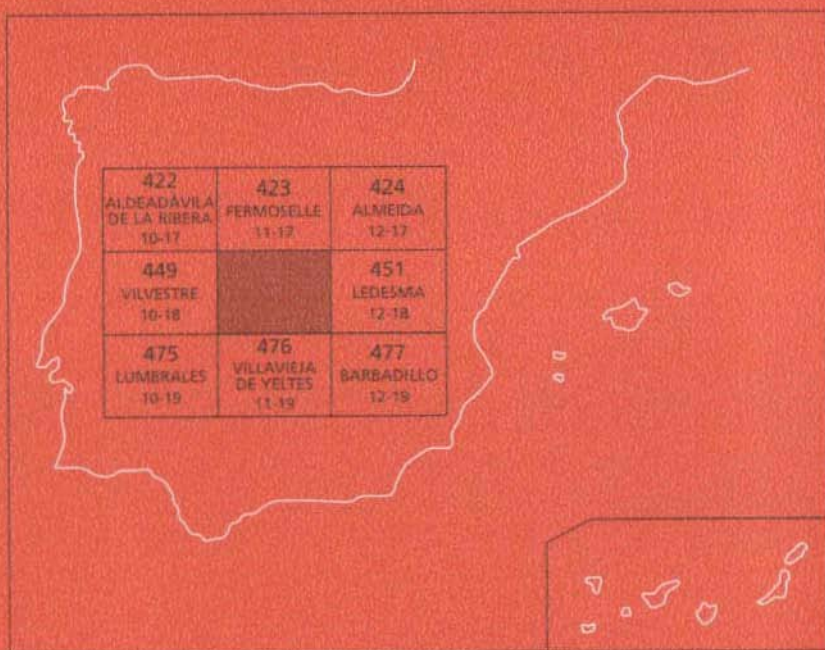




MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

Escala 1 : 50.000

Segunda serie - Primera edición



VITIGUDINO

MAPA GEOLÓGICO DE ESPAÑA

Escala 1:50.000

SE INCLUYE MAPA GEOMORFOLÓGICO A LA MISMA ESCALA

VITIGUDINO

© INSTITUTO TECNOLÓGICO GEOMINERO DE ESPAÑA

Ríos Rosas, 23. 28003 MADRID

Depósito legal: M- 33.569- 2000

ISBN 84-7840-402-3

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

Mapa Geomorfológico:

M. A. Sanz Santos
F. J. Rubio Pascual

Memoria explicativa:

Introducción: J. Fernández
Estratigrafía del zócalo hercínico: P. Villar
Estratigrafía terciario: R. Mediavilla
Rocas Igneas: J. Fernández y G. Gallastegui
Geoquímica: F. Bellido, F. J. Rubio Pascual y C. Martín-Romera
Tectónica Hercínica y Metamorfismo: P. Villar
Tectónica Alpina: R. Mediavilla
Cuaternario y Geomorfología: M. A. Sanz Santos y F. J. Rubio Pascual
Historia Geológica: P. Villar 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:

F. J. Martínez
J. R. Martínez Catalán
A. Martín-Serrano

Se pone en conocimiento del lector que en el Centro de Documentación del ITGE existe para su consulta una documentación complementaria de esta Hoja y Memoria constituida por:

- Muestras y sus correspondientes preparaciones.
- Informes petrográficos, micropaleontológicos y sedimentológicos de dichas muestras.
- Columnas estratigráficas de detalle.
- Fichas bibliográficas, álbum de fotografías y demás información varia.

INDICE

	<i>Páginas</i>
1. INTRODUCCIÓN	9
1.1. SITUACIÓN GEOGRÁFICA	9
1.2. SITUACIÓN GEOLÓGICA	10
1.3. ANTECEDENTES	10
2. ESTRATIGRAFÍA	13
2.1. INTRODUCCIÓN	13
2.2. MATERIALES HERCÍNICOS. (PALEOZOICO-PRECÁMBRICO)	13
2.2.1. Gneises glandulares (4)	13
2.2.2. Metasedimentos (16)	14
2.3. TERCIARIO-PALEÓGENO	15
2.3.1. UTS P3 (Arcósica Superior) (17)	16
2.4. CUATERNARIO	17
2.4.1. Glacis (18)	17
2.4.2. Terrazas (20, 21)	17
2.4.3. Coluviones (19)	18
2.4.4. Conos de deyección (22)	19
2.4.5. Aluvial (23)	19
2.4.6. Aluvial-coluvial (24)	19
2.4.7. Navas (25)	20
3. PETROLOGÍA	20
3.1. ROCAS ÍGNEAS	20
3.1.1. Granito biotítico de grano fino foliado (5)	20
3.1.2. Granito/granodiorita biotítico porfídico de grano medio (Valderrodrigo-Cabeza de Caballo) (6a, 6b)	20
3.1.3. Rocas básicas e intermedias (7)	25

3.1. 4. Granito de dos micas de grano medio (Macizo de Fuentes de Masueco) (8)	26
3.1. 5. Granito de dos micas de grano fino, equigranular, foliado (Macizo de Roblemocho) (9)	29
3.1. 6. Granito biotítico porfídico de grano medio foliado (Macizo de la Peña) (10)	30
3.1. 7. Granito inhomogéneo microporfídico de grano medio (11)	33
3.1. 8. Granito de grano medio a grueso con biotitas "ala de mosca" (Macizo de Grandes) (12)	34
3.1. 9. Granitos de dos micas homogéneos y tamaño de grano fino a medio (facies tipo Villar de Peralonso) (13)	36
3.1.10. Granito de dos micas, grano medio a grueso (Macizo de Picones) (14)	38
3.1.11. Granito biotítico porfídico (Macizo de Brincones) (15a, 15b)	41
3.2. ROCAS FILONIANAS	45
3.2.1. Diques de cuarzo (Sierros) (1)	45
3.2.2. Aplitas, pegmatitas y microgranitos (3)	45
3.2.3. Diques porfídicos ácidos (2)	47
3.3. METAMORFISMO	48
3.3.1. Metasedimentos pelítico-psamíticos de la zona de la biotita	48
3.3.2. Metasedimentos de la zona de la andalucita	49
3.3.3. Metasedimentos de la zona de la sillimanita	50
3.3.4. Metasedimentos y ortogneises de la zona migmatítica	51
3.3.5. Evolución del metamorfismo	52
3.4. GEOQUÍMICA	54
3.4.1. Granito biotítico porfídico (Brincones)	54
3.4.2. Granito/granodiorita biotítico porfídica de grano medio (Cabeza de Caballo-Valderodrigo)	54
3.4.3. Granito de dos micas de grano medio (Fuentes de Masueco)	57
3.4.4. Granito "ala de mosca" (Granito de Grandes)	57
3.4.5. Granito inhomogéneo microporfídico de grano medio	57
3.4.6. Rocas básicas	60
3.4.7. Granito de dos micas, grano medio-grueso (Picones)	61
3.4.8. Granito de dos micas, localmente porfídico y grano medio (Villar de Peralonso)	61
4. TECTÓNICA	61
4.1. INTRODUCCIÓN	61
4.2. DEFORMACIÓN HERCÍNICA	62
4.2.1 Estructura general	62
4.2.2. Primera fase de deformación	62
4.2.3. Segunda fase de deformación	63
4.2.4. Tercera fase de deformación	64
4.2.5. Las zonas de cizalla transcurrentes	64
4.2.6. Cuarta fase de deformación	65

4.2.7. Fracturación tardihercínica	65
4.3. DEFORMACIÓN ALPINA	65
5. GEOMORFOLOGÍA	66
5.1. ANTECEDENTES	66
5.2. DESCRIPCIÓN FISIGRÁFICA	66
5.3. ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO	67
5.3.1. Estudio Morfoestructural	67
5.3.2. Estudio del modelado	68
5.3.2.1. Formas de ladera	68
5.3.2.2. Formas fluviales	68
5.3.2.3. Formas poligénicas	69
5.3.2.4. Formas endorreicas: Navas	72
5.3.2.5. Formas antrópicas	72
5.4. FORMACIONES SUPERFICIALES Y/O CORRELATIVAS	72
5.4.1. Alteraciones	72
5.4.2. Depósitos poligénicos	73
5.4.2.1. Depósitos de glacis	73
5.4.2.2. Aluvial-coluvial	73
5.4.3. Depósitos fluviales	73
5.4.3.1. Conglomerados paleógenos	73
5.4.3.2. Terrazas plio-cuaternarias	74
5.4.3.3. Conos de deyección	74
5.4.3.4. Aluvial	74
5.4.4. Depósitos de ladera	75
5.4.4.1. Coluviones	75
5.4.5. Depósitos endorreicos: navas	75
5.5. EVOLUCIÓN DINÁMICA	76
5.6. PROCESOS ACTUALES	77
6. HISTORIA GEOLÓGICA	77
7. GEOLOGÍA ECONÓMICA	79
7.1. RECURSOS MINERALES	79
7.1.1. Minerales metálicos y no metálicos	79
7.1.2. Minerales energéticos	81
7.2. HIDROGEOLOGÍA	81
7.2.1. Climatología	81
7.2.2. Hidrología Superficial	81
7.2.3. Características Hidrogeológicas	83
8. BIBLIOGRAFÍA	85

1. INTRODUCCIÓN

1.1. SITUACIÓN GEOGRÁFICA

La Hoja de Vitigudino (450; 11-18) está situada en el noroeste de la provincia de Salamanca, en plena comarca del Campo Charro.

En esta zona el clima es continental con una cierta influencia atlántica. Se caracteriza por veranos secos y calurosos, inviernos subhúmedos y fríos, y una tendencia general a la aridez.

El relieve es, en toda la Hoja, suave y alomado. Las altitudes varían entre los 700 m en la zona de Las Uces y los 868 m en el vértice Niebla, situado en el sureste de la Hoja, de manera que en ningún lugar de la Hoja existen pendientes pronunciadas.

La red hidrográfica, perteneciente a la cuenca del Duero, es de tipo dendrítico y está fuertemente condicionada por las direcciones estructurales del diaclasado y de la fracturación de los materiales graníticos. El curso fluvial más importante (y el único con caudal permanente) es el río Las Uces, cuya cuenca abarca la mayor parte del territorio comprendido en la Hoja. Los cauces de estos ríos y arroyos tienen forma de cubeta y dan lugar a amplias zonas fácilmente encharcables durante el invierno.

Comprende territorios pertenecientes a 26 términos municipales y sobre ella se asientan 23 núcleos de población: el más pequeño es Puertas con 51 habitantes, y el mayor Vitigudino con 2.710, que es la capital de la comarca.

Con excepción de Puertas todos los pueblos y aldeas están comunicados por carretera; la existencia de gran cantidad de pistas y de antiguos caminos hace que se pueda llegar a cualquier punto de la Hoja con relativa facilidad.

El uso del terreno está controlado por la litología. Los suelos son delgados y se asientan mayoritariamente sobre rocas silíceas. Los cultivos de cereales se establecen en las zonas en las que no hay ni roquedo ni excesivo encharcamiento. En las zonas arboladas los robles se

sitúan en los lugares de mayor pluviosidad y humedad, mientras que las encinas lo hacen preferentemente en laderas orientadas al sur.

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 unos pequeños recubrimientos terciarios y cuaternarios.

Los materiales metamórficos comprenden dos grupos de rocas. Por un lado los metasedimentos pertenecientes al Complejo Esquisto Grauváquico (CEG), tramo denominado "Complejo del Alamo" por GARCÍA DE FIGUEROA y FRANCO (1975), y por otro, rocas de alto grado que incluyen gneises glandulares (facies "Ollo de sapo") y migmatitas.

Las rocas ígneas son de tipo granítico a excepción de los dos macizos básicos que afloran en el oeste de la Hoja. Se han distinguido las siguientes unidades:

- Granito biotítico de grano fino foliado (aparece como enclaves)
- Granodiorita/granito biotítico porfídico de grano medio, asociado a rocas básicas (Valderodrigo-Cabeza de Caballo)
- Rocas intermedias y básicas
- Granito de dos micas de grano medio (Fuentes de Masueco)
- Granito de dos micas de grano fino, equigranular, foliado (Roblemocho)
- Granito biotítico porfídico de grano medio, foliado (La Peña)
- Granito inhomogéneo microporfídico de grano medio
- Granito con biotitas "Ala de Mosca" (granito de Grandes)
- Granito de dos micas homogéneo y tamaño de grano fino a medio (Facies tipo Villar de Peralonso)
- Granito de dos micas y grano medio a grueso (Picones)
- Granito biotítico porfídico tardío (Brincones)
- Pórfidos graníticos ácidos

1.3. ANTECEDENTES

Los antecedentes geológicos concretos sobre esta Hoja son escasos, aunque a nivel regional se hayan publicado trabajos sobre zonas próximas. Desde que se publicase el trabajo de GIL Y MAESTRE (1880), en el que se aportan datos litológicos y de indicios mineros de la provincia de Salamanca, no se tiene constancia de que las rocas de esta Hoja despertasen el interés de los geólogos hasta que en 1950, SCHMIDT-THOME diese a conocer sus trabajos sobre el basamento y la cobertera, en los que clasificaba ya los distintos tipos de granitos de la zona, establecía un primer esquema sobre la secuencia de fases de deformación, y aportaba una primera cartografía y unos cortes geológicos. Según este autor

todos los granitos de la Hoja de Vitigudino corresponderían al grupo de “granito más viejo apizarrado”.

Tras otro paréntesis de casi 30 años, y en el marco de la acción investigadora de la Sección de Geología de la Universidad de Salamanca, comienzan a obtenerse resultados de forma sistemática sobre la Hoja que nos ocupa y sobre zonas vecinas de gran interés para la comprensión de la problemática regional. MARTÍNEZ FERNÁNDEZ (1974a, 1974b, 1977) publica diversos estudios sobre los materiales graníticos y metamórficos de la parte occidental de la provincia de Salamanca y la parte suroccidental de la provincia de Zamora que, junto con el trabajo de LÓPEZ PLAZA (1982), constituyen los únicos antecedentes concretos sobre esta Hoja.

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 anatécitos, y que también en relación con las rocas de mayor grado existe una asociación kinzigítica (sill+fk+olig+biot+grte+cord) en la que el granate aparece como relicto, 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 (de tipo Abukuma) que es el reconocible en el campo.

Con respecto a las rocas graníticas MARTÍNEZ FERNÁNDEZ (1974 b) 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.
 - Ila. Diatexitas y granitos más o menos homogéneos de origen diatexitico.
 - Ilb. Granito microporfídico subautóctono y productos palingenéticos intrusivos subautóctonos.
 - Ilc. 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 postfase 1 y prefase 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. Aunque de la Hoja que nos ocupa sólo estudia el macizo de Brincones, 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 estadio 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 inmediatamente 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) e OEN ING SOEN (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 FERNÁNDEZ, 1974b) y sobre las relaciones entre este magmatismo y el Complejo Esquisto-Grauváquico como su posible protolito.

Los materiales cenozoicos que afloran en el área de estudio se encuadran dentro de la Fosa de Ciudad Rodrigo-Salamanca, y más concretamente forman parte del borde N de la misma. Es una fosa de origen tectónico, con una clara orientación NE-SO, que comenzó a formarse durante el Eoceno (CANTANO y MOLINA, 1987) cuando el basamento hercínico, sobre el que se emplaza, adquirió una configuración en bloques limitados por fracturas de direcciones tardihercínicas (PARGA, 1969; VEGAS, 1974; UBANELL, 1977; SANZ DONAIRE, 1979). El borde S, donde se localizan los mayores espesores de sedimentos terciarios, está determinado por direcciones importantes de fracturación (N60°E y N30°E, SANZ DONAIRE, 1979). Sin embargo, el borde N es un borde pasivo que presenta un relieve homogeneizado por un proceso de arrasamiento poligénico mesozoico-terciario (SOLÉ SABARÍS, 1958; MOLINA y JORDÁ, 1982).

Los depósitos terciarios que conforman su relleno han sido objeto de numerosos estudios que inciden sobre aspectos estratigráficos (JIMÉNEZ, 1970, 1975; MINGARRO y LÓPEZ DE AZCONA, 1970; MINGARRO *et al.*, 1971; ALONSO GAVILÁN y POLO, 1986-1987; ALONSO GAVILÁN y CANTANO, 1987; MEDIAVILLA y MARTÍN-SERRANO, 1989), morfológicos (MOLINA y JORDÁ, 1982; JORDÁ, 1983; CANTANO, 1982; CANTANO y MOLINA, 1987) y cronológicos (ALONSO GAVILÁN y VALLE, 1987; POLO *et al.*, 1987; JIMÉNEZ y MARTÍN IZARD, 1987).

2. ESTRATIGRAFÍA

2.1. INTRODUCCIÓN

Los materiales que afloran en esta Hoja forman un zócalo hercínico muy escasamente recubierto por una cobertera de sedimentos terciarios y cuaternarios. Las rocas del zócalo están constituidas por granitos de edad hercínica, y rocas metamórficas que pueden agruparse en dos unidades compuestas por gneises glandulares, de probable origen ortoderivado, y meta-sedimentos que pueden adscribirse, en principio, al Complejo Esquisto Grauváquico (CEG). La relación entre las dos unidades no puede establecerse en esta Hoja debido al grado de deformación y metamorfismo que las afecta.

Discordantes sobre los materiales metamórficos y disconformes sobre los granitoides, se encuentra un conjunto de depósitos sedimentarios terciarios de origen continental y, finalmente, se encuentran los materiales cuaternarios, de naturaleza variada, que recubren a gran parte de los materiales precedentes.

2.2. MATERIALES HERCÍNICOS. (PALEOZOICO-PRECÁMBRICO)

2.2.1. Gneises glandulares (4)

Los gneises glandulares afloran en dos macizos que se encuentran en los alrededores de Las Uces y al Sur de Ahigal de Villarino. Este último es más pequeño y está totalmente rodeado por granitos e intensamente migmatizado, por lo que en la mayoría de los casos se trata de un granitoide diatexitico con abundantes restitas en forma de schlierens y xenocristales de feldespato.

El macizo de Las Uces es el más importante y tiene una forma cartográfica muy irregular, con abundantes interdigitaciones con los metasedimentos hacia el oeste, que probablemente representan pliegues muy apretados de segunda fase; el contacto oriental, en cambio, no presenta estas interdigitaciones, sino una traza suavemente sinuosa determinada por pliegues abiertos de tercera fase. Dado que el macizo gneísico está cortado por granitos al norte y al sur, no puede diferenciarse entre un cuerpo intercalado entre los metasedimentos y un gran pliegue sinuoso de segunda fase, pero es seguro que no se trata de un núcleo antiformal de tercera fase en el que aflorara la base de la serie metasedimentaria.

Estos gneises son iguales que los que afloran en el resto de la región (Ledesma, Fermoselle y Miranda do Douro) y, salvando las diferencias de metamorfismo y deformación, al "Ollo de Sapo" de Galicia y Sanabria y a los gneises glandulares del Sistema Central (Segovia, Híndelaencina). Se trata de rocas cuarzofeldespáticas mesocráticas o leucocráticas, de grano grueso y foliadas, que muestran una textura glandular y/o bandeada, caracterizada por el desarrollo de porfiroclastos feldespáticos rodeados por la foliación con una repartición muy heterogénea que, en algunos casos, pueden llegar a faltar, clasificándose entonces la roca como un gneis bandeado. El tamaño de las glándulas parece guardar una distribución bimodal, que varía entre 1 y 3 cm y entre 5 y 12 cm, y tienen morfologías variadas, frecuentemente idiomorfas pero también redondeadas o lenticulares por efecto de las rotaciones y los aplastamientos sufridos durante la deformación.

Son rocas de composición granítica, con cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, biotita, moscovita y, normalmente, sillimanita; en algunas muestras también se encuentra cordierita en cantidades importantes. Como minerales accesorios suelen tener apatito, a veces abundante, circón, opacos y turmalina. Las glándulas pueden ser monocristales de feldespato potásico, pero lo más frecuente es que estén constituidas por un agregado de feldespato potásico y plagioclasa con algo de cuarzo y micas y están siempre envueltas por la foliación por lo que seguramente proceden de antiguos fenocristales proterógenos heredados del protolito del gneis. La matriz es un agregado granoblástico, inequigranular, de grano medio a grueso y con una foliación más o menos bien desarrollada y definida por agregados lepidoblásticos de biotita, sillimanita y moscovita, esta última probablemente histerógena, así como por la elongación del agregado cuarzofeldespático. En relación a las glándulas y a la foliación se producen frecuentemente colas o sombras de presión, rellenas de un agregado de grano fino o medio de cuarzo, feldespato potásico y albita.

Los gneises se encuentran variablemente migmatizados, desarrollándose frecuentemente estructuras estromáticas sobre el bandeoado composicional que marca la foliación y en los casos más extremos, estructuras nebulíticas que difuminan la foliación llegando a desestructurar la roca convirtiéndola en un granitoide cargado de restitas.

2.2.2. Metasedimentos (16)

Los metasedimentos afloran en la mitad occidental de la Hoja, a lo largo de una banda de dirección NNO-SSE que en la parte Sur tiene ramificaciones dirigidas hacia el Oeste. Salvo el cuerpo gneísico, probablemente intercalado y descrito en el capítulo anterior, estas rocas se encuentran intruidas por granitos por todas partes.

Estos materiales son azoicos, pero en su prolongación hacia el Oeste, descansan bajo el Ordovícico datado del Sinclinal de Saucelle (MARTÍNEZ FERNÁNDEZ, 1974a) por lo que su edad debe considerarse Preordovícica sin mayor precisión, aunque dado que en esta región no se encuentran niveles carbonatados del Cámbrico Inferior similares a los de Tamames, es de suponer que se encuentran por debajo por lo que su edad podría ser Precámbrico Superior, sin descartar que los niveles más altos alcanzasen el Cámbrico Inferior.

La serie aquí considerada está formada por metapsamitas feldespáticas de grano fino y cuarzoesquistos con algunas intercalaciones areniscosas más groseras, en ocasiones cuarcíticas, como ocurre en Barceo; también se encuentran frecuentemente y distribuidos por toda la zona, niveles calcosilicatados de espesor centimétrico a decimétrico. La falta de afloramiento continuo de más allá de una decena de metros, la compleja tectonización de los materiales y el grado metamórfico que los afecta, que llega a alcanzar la migmatización, impide hacer mayores precisiones sobre la serie estratigráfica.

Los cuarzoesquistos son rocas de tonos oscuros cuando están frescas, o verdosos cuando están alterados, de cristalinidad baja a media y con una fábrica planar o plano-linear. Están

formadas por cuarzo, biotita, moscovita, algo de plagioclasa y feldespato potásico y, como minerales índice, pueden aparecer andalucita, sillimanita y cordierita; como accesorios son frecuentes apatito, circón, turmalina y opacos. Frecuentemente presentan un bandeo composicional, de origen tectonometamórfico, formado por niveles, de milimétricos a centimétricos, de composición predominantemente cuarzofeldespática que alternan con otros ricos en félicos. La foliación principal en estas rocas a la que está paralelizada la estratificación es, al igual que en los gneises glandulares, la S_2 y está definida por el bandeo composicional, la orientación de lepidoblastos de mica y nematoblastos de sillimanita cuando existe. Asociada a la foliación S_2 se encuentra en algunas litologías, una lineación de estiramiento L_2 definida por la orientación de biotita y sillimanita, o por las sombras de presión en porfiroclastos. No es infrecuente encontrar la foliación suavemente doblada por pliegues subverticales de dirección NO-SE (D_3 o cizallas tardías).

Las metapsamitas y paragneises son de tonos claros y aparecen en niveles de decimétricos a métricos con fábricas plano-lineares muy acusadas. Están compuestas por cuarzo, abundantes feldespatos, biotita, moscovita y pueden tener andalucita, sillimanita y cordierita en función del grado metamórfico; los términos más cuarcíticos suelen tener granate.

Las rocas calcosilicatadas se encuentran en niveles centimétricos o decimétricos tableados, muy frecuentemente boudinados. Las fábricas, paralelas a la estratificación, son débilmente planares, con la foliación marcada por un bandeo composicional formado por la alternancia de niveles claros ricos en cuarzo con otros de color verdoso ricos en anfíbol y, en algunos casos, por la orientación preferente de los anfíboles. Están compuestas fundamentalmente por cuarzo, biotita, granate rosado, plagioclasa y anfíbol verde; como accesorios se encuentran esfena, clinozoisita, calcita, apatito, feldespato potásico ocasional y opacos. Se supone que estas rocas provienen de protolitos margosos o terrígeno-carbonatados.

2.3. Terciario-Paleógeno

Durante la realización de los proyectos "Confección de las Hojas del Mapa Geológico de España E. 1:50.000 (MAGNA) nos. 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 U.T.S. (*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 Vitigudino, sólo está representada la UTS paleógena más alta, la cual está integrada por sedimentos detríticos de carácter continental y correspondientes a ambientes aluviales.

2.3.1. UTS P3 (Arcósica Superior) (17)

Aflora de un modo irregular en el área centro-oriental de la Hoja disponiéndose inconformemente sobre los granitoides hercínicos. Su espesor oscila entre 1 y 10 m y está constituida por conglomerados y arenas de tonos blancos en la base y anaranjados o incluso rojos hacia el techo de la unidad.

Los conglomerados son de carácter bimodal, con una moda muy extendida en torno a los 4 mm y otra alrededor de los 3 cm, su centil puede alcanzar un valor de 15 cm y están constituidos por cantos subangulosos a subredondeados de cuarzo (10-30%), cuarcita (10-25%), fragmentos de granito (20-55%) y, ocasionalmente, de esquisto (0-2%). La fracción arena, gruesa o media, raramente alcanza el 10% y está constituida por granos de cuarzo (30-35%), fragmentos de granito (40-70%) y feldespato (0-15%) fundamentalmente potásico y muy alterado. La matriz micáceo-arcillosa aparece fuertemente reorientada y sus componentes, biotita, muy degradada hacia el techo de la unidad, moscovita y esmectita, se disponen en torno a los granos, lo cual induce a considerar que en gran parte puede ser de iluviación. Muestran una estructura interna que consiste en estratificación cruzada en surco (Gt) de mediana escala, estratificación cruzada planar (Gp) de mediana o gran escala o bien son masivas (Gm) en cuyo caso son muy frecuentes los rasgos postsedimentarios de carácter edáfico (pedotúbulos, acumulaciones de hierro en torno a poros circulares y grietas, concreciones de óxidos en forma de nódulos de límites difusos, intensa alteración de la biotita y el feldespato, etc.).

