron probablemente fueron debidos a las reacciones:



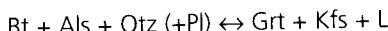


Una vez producida la fase fundida, todo el H_2O disponible se disuelve en ella. A partir de este momento los nuevos fundidos van a producirse mediante el funcionamiento de la siguiente reacción y en ausencia de H_2O :



Esta etapa es probablemente la responsable de la formación “in situ” de las primeras venas leucosómáticas con sillimanita y de pequeñas masas de sills leucograníticos. El plegamiento de estas venas por pliegues cuyo plano axial es la S2 y su boudinamiento paralelo a la L2, sugiere que estos primeros productos de la fusión parcial fueron después intensamente deformados por D2.

El incremento continuado de la temperatura durante D2 originó el funcionamiento de la reacción de deshidratación por fusión incongruente de la biotita:



Se formaron a partir de esta reacción metatexitas sin-D2 con granate y generalmente sillimanita, segregaciones leucosómáticas con granate y diatextitas con granate. Según LE BRETON y THOMPSON (1988), esta reacción tiene lugar en sistemas naturales y para biotitas con valores de X_{Mg} intermedios, a condiciones de entre 750 y 800 °C y 8-10 Kb; estas condiciones son aproximadamente las que se obtuvieron mediante termobarometría para el *pico metamórfico* del M2.

Durante la *evolución retrógrada post-pico* metamórfico de esta unidad se producen reemplazamientos retrógrados de granate por cordierita en presencia de sillimanita, y son explicados mediante una trayectoria descompresiva casi isoterma sin-D2.

La trayectoria P-T termina con un enfriamiento acompañado de una suave descompresión, que queda registrado en el reemplazamiento del granate por agregados de Bt+Pl+Qtz, del que feldespato K, la biotita y la cordierita por moscovita+cuarzo, frecuentemente formando simplectitas, y en la transformación de sillimanita en andalucita. Finalmente la unidad alcanza condiciones de la facies de los esquistos verdes.

Estas condiciones del metamorfismo definidas a partir del estudio de las rocas metapelíticas correspondientes a la Unidad Inferior, también han podido ser deducidas tras la evaluación de las texturas de reacción observadas en los demás materiales de dicha unidad, esto es, de los gneises calcosilicatados y mármoles calcíticos-dolomíticos, ortogneises tonalítico-trondhjemíticos y ortoanfibolitas.

Así, en los gneises calcosilicatados, la presencia de asociaciones minerales en las que la wollastonita está en equilibrio textural con la escapolita, sugiere unas condiciones de tem-

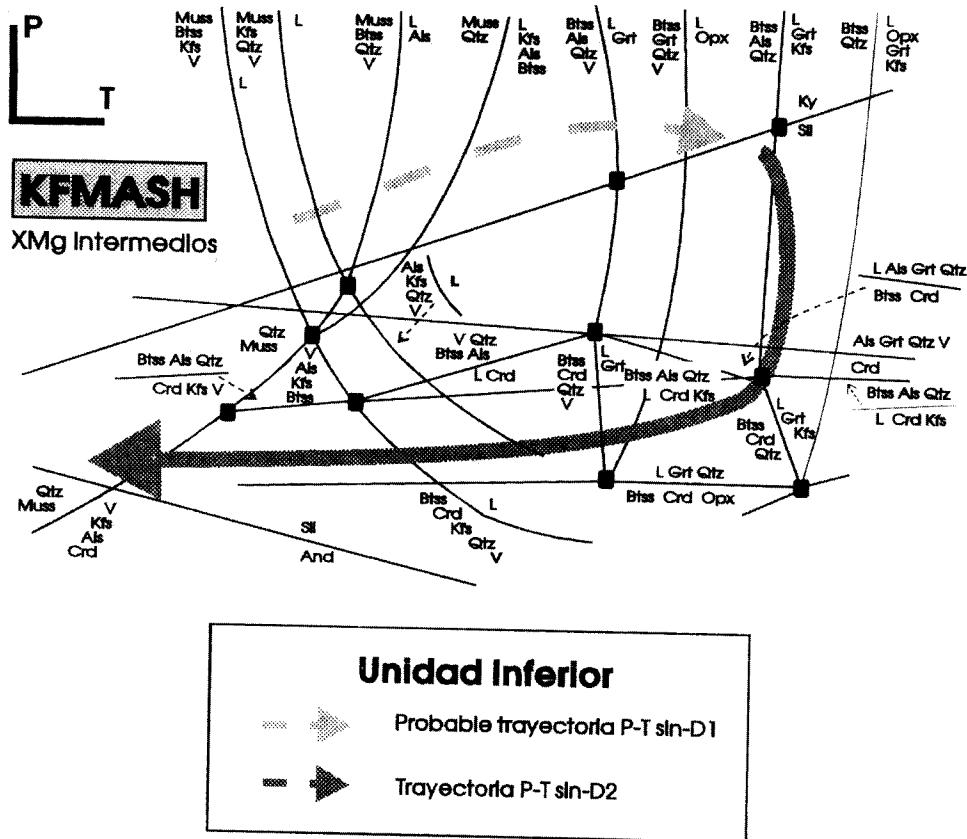


Fig. 5. Red petrogénética parcial, basada en VIELZEUF y HOLLOWAY (1988), para valores de Mg intermedios en metapelitas en las que las relaciones KFMASH mostradas son campos divariantes representadas como líneas. La flecha continua indica la trayectoria PT seguida por la Unidad Inferior durante el evento D2 (ESCUDER, 1995).

peratura superior a los 750°C, la cual concuerda precisamente con las obtenidas termobarométricamente en las metapelitas para el pico metamórfico M2.

En los ortogneises tonalítico-trondhjemíticos las condiciones P-T a las que se produjo el pico metamórfico quedan definidas por la existencia de clinopiroxeno en alguno de los cinco tipos de estos ortogneises, generado mediante la reacción de fusión producida a temperaturas de 750-800°C y presiones de 5-10 Kb.

3.3.3. Metamorfismo de la Unidad Superior

Litológicamente esta unidad está constituida principalmente por un conjunto de metasedimentos pelítico-samítico con intercalaciones cuarcíticas, metagrauvacas, rocas calcosilicatadas y paragneises cuarcíticos (17). Estos materiales se corresponden con el denominado Grupo del Duero del Complejo Esquisto-Grauváquico de SOUSA (1983), descrito anteriormente en el apartado de Estratigrafía.

3.3.3.1. Relaciones microestructurales

Las observaciones que se hacen a continuación en cuanto a las relaciones microestructurales entre el crecimiento de los porfiroblastos y las fases de deformación, son las deducidas del estudio conjunto de los materiales correspondientes a toda la Unidad Superior que forman parte del complejo estructural que constituye el Domo Gneísico del Tormes. Así se incluyen en este apartado las características microestructurales observadas tanto en la actual Hoja de Fermoselle (423) como en la adyacente de Aldeadávila de la Ribera (422).

Dentro de la secuencia de eventos establecidos, los materiales de este sector se caracterizan por presentar un predominante desarrollo de la foliación S2 y una importante recristalización post-S2, además de contener un mejor y más completo registro de la recristalización asociada a la fase deformativa F3 y del metamorfismo retrógrado (Fig. 6).

Fase 1.

Una esquistosidad anterior, S1, queda definida como inclusiones en porfiroblastos de andalucitas rodeados por la S2, plagioclasa y biotitas. Dicha esquistosidad está definida por inclusiones de cuarzo y opacos que determinan una S1 recta y discordante en alto ángulo con la S2 externa. La parte plana de la S1 conservada en el núcleo muestra ángulos variables con la S2 que la rodea en porfiroblastos distintos. Lepidoblastos biotíticos y moscovíticos plegados y encerrados en microlitones sigmoidales envueltos por la S2, frecuentemente de carácter intrafoliar, muestran semejanzas con el estadio IV del desarrollo progresivo de una foliación de crenulación, de BELL y RUBENACH (1983), testificando igualmente la presencia de una S1 previa. Igualmente, grandes plagioclásas que ocupan enteramente microlitones abrazados por la S2 muestran inclusiones de micas, cuarzo y opacos, que definen un estadio intermedio de formación de la foliación, S1+S2, en planos oblicuos a los S2 externos.

UNIDAD SUPERIOR

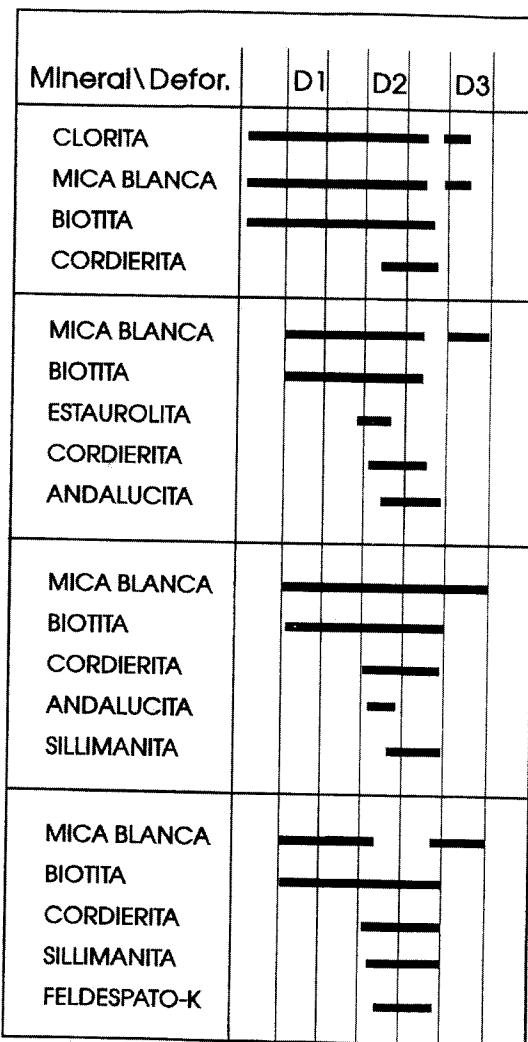
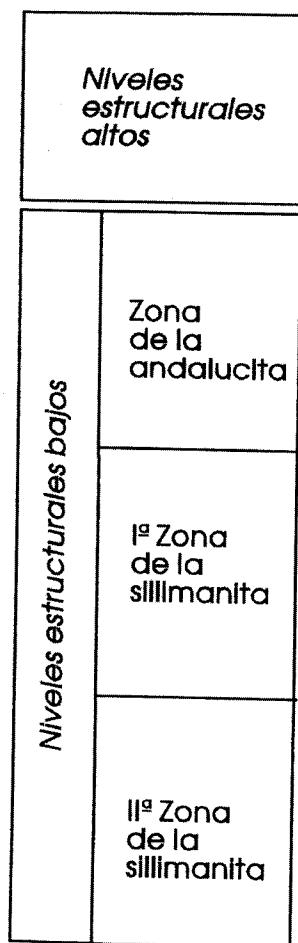


Fig. 6. Relaciones entre el crecimiento de porfioblastos y la evolución de las microfábricas en la Unidad Superior (ESCUADER, 1995).

Fase 2.

La foliación principal que se observa a la microescala en todas las litologías es la S2. Se ha generado por una intensa deformación no coaxial por cizalla simple, y su naturaleza varía en función del nivel estructural y el grado metamórfico. En los niveles estructurales más altos de la Unidad Superior el grado de deformación D2 que afecta a las rocas es muy heterogéneo, como se deduce de la existencia de rocas que varían desde no deformadas a ultramiloníticas. Las microestructuras D2 protomiloníticas, miloníticas y ultramiloníticas aparecen localizadas en estrechas zonas de cizalla normales, que separan dominios virtualmente no deformados por D2 donde se preservan las microestructuras generadas durante D1. En las zonas de charnela de pliegues D2 también se han desarrollado microfábricas S2, que constituyen una esquistosidad de crenulación especialmente bien desarrollada en los niveles ricos en micas, (BELL y RUBENACH, 1983).

En los micaesquistos, la esquistosidad dominante es la S2 definida por un bandeadío de diferenciación cuarzo-micas con espaciado de un milímetro o menor. En ellos no se observan pliegues D2, pero sí pliegues intrafoliares, "boudins" y estructuras "augen" desarrollados en delgados lentejones cuarcíticos. En los paragneises semipelíticos y cuarcíticos se observan agregados cuarzofeldespáticos que forman una lineación penetrativa, L2, la cual es a menudo un poco oblicua a las charnelas de los pliegues D2 pero siempre subparalela al eje mayor de "sheath folds" de F2. Dicha lineación también está definida por "rods" de venas de cuarzo muy estiradas, "boudins", estructuras "augen" y por lineaciones minerales y de estiramiento.

En delgadas intercalaciones anfibolíticas la asociación encontrada incluye: hornblenda, cuarzo, plagioclasa, biotita, granate y esfena; y en rocas de silicatos cárnicos: hornblenda magnesiana, diópsido, cuarzo, plagioclasa cárlica, biotita, epidota, zoisita, esfena, tremolita y escapolita. En ambos casos aparecen mica blanca, clorita, albita y epidota/clinozoisita, como minerales secundarios.

Se pueden establecer diferencias entre las rocas de los niveles estructurales altos y los bajos de la Unidad. La más obvia es la formación de microestructuras S2 penetrativas, el extenso desarrollo de porfiroblastos y el incremento del tamaño de grano de la matriz. El claro aumento de la deformación D2 observado mesoscópicamente hacia los esquistos de los niveles más bajos, no se traduce en general en una variación en las microestructuras, debido a un intenso "annealing" sin- y post-D2. Muchas de las muestras contienen tres elementos estructurales: una foliación previa S1 microcrenulada, una foliación principal S2 de nueva generación y varias generaciones de porfiroblastos, si se consideran sus relaciones con las dos microestructuras anteriores. En metapelitas, la foliación S2 consiste en una alternancia de microdominios micáceos y cuarzosos, progresivamente mejor diferenciados conforme se desciende a niveles estructurales más bajos. Las crenulaciones preservadas en los microdominios cuarzosos y en forma de microinclusiones en los porfiroblastos de rocas de mayor grado, indican que la foliación S2 dominante es resultado de la formación progresiva de una esquistosidad de crenulación, siguiendo un proceso análogo al descrito por BELL y RUBENACH (1983). Los estadios más avanzados de este proceso de transposición progresiva de la S1 por S2, que llega a ser completa, se registran en las rocas de mayor grado de los niveles estructurales más bajos, coincidiendo con una mayor intensidad en la deformación D2.

Sobre las fábricas progradas S2 anteriores se superpone una deformación D2 retrógrada localizada en la zona de "detachment" entre unidades, la cual está caracterizada en las metapelitas por el desarrollo de ECCs (PLATT y VISSERS, 1980) mesoscópicas, estructuras de boudinamiento de la foliación. En general, las ECCs se han observado desarrolladas en los micaesquistos y en alternancias de micaesquistos y cuarcitas, tanto en el campo, con espaciados variables entre uno a varios centímetros y localmente como pares conjugados con mayor desarrollo para una familia, como a escala de lámina delgada. En estas rocas, el cuarzo y los feldespatos forman agregados lenticulares muy alargados que son rodeados de forma anastomosada por las micas, formando "shear bands". Adyacentemente a estos planos, las micas están arqueadas y microboudinadas desarrollando peces micáceos. A escala regional no se ha podido establecer, dada la escasez y mala calidad de afloramientos, un posible desarrollo preferente a lo largo de bandas o asociado a un determinado contacto litológico. Junto al boudinamiento asimétrico de capas micáceas en el interior de cuarcitas y de lentejones cuarcíticos y venas en el interior de metaareniscas, se ha observado rotación de "boudines" asociado a movimientos sintéticos en bandas de cizalla.

A escala regional, todas las microestructuras de F2 indican una penetrativa deformación no coaxial cuya dirección de transporte tectónico coincide con la orientación de la lineación mineral y de estiramiento L2, con un sentido deducido a través de asimetrías y otros criterios cinemáticos hacia el S y SE.

Microestructuralmente y en secciones XZ destaca a primera vista la anastomosada traza de la foliación S2, compuesta por lepidoblastos biotíticos y moscovíticos que rodean e individualizan microlitones lentejonares, que contienen varias generaciones de plagioclasa y cuarzo pero no aparece granate. La sillimanita aparece asociada a los lechos biotíticos, o microdominios P, definiendo mediante la orientación preferente de "madejas" de fibrolita y su plegamiento intrafoliar una orientación nematoblástica (L2) contenida en el plano S2.

En secciones YZ, perpendiculares a L2-L3, se observa un microplegamiento de la S2 que puede variar en intensidad desde una simple ondulación a una apretada esquistosidad de crenulación, S3, con transposición de la S2. En estas secciones YZ, un estadio planar de la S2, previo a la crenulación S3, se conserva como inclusiones rectas en porfiroblastos de plagioclasa.

La principal característica metamórfica del sector estriba en que en gran parte de él tiene lugar la formación de sillimanita fibrolítica, la cual define junto con otras fases mineralógicas presentes dos zonas metamórficas en continuidad con la secuencia establecida. Además, la relación de su formación con respecto al desarrollo de los planos de la foliación regional S2, indican que el cizallamiento dúctil asociado culminó en todo el sector en condiciones metamórficas de su campo de estabilidad, las cuales persisten después de la deformación de F2.

La zona de **sillimanita+moscovita** está definida por la primera aparición de sillimanita y por la desaparición de la fase andalucita. El trazado preciso de la isograda sillimanita "in" no ha sido posible de establecer en la cartografía pero la transición puede observarse en la banda continua de metasedimentos del afloramiento del Salto de Aldeadávila. No obstante, dicha transición ha sido observada igualmente a la escala de lámina delgada con el reemplazamiento directo de andalucita por sillimanita confirmado el gradiente de campo.

Un aspecto importante de determinar para los materiales de esta zona es si la deformación de segunda fase se inició en el campo de estabilidad de la andalucita y evolucionó a condiciones de la sillimanita. La evidencia microestructural de la transformación polimórfica se establece en porfiroblastos de andalucita, los cuales fueron parcialmente desmembrados y rotados durante el desarrollo de la foliación de S2. Dichos porfiroblastos de andalucita aparecen incluidos en microlitones sigmoidales rodeados e individualizados por dominios micáceos (P), en los que junto al cuarzo y dentro o adyacentemente a la biotita, crecen fibras discretas y/o "madejas" de fibrolita. Tales agregados de sillimanita fibrolítica están típicamente concentrados a lo largo de los planos de la foliación S2, quizá a través de ciclos de reacciones iónicas como los sugeridos por VERNON (1987).

La zona de **sillimanita + feldespato potásico** está definida por la primera aparición de feldespato potásico y por la pronta desaparición de la moscovita prograda. El desarrollo de grandes blastos de feldespato potásico más o menos elongados en el plano de foliación a expensas de la moscovita definitoria de la esquistosidad junto con la tendencia a aumentar el tamaño de grano de todos los minerales da lugar a que la roca pierda su carácter esquistoso y se torne gneísica. El feldespato potásico forma junto al cuarzo y la plagioclasa agregados "equant" de bordes intergranulares rectos o curvados.

La esquistosidad está débilmente desarrollada y son típicas en estas rocas las texturas granooblásticas poligonales, sobre todo en litologías cuarzofeldespáticas, en las que delgadas capas biotíticas a modo de "schlieren" definen los planos de foliación. Bandeados sedimentarios y la estratificación son aún evidentes en escasas rocas, pero no quedan restos ni evidencias de la naturaleza detrítica de los granos de las rocas metareniscosas.

Las asociaciones típicas de esta zona son: cuarzo + feldespato potásico + plagioclasa + sillimanita + biotita \pm cordierita. Como accesorios aparecen apatito, circón, turmalina, ilmenita, magnetita, esfena y opacos. El feldespato potásico puede ser tanto ortosa como microclina, siendo generalmente pertítico y con escaso contenido de componente anortítico. La plagioclasa en metaareniscas es una oligoclasa cálcica, pero en metapelitas es albítica, denotando el extremadamente bajo contenido en Ca en estas rocas. En las rocas de mayor grado la fibrolita es sustituida por micropirismas y pequeños granos de sillimanita.

Etapa de "annealing" post-S2.

El crecimiento de sillimanita desde andalucita pueden también deducirse desde relaciones pseudomórficas texturalmente posteriores al desarrollo de la foliación S2. La desaparición de andalucita en rocas de la zona de la sillimanita está acompañada por una pseudomorfización total o parcial a micas moscovíticas de grano grueso desorientadas, las cuales no retienen cuarzo ni inclusiones de opacos. Aunque la aparición de sillimanita fibrolítica se ha observado relacionada con el desarrollo de pseudomorfos y creciendo desde las biotitas, no se ha observado el reemplazamiento directo desde andalucitas previas. Esto implica que la desaparición de andalucita y formación de sillimanita tiene lugar muy cerca en el tiempo dentro de la secuencia de eventos reconocibles en la lámina. El hecho de que rocas de la zona de la sillimanita presenten pseudomorfos de moscovita con núcleos relictos de

andalucita implica también que el crecimiento de sillimanita fue precedido por el de andalucita.

La reacción: and → sill en estas rocas puede ser indirecta y proceder del reemplazamiento de andalucita por moscovita en algunos dominios, y del de biotita por fibrolita en otros, quizá a través de complejos intercambios catiónicos como los descritos por CARMICHAEL (1969).

El relativo tiempo de crecimiento de seudomorfos de moscovita y sillimanita puede indicarse mediante relaciones microestructurales. En general las moscovitas de grano grueso que reemplazan a andalucitas están desorientadas e indeformadas, aunque algunas se orientan paralelamente a la foliación principal (S2), deduciéndose por lo tanto para ellas períodos de crecimiento tardi-D2 y esencialmente post-S2.

Gran parte de la fibrolita es mimética de la biotita, desde la que también se nuclea, pero existen recrecimientos fibrolíticos desde los nódulos microplegados ("madejas") y fibras aisladas que aparecen desorientados e indican una blastesis postcinemática a la S2.

En resumen, todas las microestructuras anteriormente descritas establecen que las rocas fueron deformadas durante D2 por procesos dúctil-plásticos. Los cambios observados en las microestructuras S2 hacia los niveles estructurales más bajos de la Unidad Superior, indican que en este sentido se activaron mecanismos deformativos progresivamente de mayor temperatura durante D2. La mayor abundancia de porfiroblastos sugiere también un aumento progresivo de la importancia de las reacciones metamórficas. La crenulación subhorizontal más bajos y registrada en sucesivos estadios hasta su completa transposición, concuerda con el incremento de la deformación finita observado a la mesoescala y la horizontalidad de las estructuras preexistentes durante D2. Paralelamente, los procesos de "recovery" recristalización estática y crecimiento de granos, indican que los procesos de "annealing" post-D2 fueron más importantes hacia los niveles estructurales bajos, coincidiendo con el aumento de la deformación D2 y del grado metamórfico. Estos procesos de "annealing" post-D2 obliteran gran parte de las características diagnósticas de las rocas milonitzadas, resultando por ello difícil reconocerlas.

Fase S3.

Los pliegues D2 y la foliación S2 resultan plegados por las estructuras relacionadas a la F3. Se trata de pliegues sobreimpuestos D3, de escala de centimétrica a métrica, abiertos y cerrados, de simetría rómbica y monoclínica, cuyos ejes y líneas de charnela se orientan subparalelamente a la L2. Asociadamente a dichos pliegues se desarrolla una esquistosidad de crenulación, de variable desarrollo y penetratividad, a lo largo de bandas relacionadas a macroestructuras de gran escala, bien visible en los micaesquistos pero poco desarrollada en las capas competentes y cuerpos granitoides. Como consecuencia, se genera en los micaesquistos una lineación de crenulación, L3, que resulta ser subparalela a la L2 de los paragneises cuarcíticos adyacentes. En detalle, la L2 de los micaesquistos se observa microplega-

da en los planos S2 por los pliegues D3 en su zona de charnela. No obstante, en el campo, la lineación dominante es a menudo compuesta, producida por la F2 y la F3, y denominada L2-L3.

La disposición subhorizontal de los ejes de pliegues menores D3 y su asimetría, de la lineación L2-L3, y de las trazas de la S2 en la cartografía, son relacionables a la presencia de una gran estructura antiformal de escala kilométrica de orientación aproximada NO-SE, cuya zona de charnela debe situarse más hacia el N y NE, hacia zonas ahora ocupadas por una gran masa de cuerpos graníticos sincinemáticos.

En secciones YZ, se observan nódulos de sillimanita y haces fibrolíticos aplastados y paralelos a la S2 los cuales aparecen ondulados y microplegados por micropliegues D3. De ellos parten recrecimientos paralelos a los planos de S3 de crenulación, así como otros desorientados y posteriores. También son frecuentes las inclusiones de fibras y microprismas de sillimanita orientados al azar en los minerales de los microdominios Q próximos, cortándolos, los cuales muestran por otra parte evidencias de un intenso "annealing". De todas estas relaciones se deduce una blastesis y un metamorfismo en condiciones de sillimanita para las rocas de este dominio, temporalmente sin y post-S3.

En zonas del intradós de pliegues menores D3, el agregado cuarzofeldespático del que también forma parte la cordierita de los dominios Q ha podido recristalizar elongadamente a los planos de S3 de crenulación, indicando también que la blastesis metamórfica de estos minerales ha persistido durante y después de la F3.

Fase retrógrada.

En estas rocas tiene lugar un variable reemplazamiento de sillimanita, andalucita, cordierita y feldespato potásico, por moscovita retrógrada en agregados en grano fino y en grandes placas o "cross micas". Se define así una dificultad en algunas rocas para asignar si quedan restos de moscovita prograda y que toda la que queda. No obstante, la ausencia de orientaciones preferentes y de deformación interna en los seudomorfos de sillimanita indican que fueron postcinemáticos a la formación de la esquistosidad S2 (y de la S3 en las rocas donde se observa). La cordierita en la zona sillimanita+feldespato potásico no presenta trayectorias de inclusiones de grano fino, pero granos inalterados conservan finas inclusiones desorientadas de cuarzo y biotita.

Las biotitas de la zona sillimanita+feldespato potásico son probablemente tipos eastoníticos. Sufren un proceso de cloritización variable, con formación adicional de esfena, epidota/clinzoisita, rutilo sagenítico y opacos.

Muchas muestras de la zona de cordierita/andalucita y de niveles térmicos superiores contienen cloritas. Muchas de estas cloritas presentan tonos ligeramente verdes pálidos o débil pleocroismo y birrefringencia verde-azuladas, indicando que son relativamente ricas en Mg (ALBEE, 1962). Tales cloritas pueden haberse formado a relativas altas temperaturas y pueden ser parte de la asociación del pico metamórfico, pero al aparecer cortando con altos

ángulos y sobreimpuestos a la foliación micácea y observarse evidencias de reemplazamiento directo de biotitas por cloritas, así como interdigitación de capas cloríticas con biotíticas en un mismo lepidoblasto, implicando que aunque se han formado a altas temperaturas son tardías en la secuencia metamórfica (post-S2) y con posterioridad al "pico" del metamorfismo.

Otros minerales retrometamórficos son: mica blanca, sericita, pinnita, epidota, carbonatos y opacos.

Fase F4.

La fase deformacional F4 tiene lugar en momentos finales del metamorfismo retrógrado y sobrepasa (postdatándola) la recristalización metamórfica. Este aspecto es claro en las rocas con fábricas milonítico-filoníticas retrogradacionales en relación a zonas de cizalla dúctiles y dúctil-frágiles tardías asociadas al movimiento de la Zona de Cizalla de Juzbado-Traguntia (ZCJT), el cual ha sido temporalmente establecido como post-F3. Dichas fábricas miloníticas de baja temperatura, definidas por "ribbons" de cuarzo y "mica fish" cloríticos y moscovítico-fengíticos, se presentan crenuladas por una serie de micropliegues D4 angulosos y "kink bands" en cuyos planos, S4, no se observa blastesis.