Las arenas son de grano grueso (con tamaños que oscilan entre 1,5 mm y 0,25 mm) o medio (con una moda situada en 0,2 mm) y están constituidas por granos de cuarzo (035%) de subangulosos a subredondeados, feldespatos fundamentalmente potásicos (08%) subredondeados y con un grado de alteración muy variable, fragmentos de granito (045%) y de cuarcita (05%). El contenido en matriz micáceo-arcillosa se sitúa entre el 10 y el 20% y aparece soportando a los granos, sin una orientación acusada, o fuertemente reorientada. Estas arenas muestran estratificación cruzada en surco (St) o planar (Sp) de mediana escala o bien son masivas (Sm), en cuyo caso y, al igual que en las facies Gm, los rasgos postsedimentarios de carácter edáfico son muy frecuentes.

Forman cuerpos de geometría tabular y base canalizada con frecuentes superficies erosivas internas. Estas superficies representan la morfología cambiante del fondo del canal durante las crecidas y se asocian a estructuras sedimentarias de alta energía (Gt). Delimitan cuerpos caracterizados por asociaciones de tipo Gt → St que representan el relleno del paleocanal por megaripples de cresta sinuosa, y pasan lateralmente (hacia los márgenes del canal) a arenas masivas (Sm) con abundantes rasgos edáficos. En otras ocasiones aquellas superficies erosivas delimitan cuerpos constituidos por la superposición de asociaciones de tipo Gp → Sp; éstas se generarían como consecuencia de la migración de barras, que desarrollan caras de avalancha (sensu MIAL, 1981), en un lecho conglomerático-arenoso.

A la luz de lo expuesto en los párrafos anteriores, consideramos que estos cuerpos de geometría tabular se originaron por canales con una relación anchura/profundidad elevada que cambiaban de posición, dentro del mismo cauce, de un modo muy continuo. Con todo, con-

sideramos que los depósitos de esta unidad se originaron por canales inestables de ríos de baja sinuosidad. Sin embargo, su escaso espesor nos impide aportar conclusión alguna sobre la tendencia general de la unidad.

Los tonos rojos que se observan hacia el techo de la unidad son correlativos con el grado de alteración de la biotita y el feldespato. Ponen de manifiesto los procesos de rubefacción y, probablemente, también argilización a que se vieron sometidos estos materiales después de su depósito. Procesos postsedimentarios similares se han descrito en distintas partes de la Fosa de Ciudad Rodrigo (BLANCO *et al.*, 1989) y de la Cuenca del Duero (MARTÍN-SERRANO, 1988) y se han relacionado con perfiles de alteración de edad Mioceno inferior

Se le atribuye una edad Oligoceno superior dado que ocupa una posición estratigráfica similar a la de la Formación Arcosas de la Alamedilla la cual ha sido datada mediante restos polínicos (POLO *et al.*, 1987). Además, esos restos indican un clima mediterráneo árido para ese lapso de tiempo.

2.4. CUATERNARIO

Los depósitos más recientes de la Hoja, correspondientes al Pleistoceno y Holoceno principalmente, son escasos y están reducidos a los cauces y algunas laderas, son de escaso espesor por lo general y presentan un control en base a la litología del área madre de la cual proceden los materiales erosionados y transportados.

2.4.1. Glacis (18)

Corresponden a unos depósitos formados por cantos heterométricos (2 a 15 cm) y litología de cuarzo principalmente, si bien aparecen algunos cantos de granitoides. La fisonomía de los cantos es por lo general subangulosa, si bien aparecen formas subredondeadas y redondeadas.

La matriz que engloba los cantos es arenosa compuesta por cuarzo y feldespatos, estando suelta y con escasa cantidad de limos y arcillas, su tonalidad es en general ocre.

Este tipo de depósitos se encuentran localizados en las cercanías de Villar de Peralonso, Becerril e Iglesias y sus cotas oscilan entre los 790 y 820 metros. Los depósitos creemos que pertenecen al Plio-Pleistoceno, si bien no descartamos la posibilidad de que los materiales sean algo más antiguos y estén ligados a la dinámica fluvial, y posteriormente hayan adquirido la morfología que actualmente presentan.

2.4.2. Terrazas (20, 21)

En la Hoja de Vitigudino se diferencian dos niveles de terrazas, solo visibles en el Arroyo de la Ribera Chica entre Barceo y Barceino, en el Río de las Uces cerca de la población de las

Uces y en la Ribera Grande de Santa Catalina en las proximidades de Majuges. En el resto de la Hoja las terrazas presentan una escasa representación, siendo por lo general de pequeñas dimensiones y escaso espesor.

El nivel inferior (21), se sitúa en cotas que varían entre los 2 y 1,5 metros respecto al cauce, mientras que el segundo nivel (20), se localiza entre los 6 a 10 metros. En ambos casos la litología de la fracción gruesa está conformada por cantos de cuarzo principalmente, si bien están presentes algunos granitoides y fragmentos de rocas metamórficas. En cuanto a la matriz existe una clara diferencia entre los niveles; el más alto presenta una matriz arenosa gruesa, mientras la más baja contiene mayor cantidad de limos, siendo más abundante la fracción de matriz en el nivel inferior que en el superior.

Los cantos presentan formas redondeadas, si bien están presentes formas subredondeadas y subangulosas. Los tamaños de los cantos oscilan entre los 7-8 cm de media para el nivel superior y de 4-6 cm para el inferior.

El resto de los depósitos de terraza presentan unas características muy similares, variando el porcentaje de arenas en función de los materiales que forman el sustrato por el cual el cauce discurre; así, si el sustrato es principalmente metasedimentario el porcentaje de limos y arcillas es mayor al de arenas y, si el sustrato es principalmente granítico y/o arcósico los porcentajes de arena respecto a limos y arcillas serán mayores. De forma general están constituidos por arenas, limos y/o arcillas de tonos grises a negros, que engloban cantos subredondeados a redondeados de cuarcita, granitos y fragmentos de metasedimentos; estos se presentan flotando dentro de la matriz y por lo general no superan los 4 ó 5 centímetros de diámetro.

En relación a la edad de estos depósitos, debemos decir que no hemos encontrado criterios de datación, si bien creemos que el nivel inferior puede pertenecer al Plioceno superior-Holoceno inferior, mientras el nivel bajo creemos que es Holoceno medio-superior.

2.4.3. Coluviones (19)

Corresponden a depósitos desarrollados en laderas con muy escaso transporte y una variedad litológica grande, debida principalmente al escaso retribajamiento 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 escasos depósitos terciarios.

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

Los depósitos formados a expensas de materiales terrígenos terciarios tienen 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.

2.4.4. Conos de deyección (22)

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 Holocena.

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 cantos de tamaño superior a los 2 cm muy escasos. De una forma general podemos decir que se desarrollan a partir de las alteraciones de los materiales metamórficos y granitoides.

2.4.5. Aluvial (23)

Los depósitos aluviales de la Hoja de Vitigudino, a los que consideramos de edad Holoceno, están reducidos a los tramos de los ríos y arroyos poco encajados en el sustrato.

Litológicamente se caracterizan por estar formados por arenas cuarzosas despáticas, limos y cantos. Estos últimos de tamaños variados son fundamentalmente de cuarzo, pudiendo aparecer también granitoides y fragmentos de rocas metamórficas. El tamaño de los cantos 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 cantos aparecen redondeados, si bien los tamaños mayores de cuarzo presentan formas subangulosas frecuentemente.

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.

2.4.6. Aluvial-coluvial (24)

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.

2.4.7. Navas (25)

En zonas de escasa pendiente o, más o menos planas y por lo general asociadas al nacimiento de arroyos, se producen áreas potencialmente encharcables; en ellas existen una gran cantidad de limos con abundante materia orgánica entre los que, esporádicamente, aparecen cantos subangulosos de litología variada, estos presentan unas dimensiones que oscilan entre los 3 y 5 cm Su edad es Holocena.

3. PETROLOGÍA

3.1. ROCAS ÍGNEAS

3.1.1. Granito biotítico de grano fino foliado (5)

Al norte de Espadaña aflora un pequeño macizo granítico que está incluido como megaenclave en el Granito de Grandes. Otro afloramiento de una roca similar pero de menor tamaño está situado en Valdeselos, al S de Pedernal. Se trata de un granito biotítico de grano fino, muy cuarzoso y con ligeras cantidades de moscovita idiomorfa, que está cortado por pegmatitas y tiene algún fenocristal de cuarzo globoso y enclaves biotíticos. En ambos casos presenta una foliación que está ausente en el granito que lo engloba.

3.1.2. Granito/granodiorita biotítico porfídico de grano medio (Valderrodrigo-Cabeza de Caballo) (6a, 6b)

Aflora al oeste de la Hoja, desde el río Las Uces al norte hasta unos 2,5 Km. al sur de Valderrodrigo. En los alrededores de dicha localidad aparece asociado a rocas básicas configurando una zona de mezcla magmática (ver "Rocas básicas del sur de Valderrodrigo"). En la cartografía se ha separado esta zona con objeto de realzar visualmente la gran densidad de enclaves que existe en ella, con lo cual el afloramiento granítico queda dividido en dos sectores al N y al S de la misma. MARTÍNEZ FERNÁNDEZ (1974b) lo incluye dentro del "Grupo Ib: Granitos y granitos monzoníticos con megacrístales".

Presenta buenos afloramientos en general aunque en algunas zonas, sobre todo al N, está recubierto por materiales TERCIARIOS o CUATERNARIOS. Por el E intruye en los materiales metamórficos del Complejo Esquisto-Grauváquico con los cuales también está en contacto mecánico, así como con las rocas básicas de Valderrodrigo en su sector N, mientras que por el S y SO parece estar intruyendo en las rocas básicas del S de Valderrodrigo; en su borde N hace contacto con la unidad denominada "Facies de Fuentes de Masueco" en la vecina Hoja de Vilvestre, pero, al menos en esta Hoja, se desconoce su naturaleza, pues está afectado por una banda de cizalla dextra de dirección N150°E.

Se trata de un granito porfídico de tamaño de grano medio a grueso, fundamentalmente biotítico pero con moscovita subordinada aunque en ocasiones se pueden reconocer zonas con notables enriquecimientos en este último mineral. Hacia las zonas de borde se nota un ligero decrecimiento en la densidad de fenocristales de feidespato y una mayor abundancia

de diques aplopegmatíticos y de cuarzo. Además de los enclaves de las rocas básicas antes citadas también existen enclaves de tipo restítico.

Destaca la presencia de fenocristales de feldespato potásico, cuyo tamaño oscila entre 3 cm y 8 cm, habitualmente con inclusiones "Frasl" (biotita, cuarzo, moscovita); el cuarzo forma cristales globosos de tamaños comprendidos entre 3 mm y 1 cm; la biotita, xenomorfa a subidiomorfa, tiene tamaños entre 2 mm y 5 mm; la moscovita aparece normalmente como pequeños cristales pero puede llegar a alcanzar los 6 mm.

La foliación definida por la orientación preferente de los fenocristales de feldespato varía habitualmente entre N-S y N40°E/subvertical, pero se desvía ostensiblemente de estas direcciones en las zonas con abundancia de enclaves básicos. En el sector sur la dirección más frecuente es N120°E.

Petrográficamente este granito presenta una textura holocristalina, heterogranular de grano medio a grueso, y con orientación deformativa.

Los minerales principales son, cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, biotita, y moscovita. Los accesorios más frecuentes son, apatito, circón, turmalina, opacos, rutilo granular y en agujas. En cuanto a los minerales de cristalización tardía y/o secundarios destacan, clorita (pennina), rutilo sagenítico, feldespato potásico, sericita, moscovita, esfena, clinozoisita, y epidota (?).

El cuarzo se presenta en acumulaciones de varios cristales de forma globosa o alargada a modo de ribbons, con ligera extinción ondulante unas veces, y en otras con una extinción muy fuerte que tiende a producir subgranos. Los cristales de cuarzo que forman acumulaciones suelen presentar formas poligonales, con bordes rectos y a veces con puntos triples de unión, lo cual nos puede estar indicando procesos de recrystalización en la roca. Como inclusiones tiene apatito que se presenta como pequeños prismas subhedrales-euhedrales, a veces con secciones hexagonales, biotita, plagioclasa y agujas de rutilo.

Otros tipos de cuarzo de carácter tardío que se pueden diferenciar son:

- a) cuarzo mirmequítico, en plagioclasas que están en contacto con feldespato potásico.
- b) cuarzo asociado a moscovitas tardías. En los bordes de los cristales se encuentra desarrollando intercrecimientos simplectíticos, en el centro de los cristales se encuentra como gotas, ("drop like").

El feldespato potásico se encuentra por lo general como fenocristales marcando la textura porfídica o como feldespato de carácter intersticial en la matriz. Suele presentar la macla de la microclina y los fenocristales la macla de microclina-Carlsbad. Tienen perfitas de tipo "vein", "film" como más frecuentes, otro tipo de perfitas son "stringlet" de SPRY (1969).

Los fenocristales de feldespato potásico son muy ricos en inclusiones de cuarzo, plagioclasas, biotita, moscovita, apatito, los cuales se disponen de forma paralela a los bordes de los

cristales, dando así inclusiones de tipo "Frasl". Las plagioclasas presentan un hábito idiomorfo en su parte central, presentando bordes anhedrales albiticos, estas plagioclasas tienden a presentar el núcleo sericitizado. También se pueden observar plagioclasas zonadas. La moscovita se presenta en secciones tabulares y a veces en secciones romboidales.

Se puede diferenciar un segundo tipo de feldespato potásico de origen secundario, el cual se produce a partir de la cloritización de la biotita, en esta facies no es muy abundante. Se presenta en forma de husos entre los planos de exfoliación de la clorita (001).

La plagioclase de hábito anhedral a euhedral, se encuentra aislada o en agregados de 2-3 individuos generalmente. Tiene la macla de la albita, aunque es frecuente encontrar cristales zonados. El contenido en anortita según MARTÍNEZ FERNÁNDEZ (1974) es de An_{1-17} en el núcleo y An_{8-9} en los bordes como valores más frecuentes, aunque se pueden observar cristales con valores de An_{20-27} para el núcleo y bordes albiticos. Presenta procesos de cloritización y moscovitización, siendo el primero más intenso que el segundo. Las moscovitas suelen ser tabulares-alargadas, de tamaño pequeño y tienden a formarse en los planos de macla de la albita y en los planos de exfoliación.

Es muy frecuente que aquellas plagioclasas que están en contacto con feldespato potásico desarrollen texturas mirmequíticas, lo cual es muy característico de este macizo.

Otro tipo de plagioclase se encuentra formando las pertitas en los fenocristales de feldespato potásico, y por último plagioclasas como inclusiones en los fenocristales de feldespato potásico, las cuales tienen un hábito subhedral-euhedral, zonadas y con bordes anhedrales albiticos, estas plagioclasas tienen el núcleo alterado a sericita y se encuentran dispuestas de forma paralela a los bordes de los fenocristales de feldespato potásico según inclusiones de tipo "Frasl", llegan a tener un contenido en An_{25-27} .

Rara vez se observan fenómenos de reemplazamiento de plagioclase por feldespato potásico, realizándose éstos a favor de los planos de exfoliación y de macla de la albita, encontrándose el feldespato potásico con formas irregulares en el centro de los cristales de plagioclase.

La biotita se encuentra en cristales aislados o más generalmente en agrupaciones de varios individuos fuertemente orientados, marcando la foliación en el granito, pero rara vez presenta signos de deformación como extinción ondulante, kink, formas sigmoidales, sino que se presenta en formas rectangulares de hábito subhedral. Presenta un pleocroismo que varía de marrón rojizo o castaño muy oscuro (Ng, Nm), a amarillo claro (Np). Es muy rica en halos pleocróicos formados por circones u otros minerales radiactivos que no es posible identificar, como p.e. la allanita. Como inclusiones tiene circón, apatito, y allanita (?).

Presenta procesos de alteración a clorita (pennina) con formación de feldespato potásico secundario, y a veces esfena, disponiéndose entre los planos de exfoliación de la clorita (001). En las secciones basales ($\perp 001$) se observa rutilo sagenítico.

La moscovita casi toda ella de carácter tardío y/o secundario, se encuentra aislada o más raramente en agrupaciones de 2-3 individuos de hábito subhedral (tabular-rectangular).

Aunque los cristales no muestran extinción ondulante, la presencia de morfología en "pez", indica la actuación de procesos de deformación en la roca. La relación, en cuanto a la cantidad entre la moscovita y la biotita, es igual o menor. Los diferentes tipos de moscovitas que se pueden diferenciar en función de los minerales con los que está asociada son:

- a) Moscovita asociada a biotita, la cual suele tener pequeños restos de biotita en su interior, estando ambas en continuidad óptica, así como el mismo tipo de inclusiones de circones y apatitos.
- b) Moscovita asociada a feldespatos (potásico y plagioclasa). Dentro de las plagioclasas, la moscovita tiende a desarrollarse entre los planos de exfoliación y entre los planos de macla de la albita, con formas tabulares-alargadas. Dentro del feldespato potásico tienden a desarrollarse en los planos de fractura, también en finas placas.
- c) Moscovita de neoformación (?), la cual se presenta en acumulaciones de pequeños cristales con formas poligonales, sin ningún tipo de signos de deformación.

Estas moscovitas tardías pueden desarrollar grandes placas, las cuales en sus bordes tienen intercrecimientos simplectíticos con el cuarzo.

También es posible diferenciar una moscovita de origen primario, la cual se presenta como inclusiones en el feldespato potásico, en la plagioclasa, presentando formas romboidales.

Como minerales accesorios más característicos son: El apatito, en el cual se pueden diferenciar dos familias, una de apatitos con hábitos subhedrales-euhedrales que se presentan en prismas aciculares, secciones hexagonales y otra de apatitos de mayor tamaño que los anteriores, con formas redondeadas-globosas, con inclusiones de circones que dan la impresión de estar dispuestos de forma paralela a los bordes del cristal, de forma concéntrica. También se puede observar otro tipo de apatito con forma prismática, los cuales tienen la parte central de color gris. La turmalina se encuentra en acumulaciones de varios cristales, casi nunca aislada. El circón se encuentra como inclusión en todos los minerales de la roca.

Los enclaves restíticos diferenciados en este macizo pertenecen a un granito de grano medio-fino, foliado, que petrográficamente tiene una textura holocristalina, equigranular de grano fino-medio, foliada-orientada.

Los minerales principales que lo constituyen son, cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, biotita y moscovita. Como accesorios más frecuentes aparecen, apatito, circón, opacos, y rutilo en agujas y granular. Los minerales secundarios y/o de cristalización tardía observados son principalmente, clorita, rutilo sagenítico, sericita, y moscovita.

El cuarzo se presenta en pequeños agregados, con hábito anhedral. Estos agregados suelen mostrar texturas de recrystalización, presentando el cuarzo formas poligonales, bordes rectos y puntos triples de unión. Este tipo de textura, a veces, lo muestra conjuntamente con el

feldespato potásico y plagioclasa. Como inclusiones tiene circón, apatito, agujas de rutilo, biotita, y plagioclasa.

Otros tipos de cuarzo de carácter tardío son:

- a) cuarzo formando mirmequitas, las cuales son muy escasas y se encuentran poco desarrolladas.
- b) cuarzo con forma redondeada que se encuentra como inclusiones en el feldespato potásico ("cuarzo goticular"). Este cuarzo presenta la misma extinción óptica.

El feldespato potásico se encuentra en la matriz con hábito anhedral o más raramente en pequeños fenocristales que pueden llegar a alcanzar los 4 mm. Presenta la macla de la microclina y no tiene desarrolladas perititas. Como inclusiones tienen cuarzo, plagioclasa, biotita, y circón. Los fenocristales presentan procesos de moscovitización.

La plagioclasa se presenta con hábito anhedral a euhedral en pequeños cristales, ocasionalmente como pequeños fenocristales que pueden llegar a alcanzar los 5 mm. Presenta la macla de la albita y su contenido en anortita es siempre inferior a 10%. Tiene procesos de sericitización y moscovitización, los cuales tienden a realizarse a favor de los planos de macla de la albita y de los planos de exfoliación. Como inclusiones tiene cuarzo, biotita, apatito, y circón.

La biotita se presenta en cristales aislados de hábito subhedral fuertemente orientados, marcando la foliación que presentan los enclaves o bien en agregados de varios cristales sin ningún tipo de orientación.

Las biotitas que definen la foliación no presentan signos de deformación como puedan ser extinción ondulante, kink, forma de peces de micas, sino que tienen formas tabulares.

Como inclusiones tiene apatito, y circón. Estos últimos desarrollan halos pleocróicos, los cuales a veces son muy abundantes. Presenta procesos de cloritización con formación de rutilo sagenítico, también presenta procesos de moscovitización.

La moscovita se presenta igual que la biotita, en cristales aislados marcando la foliación del granito. Se puede apreciar un tipo de moscovita de neoformación, la cual se presenta en pequeños cristales, sin ningún tipo de orientación y sin signos de deformación.

Otros tipos de moscovita que se puede diferenciar son: moscovitas procedentes de feldespato potásico y plagioclasa, las cuales tienen forma tabulares-alargadas y tienden a desarrollarse en los planos de macla, exfoliación o bien en los planos de rotura de los feldespatos potásicos.

El accesorio más característico es el apatito, el cual se presenta en pequeños prismas de hábito subhedral-euhedral, a veces aciculares o con formas redondeadas. Estos últimos son de mayor tamaño que el resto de los apatitos y tienen inclusiones de circones que tienden a disponerse de forma concéntrica a los bordes de los cristales.

3.1.3. Rocas básicas e intermedias (7)

Afloran en la Hoja dos macizos de rocas básicas. El primero de ellos está situado al SO de La Vidola, y el segundo al S y SE de Valderrodrigo.

Rocas básicas del SO de La Vidola. Constituyen un pequeño macizo ovalado alargado según la dirección N120°E que está intruyendo en los materiales del Complejo Esquisto-Grauváquico con metamorfismo de alto grado (gneises y migmatitas). Afloran en forma de pequeños bolos dispersos. Son rocas oscuras, de tamaño de grano fino y tendencia porfídica a causa de la presencia de fenocristales de anfíbol y/o biotita. Su textura actual parece producto de procesos de recrystalización que han obliterado, en parte, una foliación previa. MARTINEZ (1974 b) las incluye dentro de su Grupo I.

Rocas básicas del S de Valderrodrigo. Intruyen en los materiales del Complejo Esquisto-Grauváquico y son coetáneas con el Macizo de Valderrodrigo-Cabeza de Caballo. Su relación con el Macizo de Roblemocho es por contacto mecánico, si bien el contacto S de ambos macizos con el Complejo Esquisto-Grauváquico se realiza a través de una misma fractura (retocada por otras posteriores) de dirección N125°E. Sin embargo, su relación con el Macizo Granítico de Valderrodrigo es más clara: existen suficientes evidencias de campo para concluir que entre estas dos rocas han existido procesos de hibridación y “mingling”. En la cartografía este hecho se ha reflejado delimitando por un lado los afloramientos suficientemente continuos y exclusivos de rocas básicas; por otro lado, lo mismo con el granito; y, por último, agrupando en un tercer conjunto aquella serie de afloramientos constituidos por grandes enclaves (decamétricos o métricos) de rocas básicas en el granito y por rocas híbridas.

Dentro de estas rocas básicas existen variedades textural y mineralógicamente diferentes pero siempre con tipos transicionales entre unas y otras. En las proximidades del contacto S y su prolongación hacia el O, y más raramente en alguno de los afloramientos situados más al N, las rocas tienen un color verde oscuro y una textura granuda de tamaño de grano medio y, localmente, una ligera tendencia porfídica a causa de la presencia de algunos fenocristales de plagioclasa; también, ocasionalmente, tienen algunos enclaves microgranudos oscuros de tamaño de grano fino.

El área donde existen rocas híbridas se caracteriza fundamentalmente, como ya se ha explicado, por la presencia de enclaves de tamaño métrico y decamétrico de rocas básicas dentro de un granito biotítico con fenocristales de feldespato potásico.

A pesar de su diferente tamaño los enclaves tienen toda una serie de características comunes: formas redondeadas o elipsoidales; contactos normalmente netos con la roca que los engloba, aunque a veces puedan ser transicionales; en el caso de los contactos netos pueden reconocerse ocasionalmente bordes enfriados; contornos a veces lobulados con convexidades dirigidas hacia la roca englobante; presencia de dobles enclaves, en cuyo caso el enclave interno siempre es de tamaño de grano más fino que el externo; existencia de diques graníticos o de composición híbrida que cortan a los enclaves; son rocas de tamaño de grano más fino que las descritas anteriormente, y de color gris oscuro; pueden tener fenocristales de feldespato potásico similares a los del granito englobante, en ocasiones corroídos de manera irregular o redondeados (xenocristales); o también fenocristales de anfíbol o biotita; presencia de núcleos o cavidades, irregularmente distribuidas, con epidota y esfena; y, por último, es muy típico

ca la existencia de texturas ocelares de varios tipos diferentes: **a)** núcleo de cuarzo y corona de máficos (biotita, anfíbol, esfena y epidota); **b)** núcleo de cuarzo, una primera corona de feldespato potásico y una corona externa de máficos; **c)** núcleo granítico y corona de máficos; **d)** núcleo de feldespato potásico y corona de piroxenos; y **e)** núcleo de máficos (anfíbol, epidota y esfena) y corona granítica (cuarzo, plagioclasa y feldespato potásico).

Al microscopio estas rocas muestran una textura alotriomorfa a hipidiomorfa con tendencia general equigranular. Sus minerales esenciales son: plagioclasa, anfíbol, biotita y feldespato potásico; el cuarzo es accesorio en muchas de las muestras, especialmente en las de grano grueso. Como minerales accesorios aparecen: opacos, apatito, allanita, piroxeno, esfena y moscovita. Por último, son secundarios: clorita, esfena, zoisita/clinozoisita, prehnita, feldespato potásico, epidota, leucoxeno, sericita, óxidos de hierro y rutilo sagenítico.