En las rocas con sillimanita los pliegues de crenulación D4 y en sus zonas de charnela, tiene lugar un reemplazamiento preferencial a pequeñas cloritas y micas blancas. La textura de la moscovita en estas zonas de charnela es variable: algunos granos están poligonizados, otros presentan extinción ondulante y kinkados. La deformación F4 es también aquí esencialmente postmetamórfica como resulta evidente por la débil extinción ondulante que presentan todos los granos del agregado cuarzofeldespático de la roca.

Milonitas y filonitas asociadas a la Zona de Cizalla de Pereña (ZCP).

En relación a la actuación de la ZCP se forma en los metasedimentos una nueva foliación (Sm-f) de carácter milonítico-filonítico, con una lineación contenida (Lm-f) y grano muy fino, en la que son observables todos los estadios de transposición desde la foliación S2 previa y las sucesivas asociaciones minerales.

Dicha foliación en las rocas menos deformadas está definida por finas capas de cuarzo ("ribbons"), clorita y micas cizalladas ("mica fish") que cortan a la foliación S2 con ángulos apreciables y generan dominios y microlitones sigmoidales propios. Las micas de los planos S2 adyacentes son kinkadas y el cuarzo de los planos Sm-f muestra texturas de deformación con ausencia de signos de recristalización dinámica. Dicha foliación presenta un carácter rotacional con un movimiento paralelo a la Lm-f que se dispone subhorizontalmente. En algunas muestras se han podido determinar dos sentidos de cizallamiento opuestos: uno, en condiciones de estabilidad de la sillimanita y relacionable al cizallamiento asociado a la formación de la S2; y otro, en condiciones de blastesis propias de la facies de los esquistos verdes, relativo a planos discretos generados posteriormente en la historia deformativa de la roca.

En las rocas más deformadas la roca original ha sufrido una intensa transformación de la asociación mineral previa con formación de minerales característicos de la facies de los esquistos verdes, producto de reacciones que envuelven hidratación y/o cambios metasomáticos, como cuarzo, moscovita, microclina, albita, clorita y pinnita. Se trata de reacciones retrógradas favorecidas por la movilidad de fluidos en la zona de cizalla que ocasionan una transformación de las biotitas en cloritas, de los feldespatos en moscovitas, de las plagioclásas cárnicas en otras más sódicas, de la sillimanita y cordierita en agregados sericiticos de grano muy fino, acompañadas por la formación adicional de abundantes opacos como subproductos. Dichas transformaciones suponen una adición de K y Si y una removilización del Ca, Al y Na, asociada a una cierta movilidad para los elementos ferromagnesianos (YARDLEY, 1989; DIPPLE *et al.*, 1990).

3.3.3.2. Relaciones quemográficas

Las litologías más adecuadas para el estudio del metamorfismo Hercínico en la Unidad Superior son las de composición metapelítica y metasemipelítica. Los materiales de este tipo en dicha unidad ocupan una amplia zona, y se extienden, además de por la Hoja de Fermoselle, por las adyacentes de Aldeadávila de la Ribera y Vilvestre. Basándonos en la definición de asociaciones minerales mediante el modelo del sistema pelítico KFMASH, y su representación en diagramas A'KF convencionales (THOMPSON, 1957; WINKLER, 1978), para muestras de rocas metapelíticas recolectadas en diferentes puntos de la zona estudiada, ha sido posible establecer varias zonas metamórficas: clorita, biotita, cordierita, andalucita, sillimanita + moscovita y sillimanita + feldespato potásico. Atendiendo a la disposición secuencial que adoptan estas zonas metamórficas, únicamente dos de ellas son las cartografiadas en el ámbito de la Hoja que nos ocupa, sillimanita + moscovita y sillimanita + feldespato potásico. La distribución areal de estas zonas se muestra en la figura 7.

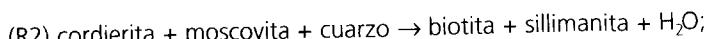
Las asociaciones minerales en las rocas metapelíticas aparecen representadas en los diagramas AFM de la figura 8.

La formación de una **I^a zona de sillimanita** (EVANS y GUIDOTTI, 1966) puede referirse a la transformación polimórfica:



de la que se posee evidencia textural directa y estableciendo ese orden de cristalización con el aumento de la temperatura, de forma similar al reemplazamiento de distena por sillimanita en la zonación clásica Barroviense.

Como señala YARDLEY (1989), la sillimanita también puede producirse directamente en rocas con cordierita+moscovita+cuarzo, a través de la misma reacción de formación de andalucita pero en el campo de estabilidad de la sillimanita:



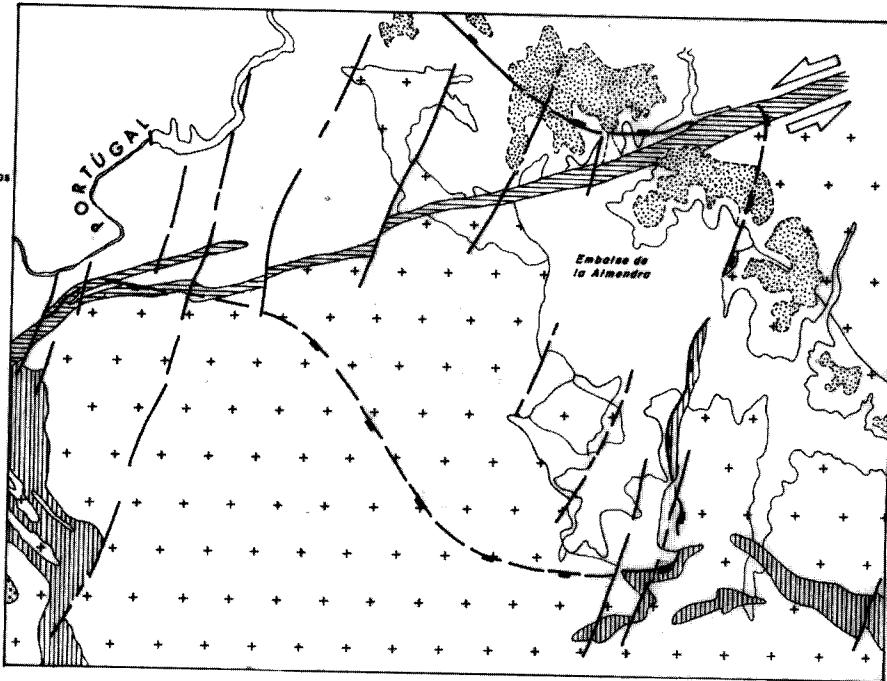
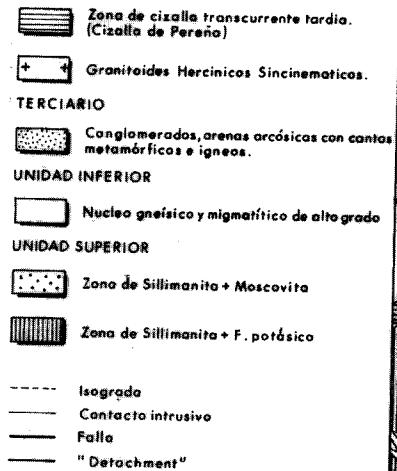
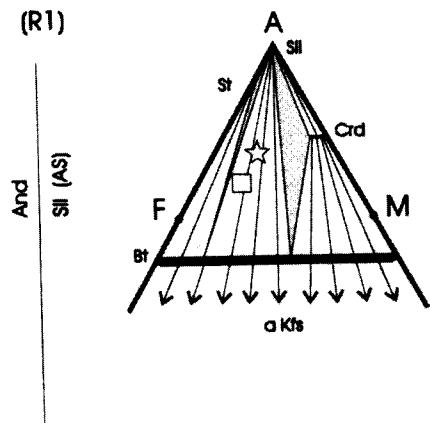


Fig. 7. Esquema zonal metamórfico (Modificado de ESCUDER, 1995).

Zona I^a Sillimanita



Zona II^a de la Sillimanita

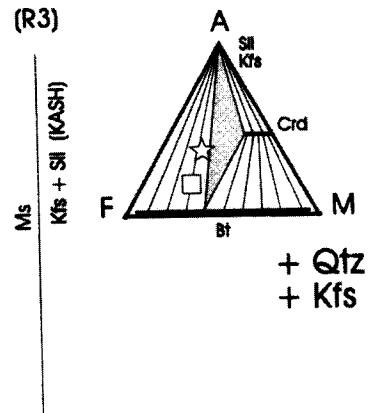


Fig. 8. Diagramas AFM esquemáticos de las asociaciones minerales en rocas metapelíticas de la Unidad Superior
(Modificado de ESCUDER, 1995).

que justifica, en parte, la ausencia de cordierita en algunas metapelitas, los intercrecimientos biotítico-sillimaníticos en el plano de foliación y la disminución modal del contenido en moscovita.

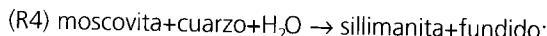
La isograda que define el comienzo de esta zona aparece en los niveles estructuralmente más bajos de la Unidad Superior y es subparalela al contacto con la Unidad Inferior.

Una **II^a zona de sillimanita** puede establecerse en el área mediante la asociación: Q+fk+plag+bio+sill. La reacción de formación característica del inicio de la zona es:



desarrollada en un amplio rango de composiciones y evidenciada por un crecimiento adicional de sillimanita, la formación de ortosa y la desaparición de la moscovita programada simultáneamente. En contraste con la Unidad Inferior, el feldespato potásico que aparece en las rocas de la base de la Superior, no presenta evolución pertítica, sugiriendo menores temperaturas de formación para el feldespato potásico durante el metamorfismo. Esto indica la existencia de una diferencia en la temperatura máxima alcanzada por ambas unidades durante el metamorfismo y que el contacto tectónico yuxtapone niveles térmicos distintos.

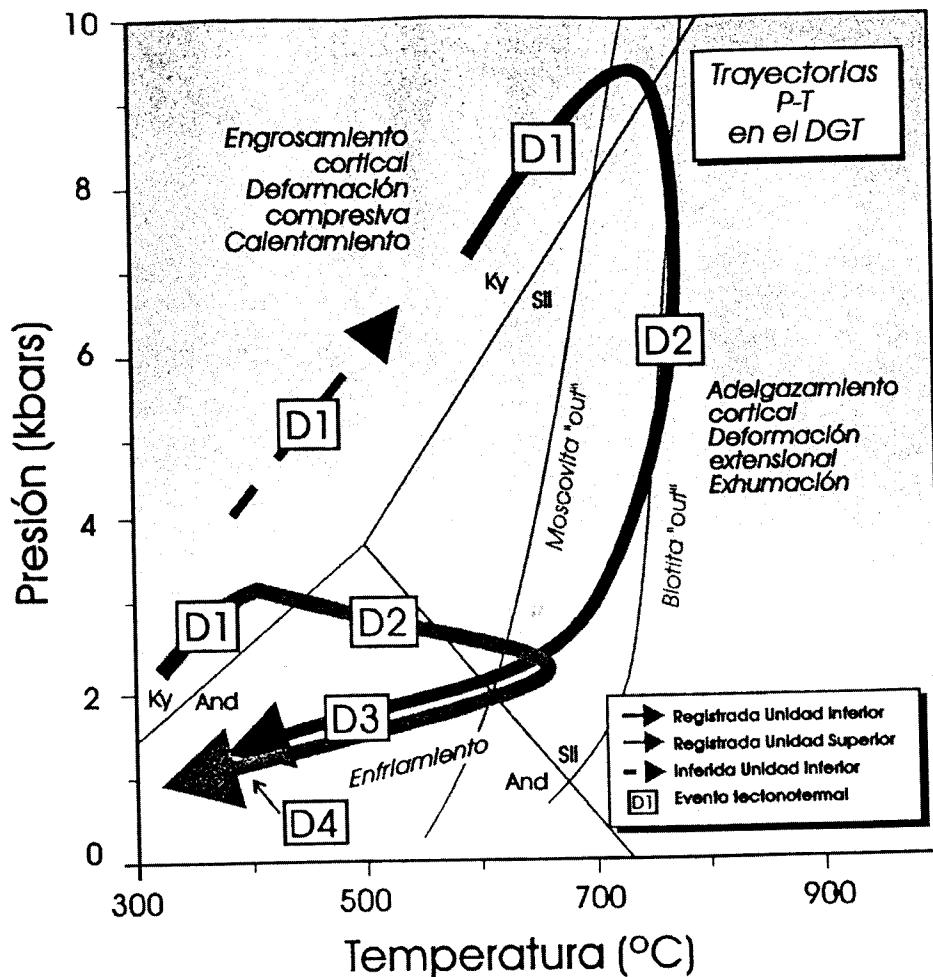
Coincidendo con los primeros metros estructuralmente por encima del contacto entre la Unidad Superior e Inferior, los niveles báslas de esta última zona se caracterizan por la aparición de venas graníticas y pegmatitas generadas "in situ" de forma heterogénea. Sólo muy localmente su abundancia volumétrica dota a la roca de un aspecto bandeados migmatítico. El desarrollo de estas características migmatíticas implica, que la desaparición de la moscovita puede llevar consigo la génesis de una fase fundida también. La secuencia de reacciones de deshidratación-fusión que deben de haber tenido lugar son de menor a mayor temperatura:



3.3.4. Evolución tectonometamórfica

Como se introducía ya al comienzo de este capítulo, la diferenciación de los materiales en dos unidades permite establecer dos eventos tectonometamórficos principales D1 y D2, que pueden relacionarse respectivamente con dos sucesos metamórficos M1 y M2.

En la figura 9, se muestran las trayectorias P-T seguidas por estas dos unidades durante los eventos tectonometamórficos principales D1 y D2 y otros de menor entidad D3 y D4. Estas trayectorias son obtenidas mediante la modelización efectuada por ESCUDER VIRUETE, (1995), de granates con zonado de crecimiento.



Unidad Inferior.

En la Unidad Inferior, las condiciones metamórficas alcanzadas durante D1 son difíciles de establecer dada la escasez de asociaciones relictas, debido a la superposición y recristalización inducidas por el evento D2. Aún así resultados termobarométricos obtenidos en núcleos de granate no afectados por homogeneización a alta temperatura, establecen para los estadios finales de D1 presiones mínimas de 8 ± 1 Kbar y temperaturas entre 660 y 780°C. Puede deducirse entonces que la Unidad Inferior alcanza condiciones de la parte media y alta P de la facies anfibolítica. Consecuentemente, el evento D1 se considera como responsable del engrosamiento cortical y de la presurización de la Unidad Inferior durante su evolución prograda, dentro de un régimen de metamorfismo de presiones y temperaturas intermedias (MP/MT), M1, característico de dominios colisionales con corteza continental engrosada.

En los niveles estructurales más altos de esta Unidad, la trayectoria sin-D2, tiene las dos características fundamentales de una trayectoria producida por denudación tectónica: una fase inicial de descompresión isotérmica seguida después por un enfriamiento isobárico. La existencia justo estructuralmente por encima de las muestras modelizadas, del contacto tectónico ("detachment") con la Unidad Superior, favorece la interpretación, de que la estructura termal y la evolución metamórfica está controlada por el movimiento extensional de dicho contacto tectónico, como producto de un proceso de adelgazamiento cortical sin-D2 que originó la movilización de materiales situados estructuralmente por encima del límite superior actual de la Unidad Inferior, y produjo unas nuevas condiciones de presión y temperatura y así un segundo evento metamórfico M2.

En cuanto a los fenómenos de migmatización observados en esta Unidad, puede deducirse en función de la secuencia inferida de reacciones de fusión y la existencia de leucogranitos anatécticos, que fueron producidos durante la fase de rápida descompresión sin-D2.

Por último, los eventos D3 y especialmente D4, tienen lugar bajo condiciones de metamorfismo retrógrado en la facies de los esquistos verdes, sugiriendo que los dos conjuntos experimentan una historia tectonotermal común en un nivel cortical superficial, después de haber sido yuxtapuestas por el "detachment" extensional.

Unidad Superior.

Durante el primer evento tectonotermal D1, las reacciones que tienen lugar en los materiales de esta Unidad son típicas de los esquistos verdes, y dan lugar a la formación de clorita, moscovita y biotita. Estas zonas de clorita y biotita fueron parte de los niveles altos de una secuencia metamórfica, M1, de tipo Barroviense, de presión y temperatura intermedia, la cual fue deformada posteriormente durante el evento D2.

A lo largo de todo el evento tectonotermal D2, se producen diferentes sucesos deformacionales de carácter extensional, a partir de los cuales se va a generar un nuevo proceso metamórfico M2. Las evidencias principales concernientes al carácter extensional, 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 temperatura y presiones mayores

acompañadas por granitoides anatécticos, apunta hacia una interpretación de la zona de cizalla como un “detachment” normal. Así, el metamorfismo progrado observado en las rocas situadas por encima de la Unidad Inferior, con asociaciones características de baja presión tales como andalucita, sillimanita+moscovita, y sillimanita+feldespato potásico, es una consecuencia directa del transporte tectónico de calor, dadas las tasas de la deformación contemporáneas y la baja conductividad térmica de las rocas en la Unidad Superior; este hecho es el responsable del alto gradiente térmico mostrado en la proximidad de las zonas metamórficas de M2.

De esta secuencia evolutiva propuesta, se deduce un modelo tectonotermal el cual está basado en modelos termales existentes para la evolución de sectores colisionales con fuerte engrosamiento cortical. En estos modelos se está de acuerdo con que 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, sino que estas altas temperaturas están favorecidas por el desarrollo de una tectónica extensional o por aportes considerables de calor convectivo de naturaleza magmática, (THOMPSON y ENGLAND, 1984; ENGLAND y THOMPSON, 1984; WICKHAM y OXBURGH, 1987; THOMPSON y RIDLEY, 1987; DE YOREO *et al.*, 1989; SANDIFORD y POWELL, 1986; PLATT, 1993).

Así la deformación asociada a D1 está probablemente bien representada por un segmento en la trayectoria P-T de sentido horario, característico de un engrosamiento y apilamiento de las 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 prograda 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, estuvo controlada por mecanismos de deformación dúctil extensionales, los cuales dan lugar a la yuxtaposición con la Unidad Superior, que experimenta un calentamiento casi isobárico.

3.4. GEOQUÍMICA

3.4.1. **Ortogneises prehercínicos**

Se trata de rocas de composición granítica (tabla 3), peralumínica, algo más ricos en K y Fe y más pobres en Al, Na, Ca y P que los granitos hercínicos fuertemente diferenciados de la Hoja. Estas diferencias de composición química en elementos mayores y menores se corresponde petrográficamente con contenidos más elevados de feldespato potásico y ferromagnesianos (biotita) y menores de plagioclasa. El apatito es también menos abundante que en las rocas graníticas posteriores.

Modalmente son clasificados como monzogranitos. El menor contenido plagioclásico que presentan dichas rocas frente al resto de granitos aflorantes en esta Hoja hace que en el diagrama QAP (STRECKEISEN, 1976) de la figura 10, se proyecten en un área próxima al campo

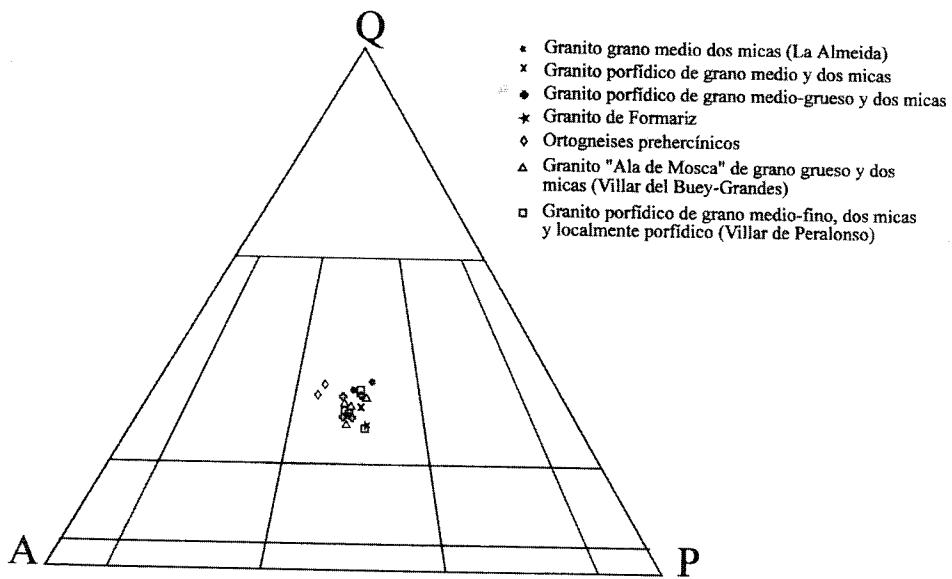


Fig. 10. Diagrama QAP (STRECKEISEN, 1976).

de los sienogranitos, quedando así diferenciados del resto. Este aspecto composicional (rico en feldespato potásico y pobre en plagioclasa) también queda marcado en la pauta de diferenciación que siguen observando en el diagrama Rb-Ba-Sr de la figura 11 (BOUSEILY y SOKKERY, 1975) un mayor contenido del ion Ba (tabla 4). Los porcentajes de Rb que presenta hace clasificarlo como una roca moderadamente diferenciada. Estas ligeras diferencias son debidas a que este materialgneísmico procede de un protolito ígneo con una edad de intrusividad de 610 ± 18 Ma, y por lo tanto de edad posterior a la de los demás granitos de edad hercínica. Su origen se supone relacionado con una actividad magmática ocurrida durante las etapas tardías de la Orogenia Panafricana (LANCELOT *et al.*, 1985; VIALETTE *et al.*, 1986; WILDBERG *et al.*, 1989) y así se clasifica como un granito de tipo colisional según el diagrama de la figura 12 para la interpretación tectónica de rocas graníticas (PEARCE *et al.*, 1984).

3.4.2. **Granito de grano medio, dos micas (Almeida)**

Las rocas de este macizo son unos granitos bastante diferenciados tal y como muestra el diagrama Rb-Ba-Sr de la figura 11 (BOUSEILY y SOKKERY, 1975) y de composición bastante uniforme (tabla 2). El cuarzo normativo es elevado y la relación Or/Ab pasa de > 1 a < 1 . En función de esta relación puede observarse en la figura 11 muestras que presentan relativamente un mayor grado de diferenciación cuando la relación es mayor que 1 (rico en feldespato potásico, rico en Rb). Los contenidos normativos de anortita e hiperstena son bajos. La abundancia de corindón normativo es consistente con granitos de dos micas que presentan cantidades significativas de moscovita. En el diagrama QAP (Fig. 10) queda proyectado en el área de los monzogranitos.

Este granito fue uno de los últimos en emplazarse mostrando una relación de intrusión sobre el resto de granitos que aparecen a su alrededor, por lo que aún tratándose de un granito colisional (Fig. 12) parece tener un carácter bastante tardío respecto a las deformaciones hercínicas.

3.4.3. **Granito de grano medio, dos micas, porfídico**

La única roca analizada de esta unidad intrusiva muestra ser un granito bastante diferenciado (tabla 2), clasificado modalmente como un monzogranito (Fig. 10) y con importantes valores normativos de cuarzo, ortosa y albita. Presenta características similares al granito de Almeida tanto en su grado de diferenciación como en su interpretación geotectónica.

3.4.4. **Granito de grano medio-grueso, dos micas, porfídico**

Se clasifican como monzogranitos, con no muy altos contenidos en cuarzo normativo (siempre $< 30\%$), relaciones Or/Ab > 1 , anortita normativa que puede llegar a $> 2\%$ e hiperstena normativa hasta $> 5\%$. La pequeña variabilidad composicional que se advierte es función del contenido en plagioclasa y ferromagnesianos (biotita). Esta misma variabilidad también se observa en las pautas de diferenciación de estos granitos, mostrando en el diagrama de la figura 11

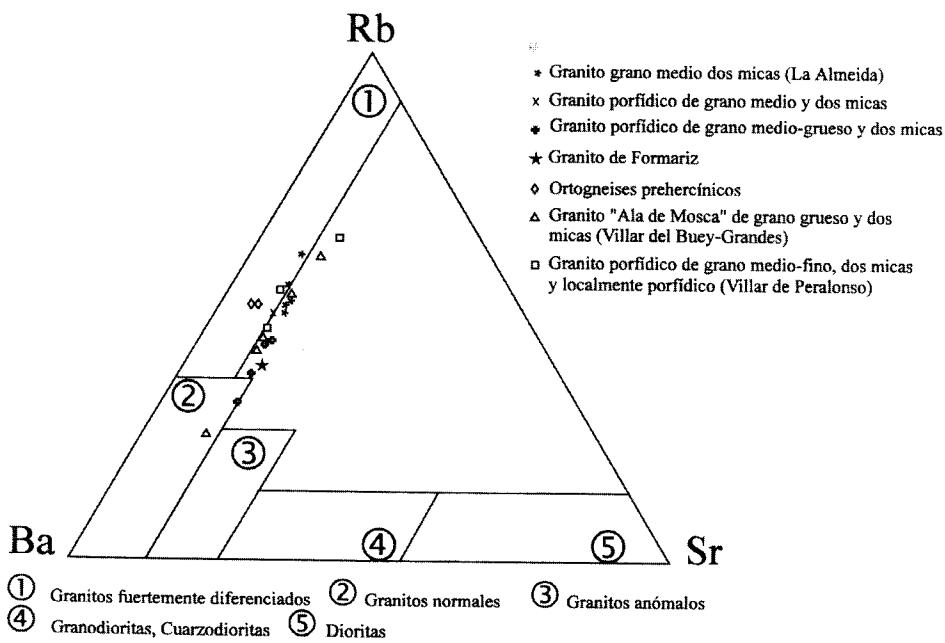


Fig. 11. Diagrama ternario Rb-Ba-Sr (BOUSEILY y SOKKARY, 1975).

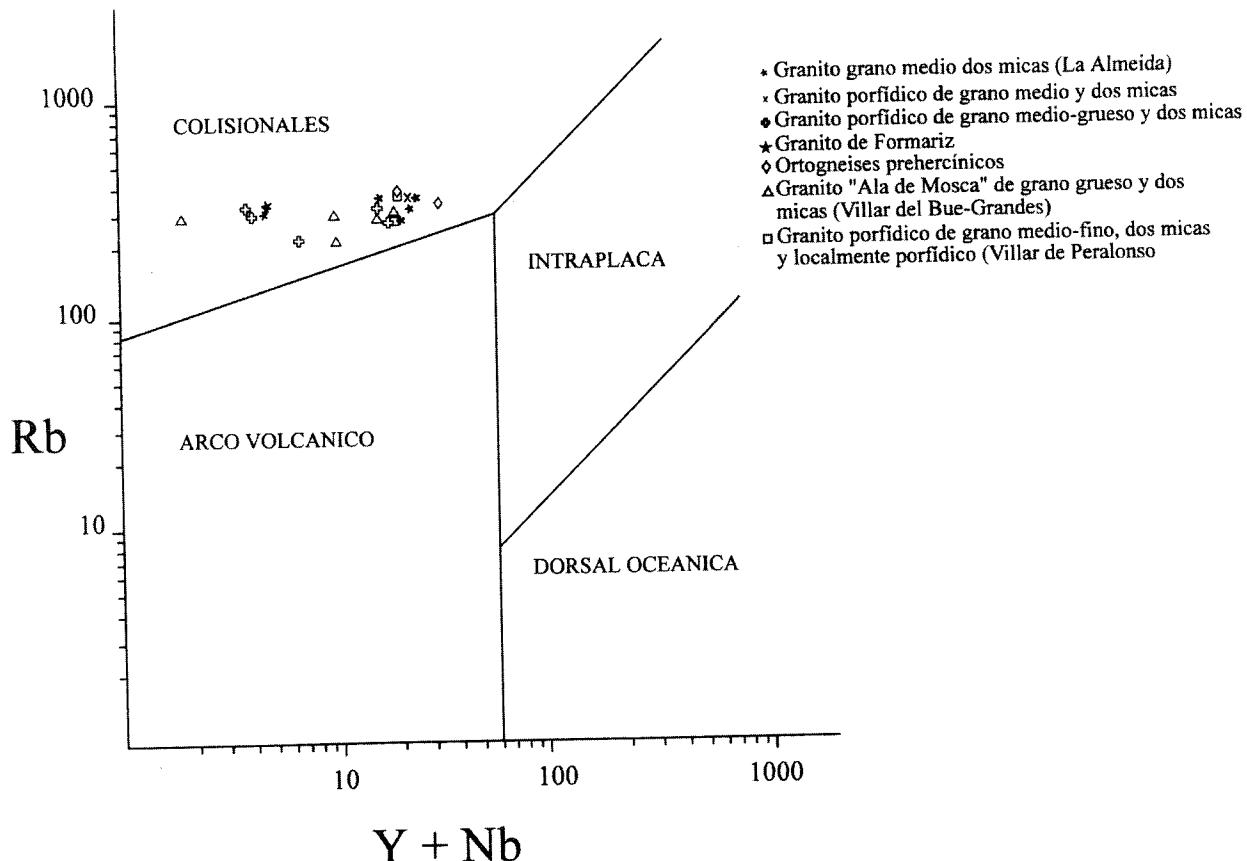


Fig. 12. Diagrama de interpretación tectónica (PEARCE et al., 1984).

una pequeña trayectoria desde granitos moderadamente diferenciados (ricos en ferromagnesianos) a granitos de mayor grado de diferenciación (pobres en ferromagnesianos).