La plagioclasa es el mineral más abundante y el que muestra una mayor tendencia idiomorfa; aunque puede aparecer en agregados lo hace mayoritariamente como cristales aislados de hábitos largos y puede llegar a constituir fenocristales. Habitualmente está zonada de forma concéntrica o a parches. Incluye anfíbol y biotita, está sustituida en parte por feldespato potásico, y está afectada de manera importante por una alteración de tipo saussurítico.

La biotita aparece como pequeños cristales aislados o en agregados, pero también puede estar presente como fenocristales de más de 1 cm con disposición palmeada. Incluye y es incluida en anfíbol, aunque, en general, es pobre en inclusiones. Se altera a prehnita.

El anfíbol es de color verde pálido y poco pleocrómico; forma cristales idiomorfos o agregados en forma de "nido" que parecen ser relictos de piroxenos; otras veces esos relictos aparecen en el núcleo de algunos cristales. Incluye biotita, allanita y otros cristales de anfíbol.

El feldespato potásico forma grandes cristales anhedrales poiquilíticos no pertíticos, o también pequeños agregados poligonales con uniones triples a 120°. Su distribución en las muestras es muy poco regular.

El cuarzo constituye pequeños cristales aislados o agregados; en ocasiones, especialmente en las rocas de grano fino, destacan unos pequeños fenocristales redondeados que por sus características hacen pensar en la posibilidad de que sean xenocristales.

El apatito muestra hábito prismático cuando está incluido en los máficos, mientras que cuando lo está en la fracción leucocrática tiene hábito acicular. La moscovita, cuando existe, es secundaria o tardía. La esfena, aunque mayoritariamente secundaria, puede ser también un mineral primario. La allanita es muy frecuente; suele estar incluida en biotita o en anfíbol, mostrar los típicos zonados, y frecuentemente tiene estructura metamictica.

3.1.4. Granito de dos micas de grano medio (Macizo de Fuentes de Masueco) (8)

Denominado así en la vecina Hoja de Vilvestre, donde tiene mayor extensión, está situado en el borde O de la Hoja justo al N del Granito de Valderodrigo-Cabeza de Caballo.

Su contacto con este macizo está retocado por una zona de cizalla dextra de dirección N150°E subvertical por lo que sus relaciones no se han podido establecer. En el resto de su contorno intruye en los materiales metamórficos del Complejo Esquisto-Grauváquico.

Está constituido por un granito de grano fino, localmente medio, y color claro, equigranular y muy homogéneo. Los tamaños de todos los minerales oscilan entre 1 y 3 mm. Aisladamente puede observarse algún fenocristal de feldespato potásico de 1 ó 2 cm; la moscovita es más abundante que la biotita y en ocasiones puede constituir alguna gran placa xenomorfa de alrededor de 1 cm.

Los enclaves son de tipo restítico (surmicáceos o migmatíticos más o menos evolucionados) y son frecuentes los schlierens biotíticos.

La foliación dominante, marcada por la orientación de biotitas y schlierens, tiene una dirección N130°E y es subvertical.

Petrográficamente, es un granito con una textura holocristalina, algo heterogranular de grano medio a medio-fino, deformativa-orientada.

El cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, moscovita, y biotita, son los minerales principales. Los accesorios son turmalina, agujas de rutilo (dentro del cuarzo), opacos, apatito, circón, sillimanita (muy escasa dentro de la moscovita), óxidos de Fe. Entre los productos de alteración o minerales secundarios destacan, clorita, sericita, moscovita, rutilo sagenítico, y feldespato potásico.

El cuarzo se presenta en agregados de formas globosas, con los cristales de hábito anhedral, con los contactos netos, a veces rectilíneos, presentando puntos triples de unión. Tiene extinción ondulante muy ligera, observándose fenómenos de poligonización. Como inclusiones tiene finas y pequeñas agujas de rutilo, circón, moscovita, plagioclasa, feldespato potásico, y opacos.

Otros tipos de cuarzo que se pueden diferenciar son:

- a) cuarzo asociado a moscovita, formando intercrecimientos simplectíticos en los bordes y cuarzoes de formas redondeadas, incluidos en la moscovita.
- b) cuarzo mirmequítico muy escaso.
- c) cuarzo de forma redondeada incluido en feldespato potásico y plagioclasa (cuarzo goticular).

El feldespato potásico se presenta como cristales individuales o como agregados de hábito anhedral, a veces con carácter intersticial. Presenta la macla de la microclina normalmente, siendo más rara la de la microclina-Carlsbad. Son muy poco o nada peritéticos, siendo las perititas de tipo "patch" las más frecuentes.

Como inclusiones tiene cuarzo, biotitas, moscovitas, plagioclasa, opacos, circón. Presenta fenómenos de sericitización y sustituye de forma parcial a las plagioclasa, descrito para el macizo de Milano.

Se puede observar un feldespato potásico secundario, muy escaso en este macizo y que procede a partir de la cloritización de la biotita, según la reacción descrita por CHAYES (1955). Este feldespato potásico se presenta en forma de husos dispuestos entre los planos de exfoliación (001).

La plagioclasa se encuentra como cristales aislados o como agregados de 2-4 individuos, de hábito anhedral a subhedral. Presenta la macla de la albita y el contenido en anortita es de 0-10%, siendo en general albita pura.

Los procesos de alteración (sericitización y moscovitización) presentan una intensidad muy variable. Las moscovitas originadas por este proceso tienden a disponerse según los planos de macla de la albita (010) y según los planos de exfoliación (001). Como inclusiones tiene cuarzo, biotita, circón y apatito.

Otros tipos de albita de carácter tardío son:

- a) albita peritítica muy escasa de tipo "patch".
- b) albita intergranular, desarrollada en la interfase entre cristales de feldespato potásico, que suele ser monocristalina.
- c) albitización mirmequítica (escasa).

La biotita en general se encuentra en cristales aislados, aunque a veces puede llegar a formar agregados de 2-4 individuos. Presenta un hábito anhedral a subhedral, y tiene un pleocroísmo que varía de, marrón rojizo o castaño muy oscuro (Ng, Nm), a amarillo claro (Np). Tiene inclusiones de opacos, apatitos, cuarzo y circones.

Presenta fenómenos de cloritización dando como subproductos rutilo sagenítico y feldespato potásico principalmente. Otro proceso que sufre la biotita es la moscovitización, estando ambos minerales en continuidad óptica.

La moscovita se encuentra en mayor proporción que la biotita, con un tamaño de cristal de igual a mayor que la biotita. Presenta hábito anhedral o subhedral. Toda la moscovita es de carácter tardío y/o secundario, diferenciándose varios tipos:

- a) moscovita procedente de los feldespatos.
- b) moscovita procedente de la biotita, quedando restos de biotita en la moscovita y en continuidad óptica. A veces esta biotita se encuentra cloritizada, dando como subproducto feldespato potásico. Las grandes placas de moscovita suelen tener en sus bordes intercrecimientos simplectíticos con el cuarzo.

- c) Moscovita asociada a sillimanita, esta última se encuentra casualmente dentro de las moscovitas, en forma de finas agujas (fibrolita).

Como inclusiones tiene cuarzo, apatito, circón, sillimanita y opacos.

Como minerales accesorios más característicos son: el apatito que se presenta en prismas bipiramidales o con formas redondeadas, incluyendo estos últimos circones. Es frecuente encontrarlo incluido en la mayor parte de los minerales principales. Otro de los accesorios es el circón que desarrolla halos pleocróicos en las biotitas y a veces en la moscovitas. La turmalina con un tamaño (2 mm), presenta inclusiones de cuarzo y biotita.

Cuando el granito se encuentra afectado por la zona de cizalla dextra, se producen las siguientes texturas:

- Reducción del tamaño de grano, en bandas, del cuarzo, feldespato potásico y plagioclasa principalmente, adquiriendo otras veces formas sigmoidales.
- Las micas, principalmente la moscovita, se orientan y tienden a formar peces de micas, indicando el sentido del movimiento (dextral).

3.1.5. **Granito de dos micas de grano fino, equigranular, foliado (Macizo de Roblemocho) (9)**

Está situado al NO de Vitigudino, entre los Km. 2,5 y 6 de la carretera de Vitigudino a Mieza, y tiene una altitud media de 770 m. Aflora formando pequeños berrocales constituidos por bolos aplanados de dimensiones métricas y escasa altura, y tiene una forma aproximadamente rectangular.

Intruye en los materiales del Complejo Esquisto-Grauváquico con unos contactos rectilíneos retocados por fracturas posteriores; tanto en su borde norte como en su borde sur se observa una mayor deformación que la que se puede ver en las partes internas; en el borde norte se reconocen zonas de cizalla dexas de dirección N120°-140°E que buzan entre 45° y 70° hacia el SO. Su contacto hacia el NO con el Macizo Básico de Valderrodrigo está determinado por una fractura de dirección N30°E. En algunos lugares se observa que esta intrusión produce turmalinización en los materiales metamórficos encajantes. En la clasificación de MARTÍNEZ FERNÁNDEZ (1974b) este macizo está incluido en los "Leucogranitos moscovíticos" de la serie de tendencia alcalina (leucogranitos con granate y turmalina).

Se trata de un granito de grano fino, habitualmente equigranular, con biotita y moscovita en el que son frecuentes los enclaves surmicáceos de pequeño tamaño. Localmente existen zonas en las que abundan los schlierens biotíticos o unos bandeados composicionales en los que alternan bandas más ricas en biotita con otras más ricas en moscovita y de composición más aplítica. Es frecuente también la existencia de pequeños diques pegmatíticos (2 a 30 cm) cortando al granito.

Este macizo tiene una foliación poco penetrativa pero bastante constante; está definida principalmente por la disposición de las láminas de biotita y de los enclaves, y es subparalela a los bordes, es decir, tiene una dirección N120°E y un buzamiento subvertical.

Afectando al borde NO del macizo y a la parte NE del Macizo básico de Valderrodrigo existe un gran cortejo de diques pegmatíticos que parecen tener dos direcciones principales: N30°E y N70°E a E-O, no siendo posible individualizarlos en el campo. Este cortejo está posiblemente relacionado con los sistemas de fracturas existentes en dicha zona (una de las fracturas mayores que ha sido cartografiada, de dirección N70°E, hace aflorar metasedimentos en algunos puntos a lo largo de su recorrido).

Al microscopio su textura es alotriomorfa inequigranular de tendencia microporfídica. Minerales esenciales son cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico, biotita y moscovita; accesorios, apatito, circón, opacos y fibrolita; y secundarios, clorita, sericita, moscovita, rutilo sagenítico e ilmenita. La plagioclasa es el principal responsable de la textura de la roca: constituye microfenocristales subidiomorfos que muestran zonados composicionales algo irregulares. El feldespato potásico es microclina intersticial o en pequeños agregados policristalinos. El cuarzo forma agregados o cristales subidiomorfos. La biotita constituye cristales aislados de pequeño tamaño y hábitos alargados; es pobre en inclusiones pero rica en halos pleocróicos. La moscovita es mas abundante que la biotita y más equidimensional; suele crecer en continuidad óptica con la biotita.

3.1.6. **Granito biotítico porfídico de grano medio foliado (Macizo de la Peña) (10)**

En la esquina NO de la Hoja aflora un granito de tamaño de grano grueso, más o menos equigranular y algo porfídico denominado "Macizo de La Peña" (por la localidad situada en la vecina Hoja de Fermoselle). Otros macizos constituidos por esta misma roca se encuentran al N y O de Villar de Samaniego y al SE del vértice Vasitos. Intruye en los materiales metamórficos de alto grado y aparece como enclaves decimétricos en el granito tipo Villar de Peralonso al E de La Vidola, o kilométricos en esta misma roca en el sector de Villar de Samaniego. 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 haya frecuentemente recubierto por una capa de alteración. Los mejores afloramientos corresponden al sector de Villar de Samaniego.

Su característica más típica es la morfología de los fenocristales de feldespato potásico: son muy estrechos y alargados (0,5 cm X 2-3 cm) y 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.

Aunque localmente pueden encontrarse foliaciones de dirección N120°E, la dirección más constante es N160°E y está definida por la orientación preferente de cristales de biotita y fenocristales de feldespato potásico. Localmente existen zonas isótropas.

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 (oligoclasa ácida), feldespato potásico y biotita. Dentro de los minerales accesorios destacan: moscovita, sillimanita, opacos, circón, apatito, ¿cordierita pinnitizada? y andalucita. 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 o ameboides. También se encuentra formando parte de intercrecimientos simplectíticos y mirmequíticos con la moscovita y la plagioclasa. El crecimiento de moscovita y cuarzo en simplectitas que corroen al feldespato potásico parece ligado a una reacción retrogranulítica 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 mirmequíticos 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 perfitas (allita).

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 maclación 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 circón. Estas últimas son con frecuencia muy pequeñas y producen un intenso moteado pleocróico 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 tardi- y postmagmático 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 circón 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 pleocróico 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.

3.1.7. Granito inhomogéneo microporfídico de grano medio (11)

Aflora al E y NE de Majuges, en la zona centro-sur de la Hoja; al O de Puertas, en el borde E del Macizo de Brincones; en las proximidades de Ahigal de Villarino; y en el borde N, en el centro del cuadrante NE de la Hoja; siempre en relación con los gneises glandulares, con el granito que hemos denominado "Granito de Grandes" o con los macizos de facies tipo Villar de Peralonso, con los que suele tener contactos graduales.

Se trata habitualmente de un granito de grano fino a medio, 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. Pero localmente presenta características diferentes. En el afloramiento situado al SE de Ahigal de Villarino el contacto con los gneises glandulares es gradual y se reconocen en el granito fenocristales de feldespato con una morfología idéntica a los que se encuentran en dichos gneises, característica, que desaparece paulatinamente con la distancia al contacto. En el afloramiento situado en el borde N, en el NE de la Hoja, se vuelven a repetir estas características: los contactos con el Granito de Grandes y con la "facies tipo Villar de Peralonso" son graduales, y a veces puede observarse cómo en un mismo bolo coexisten estas tres facies con unos contactos entre ellas totalmente difusos (Cerrado de Matalabrava).

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.

Al microscopio muestra una textura alotriomorfa inequigranular. Sus minerales esenciales son: cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico biotita y moscovita; son accesorios apatito, opacos, circón y fibrolita; secundarios, clorita, óxidos de hierro, rutilo sagenítico, rutilo, leucoxeno, sericita, 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 subhedrales; suele estar maclado según la ley de la microclina, y es poco o nada pertítico; puede sustituir parcialmente a las plagioclasas 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.

3.1.8. Granito de grano medio a grueso con biotitas "ala de mosca" (Macizo de Grandes) (12)

Se extiende principalmente por las zonas centro-sur y oriental de la Hoja, pero también existen afloramientos de esta roca en el NO (La Vidola) y en el sector centro-norte (Ahigal de Villarino).

Intruye en los materiales metamórficos del Complejo Esquisto-Grauváquico con contactos intrusivos netos, y en los gneises glandulares con contactos que son graduales, al menos al S de Ahigal de Villarino. En los materiales del Complejo Esquisto-Grauváquico 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 los granitos tipo Villar de Peralonso, por el Macizo de Brincones y por los Diques Porfídicos Ácidos. Con el Granito Inhomogéneo sus contactos son graduales y netos, 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 de un 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, en parte restítica). 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 porque es más frecuente que sea algo porfídica. Por último puede distinguirse una facies porfídica de tamaño de grano grueso que aparece en tránsito gradual con la anterior en el sector de Ahigal de Villarino principalmente.

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; esporádicamente otros de naturaleza leucogranítica con moscovita sola y fenocristales de cuarzo; y, también de manera poco frecuente, enclaves de un granito biotítico de grano fino que presenta siempre una foliación muy marcada y que llega a constituir megaenclaves cartografiables, (5 en cartografía).

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) poiquilíticos, o cristales anhedrales en la matriz, y son más pertíticos en el primero de los casos; corroen y sustituye a las plagioclasas. 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 pleocróicos 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 restítico y de tipo granítico, alguno de los cuales muestra evidencias de cristalización rápida.

3.1.9. **Granitos de dos micas homogéneos y tamaño de grano fino a medio (facies tipo Villar de Peralonso) (13)**

Aflora en tres sectores de la Hoja. 1) Ocupa la esquina SE (Macizo de Villar de Peralonso) y sobre él están asentados la parte S de la localidad de su mismo nombre y Peralejos de Arriba; con respecto al resto de la Hoja constituye la zona más elevada, y en él se encuentran los cerros Niebla y El Pajar con 868 m y 827 m, respectivamente; se extiende también por las Hojas situadas al S (Villavieja de Yeltes) y al E (Ledesma). 2) Este segundo macizo está situado, grosso modo, entre las localidades de La Vidola, Villar de Samaniego, Ahigal de Villarino y Carrasco. Y 3) Un amplio afloramiento con forma de banda de dirección NO-SE, que se va haciendo más ancho hacia el NO, en el que se encuentran las localidades de Iruelos, Manceras y Tremedal de Tormes, esta última en la Hoja de Ledesma.

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.

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.

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; ocasionalmente puede haber algún fenocristal de feldespato potásico, que no supera 2 cm de longitud, pero en algunos lugares llega a ser habitual su presencia aunque nunca son muy abundantes. Presenta 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), 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 de Villar de Peralonso. En la mayor parte de su recorrido está intruyendo en un granito de grano medio a grueso, localmente porfídico, en el que la biotita forma cristales tipo “ala de mosca”, denominado Granito de Grandes en la Hoja situada al S (DÍEZ MONTES *et al.*, in litt.) y perteneciente al Grupo II de MARTÍNEZ FERNÁNDEZ (1974b). Al N de Peralejos de Arriba, en Gomeciego y en Becerril es fácil ver cómo el granito de Villar de Peralonso intruye al de Grandes en forma de diques subhorizontales acompañados por diques aplíticos a veces bandeados; en otras ocasiones ese contacto es gradual. Al O de la Hoja está intruyendo en los materiales metasedimentarios del Complejo Esquisto-Grauváquico.

Solamente se han observado enclaves surmicáceos: pequeños grumos biotíticos (2 cm a 4 cm) y raramente alguno sólo moscovítico de dimensiones similares. Normalmente está cor-

tado por pequeños diques pegmatíticos (2 cm a 5 cm de potencia). Su orientación más frecuente es E-O.

Macizo de La Vidola - Villar de Samaniego. Está situado en el cuadrante NO de la Hoja, intruyendo en el Granito de Grandes y en los materiales del Complejo Esquisto-Grauváquico, y está cortado por el Granito de Brincones. En realidad el pueblo de La Vidola está situado sobre el Granito de Grandes, pero se sigue utilizando este nombre para el macizo con objeto de no contribuir a una mayor proliferación de nombres locales.

Su contacto con el Granito de Grandes es neto en las proximidades de La Vidola, mecánico al O de la carretera de Vitigudino a Trabanca, y gradual entre dicha carretera y la que va de Villar de Peralonso a Trabanca; en este último caso es necesario resaltar que la línea que lo define está situada de un modo bastante subjetivo.

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.

Otra característica de este granito "facies tipo Villar de Peralonso" en este sector es la existencia de zonas pequeñas en las que la presencia de fenocristales de feldespato potásico (2 cm, subidiomorfos a redondeados) es abundante, como, por ejemplo, la situada en la carretera de Trabanca al N de Ahigal de Villarino.

Macizo de Iruelos-Tremedal. En este caso está intruyendo fundamentalmente sobre el Granito de Grandes, pero también lo hace, en el extremo N de la banda, sobre el denominado "Granito inhomogéneo" con el que siempre tiene contactos graduales. El contacto S de esta banda con el granito de Grandes es neto, pero el contacto N es más complicado en algunos sectores: desde Tremedal hasta las proximidades de Berganciano es un contacto neto, pero desde allí hacia el NO el Granito de Grandes está "invadido" por diques del granito correspondiente al Macizo Iruelos - Tremedal, de manera que la línea de contacto se ha establecido donde desaparecen los afloramientos de Granito de Grandes, si bien incluso al N y NO de Berganciano existen afloramientos del granito "facies Villar de Peralonso" que corresponden a diques verticales, subhorizontales u oblicuos.

Al S de Gejo de los Reyes afloran dos pequeñas manchas de la "facies tipo Villar de Peralonso" que intruyen en el Granito de Grandes con contactos netos, y que ocupan posiciones topográficamente elevadas con respecto a él.

Al SE de Iruelos, en el camino que conduce al paraje denominado Cauce de la Llagá, puede observarse un contacto gradual entre este granito "facies tipo Villar de Peralonso" y el "Granito Inhomogéneo"; unos metros más hacia el E se observa que este granito inhomogéneo está en contacto "gradual" con los gneises glandulares.

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. Estas ideas deberán ser comprobadas con datos geoquímicos e isotópicos.

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, sericita, 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 plagioclasas 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 perfitico, 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 composicional normal, y frecuentemente los cristales tienen una corona externa de feldespato potásico. La biotita forma cristales pequeños (hasta 4 mm) intensamente pleocróicos (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 poiquiloblásticos; los cristales de mayor tamaño suelen incluir sillimanita. Localmente aparece turmalina de aspecto blástico que engloba feldespato potásico o biotita.

3.1.10. Granito de dos micas, grano medio a grueso (Macizo de Picones) (14)

Está situado a 2,5 Km. al O de Vitigudino siguiendo la carretera de Lumbrera-La Fregeneda y continúa desde allí, separado en dos franjas por una estrecha banda de materiales metamórficos, hasta constituir la esquina SO de la Hoja. Intruye en los materiales metasedimentarios del Complejo Esquisto-Grauwáquico. Sus afloramientos son bastante escasos, aunque localmente aflora como grandes bolos de tamaño métrico que constituyen berrocales aislados.

Está constituido por un granito de tamaño de grano medio a grueso con biotita y moscovita; el cuarzo aparece como cristales redondeados de 4 mm a 5 mm (ocasionalmente fenocristales de 1 cm); los cristales de feldespato potásico tienen tamaños similares y raramente aparece como fenocristales de 2 ó 3 cm; biotita y moscovita forman pequeños cristales de unos 3 mm, aunque este último mineral puede llegar a formar placas xenomorfas mayores de 1 cm.

Presenta una foliación definida por la orientación de las biotitas de dirección E-O a N100°E muy constante. Son muy frecuentes los diques de cuarzo o pegmatitas de 2 a 5 cm de potencia. Los únicos enclaves que se han podido observar son de tipo restítico.

Texturalmente se trata de una roca holocristalina, heterogranular de grano grueso-muy grueso, algo microporfídica a escala microscópica.

Los constituyentes principales que pueden observarse son, cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, biotita y moscovita. Como accesorios más frecuentes se encuentran opacos, circón, apatito y sillimanita. Los minerales secundarios procedentes principalmente de las alteraciones sufridas por los minerales esenciales son, sericita, moscovita y clorita.

El cuarzo se presenta en agregados de cristales anhedrales de tamaño muy variable. Tiene extinción ondulante, poco marcada y presenta procesos de poligonización, dando lugar a la formación de subgranos.

Presenta muy pocas inclusiones, siendo de opacos, circones, apatitos, moscovitas. Estas últimas a veces presentan hábito idiomorfo-romboidal, plagioclasa y feldespato potásico.

Otros tipos de cuarzo de carácter tardío que se pueden distinguir, son:

- a) Cuarzo simplectítico, desarrollado en los bordes de las moscovitas tardías-blásticas.
- b) Cuarzo mirmequítico, muy escaso, estando poco y mal desarrolladas las mirmequitas.

A veces el cuarzo presenta fenómenos de corrosión sobre las plagioclasas.

El feldespato potásico es microclina, se presenta como cristales generalmente aislados en la mesostasis, a veces como microcristales de 7 mm subhedrales, dando un carácter microporfídico al granito.

Tiene maclas de microclina y Carlsbad, no pertítico, existiendo otros cristales que no presentan ningún tipo de macla, pero en cambio presentan un moteado por todo el cristal de plagioclasa, la cual presenta formas bastante redondeadas (feldespato potásico de lunares) y que se puede deber a una sustitución de la plagioclasa por feldespato potásico, los cuales son muy característicos en este granito. La plagioclasa siempre monocristalina, no presenta maclas de la albita y presenta la misma extinción que el feldespato potásico.

Se puede observar cristales de feldespato potásico compuestos que presentan dos tipos de texturas, una de microclina (en el centro) y hacia los bordes presenta la textura descrita anteriormente. Es bastante frecuente observar un feldespato potásico de carácter blástico-tardío, el cual se encuentra reemplazando a las plagioclasas, apareciendo en manchas irregulares por los cristales de plagioclasa, de hábito anhedral.

Otros tipos de texturas que presenta el feldespato potásico son las pertitas de tipo "vein" y "film".

Como inclusiones presenta cuarzo, plagioclasa, moscovita, biotita y apatito.

La plagioclasa se encuentra como cristales aislados o en agregados de 2-4 individuos, de hábito anhedral-subhedral, maclados según albita. El contenido en anortita es de 0-10%, siendo normalmente entre 0-5% (albita).

Los procesos de alteración que presentan son sericitización y moscovitización, siendo ambos poco importante en su intensidad.

Las inclusiones que presenta son de cuarzo, con desarrollo en ocasiones de pequeñas mirmequitas, plagioclasa, feldespato potásico, biotita, moscovita y apatito.

Algunos cristales de plagioclasa, se observan como están corroídos en los bordes por el cuarzo.

Se puede diferenciar una albita secundaria desarrollada por una albitización postmagmática en procesos de peritización ("vein y film perite").

La biotita normalmente se encuentra en cristales aislados, aunque también en agregados de dos a cuatro cristales, con un tamaño muy variable. Su proporción con respecto a la moscovita es igual o menor. Presenta un pleocroísmo que varía de marrón rojizo a amarillo claro.

Presenta inclusiones de opacos, circones y apatitos. Todos los cristales presentan halos pleocróicos desarrollados por los circones o por otros minerales radiactivos que no se pueden identificar

El proceso de cloritización es muy poco importante, casi es nulo, cuando ocurre suele dar como subproducto pequeñas agujas de rutilo con textura sagenítica. Otro proceso que sufre la biotita, es la moscovitización, mediante el cual la moscovita sustituye de forma parcial o total a la biotita, creciendo en continuidad cristalográfica.

La moscovita se encuentra en mayor o igual proporción que la biotita, con un tamaño de cristal muy variable. Presenta un hábito anhedral-subhedral pero en alguna ocasión se aprecia secciones euhedrales-romboidales. Se pueden distinguir los siguientes tipos de moscovita:

- a) Moscovita asociada a feldespatos (plagioclasa).
- b) Moscovita asociada a biotita, con la cual crece en continuidad óptica.
- c) Moscovita asociada a sillimanita, ésta se encuentra como restos en el interior de la moscovita, en forma de finos y pequeños prismas o bien como fibrolita, proceso que queda reflejado en la reacción de EVANS (1965).

En general, estos tipos de moscovita presentan un carácter blástico, tardío y presentan crecimientos symplectíticos en los bordes con el cuarzo.

Como inclusiones tiene cuarzo, apatito, opacos, sillimanita, biotita.

Como mineral accesorio más característico es el apatito, el cual se presenta en pequeños cristales idiomorfos (secciones exagonales, prismas aciculares o como cristales de gran tamaño de forma redondeada y que suelen tener inclusiones de pequeños circones. La sillimanita, que se presenta como fibrolita o como finos y pequeños prismas, siempre se encuentra incluida en la moscovita. Llama la atención la ausencia de grandes circones, como ocurre en otros granitos, en donde se encuentran como inclusiones en casi todos los minerales.

3.1.11. Granito biotítico porfídico (Macizo de Brincones) (15a, 15b)

Está situado en el centro de la Hoja. Sobre él se asientan las poblaciones de Villarmuerto, Villargordo y el extremo S del pueblo del que toma el nombre, Brincones. Su altitud media está en torno a los 780 m y su cota más alta es la de la Peña Resbaladera con 835 m. Aflora constituyendo extensos berrocales formados por bolos métricos a decamétricos que fácilmente superan los 2 m de altura.

Intruye por el S y SO en un granito de grano medio a grueso localmente porfídico (Granito de Grandes), por el N y NE lo hace sobre el Macizo de La Vidola, granito de grano fino facies tipo Villar de Peralonso, pertenecientes ambos macizos encajantes al Grupo II de MARTÍNEZ FERNÁNDEZ (1974b), mientras que siguiendo la clasificación de este mismo autor el Macizo de Brincones pertenece al Grupo III de granitos monzoníticos tardíos. También intruye por el O a los materiales metamórficos. Por último, en una parte del sector E intruye en el Granito Inhomogéneo. En algunos sectores del N y NE está recubierto por materiales terciarios.

Está constituido por dos facies que se disponen de forma más o menos concéntrica. La facies mayoritaria y externa es un granito de grano grueso habitualmente porfídico (fenocristales de feldespato potásico) con biotita dominante y moscovita tardía, similar a los de Villavieja de Yeltes y Villar del Ciervo, situados éstos en Hojas limítrofes al sur de ésta; su color es gris claro y no es una roca homogénea, pues tanto la biotita como los fenocristales de feldespato potásico no están siempre distribuidos de manera uniforme, sino que pueden darse concentraciones de aquélla que proporcionan a la roca un aspecto local más oscuro (bandeados melanocráticos), o de dichos fenocristales, lo que origina zonas de composición holofeldespática. Habitualmente los fenocristales están orientados según direcciones N-S a N20°E, dirección coincidente con la de la cuarta fase de deformación hercínica en la zona. La facies central está constituida por un granito biotítico de grano fino en el que ocasionalmente se pueden observar pequeños fenocristales de feldespato potásico o de cuarzo, de manera que la textura recuerda la de las cristalizaciones en "dos tiempos"; su contacto con la facies mayoritaria es por fractura o gradual.

Los escasos enclaves que se han observado son de tipo surmicáceo y microgranudo.

Es de resaltar la existencia, en las proximidades del borde O del macizo, de una gran fractura que atraviesa toda la Hoja y que produce un desplazamiento en los contactos de unos dos kilómetros en sentido dextro. Por las rocas de falla que produce se puede deducir que la fractura se desarrolló en las condiciones de transición frágil-dúctil.

La textura del granito (Facies mayoritaria, 15a), varía de alotriomórfica a hipidiomórfica inequigranular y es de tendencia porfídica debido al desarrollo de megacristales de feldespato potásico; en ocasiones también las plagioclasas muestran una tendencia a desarrollar fenocristales pero más escasos y pequeños.

Las principales variaciones observadas en las muestras estudiadas de esta facies radican en el diferente grado de porfidismo de la roca, y variaciones en el tamaño de grano de la mesostasis que, aunque suele ser de grano grueso, muestra disminuciones en ocasiones apreciables llegando a ser de grano medio.

Los constituyentes esenciales son: cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa y biotita. Una característica a destacar es la presencia común, aunque siempre en cantidades accesorias, de pseudomorfos o agregados procedentes muy probablemente de la desestabilización total de cordierita, mineral que nunca se ha observado fresco en las muestras estudiadas. Otros accesorios siempre presentes son apatito, opacos, rutilo, circón y probablemente xenotima y monacita.

Como minerales de cristalización tardía y/o secundarios se encuentran sericita, moscovita, clorita, rutilo, esfena, leucoxeno, epidotas, prehnita, feldespato potásico, albita, cuarzo, óxidos de hierro, carbonatos, topacio, fluorita y turmalina.

El feldespato potásico además de constituir fenocristales se encuentra como cristales o agregados de tamaño próximo al resto de los componentes de la mesostasis o rellenando intersticios en la roca. También se encuentra como un mineral de cristalización tardía o de origen secundario.

Los fenocristales suelen ser subhedrales aunque pueden perder este hábito debido a crecimientos blásticos y corrosiones albiticas tardi- o postmagmáticas. Casi siempre están maclados según la ley de Carlsbad y pueden mostrar o no macla de la microclina. Son muy ricos en inclusiones de cuarzo, biotita, feldespato potásico de menor tamaño y sobre todo plagioclasas, que suelen mostrar una disposición orientada (inclusiones Frasl). La abundancia de inclusiones hace que en muchos casos presenten un hábito marcadamente poiquilítico. Algunos cristales parecen haber tenido más de un episodio de crecimiento puestos de manifiesto por el reconocimiento de antiguos bordes más o menos netos que pueden estar marcados por inclusiones. Son cristales muy pertíticos en los que no es raro que se desarrollen más de una generación o sistemas de pertitas conjugadas.

Los cristales o agregados de la mesostasis son generalmente anhedrales y a diferencia de los fenocristales no suelen tener macla Carlsbad, son escasamente o nada pertíticos y pobres en inclusiones.

Existe un crecimiento blástico en etapas postmagmáticas, durante las cuales crece a partir de los fenocristales englobando a los constituyentes de la mesostasis y provocando una pérdida de su hábito original más idiomorfo. Además en esta etapa sustituye parcialmente a las plagioclasas según pequeñas manchas irregulares a modo de antipertitas. También aparece como un mineral secundario asociado con otros productos de alteración de plagioclasa y en

los procesos de cloritización de la biotita. Este feldespato potásico presenta formas de huso según las trazas de exfoliación de la clorita.

La plagioclasa puede encontrarse como cristales aislados y más frecuentemente en agregados, con hábitos generalmente subhedrales. Puede constituir fenocristales que destacan ligeramente sobre la mesostasis. Suelen estar macladas según albita, Carlsbad, albita-Carlsbad y periclina, presentan zonados composicionales continuos u oscilantes y frecuentes zonados irregulares o a parches ("patchy zoning" de VANCE, 1965), afectando a los núcleos de los cristales. Su composición es según CARNICERO, (1981), albita-oligoclasa (An_{4-28}) o incluso andesina. Engloban inclusiones correspondientes a biotita, opacos, plagioclasas de menor tamaño, cuarzo y apatito.

La alteración, variable en intensidad y casi siempre parcial, afecta principalmente al núcleo de los cristales. Puede ser de tipo sericitico aunque es más frecuente la alteración saussurítica. Los productos de alteración más comunes son mezclas de filosilicatos, feldespato potásico, zoisita-clinozoisita, carbonatos y fluorita anhedral. En algún caso presentan núcleos o zonas concéntricas alteradas a agregados microcristalinos de color rosado o pardo rojizo.

Otro tipo de plagioclasa presente corresponde a albita secundaria desarrollada por procesos de albitización postmagmática. Esta albitización secundaria provoca la pérdida del hábito original más idiomorfo de la plagioclasa primaria y corrosión del feldespato potásico con la consiguiente pérdida de su hábito.

El mayor porcentaje de cuarzo en la roca se encuentra como agregados de cristales anhedrales que fácilmente alcanzan o superan el centímetro y engloban los minerales previamente cristalizados; presentan frecuentemente formas externas globosas mientras que los contactos entre granos suelen ser suturados. Algunos cristales son ricos en agujas de rutilo. Además se encuentra rellenando intersticios en la roca. El resto del cuarzo presente en la roca es tardío o postmagmático. Corresponde al originado por recristalización del cuarzo normal de la roca que corroe a los demás minerales, cuarzo de mirmequitas y escasas cantidades relacionadas con moscovita histerógena o con feldespato potásico con morfología reticular.

La biotita se encuentra principalmente como agregados de varios cristales o como cristales aislados con tamaños inferiores a 4 mm. Es de hábito subhedral o anhedral (más frecuente en las secciones basales) y muy pleocroica (marrón rojizo a amarillo claro). Engloba abundantes inclusiones de apatito, opacos, circón y a veces es extraordinariamente rica en halos pleocroicos de circón y quizás de otras inclusiones que parecen corresponder por sus hábitos a xenotima y monacita.

La alteración es variable en intensidad de unos cristales a otros. Puede estar parcialmente sustituida por moscovita que crece en muchos casos en continuidad cristalográfica con ella, transformación que suele ir acompañada de la formación de abundante ilmenita. El otro proceso es la cloritización cuyos productos de alteración más frecuentes son esfena, epidotas, feldespato potásico, fluorita, rutilo sagenítico y rutilo granular $\pm$ leucoxeno o ilmenita. En algunos casos la biotita también muestra alteración prehnítica.

La moscovita se encuentra en porcentajes variables de unas muestras a otras pero siempre es muy escasa y de tamaño inferior a la biotita. Suele estar asociada a la biotita según cristales de hábito subhedral o blástico aunque este hábito es más marcado cuando aparece en cristales aislados que crecen preferentemente sobre el feldespato potásico. Se trata de un mineral de cristalización tardía que se desarrolla principalmente a expensas del feldespato potásico en etapas postmagmáticas, o de origen secundario originado en la alteración de las plagioclasas y biotita, según ya se ha descrito. Puede estar intercrecida con cuarzo. Por último aparece en agregados junto con clorita, constituyendo un producto de la desestabilización total de cordierita a la que recuerdan algunos pseudomorfos por la forma que presentan.

La cordierita ha sido considerada como un resto de fusión y su desestabilización total se explicaría por la influencia del magma rico en K (CARNICERO, 1980). Una misma interpretación sobre el origen restítico de este tipo de cordierita es la proporcionada por UGIDOS (1973) y MARTÍNEZ FERNÁNDEZ (1974b), entre otros.

En cuanto al resto de los minerales accesorios el circón, incluido en buena parte de los constituyentes esenciales de la roca, muestra muy frecuentemente hábitos bipiramidales y zonados concéntricos, mientras que cuando está incluido en biotita es de menor tamaño y de morfología más redondeada. Es posible que algunas de las inclusiones englobadas en la biotita puedan corresponder, como ya se ha dicho, por su hábito a xenotima y monacita.

El apatito es otro accesorio incluido en casi todos los constituyentes de la roca. Muestra hábitos prismáticos, hexagonales o aciculares; éstos últimos más frecuentes cuando está incluido en cuarzo y albita secundaria. Los opacos son escasos, de pequeño tamaño y hábitos anhedrales o redondeados. El rutilo es relativamente frecuente como cristales de hábito acicular incluido en parte de los constituyentes mayoritarios aunque es más abundante en el cuarzo.

Como minerales de cristalización tardía, son frecuentes la fluorita anhedral asociada a las plagioclasas y con formas alargadas siguiendo trazas de exfoliación en biotita y clorita; el topacio, que raramente desarrolla formas idiomorfas siendo más común que muestre hábitos anhedrales; está relacionado principalmente con las plagioclasas y feldespato potásico en el que también aparece con formas irregulares muy finas; además en algunas muestras se ha observado algún cristal de turmalina de hábito xenoblástico principalmente asociada al feldespato potásico. La prehnita relacionada con biotita y plagioclasa suele mostrar hábitos anhedrales pero también se ha observado un cristal con forma típica en "lazo de corbata" en una plagioclasa; en la biotita constituye husos que deforman sus trazas de exfoliación.

La facies de grano fino, (15b), presenta una textura alotriomorfa inequigranular con una leve tendencia porfídica puesto que cuarzo, feldespato potásico y plagioclasa pueden formar fenocristales de hasta 1,5 cm en una matriz de grano fino o muy fino.

Son minerales esenciales cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico y biotita; accesorios, apatito, circón y opacos; y secundarios, moscovita, clorita, sericita, epidota, rutilo/leucoxeno, feldespato potásico y zoisita.

El cuarzo es alotriomorfo e intersticial; sólo hay algunos cristales subidiomorfos incluidos en fenocristales de microclina. El feldespato potásico es microclina que aparece como fenocris-

tales de forma tabular maclados según Carlsbad, en cuyos bordes suelen desarrollarse abundantes mirmequitas; en la matriz es intersticial. La plagioclasa suele tener hábitos idio- a subidiomorfos y no estar zonada; sólo en algunos casos se observa una leve zonación desarrollada en la zona de borde; destacan algunos cristales de mayor tamaño que los demás, cuadrangulares, con maclados complejos y mayor alteración que los demás; suelen alterarse a sericita-moscovita, proceso que afecta con mayor intensidad a los fenocristales. La biotita está fuertemente cloritizada. La moscovita procede fundamentalmente de la alteración de feldespatos y biotita.

En las muestras estudiadas de esta facies destaca la presencia constante de microenclaves constituidos por cristales de biotita de tamaño mucho mayor que en el resto de la roca, junto a plagioclasas idiomorfas con alteraciones complejas, y cristales de cuarzo muy ricos en inclusiones aciculares muy finas (rutilo?, fibrolita?).

3.2. ROCAS FILONIANAS

3.2.1. Diques de cuarzo (Sierros) (1)

Este tipo de diques es muy frecuente en la parte oeste de las provincias de Salamanca y Zamora, recibiendo el nombre de **“Sierros”**, 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:

- a) Están formados por cuarzo lechoso. GONZALO y LÓPEZ PLAZA (1984) indican que algunos de estos diques están mineralizados, esto se pueden comprobar en el campo, observando sulfuros como pirita y arsenopirita, como los más frecuentes.
- b) Presentan una dirección muy constante hacia el NE, intruyendo a favor de fracturas, las cuales, según PARGA (1969) son de edad tardihercínica.
- c) Presentan una longitud variable, desde varios kilómetros hasta unos cientos de metros, presentando recorridos con formas sigmoidales.

Dentro de esta Hoja los principales diques se encuentran en el Alto de San Blas (801 m), Alto de Alcornocosa (793 m), Alto de Perenal, el situado al N de Villagordo y el de Cabeza Alta (834 m).

3.2.2. Aplitas, pegmatitas y microgranitos (3)

Resultan, tanto en número como en expresión volumétrica, los diques más abundantes. Afloran en la zona occidental de la Hoja, apareciendo los cuerpos con mayor expresión cartográfica entre las localidades de Robledo Hermoso, Sanchón de la Ribera y Villarmuerto.

Estas litologías, que generalmente constituyen intercalaciones laminares 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 (1988).

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 resaltes topográficos y alineaciones que se destacan en la penillanura salmantina, aunque por lo general los afloramientos de metasedimentos y de diques pegmatoides son muy escasos y exiguos.

Se trata de rocas pobres en micas biotíticas, 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 pegmatíticos y aplíticos, así como tipos compuestos. En todos los casos se trata de rocas leucocráticas y casi siempre holomoscovíticas. Se han encontrado también granitoides aplograníticos y facies micrográficas 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 laminares. También se observan relacionados con los macizos graníticos sincinemáticos, en los cuales aparecen diques pegmatíticos 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.

Si se ha observado la formación de bandas de alteración en los metasedimentos adyacentes a los diques, con cristalización de moscovita y turmalina inducida por su emplazamiento. En los esquistos es visible, desde el contacto con la pegmatita y hacia las rocas inalteradas, un pronunciado desarrollo de turmalina a expensas de la biotita y la plagioclasa a través de una zona cuyo espesor es de varios centímetros para los casos en que aparece mejor desarrollada. Dichas zonas de alteración tienen lugar por reacciones minerales resultado de la movili-

zación e introducción en los esquistos, a lo largo de distancias modestas, de ciertos elementos, y están evidentemente inducidas por el emplazamiento de las pegmatitas y las condiciones ambientales.

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

Estructuralmente se trata de rocas deformadas de fábrica planas y plano-linear, definida por la orientación del agregado mineral, coincidente con la foliación principal de los metasedimentos encajantes (S_2). Aunque también se han encontrado diques orientados según los planos estructurales de F_3 , 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 accesorios aparecen biotita, andalucita (que puede aparecer formando cristales de tamaños centimétricos), sillimanita, turmalina (en algunas rocas puede ser esencial) y granate (muy ocasionalmente).

3.2.3. Diques porfídicos ácidos (2)

Afloran en el sector NE de la Hoja, entre Iruelos, Berganciano, Gejo y Villaseco de los Reyes. Constituyen diques de gran continuidad espacial y potencias entre 10 m y 20 m (es posible que haya diques con potencias menores), con direcciones entre N70°E y E-O y subverticales, que dan un ligero relieve diferencial con respecto a las rocas en las que encajan, granitos "facies tipo Villar de Peralonso" y Granito de Grandes. Por esta razón no se pueden conocer con certeza sus relaciones temporales con el macizo tardío de Brincones, con el que se supone están relacionados. Sólo están cortados por los diques de cuarzo. MARTÍNEZ FERNÁNDEZ (1974b) los engloba en el "Grupo IV: Pórfidos graníticos calcoalcalinos intrusivos en granitos del Grupo II".

Son rocas de color gris claro (en zonas alteradas dan tonos marrón oscuro). A escala del afloramiento puede comprobarse que presentan un zonado textural muy común en este tipo de diques: partes centrales con texturas porfídicas (fenocristales de cuarzo de 1/2 cm con morfología bipiramidal y golfos de corrosión, de feldespato potásico idiomorfo de 1 cm, y otros de menor tamaño de plagioclasa y biotita) y con una matriz de tamaño de grano muy fino; y márgenes con los mismos fenocristales pero con una matriz afanítica. Este zonado textural es consecuencia de la diferente velocidad de enfriamiento entre los márgenes y el centro de los diques.

En ningún momento los fenocristales de feldespato potásico incluyen a la matriz, sino que pueden llegar a estar corroídos por ella, por lo que hay que considerar que dichos cristales son relativamente precoces en la secuencia de cristalización de estas rocas.

3.3. METAMORFISMO

Las rocas preordóvicas que afloran en esta Hoja fueron afectadas por un metamorfismo regional sincrónico con el desarrollo orogénico hercínico. Al igual que en las Hojas adyacentes (Lumbrales, Villavieja de Yeltes, Vilvestre y Aldeadávila), se reconoce una zonación metamórfica que comprende, en este caso, la mesozona en el sector suroccidental de los afloramientos metamórficos, y la catazona en el sector nororiental. Esta zonación corresponde al segmento progrado de la trayectoria P-T y es reconocible por medio de relictos ya que, a continuación, toda la zona sufrió una retrogradación a la facies de los esquistos verdes, determinando las paragénesis minerales que ahora se observan en las rocas.

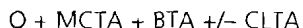
Las rocas metamórficas más abundantes de esta Hoja son los metasedimentos que tienen composiciones semipelíticas y psamíticas, con intercalaciones escasas de rocas calcosilicatadas. El otro litotipo está formado por gneises glandulares de composición félsica descritos en el capítulo de Estratigrafía, que sufren transformaciones, en la parte de alto grado, a granitoides diatexiticos.

3.3.1. Metasedimentos pelítico-psamíticos de la zona de la biotita

Estas rocas afloran muy escasamente en esta Hoja, limitadas al contacto norte del Macizo de Picones, fundamentalmente al Oeste de Guadramiro.

Son pizarras, filitas y areniscas de grano fino en general, que están afectadas casi únicamente por la primera fase de deformación por lo que tienen una esquistosidad primaria que oscila entre un “slaty cleavage” en los términos más pelíticos y un cleavage muy grosero en los más arenosos. En algunas muestras esta esquistosidad S_1 puede encontrarse rejugada por zonas de cizalla tardías o, en las inmediaciones del contacto con el granito, recrystalizada.

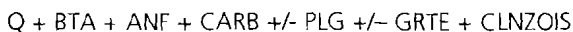
Las rocas pelíticas presentan una asociación mineral compuesta por:



Las rocas psamíticas:



Y las rocas calcosilicatadas:



Como accesorios frecuentes en las rocas pelíticas y psamíticas se encuentran circón, apatito, turmalina y opacos generalmente abundantes.

Las texturas varían desde lepidoblásticas de grano fino y muy fino hasta granolepidoblásticas. En las inmediaciones del granito, las rocas muestran un cierto grado de recrystalización y presentan texturas granoblásticas de grano fino y medio.

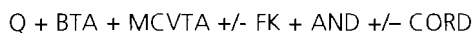
En general, la esquistosidad S_1 está definida por lepidoblastos de grano fino o muy fino de biotita, moscovita y clorita; el cuarzo puede mostrar un alargamiento dimensional según la esquistosidad, pero lo más frecuente es que no lo haga y se encuentre como pequeños clastos con extinción ondulante rodeados por la esquistosidad y, cuando son algo mayores, con desarrollo de sombras de presión en las que cristalizan pequeños cristales de cuarzo, moscovita y clorita. En algunos casos se encuentran clastos de biotita rodeados por la esquistosidad. Los feldespatos forman siempre porfiroclastos preesquistosidad excepto en las cercanías del contacto con el granito donde pueden encontrarse venas e impregnaciones de feldespato potásico texturalmente posteriores a S_1 .

3.3.2. Metasedimentos de la zona de la andalucita

Las rocas pertenecientes a esta zona metamórfica se encuentran en una banda de unos 3,5 Km de espesor situada al norte de la zona descrita en el capítulo anterior y que se encuentra doblada por el pliegue de Vitigudino.

Los tipos litológicos principales son esquistos semipelíticos, metapsamitas feldespáticas y algunos niveles de cuarcitas y rocas calcosilicatadas. Son rocas de cristalinidad media y alta cuando no están afectados por deformaciones tardías. La estructura principal de las rocas es la esquistosidad S_2 que en la zona sur, la más externa, se muestra como una esquistosidad de crenulación muy intensa, mientras que hacia el norte se transforma rápidamente en un microbandeado tectónico formado por la alternancia de niveles milimétricos más y menos ricos en cuarzo y micas respectivamente en los que a menudo resulta difícil reconocer el carácter secundario de la foliación.

La asociación mineral en las rocas semipelíticas es



En las rocas psamíticas



Y en las rocas calcosilicatadas



Cuando las rocas no están afectadas por deformaciones post- D_2 las texturas son siempre granolepidoblásticas bandeadas y, frecuentemente, también porfiroclásticas. La foliación S_2 está definida por lepidoblastos de biotita y moscovita y por el alargamiento de agregados de cuarzo o cuarzofeldespáticos así como por las sombras de presión de los porfiroclastos, en las que cristalizan pequeños cristales de cuarzo y moscovita. La matriz de la roca está formada por un agregado granoblástico subequidimensional en mosaico de cuarzo, feldespatos, biotita y cordierita.

Como porfiroclastos rodeados por la foliación aparecen biotitas, muchas veces en forma de pez, feldespatos, andalucitas y cordieritas, aunque estas dos últimas muestran relaciones complejas con la foliación. La andalucita suele tener inclusiones abundantes de cuarzo y opacos con una disposición orientada, marcando una S_{int} que puede estar más o menos girada respecto a la S_{ext} y en continuidad o no con ella y además se encuentra siempre rodeada por la foliación desarrollándose frecuentemente sombras de presión; por último en otros casos se encuentra como fenoblastos alargados según la foliación. La cordierita está siempre pseudomorfizada por agregados moscovítico-biotíticos o cloríticos, o bien sericitizada y pinnitizada por lo que sus relaciones con la foliación son oscuras, pero algunos fenoblastos subidiomorfos muestran un alargamiento claro según la foliación y no están rodeados por ella por lo que pueden considerarse sincinemáticos.

Texturalmente pueden considerarse otros episodios de blastesis posterior. En algunos casos se reconoce una fuerte recrystalización post- S_2 con aumento de tamaño de grano, desarrollo de texturas en mosaico y decusadas, crecimiento de moscovitas y biotitas desordenadas y, probablemente, transformación de la cordierita en agregados micáceos de grano grueso. En las zonas de charnela de los escasos pliegues D_3 reconocidos se aprecia el microplegamiento de las micas, que frecuentemente llegan a poligonizar, el desarrollo de fuertes texturas de deformación intracristalina en el cuarzo, caracterizadas por una fuerte extinción ondulante, subgranos y bordes indentados debidos a procesos de migración de bordes de grano, y en los feldespatos que muestran extinción ondulante, flexiones de las líneas de macla y subgranos. Por último, en las zonas de cizallas tardías y en las charnelas de los pliegues D_4 se produce una retrogradación importante de la roca con cloritización de biotita, sericitización de andalucita y feldespatos y pinnitización de cordierita.

3.3.3. Metasedimentos de la zona de la sillimanita

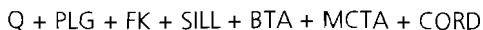
Esta zona, caracterizada por asociaciones minerales con sillimanita y moscovita paragenéticas, se sitúa al norte de la anterior y tiene un espesor de unos 2,5 Km., pero también aparece, como consecuencia de un sinforme de tercera fase, en el área entre Sanchón de la Ribera y Carrasco. En su extremo suroccidental, al igual que la zona de la andalucita, también se encuentra doblada por el pliegue de Vitigudino.