En cuanto a su interpretación tectónica, la foliación marcada por los fenocristales de feldespato potásico así como la presencia de pequeñas cizallas con estructuras S-C, le confieren una cierta simultaneidad con las etapas de deformación de edad hercínica, clasificándolo como una granito de tipo sincolisional en la figura 12 (PEARCE *et al.*, 1984)

3.4.5. Granito de grano medio-fino, dos micas, porfídico (Formariz)

La única muestra analizada corresponde a un monzogranito (Fig. 10) no muy diferenciado (tabla 3), con valores normativos moderados de cuarzo y anortita, en comparación con los otros granitos de la Hoja.

Al igual que el granito de Almeida y el granito porfídico de grano medio y dos micas se trata de un granito colisional (Fig. 12, PEARCE *et al.*, 1984) de carácter tardío ya que texturalmente no se aprecian estructuras deformacionales claras.

3.4.6. Granito “ala de mosca” de grano grueso y dos micas (Villar del Buey-Grandes)

Se trata por lo general de granitos bastante diferenciados (tabla 3), aunque alguna muestra refleje una composición más básica. En el diagrama Rb-Ba-Sr de la figura 11 se advierte esta variación composicional, quedando proyectada una de las muestras de carácter más básico en el campo de los granitos normales alejada de la trayectoria de diferenciación que siguen el resto de los granitos. Los análisis más representativos muestran un granito pobre en minerales maficos, relaciones Or/Ab > 1 y con valores de corindón normativo correspondientes a un granito con moscovita.

En el diagrama de PEARCE, *et al.* (1984), las muestras correspondientes a este granito al igual que el resto de materiales graníticos de la Hoja se clasifican como de tipo colisional.

3.4.7. Granito de grano medio-fino, dos micas, localmente porfídico (Villar de Peralonso)

Son granitos fuertemente diferenciados (tabla 3), con ciertas variaciones en el contenido en sílice, relaciones Or/Ab de < 1 a > 1, muy bajos porcentajes normativos de anortita e hipersíena, altos de apatito y también de corindón, conforme a un granito con moscovita abundante. Las muestras siguen una ligera trayectoria de diferenciación presentando una de ellas el valor máximo en Rb (tabla 4) de todos los granitos muestreados.

La existencia de “schlieren” que conservan estructuras en bandas de cizalla hace suponer este granito generado durante las etapas deformacionales hercínicas considerándolo así de tipo colisional, (Fig. 12).

TABLA 2

Nº	90281	9046	9045	9009	9008	9020	9043	9042	9041	9040	9039
SiO₂	72.80	71.19	72.17	72.86	71.93	71.39	70.80	70.21	70.98	70.98	71.75
TiO₂	0.18	0.21	0.21	0.20	0.22	0.29	0.22	0.35	0.39	0.32	0.31
Al₂O₃	14.74	14.72	14.80	14.75	15.03	14.79	15.63	15.17	14.95	14.79	14.93
Fe₂O₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
FeO	1.44	1.60	1.42	1.52	1.69	1.86	1.47	2.09	2.30	1.97	1.73
MnO	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.03	0.02
MgO	0.33	0.49	0.45	0.38	0.43	0.49	0.47	0.69	0.76	0.620	0.55
CaO	0.57	0.67	0.67	0.69	0.68	0.71	0.67	0.84	0.96	0.67	0.82
Na₂O	3.79	3.77	3.54	3.50	3.30	3.58	3.52	3.13	3.19	3.09	3.23
K₂O	4.63	5.47	4.94	4.61	5.13	5.16	5.50	5.51	4.86	5.42	5.45
P₂O₅	0.32	0.39	0.34	0.30	0.36	0.34	0.35	0.35	0.33	0.38	0.30
H₂O	0.90	1.16	1.18	0.93	0.95	1.05	1.19	1.10	0.90	1.35	1.20
Total	99.72	99.69	99.74	99.76	99.74	99.68	99.84	99.47	99.64	99.61	99.69
Q	31.14	26.06	30.48	32.52	30.75	28.17	27.04	27.56	29.92	29.55	28.54
Or	27.36	32.33	29.19	27.24	30.32	30.49	32.50	32.56	28.72	32.03	32.21
Ab	32.07	31.90	29.96	29.62	27.92	30.29	29.79	26.49	26.99	26.15	27.33
An	0.74	0.78	1.10	1.47	1.02	1.30	1.04	1.88	2.61	0.84	2.11
Hy	3.21	3.85	3.42	3.44	3.85	4.19	3.54	5.03	5.51	4.67	4.07
Il	0.34	0.40	0.40	0.38	0.42	0.55	0.42	0.66	0.74	0.61	0.59
Ap	0.74	0.90	0.79	0.70	0.83	0.79	0.81	0.81	0.76	0.88	0.70
C	3.22	2.31	3.22	3.47	3.67	2.84	3.51	3.37	3.49	3.53	2.94
ID/TT	90.57	90.29	89.63	89.38	88.99	88.96	89.33	86.61	85.63	87.73	88.08
FEMG	0.69	0.62	0.61	0.67	0.66	0.65	0.61	0.59	0.59	0.61	0.60
A	82.63	81.55	81.93	81.02	79.91	78.81	82.30	75.66	72.46	76.63	79.20
F	14.13	14.12	13.72	15.18	16.02	16.77	13.41	18.30	20.70	17.75	15.78
M	3.24	4.32	4.35	3.80	4.08	4.42	4.29	6.04	6.84	5.59	5.02

– Granito de grano medio, dos micas (Almeida): 90281, 9046, 9045, 9009, 9008.

– Granito porfídico de grano medio y dos micas: 9020.

– Granito porfídico de grano medio-fino y dos micas: 9043, 9042, 9041, 9040, 9039.

TABLA 3

Nº	9044	9034'	9035'	9037	9030	9036	9032	9034	9035	9033	9029
SiO₂	69.92	71.58	71.97	72.02	70.99	72.22	69.73	71.33	71.17	72.59	70.71
TiO₂	0.34	0.31	0.32	0.19	0.29	0.16	0.35	0.26	0.34	0.18	0.27
Al₂O₃	15.23	14.14	13.98	14.86	15.20	14.51	15.55	15.06	14.80	14.84	15.24
Fe₂O₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
FeO	2.00	2.45	2.46	1.45	1.86	1.40	2.99	1.69	1.78	1.38	1.78
MnO	0.02	0.03	0.03	0.02	0.02	0.02	0.04	0.02	0.02	0.02	0.02
MgO	0.66	0.49	0.52	0.39	0.49	0.40	1.05	0.43	0.44	0.33	0.43
CaO	0.96	0.56	0.60	0.69	0.79	0.65	1.04	0.74	0.77	0.66	0.73
Na₂O	3.54	2.68	2.60	3.41	3.36	3.48	2.99	3.41	3.33	3.34	3.85
K₂O	5.30	6.03	5.69	5.45	5.69	5.44	4.71	5.45	5.55	5.08	5.41
P₂O₅	0.34	0.21	0.20	0.35	0.35	0.34	0.16	0.37	0.35	0.38	0.44
H₂O	1.20	1.00	1.20	0.91	0.63	1.00	0.95	0.91	1.05	0.93	0.80
Total	99.51	99.48	99.57	99.74	99.67	99.62	99.56	99.67	99.60	99.73	99.68
Q	25.53	29.73	31.73	29.16	26.88	29.06	28.70	28.22	27.99	31.85	25.34
Or	31.32	35.64	33.63	32.21	33.63	32.15	27.84	32.21	32.80	30.02	31.97
Ab	29.96	22.68	22.00	28.86	28.43	29.45	25.30	28.86	28.18	29.26	32.58
An	2.54	1.41	1.67	1.14	1.63	1.01	4.12	1.26	1.54	0.79	0.75
Hy	4.79	5.26	5.34	3.36	4.19	3.34	7.60	3.78	3.84	3.10	3.93
Il	0.65	0.59	0.61	0.36	0.55	0.30	0.66	0.49	0.65	0.34	0.51
Ap	0.79	0.49	0.46	0.81	0.81	0.73	0.37	0.86	0.81	0.88	1.02
C	2.74	2.69	2.93	2.93	2.91	2.53	4.03	3.09	2.75	3.56	2.78
ID/TT	90.29	89.63	89.38	88.99	88.96	89.33	88.61	85.63	87.73	90.13	89.89
FEMG	0.62	0.61	0.67	0.66	0.65	0.61	0.59	0.59	0.61	0.68	0.67
A	81.55	81.93	81.02	79.91	78.81	82.30	75.66	72.46	76.67	83.12	80.73
F	14.12	13.72	15.18	16.02	16.77	13.41	18.30	20.70	17.75	13.62	15.52
M	4.32	4.35	3.80	4.08	4.42	4.29	6.04	6.84	5.53	3.26	3.75

- Granito “ala de mosca” de grano grueso y dos micas (Villar del Buey-Grandes): 9037, 9030, 9036, 9032, 9034.
- Granito porfídico de grano medio-fino, dos micas y localmente porfídico (Villar de Peralonso: 9035, 9033, 9029).
- Granito porfídico de grano medio-fino y dos micas (Formariz): 9044
Ortogneises prehercínicos: 9034', 9035'.

TABLA 4

Nº	9028	9046	9046	9045	9009	9008	9020	9043	9042	9041	9040
Li	105	125	117	47	118	135	98	89	68	97	88
Rb	333	347	304	276	300	333	289	273	238	303	309
Be	7	6	7	7	6	6	4	3	5	4	5
Sr	48	67	74	57	64	67	84	93	99	84	98
Ba	179	251	255	210	235	295	305	385	435	337	376
Y	10	6	5	9	11	11	4	6	7	5	4
Zr	91	117	119	99	109	133	111	166	171	148	159
Nb	14	11	0	11	12	12	0	12	0	11	0
W	0	20	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Sn	0	10	10	0	0	0	0	0	0	15	0
Pb	0	32	29	0	0	0	37	36	41	27	29
V	13	8	7	14	15	19	9	18	20	15	13
Cr	128	3	3	119	111	120	4	10	11	8	5
Co	6	0	0	6	6	7	0	0	0	0	0
Ni	12	0	0	12	14	14	0	0	0	0	0
Cu	4	0	0	4	4	4	0	13	12	0	0
Zn	76	77	60	68	79	91	65	86	79	71	80
B	12	12	12	15	15	24	12	16	26	13	7
F	1209	1369	1004	603	1045	1414	708	1037	840	1037	1702

- Granito de grano medio, dos micas (Almeida): 90281, 9045, 9009, 9008.
- Granito porfídico de grano medio y dos micas: 9020.
- Granito porfídico de grano medio-fino y dos micas : 9043, 9042, 9041, 9040, 9039.

Nº	9044	9034'	9035'	9037	9030	9036	9032	9034	9035	9033	9029
Li	90	75	77	84	108	95	114	98	101	107	145
Rb	310	343	336	305	306	296	229	295	346	271	349
Be	4	0	0	4	4	5	1	5	5	5	4
Sr	102	39	40	63	80	58	105	77	74	63	60
Ba	377	292	288	148	356	219	629	315	130	267	257
Y	5	8	9	2	10	5	10	8	0	8	7
Zr	181	161	173	109	138	104	143	129	188	99	132
Nb	0	12	12	0	0	11	0	11	0	11	13
W	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Sn	0	0	0	0	0	10	0	0	0	0	0
Pb	31	23	21	27	36	26	29	36	10	31	31
V	15	18	17	5	15	7	29	12	1	8	13
Cr	5	8	8	1	84	4	76	61	20	53	63
Co	0	0	0	0	5	0	7	4	1	3	4
Ni	0	0	0	0	5	0	13	5	5	5	5
Cu	0	0	0	0	4	0	14	4	4	4	4
Zn	68	54	54	64	90	66	63	80	109	71	87
B	9	7	5	9	7	12	7	7	5	5	9
F	1292	1498	1600	840	1210	938	1240	1200	1865	800	1095

- Granito "Ala de mosca" de grano grueso y dos micas (Villar del Buey-Grandes): 9037, 9030, 9036, 9032, 9034.
- Granito porfídico de grano medio-fino, dos micas y localmente porfídico (Villar de Peralonso): 9035, 9033, 9029.
- Granito porfídico de grano medio-fino y dos micas (Formariz): 9044.
- Ortogneises prehercínicos: 9034', 9035'.

4. TECTÓNICA

4.1. TECTÓNICA HERCÍNICA

4.1.1. Introducción

La historia tectónica de la Hoja de Fermoselle debe entenderse dentro de un marco estructural regional, en el que el Domo Gneísmico del Tormes (ESCUADER *et al.*, 1994 a y b; ESCUDER, 1995), se presenta como la principal estructura hercínica tardía. Los materiales por lo tanto que afloran en la Hoja que nos ocupa se encuentran involucrados en la génesis y evolución tectonotermal seguida por dicha estructura.

El Domo Gneísmico del Tormes es un domo estructural tardío, elongado según un eje NO-SE, en el que pueden definirse dos Unidades en base a su contenido litológico, su posición estructural y su esencialmente distinta evolución tectonotermal. Ambas unidades tectónicas principales están separadas por una zona de cizalla dúctil subhorizontal, de espesor kilométrico y movimiento normal, así como por "detachment" dúctil-frágiles sobreimpuestos. La

Unidad Superior se interpreta como un alóctono extensional situado en el bloque superior de la zona de cizalla extensional.

El conjunto metamórfico-plutónico-anatéctico que aflora en la Hoja de Fermoselle, pertenece principalmente a la Unidad Inferior. Materiales pertenecientes a la Unidad Superior afloran en esta Hoja bordeando el núcleo del Domo Gneísmico del Tormes en diferentes sectores que se localizan en, las proximidades de El Manzano, La Nava del Vivar, Monleras y El Sardón al SE, en las Peñas de Fernán Palayo y Cibanal al NE, y por último, desde Pereña hasta la localidad de La Peña al oeste de la Hoja, un sector que se extiende longitudinalmente de norte a sur

Las estructuras hercínicas reconocidas en el conjunto de rocas orto y paraderivadas aflorantes en el ámbito territorial de la Hoja están agrupados en dos eventos deformativos principales D1 y D2 y dos tardíos de menor entidad D3 y D4. La etapa de deformación D1 de carácter compresivo está relacionada con la convergencia hercínica y genera fábricas y estructuras que son variablemente superpuestas y obliteradas a todas las escalas por las estructuras asociadas con la deformación extensional D2. Las estructuras tardías D3 y D4 son las responsables de la macroestructura domática final y fueron generadas cuando el domo alcanzó un nivel cortical superficial.

Las fábricas y lineaciones asociadas con dichos eventos deformativos presentan unas orientaciones reflejadas en los estereogramas de la figura 13. Estas estructuras y las orientaciones que presentan resultan ser homogéneas y comparables a lo largo de toda una banda de metasedimentos situada en las proximidades de Fermoselle.

A lo largo del presente informe, las referencias a la dirección de transporte tectónico deducidas desde las lineaciones de estiramiento y asimetrías de indicadores cinemáticos en fábricas miloníticas, se establecerán “sensu lato”, por ejemplo techo estructural al SE, para mayor simplificación.

4.1.2. Estructuras relacionadas con la compresión D1

UNIDAD SUPERIOR

Aunque en el ámbito de la Hoja de Fermoselle no se han encontrado macroestructuras de F1, en el sector VSPI (Vilvestre-Saucelle-Puente Internacional) de la vecina Hoja de Vilvestre (nº 449, ver Memoria), la megaestructura está constituida fundamentalmente por pliegues D1 de gran escala. Esta es bien reconocible desde la geometría que presenta la superficie de discordancia entre los metasedimentos del Complejo Esquisto-Grauváquico y los tramos cuarcíticos “guía” del Ordovícico que forman sindinales y cubetas. Las variaciones en el espesor que se observan en las Formaciones Ordovícicas indican que dicha superficie fue originariamente una superficie erosiva irregular, sobre la cual se depositaría discordantemente el Tremadoc llenando dispositivos sedimentarios en “graben” o “semigraben” producto, probablemente, de una tectónica contemporánea distensiva.

En todo este sector son abundantes los pliegues a pequeña escala. Se trata de pliegues D1, abiertos y cerrados, orientados de NO-SE a ONO-ESE, asimétricos y vergentes al NE, con

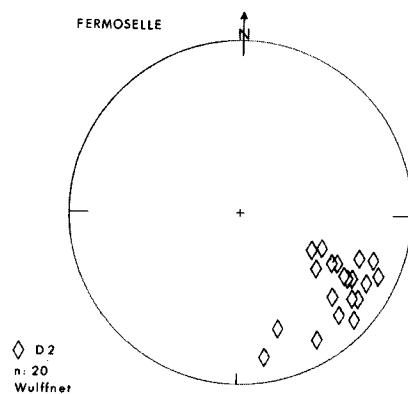
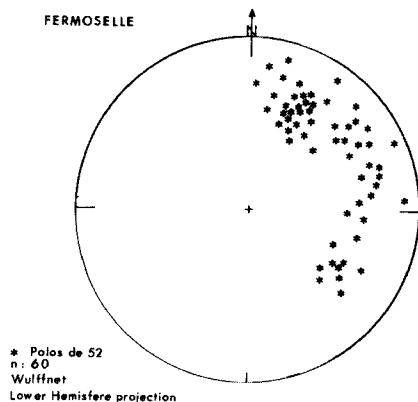
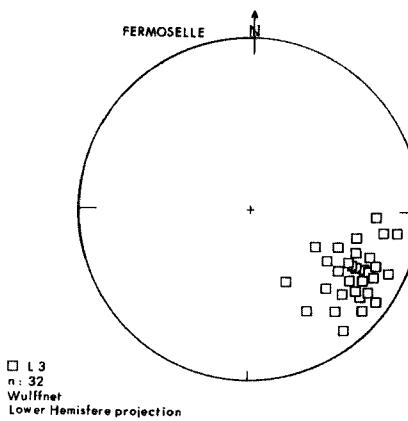
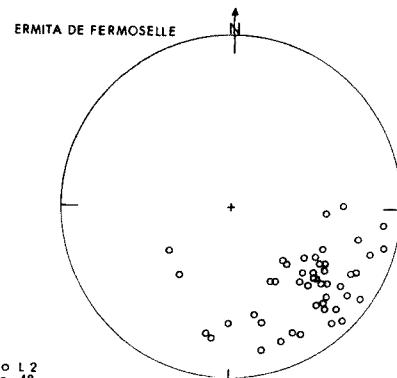


Fig. 13. Proyección estereográfica de elementos estructurales o de fábrica.

superficies axiales que buzan en general valores altos, mayores de 45°, al S y SO, y ejes de pliegues subhorizontales con ángulos de inmersión bajos (menores de 20°), al NO y, en menor proporción, al SE. Los pliegues desarrollados en niveles competentes pertenecen a las clases 1C y 1B de RAMSAY (1967); las capas incompetentes plegadas entre niveles competentes, muestran adelgazamiento en el espesor de los flancos y pertenecen a las clases 1C y sobre todo a la 3 de RAMSAY (1967).

Los pliegues D1 afectan, en los materiales del Complejo Esquisto-Grauváquico, a un bandeados sedimentario heredado (alternancias de metapelitas y metasilitas) y a delgados niveles de cuarzoesquistos y cuarcitas, estableciéndose un ángulo entre la S0 y la esquistosidad de plano axial asociada a los D1, S1, la cual sufre refracción al pasar de un material a otro en función del contraste de competencia, que permite en toda el área deducir posiciones de flanco normal e inverso con respecto a la macroestructura de F1. Asociadamente se define una lineación L1 de intersección entre los planos S0 y S1. No se han encontrado grandes variaciones en la orientación de L1 que permitan suponer la existencia de discordancias dentro de la serie preordovícica ni la presencia de grandes pliegues "sardos" o importantes deformaciones.

Al relacionar la estructura deducida de D1 con las cubetas ordovícicas, se obtiene una macroestructura para D1 consistente en un tren de pliegues formado por varios pares anticlinal-sinclinal, de dirección NO-SE a ONO-ESE y vergencia al NE, caracterizados por presentar flancos normales largos y flancos inversos cortos. Las cubetas y sinclinales ordovícicos se disponen justo en la zonas sinclinales de la macroestructura al inicio de un flanco normal largo, inmediatamente al NE de una corta banda con relaciones de flanco inverso en el Complejo Esquisto-Grauváquico. En algunas zonas la S1 define pliegues de microlitones (NICOLAS, 1987), pudiendo llegar a dar disrupción de las capas en el flanco inverso de los D1 con movimientos dirigidos al NE de cuantía modesta y a lo largo de los planos S1 y pequeñas fallas inversas, como se observa en los afloramientos de pliegues situados en la explotación Minera del Duero al NO de La Fregeneda.

UNIDAD INFERIOR

Las estructuras asignables a la deformación D1 en la Unidad Inferior exclusivamente pueden ser observadas en los materiales que constituyen el basamento de dicha unidad. La distribución cartográfica de las diferentes litologías indica la existencia de grandes lóbulos en forma de cuña de ortogneises del basamento, alternando con delgadas láminas de metasedimentos de cobertura. Estos metasedimentos forman bandas pinzadas entre los lóbulos de ortogneises, cuyo acuñamiento lateral se interpreta como relacionado con la existencia de estructuras sinclinales tumbadas D1, de escala kilométrica, situadas en la parte delantera de cada lóbulo donde se sitúa el correspondiente antiforme D1. Esta disposición, preservada pese a la fuerte deformación posterior D2, se interpreta como una imbricación entre el basamento granítico y su cobertura metasedimentaria originada por cabalgamientos dúctiles dirigidos al NE durante D1. Según esta interpretación, las láminas de basamento se consideran como una combinación de grandes pliegues tumbados y láminas cabalgantes limitadas por zonas de cizalla dúctil.

La primera foliación distinguible correspondiente a esta Hoja aparece en las partes centrales de los macizos lobulares de ortogneises glandulares intercalados entre los metasedimentos, como en el sector del Cerro Tabanera, y en los niveles estructuralmente más bajos del núcleo ortogneítico de El Sardón. Esta foliación se interpreta como una estructura D1, debido a que pasa gradualmente en los ortogneises a la fábrica primaria ígnea porfídica del protolito, sugiriendo que estos metagranitoides debieron actuar como un cuerpo isótropo durante la deformación dúctil D1. La fábrica planar S1 está dispuesta subhorizontalmente y definida por el alineamiento de las biotitas y por una alternancia de niveles lenticulares ricos en cuarzo y feldespatos. La foliación contiene una lineación L1 de orientación NE-SO a N-S constituida por la elongación de agregados cuarzofeldespáticos y los porfiroclastos de feldespato potásico.

Existen diferentes criterios que demuestran la no coaxialidad de la deformación D1, por ejemplo la forma sigmoidal de la foliación en zonas de cizalla y la asimetría de las colas en torno a los porfiroclastos feldespáticos. Dicha asimetría indica casi invariablemente un sentido de cizalla de techo hacia el N o NE. Un sentido de cizalla similar está definido por la simetría de las estructuras S-C (BERTHE *et al.*, 1979; LISTER y SNOKE, 1984) y el boudinage asimétrico de la foliación (HANMER, 1986).

4.1.3. **Estructuras relacionadas con la extensión D2**

La evolución del Domo Gneísico del Tormes durante el evento deformativo D2 estuvo principalmente controlada por la tectónica extensional. De forma asociada, las fábricas y estructuras previas de D1 sufrieron una intensa superposición y transposición por las estructuras no coaxiales de D2. La deformación extensional D2 puede ser separada en dos modos de deformación estrechamente relacionados: el primero se caracteriza por el desarrollo de una amplia banda o zona de cizalla dúctil de bajo ángulo y escala cortical; el segundo conlleva la formación de "detachments" dúctiles retrógrados más localizados, o tectónica de "detachments" estrechos de bajo grado sobreimpuestos, relacionados con los estadios avanzados de la deformación D2. La actuación de ambos modos de extensión da lugar a la yuxtaposición tectónica final de la Unidad Superior sobre la Inferior, las cuales siguieron una diferente evolución tectonotermal.

UNIDAD SUPERIOR

Las características de las estructuras generadas durante esta etapa en la Unidad Superior varían de forma importante en función del nivel estructural, implican la existencia de diversos mecanismos de deformación a diferentes niveles estructurales e indican un aumento hacia los niveles más bajos de la deformación D2.

En los niveles estructurales más altos, que se corresponderían con los materiales metamórficos del sector VSPI (Vilvestre-Saucelle-Puente Internacional), se observan pliegues D2, de escala decimétrica y métrica, fuertemente asimétricos e isoclinales a menudo no cilíndricos y de plano axial subhorizontal, y venas y grietas de extensión "en échelon", rellenas de cuarzo.

En los niveles estructurales más bajos aflorantes en la Hoja que nos ocupa y localizados en el sector FMA (Fuentes de Masueco-Aldeadávila), el cual verifica unas condiciones de metamorfismo más profundas que el VSPI, los pliegues D2, presentan un mayor grado de aplastamiento que los pliegues D2 del sector VSPI reflejado en su mayor amplitud y menor ángulo entre flancos, observándose morfológicamente éstos muy evolucionados. Presentan, al compararlos también con los del sector más superficial (VSPI), además de una mayor intensidad de deformación, superficies axiales horizontalizadas y una mayor dispersión en la orientación e inmersión de los ejes de los pliegues. De forma característica, los pliegues D2 que aparecen a la mesoscala pliegan a un bandeadío litológico tectónico y a superficies de cambio litológico heredadas o estratificación (S_0), pero también pliegan a una foliación subparalela a la estratificación.