Las rocas analizadas en esta zona tienen composiciones semipelíticas y psamíticas cuarzofeldespáticas y tienen siempre una foliación S_2 muy penetrativa, a menudo acompañada por una fuerte lineación de estiramiento L_2 .

Las asociaciones minerales en las rocas semipelíticas son:



En las rocas psamíticas cuarzofeldespáticas:



Las texturas son granolepidoblasticas bandeadas, con grado de cristalinidad elevado. La foliación está definida por lepidoblastos de biotita y moscovita y por madejas de fibrolita que suelen agruparse en agregados en forma de nódulos con apariencia de pseudomorfo de un mineral previo. La matriz de cuarzo o cuarzofeldespática es granoblastica elongada, con abundantes ribbons o "platten" de cuarzo, y los feldespatos también con orientación dimensional preferente según la foliación. La biotita, moscovita, sillimanita y cordierita son, en parte, sincinemáticas con la foliación S_2 ; algunas biotitas, cordieritas y sillimanitas son pre- o sincinemáticas precoces con respecto a la foliación.

Localmente se reconocen episodios posteriores de blastesis. En las inmediaciones de los granitos puede reconocerse una recristalización estática post- S_2 acompañada por la neoformación de andalucita y, en algún caso, sillimanita prismática, así como recristalización de la biotita y moscovita previas en agregados decusados o en cristales desorientados. La retrogradación de cordierita a agregados micáceos de grano grueso puede relacionarse también con esta etapa. En las zonas de charnela de pliegues D_3 se produce poligonización de las micas dobladas y texturas de deformación intracristalina en cuarzo y feldespatos, tales como extinción ondulante, flexión de líneas de macla, bordes de grano indentados, formación de subgranos y neoformación de pequeños cristales libres de extinción ondulante, preferentemente en los bordes de los granos grandes. Por último, en las zonas de cizalla tardías se produce una intensa filonitización de las rocas, acompañada por la retrogradación de las asociaciones minerales a otras propias de la facies de los esquistos verdes; la biotita se cloritiza y los feldespatos, sillimanitas y cordieritas se sericitizan.

3.3.4. Metasedimentos y ortogneises de la zona migmatítica

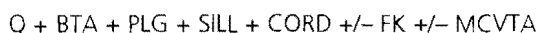
Al norte de la zona anterior se encuentra un área en la que las rocas muestran signos evidentes de migmatización, muy importantes en los ortogneises glandulares y menos desarrollados en las rocas metasedimentarias. En estas rocas metasedimentarias se producen segregaciones de bandas milimétricas o centimétricas leucosomáticas paralelas a la foliación y que, en algún caso, pueden estar plegadas por ella. En los gneises la migmatización es casi nebulítica, pero sincinemática con D_2 , de tal manera que las rocas conservan siempre la foliación y se clasifican como metatexitas o diatexitas (BROWN, 1973).

Ambos tipos de rocas tienen una fábrica muy penetrativa que corresponde a S_2 , pocas veces va acompañada por una lineación de estiramiento L_2 . Esta foliación, sobre todo en el área de Las Uces, puede encontrarse suavemente doblada por pliegues D_3 , así como las segregaciones leucosomáticas paralelas a la foliación.

Las asociaciones minerales en los ortogneises y rocas metasedimentarias psamíticas son:



En las rocas metasedimentarias pelíticas o semipelíticas:



En las rocas metasedimentarias pelíticas o semipelíticas los diferenciados leucosomáticos están compuestos por cuarzo, plagioclasa, biotita y cordierita; el feldespato potásico suele estar ausente o aparecer en cantidades accesorias y la sillimanita fibrolítica puede encontrarse como accesorio. Los mesosomas están formados por cuarzo, biotita, cordierita y sillimanita, con pequeñas cantidades de plagioclasa. Los melanosomas restíticos forman un agregado con morfología de schlieren, compuesto por biotita, sillimanita y, en ocasiones, cordierita. En general, toda la roca ha sufrido una intensa moscovitización, claramente posterior a la foliación, que afecta fundamentalmente a la biotita y la sillimanita y que, aparentemente, está acompañada de una retrogradación parcial o total de la cordierita a agregados de moscovita y biotita verdosa de grano grueso, esta retrogradación a condiciones inferiores al punto de fusión, es anterior al plegamiento D_3 , que afecta también a las moscovitas.

Los ortogneises y las metapsamitas feldespáticas, desde el punto de vista petrográfico, son granitoides cargados de restitas biotítico - sillimaníticas, es decir, diatexitas o metatexitas. Al igual que las rocas de composición pelítica, sufrieron con posterioridad a la segunda fase de deformación una fuerte retrogradación en condiciones de moscovita estable. En los ortogneises las glándulas conservan la individualidad, si bien están transformadas en un agregado cuarzofeldespático.

Las texturas son blastogranudas de grano medio o grueso en los ortogneises o granolepidoblásticas, también de grano medio o grueso, en los metasedimentos migmatíticos. La foliación está definida por lepidoblastos de biotita o por los agregados biotítico - sillimaníticos y también, en algunos casos, por la orientación preferente de microfenocristales de feldespatos. La cordierita es frecuentemente idiomorfa, sin relaciones claras con la foliación. La sillimanita puede estar orientada según la foliación, o aparecer blindada en plagioclasa. La biotita puede aparecer en agregados decusados o en cristales recrecidos postfoliación. La moscovita es siempre posterior a la foliación, normalmente en cristales poiquiloblásticos de gran tamaño y desorientados.

Al igual que en las zonas de menor grado metamórfico, se reconocen transformaciones estructurales, texturales y mineralógicas relacionadas con episodios tardíos. Aparte de la retrogradación, marcada fundamentalmente por la moscovitización, post- D_2 y pre- D_3 , se encuentra una etapa de blastesis relacionada con las crenulaciones D_3 en la que se produce la poligonización en las zonas de charnela de la biotita y moscovita y la recristalización parcial de cuarzo y feldespatos. En las zonas de cizalla tardías y en las charnelas de los pliegues D_4 se observa siempre una retrogradación importante que produce una intensa cloritización de biotita y una sericitización de sillimanita, feldespatos y cordierita.

3.3.5. Evolución del metamorfismo

La existencia de andalucita y cordierita en asociaciones minerales progradadas junto a la presencia de series de facies andalucita-sillimanita en el metamorfismo regional, establece que el metamorfismo en el área estudiada es del tipo de baja presión (VALLANCE, 1967; MIYASHIRO, 1973). Típico de este estilo de metamorfismo es la presencia de estrechas zonas meta-

mórficas y grandes volúmenes de granitos, hacia cuyos contactos suele aumentar el gradiente de campo muy rápidamente.

La modelización térmica ha demostrado que un metamorfismo progrado de andalucita a sillimanita no puede ser producido a través de un proceso orogénico simple de engrosamiento cortical seguido de una relajación controlada por erosión (ENGLAND y THOMPSON, 1984; THOMPSON y ENGLAND, 1984). Para explicar las altas temperaturas alcanzadas en niveles verticales altos, como los de la zona estudiada, durante la evolución tectonotermal hercínica, son necesarios o datos en los perímetros de estudio inusualmente altos o modelos termales con dos o más estadios (THOMPSON y RIDLEY, 1987).

Fundamentalmente, dos tipos de modelos explican hoy el metamorfismo con desarrollo de facies de bajas presiones (relaciones T/P): los relacionados con extensión cortical (WICKHAM y OXBURGH, 1985) y los relacionados con calentamiento magmático (LUX *et al.*, 1986; DE YOREO *et al.*, 1989). Sin embargo, ambos procesos pueden estar relacionados en el tiempo y en el espacio y, como sugieren THOMPSON y RIDLEY (1987), las causas de los altos gradientes geotérmicos primarios mas bien parece ser la extensión que la inyección magmática.

Aunque un transporte de calor adventivo por ascenso de magmas o fluidos puede haber contribuido al aumento de la temperatura en niveles corticales someros, en los que las isogradas se disponen frecuentemente concéntricas a los límites de los granitoides; en los niveles profundos, como en el núcleo anatéctico del Domo del Tormes (Hoja de Fermoselle), las migmatitas parecen haberse formado "in situ" y los plutones graníticos que allí afloran como grandes masas son claramente intrusivos y no son, por lo tanto, agentes de transporte de calor durante el metamorfismo.

Por otra parte, los datos estructurales a todas las escalas y petrológicos, indican un aumento de la temperatura, más o menos isobárica, contemporánea a un proceso tectónico de extensión cortical y a su vez posterior a un previo engrosamiento cortical. Dicho calentamiento y los altos gradientes térmicos, son consistentes con modelos de colapso extensional con adelgazamiento cortical de una corteza previamente engrosada, en los que el metamorfismo en la corteza media y superior tiene lugar durante la extensión de la inferior, originado por el "detachment" de una engrosada capa térmica inferior litosférica (SANDIFORD y POWELL, 1986; ENGLAND y HOUSEMAN, 1988).

Por tanto, nos encontramos en un sector supracortical que alcanzó, al menos, condiciones de biotita durante el engrosamiento producido por la primera fase de deformación hercínica, probablemente bajo un régimen Barroviense de presiones medias; y que durante la segunda fase de deformación, debido a la extensión y acortamiento de la corteza infrayacente, queda encima de niveles profundos con la consiguiente alteración del perfil geotérmico normal. La recuperación sin- a postsegunda fase de deformación del gradiente geotérmico produce un metamorfismo progrado de bajo gradiente P/T, prácticamente isobárico, que desarrolla sucesivamente paragénesis con andalucita y/o cordierita, sillimanita, o incluso la migmatización de los sectores más profundos. La descompresión de la corteza infrayacente, que atraviesa la curva de fusión granítica hacia menores presiones, produce impor-

tantes volúmenes de fundidos anatéticos cuyo ascenso pudo ayudar al incremento regional del gradiente geotérmico.

La evolución posterior, especialmente durante la etapa de cizallamiento dúctil que origina la zona de cizalla de Juzbado-Penalva do Castelo, se produce un metamorfismo retrógrado que lleva a las rocas a condiciones de la facies de los esquistos verdes.

3.4. GEOQUÍMICA

3.4.1. **Granito biotítico porfídico (Brincones)**

Se clasifica moralmente en el diagrama QAPF de la figura 1 (STRECKEISEN, 1976), como un monzogranito rico en plagioclasa.

El único análisis disponible en la Hoja de estas rocas corresponde a un granito fuertemente diferenciado (tabla 1). En el diagrama de la figura 2 (BOUSEILY y SOKKARY, 1975), se puede observar cómo este granito queda proyectado en el área de las rocas con dicho grado de diferenciación, debido al alto porcentaje en Rb que presentan. La relación Or/Ab es menor que 1 y el contenido en cuarzo normativo es elevado. Este granito peralumínico presenta, sin embargo, un contenido moderadamente bajo en corindón normativo, lo que es consistente con su carácter predominantemente biotítico.

Atendiendo a la clasificación de MARTÍNEZ FERNÁNDEZ (1974b), el granito de Brincones pertenece al Grupo III de granitos monzoníticos tardíos. Lo que significa en cuanto a su interpretación tectónica, que dicho granito fue en el proceso de intrusión uno de los últimos en emplazarse. De hecho, la orientación que presentan los fenocristales de feldespato potásico N-S a N20°E coincide con la dirección de la cuarta fase de deformación hercínica. De esta forma el granito de Brincones se clasifica dentro de los grupos establecidos por PEARCE *et al.*, (1984), proyectados en la figura 3, como un granitoide de tipo sincolisional tardicinemático.

3.4.2. **Granito/granodiorita biotítico porfídica de grano medio (Cabeza de Caballo-Valderrodrigo)**

La única muestra analizada de estas rocas responde a un granitoide escasamente diferenciado (tabla 1), con bajos porcentajes de cuarzo normativo, relación Or/Ab > 1 y porcentajes relativamente importantes de anortita e hiperstena normativas. El contenido en corindón normativo (2,15%) se sitúa en el límite entre lo que correspondería a un granito biotítico o a un granito de dos micas. En el diagrama QAPF de la figura 1 esta muestra se proyecta en el campo de los monzogranitos, pero atendiendo a su bajo contenido en cuarzo se puede clasificar como una cuarzomonzonita.

Esta muestra pertenece a una zona en la que el granito aparece asociado a un conjunto de rocas básicas configurando una zona de mezcla magmática en la que pueden reconocerse

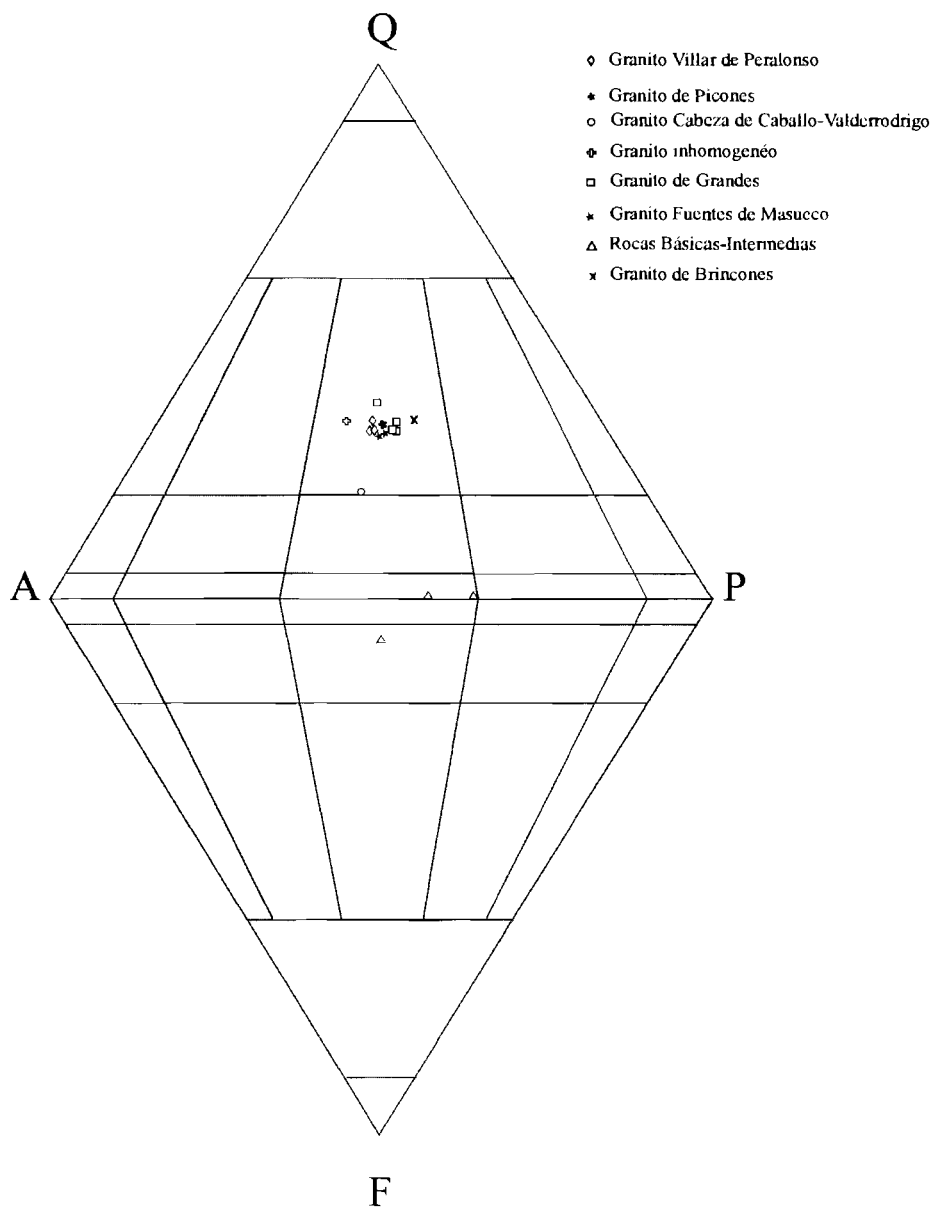


Fig. 1. Diagrama QAPF (STRECKEISEN, 1976)

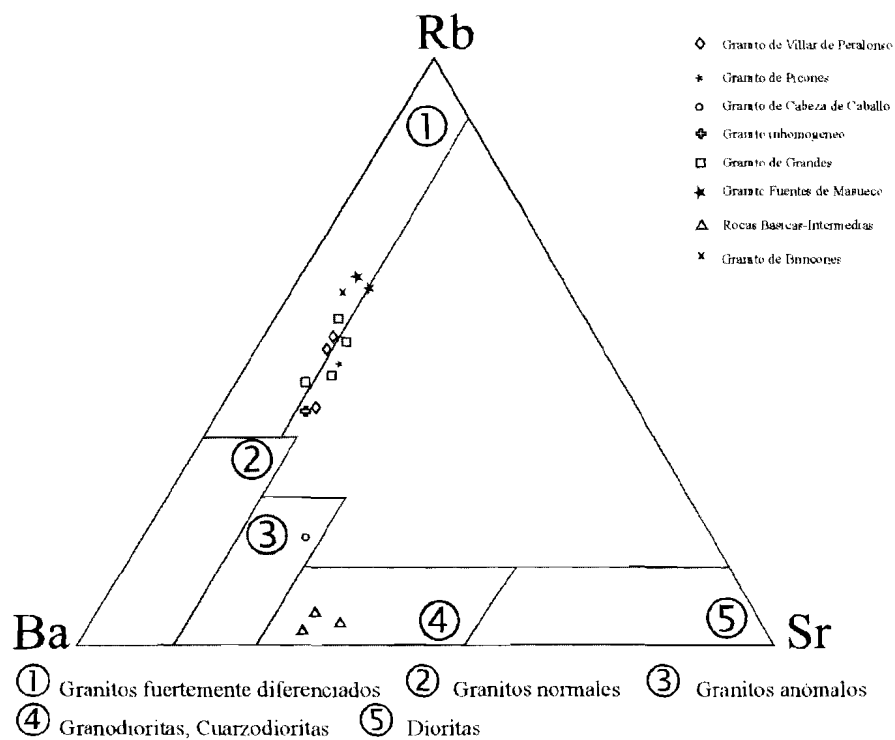


Fig. 2. Diagrama Rb-Ba-Sr (BOUSEILY y SOKKARY, 1975)

una gran cantidad de enclaves de carácter básico. Esta heterogeneidad composicional queda marcada en el diagrama de la figura 2 (BOUSELY y SOKKARY, 1975) al quedar proyectada la muestra en el campo de los granitos anómalos. La alta densidad de enclaves máficos produce un aumento en el contenido de minerales de temprana cristalización produciendo de esta forma un incremento en el porcentaje de Ba respecto al de Rb.

En cuanto a su interpretación tectónica desde el punto de vista geoquímico, se trata de un granito afectado por la deformación hercínica, pero anterior al granito de Brincones. El granito de Cabeza Caballo-Valderrodrigo pertenece al grupo de granitoides sincinemáticos y se clasifica como de tipo colisional sinfase 3 (PEARCE *et al.*, 1984, Fig. 3).

3.4.3. Granito de dos micas de grano medio (Fuentes de Masueco)

Se trata de granitos fuertemente diferenciados (tabla 1), aunque sus contenidos normativos en cuarzo son sólo moderadamente altos y las relaciones Or/Ab son >1 . Los contenidos en anortita e hiperstena normativas son bajos y el corindón, elevado, corresponde efectivamente a una roca con moscovita abundante. Se clasifica modalmente como un monzogranito, al igual que gran parte de los granitos de esta Hoja.

En el diagrama Rb-Ba-Sr de la figura 2 se proyecta en el campo de los granitos fuertemente diferenciados tal y como sus composiciones normativas lo indicaban.

Desde el punto de vista estructural, se trata de un granito de tipo sincolisional (Fig. 3) como los anteriormente descritos, en el que se puede reconocer una foliación dominante marcada principalmente por la orientación de biotitas y schlieren.

3.4.4. Granito "ala de mosca" (Granito de Grandes)

Son en general rocas fuertemente diferenciadas (tabla 1), con elevados valores normativos de cuarzo, relaciones Or/Ab de $> a < 1$, bajos contenidos en anortita, hiperstena e ilmenita normativas y corindón normativo que en la mayoría de los análisis corresponde a rocas con moscovita. Este grado de diferenciación también queda definido en el diagrama de la figura 2, Rb-Ba-Sr.

Pertenecen al Grupo II, establecido por MARTÍNEZ FERNÁNDEZ (1974b) de granitos de tendencia alcalina, generalmente de dos micas, y relacionados con diatexitas y con el metamorfismo regional. Se consideran además granitos sintectónicos con la fase 3 de la orogénesis hercínica, y por lo tanto de tipo colisional tal y como puede observarse en el diagrama de la figura 3 (PEARCE *et al.*, 1984).

3.4.5. Granito inhomogéneo microporfídico de grano medio

La muestra analizada corresponde a un granito relativamente diferenciado (tabla 1). Su composición normativa es muy semejante a la de otros granitos de dos micas de la Hoja, si bien

destaca la elevada relación Or/Ab que presenta, relacionable con bajos contenidos modales de plagioclasa ácida. Es un granito de características muy similares a las de otros granitos descritos en este apartado como por ejemplo el de Grandes o Villar de Peralonso, con los que parece guardar una relación genética.

TABLA 1

Nº	9151	9144	9145	9146	9136	9156	9155	9153	9152	9143	9141	9142	9148	9154	9150	9149
SiO ₂	74,00	67,3	72,21	70,76	73,06	72,4	71,86	73,02	70,98	52,03	54,15	57,3	72,6	70,7	72,24	72,31
TiO ₂	0,19	0,34	0,21	0,29	0,14	0,21	0,21	0,13	0,29	0,63	0,79	0,64	0,15	0,33	0,18	0,17
Al ₂ O ₃	13,44	16,2	14,53	15,06	14,53	13,9	14,44	14,61	14,99	15,28	18,07	17,8	14,4	15,1	14,70	14,81
Fe ₂ O ₃	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
FeO	1,56	2,30	1,51	1,73	1,33	2,07	1,43	1,10	1,84	5,86	6,71	5,04	1,05	1,92	1,99	1,40
MnO	0,06	0,03	0,02	0,02	0,02	0,05	0,02	0,02	0,02	0,11	0,13	0,09	0,01	0,02	0,01	0,02
MgO	0,35	1,09	0,36	0,00	0,22	0,46	0,55	0,33	0,61	7,95	3,61	3,21	0,00	0,59	0,37	0,41
CaO	0,72	1,39	0,55	0,64	0,64	0,72	0,87	0,65	0,79	7,11	5,57	4,58	0,58	0,83	0,68	0,64
Na ₂ O	3,88	3,28	3,49	3,53	3,19	3,54	3,44	3,73	2,79	2,86	3,61	3,53	3,76	3,23	3,54	3,48
K ₂ O	4,48	6,40	5,47	5,37	4,98	5,02	5,19	4,93	5,84	5,18	4,69	5,88	5,23	5,29	5,25	5,10
P ₂ O ₅	0,14	0,30	0,33	0,37	0,38	0,15	0,29	0,29	0,36	0,65	0,85	0,41	0,31	0,35	0,40	0,38
H ₂ O	0,87	0,80	1,08	1,28	1,26	1,09	1,24	0,92	1,10	1,50	0,85	0,81	1,25	1,10	1,20	1,05
Total	99,69	99,5	99,76	99,05	99,75	99,6	99,54	99,73	99,61	99,16	99,03	99,3	99,4	99,5	99,86	99,77
Q	31,40	18,3	29,07	28,10	33,79	29,2	29,06	30,55	29,47	0,00	0,00	0,00	29,5	28,6	29,72	30,58
Or	26,48	37,8	32,33	31,74	29,43	29,6	30,67	29,14	34,51	30,61	27,72	34,7	30,9	31,2	31,03	30,14
Ab	32,83	27,7	29,53	29,87	26,99	29,9	29,11	31,56	23,61	15,18	30,55	29,8	31,8	27,3	29,96	29,45
An	2,66	4,94	0,57	0,76	0,69	2,59	2,42	1,33	1,57	13,56	19,25	15,4	0,85	1,83	0,76	0,69
Ne	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	4,89	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Di	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	14,15	2,36	3,82	0,00	0,00	0,00	0,00
Hy	3,53	6,43	3,36	2,74	2,80	4,69	3,69	2,66	4,46	0,00	2,74	7,01	1,70	4,49	3,01	3,35
Ol	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	16,57	12,09	5,50	0,00	0,00	0,00	0,00
Il	0,36	0,65	0,40	0,55	0,27	0,40	0,40	0,25	0,55	1,20	1,50	1,22	0,28	0,63	0,34	0,32
Ap	0,32	0,70	0,76	0,86	0,88	0,85	0,67	0,67	0,83	1,51	1,97	0,95	0,72	0,81	0,93	0,88
C	1,23	2,15	2,66	3,16	3,64	1,71	2,28	2,65	3,50	0,00	0,00	0,00	2,28	3,46	2,91	3,31
ID/TT	90,71	83,9	90,93	89,71	90,22	88,8	88,85	91,25	87,60	50,68	58,26	64,6	92,3	87,2	90,70	90,16
FEMG	0,70	0,51	0,67	1,00	0,76	0,70	0,56	0,63	0,60	0,28	0,49	0,44	1,00	0,61	0,63	0,63
A	81,40	74,0	82,73	83,73	84,05	77,1	81,34	85,83	77,89	36,80	44,58	53,2	89,5	77,2	84,11	82,58
F	15,19	17,6	13,94	16,27	13,68	18,6	13,48	10,90	16,61	26,82	36,04	28,5	10,4	17,4	12,34	13,47
M	3,41	8,34	3,32	0,00	2,26	4,15	5,18	3,27	5,51	36,38	19,39	18,1	0,00	5,35	3,54	3,95

- Granito biotítico porfídico (Brincones), facies grano fino: 9151.
- Granito/Granodiorita biotítica porfídica de grano medio (Cabeza Caballo-Valderodrigo), zona rica en enclaves básicos: 9144.
- Granito de dos micas, grano medio (Fuentes de Masueco): 9145, 9146.
- Granito "Ala de Mosca" (Granito de Grandes): 9136, 9156, 9155, 9153.
- Granito inhomogéneo microporfídico de grano medio: 9152.
- Rocas básicas: 9143, 9141, 9142.
- Granito de dos micas, localmente porfídico y grano medio (Villar de Peralonso): 9154, 9150, 9149.
- Granito de dos micas, grano medio-grueso (Picones): 9148.

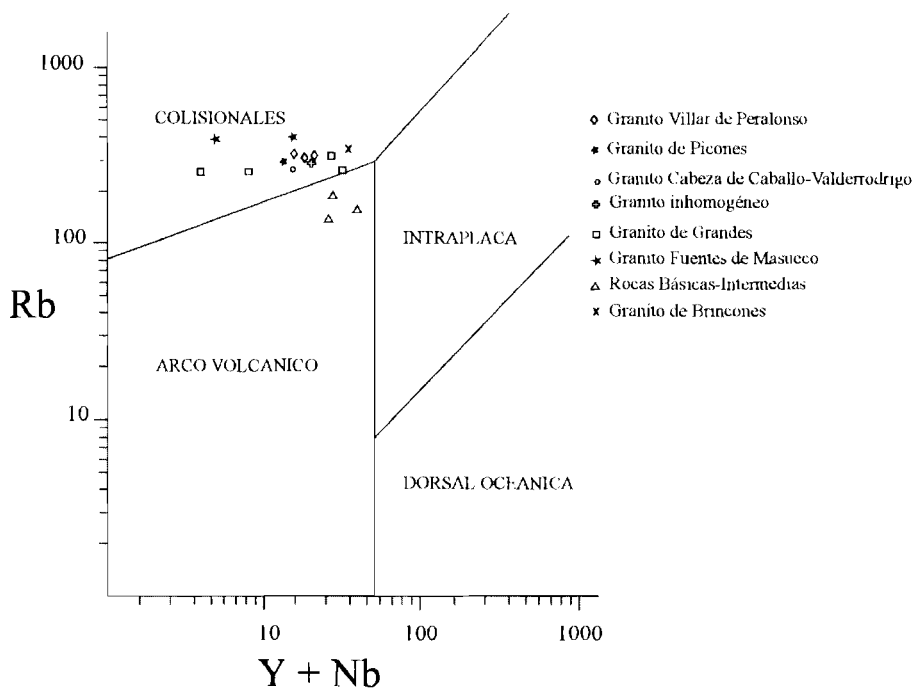


Fig. 3. Diagrama de interpretación tectónica (PEARCE et al., 1984)

3.4.6. Rocas básicas

Se trata de rocas metaluminicas, poco diferenciadas (tabla 1), de subsaturadas a saturadas en sílice, con olivino, diópsido y en ocasiones nefelina normativa. Las relaciones Or/Ab van de > 1 a < 1. Los porcentajes de anortita, ilmenita y apatito normativos son elevados.

Estas rocas pueden clasificarse según el diagrama QAPF (Fig 1), como monzonitas. Una de las muestras aparece proyectada en el campo de las monzonitas con feldespatoides por la presencia de nefelina normativa pero petrológicamente este mineral no ha sido reconocido, y por lo tanto todas las muestras pueden clasificarse como monzonitas.

Tal y como indica el diagrama de la figura 2, se trata de rocas poco diferenciadas con muy bajos contenidos en Rb (tabla 2). El alto contenido en minerales máficos (anfíbol, biotita) hace que queden proyectadas en el campo 4 de rocas con un grado de diferenciación muy bajo de tipo granodiorítico o cuarzodiorítico. Aparecen íntimamente relacionadas con el granito de Valderodrigo y existen evidencias para concluir que dichas rocas han sufrido un proceso de hibridación y “mingling” con este granito confiriéndoles de esta forma un cierto carácter anómalo.

TABLA 2

Nº	9151	9144	9145	9146	9136	1956	9155	9153	9152	9143	9141	9142	9148	9154	9150	9149
Li	158	113	128	107	105	64	74	54	73	103	183	118	59	95	109	84
Rb	343	267	397	404	316	265	257	261	291	146	160	192	288	324	307	300
Be	7	7	4	4	5	5	3	5	4	7	7	8	9	6	6	4
Sr	37	330	51	65	48	54	68	56	86	1443	1853	911	75	108	57	58
Ba	180	853	187	272	205	273	232	184	350	2551	4127	1859	240	384	240	211
Y	11	5	5	5	13	16	4	3	7	15	25	15	3	5	6	5
Zr	123	166	128	160	89	151	112	78	140	227	201	199	89	156	104	97
Nb	24	11	0	11	15	16	0	5	14	11	15	13	11	11	15	14
Sn	19	0	0	0	0	0	0	10	0	0	0	0	0	0	10	0
Pb	23	74	32	36	38	36	32	30	36	89	87	95	49	36	35	54
V	8	29	6	11	6	7	8	4	13	125	153	106	3	17	4	5
Cr	3	15	3	4	42	1	3	1	6	114	11	4	1	6	1	1
Co	1	0	0	0	4	1	1	0	0	0	22	16	0	0	0	0
Ni	0	0	0	0	4	11	4	0	0	26	40	17	0	0	0	0
Cu	4	12	0	0	4	11	4	0	0	26	40	17	0	0	0	0
Zn	72	74	105	117	242	80	63	54	97	58	106	78	82	80	93	84
B	12	22	8	8	13	12	5	14	9	16	14	30	11	9	13	9
F	1230	1004	807	170	87	774	807	643	922	1532	2185	1431	708	971	938	741

- Granito biotítico porfídico (Brincones), facies grano fino: 9151.
- Granito/Granodiorita biotítica porfídica de grano medio (Cabeza Caballo-Valderodrigo), zona rica en enclaves básicos: 9144.
- Granito de dos micas, grano medio (Fuentes de Masueco): 9145, 9146
- Granito “Ala de Mosca” (Granito de Grandes): 9136, 9156, 9155, 9153.
- Granito inhomogéneo microporfídico de grano medio: 9152.
- Rocas básicas: 9143, 9141, 9142
- Granito de dos micas, localmente porfídico y grano medio (Villar de Peralonso) 9154, 9150, 9149
- Granito de dos micas, grano medio-grueso (Picones). 9148.

La textura actual que presentan estas rocas parece producto de procesos de recrystalización que obliteran lo que parece una foliación previa. De acuerdo a este aspecto se las considera rocas colisionales anteriores al granito de Valderrodrigo, el cual las intruye, afectadas por las etapas deformacionales hercínicas. Su composición mineralógica de carácter más básico que el resto de granitos cartografiados en la Hoja, hace que dichas rocas se proyecten en el campo de los granitos de arco volcánico aunque no sea éste su auténtico origen. El cambio en la mineralogía de estas rocas respecto al resto no ha sido aún explicado, aunque es posible que su origen esté relacionado con la fusión parcial de una corteza inferior en etapas de relajación termal que siguen a los estados de colisión.

3.4.7 Granito de dos micas, grano medio-grueso (Picones)

La muestra analizada de este macizo corresponde a un monzogranito (Fig. 1), muy fuertemente diferenciado (tabla 1) en el que destaca su relación $Or/Ab < 1$, bajos contenidos normativos de anortita, hiperstena e ilmenita y elevado corindón normativo.

Como puede observarse en la Fig. 2 (BOUSEILY y SOKKARY, 1975) este granito se encuentra en la trayectoria de diferenciación definida por el resto de granitos fuertemente diferenciados de esta Hoja.

La presencia de una foliación definida por la orientación de biotitas según una dirección E-O a N100(E) y la proyección en el diagrama de PEARCE *et al.* (1984) de la figura 3 hacen clasificarlo como un granito de tipo colisional.

3.4.8 Granito de dos micas, localmente porfídico y grano medio (Villar de Peralonso)

Se trata de granitos de moderada a fuertemente diferenciados (tabla 1), con valores importantes de cuarzo normativo, relaciones $Or/Ab > 1$, bajos contenidos normativos en anortita, hiperstena e ilmenita, apatito normativo relativamente alto en comparación con otros granitos de la Hoja y elevados porcentajes de corindón normativo. Los contenidos en Rb, Ba y Sr le clasifican de acuerdo a lo anteriormente descrito como un granito fuertemente diferenciado (Fig. 2).

Son clasificados según MARTÍNEZ FERNÁNDEZ (1974b) como pertenecientes al Grupo II: leucogranitos de dos micas en macizos alóctonos o intrusivos en diques dentro de los granitos anteriores y sintectónicos con la fase 3 de la orogénia hercínica y colisionales según PEARCE *et al.*, (1984).

4. TECTÓNICA

4.1. INTRODUCCIÓN

Todas las rocas aflorantes en esta Hoja, a excepción de las cuaternarias, han sufrido en menor o mayor grado deformaciones de origen tectónico. Las rocas metamórficas e ígneas hercínicas fueron afectadas por una importante y compleja secuencia de fases de deforma-

ción, mientras que la cobertera terciaria se encuentra fracturada y basculada por accidentes desarrollados durante la Orogenía Alpina.

Por otra parte, a escala regional, numerosos autores han reconocido una deformación pre-hercínica, denominada fase Sárdica, de edad Cámbrico Superior (LOTZE, 1945; OEN ING SOEN, 1970; RIBEIRO, 1974; MACAYA, 1980; DÍEZ BALDA, 1982), puesta de manifiesto por una discordancia angular en la base del Ordovícico, o por la diferente inclinación que muestra la lineación de intersección entre la estratificación y la primera esquistosidad hercínica a ambos lados de la discordancia. En esta Hoja la probable existencia de esta deformación pre-hercínica, al producirse sin esquistosidad ni metamorfismo, no reviste suficiente entidad como para condicionar de manera importante el resultado que imprime la orogenía Hercínica.

4.2. DEFORMACIÓN HERCÍNICA

La Orogenía Hercínica es la principal causante de la mayoría de los eventos tectónicos reconocibles en esta Hoja. De acuerdo con numerosos autores que han trabajado en el Macizo Hespérico (RIBEIRO, 1974; MARCOS, 1973; MARTÍNEZ CATALÁN, 1981; DÍEZ BALDA, 1986; etc) la orogenía se resuelve en tres fases de deformación principales, seguidas de otras de menor entidad. La primera fase (D_1) produce pliegues sinesisquitosos de dirección NO-SE subverticales o vergentes al NE, la segunda fase (D_2) zonas de cizalla subhorizontales en los niveles profundos, y la tercera (D_3) pliegues, también de dirección NO-SE, y subverticales o ligeramente vergentes al NE. Además de estas tres fases principales, en esta Hoja se reconocen algunas zonas de cizalla subverticales con salto en dirección, que forman parte del sistema de la cizalla de Juzbado - Penalva (IGLESIAS y RIBEIRO, 1981; VILLAR *et al.*, 1992), y una cuarta fase de deformación, de dirección norteada y escasa entidad, que pliega a las estructuras principales y a las zonas de cizalla. Finalmente existen movimientos tardihercínicos, de carácter frágil, que retocan ligeramente el marco tectónico ya establecido.

4.2.1. Estructura general

La megaestructura de las rocas metamórficas en esta Hoja es muy sencilla. La foliación principal de los metasedimentos y los ortogneises es la S_2 y en toda la mitad sur se mantiene subvertical con dirección NO-SE, mientras que hacia el Norte se mantiene con la misma dirección pero con un buzamiento mucho menor hacia el Sur y además afectada por suaves pliegues subverticales de tercera fase. El esquema sólo se ve retocado ligeramente en el ángulo suroccidental de la Hoja por la presencia de zonas de cizalla, prácticamente paralelas a la foliación S_2 , y por un gran pliegue de cuarta fase, de dirección N25°E, que dobla a la foliación y a las cizallas en el área inmediatamente al noreste de Vitigudino.

4.2.2. Primera fase de deformación

En toda la región, la primera fase de deformación hercínica, produce pliegues de dirección NO-SE que pueden encontrarse subverticales o con una vergencia neta hacia el NE. Estos

pliegues van siempre acompañados de una esquistosidad de plano axial que sigue las mismas direcciones que los pliegues. En la mayor parte de la zona situada al Norte de la cizalla de Juzbado, las estructuras de primera fase están totalmente transpuestas por las deformaciones posteriores y únicamente pueden reconocerse como estructuras relictas dentro de bandeados o esquistosidades de crenulación posteriores. Esto ocurre también en esta Hoja, salvo en una banda de unos 500 m de espesor situada en el contacto norte del granito de Picones, en el área de Guadramiro, donde la esquistosidad principal de las rocas y la única desarrollada es una esquistosidad primaria S_1 . No se han observado pliegues en esta zona.

4.2.3. Segunda fase de deformación

La estructura más evidente producida por esta fase es la foliación principal de la mayoría de las rocas metamórficas que afloran en esta Hoja. Sobre esta foliación S_2 , se desarrolla en algunas litologías favorables, cuarcitas y gneises glandulares, una lineación de estiramiento L_2 . No se han reconocido pliegues mayores generados junto a la foliación principal, pero, como ya se ha indicado, las interdigitaciones que presentan los gneises con los metasedimentos en el área entre Las Uces y Valsalabroso, probablemente se deben a grandes pliegues de esta fase o, al menos, a la suma de las dos primeras fases.

La foliación S_2 se presenta en las litologías esquistosas como una intensa esquistosidad de crenulación en la zona suroccidental, de grado metamórfico bajo y medio, mientras que hacia el norte, pasa a desarrollarse como una intensa foliación, muchas veces marcada por un bandeoado composicional, en la que apenas quedan restos de la esquistosidad anterior. En este caso la foliación está definida por la fuerte orientación de las micas o por la alternancia de bandas milimétricas de composición cuarzofeldespática con otras micáceo - sillimaníticas; en las bandas cuarzofeldespáticas es a veces posible observar arcos poligonales de mica. En los gneises glandulares, ya con un grado metamórfico en la parte alta de la facies de las anfíbolitas y una migmatización generalizada, S_2 se define por un bandeoado gneísico, el alargamiento de las glándulas feldespáticas y de sus sombras de presión y por el desarrollo frecuente de bandas de segregación leucosomática. En las cuarcitas y paragneises cuaríticos la foliación S_2 está definida por una fuerte fábrica plano-lineal muy penetrativa a todas las escalas. Esta foliación sigue una dirección bastante constante NO-SE, que en la parte sur se pone norteadada por efecto de un gran pliegue de cuarta fase. El buzamiento se mantiene subvertical o muy acusado al sur en toda la mitad meridional, pero en la parte norte, a partir de una línea NO-SE que pasa por Barceíno, disminuye bastante y permanece entre 20° y 50° al Sur.

La lineación L_2 se reconoce como una lineación de estiramiento y muchas veces como la componente lineal de fábricas plano-lineares. En las rocas esquistosas la lineación no se reconoce prácticamente nunca, mientras que es muy evidente en las cuarcitas y paragneises, donde está definida por el alargamiento de los granos de cuarzo y feldespato; en los gneises glandulares, a pesar de que la lineación no es muy intensa, es más fácilmente reconocible por el alargamiento de las sombras de presión de las glándulas feldespáticas. Esta lineación muestra una dirección variable, debido fundamentalmente a las reorienta-

ciones sufridas por los plegamientos posteriores, pero parece seguir una dirección general aproximadamente NO-SE y además siempre muestra inmersiones bajas, entre 20° y 30°, tanto en un sentido como en el otro, esto parece indicar que la lineación se desarrolló subhorizontal.

4.2.4. Tercera fase de deformación

En esta Hoja la tercera fase de deformación se manifiesta muy débilmente, produciendo pliegues suaves y de pequeña escala sobre la foliación S_2 . Además afecta a todos los granitos, excepto el de Brincones (15), produciendo en ellos una débil fábrica planar (S_3) definida por una cierta orientación de las micas y un pequeño aplastamiento del agregado cuarzo-feldespático. Por otra parte, la disposición vertical de la foliación S_2 en toda la zona sur puede deberse, probablemente, a la reorientación durante esta fase de deformación.

Los pliegues de tercera fase se reconocen preferentemente en el área de Las Uces, tanto en gneises glandulares como en metasedimentos, y son pliegues muy abiertos de escala métrica o menor que nunca llegan a desarrollar esquistosidad de plano axial. La dirección del plano axial, debido a los pliegues de cuarta fase, varía entre N70°E y N130°E y su buzamiento es siempre muy fuerte hacia el sur o subvertical.

4.2.5. Las zonas de cizalla transcurrentes

Las zonas de cizalla subverticales y de movimiento transcurrente que se reconocen en esta Hoja forman parte, como cizallas asociadas, del sistema de la Zona de Cizalla de Juzbado - Penalva do Castelo, (IGLESIAS y RIBEIRO, 1981; VILLAR *et al.*, 1992).

La zona de cizalla más importante de esta Hoja, discurre a lo largo de su borde sur, entre Vitigudino y el ángulo suroccidental de la misma, y forma parte de un segmento de la denominada Cizalla de Moronta (VILLAR *et al.*, 1992) que diverge de la rama principal de la Cizalla de Juzbado en la Hoja de Villavieja de Yeltes (476), sufre una brusca inflexión hacia el norte por efecto del pliegue de cuarta fase de Vitigudino e, inmediatamente al sur de esta localidad, vuelve a ponerse E-O para prolongarse por esta Hoja y por la de Lumbrerales (475). Se trata de una zona de cizalla dúctil, de movimiento sinistro, y con los planos de cizalla subverticales y el buzamiento de la lineación milonítica subhorizontal.

Asociadas a la Cizalla de Moronta, pueden reconocerse en esta Hoja otras bandas de mucha menor entidad y de escasa intensidad que, con movimiento dextro, deben representar el sistema conjugado. Estas cizallas se encuentran sobre todo en el área de Guadramiro, afectando al granito de Picones (14) y a los metasedimentos, pero no parecen formar bandas discretas, si no más bien cizallas discontinuas distribuidas heterogéneamente por la zona. Otra banda, que parece mostrar una mayor continuidad, se reconoce desde el norte de Valsalabroso hasta el NE de Vitigudino. Estas cizallas dexas tienen direcciones entre N120°E y N140°E y son subverticales y con la lineación de estiramiento horizontal.

Las estructuras menores más características son las ligadas a la milonitización de las rocas afectadas. La foliación milonítica tiene un desarrollo heterogéneo, con bandas miloníticas alternando con otras poco o nada deformadas, y una disposición irregular, en general de carácter anastomosado. En los granitoides se producen milonitas con estructuras de tipo S-C (BERTHE *et al.*, 1979) preferentemente del tipo I (LISTER y SNOKE, 1984). En los niveles metasedimentarios se desarrollan filonitas que transponen totalmente la fábrica y la paragénesis previa.

4.2.6. Cuarta fase de deformación

La cuarta fase de deformación fue definida en esta región por GIL TOJA *et al.* (1985). Se trata de una fase de plegamiento de dirección norteada, irregularmente desarrollada y que en esta Hoja sólo desarrolla estructuras macroscópicas y megascópicas.

La estructura más característica es el pliegue de Vitigudino que, con plano axial de dirección N30°E y subvertical, produce una fuerte inflexión en todas las estructuras de las rocas metamórficas en el área afectada. Otras estructuras significativas se encuentran en el área de Valsalabroso y en el de Las Uces, produciendo pliegues de dirección aproximadamente N-S y algunas estructuras menores, de escala decimétrica o menor. Los ejes de estos pliegues tienen una inmersión fuerte al sur, debida al buzamiento de las fábricas previas y nunca desarrollan en esta zona una esquistosidad de plano axial.

4.2.7. Fracturación tardihercínica

En toda la Hoja puede reconocerse un importante número de fracturas con direcciones de N5°E a N15°E. Algunas de ellas llevan asociados filones y diques de cuarzo, así como una fuerte tectonización de las rocas en las inmediaciones de las fallas, por lo que su edad, de acuerdo con PARGA (1969), puede considerarse tardihercínica. Otro sistema, con direcciones N40°E a N60°E afectan también a los sedimentos terciarios, por lo que puede deducirse que son de desarrollo alpino, sin descartar que el sistema anterior pueda haber tenido rejuegos de la misma edad.

4.3. DEFORMACIÓN ALPINA

La Fosa de Ciudad Rodrigo es una fosa de origen tectónico que comenzó a formarse en el Eoceno mediante el rejuego de fracturas tardihercínicas que delimitaron una serie de bloques en los que se sedimentó el Terciario. En el borde N de dicha fosa los materiales hercínicos son fosilizados por los sedimentos terciarios mientras que en el S el contacto entre ambos es por fracturas N60°E y N30°E cuya actuación parece haberse prolongado durante el Mioceno.

Los sedimentos terciarios dentro de la Hoja muestran una disposición horizontal o subhorizontal y no se observan accidentes tectónicos que los afecten. Sin embargo, en el borde S

de la fosa depósitos de características litológicas similares y con una posición estratigráfica equivalente aparecen fuertemente fracturados (ALONSO GAVILÁN y POLO, 1986-1987). Para estos autores las principales fracturas que afectan a esos depósitos actuaron durante el Oligoceno y Mioceno.

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 y 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, 1987; CENTENO, 1988; SANZ, 1988) y por último a los trabajos de carácter general (HERNÁNDEZ PACHECO y DANTÍN CERECEDA, 1932; SOLÉ SABARÍS, 1952).

5.2. DESCRIPCIÓN FISIOGRÁFICA

La Hoja de Vitigudino está situada en el noroeste de la provincia de Salamanca, en plena comarca del Campo Charro.

En esta zona el clima es continental con una cierta influencia atlántica. Se caracteriza por veranos secos y calurosos, inviernos subhúmedos y fríos, y una tendencia general a la aridez. Las precipitaciones medias anuales son superiores a los 600 mm, salvo en la esquina suroccidental de la Hoja, en la que son algo inferiores.

El relieve es, en toda la Hoja, suave y alomado. La cota más alta dentro de la Hoja la da el pico Niebla situado al sur de la carretera que une las poblaciones Peralejos de Abajo y Villar de Peralonso, con 868 metros. El resto del territorio mantiene una altura que oscila entre los 800 metros como cota general más alta y los 700 metros, de manera que en ningún lugar de la Hoja existen pendientes pronunciadas.

La red hidrográfica, perteneciente a la cuenca del Duero, es de tipo dendrítico y está fuertemente condicionada por las direcciones estructurales del diaclasado y de la fracturación de los materiales graníticos. El curso fluvial más importante (y el único con caudal permanente) es el río Las Uces, cuya cuenca abarca la mayor parte del territorio comprendido en la Hoja. Los cauces de estos ríos y arroyos tienen forma de cubeta y dan lugar a amplias zonas fácilmente encharcables durante el invierno.

5.3. ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO

5.3.1. Estudio Morfoestructural

Dentro del marco geomorfológico regional, la Hoja de Vitigudino se sitúa en la Penillanura Zamorano-Salmantina, el conjunto de superficies que arrasan el zócalo del borde occidental de la Cuenca del Duero. Gran parte de su superficie corresponde a un área suavemente alomada que conserva retazos de distintas superficies de edad Paleógena a Neógena, labradas sobre los materiales del basamento hercínico y que descienden hacia el oeste.

La geología de la zona no contiene grandes estructuras con reflejo morfológico, salvo la alineación de cerros testigo con terrazas oligocenas que aparecen hacia la esquina nororiental de la Hoja. En buena medida esto es debido a que la mayor parte de su superficie está ocupada por los afloramientos graníticos de Grandes, Villar de Peralonso y Brincones. Únicamente las *fracturas* tardihercínicas (2 en cartografía) y las venas de cuarzo (sierros) que pueden rellenarlas tienen una influencia morfogenética (*resaltes por diques*, 3 en cartografía); sobre todo en el modelado más reciente, a través del control de la red de drenaje y por tanto de la degradación de las estructuras morfológicas mayores y más antiguas (superficies). Así, las fracturas de dirección ONO-ESE han sido aprovechadas por cauces importantes, que drenan directamente hacia el oeste (Río de las Uces, Rivera Ancha); mientras que las fracturas de dirección NNE-SSO controlan a los cursos secundarios que alimentan a los anteriores. Las fracturas han debido ser activas hasta el Oligoceno o el Mioceno (¿Fase Neocastellana?), ya que afectan ligeramente a los depósitos de terraza de esta edad que aparecen en la Hoja.

Las venas de cuarzo, de dirección NNE-SSO, constituyen relieves positivos de resistencia, la mayoría de las veces con un carácter lineal bien marcado. Frecuentemente compartimentan el relieve, debido a su resistencia a la erosión, marcando el escalón entre superficies de diferente cota. La edad de las crestas debe ser la de las superficies sobre las cuales se levantan, por tanto, debe de cubrir todo el Terciario.

También se ha cartografiado alguna zona granítica donde el intenso *diaclasado* (1 en cartografía) supone un paso previo a la formación del berrocal. La expresión morfológica de las zonas de diaclasado intenso se genera hasta momentos recientes (Holoceno), incluso subactuales, debido a los procesos que ensanchan los planos de fractura y acentúan su reflejo en el paisaje.

Hacia el borde occidental de la Hoja aflora una franja de metasedimentos del Complejo Esquisto-Grauváquico con dirección aproximadamente NO-SE, que corresponde a un gran flanco nororiental de un sinclinal de tercera fase de deformación hercínica. La estructura de estos materiales está marcada por una intensa foliación de segunda fase de deformación hercínica, de dirección también NO-SE y vergente al NE, verticalizada por la tercera fase. La serie se haya intruida por abundantes filones graníticos concordantes con la estructura. Sin embargo, estas litologías no desarrollan un reflejo morfológico característico a gran escala, de forma que las superficies pasan casi insensiblemente de los granitos a los metasedimentos. Únicamente el curso de cauces de orden menor refleja directrices NO-SE.

5.3.2. Estudio del modelado

5.3.2.1. Formas de ladera

Corresponden a elementos gravitacionales, *coluviones* (4 en cartografía) que se superponen a todas las morfologías previas y, dada su asociación a todos los demás procesos, nunca llegan a tener entidad morfológica de unidad. Aquí se reducen a los depósitos gravitacionales que se sitúan preferentemente en la zona de transición entre las laderas y los fondos de los valles.

Por lo general se trata de materiales de granulometría fina (tamaño limo o arena) que contienen en algunos casos niveles de mayor granulometría (tamaño grava y/o cantos dispersos). Derivan de la removilización de los materiales cristalinos alterados y de los materiales arcósicos.

Los coluviones de la Hoja presentan una litología variada dependiendo de que materiales constituyan el sustrato. La edad de las formas podemos atribuirlos al Holoceno-Pleistoceno.