Dos tipos de pliegues son distinguibles en este sector: pliegues isoclinales cilíndricos y pliegues no cilíndricos relativamente abiertos. Los pliegues isoclinales presentan de forma característica charnelas engrosadas y flancos adelgazados, un carácter disarmonioso hasta el extremo de ser intrafoliares, fuerte asimetría en "Z" o en "S" y líneas de charnela marcadamente lineares y paralelas a la lineación L2. A menudo aparecen con las charnelas aisladas al perder continuidad los flancos por el estiramiento que llevan asociado. Los pliegues abiertos son no cilíndricos, vergentes en general al NE y con líneas de charnela que forman ángulos altos con respecto a la L2. Aunque se han reconocido escasos "sheath folds" (COBBOLD y QUINQUIS, 1980), de pequeña escala y orientación para sus ejes subparalela a la L2, pliegues isoclinales cilíndricos son probablemente partes parciales de "sheath folds" cuyas partes culminantes no afloran (EVANS y WHITE, 1984).

La proyección de ejes de pliegues se distribuye a lo largo de una "guirnalda" que define un plano que es estadísticamente el de la foliación S2; la frecuencia máxima de líneas de charnela y de ejes de "sheath" coincide con el máximo de lineaciones de estiramiento o L2. Estas características los hacen en conjunto relacionables a pliegues generados en una zona de cizalla dúctil (CARRERAS *et al.*, 1977; WILLIAMS, 1978; BERTHE y BRUN, 1980), y el hecho de que estén definidos por la foliación S2, de características miloníticas, sugiere un origen contemporáneo relacionado con el cizallamiento (CARRERAS *et al.*, 1977; EVANS y WHITE, 1984). Por lo tanto, los dos conjuntos de pliegues vistos son generados continuamente o periódicamente durante el cizallamiento a un alto ángulo con respecto a la dirección de extensión, sufriendo durante la deformación no coaxial progresiva una amplificación, una extensión, sufriendo durante la deformación no coaxial progresiva una amplificación, una modificación en su geometría y una rotación de sus ejes hacia la dirección de extensión. La orientación de boudines desarrollados en flancos de pliegues D2 muy estirados y su asimetría indica extensión subhorizontal NO-SE, dirigida al SE, paralela a los ejes de los pliegues.

En algunas zonas son abundantes las venas de cuarzo afectadas por pliegues en todo comparable a los D2, indicando que la deformación de F2 estuvo precedida y acompañada por la formación y relleno de grietas de extensión y procesos de transferencia de materia vía fase fluida, las cuales sufren una rotación y cambio de orientación durante el cizallamiento.

Las estructuras de F2 se presentan transformadas por un grupo de estructuras de desarrollo espacialmente muy heterogéneo. Estas estructuras presentan un carácter compuesto compresional-extensional e incluyen: microcizallas y pequeñas bandas miloníticas, truncación de

la foliación S2, lineaciones minerales y de estiramiento orientadas "grosso modo" en este sector NO-SE, esquistosidad de crenulación extensional ("ECCs" de PLATT y VISSERS, 1980) en micaesquistos, y estructuras de boudinamiento asimétrico de la foliación en materiales con marcado contraste de ductilidad (HANMER, 1986; GOLDSTEIN, 1988). Dichas estructuras manifiestan en conjunto una deformación dúctil no coaxial con una fuerte componente de deformación extensional desarrollada sincrónicamente y algo con posterioridad durante la F2. Los indicadores cinemáticos deducidos desde asimetrías geométricas y fábricas miloníticas, restaurando los efectos de F3 posteriores, dan cuenta de los desplazamientos de los niveles estructuralmente altos hacia el SE.

En los micaesquistos, la extensión se manifiesta por pequeñas zonas de cizalla y la formación de ECCs de espaciado milimétrico y centimétrico en general en un único sistema conjugado con respecto a la foliación regional, que en todo el sector presenta buzamientos menores de 45° al S y SO. Los niveles competentes y venas de cuarzo aparecen "boudinados", alargados y estirados en sistemas de planos a menudo oblicuos al alineamiento de un mismo nivel. En dichos planos se observa frecuentemente discontinuidad de la foliación y de los flancos de pliegues D2 así como, muy localmente, desarrollo de estructuras S-C que permiten deducir en ellos un movimiento normal de bloque superior al S y SO. No obstante, no se han podido establecer a escala regional zonas o bandas de desarrollo preferente de estas estructuras, ni una graduación o tránsito en su penetratividad hacia algún contacto litológico.

Asociadamente a los pliegues D2 existe una lineación de intersección y microplegamiento L2. Dicha lineación está definida por la intersección de dominios micáceos (P) y dominios ricos en cuarzo (Q) con planos paralelos a la S2 y el microplegamiento del bandeadío P-Q milimétrico, que suele ser subparalela a los ejes de los pliegues D2.

La foliación dominante en este mismo sector es una foliación compuesta, o S2, resultado de la transposición extrema de una foliación previa, o S1. Dicho proceso es análogo al descrito por BELL y RUBENACH (1983) y consiste en la generación de una esquistosidad nueva S2 mediante el mecanismo de formación de una esquistosidad de crenulación. Excepto para algunas zonas de charnela de pliegues D2, donde se conserva una S1 intrafoliar así como definida en inclusiones en porfiroblastos, la foliación dominante regionalmente es paralela al bandeadío sedimentario aparente (SO), la cual designaremos en adelante como S2.

En los niveles de metaareniscas feldespáticas, esquistos y paragneises cuarcíticos y cuarcitas, así como en delgadas intercalaciones de paragneises calcosilicatados y ortogneises glandulares, mecánicamente competentes, la foliación S2 es la única microestructura observable presentando un desarrollo regional. Tanto en el afloramiento como en sección delgada, la acomodación de la deformación global fue principalmente a través de procesos de transferencia de materia vía fase fluida. A la microescala dan cuenta de ello (sobre todo en fábricas miloníticas) el desarrollo de fibras de cuarzo en zonas abrigadas como sombras de presión en torno a porfiroclastos; la formación de "ribbons" policristalinos por recristalización dinámica del cuarzo (y en menor medida del feldespato) a través del continuo crecimiento de granos de cuarzo en sombras de presión (VAUCHEZ *et al.*, 1987), frecuentemente con granos y subgranos que definen una fábrica asimétrica relativa a una deformación no coaxial; y la recristalización/blastesis sintectónica de todo el agregado mineral. No obstante, las textu-

ras de las rocas se presentan fuertemente recristalizadas con intenso "annealing" del agregado polimíneral. Dicha recristalización es principalmente post-S2 y con posterioridad a ella la foliación resulta al parecer más difícilmente crenulada o deformada por deformaciones posteriores.

Los fenocristales de feldespato que aparecen en algunas litologías (porfiroides, lentejones metariolíticos, metaareniscas feldespáticas) muestran los efectos de una importante extensión finita paralela al plano de foliación S2 y según la dirección de la lineación L2. Sufren estiramiento que se acomoda por fracturación a ángulos altos con el eje de extensión, y por "pull-apart" de los trozos. Dichos fragmentos sufren rotación, separación y un deslizamiento paralelo a la lineación de estiramiento L2.

En los micaesquistos y calcoesquistos (estos sólo presentes en algunos sectores de la Hoja de Aldeadávila), menos competentes, el desarrollo de la foliación es más complejo, en particular cuando forman alternancias con niveles competentes. La presencia de delgadas capas de cuarzo en los micaesquistos proporciona criterios de una primera etapa de deformación rotacional, la cual fue precedida y acompañada por la formación de venas y grietas de extensión junto a procesos de trasferencia de material disuelto. Los planos de cizalla antitéticos rellenos de cuarzo fueron rotados con la deformación progresiva hasta paralelizarse con los planos de cizalla sintéticos S2.

Tanto los peces de micas asimétricos observados en micaesquistos y cuarcitas miloníticas, como la asimetría de sombras de presión y colas de recristalización en tornos a porfiroblastos, los patrones de fracturación y rotación inducida de porfiroblastos de feldespato rígidos, petrofábricas asimétricas en la orientación de ejes de cuarzo, y el desarrollo de micro y meso-zonas de cizalla en zonas más deformadas, sugieren una deformación progresiva rotacional no coaxial, resultado de un intenso cizallamiento subhorizontal hacia, como se deduce desde indicadores cinematográficos, el SE.

UNIDAD INFERIOR

En la Unidad Inferior, en general, el estilo de la deformación dúctil D2 asociada con la zona de cizalla es similar al cizallamiento de D1. Durante D2, en los ortogneises glandulares se forman nuevos planos de cizalla subhorizontales, aunque parte de las superficies S1 fueron probablemente reactivadas por el cizallamiento de techo hacia el SE.

Los pliegues D2 en estas zonas presentan charnelas curvas y también una dispersión en su orientación (al representar sus ejes se disponen contenidos en el plano de S2), con tendencia a reorientarse paralelamente a la L2 y a los ejes mayores de los "sheath folds".

La tendencia a reorientarse los ejes de los pliegues D2 paralelamente a la dirección X y a la lineación L2, que presenta una marcado carácter de estiramiento pese al "annealing" posterior, se interpreta como producto de un progresivo cizallamiento simple (QUINQUIS y COBBOLD, 1978; COBBOLD y QUINQUIS, 1980) dirigido paralelamente a la lineación L2 que es la dirección de movimiento. El sentido de cizalla deducido desde la vergencia y asimetría de

pliegues D2 de pequeña escala y por criterios microestructurales rotacionales es hacia el S, SE y E, relacionable a un transporte de bloque superior siguiendo dichos vectores.

En sectores aflorantes en la zona de "Las Laderas" del río Duero y en el corte del río Las Uces, las lineaciones L2 se presentan como una lineación de estiramiento mineral de nematoblastos de sillimanita y lepidoblastos biotíticos, una lineación de agregados cuarzofeldespáticos y "rods" de cuarzo a menudo producto de la rotura de flancos en pliegues intrafoliares, y una lineación de microplegamiento paralela a los ejes mayores de "sheath folds". Dicha lineación presenta una dispersión en la orientación formando un abanico desde la dirección ONO-ESE a O-E y a ENE-OSO y NE-SO, en parte referible a el replegamiento posterior por F3.

En los niveles estructuralmente más altos de esta Unidad, próximos al contacto con la Unidad Superior y que son los que aparecen cartografiados en la Hoja de Aldeadávila de la Ribera (422), los efectos retrógrados de D2 son progresivamente más intensos. La evolución de las fábricas S2 en esta parte del complejo metamórfico indica la superposición subparalela de fábricas de bajo grado sobre las previas de alto en momentos posteriores al pico del metamorfismo. La foliación S2 en los paragneises estromáticos y en la metatexitas está frecuentemente deformada por la superposición de una esquistosidad de crenulación extensional.

4.1.4. Estructuras tardías D3 y D4

Estas dos etapas deformacionales son la que le dan al Domo Gneísico del Tormes su geometría final. Las estructuras D3 pliegan la zona de cizalla extensional D2 y dan lugar a un tren de amplios antiformes y sinformes en los que la Unidad Inferior aflora en el núcleo de estructuras antiformales. La macroestructura D3 aparece localmente rotada por un sistema de zonas de cizalla dúctil subverticales de dirección ENE-OSO, entre las que se destaca la Zona de Cizalla de Pereña (ZCP), las cuales presentan un movimiento de desgarre sinistral con desplazamientos de varios kilómetros y originan una macroestructura sigmoidal de tipo domático. Las estructuras D4 comprenden zonas de cizalla normales dúctil-frágiles, con milonitas, pliegues y esquistosidad de crenulación extensional asociadas.

En ambas unidades se observa una generación posterior de pliegues D3 los cuales pliegan a los pliegues D2 y a la foliación regional. Los pliegues D3 de pequeña escala aparecen a lo largo de bandas, lateral y espacialmente restringidas, asociadas a pliegues y estructuras menores relacionadas a megaestructuras de esta fase. Los pliegues D3 de pequeña escala presentan una orientación de NO-SE a ONO-ESE, ángulos entre flancos variables dando lugar a pliegues abiertos y cerrados, con superficies axiales de buzamiento en general alto y mayor de 60° (subverticales) y de ejes subhorizontales con ángulos de inmersión bajos (menores de 30°) en general hacia el NO aunque también hacia el SE. Los pliegues D3 son groseramente coaxiales con los D1, en los niveles estructurales más altos de la Unidad Superior localizados en el sector VSPI, y con los D2, del sector FMA. Forman muy localmente figuras de interferencia de tipo 3 (RAMSAY, 1967) al superponerse dos familias de pliegues de ejes subparalelos, con planos axiales subverticales para la segunda familia. Localmente se han observado unas bandas subparalelas a la dirección de las zonas de charnela de pliegues D3, en las que el cortejo de estructuras que la caracterizan presentan características propias de una defor-

mación rotacional no coaxial. Debe de tratarse de pequeñas zonas de cizalla, de dúctil a semifrágil, cuyas características geométricas y cinemática las hacen compatibles “grosso modo” al campo de esfuerzos de la F3.

En el sector FMA, la D3 genera abundantes meso y micropliegues así como estructuras de escala variable (la esquistosidad S2 presenta una disposición subhorizontal susceptible de ser replegada) cuya orientación y asimetría es referible a la presencia de estructuras antiformales mayores, de escala kilométrica y vergencia al NE, situadas más al NE (hacia el núcleo central del llamado “Domo del Tormes”, de MARTÍNEZ *et al.*, 1988). Resulta difícil de estimar la dirección del campo de esfuerzos responsable de las estructuras regionales D3. Las estructuras D3 fueron probablemente generadas por transpresión sinistral con un esfuerzo principal mayor dirigido desde el NE al E y al OSO.

Los pliegues F4 son de plano axial subvertical, de abiertos a cerrados, presentan una orientación para sus ejes desde N-S a NNE-SSO y disposición desde subhorizontal a muy verticalizada. Presentan morfologías angulosas y en “chevron” simétricas y asimétricas, pero no suponen una reorientación o inflexión importante de estructuras previas a nivel cartográfico. La superposición de pliegues D4 orientados aproximadamente N-S con la estructura general NO-SE a ONO-ESE de los pliegues previos, puede generar estructuras de interferencia de tipo I (RAMSAY, 1967) de domos y cubetas en sectores locales y pequeñas estructuras domáticas. Asociadamente existen cizallas dúctil-frágiles subverticales de orientación NNE y movimiento dextral que dan lugar a pequeñas inflexiones en la megaestructura cartográfica.

En este sector y a escala regional, la foliación S2 presenta una disposición subhorizontal. Dicha foliación subhorizontal se presenta plegada por deformaciones posteriores de F3 y F4, formando estructuras antiformales y sinformales (D3 y D4) de diversas órdenes y escalas, y dando lugar a megaestructuras kilométricas de escala cartográfica vergentes al NE. A escala de afloramiento la S2 regional está asociada a numerosos pliegues de pequeña escala, superpuestos D2, la cual puede sufrir una crenulación, especialmente en los micaesquistos, en relación a pliegues D3 y D4.

Al N y NO de la localidad de Fuentes de Masueco y en el sector de Pereña, se observan estructuras D3 de escala kilométrica que pliegan a la S2. Asociadamente aparecen D3 de pequeña escala, bandas de S3 de crenulación y desarrollo de una lineación L3 de crenulación. Aunque la L2 aparece en detalle microplegada en zonas de charnela de pliegues D3 (de simetría rómbica y monoclinica, y formas abiertas y cerradas), en esta zona las charnelas (de los D3 son subparalela a la L2, observándose que la L3 en los micaesquistos es subparalela a la L2 en los paragneises cuarcíticos y semipelíticos más competentes. La lineación visible tiene, por lo tanto, un carácter compuesto al ser generada por D2 y D3 y es denominable como L2-L3.

4.1.5. **Zonas de cizalla dúctil tardías subverticales**

Asociadamente a un episodio deformacional tardío que tiene lugar entre la F3 y la F4, se generan en toda la región zonas de cizalla dúctil subverticales cuyo movimiento presenta una

importante componente en dirección. A este episodio deformacional se asocia la génesis de uno de los rasgos estructurales más característicos del basamento hercínico de la zona de Salamanca: la Zona de Cizalla de Juzbado-Traguntía, o ZCJT (GARCÍA DE FIGUEROLA y PARGA, 1968; IGLESIAS y RIBEIRO, 1981; JIMÉNEZ ONTIVEROS y HERNÁNDEZ ENRILE, 1983; LÓPEZ PLAZA y CARNICERO, 1987.). VILLAR *et al.*, (1992), muestran que de dicho accidente se separan cartográficamente varias ramas, sobre todo en su borde septentrional, las cuales todo un sistema anastomosado de cizallas individuales de diferente entidad y desarrollado regionalmente, que se unen asintóticamente con la cizalla principal.

En el ámbito de las Hoja de Fermoselle, aflora un accidente en desgarre dúctil cuyas características geométricas y cinemáticas son comparables y por lo tanto correlacionable e incluible en el mismo cuadro estructural, al sistema de zonas de cizalla que aparecen más al sur. Dicha zona de cizalla dúctil, o Zona de Cizalla de Pereña (ZCP), presenta una dirección aproximada N70(E y movimiento sinistro, identificándose claramente en la cartografía por la flexión que produce a todas las estructuras anteriores y en particular a la megaestructura de F3, produciendo con su movimiento una rotación de todas ellas hasta adquirir el paralelismo con la dirección de la cizalla. El buzamiento de la cizalla es en general subvertical aunque en su extremo norte varía hasta adquirir buzamientos de 40°-50° al NNO. La lineación (Lm) desarrollada en las rocas miloníticas (SIMPSON, 1985) es subhorizontal, con ángulos de inmersión entre 10° y 20° al O y en menor medida al E. La anchura de la banda va aumentando hacia el oeste en la Hoja de Aldeadávila de la Ribera (422) llegando a ser kilométrica en las inmediaciones de la localidad de Pereña.

Asociadamente al movimiento se generan orto y paramilonitas. En rocas granitoides y ortogneises más o menos migmatizados, se forman milonitas S-C (BERTHE *et al.*, 1979; SIMPSON, 1985) de los tipos I y II (LISTER y SNOKE, 1984), con formación de porfiroclastos feldespáticos del tipo "sigma" (PASSCHIER y SIMPSON, 1986) y peces de micas biotíticos y moscovíticos (LISTER y SNOKE, op. cit.), que se destacan en una matriz de grano fino recristalizada dúctilmente. Los metasedimentos sufren durante el cizallamiento una retrogradación y adquieren un aspecto filonítico. Desarrollan una esquistosidad intrafoliar oblicua a la foliación milonítica (Sm) que contiene peces de micas sigmoidales. Localmente, la esquistosidad en micaesquistos filoníticos y capas composicionalmente ricas en micas es microplegada por "shear bands" ("ECCs" de PLATT, 1984; SIMPSON, 1985) regularmente espaciados a la escala deci- y milimétrica. Igualmente lentes y "ribbons" de cuarzo (cuyos granos y subgranos definen una fábrica interna oblicua a la Sm externa) pueden tener un aspecto sigmoidal asimétrico, así como ciertos boudines de niveles competentes ("boudinage asimétrico" de HANMER, 1986; GOLDSTEIN, 1988), constituyendo todos ellos criterios indicativos de mecanismos deformativos no coaxiales. Los criterios geométricos y cinemáticos son compatibles con un movimiento sinistro en la dirección de la Lm, suponiendo el cizallamiento en las rocas más deformadas una intensa retrogradación a la parte de menor temperatura de la facies de los esquistos verdes acompañada de blastesis de minerales indicativos de estas condiciones PT.

4.1.6. Fracturación

En la cartografía resulta característica la presencia de una densa red de fracturación que da lugar a una compartimentación de toda el área de la Hoja.

Tuvo lugar en estadios avanzados de la evolución del Orógeno Hercínico, a lo largo de varias etapas y con sucesivas reactivaciones posteriores. Se trata de una tectónica tardihercínica dúctil-frágil y frágil (esencialmente) compleja desarrollada en un conjunto de rocas las cuales han alcanzado ya niveles corticales superficiales como señala su tipo de comportamiento mecánico, después de haber sido con anterioridad intensamente deformadas, metamorfizadas e intruidas por extensas masas graníticas.

Dos familias de fallas de orientación, movimiento y momento de formación distinto, en respuesta a dos estados de esfuerzos diferentes, han sido diferenciadas en el ámbito de la Hoja.

La primera familia presenta una orientación NO-SE a O-E, paralela en general a las superficies de foliación de las rocas y a las directrices meso y macroestructurales. Aprovechan las superficies de anisotropía previas y contactos entre materiales de diferente competencia (granito-esquistos), resultando por su paralelismo más difíciles de detectar.

Presentan buzamientos para el plano de falla hacia el S y SO con ángulos variables, en general entre 40° y 60°, y un movimiento a lo largo de ellos normal de bloque superior (el del sur) hundido. En el espacio adyacente a la superficie de falla y en ella misma se desarrollan estructuras indicativas de un régimen deformativo transicional entre el dúctil y el frágil. Localmente se desarrollan en los metasedimentos "drag folds" (RAMSAY y HUBER, 1983), esquistosidades de crenulación, grietas de extensión llenas de cuarzo y "kink bands" acompañadas por un anastomosamiento de la foliación con fuerte filonitización/retrogradación en sus planos. En rocas competentes y granitos la deformación está más localizada en planos donde se observan estrías, sigmoides, rellenos y fibras de cuarzo, que evidencian un movimiento esencialmente normal. El conjunto de movimientos a lo largo de las superficies de falla puede relacionarse, desde un punto de vista dinámico, a un estado de esfuerzos extensional con una disposición para el esfuerzo principal mayor (σ_1) vertical, subhorizontal para el menor (σ_3) de orientación aproximadamente N-S, y con una disposición para el intermedio subhorizontal E-O paralela a la intersección con la familia conjugada, por otra parte escasamente representada.

La segunda familia está constituida por una densa red de fallas NE-SO a NNE-SSO, con un sistema conjugado NO-SE de menor desarrollo, de gran longitud y continuidad y destacándose en la cartografía, ya que al ser oblicua a las estructuras resultan más fácilmente reconocibles los desplazamientos que origina en marcadores a todas las escalas.

Se trata de un claro sistema de desgarres conjugados con movimientos sinistrales para la familia NE-SO a NNE-SSO y dextrales para la NO-SE. Dicho movimiento presenta una componente fundamentalmente en dirección con saltos en la vertical pequeños, evidenciado en un conjunto de estructuras y microestructuras que indican este movimiento. Además del desplazamiento de contactos litológicos entre granito-encajante, se han observado en superficies de falla desarrolladas en granitos estrías y recrecimientos de fibras de cuarzo en espacios vacíos, con ángulos de cabeceo bajos, que dan cuenta de movimientos de desgarre. Cuando la falla afecta a metasedimentos, en el espacio adyacente a la superficie de falla aparece una fuerte retrogradación/alteración, formándose estrías y sistemas de venas "en écher" fibrosas de cuarzo, venas mineralizadas (y masas amorfas llenando espacios vacíos) ion

indicativos de el mismo tipo de movimiento. Se forma también una heterogénea familia de nuevos planos de anisotropía, anastomosados y sigmoidales, cuya penetratividad aumenta hacia la zona de discontinuidad. Asociadamente se desarrollan también pliegues angulosos de tipo "kink" asimétricos y "drag folds" de ejes subverticales que doblan a la esquistosidad regional previa.

Este episodio de fracturación frágil ha sido frecuentemente citado en la bibliografía (ARTHAUD y MATTE, 1977; UBANELL, 1982; MATTE, 1986; DOBLAS, 1991), relacionándolo a una compresión con ejes mayores orientados N-S que reactiva fallas anteriores y genera fallas NE-SO sinistrales y NO-SE dextrales. Dicho vector compresivo puede ser indicador según ARTHAUD y MATTE (op. cit.) de una megacizalla dextral a escala continental que afectaría a áreas de la actual Península Ibérica durante su evolución tardihercínica.

Un nuevo episodio de fracturación ha sido detectado en áreas próximas como Vilvestre-Saucelle-Hinojosa del Duero y a lo largo de un corredor de orientación NNE-SSO en relación a una reactivación de fallas previas y formación de otras nuevas. Se trata de un conjunto de fallas de orientación en general NNE-SSO a NE-SO, geometría para sus superficies a menudo curvadas, con la concavidad hacia arriba, con inclinaciones variables a lo largo de las diferentes litologías que atraviesan (tendida o con buzamientos bajos en los metasedimentos pelítico-psamíticos del Complejo Esquisto-Grauváquico; más verticalizada, al afectar a las cuarcitas del Tremadoc, de mayor competencia), que geométricamente forman sucesivas superficies subparalelas conectadas a través de fallas transversas.

Su movimiento a lo largo del plano de falla es en términos generales normal con bloque de muro hundido hacia el E, al evaluar la componente de deslizamiento a lo largo de dicho plano. La componente de salto en dirección es modesta y el criterio de movimiento es variable aunque existe un predominio dextral.

En ocasiones se han observado estrías marcando la dirección de desplazamiento en la superficie de falla que queda definido, por sus altos ángulos de cabeceo, como fundamentalmente normal. En algún caso se han observado en fallas NE-SO dos familias de estrías: unas subhorizontales y relacionables a la anterior familia, y otras verticalizadas, cronológicamente posteriores, relacionables a su reactivación normal. Aparecen también cristales fibrosos crecidos en espacios vacíos a partir de flujo de fluidos con material disuelto, formas "slicken side" y sistemas de venas de cuarzo (y masas amorfas mineralizadas) coherentes con el movimiento. Se desarrollan igualmente bandas con "drag folds" asimétricos de ejes NE-SO subhorizontales y "kink bands" de falla normal, que afectan a la S0 y S1 previas.

Se trata de un conjunto de fallas cuyo movimiento en la vertical es mayor con respecto al movimiento en la horizontal, que forman un sistema sintético-antitético normal conjugado. Los movimientos relativos de bloques limitados por fallas han generado depresiones locales con formación de pequeños dispositivos en "graben" y "semigraben", característicos de una zona que ha sufrido extensión a lo largo de una predominante dirección horizontal. Este sistema de fallas conjugadas es el efecto de una orientación del sistema de esfuerzos (distensión uniaxial) tal que la dirección de mayor acortamiento (σ_1) se sitúa vertical y la extensión (σ_3) horizontal con orientación NNE-SSO a NE-SO, perpendicular a la línea de intersección

subhorizontal, ONO-ESE a NO-SE, de ambas superficies conjugadas de fallas (σ_2). Las depresiones longitudinalmente elongadas NNE-SSO formadas, controlan la localización de, por ejemplo, los afloramientos de materiales ordovícicos. Dichos afloramientos constituyen cubetas y cierres periclinales de macroestructuras sinclinales de F1 hercínicas, las cuales resultan truncadas y basculadas por acción de dichas fallas normales. Su último funcionamiento ha debido tener lugar en tiempos cenozoicos, como atestigua el basculamiento y fracturación de superficies de aplanamiento y alteración, junto con el control de la red de drenaje y la localización de determinadas unidades geomorfológicas.

4.2. TECTÓNICA ALPINA

Dentro del ámbito de la Hoja no se registran accidentes tectónicos claramente atribuibles a la orogenia alpina. Con todo, sería extraño que esta zona se hubiera mantenido pasiva mientras que las circundantes eran modificadas durante este periodo (ver Hojas de Almeida, 424; Villamor de los Escuderos, 425; Ledesma, 451; La Vellés, 452).

Aparte de los accidentes que se pueden encontrar afectando a los materiales cenozoicos de estas Hojas es de destacar el hecho de que la serie cenozoica se hunde hacia el O fundamentalmente a favor de accidentes de las familias N-S y NE-SO (la base de la U.T.S. P2 se presenta a la cota de los 800 m en Salamanca mientras que en Ciudad Rodrigo lo hace a la de 600 m presentando paleocorrientes hacia el E y NE por lo que no se trata de una pendiente deposicional).

5. GEOMORFOLOGÍA

5.1. ANTECEDENTES

Pocos son los autores que han trabajado en geomorfología dentro de la zona, y en general, los trabajos de los que forma parte son de carácter muy general. Sí existen algunos en áreas próximas que plantean la problemática que nos ocupa, si bien son escasos.

Aun así nos basaremos en los trabajos cercanos (SOLÉ SABARÍS, 1958; MARTÍN-SERRANO, 1979, 1988), aquellos que hacen referencia a morfologías similares, si bien en zonas más alejadas (HERNÁNDEZ PACHECO, 1929; SCHWENZNER, 1936; BIROT, 1937; PEDRAZA, 1978; MOLINA, 1978 y 1980; GARZÓN, 1980; CANTANO, 1982; MOLINA y JORDÁ, 1982; JORDÁ, 1983; CANTANO y MOLINA, 1987; MARTÍN RIDAURA, 1986; CENTENO, 1988; DAN-SANZ, 1988) y por último a los trabajos de carácter general (HERNÁNDEZ PACHECO y DAN-SANZ, 1988).

5.2. DESCRIPCIÓN FISIOGRÁFICA

La Hoja de Fermoselle está situada en la comarca denominada "Los Arribes del Duero". El paisaje de esta región está caracterizado por los profundos encajamientos del Río Duero y

afluentes (sobre los 400 m de desnivel), que contrastan con la topografía suavemente aplanada de las zonas altas e interfluvios, sin que existan alineaciones montañosas de importancia.

El clima, de tipo mesotérmico subhúmedo, es continental con una cierta influencia atlántica. Las precipitaciones anuales medias se sitúan entre los 600 y los 700 mm, aumentando hacia el NO. Las temperaturas medias anuales son algo inferiores a los 12°C y tienden a aumentar hacia el occidente.

Como ya hemos señalado anteriormente, la red hidrográfica, perteneciente a la cuenca del Duero, es de tipo dendrítico y está fuertemente condicionada por las direcciones estructurales predominantes (diaclasado y fracturación). Los dos únicos ríos importantes son el Duero y el Tormes, situándose en ellos respectivamente los embalses de Bemposta y Almendra, de los que el último ocupa una cuarta parte aproximadamente de la superficie de la Hoja.

La cota mínima la da el Río Duero (por debajo de los 340 m de cota) a su salida del embalse de Bemposta. La altitud media de las zonas elevadas ronda los 760 m, y tiende a ser más baja cuanto más cerca de los ríos Duero y Tormes. Las altitudes mayores apenas superan los 800 m de cota, como el Carva (815 m), Alto de las Greas (810 m) y Teso de Torrocillo (808 m).

5.3. ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO

5.3.1. **Estudio Morfoestructural**

Geomorfológicamente, el área que cubre la Hoja de Fermoselle se encuadra en la Penillanura Salmantino-Zamorana, el zócalo hercínico peneplanizado que se extiende al O de la Cuenca del Duero, con la particularidad que supone la presencia de la pequeña cuenca sedimentaria del Río Tormes.

La estructura geológica del área está definida por la distribución de tres principales conjuntos de rocas: los metasedimentos de edad precámbrico-cámbrica con abundantes intercalaciones ortoderivadas que afloran en el O y NO de la Hoja (más alguna estrecha franja en el SE); las rocas graníticas que los intruyen formando el resto del basamento hercínico; y los sedimentos arcósicos y conglomeráticos que afloran en el lado norte del surco NO-SE definido por el Río Tormes, más algunos retazos aislados que se conservan en su margen sur. Esta estructura tiene un indudable reflejo morfológico: las superficies más altas y mejor conservadas se encuentran situadas hacia el E de la Hoja, a ambos lados del Embalse de Almendra, sustentadas por los macizos graníticos y sobre todo, por los depósitos terciarios que se elevan ligeramente sobre los lanchares graníticos a los cuales recubrían y cuyo manto de alteración ha sido notablemente erosionado.

Por el contrario, los materiales metamórficos, más fácilmente denudables, han servido para el encauzamiento de los ríos Duero y Tormes. Por tanto, la actividad morfogenética fluvial sobre ellos continúa hasta épocas más recientes, dando lugar a superficies morfológicas más modernas y más bajas topográficamente, o a zonas degradadas del relieve.

En detalle, los elementos estructurales morfogenéticos más significativos son las fracturas tardihercínicas de dirección NNE-SSO que, sobre todo en los granitos, controlan la distribución de la red de drenaje, y los *diques* de cuarzo o “sierros” (1 en la cartografía geomorfológica) que pueden llenar las fracturas y sustentar relieves residuales.

5.3.2. **Estudio del modelado**

5.3.2.1. *Formas de ladera*

Los *coluviones* (2 en la cartografía geomorfológica) corresponden a las superficies de estos depósitos gravitacionales, que se disponen estabilizando relieves inestables. De esta manera, las formas coluviales articulan zonas de elevada pendiente con otras más planas.

En la Hoja de Fermoselle estas morfologías se encuentran en torno a relieves tipo “inselberg” lineal definidos por diques de cuarzo (El Genacal y los situados al oeste de Villar del Buey), en torno a inselberg de cumbre plana (Las Cañadas) u otras superficies elevadas (Fermoselle), cerros coronados por depósitos terciarios (Alto de Cotorrito, Dehesa de Carvas) o ligados al encajamientos de los cursos de agua, por debajo de la línea de cambio de pendiente (Duero y Tormes). Su edad es la del depósito de coluvión correspondiente, y abarcan el Cuaternario.

Los *cambios bruscos de pendiente* (3 en la cartografía geomorfológica) más importantes en el área cartografiada corresponden a los encajamientos de los ríos Duero y Tormes; en este último son sólo visibles los que no han sido cubiertos por el embalse de Almendra. La edad de estas formas de encajamiento abarca el Neógeno y el Cuaternario, aunque al estar situados por debajo incluso de las superficies erosivas más modernas, su estado actual debe ser bastante reciente (Holoceno).

5.3.2.2. *Formas fluviales*

Dentro de este grupo, los elementos diferenciados responden a funcionamientos a veces dispare, pero siempre controlados por la presencia de aguas concentradas o semiconcentradas, más o menos libres y de circulación excepcional, estacional o permanente y según dinámicas muy variadas.

El *aluvial* (4 en la cartografía geomorfológica) corresponde al depósito de fondo de valle de los cursos de agua, siendo en la zona de escaso desarrollo. Pueden presentar una fuerte linealidad debida al aprovechamiento por los arroyos de las fracturas del zócalo. Su edad es del Holoceno y se encuentran situados preferentemente en cursos de orden menor, sin que el Duero ni el Tormes conserven estas formas y depósitos, lo que indica que los últimos procesos fluviales activos son de tipo erosivo.

Terrazas (5 en la cartografía geomorfológica). Se trata de los replanos formados por depósitos de llanura aluvial que han quedado colgados por la disección de la red de drenaje. La superficie más antigua de este tipo es la que constituye el techo de los conglomerados oli-

gocenos de la Unidad Arcosica Superior o UTS P3, que se conservan a ambos lados del actual curso del Río Tormes y suavemente inclinados hacia él (La Dehesa de Carvas, 815 m; Alto de Cotorrito, 800 m; Teso la Jareta, 795 m). En cuanto a las terrazas cuaternarias, únicamente se localizan algunos restos en ambas márgenes del Río Tormes a su paso por el paraje de Aceña de Vendemoro. Se encuentran a 1,5 m de altura sobre el cauce y su edad, la del depósito, la consideramos como Holoceno. Los escarpes representados (6 en la cartografía geomorfológica) corresponden a la intersección de las formas de incisión fluvial con los replanos de estas terrazas cuaternarias.

Las *terrazas erosivas* (7 en la cartografía geomorfológica), aparecen ligadas al Tormes y a su desembocadura en el Duero. Debido a su posición, correlacionamos cronológicamente estas formas con las asociadas a los depósitos de terraza holocena.

Conos de deyección (8 en la cartografía geomorfológica). Se trata de elementos producto de la descarga de materiales allí donde la morfología del terreno hace pasar a los cauces de concentrados a semiconcentrados o dispersos. Presentan la morfología de cono y su granulometría depende de la composición del sustrato. En esta Hoja los conos de deyección presentan poca entidad, limitándose a la salida de algún encajamiento de arroyos. La edad es holocena.

Las formas de *incisión lineal* (9 en la cartografía geomorfológica) se generan a partir de torrenteras, arroyos y ríos. Como corresponde a su definición, la anchura es siempre menor a la magnitud de la profundidad. La mayoría se sitúa a favor de fracturas y fallas, que dan a los cauces una trayectoria rectilínea, con bruscos codos que indican la intersección entre fracturas. Su edad, la de los últimos pulsos del encajamiento, es de finineógena a cuaternaria.

Cambio del perfil longitudinal (10 en la cartografía geomorfológica). Corresponden a formas que afectan al perfil longitudinal de los arroyos en las cercanías de los encajamientos principales de la red fluvial, están ligados a accidentes tectónicos y dan lugar a cascadas en los cursos fluviales. La edad estimada de estas formas es holocena.

Erosión en regueros (11 en la cartografía geomorfológica). Formas erosivas generadas por procesos de escorrentía semiconcentrada o concentrada, limitada a la incisión ligera en las laderas. Su edad es también holocena.

5.3.2.3. Formas poligénicas

Superficies de erosión.

Durante la realización de la cartografía geomorfológica a escala 1:50.000 de las Hojas 422, 423, 424, 425, 449, 450, 451, 452, 475, 476 y 500; se han diferenciado seis superficies erosivas (S_1 a S_6), la mayoría de las cuales se distribuyen suavemente escalonadas hacia el oeste. Dentro de la Hoja nº 423 (Fermoselle) han sido reconocidas y cartografiadas cuatro superficies erosivas (S_3 , S_4 , S_5 y S_6), de distinta edad y posición topográfica.

La más antigua de ellas, que en el encuadre regional hemos denominado *superficie S_3* (12 en la cartografía geomorfológica), se encuentra únicamente representada en el Cerro de Perdiz

(791 m) y en Las Cañas (801 m), en el oeste de la Hoja, desarrollada sobre los materiales graníticos. Aquí, al igual que en otras Hojas cercanas, aparece parcialmente recubierta por conglomerados oligocenos y en ocasiones aparece labrada sobre las arcosas oligocenas infrayacentes, razón por la que le podemos suponer esta misma edad. A escala regional, la superficie se encuentra entre los 820 y los 790 metros de cota, suavemente deprimida hacia el oeste y con una componente NO en el área al sur del actual Río Tormes y SO en el área al norte, lo que parece indicar que para este momento el Tormes corría ya hacia el Océano Atlántico.

El siguiente nivel, *superficie S₄* (13 en la cartografía geomorfológica), es el mejor representado en el ámbito de la Hoja. Está situado entre los 780 y los 760 metros de altitud, presentando las mayores cotas hacia el NE y SE de la Hoja, es decir, marcando un surco que se abre por el Tormes hacia el oeste, siguiendo la pauta de encajamiento de este río. Se encuentra excavada tanto sobre el zócalo hercínico, principalmente en materiales graníticos, como sobre los depósitos terciarios oligocenos. Su edad, con respecto a los únicos depósitos regionalmente correlativos (Hojas de Aldeadávila de la Ribera, Vilvestre, Villavieja de Yeltes y Villar del Cielo), adscribibles a las Series Ocres, debe ser del Mioceno, probablemente miocena superior.

Los retazos de la *superficie S₅* (14 en la cartografía geomorfológica), encajados bajo la anterior superficie del orden de los 20-30 metros, se van haciendo más frecuentes hacia el margen occidental de la Hoja, extendiéndose por la vecina Hoja de Aldeadávila de la Ribera hacia el Río Duero. Topográficamente se sitúan entre los 750 m de cota en los alrededores del embalse de Almendra, donde se encuentra desarrollada sobre los materiales graníticos y los 680 m que alcanzan en las cercanías del Duero, donde aparece excavada sobre los metasedimentos. Su distribución cartográfica muestra el paulatino proceso de encajamiento de la red fluvial actual, con la que se haya fuertemente relacionada. Su edad, por situarse entre superficies de edad neógena y las terrazas cuaternarias, y por los depósitos de glacis con facies ocres que lleva asociada en otras Hojas, debe corresponder al Neógeno final, probablemente al Plioceno-Pleistoceno.

Aún más escasos son los restos del siguiente nivel, *superficie S₆* (15 en la cartografía geomorfológica), que en esta Hoja aparecen únicamente ligados al encajamiento del río Tormes, a su salida del embalse de Almendra. Se sitúan a una cota de 640-660 m. Su edad, dada su posición aún por encima de las terrazas cuaternarias, probablemente holocenas, nos hace adscribir este nivel al Pleistoceno.

Relieves residuales.

Dentro de los relieves residuales se han diferenciado cuatro tipos: inselberg cónicos, domícos, de cumbre plana y lineales. En todos ellos, su edad de formación se inscribe entre la de las superficies que los acogen, abarcando ampliamente el Neógeno.

- a) "Inselberg" cónicos (16 en la cartografía geomorfológica), se suelen desarrollar allí donde un elemento estructural genera una resistencia puntual a la erosión. Los mejores ejemplos son los del Alto de las Greas (810 m), Teso de Torrecillo (808 m), Cabezo (785 m), Peñas Blancas (784 m), Risco de Tabanera, Peñas Espesas (764 m) y Peña de la Madroñera (751 m).

- b) "Inselberg" dómicos (17 en la cartografía geomorfológica), presentan una litología similar a las rocas de su entorno y quedan preservados de la erosión por su distancia de los cauces principales, presentan una fisonomía más redondeada y nick menos marcados que los inselberg lineales o cónicos. Son ejemplos el Picón del Palo (729) y los situados hacia la Presa de Almendra, más los que se encuentran entre Sardón de los Frailes y el paraje de Bolardigal.
- c) "Inselberg" de cumbre plana (18 en la cartografía geomorfológica), hemos cartografiado como tales aquellos que conservan en su parte más alta restos de un nivel pretérito de superficie, sin incluir los cerros testigos ocupados por depósitos terciarios. los mejores ejemplos en la Hoja son el Teso de la Barrera (792 m), Teso de la Frontera (726 m) y Cabeza de Tramontanos.
- d) "Inselberg" lineales (19 en la cartografía geomorfológica); son relieves residuales lineales de resistencia. Pueden estar sustentados por diques de cuarzo (sierros), por lo que tienden a presentar una dirección NNE-SSO. Buenos ejemplos son los del Teso de los Trigales (787 m), Los Berrocalitos (770 m), El Genacal (749 m) y los situados en los parajes de Peñalajara - El Peamarro y al O de Villar del Buey.

Otras formas poligénicas.

En primer lugar destacaremos las superficies de *glacis*, (20 en la cartografía geomorfológica). Estas formas erosivas presentan una pendiente suave (no superior a los 5 grados), que sirve de unión entre los cauces fluviales y los replanos de superficies o vertientes más escarpadas. Los ejemplos más destacados dentro de la Hoja son los existentes al S de la población de Fermoselle, en las cercanías del encajamiento del río Tormes y el situado al N del Risco de Tabanera en la margen española del embalse de Bemposta. Su posición topográfica es cercana al nivel actual de la incisión fluvial, por lo que su edad debe ser cuaternaria.

Otro elemento que se presenta en la zona es el *berrocal*, (21 en la cartografía geomorfológica) descrito en otros lugares (MARTIN RIDAURA, 1986 y PEDRAZA *et al.*, 1989) en cuanto a su génesis, constituye una de las formas más maduras de la evolución de un paisaje granítico. Su formación hay que relacionarla con la concurrencia de dos o más tipos de diaclasis, en general el curvo y el subvertical, el primero da lugar a lanchares mientras el segundo genera bloques paralelepípedos, que por desagregación granular y escamación producen los bolos. El berrocal nos marca unos procesos de alteración que se están llevando a cabo sobre el granito y que actualmente son operativos.

Esta forma se localiza dentro de la Hoja en varias manchas, de las que destacan, por su extensión, la desarrollada a la salida del embalse de Almendra, que se ve acentuada por el encajamiento que allí presenta el río Tormes y la situada al NE de la población de La Peña.

En cuanto a la edad del berrocal no podemos concretarla, es probablemente un elemento heredado en sucesivas etapas de morfogénesis y que actualmente está activo.

El último elemento morfológico de carácter poligénico corresponde a formas mixtas *aluvial-coluvial* (22 en la cartografía geomorfológica), debidos en parte a procesos fluviales, si bien tienen su aporte principal de materiales producto de procesos gravitacionales. La proximidad de los procesos que intervienen, el escaso desarrollo de las formas y el continuado aporte de mate-

riales hace imposible en la cartografía, e incluso en el campo, separar formas debidas a uno u otro proceso. La edad que consideramos para estas formas y depósitos es Holoceno superior.

5.3.2.4. *Formas endorreicas: Navas*

Las *navas* (23 en la cartografía geomorfológica) son zonas deprimidas con fenómenos de retención de agua, decantaciones, desarrollo de hidromorfismo y generación de suelos, están muy bien representadas en esta Hoja. Se localizan en zonas de escasa pendiente, principalmente ligadas a superficies erosivas (S_4 , la de mayor extensión en esta Hoja): Nava de la Pitera, Tierras de Matascañas, Nava del Judío, Nava de la Arteza, las situadas en los alrededores de Almendra y al O y SO de Villar del Buey. Frecuentemente constituyen cuencas de recepción de torrentes, como las de Valdecarros, Navalosvarreros, Valdelascusa, Nava del Vivar, Las Navas, Nava de las Trancas, Nava de la Zarza y Nava la Zarza. Más raramente aparecen en zonas degradadas del relieve, al borde de los encajamientos del Río Duero, en Villarino y al SO de esta localidad.

5.3.2.5. *Formas antrópicas*

La actividad humana puede llegar a transformar en determinadas áreas la fisonomía original de la superficie terrestre. En la Hoja de Fermoselle tienen entidad cartográfica las *canteras* (24 en la cartografía geomorfológica) situadas al S de Villarino, al NO de Trabanca y en Picón de la Madroñera, y sobre todo el *relleno artificial* (25 en la cartografía geomorfológica) del muro de contención de la Presa de Almendra.

5.4. FORMACIONES SUPERFICIALES Y/O CORRELATIVAS

5.4.1. **Alteraciones**

Dentro de la Hoja de Fermoselle hemos diferenciado un único tipo de alteración (A en la cartografía geomorfológica). Se presenta de forma generalizada por toda la Hoja, produciendo la argilización de los metasedimentos pelíticos y dando lugar al desarrollo de un lehm sobre los granitos. Su espesor varía de forma frecuente pasando de unos pocos centímetros hasta potencias de varios metros. A esta alteración no la podemos atribuir una edad determinada, tratándose posiblemente de varios procesos de diferente edad que no han podido ser discriminados y que pueden abarcar desde restos del manto de alteración mesozoico-terciario hasta la arenización subactual en los granitos.

5.4.2. **Depósitos fluviales**

5.4.2.1. *Conglomerados y arcosas oligocenas*

Las características litoestratigráficas de la UTS P3 han sido ya tratados extensamente en el capítulo de estratigrafía. En cuanto a las particularidades morfogenéticas de esta formación

superficial (B en la cartografía geomorfológica), es necesario señalar que sus materiales se disponen llenando un surco de dirección NO-SE por el que ahora discurre encajado el Río Tormes (con la salvedad del Embalse de Almendra). Esto indica la existencia ya en el Oligoceno de un importante curso fluvial, predecesor del Tormes actual. Los niveles conglomeráticos que marcan el techo de la sedimentación oligocena conservan las superficies deposicionales originales (terrazas oligocenas). Su disposición, en ésta y en otras Hojas cercanas, es de una suave inclinación hacia el oeste en sentido amplio, lo que hace suponer un funcionamiento exorreico del drenaje en el borde occidental de la Cuenca del Duero para los últimos tiempos del Oligoceno.

5.4.2.2. *Depósitos aluviales cuaternarios*

Los depósitos de las terrazas cuaternarias (E en la cartografía geomorfológica), junto con los depósitos aluviales de fondo de valle (F en la cartografía geomorfológica) y conos de deyección (D en la cartografía geomorfológica), cuyas características han sido ya tratadas en el capítulo de estratigrafía, marcan los pulsos más recientes del encajamiento de la red de drenaje, adscribibles al Holoceno. Su escaso desarrollo y su tendencia a conservarse preferentemente en tramos altos de arroyos secundarios refleja la preponderancia de los procesos erosivos recientes.

5.4.3. **Depósitos de ladera**

5.4.3.1. *Coluviones*

Los depósitos coluviales de la Hoja (C en la cartografía geomorfológica), cuyas características litoestratigráficas han sido ya tratadas en el capítulo de estratigrafía, se disponen según tres tipos de situaciones morfológicas: en torno a relieves residuales como inselberg lineales (sierra de El Genacal y los situados al oeste de Villar del Buey) o relieves que sustentan restos de superficies morfológicas en sus cimas (Fermoselle y Las Cañadas), como derrubios a partir de depósitos terciarios elevados (Alto de Cotorritos, Dehesa de Carvas, Cibanal) y, por último, los relacionados con los encajamientos más recientes, situados por debajo de la línea de cambio de pendiente de las gargantas (ríos Duero y Tormes) y que suelen enlazar con los cursos de los arroyos. La edad que suponemos a estos depósitos es del Cuaternario, si bien los correspondientes a los dos primeros tipos de situaciones de inestabilidad gravitacional, pueden tener una edad superior a los directamente relacionados con la incisión fluvial más reciente.

5.4.4. **Depósitos poligénicos**

5.4.4.1. *Aluvial-Coluvial*

Corresponden a zonas en las que existe una mezcla entre los depósitos coluviales y los fluviales de fondo de valle. Los depósitos presentan en su litología un importante control del

sustrato, ya que el transporte sufrido es escaso, y quedan formados por arenas, y cantos de dimensiones variables y una morfología amplia. En general, la potencia de estos depósitos es escasa y se encuentran muy ligados a la dinámica actual, por lo que los consideramos claramente Holocenos.

5.4.5. **Depósitos endorreicos: navas**

Los depósitos de zonas endorreicas o navas (H en la cartografía geomorfológica) aparecen principalmente ligados a superficies morfológicas, es decir, allí donde la baja pendiente posibilita los fenómenos de retención de agua. Su desarrollo es, por tanto, relativamente independiente de la evolución de la red fluvial.

5.5. EVOLUCIÓN DINÁMICA

El arrasamiento del edificio orogénico hercínico concluye con la creación de una gran morfoestructura peneplanizada de edad mesozoica a paleógena. Esta superficie compleja, pues puede resultar de la superposición de varias superficies de distinta edad, es la Penillanura Fundamental de la Meseta (SOLÉ SABARÍS, 1952). Los tiempos alpinos traen consigo el levantamiento de la morfoestructura, su desmembramiento en bloques levantados y hundidos y el comienzo del rejuvenecimiento del relieve. La actual morfología peneplanizada del área es en cierto modo herencia de aquella, si bien profundamente excavada en tiempos más recientes.

La ausencia de depósitos mesozoicos y de buena parte del Paleógeno implica que el área de la Hoja en estudio estuvo sometida a un proceso continuado de erosión durante este lapso de tiempo y que constituía un área fuente de materiales que eran transportados hacia el este, hacia la Cuenca del Duero.

Durante el Oligoceno, tras los movimientos tectónicos alpinos de la Fase Pirenaica, la dirección de los aportes cambia a ser hacia el oeste, como reflejo del paso de la cuenca de un régimen endorreico a otro exorreico y atlántico. Es durante esta época cuando se labra la superficie S_3 , que es fosilizada por los depósitos conglomeráticos oligocenos. La disposición de estos depósitos y sus aterrazamientos culminantes nos hace suponer la existencia de un suave paleorrelieve en relación con el primitivo río Tormes, en forma de surco de dirección NO-SE, y que, al menos durante el final del Oligoceno, discurriría en dirección hacia el Duero y el Atlántico.

Durante el Mioceno continúa el encajamiento de la red de drenaje como consecuencia de la erosión remontante del Duero desde el Atlántico (MARTÍN-SERRANO, 1991). Durante esta etapa se labra definitivamente la superficie S_4 , coincidiendo con el inicio en otras Hojas (Vilvestre, Villavieja de Yeltes, Villar del Ciervo) del depósito de materiales adscribibles a las Series Ocres. Estos depósitos (depósitos de glacis) articulan S_4 con S_5 y S_5 con S_6 , por lo que pensamos que el encajamiento sucesivo de estos niveles tiene lugar durante el Plio-Pleistoceno, alcanzando una magnitud cercana a los 100 m. Las superficies más modernas

van encajándose y ensanchándose sucesivamente hacia el oeste, donde las superficies se excavan sobre los blandos materiales metasedimentarios del Complejo Esquisto-Grauváquico.

Durante el Cuaternario más reciente el encajamiento de la red se acelera hasta profundizar del orden de 400 m por debajo de la S_6 . Los procesos erosivos dominan sobre los sedimentarios, de forma que apenas se producen depósitos fluviales de edad holocena. La alta energía y efectividad del drenaje ocasiona que los depósitos gravitacionales tampoco lleguen a alcanzar grandes acumulaciones, siendo evacuados rápidamente; sin embargo las superficies que quedan colgadas por encima de la incisión pueden mantener humedales de escaso desarrollo vertical y cierta extensión.

5.6. PROCESOS ACTUALES

Las características de la Hoja de Fermoselle, tanto litológicas y estructurales como tectónicas, así como el estudio morfológico, no reflejan la existencia de grandes cambios del relieve en un futuro inmediato, quedando prácticamente inalteradas, como paisaje fósil, las zonas elevadas ocupadas por las superficies de erosión.

Continuarán siendo activos los procesos erosivos de incisión y retroceso de cabeceras de una manera general en toda la red de drenaje, pudiendo ocasionar una cierta degradación de las superficies en sus márgenes.

En cuanto a los procesos de ladera o a las formas poligénicas de regularización, su actividad está ligada a la lenta profundización de la red de drenaje.

También seguirán siendo efectivos los procesos de escamación y arenización de las áreas de berrocal granítico, aunque esto no supone un cambio importante de la morfología actual de estas áreas.

6. HISTORIA GEOLÓGICA

Los depósitos del Complejo Esquisto-Grauváquico corresponden a una extensa plataforma siliciclastica somera con breves episodios carbonatados (ARCHE *et al.*, 1977; GONZÁLEZ LODEIRO, 1981). Durante el depósito existe una actividad volcánica importante (NAVIDAD y PEINADO, 1976) representada por niveles de porfioides metavolcánicos que se sitúan en diferentes niveles de la serie y se produce, fundamentalmente, la intrusión de un gran volumen de granitos mayoritariamente porfídicos cuyas edades varían entre 618 y 540 Ma (LANCELOT *et al.*, 1985; VIALETTE *et al.*, 1986-1987; WILDBERG *et al.*, 1988).

Esta actividad magmática está probablemente relacionada con momentos tardíos de la orogenia Panafricana (LANCELOT *et al.*, 1985; VIALETTE *et al.*, 1986; WILDBERG *et al.*, 1989), en el que las rocas metavolcánicas representarían un vulcanismo de tipo explosivo emplaza-

do en cuencas de extensión continental con posterioridad al engrosamiento cortical (NAVIDAD *et al.*, 1992).

Los materiales del Complejo Esquisto-Grauváquico descansan probablemente discordantes sobre los metasedimentos en los que intruyen los protolitos de los ortogneises. Esta discordancia (cadomiense?) sería correlacionable con la que se observa en la parte meridional de la ZCI y al S de Salamanca, entre el Alcudiense Inferior y el Alcudiense Superior o Grupo Domo Extremeño y, según el caso, Grupos de Ibor y Valdelacasa (ORTEGA y GONZÁLEZ LODEIRO, 1986; ORTEGA *et al.*, 1988; DÍEZ BALDA *et al.*, 1991).

Las series paleozoicas suprayacentes al Complejo Esquisto-Grauváquico, que regionalmente se iniciaron con un Ordovícico inferior transgresivo y discordante, han desaparecido por erosión durante el ciclo alpino, pero originalmente debían extenderse sobre el área de la Hoja.