5.3.2.2. Formas fluviales

Dentro de este grupo, los elementos diferenciados responden a funcionamientos a veces dispares, 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. Partiendo de ello se establecen diferentes elementos, a veces muy autónomos, razón por la cual se les describe por separado, así:

Aluvial (5 en cartografía), corresponde al depósito de fondo de valle de los cursos de agua, siendo en la zona de escaso desarrollo. Su edad es Holocena y se encuentran definidos allí donde las corrientes fluviales tengan suficiente entidad para transportar y depositar materiales.

Terrazas (6 en cartografía), corresponden a las superficies de distintos depósitos de llanura aluvial que han quedado colgadas por la disección de la red de drenaje. La superficie deposicional más antigua es la que constituye el techo de los conglomerados oligocenos de la Unidad Arcósica Superior o UTS P3, que se conservan en el centro-este de la Hoja. De la reconstrucción de las isohipsas obtendríamos una superficie suavemente inclinada hacia el norte o noroeste, desde los 850 metros en El Coto a los 810 metros en el Cerro de Escarbadientes.

Los dos niveles de terrazas cuaternarias se hayan espacialmente ligadas a la red de drenaje actual. En cuanto a las terrazas altas, se trata de una serie de replanos localizados en el Arroyo de la Ribera Chica entre Barceo y Barceino, en el Río de Las Uces cerca de la población de Las Uces y en la Ribera Grande de Santa Catalina en las proximidades de Majuges. Se sitúan entre los 5 y 10 metros sobre el cauce principal y el depósito asociado está formado por cantos de litología variada dentro de una matriz areno-limosa, en general más escasa que en las terrazas bajas. La edad de estos depósitos y su forma correspondiente se considera Holoceno inferior-Pleistoceno.

Las terrazas bajas corresponden al techo de depósitos constituidos por limos y arenas principalmente, que engloban cantos de litología diversa. Su escarpe está bien definido y su altura respecto al cauce oscila entre 1 y 2 metros. Los mejores ejemplos de estos depósitos y for-

mas se sitúan en el Arroyo de la Ribera Chica entre Barceo y Barceino, en el Río de Las Uces cerca de la población de Las Uces y en la Ribera Grande de Santa Catalina en las proximidades de Majuges. Su edad es Holocena.

Escarpes de terraza (7 en cartografía), son el resultado de la acción erosiva del medio fluvial sobre sus formas deposicionales previas; por consiguiente su edad es, en cada caso, la del proceso fluvial inmediatamente más moderno. Abarcan el Holoceno.

Conos de deyección (8 en cartografía), 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. Su edad es Holocena.

Erosión en regueros (9 en cartografía), formas erosivas generadas por procesos de escorrentía semiconcentrada o concentrada, limitada a la incisión ligera en las laderas. Su edad es cuaternaria.

Encajamientos de la red (10 en cartografía), son formas de incisión lineal que 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 es de finiterciaria a cuaternaria.

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 que nos ocupa pueden diferenciarse cuatro niveles de superficies situados a 850-820 metros el más alto (S_2), a 820-800 metros el nivel inmediatamente inferior (S_3), a 800-750 (S_4) el de mayor extensión y a 740-720 metros el nivel más bajo (S_5).

El nivel de *superficie* S_2 (11 en cartografía) tiene su mayor representación en la mitad E del área cartografiada, formando un escalón elevado con la vecina Hoja de Ledesma y prolongándose ampliamente en la Hoja de Almeida, al norte de esta última. Se trata de una superficie de arrasamiento desarrollada sobre los materiales metamórficos y graníticos que desciende hacia el noroeste desde los 850 a los 820 metros. Se relaciona regionalmente con la base del más alto de los depósitos de terraza oligocena, desarrollándose tanto sobre el basamento como sobre las arcosas oligocenas (Hoja de Almeida, nº 424), por lo que debía de formar un extenso aplanamiento de edad intraoligocena.

El siguiente nivel, *superficie* S_3 (12 en cartografía), es la situada entre los 820 y los 800 metros de altitud. Tiene una limitada representación en la Hoja, apareciendo en torno a la superficie anterior, con la cual muchas veces entronca mediante glacis erosivos; por ello y ante el biselado del drenaje actual, frecuentemente adquieren morfologías triangulares con un ápice dirigido hacia la mayor cota. En esta Hoja se desarrolla sobre materiales graníticos y metasedimentos del basamento, pero en otras Hojas (Fermoselle, nº 423; Villavieja de Yeltes, nº 476; Villar del Ciervo, nº 500) aparece cortando a las arcosas oligocenas. Este nivel se relaciona con un segundo episodio de aterramiento, también probablemente oligoceno, encajado respecto al anterior.

El nivel de erosión situado entre los 800 y los 750 metros es el más ampliamente desarrollado (*Superficie* S_4 , 13 en cartografía), ocupando buena parte del área central de la Hoja y cruzándola completamente de norte a sur. Se encuentra excavada sobre los materiales del basamento y suavemente inclinada hacia el oeste, hacia el Río Duero. Su edad, con respecto a los únicos depósitos regionalmente correlativos, adscribibles a las Series Ocreas, debe ser del Mioceno, probablemente miocena superior.

En el área más occidental de la Hoja, entre los 740 y los 720 metros de altitud, se localizan los restos de la cabecera de una superficie (*Superficie* S_5 , 14 en cartografía) que alcanza su mejor desarrollo en la Hoja de Vilvestre (nº449). Esta superficie penetra hacia el este por la zona del Río de las Uces, hasta las estribaciones de los sierros del Alto del Perenal y del Alto de Alcornocosa que limitan su progresión. Su edad, por situarse entre superficies de edad ya Neógena y las terrazas cuaternarias, y por los depósitos de glacis con facies ocreas que lleva asociada en otras Hojas, debe corresponder al Neógeno final, probablemente al Plioceno.

Relieves residuales

Dentro de los relieves residuales se han diferenciado cuatro tipos: inselberg cónicos, dómicos, de cumbre plana y lineales. En todos ellos, su edad de formación se inscribe entre la de las superficies que los acoten.

- Inselberg lineales (18 en cartografía); son relieves residuales lineales de resistencia, en general sustentados por diques de cuarzo (sierros), por lo que tienden a presentar una dirección NNE-SSO. Buenos ejemplos son los del Cerro de Gejo (846 m), Alto de San Blas (801 m), Alto de Alcornocosa (793 m) y Alto del Perenal (sobre 780 metros).
- Inselberg cónicos (15 en cartografía), se suelen desarrollar allí donde el elemento que genera la resistencia no tiene una linearidad tan marcada. Los mejores ejemplos son el vértice Picoll (865 m), Cabeza del Potro (779 m) y Peñas Tercias (768 m).
- Inselberg dómicos (16 en cartografía), 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;

estas formas se localizan principalmente en áreas interiores de las superficies. Destacan los de Los Quemados, El Campo y Teso del Majuelo.

- Inselberg de cumbre plana (17 en cartografía), conservan en su parte más alta restos de un nivel pretérito de superficie; el mejor ejemplo en la Hoja es el Teso del Canto.

Otras formas poligénicas

Además de las diferentes superficies y relieves residuales descritos anteriormente se pueden observar otros tipos de formas, como son los *glacis* (19 en cartografía). Estas formas 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 en torno al Cerro del Gejo, Arroyo de Hondajo, E de Villar de Peralonso, cercanías de la población de Becerril, SO del pico Atalaya y en el regato Barraquino, este último es cortado por la carretera que une las poblaciones de Vitigudino y Peralejos de Abajo mostrando el depósito que lo conforma. Su edad, puesto que se encuentran siempre por debajo de S_2 y S_3 , puede ser neógena, posiblemente miocena superior a plio-pleistocena, dada la similitud del depósito asociado con las Series Ogres de MARTÍN-SERRANO (1979); si bien no descartamos la posibilidad de que los materiales sean algo más antiguos que la forma, estén ligados a la dinámica fluvial, y posteriormente hayan adquirido la morfología que actualmente presentan por la regularización de las vertientes.

Otro elemento que se presenta en la zona es el *berrocal* (20 en cartografía), descrito en otros lugares (MARTÍN 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 diaclasado, 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 pequeñas manchas situadas en los alrededores de la población de La Vidola, Barceino, Majuges, Villarmuerto y El Groo.

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.

Las *vertientes glacis* o *vertientes de sustitución* (21 en cartografía) corresponden a unas formas similares a las descritas por LÓPEZ VERA y PEDRAZA (1976) en la cuenca del río Jarama y posteriormente desarrollado ampliamente por PEDRAZA (1978).

Consiste en una serie de replanos escalonados y articulados entre sí por escarpes suavizados. En planta el conjunto presenta una forma de abanico, que se encuentra disectado por los pequeños arroyos que dejan en sus interfluvios los replanos, y que puede considerarse de

forma agrupada como un conjunto de glacis escalonados desarrollados sobre las rocas del sustrato.

En la Hoja que tratamos, esta forma se localiza en dos pequeñas zonas situadas en las cercanías de la población de Guadramiro y en la vertiente NO del pico Potro.

El último elemento morfológico de carácter poligénico corresponde a formas mixtas *fluvial-coluvial* (22 en cartografía). Son depósitos asociados en gran 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 materiales 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*

Se trata de zonas deprimidas con fenómenos de retención de agua, decantaciones, desarrollo de hidromorfismo y generación de suelos (23 en cartografía). Su cronología es difícil de establecer, ya que muchas de ellas han podido funcionar a lo largo de todo el Cuaternario e incluso lo siguen haciendo actualmente.

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 Vitigudino tiene entidad cartográfica la explotación de wolframio a cielo abierto situada al norte de Valderodrigo (24 en cartografía). El área cartografiada delimita una zona intensamente remodelada por las cortas y escombreras.

5.4. FORMACIONES SUPERFICIALES Y/O CORRELATIVAS

5.4.1. **Alteraciones**

Dentro de la Hoja de Vitigudino no hemos diferenciado más que un tipo de alteración (B en cartografía), debido a la gran complejidad que presenta.

Sobre los materiales graníticos se presenta como un lehm, cuyo espesor varía de forma frecuente, pasando de unos pocos centímetros hasta potencias de varios metros. En cuanto a los metasedimentos, la alteración funciona de forma similar, si bien el material producto de la misma son arcillas, cuyos colores dependen en gran medida de la cantidad de hierro de la roca madre.

A la alteración citada no la podemos atribuir edad por su escasa relación con depósitos sedimentarios, tratándose posiblemente de varios procesos de diferente edad que no han podi-

do ser discriminados, el principal de los cuales podría remontarse al Mioceno inferior (BLANCO *et al.*, 1989; MARTÍN-SERRANO, 1988).

5.4.2. Depósitos poligénicos

5.4.2.1. Depósitos de glacia

Corresponden a unos depósitos (C en cartografía) formados por cantos heterométricos (2 a 15 cm) y litología de cuarzo principalmente, si bien aparecen algunos cantos de granitoides. La fisonomía de los cantos es por lo general subangulosa, si bien aparecen formas subredondeadas y redondeadas.

La matriz que engloba los cantos es arenosa compuesta por cuarzo y feldespato, estando suelta y con escasa cantidad de limos y arcillas, su tonalidad es en general ocre.

Este tipo de depósitos se encuentran localizados en las cercanías de Villar de Peralonso, Becerril e Iglesias y sus cotas oscilan entre los 790 y 820 metros. Los depósitos creemos que pueden pertenecer al Mioceno superior o al Plio-Pleistoceno (correlacionables con las Series Ocreas de MARTÍN-SERRANO, 1979).

5.4.2.2. Aluvial-coluvial

Corresponden a zonas en las que existe una mezcla entre los depósitos coluviales y los fluviales de fondo de valle. Los depósitos (J en cartografía) 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.

5.4.3. Depósitos fluviales

5.4.3.1. Conglomerados paleógenos

Los conglomerados posiblemente oligocenos de la Unidad Arcósica Superior (A en cartografía) afloran a lo largo del cuadrante NE de la Hoja, salvo un pequeño afloramiento al SO, en el Cerro de la Niebla, y se disponen inconformemente sobre los granitoides hercínicos. Debían formar un extenso aterrazamiento cuyo espesor oscilaba entre 1 y 10 m y están constituidos principalmente por conglomerados y arenas de tonos blancos en la base y anaranjados o incluso rojos hacia el techo de la unidad. La alineación NO-SE de sus afloramientos en la Hoja posiblemente esté marcando un surco o paleocanal principal que discurría hacia el NO, y cuyo mayor espesor de depósitos y menor cota de base ha favorecido su preservación. Las características litológicas y sedimentológicas de estos depósitos han sido extensamente tratadas en el capítulo de estratigrafía.

5.4.3.2. Terrazas plio-cuaternarias

En la Hoja de Vitigudino se diferencian dos niveles de terrazas, solo visibles en el Arroyo de la Ribera Chica entre Barceo y Barceino, en el Río de las Uces cerca de la población de las Uces y en la Ribera Grande de Santa Catalina en las proximidades de Majuges. En el resto de la Hoja las terrazas presentan una escasa representación, siendo por lo general de pequeñas dimensiones y escaso espesor.

El *nivel inferior* (F en cartografía) se sitúa en cotas que varían entre los 1,5 y 2 metros respecto al cauce, mientras el *nivel superior* y más antiguo (E en cartografía) se localiza entre los 6 a 10 metros. De forma general están constituidos por arenas, limos y/o arcillas de tonos grises a negros, que engloban cantos subredondeados a redondeados de cuarcita, granitos y fragmentos de metasedimentos; estos se presentan flotando dentro de la matriz y por lo general no superan los 4 ó 5 centímetros de diámetro. En ambos casos la litología de la fracción gruesa está conformada por cantos de cuarzo principalmente, si bien están presentes algunos granitoides y fragmentos de rocas metamórficas. Presentan formas redondeadas, si bien están presentes formas subredondeadas y subangulosas. Los tamaños de los cantos oscilan entre los 7-8 cm de media para el nivel superior y de 4-6 cm para el inferior.

En cuanto a la matriz existe una clara diferencia entre los niveles; el más alto presenta una matriz arenosa gruesa, mientras la más baja contiene mayor cantidad de limos, siendo más abundante la matriz en el nivel inferior que en el superior. La distribución de fracciones dentro de la matriz también varía en función de los materiales que forman el sustrato por el cual el cauce discurre; así, si el sustrato son principalmente metasedimentos el porcentaje de limos y arcillas es mayor al de arenas y, si el sustrato son principalmente granito y/o arcosas los porcentajes de arena respecto a limos y arcillas serán mayores.

En relación a la edad de estos depósitos, debemos decir que no hemos encontrado criterios de datación, si bien creemos que el nivel superior puede pertenecer al Plioceno superior-Holoceno inferior, mientras el nivel bajo creemos que es Holoceno medio-superior.

5.4.3.3. Conos de deyección

Los conos de deyección (G en cartografía) 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 Holocena.

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 cantos de tamaño superior a los 2 cm muy escasos. De una forma general podemos decir que se desarrollan a partir de las alteraciones de los materiales metamórficos y granitoides.

5.4.3.4. Aluvial

Los depósitos aluviales de la Hoja de Vitigudino (H en cartografía), a los que consideramos de edad Holoceno, están reducidos a los tramos de los ríos y arroyos poco encajados en el sustrato.

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

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.

5.4.4. Depósitos de ladera

5.4.4.1 Coluviones

Corresponden a depósitos (D en la cartografía geomorfológica) 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 segundos a los elaborados a expensas de los escasos depósitos terciarios.

Los primeros se caracterizan por la presencia de bloques y cantos englobados en una matriz areno-limosa. La fracción gruesa suele ser de tamaños variables y angulosa, 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.

5.4.5. Depósitos endorreicos: navas

En zonas de escasa pendiente o, más o menos planas y por lo general asociadas al nacimiento de arroyos, se producen áreas potencialmente encharcables; en ellas existen una

gran cantidad de limos con abundante materia orgánica entre los que, esporádicamente, aparecen cantos subangulos de litología variada, estos presentan unas dimensiones que oscilan entre los 3 y 5 cm Su edad es Holocena.

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 SABARIS, 1952), con la que, debido a su posición culminante y en un sentido amplio, podemos correlacionar la superficie superior del área cartografiada. Los tiempos alpinos traen consigo el levantamiento de la morfoestructura, su desmembramiento en bloques levantados y hundidos, la formación de cuencas continentales limitadas por esas fracturas y su relleno por depósitos principalmente terciarios.

La Hoja que nos ocupa se sitúa en el borde occidental de la Cuenca del Duero y al norte de la Fosa de Ciudad Rodrigo. Constituye un área libre de depósitos y sujeta a erosión hasta el Oligoceno superior. Durante este periodo de tiempo se labra una extensa superficie cuyo resultado final es la S_2 , que va a quedar fosilizada por extensos aluvionamientos de un sistema fluvial de baja sinuosidad. En este sector del borde oeste de la Cuenca del Duero, más alejado de la Fosa de Ciudad Rodrigo, el drenaje vertía hacia el noroeste. De hecho, con anterioridad, los macizos graníticos del área de Vitigudino suponían un umbral que separaba dos surcos sedimentarios con depósitos de arcosas oligocenas; uno hacia el sur y la Fosa de Ciudad Rodrigo y otro hacia el norte o noroeste, hacia el Tormes y el Duero. Un segundo nivel de aterrazamiento oligoceno se excava apenas 20 metros por debajo del anterior; su base coincidiría con la superficie S_3 aunque en esta Hoja no se conservan depósitos asociados.

Durante el Neógeno, y tras un importante episodio de alteración bajo un clima árido (Mioceno inferior), el drenaje adquiere direcciones más marcadamente E-O, como consecuencia de la progresiva captura de los afluentes más altos del Río Duero por otros con menor nivel de base y mayor poder erosivo, siempre aprovechando accidentes tectónicos frágiles. Los elementos con mayor resistencia, como las venas de cuarzo de los sierras, tienden a escalar los efectos de la erosión remontante. Quedan así excavadas superficies, S_4 y S_5 , suavemente inclinadas hacia el Duero y progresivamente más bajas cuanto más hacia el oeste. Los últimos episodios cuaternarios de encajamiento dan lugar a pequeños depósitos de terraza en los márgenes de los principales cauces actuales (Río de Las Uces y Rivera Grande de Santa Catalina). Concomitantemente a los principales procesos de encajamiento, que tienen lugar durante el Neógeno y el Cuaternario, localmente se producen procesos de regularización de laderas, en especial en torno a relieves residuales, con desarrollo de coluviones, glaciares y vertientes de sustitución; y la profundización de las áreas de berrocal. Los procesos más recientes están marcados por la dinámica fluvial, la erosión remontante y la degradación de las formas previas.

5.6. PROCESOS ACTUALES

Las características de la Hoja de Vitigudino, 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 grauváquico-pelíticos con niveles calcosilicatados de edad Precámbrico superior a Cámbrico inferior que afloran a lo largo de una banda de dirección NNO-SSE en el oeste de la Hoja, han sufrido un intenso proceso de migmatización que ha borrado sus rasgos sedimentarios. Igualmente se hace imposible determinar las relaciones entre la pila sedimentaria y los ortogneises precámbricos que aparecen hacia su base, sin poder concluir si se trata de un zócalo más antiguo sobre el que se extendían los depósitos siliciclásticos o si corresponden a cuerpos intrusivos someros. En cualquier caso, y por extensión a otros sectores donde el metamorfismo ha actuado con menor intensidad, los depósitos del Complejo Esquisto-Grauváquico corresponden a una extensa plataforma siliciclástica somera con breves episodios carbonatados (ARCHE *et al.*, 1977; GONZÁLEZ LODEIRO, 1980). Durante el depósito existe una actividad volcánica importante (NAVIDAD y PEINADO, 1976) representada por niveles de porfíroides 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.*, 1988), en el que las rocas metavolcánicas representarían un volcanismo de tipo explosivo emplazado posteriormente 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; DIEZ BALDA *et al.*, 1991).

Las series paleozoicas suprayacentes al Complejo Esquisto-Grauváquico han desaparecido del área de la Hoja por erosión durante el ciclo alpino, pero regionalmente se inician con un Ordovícico inferior transgresivo y discordante, representativo de una extensa plataforma continental siliciclástica.

La Orogenía 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, y lleva asociada el desarrollo de una esquistosidad de plano axial (S_1) que está prácticamente borrada por las deformaciones posteriores (salvo en el ya mencionado contacto norte del Granito de Picones). La segunda fase de deformación es un importante episodio tectónico que genera la foliación regional de la rocas (S_2), con una dirección NO-SE. La tercera fase de deformación desarrolla en esta Hoja pliegues menores, no lleva una esquistosidad asociada y es la responsable de la verticalización de las estructuras. Las dos primeras fases se desarrollan al tiempo que un metamorfismo epi-mesozonal de bajas presiones, con paragénesis que alcanzan condiciones, de menor a mayor grado, de biotita, andalucita ($\pm$ cordierita) y sillimanita. Las condiciones catazonales alcanzan la migmatización hacia el noroeste de la Hoja, siendo esta más efectiva sobre los ortogneises de la base de la pila metasedimentaria.

Aproximadamente durante la tercera fase de deformación tienen lugar importantes manifestaciones magmáticas sincinemáticas, que dan lugar a la mayor parte de los cuerpos graníticos que aparecen en la Hoja, salvo el Macizo de Brincones que es de naturaleza tardi-cinemática.

Con posterioridad a la tercera fase tienen lugar movimientos transcurrentes que se resuelven mediante una importante zona de cizalla sinistral (Cizalla de Juzbado - Penalba de Castelo, IGLESIAS y RIBEIRO, 1981; VILLAR *et al.*, 1992), localizada al sur de la Hoja, y un sistema dextro conjugado, tienen un comportamiento dúctil y producen bandas miloníticas anastomosadas. Una cuarta fase de deformación provoca plegamientos de dirección nortada, irregularmente desarrollados; en esta Hoja la estructura más característica es el pliegue de Vitigudino. Por último, tiene lugar una etapa de fracturación frágil, tardihercínica, según dos familias de planos subverticales, una de dirección nortada y otra NE-SO. Frecuentemente estas fracturas aparecen rellenas por filones de cuarzo.

Es durante el Mesozoico cuando comienza a generarse una superficie que se registra, entre otras zonas, a lo largo del zócalo del borde N de la fosa, donde se sitúa la Hoja, y que es fosilizada por los sedimentos terciarios (CANTANO y MOLINA, 1987). Esta es atribuida a una morfogénesis poligénica en condiciones de sabana desarrollada 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 (SOLE 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. Comenzando poste-

riormente a configurarse la Cuenca del Duero, debió producir un reajuste del paisaje que dio lugar al desarrollo de pequeños valles tectónicos de dirección N-S y otros más importantes de dirección NE-SO, como la Fosa de Ciudad Rodrigo. Esta comenzó a rellenarse durante el Eoceno, 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 periodos prolongados de estiaje y cortos periodos de lluvias torrenciales (mediterráneo árido) en los que grandes volúmenes de sedimento eran aportados a la cuenca mediante sistemas trenzados (UTS P3) Durante el Mioceno inferior los depósitos de esta unidad permanecieron expuestos por lo que sufrieron profundas modificaciones debido a las nuevas condiciones climáticas reinantes durante ese periodo.

Con posterioridad, durante el Neógeno y el Cuaternario, la región experimenta un continuado proceso de encajamiento de la red fluvial, que va a ir dejando distintos escalones morfológicos hundidos hacia el oeste. Los depósitos que se conservan corresponden a los últimos de estos procesos, tratándose principalmente de glaciares, coluviones, terrazas y pequeños recubrimientos aluviales de fondo de valle.

7. GEOLOGÍA ECONÓMICA

7.1. RECURSOS MINERALES

7.1.1. Minerales metálicos y no metálicos

Todos los indicios de la Hoja son de Wolframio, a excepción del número 11, situado en el término municipal de Valderodrigo, que es de Be-Li. Algunos de los indicios wolframíferos presentan contenidos significativos de Au (números 9 y 10).

En general se agrupan en dos zonas. Una situada en el área de Iruelos-Brincones y otra al Norte de Valderodrigo, donde se encuentra la mayor explotación de la Hoja, que es la Mina Saturno (Ind. nº 9). El indicio nº 12, situado al Suroeste de Villarmuerto, está fuera de ambas zonas.

En la primera de estas zonas, la Mina Amelia es la que presenta labores de mayor envergadura, mientras que el resto son pequeñas zanjas y alguna labor subterránea, actualmente inundada. La Mina Amelia fue investigada recientemente por Minera del Duero, S. A.

La Mina Saturno, en el segundo grupo, está constituida por dos grandes cortas y sus instalaciones se encuentran parcialmente desmanteladas, existiendo pequeñas labores de explotación en su prolongación hacia el sureste. Desde el año 1983 las empresas St. Joe Explorations, GMBH y PMC han llevado a cabo programas de investigación en la zona y actualmente se está realizando una campaña geoquímica.

En cuanto al indicio nº 12, sus labores son artesanales y antiguas, estando en general muy cubiertas.

Wolframio

Las mineralizaciones de la zona de Valderrodrigo (indicios 9 y 10) encajan en metasedimentos del Complejo Esquisto-Grauváquico afectados por una banda de cizalla dúctil dextra, de dirección N 145° E/Subv., en la que se encuentran láminas pegmatoides y de granitoide porfídico claramente afectados por la cizalla.

Los filones mineralizados están dentro de esta banda y con la misma dirección, constituyendo un haz que ocupa una zona de 30 m de potencia y 1 km. de corrida.

Las especies minerales presentes, diseminadas en los filones de cuarzo, son: scheelita, wolframita, pirita, arsenopirita, calcopirita, malaquita y escorodita. La arsenopirita, sulfuro más abundante, presenta inclusiones de bismuto y oro nativo y de otros sulfuros.

Las alteraciones son fundamentalmente moscovitización, silicificación y turmalinización.

En la zona de Iruelos-Brincones, encajando en granitos, las mineralizaciones también están asociadas a cizallas, siendo clara esta relación en los indicios 2, 3, 6, 7 y 8 y más dudosa en el 4. El indicio nº 5 es aluvionar

Se trata probablemente de un sistema conjugado de cizallas, con dirección N20-45°E/subvertical las sinistras, estando mineralizadas ambos tipos de estructuras.