La Orogenia Hercínica afecta a los materiales a través de tres fases de deformación principales más algunos episodios tardíos. La primera de ellas genera grandes pliegues tumbados, de dirección NO-SE a ONO-ESE, vergencia NE, y lleva asociada el desarrollo de una esquistosidad de plano axial (S_1) que está prácticamente borrada por las deformaciones posteriores. La segunda fase de deformación es un importante episodio tectónico extensional (bloque de techo al SE) que genera trenes de pliegues isoclinales vergentes al este, algunos de importancia cartográfica y la foliación regional de la rocas (S_2), inicialmente subhorizontal. La situación del área de Fermoselle corresponde a la de bloque inferior. Las mesoestructuras de segunda fase son las más tempranas observadas en el área de la Hoja de Fermoselle y posiblemente definen un gran sinclinal entre Fermoselle y El Encuentro. Hacia el final de F2 se desarrollan crenulaciones extensionales que afectan a la S_2 . La tercera fase de deformación desarrolla en esta Hoja pliegues subverticales, no lleva una esquistosidad asociada y es la responsable de la verticalización de las estructuras y de la reorientación principalmente NO-SE de la S_2 .

Las condiciones metamórficas en el área de la Hoja de Fermoselle alcanzan la migmatización al final de la primera fase de deformación, evolucionando durante F2 hacia condiciones menos extremas, en la facies anfibolítica superior durante el desarrollo de la foliación principal S_2 y en la facies de los esquistos verdes durante la formación de las crenulaciones extensionales.

Aproximadamente durante la tercera fase de deformación tienen lugar importantes manifestaciones magmáticas sincinéticas, que dan lugar a las grandes masas de cuerpos graníticos que aparecen en la Hoja.

Con posterioridad a la tercera fase tienen lugar movimientos transcurrentes que se resuelven mediante una importante zona de cizalla sinistra (Zona de cizalla de Pereña, al norte de la Hoja de Aldeadávila de la Ribera), y un sistema dextro conjugado. Tienen un comportamiento dúctil-frágil y dirección NNE-SSO. Una cuarta fase de deformación provoca plegamientos de dirección norteada, irregularmente desarrollados, con geometrías angulosas y planos axiales subverticales. Por último tiene lugar una etapa de fracturación frágil, tardihercínica, según dos familias de planos subverticales, una de dirección norteada y otra NE-SSO. Frecuentemente estas fracturas aparecen llenas por filones de cuarzo.

Es durante el Mesozoico cuando comienza a generarse una superficie que se registra, entre otras zonas, a lo largo del borde O de la Cuenca del Duero, donde se sitúa la Hoja, y que es fosilizada por los sedimentos terciarios. Esta es atribuida a una morfogenésis poligénica desarrollada en condiciones de sabana a finales del Cretácico y cuya duración se prolongó hasta el Neógeno. Durante este periodo se sucedieron los procesos de alteración y degradación del zócalo, preparando los materiales para el ciclo terciario (SOLÉ SABARÍS, 1958; MOLINA y JORDÁ, 1982; MARTÍN-SERRANO, 1988). El zócalo hercínico que había permanecido estable durante el Mesozoico comienza, a finales del Cretácico, a notar los primeros pulsos de la Orogenia Alpina y es entonces cuando comienza la sedimentación en la Cuenca del Duero. Sin embargo, no es hasta el Oligoceno cuando se inicia la sedimentación en el ámbito de la Hoja. Durante este lapso de tiempo el clima debió estar caracterizado por períodos prolongados de estiaje y cortos períodos de lluvias torrenciales (mediterráneo árido) durante los cuales grandes volúmenes de sedimento eran aportados a la cuenca mediante sistemas trenzados procedentes del N y NE (UTS P3).

Durante el Neógeno y Cuaternario la captura del sistema fluvial endorreico de la Cuenca del Duero por la red de drenaje atlántica produce importantes procesos erosivos en el margen de la cuenca, cuyas últimas manifestaciones son los profundos encajamientos de los ríos Duero y Tormes.

7. GEOLOGÍA ECONÓMICA

7.1. RECURSOS MINERALES

7.1.1. Minerales metálicos y no metálicos

Esta Hoja presentan escasas evidencias de actividad minera y no hay ninguna mina en explotación en la fecha de realización de este trabajo. Las pocas labores existentes son de muy pequeño tamaño y, salvo ruinas de alguna caseta, no presentan instalaciones ni restos de ellas.

7.1.1.1. *Tipos de mineralización*

Estaño-Wolframio

Se puede decir que es la única substancia beneficiada en la Hoja. Los indicios mineros situados en la parte Noroeste (índicos nº 3 y 4) son filonianos con direcciones que varían N20°E, N50°E y N175°E. Presentan evidencias de deformación por cizalla, con carácter más o menos dúctil, dando el indicio nº 3 buenos ejemplos de milonitas subverticales y de sentido de movimiento sinistro. Este indicio se encuentra en la actualidad bajo el nivel máximo de las aguas de la presa de Almendra, si bien habitualmente puede ser observado, ya que dicho embalse no suele tener el nivel de sus aguas muy alto. Ambos indicios mineros presentan pequeños volúmenes de labores y abundante mineralización de arsenopirita.

El indicio minero nº 1 merece ser destacado por su especial situación geológica y su mineralogía. Se trata de un yacimiento skarnoide, ocasionado en el contacto de unos niveles carbonatados con granodioritas biotíticas porfídicas y granitos de dos micas. Presenta grossularia, vesubiana, wollastonita y scheelita. Como metálicos pirita más calcopirita. No ha sido explotado nunca. Solamente hay labores de exploración para beneficiar los mármoles.

Berilio

En la parte oeste de la Hoja hay abundantes canteras para explotación de feldespatos en pegmatitas, y en una de ellas se han encontrado cristales de berilo en relación con el filón de cuarzo N20°E y subvertical que se puede observar dentro de la pegmatita en la labor principal. Dicho filón presenta algunos sulfuros escasos en sus salbandas y una intensa greissenización.

7.1.2. Rocas y Minerales Industriales

Aunque abundan los indicios y las explotaciones abandonadas, tan sólo hay una explotación activa correspondiente a áridos de machaqueo dentro del ámbito de esta Hoja. El destino de la producción de áridos es local o en todo caso regional.

Entre los indicios y explotaciones abandonadas de minerales industriales destacan los de cuarzo y feldespato.

Conviene mencionar también diversos indicios y explotaciones abandonadas de rocas industriales, tales como granito, pórfito, mármol y arcillas.

El cuadro que se presenta a continuación resume los datos más significativos de las explotaciones e indicios de la zona.

Arcilla

En los alrededores de la población de Cibanal, e incluso en su interior, se aprecian todavía los restos de las antiguas explotaciones (punto 7) de la arcilla que se empleó en su día para los tejares que hubo en esta población y en el cruce con la carretera Fermoselle-Bermillo. Se trata de una serie de arenas limo-arcillosas, arcillas arenosas y gravillas terciarias, que ocasionalmente presentan nódulos y nivellitos de manganeso.

Nº	COORD. UTM	SUSTANCIA	TERMINO MUNICIPAL	TIPO
5	723.40	4572.5	GRANITO	EB
6	723.50	4575.2	CUARZO,FELDESPATO	EB
7	725.45	4577.1	ARCILLA,MANGANESO	EB
8	715.45	4577.3	MARMOL	IN
9	720.1	4565.7	GRANITO	EB
10	721.6	4570.2	GRANITO	EB
11	721.5	4575.2	CUARZO,FELDESPATO	EB
12	715.2	4576.7	MARMOL	EB
13	715.3	4577.0	PORFIDO	EB
14	709.75	4562.2	CUARZO,FELDESPATO	EB
15	709.90	4562.6	FELDESPATO,CUARZO	EB
16	709.10	4562.1	FELDESPATO,CUARZO	EB
17	709.45	4563.7	FELDESPATO	EB
18	708.60	4566.7	FELDESPATO,CUARZO	EB
19	710.35	4566.7	FELDESPATO,CUARZO	EB
20	708.40	4568.7	FELDESPATO	EB
21	712.80	4569.9	GRANITO	EA
22	719.00	4573.8	FELDESPATO	EB

EA = Explotación Activa.

EB = Explotación Abandonada.

EI = Explotación Intermitente.

IN = Indicio.

Cuarzo y Feldespato.

Son abundantes los diques de cuarzo y pegmatitas que atraviesan tanto al Complejo Esquisto-Grauváquico como a granitos y ortogneises. Los asociados al complejo presentan direcciones concordantes con las estructuras de complejo en cada zona, por lo general N140°E. Los asociados a granitos y ortogneises aparecen a favor de una fracturación N30°E que afecta a todos los materiales hercínicos y prehercínicos presentes en la Hoja.

Las explotaciones abandonadas de estos materiales asociadas al Complejo Esquisto-Grauváquico, se encuentran situadas en el sector SO de la Hoja (puntos nº 14, 15, 18 y 20). Se trata de diques de cuarzo y pegmatita generalmente asociados, donde se han extraído tanto cuarzo como feldespato. La potencia de los diques es muy variable y su continuidad limitada, sin embargo en la mayoría de los casos existe material suficiente para continuar la explotación del feldespato.

Las explotaciones abandonadas de cuarzo y feldespato asociadas a granitos (puntos nº 6, 16, 17, 19 y 22) tienen características similares a las anteriores, pero presentan menores posibilidades de reexplotación. Tan sólo el punto 19, donde aflora una pegmatita de aproximadamente 25 m de potencia, los recursos de cuarzo y feldespato son considerables y se podría plantear el abrir de nuevo la explotación. En esta cantera se ha detectado la presencia de berilos.

Granito

La abundancia de afloramientos graníticos hace que sean muy grandes las posibilidades de explotación de estas sustancias. Sin embargo tal sólo existen cuatro explotaciones de granito en el ámbito de la Hoja (puntos 5, 9, 10, 21). De ellas sólo está activa la nº 21, que no es realmente una explotación normal ya que se explotan las escombreras de pozo 3 de la galería de presión del salto de la Almendra, para la fabricación de áridos. Son granitos de dos micas de grano medio.

En el punto nº 9 se explotó un granito de 2 micas de grano medio, que por su especial fracturación permite la extracción de bloques para su empleo en construcción. Su posición junto a la carretera y las reservas disponibles permitirían la reanudación de la explotación.

Mármol

Al O de la población de Fermoselle, en el paraje Escaleras, afloran varias masas de mármoles aparentemente pertenecientes a lentejones carbonatados del Complejo Esquisto-Grauváquico afectados por metamorfismo de contacto. El punto nº 8 presenta una pequeña explotación abandonada, donde se extrajeron algunos bloques para su empleo ornamental. Aparentemente la excesiva fracturación, la estructura desfavorable y la agreste topografía impidieron la continuación de los trabajos.

El punto nº 8 presenta un afloramiento de escasas dimensiones de un mármol de extraordinaria blancura, con niveles intercalados centimétricos de capas de granates y tremolita. Su interés se centra en la posibilidad de empleo tanto de mármol, como de los granates y de las tremolitas.

Pórfido

También en la misma zona que los mármoles, en el punto nº 7, se observa un pórfido que en su día se extrajo de una pequeña cata, en bloques métricos, algunos aún "in situ" y que podría presentar interés para su empleo ornamental.

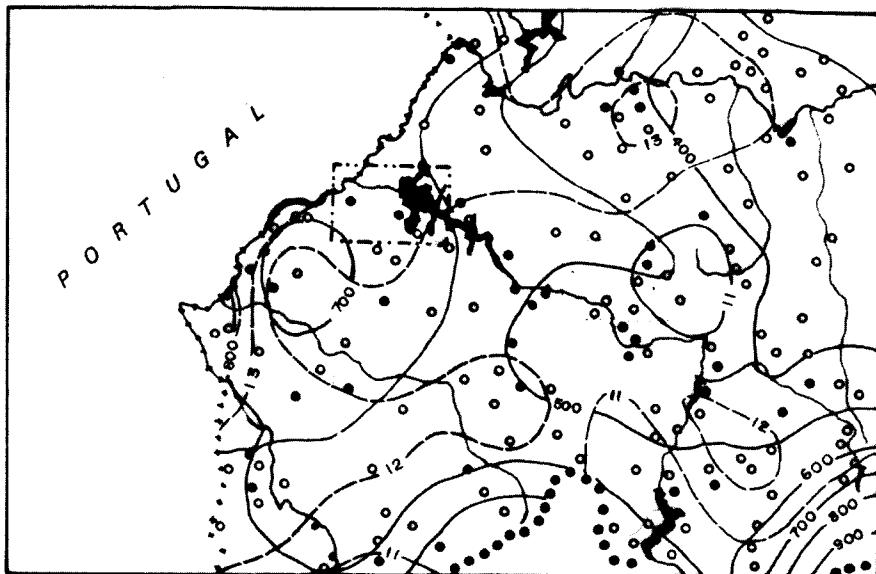
7.2. HIDROGEOLOGÍA

7.2.1. **Climatología**

La Hoja se encuentra comprendida entre las isoyetas de 600 y 700 mm, produciéndose un incremento en las precipitaciones en sentido Este-Oeste (figura 13).

Las precipitaciones dentro de la Cuenca del Duero se caracterizan por su irregularidad en cuanto a su distribución temporal y la desigualdad en cuanto a su distribución espacial. La mayor parte de las precipitaciones se producen durante la primavera y el otoño, siendo la

ESQUEMA REGIONAL DE ISOYETAS E ISOTERMAS



ESCALA 1:1.200.000 (Extraido del Plan Hidrológico de la Cuenca del Duero M.O.P.U.)

- Estación termopluviométrica.
- Estación pluviométrica.
- Isotermia anual media (°C) (Periodo 1940/85).
- Isoyeta anual media (mm) (Periodo 1940/85).
- Límite de cuenca.
- - - Límite de hoja considerada 1:50.000.

*Fig. 13. Esquema regional de isoyetas e isoterma
(Extraido del Plan Hidrológico de la Cuenca del Duero).*

estación más seca el verano, con valores medios de precipitación entre los 40 y 75 mm y una enorme variabilidad estacional.

El rasgo climático más característico de la cuenca es la intensidad y duración de los inviernos con veranos cortos y relativamente frescos.

La Hoja se encuentra comprendida entre las isotermas de 12 y 13°C produciéndose el incremento de la temperatura hacia el Oeste, como puede también observarse en la figura 13.

Los valores de evapotranspiración potencial (ETP) media anual de la Hoja están comprendidos entre los 650 y 800 mm produciéndose el aumento de Este a Oeste.

Según la clasificación agroclimática que se incluye en el PIAS de 1979 realizado por el ITGE, en la esquina Suroccidental de la Hoja predomina el clima Mediterráneo continental semi-cálido húmedo, en la banda central pasa a ser seco y en el sector de la esquina Nororiental el clima pasa a ser Mediterráneo templado seco.

7.2.2. Hidrología Superficial

En esta Hoja se encuentran representada la subcuenca D-13, que ocupa la esquina Noroccidental y vierte al Duero; la D-14, que vierte al Embalse de Aldeadávila y ocupa la zona Suroccidental; la 60 que se denomina Bajo Tormes y se subdivide a su vez en tres más, de las cuales dos aparecen en la Hoja: la 60₂ que vierte al Embalse de Almendra y ocupa la mitad oriental y la 60₃ denominada río Tormes, toda ella dentro de la Hoja.

El principal cauce que aparece es el río Duero en la esquina Noroccidental.

Dentro de la Hoja se encuentra la cerrada del Embalse de Almendra el cual anega la mayor parte de la Subcuenca 60₂. Este embalse es el mayor de la Cuenca del Duero, tiene una capacidad de 2.649 hm³ e inunda una superficie de 5.855 ha dando servicio a la central eléctrica de Villarino que tiene una capacidad hidroeléctrica de 810 MW.

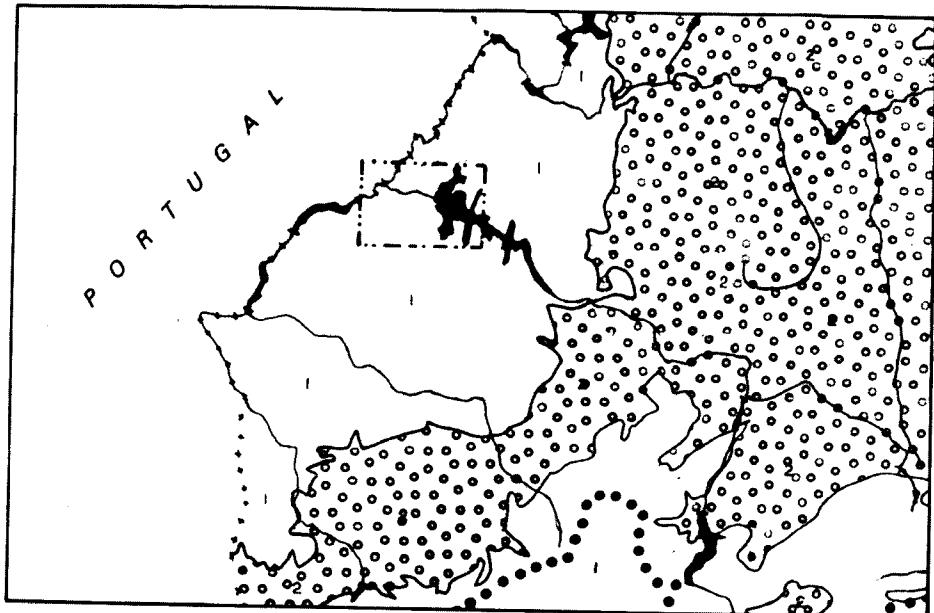
No existen estaciones de aforo dentro de la Hoja, aunque se pueden utilizar como tales las cerradas del Embalse de Almendra en el río Tormes y la del Embalse de Bemposta en el Duero.

7.2.3. Características Hidrogeológicas

En la figura 14 puede observarse la situación de la Hoja con respecto a los grandes sistemas acuíferos que se definen en la Cuenca del Duero. Dicha Hoja se encuentra enclavada en materiales considerados tradicionalmente como impermeables o de baja permeabilidad, fundamentalmente granitos, y en menor medida rocas metamórficas y sedimentos terciarios.

Las diferentes formaciones que pueden tener cierto comportamiento acuífero son:

ESQUEMA HIDROGEOLÓGICO REGIONAL



ESCALA 1:1.200.000 (Extraido del Plan Hidrológico de la Cuenca del Duero M.O.P.U.)



1. Baja permeabilidad o impermeable.



2. Permeabilidad media alta, porosidad intergranular.

— · — Límite de hoja considerada 1:50.000.

*Fig. 15. Esquema hidrogeológico regional
(Extraido del Plan Hidrológico de la Cuenca del Duero).*

a) *Cuaternario*

Estos depósitos presentan un interés prácticamente nulo a causa de su escasa entidad.

b) *"Lhem" granítico y alteraciones en los metasedimentos*

Debido a que sus espesores, no son significativos, su interés hidrogeológico es escaso y los puntos de agua relacionados se reducen a pequeños manantiales de carácter estacional o a pozos de excavación manual.

c) *Terciario*

El Paleógeno está representado por manchas aisladas y debido a su escasa extensión y reducida potencia, su interés desde el punto de vista hidrogeológico, es bajo.

d) *Precámbrico y rocas ígneas*

Estos materiales presentan permeabilidades de bajas a muy bajas. Los principales manantiales relacionados aparecen asociados a fracturas o a diques que los intruyen y sus caudales no suelen alcanzar 0,5 l/s. Tanto en granitos como en metasedimentos se han realizado perforaciones con objeto de cubrir las demandas de los núcleos de población existentes con resultados muy diversos, proporcionando en los casos más favorables, caudales de hasta 1 l/s, aunque en Hojas contiguas existen captaciones capaces de proporcionar caudales superiores a los 10 l/s.

Por comparación con la calidad del agua de pozos, manantiales y sondeos, en materiales semejantes de Hojas próximas, la facies hidroquímica predominante del agua debe ser bicarbonatada cálcico-magnésica y bicarbonatada cálcica. Las aguas deben ser consideradas como potables, salvo en aquellos casos donde exista una contaminación de origen antrópico.

NUMERO DE REGISTRO	NATURALEZA (1)	PROFOUNDIDAD DE LA OBRA	NIVEL PIEZOMETRICO	CAUDAL (l/s)	TRANSMISIVIDAD (m ² /dia)	LITOLOGIA ACUIFERO (2)	ACUIFERO (3)	CONDUCTIVIDAD (mS/cm)	RESIDUO SECO	USOS DEL AGUA (4)	ORIGEN DE LA DOCUMENT	FECHA ORIGEN DE LOS DATOS GENERALES	OBSERVAC
111711001	M	-	-	0,1	-	γ	-	-	-	A	PROYEC. AFA	25-2-92	
111711005	M	-	-	0,25	-	γ	-	-	-	A	PROYEC. AFA	25-2-92	
111721002	M	-	-	0,04	-	γ	-	-	-	A	PROYEC. AFA	25-2-92	
111731001	P	3	-	-	-	Ar	-	-	-	A	PROYEC. AFA	25-2-92	
111731003	S	30	5,8	0,5	-	M	-	-	-	A	PROYEC. AFA	4-3-92	
111731005	M	-	-	1,5	-	-	-	-	-	G	PROYEC. AFA	4-3-92	
111741012	M	-	-	0,25	-	γ	-	-	-	O	PROYEC. AFA	5-3-92	
111741013	M	-	-	2	-	Are	-	-	-	G	PROYEC. AFA	5-3-92	
111751001	S	150	-	0,5	-	γ	-	-	-	R-G	PROYEC. AFA	5-3-92	
111751006	M	-	-	0,1	-	-	-	-	-	C	PROYEC. AFA	14-2-92	
111751020	M	-	-	-	-	γ	-	-	-	G	PROYEC. AFA	14-2-92	
111751024	S	127	-	0,5	-	γ	-	-	-	O	PROYEC. AFA	20-2-92	
111751030	S	190	-	0,3	-	γ	-	-	-	A	PROYEC. AFA	20-2-92	
111761001	S	190	-	1,9	-	γ	-	-	-	A	PROYEC. AFA	22-2-92	
111761004	S	70	-	1,5	-	γ	-	-	-	A-G	PROYEC. AFA	20-2-92	
111761010	S	180	36,13	1,3	-	γ	-	-	-	A	PROYEC. AFA	3-3-92	
111771003	S	-	23,07	1	-	γ	-	-	-	A-G	PROYEC. AFA	6-3-92	
111771008	S	105	4,17	0,35	-	γ	-	-	-	A	PROYEC. AFA	13-3-92	
111781005	S	150	-	0,8	-	γ	-	-	-	A	PROYEC. AFA	2-3-92	
111781008	M	-	-	0,25	-	-	-	-	-	O	PROYEC. AFA	12-3-92	
111781009	S	150	-	0,35	-	γ	-	-	-	A	PROYEC. AFA	13-3-92	

(1) Manantial (2) Are: Arenas (3) N° del PIAS (4) A: Abastecimiento

C: Desconocido.

P: Pozo

A: Arcillas

R: Regadio

O: No se usa

S: Sondeo

M: Metamórfico

γ: Granito

8. BIBLIOGRAFÍA

ALBEE, A.L. (1962): "Relationships between the mineral association, chemical composition and physical properties of the chlorite series". *Am. Miner.*, 47, págs. 851-870.

ALBERDI, M.T. (1974): "El género Hippurion en España. Nuevas formas de Castilla y Andalucía, revisión e historia evolutiva". *Trabajos N/Q*, 1, págs. 1-146.

ALONSO GAVILÁN, G. (1981): "Estratigrafía y sedimentología del Paleógeno en el borde suroccidental de la Cuenca del Duero (Provincia de Salamanca)". Tesis Doctoral. Univ. Salamanca. 435 págs.

ALONSO GAVILÁN, G., (1983): "Sedimentología de las Areniscas de Villamayor". *Stvd. Geol. Salmanticensia*, 19, págs. 7-20.

ALONSO GAVILÁN, G. (1984): "Evolución del sistema fluvial de la Formación Areniscas de Aldearrubia (Paleógeno superior, provincia de Salamanca)". *Mediterránea. Serv. Geol.*, 3, págs. 107-130.

ALONSO GAVILÁN, G. (1986): "Paleogeografía del Paleógeno superior-Oligoceno en el SO de la Cuenca del Duero (España)". *Stvd. Geol. Salmanticensia*, 22, págs. 71-92.

ALONSO GAVILÁN, G. y VALLE, M.F. (1987): "Paleogeografía del SO de la Fosa de Ciudad Rodrigo (Salamanca)". En: J. Civís y M.F. Valle, *Actas de Palinología (Actas del VI Simposio de Palinología, A.P.L.E.)*. págs. 269-275. Universidad de Salamanca.

ALONSO GAVILÁN, G. y POLO, M.A. (1986-87): "Evolución tectosedimentaria oligo-miocénica del SO de la fosa de Ciudad Rodrigo (Salamanca)". *Acta Geol. Hispánica*, 21-22, págs. 419-426.

ALTHAUS, E. (1967): "The triple point andalusite-sillimanite-kyanite". *Contrib. Miner. Petrol.*, 16, págs. 29-44.

ALTHAUS, E.; NITSCH, K.H.; KATOTKE, E, y WINKLER, H.G.F., (1970): "An experimental reexamination of the upper stability limit of muscovite plus quartz". *N. Jb. Miner. Mh.*, 7, págs. 325-336.

ÁLVAREZ, F. (1982): "Contribución al estudio tectónico de la región de Santa María la Real de Nieva (prov. de Segovia)". *Tem. Geol. Min. I.G.M.E.*, Madrid, 6, págs. 87-108.

ÁLVAREZ NAVA, H.; GARCIA CASQUERO, J.L.; GIL TOJA, A.; HERNÁNDEZ URROZ, J.; LORENZO ÁLVAREZ, S.; LÓPEZ DÍAZ, F.; MIRA LÓPEZ, M.; MONTESERÍN, V.; NOZAL, F.; PARDO, M.V.; PICART, J.; ROBLES, R.; SANTA MARÍA, J. y SOLÉ, F.J. (1988): "Unidades Litoestratigráficas de los materiales Precámbrico-Cárnicos en la mitad suroriental de la Zona Centro-ibérica". *II Congr. Geol. de España, SGE*, 1, págs. 19-22.

ANTONA BLÁZQUEZ, J.F. (1991): "Fluidos mineralizadores en los yacimientos de Oro de Saucelle y El Cabaco (Salamanca)". Tesis Doctoral, Univ. Salamanca, 236 págs.

ANTONA, J.F. y MARTÍNEZ CATALÁN, J.R. (1990): "Interpretación de la Formación San Vitero en relación con la Orogenia Hercínica". *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, 15, págs. 257-269.

ARCHE, A.; CÁMARA, P. y DURÁNTEZ, O. (1977): "Consideraciones sobre las series ordovícicas y anteordovícicas de la región de la sierra de Alto Rey-Sierra de la Bodera (Sistema Central de España)". *Bol. Geol. Min.*, 88, págs. 33-39.

ARRIBAS, A. (1979): "Mineral paragenesis in the Variscan metallogeny of Spain". *Stvd. Geol.*, XIV, págs. 223-260.

ARRIBAS, A. (1980): "El yacimiento de tungsteno de Barruecopardo". *Bol. Geol. Min.*, XCI-II, págs. 408-416.

ARRIBAS, A.; GONZALO, F. y IGLESIAS, M. (1982): "Génesis de una mineralización asociada a una cúpula granítica: el yacimiento de estaño de Golpejas (Salamanca)". *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, 3, págs. 563-594.

ARTHAUD, F. y MATTE, Ph. (1977): "Late Paleozoic strike-slip faulting in southern Europe and Northern Africa: results of right-lateral shear zone between the Appalachians and the Urals". *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 88, págs. 1305-1320.

ASWORTH, J.R. (1985): "Migmatites". *Blackie, Glasgow y London*.

ARZI, A.A. (1978): "Critical phenomena in the rheology of partially melted rocks". *Tectonophysics*, 44, págs. 173-184.

AZOR, A.; GONZÁLEZ LODEIRO, F.; HACAR RODRÍGUEZ, M.; MARTÍN PARRA, L.M.; MARTÍNEZ CATALÁN, J.R. y PÉREZ-ESTAÚN, A. (1992): "Estratigrafía y estructura del Paleozoico en el Dominio del Ollo de Sapo". En: J.C. Gutiérrez Marco, J. Saavedra y I. Rábano (Eds.): *Paleozoico Inferior de Ibero-América*, Univ. Extremadura, págs. 469-483.

BARRERA, J.L.; FARIAS, P.; GONZÁLEZ LODEIRO, F.; MARQUÍNEZ, J.; MARTÍN PARRA, L.M.; MARTÍNEZ CATALÁN, J.R.; DEL OLMO SANZ, A. y DE PABLO MACÍA, J.G. (1989): "Mapa y memoria de la Hoja nº 17-27 (ORENSE-VERIN) del Mapa Geológico de España, E: 1/200.000". *IGME*.

BARRIERE, M. (1977): "Le complexe de Ploumanach, Massif Armorican. Essai sur la mise en place et l'évolution pétrologique d'une association plutonique subalcaline tardio-orogénique". Thèse d'Etat, Brest.

BELL, T.H. (1985): "Deformation partitioning and porphyroblast rotation in metamorphic rocks: a radical reinterpretation". *J. Metam. Geol.*, 3, págs. 109-118.

BELL, T.H. y JOHNSON, S.E. (1989): "Porphyroblast inclusion trails: the key to orogenesis". *J. Metam. Geol.*, 7, págs. 279-310.

BELL, T.H. y RUBENACH, M.J. (1983): "Sequential porphyroblast growth and crenulation cleavage development during progressive deformation". *Tectonophysics*, 92, págs. 171-194.

BELL, T.H.; RUBENACH, M.J. y FLEMING, P.D. (1986): "Porphyroblast nucleation, growth, and dissolution in regional metamorphic rocks as a function of deformation partitioning during foliation development". *J. Metam. Geol.*, 4, págs. 37-68.

BELLIDO MULAS, F.; GONZÁLEZ LODEIRO, F.; KLEIN, E.; MARTÍNEZ CATALÁN, J.L. y PABLO MACÍA, M.G. de (1987): "Las rocas graníticas hercínicas del Norte de Galicia y Occidente de Asturias". *Memorias IGME*, 101, págs. 1-157.

BERMAN, R.G. (1992): "TWEEQU (v1.0) program and JAN92 data base. Thermobarometry with estimation of equilibration state". *Notes in files*. G.S.C., Ottawa, Canada.

BERTHE, A. y BRUN, J.P. (1980): "Evolution of folds during progressive shear in the South Armorican Shear Zone, France". *J. Struct. Geol.*, 2, págs. 127-133.

BERTHE, D.; CHOUKROUNE, P. y JEGOUZO, P. (1979): "Orthogneiss, mylonite and non-coaxial deformation of granites: the example of the South Armorican Shear Zone". *J. Struct. Geol.*, 1, págs. 31-42.

BIROT, P. (1937): "Sur la morphologie de la Sierra Guadarrama occidental". *Ann. Geol. Paris*, XLVI, págs. 25-42.

BURKHARDT, T.; GARCÍA SÁNCHEZ, A. y GRACIA PLAZA, A.S. (1987): "Mineralizaciones (Sn, W, Au) y control estructural en el Oeste de Salamanca y Zamora". *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, 12, págs. 289-301.

BURKHARDT, R. y GARCÍA SÁNCHEZ, A. (1986): "Distribución de Au y Ag en filones de cuarzo mineralizado (W, Sn, Sulfuros) del Oeste de España". *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, 10, págs. 285-310.

BUXANT, P. (1976): "Etude géologique de la région de Barruecopardo et de ses minéralisations de Tungstène (province de Salamanca)". *Bol. Geol. Min.*, LXXXVII, II, págs. 119-143.

CANTANO, M. (1982): "Estudio Morfoestructural del área de Golpejas (provincia de Salamanca)". Tesis de Licenciatura. Univ. Salamanca. 59 págs.

CANTANO, M. y MOLINA, E. (1987): "Aproximación a la evolución morfológica de la Fosa de Ciudad Rodrigo (Salamanca, España)". *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. (Geol.)*, 82 (1-4), págs. 87-101.

CAPOTE, R. (1972): "Estudio geoestructural de los afloramientos metamórficos del Norte de la provincia de Ávila". Tesis Doctoral. UCM. Madrid, 289 págs.

CARMICHAEL, D.M. (1969): "On the mechanism of prograde metamorphic reactions in quartz-bearing pelitic rocks". *Contrib. Miner. Petrol.*, 20, págs. 244-267.

CARMICHAEL, M.D. (1978): "Metamorphic bathozones and bathograds: a measure of the depth of post-metamorphic uplift and erosion on a regional scale". *Am. J. Sci.*, 278, págs. 769-797.

CARNICERO, A. (1980): "Estudio petrológico del metamorfismo y los granitoides entre Cipérez y Aldea del Obispo (O de Salamanca)". Tesis Doctoral. Univ. Salamanca, 202 págs.

CARNICERO, A. (1981): "Granitoides del centro oeste de la provincia de Salamanca. Clasificación y correlación". *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, 2, págs. 45-49.

CARNICERO, A. (1982): "Estudio del metamorfismo existente en torno al granito de Lumbreras (Salamanca)". *Stvd. Geol. Salmanticensia*, XVII, págs. 7-20.

CARNICERO, A.; LÓPEZ PLAZA, M. y DELGADO, J.C. (1987): "Estudio petrológico del granito de Villavieja de Yeltes (Salamanca)". *Actas e Comunicações, IX Reuniao sobre a Geologia do Oeste Peninsular (Porto, 1985)*. Memórias Nº 1, Univ. Do Porto, págs. 21-37.

CARRERAS, J.; ESTRADA, A. y WHITE, S. (1977): "The effects of folding on the c-axis fabrics of a quartz mylonite". *Tectonophysics*, 39, págs. 3-24.

CARRINGTON DA COSTA, J. (1950): "Notícia sobre uma carta geológica do Buçaco, de Nery Delgado". *Ed. Serv. Geol. Portugal* (Lisboa), 27 págs.

CASTRO, A. (1986): "Structural pattern and ascent model in the Central Extremadura batholith, Hercynian Belt, Spain". *J. Struct. Geol.*, 8, págs. 633-645.

CENTENO, J.D. (1988): "La morfología granítica de un sector del Guadarrama occidental (Sistema Central Español)". Tesis Doctoral. U.C.M. Madrid, 321 págs.

COBBOLD, P.R. y QUINQUIS, H. (1980): "Development of sheath folds in shear regimes". *J. Struct. Geol.*, 2, págs. 119-126.

COLCHEN, M. (1974): "Géologie de la Sierra de la Demanda (Burgos-Logroño, Espagne)". *Memorias I.G.M.E.*, 85, 1, págs. 1-436.

CORDERO, P.; CORROCHANO, A. y CARBALLEIRA, J. (1982): "El Paleógeno del Sector septentrional de la Cuenca de Ciudad Rodrigo (alrededores de Torresmenudas, Salamanca)". *Tem. Geol. Min.*, 6 (2), págs. 199-207.

CORRALES, I. (1982): "El Mioceno al sur del Río Duero (Sector Occidental)". *Tem. Geol. Min.*, 6 (2), págs. 709-713.

CORRETGÉ, L. G. y LÓPEZ PLAZA, M. (1976): "Geología del área granítica y metamórfica al Oeste de Ciudad Rodrigo (Salamanca): I- El Complejo Esquisto-Grauváquico: estratigrafía, metamorfismo y deformación". *Stvd. Geol.*, XI, págs. 121-149.

CORRETGÉ, L.G. y MARTÍNEZ, F.J. (1975): "Albitización y sodificación en granitos hercínicos Españoles". *Stvd. Geol. Salmanticensia*, IX, págs. 115-141.

CORROCHANO, A. (1977): "Estratigrafía y sedimentología del Paleógeno de la provincia de Zamora". Tesis Doctoral. Univ. Salamanca. 336 págs.

CORROCHANO, A. (1982): "El Paleógeno del borde occidental de la Cuenca del Duero (Provincia de Zamora)". *Tem. Geol. Min.*, 6 (2), págs. 687-697.

CORROCHANO, A. y CARBALLEIRA, J. (1983): "Las Depresiones del Borde Suroccidental de la Cuenca del Duero". Libro Jubilar J.M. Ríos. Geología de España. T. II, págs. 513-521.

CUESTA, A. (1991): "Petrología granítica del plutón de Caldas de Reis (Pontevedra, España). Estructura, mineralogía, geoquímica y petrogénesis". Tesis Doctoral. Univ. Oviedo, 417 págs.

CHAYES, F. (1955): "Potash feldspar as a by-product of biotite chlorite transformation". *J. Geol.*, 63, págs. 75-82.

CRUSAFONT, M.; AGUIRRE, E. y GARCÍA, J. (1968): "Un nuevo yacimiento de mamíferos del Mioceno de la Meseta española". *Acta Geol. Hispánica*, 3, págs. 2224.

DAVIS, G.H. (1987): "A shear-zone model for the structural evolution of metamorphic core complexes in southeastern Arizona". En: M.P. Cowans, J.E. Dewey and P.L. Hancock (Editors), *Continental Extensional Tectonics*. *Geol. Soc. London, Spec. Publ.*, 28, págs. 247-266.

DEPARTAMENTO DE PETROLOGÍA UNIVERSIDAD DE SALAMANCA (1980): "Plutonism of Central Western Spain. A preliminary note". *Estudios Geológicos* 36, págs. 339-348.

DE YOREO, J.J.; Lux, D.R.; GUIDOTTI, C.V.; DECKER, E.R. y OSBERG, P.H. (1989): "The Acadian thermal history of Western Massives". *J. Metam. Geol.*, 7, págs. 169-190.

DÍEZ BALDA, M.A. (1980): "La sucesión estratigráfica del Complejo Esquisto-Grauváquico al Sur de Salamanca". *Est. Geol.*, 36, págs. 131-138.

DÍEZ BALDA, M.A. (1982): "Mapa Geológico del SE de la Provincia de Salamanca a escala 1:200.000". Ed. por la Excmo. Diputación Provincial de Salamanca.

DÍEZ BALDA, M.A. (1986): "El Complejo Esquisto-Grauváquico, las series paleozoicas y la estructura hercínica al sur de Salamanca". *Acta Salmanticensia, Ciencias*, 52. Edic. Univ. Salamanca. 162 págs.

DÍEZ BALDA, M.A.; GARCÍA CASQUERO, J.L.; MONTESERÍN LÓPEZ, V.; NOZAL MARTÍN, F.; PARDO ALONSO, M.V. y ROBLES CASAS, R. (1990): "Cizallamientos subverticales posteriores a la segunda fase de deformación hercínica al Sur de Salamanca (Zona Centro Ibérica)". *Rev. Soc. Geol. Esp.*, 3, págs. 117-125.

DÍEZ BALDA, M.A.; MARTÍNEZ CATALÁN, J.R.; GONZÁLEZ LODEIRO, F. y IGLESIAS PONCE DE LEÓN, M. (1977): "La deformación hercínica en los materiales precámbrios y paleozoicos al Sur de Salamanca". *Stvd. Geol. Salmanticensia*, XII, págs. 91-108.

DÍEZ BALDA, M.A.; VEGAS, R. y GONZÁLEZ LODEIRO, F. (1990): "Autochthonous Sequences". En: *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*. Eds.: R.D. Dallmeyer y E. Martínez García, págs. 172-188.

DÍEZ MONTES, A.; ESCUDER, J.; FERNÁNDEZ RUIZ, J.; MEDIAVILLA, R.; RODRÍGUEZ, R. y SANZ, M.A. (in lit.): "Mapa geológico de España a escala 1:50.000, 2^a serie (MAGNA), Hoja nº 476 (Villavieja de Yeltes)". *ITGE*. Madrid.

DIPPLE, G.M.; WINTSCH, R.P. y ANDREWS, S. (1990): "Identification of the scales of differential element mobility in a ductile fault zone". *J. Struct. Geol.*, 8, págs. 645-661.

DOBLAS, M. (1991): "Late Hercynian extensional and transcurrent tectonics in Central Iberia". *Tectonophysics*, 191, págs. 325-334.

DOZY, J.J. (1983): "La geología del sureste de la provincia de Lugo (Noroeste de España)". *Bol. Geol. Min.*, 14, págs. 383-414.

ENGLAND, P.C. y THOMPSON, A.B. (1984): "Pressure-Temperature-time paths of regional metamorphism I. Heat transfer during evolution of regions of thickened continental crust". *J. Petrol.*, 25, págs. 894-928.

ESCUADER VIRUETE, J. (1995): "Evolución tectonotermal del Domo Gneísmico del Tormes, Salamanca, NO del Macizo Ibérico. Implicaciones para la historia compresional y extensional de la zona Centro Ibérica". Tesis Doctoral. Departamento de Ciencias de la Tierra. Univ. Zaragoza.

ESCUADER VIRUETE, J.; ARENAS, R. y MARTÍNEZ CATALÁN, J.R. (1994b): "Tectonothermal evolution associated with Variscan crustal extension in the Tormes Gneis Dome (NW Salamanca, Iberian Massif, Spain)". *Tectonophysics*, 238, págs. 1-22.

ESCUADER VIRUETE, J.; ARENAS, R. y MARTÍNEZ CATALÁN, J.R. (1994c): "Evolución tectonotermal asociada con extensión a escala cortical: el ejemplo hercínico del Domo Gneísmico del Tormes (NO Salamanca, Macizo Ibérico)". *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, 19, págs. 273-304.

ETCHECOPAR, A. y VASSEUR, G. (1987): "A 3-D kinematic model of fabric development in polycrystalline aggregates: comparisons with experimental and natural examples". *J. Struct. Geol.*, 9, págs. 705-717.

EVANS, B.W. (1965): "Application of a reaction rate method to the breakdown equilibrium of muscovite and muscovite plus quartz". *Am. J. Sci.*, 263, págs. 647-667.

EVANS, B.W. y GUIDOTTI, C.V. (1966): "The sillimanite-potash feldspar isograd in western Maine, U.S.A". *Contrib. Miner. Petrol.*, 12, págs. 25-62.

EVANS, A.J. y WHITE, S.H. (1984): "Microstructural and fabric studies from the rocks of the Moine Nappe, Eriboll, NW Scotland". *J. Struct. Geol.*, 6, págs. 369-389.

FARIAS, P.; GALLASTEGUI, G.; GONZÁLEZ LODEIRO, F.; MARQUÍNEZ, J.; MARTÍN PARRA, L.M.; MARTÍNEZ CATALÁN, J.R.; DE PABLO MACÍA, J.G. y RODRÍGUEZ FERNÁNDEZ, L.R. (1987): "Aportaciones al conocimiento de la litoestratigrafía y estructura de Galicia Central". *Mem. Mus. Lab. Miner. Geol. Fac. Cienc. Porto*, 1, págs. 411-431.

FERNÁNDEZ AMIGOT, J.A. (1981): "Prospección e investigación de yacimientos uraníferos en la provincia de Salamanca". *Tecniterrae*, 43, págs. 45-73.

FRANCO HERRERO, A. (1987): "Estudio geológico y metalogénico de los yacimientos estannowolframíferos de Saucelle (Salamanca)". *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, 11, págs. 333-338.

GARCÍA DE FIGUEROLA, L.C. (1970): "La existencia de pliegues en el Complejo Esquisto-Grauváquico de la provincia de Salamanca". *Acta. Geol. Hisp.*, 5 (4), págs. 105-108.

GARCÍA DE FIGUEROLA, L.C. (1971): "Una estructura interesante: el sinclinal Ordovícico-Silúrico de Sequeros-Ahigal de los Aceiteros". *Stvd. Geol.*, II, págs. 45-56.

GARCÍA DE FIGUEROLA, L.C. y FRANCO GONZÁLEZ, M.P. (1975): "Las formaciones infraordovícicas y el borde de las granodioritas al E de Guijuelo (Salamanca)". *Est. Geol.*, 31, págs. 487-500.

GARCÍA DE FIGUEROLA, L.C.; FRANCO, M.P. y CASTRO, A. (1983): "Características petrológicas del Complejo Laminar Pegmatoide ("Serie del Alamo") de las provincias de Salamanca y Ávila". *Stvd. Geol. Salmanticensia*, XIX, págs. 33-77.

GARCÍA DE FIGUEROLA, L.C. y MARTÍNEZ GARCÍA, E. (1972): "El Cámbrico Inferior de la Rinconada (Salamanca, España Central)". *Stvd. Geol. Salmanticensia*, III, págs. 33-41.

GARCÍA DE FIGUEROLA, L.C. y PARGA, J.R. (1968): "Sobre los ortogneises de Traguntia-Juzbado (Salamanca) y su significación tectónica". *Acta. Geol. Hispánica*, III, págs. 69-72.

GARCÍA DE FIGUEROLA, L.C. y PARGA, J.R. (1971): "Características fundamentales de los "sierreros" de la provincia de Salamanca". *Bol. Geol. Min.*, 82, págs. 71-74.

GARCÍA GARZÓN, J. y LOCUTURA, J. (1981): "Datación por el método Rb-Sr de los granitos de Lumbrales-Sobradillo y Villar de Ciervo-Puerto Seguro". *Bol. Geol. Min.*, 92, págs. 68-72.

GARCÍA SÁNCHEZ, A.; MARTÍN PATINO, M.T. y SAAVEDRA, J. (1985): "Pegmatitas mineralizadas con Li (Sn, Ta, etc) en el centro-oeste de España". *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, 9, págs. 131-148.

GARZÓN, M. G. (1980): "Estudio Geomorfológico de una transversal en la Sierra de Gredos oriental (Sistema Central Español). Ensayo de una cartografía geomorfológica". Tesis Doctoral. UCM Madrid, 425 págs.

GIL Y MAESTRE, A. (1880): "Descripción física, geológica y minera de la provincia de Salamanca". *Mem. Com. Mapa. Geol. España*. Madrid.

GIL TOJA, A.; JIMÉNEZ ONTIVEROS, P. y SEARA VALERO, J.R. (1985): "La cuarta fase de deformación hercínica en la zona Centro Ibérica del Macizo Hespérico". *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, 9, págs. 91-104.

GOLDSTEIN, A.G. (1988): "Factors affecting the kinematic deformation mechanism in the Variscan nappes of Vendée, South Brittany, France". *J. Struct. Geol.*, 1, 31-40.

GONZÁLEZ LODEIRO, F. (1980): "Estudio geológico estructural de la terminación oriental de la Sierra del Guadarrama (Sistema Central Español)". Tesis Doctoral, Univ. Salamanca. 334 págs.

GONZÁLEZ LODEIRO, F. (1981): "La estructura del Anticlinorio del Ollo de Sapo en la región de Hiendelaencina (Extremo oriental del Sistema Central Español)". *Cuad. Geol. Iber*, 7, págs. 535-546.

GÓNZALEZ LODEIRO, F.; HERNÁNDEZ URROZ, J.; KLEIN, E.; MARTÍNEZ CATALÁN, J.R. y DE PABLO MACÍA, J.G. (1982): "Mapa y memoria explicativa de la Hoja Nº 8 (Lugo) del Mapa geológico Nacional a escala 1:200.000". *I.G.M.E.*

GONZALO, F.J. y LÓPEZ PLAZA, M. (1983): "Tipificación estructural de los filones estanno-wolframíferos más representativos de la penillanura salmantino-zamorana". *Stvd. Geol. Salmanticensia*, XVIII, págs. 159-170.

GIL IBARGUCHI, J.I. y MARTÍNEZ, F.J. (1982): "Petrology of garnet-cordierite-sillimanite gneisses from the El Tormes Thermal Dome, Iberian Hercynian Foldbelt (W Spain)". *Contrib. Miner. Petrol.*, 80, págs. 14-24.

GONZALO, J.C. (1981): "Estudio geológico del campo filoniano de La Fregeneda (Salamanca)". Tesis de Licenciatura. Univ. Salamanca, 77 págs.

GONZALO CORRAL, F.J. y GRACIA PLAZA, A.S. (1987): "Yacimientos de wolframio del Oeste de España: Ensayo de caracterización y clasificación económica". *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, 11, págs. 315-331.

GUMIEL, P. (1984): "Tipología de los yacimientos de Estaño y Wolframio del Macizo Ibérico". *I Congreso Español de Geología*, V, págs. 183-216.

HANMER, S. (1986): "Asymmetrical pull-aparts and foliation fish as kinematic indicators". *J. Struct. Geol.*, 2, págs. 111-122.

HERNÁNDEZ PACHECO, E. (1929): "Datos geológicos de la meseta toledano-cacereña y de la fosa del Tajo". *Mem. R. Soc. Hist. Nat*, 16 págs.

HERNÁNDEZ PACHECO, E. y DANTÍN CERECEDA, S. (1932): "Síntesis fisiográfica y geológica de España". Junta de Ampliación, *Est. Trab. Mus. Cienc. Nat. Ser. Geol.*, 38, 584 págs.

HOLDAWAY, M.J. (1971): "Stability of andalusite and the aluminum silicate phase diagram". *Am. J. Sci.*, 271, págs. 97-131.

HOLDAWAY, M.J. y LEE, S.M. (1977): "Fe-Mg cordierite stability in high grade rocks based on experimental, theoretical and natural observations". *Contrib. Miner. Petrol.*, 63, págs. 175-198.

HOLLAND, T.J.B. y POWELL, R. (1990): "An enlarged and updated internally consistent thermodynamic dataset with uncertainties and correlations: the system $K_2O-Na_2O-CaO-MgO-MnO-FeO-Fe_2O_3-Al_2O_3-TiO_2-SiO_2-C-H_2O_2$ ". *J. Metam. Geol.*, 8, págs. 89-124.

IGLESIAS, M. y RIBEIRO, A. (1981a): "La zone de cisaillement ductile de Juzbado (Salamanca) y Penalva do Castelo (Viseu): un alineament ancien reactive pendant l'orogene hercynienne". *Com. Serv. Geol. Port.*, LXVII, págs. 89-93.

IGLESIAS, M. y RIBEIRO, A. (1981b): "Zones de cisaillement ductile dans l'arc ibéro-armoricain". *Com. Serv. Geol. Portugal*, 67, (1), págs. 85-87.

IGME. (1972): "Programa sectorial de exploración de Estaño y Wolframio. Subsector III-Oeste-Area 1. Vitigudino". Informe inédito. *Fondo documental del ITGE*.

IGME. (1973): "Programa sectorial de exploración de Estaño y Wolframio. Subsector III-Oeste-Area 1. Vitigudino. 2ª Fase". Informe inédito. *Fondo documental del ITGE*

IGME (1975): "Mapa Metalogenético de España, E. 1:200.000, Hoja nº 36 - Vitigudino". 1ª Edición.

ITGE (1985): "Inventario nacional de recursos de Wolframio". Informe inédito. *Fondo documental del ITGE*.

JIMÉNEZ, E. (1970): "Estratigrafía y paleontología del borde suroccidental de la Cuenca del Duero". Tesis Doctoral. Univ. Salamanca. 323 págs.

JIMÉNEZ, E. (1972): "El Paleógeno del borde SW de la Cuenca del Duero. I: Los escarpes del Tormes". *Stvd. Geol. Salmanticensia*, 3, págs. 67-110.

JIMÉNEZ, E. (1973): "El Paleógeno del borde SW de la Cuenca del Duero. II: La falla de Alba-Villoria y sus implicaciones estratigráficas y geomorfológicas". *Stvd. Geol. Salmanticensia*, 5, págs. 10-36.

JIMÉNEZ, E. (1974): "Iniciación al estudio de la climatología del Paleógeno de la Cuenca del Duero y su posible relación con el resto de la Península Ibérica". *Bol. Geol. Min.*, 85 (5), págs. 518-524.

JIMÉNEZ, E. (1983): "Síntesis del Paleógeno continental de la Cuenca del Duero". En: J.A. Comba (coord.), Libro Jubilar J.M. Ríos. Geología de España, II: 103-108.

JIMÉNEZ, E. (1975): "Presencia de una fase de fracturación y una discordancia Preluteciense en el Paleógeno de Salamanca". *Est. Geol.*, 31, págs. 615-624.

JOHANNES, W., (1984): Beginning of melting in the granite system Qtz-Or-Ab-An-H₂O. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 86, págs. 264-273.

JORDA, J. (1983): "Evolución morfogenética de la vertiente NO de la sierra de Francia y su relación con la fosa de Ciudad Rodrigo (Salamanca)". *Revista Provincial de Estudios*, 8, págs. 129-168.

JULIVERT, M.; FONTBOTE, J.M.; RIBEIRO, A. y NABAIS CONDE, L.E. (1972): "Mapa Tectónico de la Península Ibérica y Baleares E. 1:1.000.000", Memoria Explicativa, 113 págs. (1974) *IGME*.

JULIVERT, M.; FONTBOTE, J.M.; RIBEIRO, A. y NABAIS CONDE, L. (1974): "Mapa tectónico de la Península Ibérica y Baleares". *IGME*. Madrid.

JUNTA DE CASTILLA Y LEÓN. (1985): "Estudio de las posibilidades de minería de Castilla y León". Informe inédito. Fondo documental de la Junta de Castilla y León.

JUNTA DE CASTILLA Y LEÓN. (1986): "Inventario y mapa de indicios mineros de la Comunidad Autónoma de Castilla y León. Fase I: provincias de Avila, Salamanca y Zamora". Informe inédito. Fondo documental de la Junta de Castilla y León.

JUNTA DE CASTILLA Y LEÓN. (1986): "Investigación de la Reserva del Estado Salamanca 1. Estudio Geológico Minero". Fase I. Informe inédito. Fondo documental de la Junta de Castilla y León.

LANCELOT, J.R.; ALLEGRET, A. y PONCE DE LEÓN, M.I. (1985): "Outline of Upper Precambrian and Lower Paleozoic evolution of the Iberian Peninsula according to U-Pb dating of zircons". *Earth. Planet. Sci. Letters*, 74, págs. 325-337.

LISTER, G.S. y DORNSIEPEN, U.F. (1982): "Fabric transitions in the Saxony Granulite terrain". *J. Struct. Geol.*, 4, págs. 81-92.

LISTER, G.S. y SNOKE, A.W. (1984): "S-C milonites". *J. Struct. Geol.*, 6, págs. 617-638.

LE BRETON, N. y THOMPSON, A.B. (1988). "Fluid-absent (dehydration) melting of biotite in metapelites in the early stages of crustal anatexis". *Contrib. Miner. Petrol.*, 99, págs. 226-237.

LÓPEZ DE AZCONA, J.M.; MINGARRO, F. y LÓPEZ DE AZCONA, C. (1968): "Mapa geológico de la provincia de Salamanca". *IGME*. Madrid.

LÓPEZ PLAZA, M. (1982): "Contribución al conocimiento de la dinámica de los cuerpos graníticos de la penillanura salmantino-zamorana". Tesis Doctoral, Univ. Salamanca. 333 págs.

LÓPEZ PLAZA, M. y CARNICERO, A. (1987): "El plutonismo hercínico de la penillanura salmantino-zamorana (centro-oeste de España): visión del conjunto en el contexto geológico regional". En: BEA, F. et al., (Eds.) *Geología de los granitoides y rocas asociadas del macizo Hespérico. Libro homenaje a L.C. García de Figuerola*. págs. 53-68.

LÓPEZ PLAZA, M.; CARNICERO, A. y GONZALO, J.C. (1982): "Estudio geológico del campo filionario de La Fregeneda (Salamanca)". *Stvd. Geol. Salmanticensia*, XVII, págs. 89-98.

LÓPEZ PLAZA, M. y Corretgé, L.G. (1980): "Cizallas en relación con movimientos ascensionales en el Domo del Tormes (Salamanca. España)". *Publ. Mus. Lab. Miner. Geol. Fac. Cienc. Porto*, CXI, págs. 111-118.

LÓPEZ PLAZA, M. y MARTÍNEZ CATALÁN, J.R. (1987): "Síntesis estructural de los granitoides hercínicos del macizo espérico". En: BEA, F. et al., (Eds.) *Geología de los granitoides y rocas asociadas del macizo Hespérico. Libro homenaje a L.C. García de Figuerola*. págs. 195-210.

LÓPEZ VERA, F. y PEDRAZA, J. (1976): "Síntesis geomorfológica de la cuenca del río Jarama en los alrededores de Madrid". *Est. Geol.*, 32, págs. 499-508.

LOTZE, F. (1945): "Zur Gliederung der Varisziden der Iberischen". *Geotekt. Forsch.*, 6, págs. 78-92. Berlin. Traducido por J.M. Ríos. "Observaciones respecto a la división de los Variscides de la Meseta Ibérica". *Publ. Extr. Geol. Esp.*, 5, págs. 149-166, Madrid, 1950.

LOTZE, F. (1956): "Das Präkambrium Spaniens". *Neues Jarhb. Geol-Paläontol. Monats.*, 8, págs. 373-380 (Trad. en: *Notas y Comun. I.G.M.E.*, 60, págs. 227-240).

MALLADA, L. (1895). "Memorias de la Comisión del Mapa Geológico de España, tomo 1: Rocas hipogénicas antiguas y terreno estrato-cristalino". *IGME*.

MARCOS, A. (1973): "Las series del paleozoico inferior y la estructura hercíniana del occidente de Asturias (NW de España)". *Trab. Univ. Oviedo*, 6, págs. 1-113.

MARTÍN RIDAURA, A. (1986): "Clasificación y análisis geomorfológicos del stock granítico de la Pedriza de Manzanares El Real (Madrid)". Tesis de Licenciatura. U. C.M. Madrid, 169 págs. (Inédita).

MARTÍN-SERRANO, A. (1979): "El relieve zamorano. Planteamientos generales y problemática geomorfológica". *Tecniterra*, 28, págs. 11-19.

MARTÍN-SERRANO, A. (1988): "El relieve de la región occidental zamorana. La evolución geomorfológica de un borde del Macizo Hespérico". *Inst. Est. Zamoranos Florián de Ocampo*, Dip. Zamora. 306 págs.

MARTÍN-SERRANO, A. (1991): "La definición y el encajamiento de la red fluvial actual sobre el Macizo Hespérico en el marco de geodinámica alpina". *Rev. Soc. Geol. Esp.*, 4, (3-4), págs. 337-351.

MARTÍNEZ CATALÁN, J.R. y DÍEZ BALDA, M.A. (1987): "Structural pattern and ascent model in the Central Extremadura batholith, Hercynian Belt, Spain: Discussion". *J. Struct. Geol.*, 9, págs. 381-382.

MARTÍNEZ CATALÁN, J.R.; HACAR, M.; VILLAR ALONSO, P.; PÉREZ-ESTAÚN, A. y GONZÁLEZ LODEIRO, F. (1992): "Lower Paleozoic extensional tectonics in the limit between the West Asturian-Leonese and Central Iberian Zones of the Variscan Fold-Belt in NW Spain". *Geologische Rundschau*, 81/2, págs. 545-560.

MARTÍNEZ FERNÁNDEZ, F.J. (1974): "Estudio del área metamórfica y granítica de los Arribes del Duero (Provincias de Salamanca y Zamora)". Tesis Doctoral, Univ. Salamanca, 286 págs.

MARTÍNEZ FERNÁNDEZ, F.J. (1974-a): "Estudio del área metamórfica del NO de Salamanca (Cordillera Herciniana, España)". *Trab. Geol.*, 7, Fac. de Ciencias, Univ. Oviedo, págs. 3-59.

MARTÍNEZ FERNÁNDEZ, F.J. (1974-b): "Petrografía, estructura y geoquímica de los diferentes tipos de granitos del NO de Salamanca (Cordillera Herciniana, España)". *Trab. Geol.*, 7, Fac. de Ciencias, Univ. de Oviedo, págs. 61-141.

MARTÍNEZ FERNÁNDEZ, F.J. (1975): "Composición y origen de las anfibolitas de Fermoselle. (SO de Zamora, España)". *Brev. Geol. Astúrica*, 4, págs. 59-63.

MARTÍNEZ FERNÁNDEZ, F.J. (1977): "Données sur le métamorphisme régional hercynien dans le dôme de Tormes (provinces de Salamanca et Zamora, Espagne)". *Geol. Rundschau*, 66, págs. 91-98.

MARTÍNEZ, F.J.; JULIVERT, M.; SEBASTIÁN, A.; ARBOLEYA, M.L. y GIL IBARGUCHI, J.I. (1988): "Structural and thermal evolution of high-grade areas in the northwestern parts of the Iberian Massif". *Am. J. Sci.*, 28, págs. 969-996.

MARTÍNEZ FERNÁNDEZ, F.J. y ROLET, J. (1988): "Late Paleozoic metamorphism in the northwestern Iberian Peninsula, Brittany and related areas in SW Europe". *Geol. Soc. Special Publication*, 38, págs. 611-620.

MATTE, Ph. (1986): "Tectonics and plate tectonics models for the Variscan Belt of Europe". *Tectonophysics*, 126, págs. 329-374.

MAZO, A.V. y JIMÉNEZ, E., (1982): "El Guijo, primer yacimiento de mamíferos miocénicos de la provincia de Salamanca". *Stvd. Geol. Salmanticensia*, 17, págs. 99-104.

MC LELLAN, E.L. (1989): "Sequential formation of subsolidus and anatetic migmatites in response to thermal evolution, Eastern Scotland". *J. Geol.*, 97, págs. 165-182.

MIEGAS, A.G. (1982): "Introducción al análisis tectosedimentario: aplicación al estudio dinámico de cuencas". *Actas V Congr. Latinoamer. Geol.*, 1, págs. 385-402.

MEHNERT, K.R. (1968): "Migmatites and the Origin of Granitic Rocks." Elsevier, Amsterdam.

MIALL, A.D. (1978): "Lithofacies types and vertical profile models in braided river deposits: A summary". *Mem. Can. Soc. Petrol. Geol.*, 5, págs. 597-604.

MIALL, A.D. (1981): "Analysis of Fluvial Depositional Systems". *Am. Ass. Petrol. Geol. Educ. Course Notes Series*, 20, 75 págs.

MIYASHIRO, A. (1973): "Metamorphism and Metamorphic Belts". *George Allen y Unwin.*(Eds.). 492 págs.

MOLINA, E. (1980): "Alteración reicta y morfogénesis del macizo cristalino de Toledo". *Stvd. Geol. Salmanticensia*. 16, págs. 15-25.

MOLINA, E. y JORDA, J. (1982): "Le piémont nord du "Sistema Central" espagnol dans le province de Salamanca". *Resumenes del Congreso "Montagnes et Piémont"*, Toulouse, 11 págs.

MUTTI, E. y RICCI LUCCHI, F. (1972): "Le torbiditi dell'Apennino settentrionale: introduzione all'analisi di facies". *Mem. Soc. Geol. Ital.*, 11, págs. 161-199.

MUTTI, E. y RICCI LUCCHI, F. (1975): "Turbidite facies and facies associations from selected formations of the Northern Apennines". *IX Cong. Inter. Sedim. Nice, Field Trip A*, 11, págs. 21-36.

NAVIDA, M. y PEINADO, M. (1976): "Facies volcanosedimentarias en el Guadarrama Central (Sistema Central Español)". *Stvd. Geol.*, 12, págs. 137-159.

NICOLÁS, A. (1987): "Principios de Tectónica". Ed. Masson. París. 185 págs.

NOZAL MARTÍN, F. y ROBLES CASAS, R. (1988): "Series y correlación de los materiales anteordovícicos en los Montes de Toledo y el Sur de Salamanca". *II Congr. Geol. España, SGE*, Granada, págs. 139-143.

OEN ING SOEN (1970): "Granite intrusion folding and metamorphism in central northern Portugal". *Bol. Geol. Min.*, 81, (2/3), págs. 271-298.

OLIVEIRA, J.T.; PEREIRA, E.; PIÇARRA, J.M.; YOUNG, T. y ROMANO, M. (1992): "O Paleozóico Inferior de Portugal: Síntese da estratigrafia e da evolução paleogeográfica". En: J.C. Gutiérrez-Marco, J. Saavedra y I. Rábano (Eds.): *Paleozoico Inferior de Ibero-América*, Univ. Extremadura, págs. 359-375.

ORTEGA, E. y GONZÁLEZ LODEIRO, F. (1983, publicado 1986): "La discordancia intra-Alcudiense en el Dominio Meridional de la Zona Centroibérica". *Brev. Geol. Asturica*, 3-4, págs. 27-32.

ORTEGA, E.; HERNÁNDEZ URROZ, J., y GONZÁLEZ LODEIRO, F. (1988): "Distribución paleogeográfica y control estructural de los materiales anteordovícicos en la parte suroriental del autóctono de la Zona Centro-ibérica". Simposio sobre Cinturones Orogénicos. *II Congreso Geológico de España*. 85-89.

PALACIOS, T. (1989): "Microfósiles de pared orgánica del Proterozoico superior (Región Central de la Península Ibérica)". *Mem. Mus. Paleont. Univ. Zaragoza*, 3, 2, págs. 1-91.

PARGA, J.R. (1969): "Sistemas de fracturas tardihercínicas del Macizo Hespérico". *Trab. Lab. Geol. Laxe*, 37, págs. 3-15.

PASSCHIER, C.W. y SIMPSON, C. (1986): "Porphyroclast systems as kinematic indicators". *J. Struct. Geol.*, 8, págs. 831-843.

PEDRAZA, J. (1978): "Estudio geomorfológico de la zona de enlace entre las sierras de Gredos y Guadarrama. (Sistema Central Español). Evolución geomorfológica reciente". Tesis Doctoral. U.C.M. Madrid, 525 págs.

PELLTERO, E. (1981): "Factores geológicos y genéticos en los yacimientos de wolframio del Norte de la provincia de Salamanca". *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, 2, v.II, págs. 245-255.

PÉREZ-ESTAÚN, A. (1974): "Algunas precisiones sobre la sucesión ordovícica y silúrica en la región de Truchas". *Brev. Geol. Astúrica*, 18, págs. 23-25.

PÉREZ-ESTAÚN, A. (1978): "Estratigrafía y estructura de la rama sur de la Zona Asturooccidental-leonesa". *Memoria. I.G.M.E.*, 92, págs. 1-151.

PÉREZ-ESTAÚN, A. y MARCOS, A. (1981): "La Formación Agüeira en el sinclinal de Vega de Espinareda: aproximación al modelo de sedimentación durante el Ordovícico Superior en la Zona Asturooccidental-leonesa. (NW de España)". *Trab. Geol. Univ. Oviedo*, 11, págs. 135-145.

PÉREZ-ESTAÚN, A.; BASTIDA, F.; MARTÍNEZ CATALÁN, J.R.; GUTIÉRREZ MARCO, J.C.; MARCOS, A. y PULGAR, J.A. (1990): "La Zona Asturooccidental-leonesa: Estratigrafía". En: R.D. Dallmeyer y E. Martínez García (Eds.). *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*. Springer-Verlag, págs. 92-102.

PÉREZ GONZÁLEZ, A.; VILAS, L.; BRELL, J.M. y BERTOLIN, M. (1971): "Las series continentales al este de la Sierra de Altomira". *I Congr. Hispano-Luso-Americanos de Geología Económica*, 1 sec. 1, págs. 357-376.

PINTO, M.S. (1983): "Geochronology of portuguese granitoids: a contribution". *Stvd. Geol. Salmanticensia*, XVIII, págs. 277-306.

PLATT, J.P. (1984): Secondary cleavage in ductile shear zones. *Journal Struc. Geol.*, 6, págs. 439-442.

PLATT, J.P. (1993): "Exhumation of high-pressure rocks: a review of concepts and processes". *Terra Nova*, 5, págs. 119-133.

PLATT, J.P. y VISSERS, R.L.M. (1980): "Extensional structures in anisotropic rocks". *J. Struct. Geol.*, 2, págs. 397-410.

QUESADA, C. (1990): "Precambrian terranes in the Iberian Variscan Foldbelt". In: R.A. Strachan, G.K. Taylor (Eds.). *Avalonian and Cadomian Geology of the North Atlantic*, Blakie and son Ltd., págs. 109-133.

QUINQUIS, H. y COBBOLD, P. (1978): "Etude de plis non-cylindriques résultant d'un cisaillement simple". *6^a Réunion Annuelle des Sciences de la Terre, Orsay*, 327 págs.

QUIROGA, J.M. (1982): "Estudio geológico del Paleozoico del O de Zamora". *Trab. Geol. Univ. Oviedo*, 12, págs. 205-226.

RAMSAY, J.G. (1962): "The geometry of conjugate fold systems". *Geol. Mag.*, 99, págs. 516-526.

RAMSAY, J.G. (1967): "Folding and fracturing of rocks". Ed. Mc. Graw Hill Book Co. New York. 568 págs.

RAMSAY, J.G. y HUBER, M.I. (1983): *The techniques of Modern Structural Geology. Volume 1: Strain Analysis*. Academic Press, London, 307 págs.

REAV, R.J. (1989): "Structural controls on metamorphism and syn-tectonic magmatism: the Portuguese Hercynian collision belt". *J. Geol. Soc.*, 146, págs. 649-657.

REAVY, R.J.; STEPHENS, W.E.; FALICK, A.E.; HALLIDAY, A.N. y GODINHO, M.M. (1991): "Geochemical and isotopic constraints on petrogenesis: The Serra da Freita pluton, a typical granite body from the Portuguese Hercynian collision belt". *Geol. Soc. Ame. Bull.*, 103, págs. 392-401.

REBELO, J.A. y ROMANO, M. (1986): "A contribution to the lithostratigraphy and the paleontology of the lower paleozoic rocks of the Moncorvo region, northeast Portugal". *Com. Ser. Geol. Portugal*, 72, 1-2, págs. 45-57.

REGENCIO MACEDO, C.A. (1988): "Granitóides, Complexo Xisto-Grauváquico e Ordovícico na região entre Trancoso e Pinhel (Portugal Central). Geologia, Petrologia, Geocronologia". *Centro de Geoc. da Univ. de Coimbra. Ins. Nac. de Investigacao Cientifica, Coimbra*, 430 p.

REGENCIO MACEDO, C.A. y PORTUGAL FERREIRA, M. (1981): "O sinclinal paleozóico de Esposende (Porto) - Sequeros (Salamanca): O tronço entre a Marofa e o Sátão (Portugal Central)". *VII regop. Cuad. Geol. Iber*, 7, págs. 633-644.

RIBEIRO, A. (1970): "Position structurale des massifs de Morais y Bragança (Tras-os-Montes)". *Com. Serv. Geol. Portugal*, 54, págs. 115-138.

RIBEIRO, A. (1974): "Contribution à l'étude tectonique de Tras-os-Montes Oriental". *Serv. Geol. Port.*, 24, (Nova Serie) 1, 168 págs.

RIBEIRO, A.; BARRIGA, F.J.A.S. y CABRAL, J. (1988): "Regional Geology, Tectonics and Sismotectonics of the Aldeadávila Site (Zamora, Spain)". *Geonovas (Lisboa)*, 10, págs. 1-5.

RICHARDSON, S.W.; GILBER, M.C. y BELL, P.M. (1969): "Experimental determination of the kyanite-andalusite and andalusite-sillimanite equilibria; the aluminium silicate triple point". *Am. J. Sci.*, 267, págs. 259-272.

ROBLES CASAS, R. y ÁLVAREZ NAVA, H. (1988): "Los materiales precámbrico-cámbicos del Domo de Las Húrdas: Existencia de tres series sedimentarias separadas por discordancias, SO de Salamanca (Zona Centro Ibérica)". 2º Congreso Geológico de España. Comunicaciones, Vol. 1.

RODRÍGUEZ ALONSO, M.D. (1979): "El Complejo Esquisto-Grauváquico y los materiales Ordovícicos al SE de Ciudad Rodrigo (Salamanca-España)". *Stvd. Geol.*, XIV, págs. 7-34.

RODRÍGUEZ ALONSO, M.D. (1985): "El CEG y el Paleozoico en el centro-oeste español". *Acta Salmanticensia, Ciencias*, 51. Edic. Univ. Salamanca, 174 págs.

SAAVEDRA, J. (1982). Procesos geológicos y geoquímicos en la génesis de yacimientos estano-wolframíferos Centro-Ibéricos. *Bol. Geol. Mln.* T. XCIII-IV, págs. 297-313.

SAN JOSÉ, M.A. DE; PIEREN, A.P.; GARCÍA-HIDALGO, J.F.; VILAS, L.; HERRANZ, P.; PELÁEZ, J.R. y PEREJÓN, A. (1990): "Central Iberian Zone. Autochthonous Sequences. Ante-Ordovician Stratigraphy". En: R.D. Dallmeyer y E. Martínez García (Eds.). *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*, Springer-Verlag, págs. 147-156.

SANDIFORD, M. y POWELL, R. (1986): "Deep crustal metamorphism during continental extension modern and ancient examples". *Earth. Planet. Sci. Letters*, 79, págs. 151-158.

SANZ, M.A. (1988): "Los relieves residuales de la zona de enlace entre las sierras de Gredos y Guadarrama (Sistema Central Español). Sucesión y génesis". Tesis de Licenciatura. U.C.M. Madrid, 125 págs.

SANZ DONAIRE, J.J. (1979): "El corredor de Béjar". *Instituto de Geología Aplicada, C.S.I.C.*, 195 págs. Madrid.

SCHAFFER, H.J.; GEBAUER, D.; GIL IBARGUCHI, J.I. y 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, 22 págs.

SCHERMERHORN, L.J.G. (1956): "Igneous metamorphic and ore geology of the Castro Daire-Sao Pedro do Sul-Sátão region (northern Portugal)". *Com. Serv. Geol. Portugal*, 37, 617 págs.

SCHMIDT-THOME, P. (1945): "Paläozoisches Grundgebirge und junges Deckgebirge in Westlichen Zentrelspanien (Provinc Salamanca und Cáceres)". *Geotect. Forsch*, 6, págs. 37-77, Berlín. Traducido por J.M. Ríos: Basamento paleozoico y cobertura moderna en la parte occidental de España Central (Provincias de Salamanca y Cáceres). *Publ. Extr. Geol. Esp*, 5, págs. 93.146, Madrid, 1950.

SCHONEVELD, C. (1977): "A study of typical inclusion patterns in strongly paracrystalline rotated garnets". *Tectonophysics*, 39, págs. 453-460.

SCHWENZNER, J.E. (1936): "Zur Morphologie des Zentralespanischen Hochlandes. (Ref. a la Traducción de Vidal Box 1943, *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.* 41, 121-147, Madrid). *Geogr. Abhandlungen* 3, 10, Stuttgart.

SEBASTIÁN, A. y MARTÍNEZ FERNÁNDEZ, F.J. (1989): "Equilibrios minerales y zonación de granates en el núcleo del domo del Tormes (provincia de Salamanca y Zamora)". *Acta. Geol. Hisp*, 24-2, págs. 103-113.

SEOFERT, F. y SCHREYER, W. (1970): "Lower temperature stability limit of Mg-cordierite in the range 1-7 Kb water pressure: a redetermination". *Contrib. Miner. Petrol*, 27, págs. 225-238.

SERRANO PINTO, M.; CASQUET, C.; IBARROLA, E.; Corretgé, L.C. y PORTUGAL FERREIRA, M. (1988): "Síntese geocronológica dos granitoides do macizo Hespérico". En: BEA, F. et al., (Eds.) "Geología de los granitoides y rocas asociadas del macizo Hespérico. Libro homenaje a L.C. García de Figueiroa", págs. 69-86.

SILVA, A.F. DA y RIBEIRO, A. (1985): "Thrust Tectonics of Sardic Age in the Alto Douro Region (Northeastern Portugal)". *Com. Serv. Geol. Portugal*, 71, págs. 151-157.

SIMPSON, C. y SCHMID, S.M. (1983): "An evaluation of criteria to deduce the sense of movement in sheared rocks". *Geol. Soc. Am. Bull*, 94, págs. 1281-1288.

SIMPSON, C. (1985): "Deformation of granitic rocks across the brittle-ductile transition". *J. Struct. Geol*, 5, págs. 503-511.

SOLÉ SABARÍS, L. (1952): "El relieve de la Península Ibérica y sus elementos estructurales". *Geografía de España y Portugal*, 1, 17-269, edit. Montaner y Simón S.A.

SOLÉ SABARÍS, L. (1958): "Observaciones sobre la edad de penillanura fundamental española en el sector de Zamora". *Brev. Geol. Astúrica*, año II, 1-2, págs. 3-8. Oviedo.

SOUZA, M.B. de (1982): "Litoestratigrafía e estructura do Complexo Xisto-Grauváquico anter-ordovícico - Grupo do Douro (nordeste de Portugal)". Univ. Coimbra, Portugal, 222 págs.

SOUZA, M.B. de (1983): "Litoestratigrafía do CXG-Grupo do Douro (NE de Portugal)". *Mem. Not. Mus. Lab. Min. Geol. Univ. Coimbra*, 95, págs. 3-63.

SPEAR, F.S. y CHENEY, J.T. (1989). A petrogenetic grid for pelitic schists in the system SiO_2 - Al_2O_3 - FeO - MgO - K_2O - H_2O . *Contrib. Min. Petrol.*, 101, págs. 149-164.

SPRY, A. (1969): "Metamorphic textures". Ed. Pergamon Press, 350 págs.

TEIXEIRA, C. (1955): "Notas sobre a Geologia de Portugal. O Complexo Xisto-Grauváquico ante-Ordovícico". Lisboa, 50 págs.

TEIXEIRA, C.; RIBEIRO, A. y DA SILVA, L.C. (1964): "La faune de Lingulellinae des formations anté-ordoviciennes de Marão". *Bol. Soc. Geol. Porto*, 15, págs. 117-122.

THOMPSON, A.B. y ENGLAND, P.C. (1984): "Pressure-temperature-time paths of regional metamorphism II. Their inference and interpretation using mineral assemblages in metamorphic rocks". *J. Petrol.*, 25, págs. 929-955.

THOMPSON, A.B. y RIDLEY, J.R. (1987): "Pressure-Temperature-time (P-T-t) histories of orogenic belts". *Philos. Trans. R. Soc. London*, A, 321, págs. 27-45.

THOMPSON, J.B., Jr. (1957): The graphical analysis of mineral assemblages in pelitic schists. *Am. Mineral.*, 42, págs. 842-858.

TUTTLE, O. y BOWDEN, M.L. (1958): "Origin of granite the light of experimental studies in the system $\text{NaAlSi}_3\text{KAlSi}_3\text{O}_8\text{-SiO}_2\text{-H}_2\text{O}$ ". *Geol. Soc. Amer.*, 74, págs. 1-153.

UGIDOS, J.M. (1973): "Estudio petrológico del área Bejar-Plasencia (Salamanca-Cáceres)". Tesis Doctoral, Univ. Salamanca, Dpto. Petrología, 218 págs.

VACAS, J.M. y MARTÍNEZ CATALÁN, J.R. (1987): "El Sinforme de Alcañices en la transversal de Manzanal del Barco". *Stvd. Geol. Salmanticensia*, 24, págs. 151-175.

VALLANCE, T.G. (1967): "Mafic rock alteration and isochemical development of some cordierite-antophyllite rocks". *J. Petrol.*, 8, págs. 84-96.

VALVERDE VAQUERO, P.; HERNAIZ, P.; ESCUDER VIRUETE, J. y DUNNING, G. (1995): "Comparision of the precambrian and Paleozoic evolution the Sierra de Guadarrama (Central Iberian Zone, Spain) and the Gondwana margin, Newfoundland Appalachians (GMNA)". *Terra Abstracts. Abstract supplement, 10 to Terra Nova*.

VANCE, J.A. (1965): "Zoning in igneous plagioclase: Patchy zoning". *J. Geol.*, 73, págs. 636-651.

VAUCHEZ, A.; MAILLET, D. y SOUGY, J. (1987): "Strain and interpretation of asymmetric boudinage in shear zones". *J. Struct. Geol.*, 7, págs. 707-715.

VERNON, R.H. (1983): "Restite, xenoliths and microgranitoid enclaves in granites". *J. Proc. R. Soc. N.S.W.*, 116, págs. 77-103.

VERNON, R.H.; ETHERIDGE, M.A. y WALL, V.J. (1988): "Shape and microstructure of microgranitoid enclaves: indicators of magma mingling and flow". *Lithos*, 22, págs. 1-11.

VIALETTE, Y.; CASQUET, C.; FUSTER, J.M.; IBARROLA, E.; NAVIDAD, M.; PEINADO, M. y VILLASECA, C. (1986): "Orogenic granitic magmatism of pre-Hercynian age in the Spanish Central System (S.C.S.)". *Terra Cognita*, 6-2, 143 págs.

VIALETTE, Y.; CASQUET, C.; FUSTER, J.M.; IBARROLA, E.; NAVIDAD, M.; PEINADO, M. y VILLASECA, C. (1987): "Geochronological study of orthogneisses from the Sierra de Guadarrama (Spanish Central System)". *N. Jb. Mineral. M*, 10, págs. 465-479.

VIELZEUF, D. y HOLLOWAY, J.R. (1988): "Experimental determination of fluid absent melting reactions in the pelitic system. Consequences for cristal differentiation". *Contrib. Miner. Petrol*, 98, págs. 257-276.

VILLAR, P.; ESCUDER, J. y MARTÍNEZ CATALÁN, J.R. (1992): "La Zona de Cizalla de Juzbado - Penalva do Castelo en el sector español". *III Congreso Geológico de España. Simposiums*, II, págs. 446-458.

WICKHAM, S.M. y OXBURGH, E.R. (1985): "Continental rifts as a setting for regional metamorphism". *Nature*, 318, págs. 330-333.

WIDENFALK, L. (1969): "Electron micro-probe analyses of myrmekite plagioclases and coexisting feldspars". *Lithos*, 2 (3), págs. 295-311.

WILDEBERG, H.G.H.; BISCHOFF, L. y BAUMANN, A. (1989): "U-Pb ages of zircons from meta-igneous and meta-sedimentary rocks of the Sierra de Guadarrama: implications for the Central Iberian crustal evolution". *Contrib. Miner. Petrol*, 103, págs. 253-262.

WILLIAMS, G.D. (1978): "Rotation of contemporary folds into the X-directions during overthrust processes in Lakesfjord, Finnmark". *Tectonophysics*, 48, págs. 29-40.

WINKLER, H.G.F. (1978): "Petrogénesis de rocas metamórficas". Ed. H. Blume, Madrid. 346 págs.

YARDLEY, B.W.D. (1989): "An Introduction to Metamorphic Petrology". Ed. Longman Scientific y Technical. 248 págs.

ZWART, H.J. (1962): "On the determination of polymorphic mineral associations, and its application to the Bosost area (Central Pyrénées)". *Geol. Rundschau*, 52, págs. 38-65.