La mineralización se encuentra diseminada en filones de cuarzo blanco y en las propias estructuras miloníticas, observándose en estas últimas como, en ocasiones se disponen los S en bandas de hasta 1 cm de espesor paralelas a la foliación milonítica. Muchas de estas estructuras están brechificadas.

Las especies minerales presentes son, wolframita, scheelita, arsenopirita, pirita, calcopirita y secundarios de Cu.

Las alteraciones observadas son silicificación, moscovitización, sienitización y más escasamente cloritización.

También encajando en granito, dentro de una banda de cizalla y con una mineralogía similar a la descrita para la zona Iruelos-Brincones está el indicio nº 12, variando únicamente la dirección, que en este caso es N70-90°E/subvertical.

GONZALO y LÓPEZ PLAZA. (1984), clasifican todos estos indicios como de tipo A: Filones asociados a zonas de cizalla dúctil.

Berilo-Litio

Encajando en un granito de 2 micas porfídico está el único indicio (11) de estas sustancias de la Hoja. Se trata de una pegmatita en dirección N10°E de unos 5 m de potencia, con berilo, purpurita y escasa lepidolita, aunque la explotación era principalmente para extraer feldespato.

7.1.2 Minerales energéticos

Existe un único indicio de Uranio en esta Hoja, en la Mina Peralonso, situada en el término municipal de Villar de Peralonso, a unos 2 km. al NE de esta localidad.

Esta yacimiento está inactivo y fue explotado mediante pozos, hoy tapados. Según ENUSA este yacimiento está agotado.

La mena uranífera, pechblenda y coffinita con sulfuros asociados, se encuentra en un filón complejo que ocupa un área de 50 x 1.400 m con dirección N50°E/subvertical. El filón es una brecha granítica con relleno de jaspe y depósitos de pirita, fluorita y minerales uraníferos que encaja en el Complejo Esquistos-Grauváquico.

Las alteraciones existentes son caolinización, sericitización, cloritización, propilitización y baueritización.

7.2. HIDROGEOLOGÍA

7.2.1. Climatología

La Hoja se encuentra comprendida mayoritariamente entre las isoyetas medias de 600 mm y 700 mm, produciéndose un incremento en las precipitaciones en la dirección este-oeste (Fig. 4).

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, y se originan en su mayoría durante la primavera y el otoño. La estación más seca es siempre el verano, con valores comprendidos entre los 40 y 75 mm y una enorme variabilidad inter-anual.

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

El área que ocupa la Hoja, se encuentra comprendida entre las isoterma medias de 11 y 12°C. En la figura 4, también se observa como las medias se incrementan desde el sur hacia el norte.

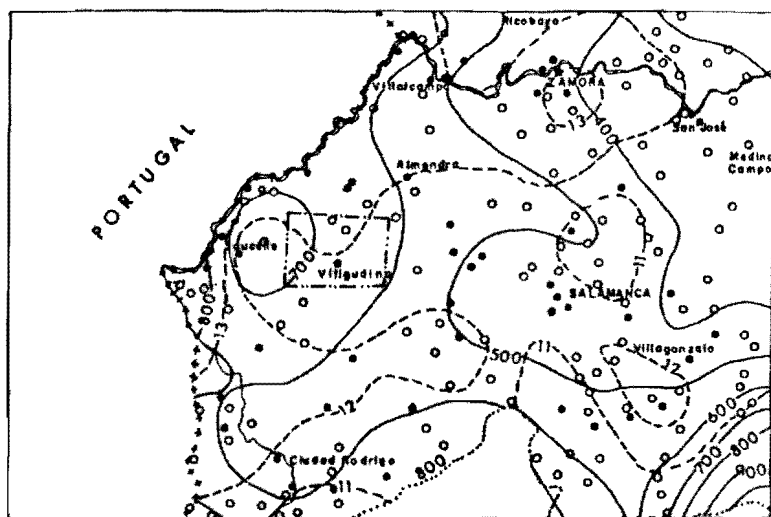
Los valores de evapotranspiración potencial (ETP) en media anual, están comprendidos entre 700 y 800 mm aumentando hacia el Noroeste.

Según la clasificación agroclimática incluida en el PIAS, IGME (1979), en el área de la Hoja, predomina el clima Mediterráneo Continental Semicálido que, por el régimen de humedad puede denominarse Seco.

7.2.2. Hidrología Superficial

La mayor parte de la Hoja, está ocupada por la subcuenca denominada "Embalse de Aldeadávila" por la Confederación Hidrográfica del Duero. No obstante, la esquina suroccidental

ESQUEMA REGIONAL DE ISOYETAS E ISOTERMAS



ESCALA 1:1.200 000 (Extraído del Plan Hidrológico de la Cuenca del Duero M.O.P.U.)

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

Fig. 4. Esquema regional de isoyetas e isotermas
(Extraído de Plan Hidrológico de la Cuenca del Duero, MOPU)

dental está ocupada por la subcuenca “Embalse de Belmellar” y la suroriental por el río Huebra o C-61; por último, el resto del borde oriental y la esquina nororiental forma parte de la subcuenca “Embalse de Almendra”

El principal cauce que aparece en la Hoja es el río de las Uces que surca la misma por el centro hacia el Este, para finalizar en el Embalse de Aldeadávila.

No existe ninguna estación de aforo ni obra de regulación en la Hoja y tampoco, estaciones de control de calidad de aguas superficiales.

7.2.3. Características Hidrogeológicas

En la figura 5, 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, aunque también aparecen materiales metasedimentarios como pizarras, esquistos y gneises.

Las diferentes formaciones que pueden tener cierto comportamiento acuífero dentro de la Hoja son:

a) Cuaternario.

Se han diferenciado en aluviales y depósitos de ladera, ambos presentan un interés prácticamente nulo a causa de su escasa entidad.

b) “Lehm” granítico y alteraciones en los metasedimentos.

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

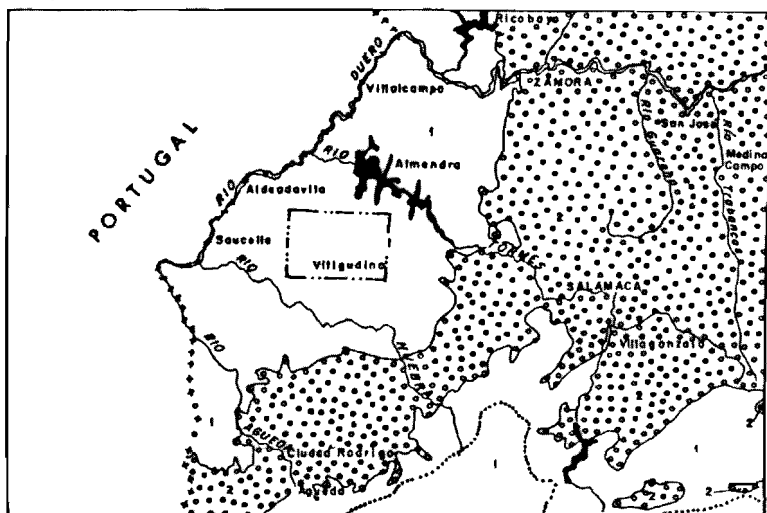
c) Terciario.

El Paleógeno está representado por manchas aisladas que, a causa de su escasa extensión y potencia, no presentan interés desde el punto de vista hidrogeológico.

d) Precámbrico y rocas ígneas.

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 alcanzan 0,5 l/s. Tanto en granitos como en metasedimentos, se han perforado numerosos sondeos con objeto de cubrir las demandas de los núcleos de población existentes con resultados muy diversos proporcionando, en el mejor de los casos, caudales de hasta 4 l/s.

ESQUEMA HIDROGEOLÓGICO REGIONAL



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

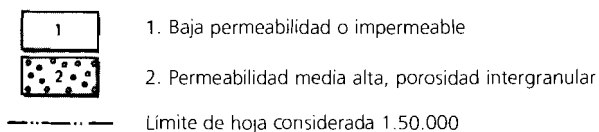


Fig. 5. Esquema Hidrogeológico regional
(Extraído de Plan Hidrológico de la Cuenca del Duero, MOPU)

En relación con el quimismo de las aguas subterráneas se han analizado catorce muestras, recogidas en los puntos que a priori presentaban mayor interés desde el punto de vista hidrogeológico, siete de las muestras presentan facies bicarbonatadas cálcico-magnésicas, cuatro son aguas cloruradas cálcico-magnésicas y tres bicarbonatadas sódicas.

Las conductividades oscilan entre los 58 y los 501 $\mu\text{S}/\text{cm}$ presentando algunas muestras claros indicios de contaminación antrópica.

8. BIBLIOGRAFÍA

ALONSO GAVILÁN, G. y CANTANO, M. (1987): "La Formación Areniscas de Ciudad Rodrigo: Ejemplo de sedimentación controlada por paleorreliques (Eoceno, Fosa de Ciudad Rodrigo)". *Stvd. Geol. Salmanticensia*, 24, págs. 247-258.

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

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

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

ARNAIZ J.; RUIZ, B. y RUIZ, J. (1989): "Update of uranium resources in Spain; U deposits in the Salamanca province". Technical committee meeting on Uranium resources and Geology in Europe. Sept. 1989. Czechoslovakia.

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

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.

BLANCO, J. A.; ALONSO GAVILÁN, G.; FERNÁNDEZ, B. y SÁNCHEZ, S. (1989): "La alteración roja miocena sobre las Areniscas de Villamayor". *Stvd. Geol. Salmanticensia*, 5, págs. 209-222.

BOUSEILY, A. M. el y SOKKARY A. A. el (1975): The relation between Rb, Ba and Sr in granitic rocks. *Chemical Geology*, 16, págs. 207-219.

BROWN, M. (1973): "The definition of metatexis, diatexis and migmatite". *Proc. Geol. Ass.*, 84, págs. 371-382.

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.

CARNICERO, A. (1980): "*Estudio petrológico del metamorfismo y de los granitoides entre Cipérez y Aldea del Obispo (W de la provincia de Salamanca)*". Tesis Doctoral. Univ. de Salamanca. Inédito. 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 Lumbrales (Salamanca). *Stvd. Geol. Salmanticensis*, XVII, págs. 7-20.

CASTRO, A.; MORENO VENTAS, I. y DE LA ROSA, J. D. (1990): "Implicaciones de los enclaves máficos microgranulares en la petrogénesis de los granitoides calcoalcalinos hercínicos". *Geogaceta*, 8, págs. 13-16.

CASTRO, A. (1990): "Microgranular enclaves of the Quintana granodiorite (Los Pedroches batholith). Petrogenetic significance" *Rev. Soc. Geol. Esp*, 3 (1-2), págs. 7-21

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

CORRETGÉ, L. G. y MARTÍNEZ, F. J. (1978): "Problemas sobre estructura y emplazamiento de los granitoides: aplicación a los batolitos hercínicos del centro-oeste de la Meseta Ibérica". *Cuad. Sem. Est. Cerámicos de Sargadelos*, 27 (Tomo homenaje a I. Parga Pondal), págs. 113-140.

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

DEPARTAMENTO DE PETROLOGÍA UNIVERSIDAD DE SALAMANCA (1980): "Plutonism of Central Western Spain. A preliminary note". *Est. Geol.*, 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 Massive". *J. Metam. Geol.*, 7, págs. 169-190.

DÍEZ BALDA, M. A. (1982): "Mapa Geológico del SE de la Provincia de Salamanca a escala 1:200000". Ed. por la Excm. Diputación Provincial.

DÍEZ BALDA, M. A. (1986): "El complejo esquistó-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.; VEGAS, R. y GONZÁLEZ-LODEIRO, F. (1991): "Pre-Mesozoic Geology Iberia". Springer-Verlag, Berlin.

DÍEZ MONTES, A.; ESCUDER, J.; FERNÁNDEZ RUIZ, J.; MEDIAYILLA, R.; RODRIGUEZ, R. y SANZ, M. A. (2000): "Mapa geológico de España a escala 1:50.000, 2ª serie (MAGNA), Hoja nº 476 (Villavieja de Yeltes)". *ITGE Madrid*.

DORAIS, M. J.; WHITNEY, J. A. y CLARKE, D. B. (1987): "Origin of mafic enclaves in the Dinkey Creek pluton, Central Sierra Nevada batholith, California" *J. Petrol.*, 31 (4), págs. 853-881.

ENGLAD, P. C. y HOUSEMAN, G. A. (1988): "The mechanics of the Tibetan Plateau". *Philos. Trans. R. Soc. London. A*, 326, págs.301-320.

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.

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.

FROST, T. P. y MAHOOD, G.A. (1987): "Field, chemical and physical constraints on mafic-felsic magma interaction in the Lamarck Granodiorite, Sierra Nevada, California". *Geol. Soc. Am. Bull.*, 99, págs. 272-291

FURMAN, T. y SPERA, F. (1985): "Co-mingling of acid and mafic magma with implications for the origin of mafic I-type xenoliths. Field and petrochemical relations of an unusual dike complex at Eagle Lake, Sequoia National Park, Ca. U.S.A". *Jour. of Volc. and Geotherm. Res.* 24, págs. 151-178.

GARCÍA DE FIGUEROLA, L. C. y PARGA, J. R. (1971): "Características fundamentales de los "Sierros" de la provincia de Salamanca". *Bol. Geol. Min.*, 82 (3-4), págs. 287-290.

GARCÍA DE FIGUEROLA, L. C. y FRANCO, 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, P. y CASTRO, A. (1983): "Características petrológicas del Complejo Laminar Pegmatóide (Serie del Alamo) de las provincias de Salamanca y Avila". *Stvd. Geol. Salmanticensia*, 19, págs. 33-77.

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. 131-147.

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. U.C.M. Madrid, 425 págs.

GIL IBARGUCHI, J. I. y MARTÍNEZ, F. J. (1982): "Petrology of granet-cordierite-sillimanite gneises from the El Tormes Thermal Dome, Iberian Hercynian Foldbelt (W Spain)". *Contrib. Miner. Petrol.*, 80, págs. 14-24.

GIL Y MAESTRE, A. (1880): "Descripción física, geológica y minera de la provincia de Salamanca". *Memorias de la Comisión para el mapa geológico de España*. 448 págs.

GIL TOJA, A.; JIMÉNEZ ONTIVEROS, P. y SEARA VALERO, J. R. (1985): "La cuarta fase de deformación hercínica en la zona Centroibérica del Macizo Hespérico". *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, 9, págs. 91-104.

GONZALEZ LODEIRO, F. (1980): "*Estudio geológico estructural de la terminación oriental de la Sierra del Guadarrama (Sistema Central Español)*". Tesis Doctoral, Univ. Salamanca. 334 págs.

GONZALO, F. J. y GRACIA, A. S. (1987): "Yacimientos de Wolframio del Oeste de España: ensayo de caracterización y clasificación económica". *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, 11, págs. 315-331

GONZALO, F. J. y LÓPEZ PLAZA, M. (1984): "Tipificación estructural de los filones estanno-wolframíferos más representativos de la penillanura salmantino-zamorana". *Stud. Geol. Salmanticensis*, XVIII, págs. 159-170.

HERNÁNDEZ PACHECO, E. (1929): "Datos geológicos de la meseta toledano-cacereña y de la Fosa del Tajo". *Mem. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, 14, págs. 183-202.

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.

IGLESIAS, M. y RIBEIRO, A. (1981): "La zone de cisaillement ductile de Juzbado (Salamanca) y Penalva do Castelo (Viseu): un alineament ancien reactive pendant l'orogene hercynienne". *Com. Serv. Geol. Portugal*, LXVII, págs. 89-93.

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 sur-occidental de la Cuenca del Duero*". Tesis Doctoral. Univ. Salamanca. 323 págs.

JIMÉNEZ, E. (1975): "Presencia de una fase de fracturación y una discordancia Preluteciense en el Paleógeno de Salamanca". *Est. Geol*, 31, págs. 615-624.

JIMÉNEZ, E. y MARTÍN-IZARD, A., (1987): "Consideraciones sobre la edad del Paleógeno y la tectónica alpina del sector occidental de la Cuenca de Ciudad Rodrigo". *Stvd. Geol. Salmanticensia*, 24, págs. 215-228.

JORDÁ, 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.; FONTBOTÉ, J. M.; RIBEIRO, A. y CONDE, L. (1972): "Mapa tectónico de la Península Ibérica y Baleares. Escala 1:1.000.000". *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): "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.

LANCELOT, J. R., ALLEGRET, A. y PONCE DE LEON, 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.

LINDBERG, B. y EKLUND, O. (1988): "Interactions between basaltic and granitic magmas in a Svecofennian postorogenic granitoid intrusion, Åland, SW Finland". *Lithos*, 22, págs. 13-23.

LISTER, G. S. y SNOKE, A. W. (1984): "S-C milonites". *J. Struct. Geol*, 6, págs. 617-638.

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 en la penillanura salmantino-zamorana*". Tesis Doctoral. Univ. Salamanca. 333 págs. Inédito.

LÓPEZ PLAZA, M. y GONZALO, J. C. (1986): "Los granitos hercínicos como indicadores de la evolución estructural del Macizo Hespérico". *Hercynica*, 2 (1), págs. 57-64.

LÓPEZ PLAZA, M. y CARNICERO, .A. (1988): "El plutonismo hercínico de la penillanura salmantino-zamorana (centro-oeste de España): visión del conjunto en el contexto geológico regional". En: *Geología de los granitoides y rocas asociadas del macizo hespérico*, págs. 53-68. Libro homenaje a L.C. García de Figuerola. Ed. Rueda.

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 Meseta". *Geotekt. Forsch*, 6, págs. 78-92. Berlín. (Traducido en *Publ. Extranj. sobre Geol. de España*, V, 149-166, Madrid, 1950).

LUX, D. R.; DE YOREO, J. J.; GUIDOTTI, C. V. y DECKER, E. R. (1986): "The role of plutonism in the formation of low pressure metamorphic belts". *Nature*, 323, págs. 794-797.

MAYACA, J. (1980): "*Estudio geológico-estructural de los materiales infraordovícicos y ordovícicos de la región de Las Batuecas y Peña de Francia (Prov. de Salamanca y Cáceres)*". Tesis de Licenciatura. Univ. Salamanca.

MARCOS, A. (1973): "Las series del paleozoico inferior y la estructura herciniana 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, UCM. Madrid, 169 págs. (Inédita).

MARTÍN-SERRANO, A. (1979): "El relieve zamorano, planteamientos generales y problemática geomorfológica". *Tecniterrae*, 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.

MARTÍNEZ CATALÁN, J. R. (1981): "*Estratigrafía y estructura del domo de Lugo (sector Oeste de la zona Asturoccidental-Leonesa)*". Tesis Doctoral, Univ. Salamanca, 317 págs.

MARTÍNEZ FERNÁNDEZ, F. J. (1974): "Petrografía, estructura y geoquímica de los diferentes tipos de granitos del NW de Salamanca (Cordillera Herciniana, España)". *Trab. Geol. Univ. de Oviedo* 7, págs. 61-141.

MARTÍNEZ FERNÁNDEZ, F. J. (1974 a): "Estudio del área metamórfica del NW de Salamanca (Cordillera Herciniana, España)". *Trab. Geol. Univ. Oviedo*, 7, págs. 3-60.

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, págs. 61-141. Univ. Oviedo.

MARTÍNEZ FERNÁNDEZ, F. J. (1977): "Données sur le métamorphisme régional hercynien dans le dôme du Tormes (provinces de Salamanca et Zamora, Espagne)". *Geol. Rundschau*, 66 (1), págs. 91-98.

MEDIAVILLA, R. M. y MARTÍN-SERRANO, A. (1989): "Sedimentación y tectónica en el sector oriental de la Fosa de Ciudad Rodrigo durante el Terciario" XII Congreso Español de Sedimentología, Comunicaciones, págs. 215-218.

MEGÍAS, A. G. (1982): "Introducción al análisis tectosedimentario: aplicación al estudio dinámico de cuencas". *Actas V Congr. Latinoamer. Geol*, 1, págs. 385-402.

MIALL, A. D., (1981): "Analysis of Fluvial Depositional Systems". *Am. Ass. Petrol. Geol. Educ. Course Notes Series*, 20. 75 págs.

MINGARRO MARTÍN, F. y LÓPEZ DE AZCONA, M. C., (1970): "Mapa Geológico de España a E. 1: 50.000, Hoja 501, La Fuente de San Esteban". *IGME Madrid*.

MINGARRO, F.; MINGARRO, E. y LÓPEZ DE AZCONA, M. C., (1971): "Mapa Geológico de España a E. 1:50.000, Hoja 500, Villar de Ciervo". *IGME Madrid*.

MIYASHIRO, A. (1973): "Metamorphism and Metamorphic Belts". Eds. George Allen y Unwin. 492 págs.

MOLINA, E. (1980): "Alteración relictas y morfogénesis del macizo cristalino de Toledo" *Stvd. Geol. Salmanticensis*, 16, págs. 15-25.

MOLINA, E. y JORDA, J., (1982): "Le piémont nord du Sistema Central Espagnol dans le province de Salamanca". *Resúmenes del Congreso "Montagnes et Piémont"*, Toulouse. 11 págs.

NAVIDAD, M. y PEINADO, M. (1976): "Facies volcanosedimentarias en el Guadarrama Central (Sistema Central Español)". *Stvd. Geol*, 12, págs. 137-159.

NAVIDAD, M.; PEINADO, M. y CASSILLAS, R. (1992): "El magmatismo prehercínico del Centro Peninsular (Sistema Central Español)". En: J.C. Gutiérrez-Marco, J. Saavedra y I. Rábano (Eds.): *Paleozoico Inferior de Ibero-América*, Universidad de Extremadura, págs. 485-494.

OENING SOEN (1970): "Granite intrusion folding and metamorphism in central northern Portugal". *Bol. Geol. Min*, 81, (2/3), págs. 271-298.

ORTEGA, E. y GONZÁLEZ LODEIRO, F. (1983, publicado 1986): "La discordancia intra-Alcudiense en el Dominio Meridional de la Zona Centroibérica". *Brev. Geol. Astúrica*, 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 suroccidental del autóctono de la Zona Centroibérica". Simposio sobre Cinturones Orogénicos. II Congreso Geológico de España. Págs. 85-89.

PARGA, J. R. (1969): "Sistemas de fracturas tardihercínicas del Macizo Hespérico". *Trab. Lab. Geol. Laxe*, 37, págs. 1-15.

PEARCE, J. A.; HARRIS, N. B. W. y TINDLE, A. G. (1984): Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrol.*, 25, págs. 956-983.

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. UCM Madrid, 525 págs.

POLO, M. A.; ALONSO, G., y VALLE, M. F. (1987): "Bioestratigrafía y paleogeografía del Oligoceno-Mioceno del borde SO de la fosa de Ciudad Rodrigo (Salamanca)". *Stvd. Geol. Salmanticensia*, 24, págs. 229-245.

REAVY, 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.

RIBEIRO, A. (1974): "Contribution à l'étude tectonique de Tras-os-Montes Oriental". *Serv. Geol. Port.*, 24, (Nova Serie) págs. 1-168

SANDIFORD, M. y POWELL, R. (1986): "Deep crustal metamorphism during continental extension modern and ancient examples". *Earth and 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. UCM Madrid, 125 págs.

SANZ DONAIRE, J. J., (1979): "El corredor de Béjar". Instituto de Geología aplicada, CSIC. 195 págs. Madrid.

SCHERMERHORN, L. J. G. (1956): "Igneous, metamorphic, and ore geology of the Castro Daire–Sao Pedro do Sul– Satao region (northern Portugal)". *Com. Serv. Geol. Portugal*, 37, págs. 1-617.

SCHMIDT-THOME, P. (1950): "Basamento paleozoico y cobertera moderna en la parte occidental de la España central". *Publ. Extranj. sobre Geol. de Esp.*, págs. 92-144.

SCHWENZNER, J. E. (1936): "Zur Morphologie des Zentralspanischen Hochlandes". (Ref. a la Traducción de Vidal Box 1943, *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.* 41, 121-147, Madrid) *Geogr. Abhandlungen* 3, 10, Stuttgart.

SOLÉ SABARÍS, L. (1952): "El relieve de la Península Ibérica y sus elementos estructurales". *Geografía de España y Portugal* 1, 17-269. Ed. Montaner y Simón S. A.

SOLÉ SABARIS, L. (1958): "Observaciones sobre la edad de penillanura fundamental española en el sector de Zamora". *Brev. Geol. Astúrica*, II (1-2), págs. 3-8.

SPRY, A. (1969): "Metamorphic textures" Ed. Pergamon Press, 350 págs.

STRECKEISEN, A. (1976): "To each plutonic rock its proper name". *Earth Sci. Rev.*, 12, págs. 1-33.

STRECKEISEN, A. y LE MAÎTRE, R. W. (1976): "A chemical approximation to the modal QAPF classification of igneous rocks". *Neues Jahrb. Mineral. Abh.*, 136, págs. 169-206.

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.

UBANELL, A.G. (1977): "Modelo de fracturación de la región central española. Basado en las imágenes obtenidas por satélite". *Stvd. Geol. Salmanticensia*, 12, págs. 195-206.

UGIDOS, J. M. (1973): "*Estudio petrológico del área Béjar - Plasencia (Salamanca-Cáceres)*" Tesis Doctoral Univ. Salamanca. 218 págs.

VALLANCE, T. G. (1967): "Mafic rock alteration and isochemical development of some cordierite-antophyllite rocks". *J. Petrol.*, 8, págs. 84-96.

VANCE, J. A. (1965): "Zoning in igneous plagioclase: patchy zoning". *J. Geol.*, 73, págs. 636-651.

VEGAS, R. (1974): "Las fallas de desgarre del suroeste de la Península Ibérica". *Bol. Geol. Min.*, 85 (2), págs. 153-156.

VERNON, R. H. (1983): "Restite, xenoliths and microgranotoids enclaves in granites". *J. and Proc. Royal Soc. of New South Wales*, 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.

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 Vol. II, 446-458.

WILDBERG, 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. Mineral. Petrol*, 103, págs. 253-262.

WICKMAN, S. M. y OXBURGH, E. R. (1985): "Continental rifts as a setting for regional metamorphism". *Nature*, 318, págs 330-333.

INSTITUTO GEOLOGICO
Y MINERO DE ESPAÑA
RIOS ROSAS, 23 · MADRID-3



SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGÍA