



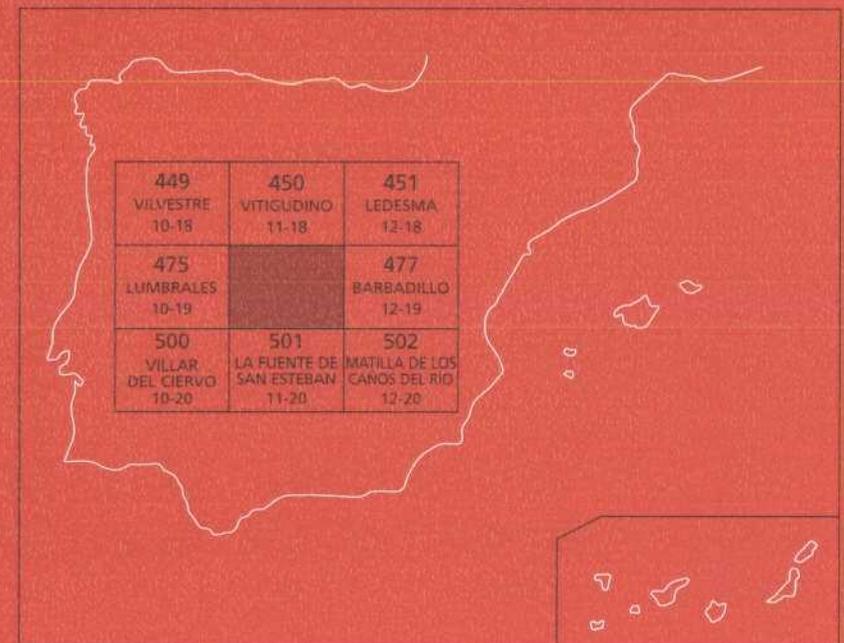
Instituto Tecnológico
GeoMinero de España

476
11-19

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

Escala 1 : 50.000

Segunda serie - Primera edición



VILLAVIEJA DE YELTES

MAPA GEOLÓGICO DE ESPAÑA

Escala 1:50.000

SE INCLUYE MAPA GEOMORFOLÓGICO A LA MISMA ESCALA

VILLAVIEJA DE YELTES

© INSTITUTO TECNOLÓGICO GEOMINERO DE ESPAÑA

Ríos Rosas, 23. 28003 MADRID

Depósito legal: M-33.573-2000

ISBN: 84-7840-406-6

NIPO: 320-00-007-6

Fotocomposición: Cartografía Madrid, S. A.

Impresión: Gráficas Muriel

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

Mapa Geológico:

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

Mapa Geomorfológico:

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

Memoria explicativa:

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

Dirección y coordinación: L. R. Rodríguez Fernández

Asesoramiento:

A. Martín-Serrano
F. Bellido
J. R. Martínez Catalán y R. Arenas

INDICE

	<i>Páginas</i>
1. INTRODUCCIÓN	9
1.1. SITUACIÓN GEOGRÁFICA	9
1.2. SITUACIÓN GEOLÓGICA y ANTECEDENTES.....	10
2. ESTRATIGRAFÍA	11
2.1. INTRODUCCIÓN.....	11
2.2. MATERIALES HERCÍNICOS (Precámbrico Superior-Paleozoico)	12
2.2.1. Dominio N y NE	12
2.2.1.1. Metasedimentos preordovícicos (21)	12
2.2.2. Dominio S y SO	13
2.2.2.1. Ordovícico (26a, 26, 27)	13
2.2.2.2. La Sucesión anteordovícica. Serie Superior. Formaciones Mon- terrubio y Aldeatejada. (22, 24)	14
2.2.2.2.1. Formación Monterrubio (22)	14
2.2.2.2.2. Formación Aldeatejada (24)	15
2.3. TERCIARIO	17
2.3.1. Paleógeno	17
2.3.1.1. UTS P1 (Arcósica Basal) (28)	17
2.3.1.2. UTS P3 (Arcósica Superior) (29)	22
2.4. CUATERNARIO	25
2.4.1. Arenas con cantos de cuarcita y granito (31)	25
2.4.2. Terrazas (32, 33, 34)	25
2.4.3. Aluvial (35)	26
2.4.4. Coluviones (30, 36)	27
2.4.5. Conos de deyección (37)	27
3. PETROLOGÍA	28
3.1. ROCAS ÍGNEAS PREHERCÍNICAS	28

3.1.1. Ortogneises glandulares (20)	28
3.2. ROCAS GRANÍTICAS HERCÍNICAS	29
3.2. 1. Macizo de Traguntía (1)	29
3.2. 2. Macizo de Pozos de Hinojo-San Cristobalejo (2, 2a, 3)	31
3.2. 3. Macizo de Yecla de Yeltes (4)	34
3.2. 4. Macizo de Picones (5)	37
3.2. 5. Macizo de Grandes (6)	39
3.2. 6. Macizo de San Cristóbal de los Mochuelos (7)	41
3.2. 7. Macizo de Ardonsillero-Rodasviejas (8)	41
3.2. 8. Macizo de Villar de Peralonso (9)	43
3.2. 9. Macizo granodiorítico de Bañobárez (10)	45
3.2.10. Macizos de Villavieja de Yeltes y Cipérez-Garcirrey (11, 12, 13 y 14) .	48
3.2.11. Dique de leucogranito (15)	65
3.2.12. Leucogranitos moscovíticos con granate (16)	66
3.3. ROCAS FILONIANAS	67
3.3.1. Pegmatitas y aplitas (17)	68
3.3.2. Pórfido granítico (18)	69
3.3.3. Diques de cuarzo ("Sierros") (19)	71
3.4. ROCAS METAMÓRFICAS	71
3.4.1. Descripción de los materiales	71
3.4.1.1. Metasedimentos pelíticos y pelítico-samíticos microalternantes de las zonas de la clorita y biotita	71
3.4.1.2. Alternancias de metasedimentos pelíticos y semipelíticos de las zonas del granate y la estauroлита	74
3.4.1.3. Metasedimentos pelíticos y semipelíticos de la 1ª y 2ª zonas de la sillimanita	77
3.4.1.4. Metaareniscas cuarzofeldespáticas y microconglomerados .	80
3.4.1.5. Metasedimentos del Dominio N y NE	82
3.4.1.6. Milonitas y filonitas asociadas a la Zona de Cizalla de Juz- bado-Traguntía (ZCJT)	84
3.4.2. Características del metamorfismo	85
3.4.2.1. Introducción	85
3.4.2.2. Metamorfismo inicial de media P/T (M ₁)	85
3.4.2.3. Metamorfismo relacionado con el pico térmico (M ₂)	92
3.4.2.4. Metamorfismo retrógrado (M ₃)	97
3.4.3. Evolución termotectónica hercínica	98
3.5. GEOQUÍMICA	101
3.5.1. Macizos de Villavieja y Cipérez-Garcirrey	101
4. TECTÓNICA	101
4.1. INTRODUCCIÓN	101
4.2. TECTÓNICA HERCÍNICA	106
4.2.1. Zona de cizalla de Juzbado-Traguntía	106
4.2.2. Estructura del dominio S y SO	108
4.2.3. Estructura del dominio N y NE	110
4.3. TECTÓNICO ALPINA	111

5. GEOMORFOLOGÍA	112
5.1. ANTECEDENTES	112
5.2. DESCRIPCIÓN FISIOGRÁFICA	112
5.3. ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO	113
5.3.1. Estudio Morfoestructural	113
5.3.2. Estudio del modelado	114
5.3.2.1. Formas fluviales	114
5.3.2.2. Formas Endorreicas	115
5.3.2.3. Formas Poligénicas	115
5.3.2.4. Formas de ladera	118
5.4. FORMACIONES SUPERFICIALES Y/O CORRELATIVAS	118
5.4.1. Alteraciones	118
5.4.2. Depósitos fluviales	119
5.4.2.1. Depósitos arcóscicos eocenos	119
5.4.2.2. Depósitos conglomeráticos oligocenos	119
5.4.2.3. Depósitos de características fluviales	119
5.4.2.4. Depósitos aluviales cuaternarios	120
5.4.2.5. Depósitos gravitacionales	120
5.4.2.6. Depósitos endorreicos: navas	120
5.5. EVOLUCIÓN DINÁMICA	121
5.6. PROCESOS ACTUALES	121
6. HISTORIA GEOLÓGICA	122
7. GEOLOGÍA ECONÓMICA	124
7.1. RECURSOS MINERALES	124
7.1.1. Minerales metálicos y no metálicos	124
7.1.2. Minerales energéticos	124
7.1.3. Rocas y minerales industriales	125
7.2. HIDROGEOLOGÍA	126
7.2.1. Climatología	126
7.2.2. Hidrología superficial	128
7.2.3. Características hidrogeológicas	128
8. BIBLIOGRAFÍA	131

1. INTRODUCCIÓN

1.1. SITUACIÓN GEOGRÁFICA

La Hoja 476 (Villavieja de Yeltes) del MTN a E. 1:50.000 se sitúa en el NO de la provincia de Salamanca entre los $6^{\circ}31'10'',7$ y $6^{\circ}11'10'',7$ longitud O y los $41^{\circ}11'04'',8$ y $40^{\circ}50'04'',8$ latitud N. Limita al N con la Hoja 450 (Vitigudino), al S con la 501 (La Fuente de San Esteban), al E con la 477 (Barbadillo) y al O con la 475 (Lumbrales).

El relieve, suave y alomado, está formado por una altiplanicie situada en la parte septentrional de la Hoja y alineada en dirección ESE-ONO, suavemente inclinada hacia el ONO y situada entre los 840 y 860 m. Como punto más elevado de esta altiplanicie destaca el cerro de Las Cabezas (al NO de Cipérez) que con sus 868 m constituye el punto más alto dentro de la Hoja. Por el otro extremo, esta altiplanicie se ve rota por la incisión de los ríos Huebra y Yeltes en el extremo occidental de la Hoja, dando desniveles de hasta 100 m y la cota más baja de la Hoja (640 m).

Los cursos de agua (efímeros y perennes) dentro de la Hoja pertenecen a la cuenca del río Huebra (separada de la del río Tormes, al N, por la altiplanicie antes citada) y destacan los ríos Huebra, Yeltes y Oblea. Esta red presenta una disposición dendrítica con cierto control estructural (p. ej. el río Oblea y el Arroyo de Valdeaguileras) que vierten al O buscando al Duero.

El paisaje humano está formado por 21 municipios representados por núcleos irregularmente distribuidos, entre núcleos estables (cascos urbanos y caseríos) y núcleos de ocupación temporal. Entre los núcleos habitados cabe señalar a Villavieja de Yeltes, El Cubo de Don Sancho, Cipérez, Yecla de Yeltes y Villares de Yeltes, todos por encima de los 300 habitantes.

La economía de la zona es eminentemente ganadera en el centro y oeste de la Hoja y así el terreno está ocupado por dehesas para ganado vacuno y porcino, mientras que la agricultura cerealista está limitada al sur de la Hoja (llanos de La Fuente de San Esteban).

A nivel de comunicaciones la Hoja está surcada por carreteras comarcales (entre las que destaca la 525 entre Vitigudino y La Fuente de San Esteban) que discurren de N a S y que están unidas por numerosos caminos agrícolas.

1.2. SITUACIÓN GEOLÓGICA Y ANTECEDENTES

Dentro de la Hoja estudiada se pueden diferenciar dos conjuntos geológicos bien delimitados, los materiales pertenecientes al ciclo hercínico y los materiales cenozoicos. Por ello, la situación geológica y los antecedentes se darán para cada uno de estos conjuntos.

Los materiales del ciclo hercínico se sitúan dentro de la Zona Centro-Ibérica definida por JULIVERT *et al.* (1972). DÍEZ BALDA *et al.* (1990) dividen esta zona en dos dominios tectónicos atendiendo a las estructuras de primera fase hercínica, dominio de pliegues recumbentes y dominio de pliegues verticales. De acuerdo con esta división, los materiales de esta Hoja se sitúan en la parte norte del dominio de pliegues verticales. Los trabajos realizados sobre la geología de estos materiales comienzan con GIL Y MAESTRE (1880) que describe la geología y minería de la provincia de Salamanca. SCHMIDT-THOME (1945) publica la primera cartografía de la región, diferencia distintos tipos de granitos y fases de deformación y realiza cortes geológicos que en cierto grado todavía son válidos. GARCÍA DE FIGUEROLA y PARGA (1968) describen por primera vez la zona de cizalla que aparece en el sector de Juzbado-Traguntía. GARCÍA DE FIGUEROLA (1971) realiza una cartografía detallada del sinclinal ordovícico-silúrico de Sequeros - Ahigal de los Aceiteros. MARTÍNEZ FERNÁNDEZ (1974) estudia la petrografía, metamorfismo, estructura y geoquímica del NO de Salamanca, presentando una cartografía y clasificación de los distintos tipos de granitoides. CARNICERO (1980) realiza un estudio más detallado de estos granitoides y los cartografía en una zona situada al S de la zona antes mencionada. Estos estudios se complementan con los realizados por LÓPEZ PLAZA (1982) sobre el domo del Tormes, centrados en la problemática estructural y en la dinámica de los cuerpos graníticos. Estos tres últimos trabajos y otros más, realizados en las zonas circundantes, están recogidos en una síntesis cartográfica realizada por el Dpto. de Petrología de la Universidad de Salamanca (1983).

Otros trabajos realizados sobre la zona de cizalla de Juzbado-Penalva do Castelo, y que complementan al anteriormente mencionado, son: IGLESIAS y RIBEIRO (1981) quienes consideran que en la tardi-fase III se desarrollan cizallas dúctiles de desgarre, pero especulan que puede tratarse de un accidente muy precoz que ha rejugado durante el hercínico. LÓPEZ PLAZA (1982) indica que la banda de cizalla separa dos sectores, al N aparecen materiales metamórficos de alto grado, principalmente gneises, en cambio al S aparecen materiales metamórficos de menor grado. Por lo que respecta a los granitoides, considera que al N hay granitos autóctonos, subautóctonos o anatécicos y al S granitos alóctonos y muy evolucionados. JIMÉNEZ ONTIVEROS y HERNÁNDEZ ENRILE (1983) realizan un estudio de las texturas y microestructuras que se producen con la deformación de la cizalla. RODRÍGUEZ ÁLONSO (1985) y DÍEZ BALDA (1986) realizan un estudio de los materiales metamórficos al S de la provincia de Salamanca, diferenciando dos unidades o formaciones: Monterrubio y Aldeatejada. GIL TOJA *et al.* (1985) definen una cuarta fase de deformación hercínica de alcance regional, pero desarrollada irregularmente, situando esta fase con posterioridad a las

tres fases principales de deformación hercínica y con posterioridad al emplazamiento de los granitoides tardihercínicos.

Las primeras dataciones absolutas que se conocen de la zona proceden de GARCÍA GARZÓN y LOCUTURA (1981) quienes obtienen unos resultados para el granito de Lumbrales-Sobradillo de 300 ± 8 Ma. y para el granito de Villar de Ciervo-Puerto Seguro de 284 ± 8 Ma. SERRANO PINTO *et al.* (1987) realizan una compilación de los datos radiométricos de los granitoides del Macizo Hespérico, así como una relación con las distintas fases de deformación hercínica.

Por último, es necesario citar el reciente trabajo de LÓPEZ PLAZA y MARTÍNEZ CATALÁN (1987) en el que realizan una síntesis sobre rocas graníticas del Macizo Hespérico, en el que se puede encontrar abundantes datos y revisiones de trabajos anteriores sobre rocas de esta Hoja y de zona próximas, así como algunos trabajos realizados al otro lado de la frontera.

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.

Los principales estudios relativos a los depósitos terciarios de la Fosa de Ciudad Rodrigo se desarrollan a partir de la década de los 70. Son fundamentalmente trabajos de carácter regional que inciden bien sobre aspectos estratigráficos (JIMÉNEZ, 1970, 1975; MINGARRO y LÓPEZ DE AZCONA, 1970; MINGARRO *et al.*, 1971; ALONSO GAVILÁN y POLO, 1986; ALONSO GAVILÁN y CANTANO, 1987; MEDIAVILLA y MARTÍN-SERRANO, 1989), bien sobre aspectos morfológicos (MOLINA y JORDÁ, 1982; JORDÁ, 1983; CANTANO, 1982; CANTANO y MOLINA, 1987) o bien sobre aspectos cronológicos (ALONSO GAVILÁN y VALLE, 1986; POLO *et al.*, 1987; JIMÉNEZ y MARTÍN IZARD, 1987). Sin embargo, la mayor parte de estos estudios se localizan hacia el extremo más occidental de la fosa situándose únicamente en las proximidades de la zona que nos ocupa (MINGARRO y LÓPEZ DE AZCONA, 1970; CANTANO y MOLINA, 1987; y MEDIAVILLA y MARTÍN-SERRANO, 1989).

2. ESTRATIGRAFÍA

2.1. INTRODUCCIÓN

Los materiales más antiguos que afloran en el área de estudio son metasedimentos atribuidos, en primera aproximación, al Precámbrico superior-Paleozoico. Su composición litológica y rasgos estructurales varían sustancialmente a ambos lados del trazado cartográfico de la Cizalla de Juzbado - Traguntía que los afecta y por ello se han diferenciado dentro del ámbito de la Hoja dos dominios. El Dominio Norte y Noroeste se localiza al N de la Cizalla de Juzbado - Traguntía y está constituido por metasedimentos en grado medio y alto junto con ortogneises. El Dominio Sur y Sureste, ubicado al S de la cizalla, está constituido por metasedimentos en grado bajo y medio con ausencia de materiales ortoderivados.

Discordantemente sobre los materiales metasedimentarios y no conformes sobre los granitoides que afloran en el área de estudio se dispone un conjunto de depósitos terciarios de

origen continental y, finalmente los materiales cuaternarios, de naturaleza variada, que recubren a gran parte de los materiales precedentes.

2.2. MATERIALES HERCÍNICOS (Precámbrico Superior-Paleozoico)

2.2.1. Dominio N y NE

Las rocas incluidas en este apartado se encuentran en la mitad N de la Hoja, siempre al N y NO de la Zona de Cizalla de Juzbado-Traguntía y enmarcados por los afloramientos de granitoides sincinemáticos, correspondiendo a parte del "Complejo Laminar Pegmatoides", o "Serie del Alamo" de GARCÍA DE FIGUEROLA y FRANCO (1975) y al "Tercer Segmento" de GARCÍA DE FIGUEROLA *et al.* (1983). Dicho Complejo ha sido descrito en esta zona como "Tramo Inferior" con carácter de formación por CARNICERO (1980) y GONZALO (1981).

Además de una potente secuencia de metasedimentos en grado medio y alto, dentro de este dominio aparecen ortogneises glandulares y gran profusión de intercalaciones granitoides y rocas filonianas hercínicas.

2.2.1.1. *Metasedimentos preordovícicos (21)*

En el presente trabajo, se considera a la referida "Serie del Alamo" como parte integrante del "Complejo Esquisto-Grauváquico" s.l. (CEG) y no como una unidad independiente, aunque, por el momento no ha sido posible referir a los materiales que nos ocupan bajo este epígrafe, como consecuencia de la escasez y poca calidad de los afloramientos, a alguno de los Grupos o Formaciones actualmente definidas en el CEG. En nuestra opinión, la presencia o ausencia de intercalaciones de granitoides, pegmatitas o venas, no constituye un criterio para distinguir los metasedimentos aquí considerados como una formación o unidad cartográfica independiente.

La relación genética clara de buena parte de las intercalaciones paraconcordantes de granitoides que caracterizan a la "Serie del Alamo" con los macizos y alineaciones de granitos sincinemáticos, nos ha permitido englobar al Complejo junto al resto de materiales del CEG con la particularidad de que en entornos próximos a los macizos graníticos, el CEG presenta una mayor profusión de intercalaciones de granitoides paraconcordantes.

La ausencia de diferencias composicionales notables entre los metasedimentos de ambas unidades, el agrupamiento en torno a los macizos graníticos de las intercalaciones de forma marginal y apical denotando el carácter cogenético, o con respecto a un mismo evento plutonometamórfico, el aumento de la abundancia de las intercalaciones hacia los contactos con los granitos, así como la disminución o tránsito gradual entre el "Complejo Laminar" y el resto de los metasedimentos, constituyen argumentos que nos permiten corroborar la anterior afirmación.

Los materiales aquí considerados son mayoritariamente micaesquistos y paragneises feldespáticos provenientes de protolitos pelíticos y pelítico-grauváquicos, cuya composición y aso-

ciación resulta distinta a las rocas que afloran en grado metamórfico medio y fundamentalmente bajo, al S de la ZCJT, en el Dominio S y SO de la Hoja. Presentan también intercalaciones locales de metapsamitas, en ocasiones cuarcíticas y delgados lentejones "boudines" de rocas de silicatos cálcicos.

Forman un conjunto cuya edad es con seguridad preordovícica, ya que sobre él descansa regionalmente una potente secuencia detrítica de edad Ordovícico-Silúrico. La edad más probable para estos metasedimentos es Precámbrico Superior, sin descartar que en sus tramos más altos pueda alcanzar el Cámbrico Inferior.

La descripción de los materiales gneísicos ortoderivados aflorantes en este dominio (ortogneises glandulares) se realiza en el apartado de Rocas Igneas Prehercínicas.

2.2.2. Dominio S y SO

Dentro de este Dominio, dos conjuntos estratigráficos pueden ser distinguidos: el superior en bajo grado y edad Ordovícica, principalmente compuesto por rocas siliciclásticas y que descansa discordante sobre el inferior, constituido por rocas metasedimentarias en grados bajo y medio cuyo protolito resulta más variado y cuya edad se establece como Cámbrico Inferior sin descartar, tal vez, la presencia en los niveles estratigráficamente más bajos del Precámbrico Superior (Véndico).

2.2.2.1. Ordovícico (26a, 26, 27)

El Ordovícico que aparece en el área estudiada constituye la prolongación al noroeste del gran "Sinclinal de Tamames" que, con dirección general NO-SE, sufre a partir de la localidad de Bogajo (GARCÍA DE FIGUEROA, 1971), una brusca torsión que inflexiona su trazado y tomando una dirección E-O continúa hasta Ahigal de los Aceiteros, ya en la frontera con Portugal.

En el marco geográfico de la Hoja, el Ordovícico sólo se presenta en el ángulo SO de la misma, muy reducido de espesor y frecuentemente estirado pero con afloramientos continuos. Sufre modificaciones debidas tanto al metamorfismo y la deformación como por asimilaciones inducidas por los granitos, así como una fuerte deformación por cizallamiento dúctil bien observable en la Hoja de Lumbrales (475), en parte producida por la acción de la zona de cizalla de Juzbado-Penalva do Castelo.

Entre el Cerro de la Berzosa (828 m) y Teso del Sierro (814 m), el Ordovícico forma una estructura sinclinal de orientación general NO-SE, sinesquistosa, caracterizada por una fuerte recrystalización, de tal forma que resulta difícil discernir la estratificación y la polaridad de las capas.

La litología está constituida por cuarcitas blancas que constituyen la base de la serie y sobre la que se superponen hacia el núcleo del sinclinal micaesquistos y filitas, pudiendo pasar a

de Teso del Sierro (814 m), localizado inmediatamente al SO. Entre ambas estructuras sinformales se observa un antiforme menor desarrollado en tramos esencialmente pizarrosos, estos materiales orlan exteriormente la sinforma y vuelven a aparecer en el otro flanco, al NE, en la localidad de Villares de Yeltes. La base del Ordovícico descansa discordantemente sobre la "Formación Aldeatejada" y cartográficamente se va apoyando sobre términos estratigráficamente distintos de la misma.

La "Formación Aldeatejada" se sitúa por encima y concordante con la "Formación Monterrubio", sin que se haya encontrado contacto erosivo o brusco entre ambas, sólo la desaparición de las intercalaciones conglomeráticas tipo "Monterrubio" y el cambio litológico a los materiales esencialmente metapelíticos característicos de "Aldeatejada". Ambas formaciones forman parte de una Unidad litoestratigráfica mayor denominada "Grupo Valdelacasa" de edad Cámbrico Inferior (NOZAL y ROBLES, 1988).

La morfología asociada a este tipo de materiales está fuertemente condicionada por la presencia de niveles conglomerático areniscosos intercalados periódicamente en una serie esencialmente pizarrosa. Dichas intercalaciones, más resistentes a la erosión diferencial, forman crestones o resaltes topográficos que, en combinación con la megaestructura cartográfica hercínica, dan lugar a un modelado típicamente estructural.

Está constituida casi en su totalidad por pizarras y limolitas gris verdosas y negras, generalmente masivas aunque pueden observarse amplios tramos con un microbandeado sedimentario, en ocasiones con "microslumps" y algún fino nivel arenoso intercalado. Hacia el techo de la serie aflorante aparecen también pizarras microbandeadas y niveles conglomeráticos monogénicos de clastos de cuarzo (25). Estas últimas litologías afloran bien hacia el núcleo del sinforme situado al SE de Villavieja de Yeltes.

En dicha área, se observan niveles conglomeráticos, de potencia métrica, que lateralmente pueden transitar a facies cuarcíticas o arenosas así como disminuir su espesor, constituidos por clastos redondeados de cuarzo exclusivamente (sin feldespatos) y mostrando organizaciones internas gradadas normales e inversas y estratificaciones y laminaciones cruzadas. La geometría es lenticular, con bases erosivas sobre los materiales pelíticos infrayacentes, a los que pueden englobar en forma de cantos blandos ("clay-chips"). Son frecuentes las superficies erosionales internas y una cierta amalgamación; frecuentemente evolucionan hacia techo a niveles arenosos con laminaciones paralelas y facies con cantos de cuarzo dispersos y pelitas laminadas, dotando al conjunto de los niveles conglomerático-arenosos de una estructuración general gradada normal, así como una evolución hacia techo de las estructuras sedimentarias visibles en el sentido de disminuir la energía del medio tractivo. Representan la formación y el relleno progresivo con posterior abandono de pequeños canales excavados, con alta relación anchura/profundidad del canal.

Sedimentológicamente, ha sido interpretada en áreas al S de Salamanca (NOZAL y ROBLES, 1988), como referible a un medio marino de plataforma similar al de la "Fm. Monterrubio", con la salvedad de representar unas condiciones más uniformes y constantes en la sedimentación, que evoluciona a facies arenosas de "near-shore".

En el área estudiada no se han encontrado materiales estratigráficamente más altos referibles a las Fms. "Areniscas y Calizas de Tamames" ("Serie de la Rinconada", Ovetiense, de GARCÍA DE FIGUEROLA y MARTÍNEZ GARCÍA, 1972).

2.3. Terciario

2.3.1. Paleógeno

Durante la realización de los proyectos "Confección de las Hojas del Mapa Geológico de España E. 1:50.000 (MAGNA) n^{os} 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) n^{os} 477, 478, 501, 502, 503, 528, 728, 729, 734 y 735" se ha obtenido un conjunto de nuevos datos que nos ha permitido ampliar y concretar los conocimientos sobre la estratigrafía y evolución tectosedimentaria de los sedimentos terciarios que conforman el borde O de la Cuenca del Duero y del sector centro-occidental de la Fosa de Ciudad Rodrigo. Como resultado de todo ello se han diferenciado cuatro UTS (*sensu* MEGÍAS, 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 Villavieja de Yeltes, sólo están representadas las UTS P1 (Arcósica Basal) y P3 (Arcósica Superior). Ambas están integradas por sedimentos arcósicos que, en líneas generales, constituyen el registro de ambientes aluviales.

2.3.1.1. UTS P1 (Arcósica Basal) (28)

Aflora de un modo irregular a lo largo del borde S de la Hoja y se dispone inconforme sobre los granitoides y discordante sobre los metasedimentos hercínicos, aunque también muestra un contacto mecánico con estos últimos. Su disposición estructural es horizontal o subhorizontal y únicamente en los puntos donde se ven afectados por fracturas (N30°E) pueden llegar hasta los 50° por efecto del arrastre de las fallas.

Su espesor oscila entre los 5 y 30 m y las máximas variaciones se producen en la dirección NO-SE, mientras que en la dirección transversal (NE-SO) la potencia sufre mínimas variaciones. El trazado cartográfico de esta unidad pone de manifiesto que esa distribución de espesores viene determinada por la existencia de una paleotopografía previa a la sedimentación. Esta condicionó la distribución litológica dentro de la unidad, como se justificará posteriormente.

Los materiales arcósicos de color blanco-verdoso (5Y 7/2) que integran esta unidad son fundamentalmente conglomerados, arenas y, en menor proporción, lutitas.

Los conglomerados son de carácter arcósico y presentan un contenido medio del 70% en gravas, 0-10% en arena y 20-30% en arcilla. La fracción grava, con un centil de 15 cm, muestra

un marcado carácter bimodal con tamaños que oscilan entre 2 y 4 mm y 3 y 7 cm. Está constituida por cantos angulosos-subangulosos de cuarzo (10-30%), feldespato (10-35%) -fundamentalmente potásico (microclina y ortoclasa) y en menor proporción calcosódicos- y fragmentos de granito (20-40%) presentando además, ocasionalmente, cantos de lidita, esquisto y cuarcita. La fracción arenosa (arena media-gruesa) está constituida por cuarzo y feldespato, este último componente suele presentarse muy alterado (sericitizado) y con frecuentes golfos de corrosión. La fracción arcillosa está constituida por biotita en buen estado de preservación y, más frecuentemente, con sus bordes deflecados, moscovita, como compuesto accesorio, esmectitas y, ocasionalmente, paligorskita, la cual suele aparecer cuando los otros constituyentes aparecen intensamente alterados. Tanto las arcillas como las micas se disponen en torno a las gravas (fábrica granoestriada) y, más raramente, formando puentes entre ellas. Esta distribución de la fracción arcillosa se interpreta como debida a iluviación de material fino desde horizontes superiores, lo que permite adscribirlos a una translocación mecánica por flujos verticales durante las primeras etapas de enterramiento del sedimento. Por último, cabe señalar que ocasionalmente la fracción arcillosa puede aparecer parcialmente reemplazada por calcita y más raramente por dolomita (epigénesis carbonatada). Su organización interna consiste en estratificación cruzada planar (Gp) o en surco (Gt) de mediana escala y esta se hace tanto más difusa a medida que el contenido en arcillas de la roca aumenta.

Las arenas son volumétricamente menos importantes que los conglomerados, aunque aparecen ampliamente representadas. Son arcosas o subarcosas de submaduras a inmaduras y un tamaño de grano grueso o medio. En el primer caso son de carácter bimodal, con una moda en torno a 0,8 mm y la otra en torno a 0,125 mm y generalmente presentan clastos dispersos (fragmentos de granito, cuarcita, cuarzo y, más raramente, esquisto) de 2 a 4 mm. En las arenas de grano medio los tamaños más frecuentes se sitúan en torno a 0,25 mm y oscilan entre 0,125 y 1,5 mm. En ambos casos la fracción arenosa representa entre el 50 y el 75 % y está constituida por cuarzo (40-65%) de anguloso a subredondeado, feldespato potásico (20-45 %) muy alterado y con abundantes golfos de corrosión y feldespato calcosódico (2-15 %) de anguloso a subanguloso. La matriz, con un contenido que oscila entre 25 y 35 %, es limoso-arcillosa y está constituida por granos de cuarzo, feldespato (generalmente con los bordes corroídos), biotita (en buen estado de preservación o con formas de listón deflecado en los extremos), moscovita en escasa proporción y esmectita, apareciendo además paligorskita cuando el grado de alteración de los otros componentes es notable. En relación a la matriz, ésta puede ser tanto detrítica, lo cual se deduce de su disposición al azar constituyendo el soporte de los granos, como iluviada, mostrando una clara orientación alrededor de los granos o bien tapizando porosidades estriadas (grietas de retracción). Su organización interna consiste en estratificación cruzada en surco (St) de mediana escala o planar (Sp), la cual se hace tanto más difusa a medida que la roca muestra una mayor presencia de rasgos postsedimentarios llegando incluso a mostrar un aspecto masivo (Sm) cuando el grado de edafización (pedotúbulos) es alto. Los rasgos postsedimentarios que muestran estos materiales son: iluviación de material arcilloso, presencia de nódulos de óxidos de hierro que presentan límites difusos y, localmente, sustituciones (epigénesis) del material arcilloso por carbonato (calcita y, más raramente, dolomita).

Las lutitas de tonos verdes o verdes-rojizas están constituidas por una mezcla de limo y arcilla, arena en proporciones muy variables y pequeños clastos dispersos. Los granos son de

cuarzo y feldespato; ambos presentan corrosión en sus bordes por reacción con la matriz arcillosa y los feldespatos están muy alterados o bien han llegado a transformarse completamente en sus productos de alteración. La fracción arcillosa está constituida básicamente por biotita muy alterada, esmectita y paligorskita. Dentro de estos depósitos son muy frecuentes los rasgos postsedimentarios ligados a procesos edáficos (pedotúbulos, iluviación de arcillas a favor de fisuras irregulares, rubefacción del sedimento) así como los procesos de epigénesis carbonatada (calcita o dolomita).

Estos materiales forman cuerpos de morfología canalizada que se superponen y truncan a lo largo del tiempo o bien forman bancos de geometría tabular, estos últimos son menos frecuentes que los primeros y se disponen bien lateralmente o bien intercalados entre aquellos.

Dentro de los cuerpos de geometría canalizada se han diferenciado dos tipos fundamentales de asociaciones de facies, que siguiendo la nomenclatura de facies de MIALL (1978) son:

- a) Gp → Sp. Se encuentra representada en la columna de Buenamadre (figura 1) y se interpreta como debida a la migración de barras con caras de avalancha (*sensu* MIALL, 1981) sobre un lecho conglomerático-arenoso.
- b) Gt → St → Sm. Aparece representada en el corte del Cubo de Don Sancho (figura 2) y representa el relleno de un paleoanal. Consideramos que su génesis está ligada a la migración de *megaripples* de gravas de cresta sinuosa (Gt) evolucionando a *megaripples* de arenas de cresta sinuosa (St); finalmente estos depósitos debieron ser colonizados por la vegetación, como lo evidencia la abundancia de rasgos postsedimentarios de carácter edáfico (iluviación de arcillas, pedotúbulos, etc.).

Los bancos de geometría tabular están constituidos por arenas, generalmente de grano fino, y/o lutitas. Dentro del conjunto de estos depósitos son muy frecuentes los rasgos postsedimentarios descritos en los párrafos anteriores. Se interpretan como depósitos de llanura de inundación arenosa y/o lutítica sometida a frecuentes periodos de exposición subaérea.

Hay que señalar que la distribución espacial de estos dos tipos de bancos está claramente determinada por la presencia de la paleotopografía preexistente; así es en las zonas topográficamente más deprimidas donde predominan los bancos canalizados, mientras que las zonas más elevadas lo hacen los de geometría tabular.

De todo esto se deduce que esta unidad se sedimentó a partir de un sistema fluvial de aguas claras con canales entrelazados ("*braided*") en los que migraban barras con caras de avalancha. Este sistema discurría hacia el S "encajado" en paleovalles definidos por los materiales hercínicos, lo que restringió la aparición de una llanura de inundación arenosa, mientras que en los momentos de desbordamiento se produjo la sedimentación de materiales finos en las posiciones más altas. El sistema mostraba un comportamiento episódico probablemente ligado a un régimen estacional, como lo evidencia el desarrollo de procesos edáficos (épocas de estiaje), generalmente de un modo sistemático, a techo de cada una de las secuencias de relleno de canal (épocas de avenida).

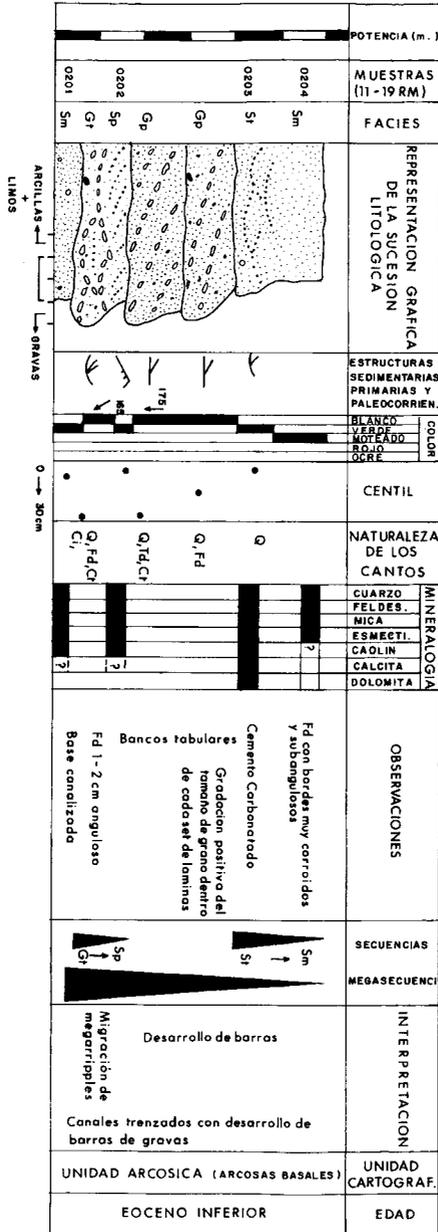
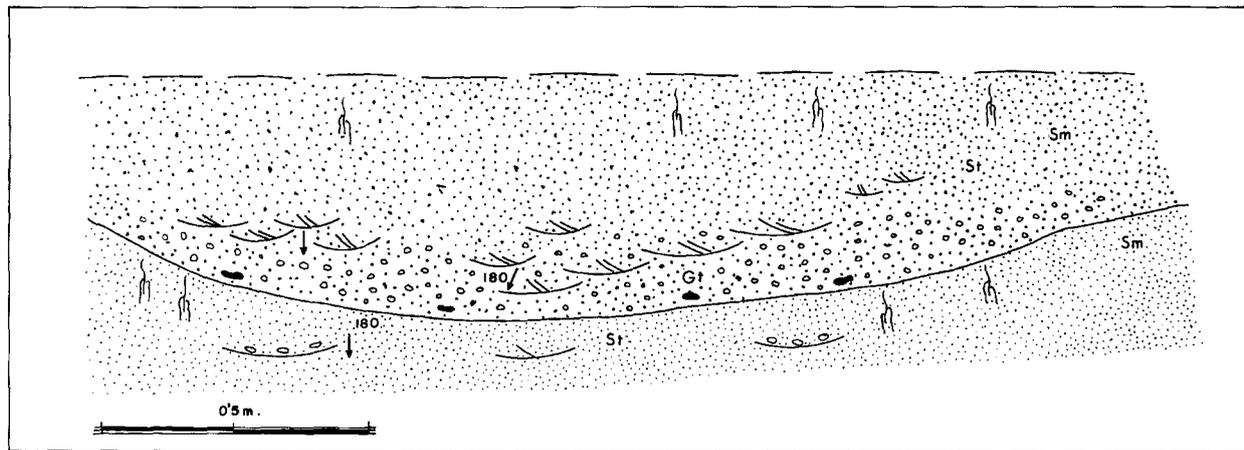


Fig. 1. Columna estratigráfica correspondiente a las facies Gp (Sp de la UTS P1 (unidad Arcósica Basal)).



-  Conglomerados
-  Areniscas
- Gt Conglomerados con estratificación cruzada en surco
- St Areniscas con estratificación cruzado en surco
- Sm Areniscas masivas
-  Rasgos edáficos (Rizocreaciones)
-  Estratificación cruzada en surco

Fig. 2. Esquema sedimentológico de las facies Gt → St → Sm de la UTS P1 (unidad Arcósica Basal).

Para esta unidad los restos paleontológicos hallados en la provincia de Zamora permiten definir unas condiciones tropicales-subtropicales (JIMÉNEZ, 1974). Junto a esto, la aparición hacia techo de cementaciones carbonatadas que culminan en la costra dolomítico-arcillosa (paligorskita) que marca el límite superior de la unidad indican una cierta estacionalidad en el clima.

Asumimos para el conjunto de estos depósitos una edad de Eoceno inferior de acuerdo con los siguientes datos:

- 1) Se extienden hacia el sur y se hallan ampliamente representados en la Hoja de La Fuente de San Esteban (501) donde están fosilizados por los materiales que integran la UTS P2 (Detrítica Intermedia), los cuales se han datado en las proximidades de Salamanca como Eoceno medio (Rhenaniense) en base a reptiles y macromamíferos (JIMÉNEZ, 1970, 1972). Por lo tanto, la edad de los depósitos de la UTS P1 debe ser anterior al Eoceno medio.
- 2) Los depósitos que conforman esta UTS P1 se continúan cartográficamente desde la Hoja de Villavieja de Yeltes hasta la Hoja de Zamora, a través de las Hojas de Ledesma, Salamanca, La Vellés y Villamor de los Escuderos. En el área de Zamora se han datado como Eoceno inferior (Neustriense-Rhenaniense inferior) en base a restos de peces, quelonios y cocodrilos (JIMÉNEZ, 1974, 1983).

2.3.1.2. UTS P3 (Arcósica Superior) (29)

Aflora de un modo irregular a lo largo de los cuadrantes NE y SO de la Hoja y se dispone discordante sobre los metasedimentos hercínicos, inconforme sobre los granitoides y discordante sobre los depósitos terciarios de la UTS P1 (Arcósica Basal) infrayacente.

Su espesor oscila entre 1 y 9 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. Se diferencia de la unidad infrayacente por:

(1) mostrar un mayor contenido en cantos de cuarcita, (2) los clastos mayores son de cuarcita y su centil alcanza valores de hasta 30 cm y (3) las arenas son fundamentalmente litarenitas o areniscas líticas.

Los conglomerados son de carácter bimodal, con una moda muy extendida en torno a los 2 mm y otra alrededor de los 3 cm, su centil puede alcanzar un valor de 30 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 es 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 (0-35 %) de subangulosos a subredondeados, feldespatos fundamentalmente potásicos (0-8 %) subredondeados y con un grado de alteración muy variable, fragmentos de granito (0-45 %) y de cuarcita (0-5 %). 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.

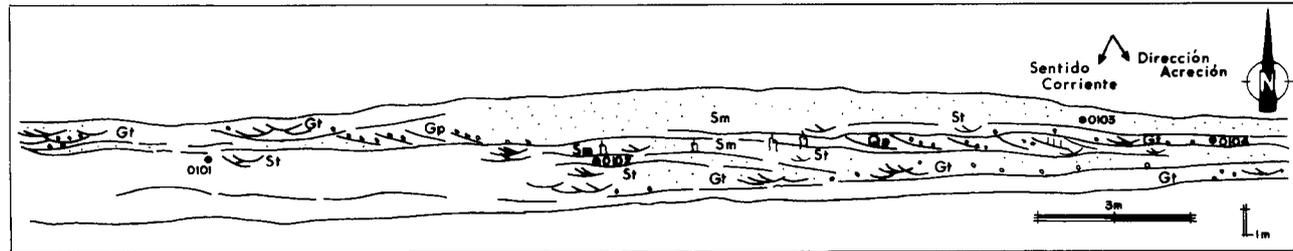
La ordenación espacial y vertical de estos materiales, que se interpretan como depósitos de canal por su morfología, se ha representado en la figura 3. En ella se recogen los rasgos más significativos de un banco conglomerático-arenoso que aflora en el km. 12,5 de la carretera que une El Cubo de Don Sancho y Traguntía.

Se trata de un banco de geometría tabular 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; estas se generarían como consecuencia de la migración de barras con caras de avalancha (*sensu* MIALL, 1981) en un lecho conglomerático-arenoso. Las barras migran corriente abajo y crecen fundamentalmente a partir de un margen del canal, como pone de manifiesto el hecho de que los depósitos de gravas (Gp) y arenas (Sp) se adosen a las superficies erosivas de morfología canalizada.

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.

A partir del conjunto de rasgos descritos hasta este momento consideramos que los depósitos de esta unidad se originaron por canales inestables de ríos de baja sinuosidad, con una estacionalidad marcada, que migraban hacia el SSO. 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



-  Estratificación cruzada en surco
-  Estratificación cruzada planar
- Gt Gravas con estratificación cruzada en surco
- St Arenas con estratificación cruzada en surco
- Gp Gravas con estratificación cruzada planar
- Sp Arenas con estratificación cruzada planar
- Sm Arenas masivas

Fig. 3. Esquema sedimentológico de los materiales correspondientes a la UTS P3 (unidad Arcófica Basal).

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).

2.4. CUATERNARIO

La escasez de datos paleontológicos en los depósitos más recientes nos imposibilita la correcta datación de éstos dentro de la Hoja, además de la inexistencia de datos similares en las Hojas cercanas y el escaso desarrollo de estos depósitos, las dataciones se basarán en la situación altitudinal y las relaciones espaciales, y por tanto la datación será cualitativa. Aún así creemos que los depósitos más recientes pueden considerarse de edad Pleistoceno y Holoceno.

De forma general los materiales cuaternarios son escasos y están reducidos a los cauces y algunas laderas, si exceptuamos el desarrollo de terrazas del río Huebra y afluentes en las cercanías de El Cubo de Don Sancho; son de escaso espesor y presentan un control en base a la litología del área madre de la cual proceden los materiales erosionados y transportados.

2.4.1. Arenas con cantos de cuarcita y granito (31)

Este depósito aparece en dos zonas cercanas entre sí, la más importante se localiza al sur de la población de Traguntía en la margen izquierda del arroyo de Aguas Amargas y la de menor extensión en un pequeño retazo en la ladera este del cerro de Alcornoque.

La litología está conformada por arenas de tipo arcósico sueltas que engloban bloques y cantos de cuarcitas y granitos tanto angulosos como redondeados, con tamaños variables, pero que en general superan los 20 centímetros. Superficialmente está retocado por un glacis y desciende suavemente hasta unirse a la terraza del arroyo de Aguas Amargas.

Su origen lo atribuimos a procesos fluviales, considerando que podría tratarse de depósitos de terrazas dejados por el arroyo durante su encajamiento y posteriormente retocados por procesos de arroyada, que darían lugar al suavizado de la ladera y la generación del glacis.

La edad de estos sedimentos la consideramos como posiblemente Pleistoceno, mientras los retoques que daría su actual fisonomía los establecemos como posiblemente holocenos.

2.4.2. Terrazas (32,33,34)

Dentro de la Hoja hemos diferenciado tres niveles de terrazas, cuyo mejor desarrollo se localiza en la confluencia del río Huebra con los arroyos de Valdeguilera y Saucera en las cercanías de El Cubo de Don Sancho.

Las terrazas más altas (32) situadas a una cota de unos 40 metros sobre el cauce están constituidas por arenas de tipo arcósico y cantos de cuarcita redondeados a subredondeados de tamaños variables, siendo su media de 10 a 15 cm. En el arroyo de Valdeguilera se localizan exclusivamente en la margen derecha del río entre los cerros de Tres Picos y los Casetones; al sur y este del Cubo de Don Sancho se encuentran algo mejor desarrolladas y están localizadas a ambos lados de la confluencia del arroyo de Saucera con el río Huertas; por último en el río Oblea quedan bien representadas entre la población de Moralita el norte y el regato de Morales al sur, pero como en el caso del arroyo de Valdeguilera, solamente se localizan en la margen derecha.

El nivel medio de terrazas (33) presenta una amplia representación en el recorrido de los ríos Huebra y Oblea y los arroyos del Parral, Tumbafrailles, Valdeguilera, Granizo y Saucera, y en menor grado en el río Yeltes. Presentan una litología muy similar conformada por arenas de tipo arcósico, limos más o menos abundantes y cantos de cuarcita redondeados a subredondeados; en cuanto a los tamaños de los cantos, para la zona del Cubo de Don Sancho se observa que el tamaño medio es menor que en el resto de los depósitos estableciéndose entre 5 y 8 centímetros, mientras que en el resto oscila entre 7 y 12 centímetros. La cota de estos depósitos respecto a los cauces oscila entre los 5 y 2 metros, siendo su cota media de 3 metros.

El nivel más inferior (34), situado al norte de la población del Cubo de Don Sancho presenta unas características litológicas más finas, quedando formado por arenas, limos y arcillas, entre los que aparecen algunos cantos de cuarzo flotando con tamaños no superiores a los 3 centímetros. La cota a la que se sitúa esta terraza respecto al cauce del río Huertas es inferior a un metro.

La edad de estos depósitos es difícil de establecer debido a la inexistencia de datos paleontológicos, hecho que hemos indicado en el comienzo de este apartado, si nos guiamos por lo expuesto en zonas cercanas (Lumbrales y Villar del Ciervo) las terrazas altas las podríamos considerar como Pleistocenas, incluso, no es de desdeñar la posibilidad de que entrasen dentro del Plioceno. Los depósitos medios los hemos considerado como Holocenos, pero como en el caso anterior no tenemos criterios para localizarlas temporalmente más concretamente. El depósito inferior, ligado estrechamente al cauce del Huebra lo consideramos con edad Holoceno.

2.4.3. Aluvial (35)

Los depósitos aluviales de los ríos están formados principalmente de arenas y cantos de variado tamaño de cuarcitas, cuarzo y granitos, redondeados a subredondeados. Los cauces de mayor entidad, como puede ser el Huebra y el Yeltes presentan barras de gravas con tamaños variables y centiles de varias decenas de centímetros, siendo las litologías principales de cuarcitas, pegmatitas, granitos de grano fino y en menor grado de metasedimentos.

En los ríos y arroyos de menor entidad suelen aparecer cantos subredondeados y angulosos, presentándose la matriz arenosa más reducida que en los cauces principales y presentándose limos de tonos grises en las áreas más remansadas.

Se puede diferenciar una albita secundaria desarrollada por una albitización postmagmática en procesos de pertitización ("vein y film pertite"), más raramente es una albita intergranular.

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 pleocroismo que varía de marrón rojizo a amarillo claro.

Presenta inclusiones de opacos, circones y apatitos. Todos los cristales presentan halos pleocroicos 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 aprecian secciones euhedrales-romboidales. Se pueden distinguir los siguientes tipos de moscovita:

- a) Moscovita asociada a los feldespatos (plagioclasa).
- b) Moscovita asociada a la biotita, con la cual crece en continuidad óptica.
- c) Moscovita asociada a la 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 simplectíticos en los bordes con el cuarzo.

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

Como mineral accesorio más característico se encuentra 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.

3.2.5. Macizo de Grandes (6)

Este macizo está situado en la parte noreste de la Hoja, continuándose por la Hoja de Barbadillo (477). Se encuentra a lo largo del borde norte del Macizo de Cipérez-Garcirrey, con una dirección N70° E, por el cual está intruido. Aflora formando berrocales, con bolos

redondeados de pequeñas dimensiones y como lascas a ras del suelo. Intruye en los materiales del Complejo Esquisto-Grauváquico situados al norte. También se encuentra formando una orla al sur del Macizo de Villar de Peralonso.

Está formado por un granito de dos micas, grano grueso, no porfídico de color leucocrático. Tiene una matriz inequigranular y una textura en ala de mosca formada por la biotita, la cual se presenta en grandes placas de 7-8 mm. La moscovita se presenta con un tamaño un poco menor que la biotita. Muy raramente se observan fenocristales de feldespato potásico, de forma exagonal, con un tamaño de 2 cm.

Este granito en su parte norte se encuentra afectado por la zona de cizalla dúctil sinistral de Juzbado-Penalva do Castelo, presenta orientaciones según $N70^{\circ} E$, buzando $60^{\circ} -70^{\circ}$ al sur. En algunos puntos se observa una reducción de tamaño de grano, sobre todo en las micas. Fuera de la zona de cizalla, el granito presenta una orientación $N130^{\circ} E$ y buzando al S, la cual es concordante con las estructuras regionales que se encuentran en la zona, y que se puede apreciar en la Hoja de Barbadillo.

Texturalmente el granito de Grandes es de tipo holocristalino, inequigranular, y algo porfídico de grano grueso. Este granito se encuentra afectado por la cizalla sinistral de Juzbado-Penalva do Castelo, observándose en las láminas una fuerte deformación, con reducción del tamaño de grano y orientación de los minerales, principalmente de las micas. Al observar en lámina delgada esta deformación, se aprecia que es más intensa en estrechas bandas que se anastomosan y donde se puede observar estructuras S-C con criterio sinistro.

Los componentes esenciales son, cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, biotita y moscovita. Los accesorios más frecuentes son los comunes en este tipo de rocas, circón, apatito y opacos. Como minerales de cristalización tardía y/o secundarios se encuentran clorita, rutilo, sericita, feldespato potásico, sericita como resultado de la cloritización de la biotita y sericitización de la plagioclasa. El feldespato potásico procedente de la biotita se dispone en finos husos en los planos (001), pero es muy escaso. También se puede diferenciar una moscovita secundaria procedente de la biotita y que da lugar a grandes placas de moscovita tardía, y otra procedente de la plagioclasa con menor tamaño y que se encuentra orientada reticularmente dentro de cada cristal de plagioclasa.

El cuarzo principal es alotriomorfo, con fuerte extinción ondulante, formando "ribbons" sigmoidales, en las láminas delgadas donde se observa una deformación muy intensa, el cuarzo puede presentar una fuerte poligonización, con bordes suturados y también se pueden observar formas poligonales con puntos triples de unión.

El feldespato potásico es microclina, con extinción ondulante en zonas donde se observa una fuerte reducción del tamaño de grano, dando lugar a texturas en mortero. En láminas donde la deformación es más intensa, el feldespato potásico presenta formas poligonales, con puntos triples de unión, con finas micas entre los cristales, junto con el cuarzo que presenta esta misma textura, se puede decir que ha existido un proceso de recristalización. El feldespato potásico presenta textura pertítica y mirmequítica. Incluye a cuarzo y plagioclasas bastante idiomorfas.

La potencia de estos depósitos es escasa en los cauces secundarios y algo más importante en los principales, oscilando entre los 30 centímetros y los 70 centímetros visibles en las zonas mejor desarrolladas. La edad de los materiales la atribuimos al Holoceno, con las restricciones ya indicadas anteriormente.

2.4.4. Coluviones (30,36)

Dentro de los depósitos coluviales hemos diferenciado dos tipos en cuanto a edad, el más antiguo de estos se situaría en dos zonas, la de mayor entidad se localiza en la esquina SO de la Hoja en torno al cerro de Berzosa, el de menor extensión se sitúa al N de la Hoja, en el Cerro Cotorinas; el segundo de los tipos lo constituyen el resto de los coluviones de la Hoja.

El coluvión más antiguo (30) está formado por gravas de tonos pardos constituidas por cantos angulosos de cuarcita, posee matriz areno-lutítica de carácter arcósico mal calibrada. En el cerro de Berzosa presenta tonalidades ocreas que en algunos casos se hacen rojas; en el otro afloramiento la matriz es más arcillosa y con los tonos rojos más marcados.

El tamaño de cantos de estos coluviones más antiguos varía entre los 5 y 10 centímetros y en general se encuentra en su interior aureolas de tonos ocreas y rojo que se van palideciendo hacia el interior de los mismos. La edad de estos depósitos la estimamos como Pleistoceno, si bien podría prolongarse al Holoceno.

El resto de los coluviones de la Hoja, a los cuales les hemos considerado una edad holocena (36), tienen una composición litológica variada, que depende de los materiales que constituyen el sustrato allí donde se desarrollan.

En el caso de los materiales metasedimentarios y los granitoides, los depósitos coluviales quedan formados por fragmentos de roca más o menos angulosos (si bien en los granitoides pueden existir fragmentos redondeados por procesos de desagregación, ya sea granular o en forma de escamas), entre los que existe una matriz de arenas, limos y arcillas que rellenan los huecos entre los fragmentos líticos. El tamaño de los cantos es variado pudiendo alcanzar los 40 centímetros en los casos en que los depósitos estén ligados a sierras, en el resto los tamaños son más reducidos teniendo una media de 10 a 20 centímetros.

2.4.5. Conos de deyección (37)

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. La edad por su relación con los aluviales la consideramos como Holoceno.

Su litología depende de los materiales que el curso de agua, generalmente estacional, recorra. Los sedimentos son, por lo general, de tamaño arena y/o limo, siendo los cantos de tamaño superior a los 2 cm muy escasos. De una forma general, podemos decir que los conos desarrollados a partir de materiales metamórficos y granitoides se alimentan de las

alteraciones que sobre estas rocas existen, mientras que los elaborados a partir de los terciarios presentan una litología arcósica, muy similar a la de estos sedimentos, si bien son escasos los cantos superiores a los 2 cm, como hemos dicho anteriormente.

3. PETROLOGÍA

3.1. ROCAS ÍGNEAS PREHERCÍNICAS

3.1.1. **Ortogneises glandulares (20)**

Los ortogneises glandulares se encuentran aflorando en el NE y O de la Hoja y pertenecen al conjunto de materiales que están incluidos dentro del dominio N-NE delimitado por la zona de cizalla de Juzbado-Traguntía.

Aunque muestran una considerable diversidad de facies, potenciada por la migmatización, en general se trata de rocas cuarzofeldespáticas mesócratas, de grano grueso, con una marcada textura foliada porfiroclástica. Los términos más leucocráticos muestran un número menor de glándulas feldespáticas que además tienen un tamaño menor que en las facies con mayor contenido de biotita, donde los feldespatos pueden llegar a alcanzar los 20 cm.

La roca está formada por glándulas de feldespato, rodeadas por la foliación, con un tamaño que oscila normalmente entre 2 y 15 cm en una matriz de tamaño de grano medio o grueso y de composición granítica.

Las "glándulas", que seguramente corresponden a antiguos fenocristales, tienen morfologías variadas, desde idiomorfias hasta redondeadas o lenticulares por efecto de las rotaciones y aplastamientos sufridos durante la deformación, y están constituidas por un agregado policristalino de plagioclasa y feldespato potásico con algo de cuarzo y micas. Están siempre rodeadas por la foliación que, cuando la densidad de glándulas es grande, adquiere una morfología anastomosada; en muchas ocasiones, las glándulas feldespáticas lenticulares tienen un eje mayor que define una lineación de estiramiento en la roca. En relación a las glándulas y a la foliación, se desarrollan colas o sombras de presión rellenas de un agregado de cuarzo, feldespato potásico y albita.

La matriz de la roca es un agregado granudo, inequigranular de grano medio a grueso compuesto por cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, moscovita, biotita y normalmente, sillimanita. En algunas muestras también se encuentra cordierita en cantidades accesorias. La biotita y la sillimanita, parcialmente sustituidas por moscovita, forman agregados, a modo de "schlieren", que definen la foliación.

El grado de migmatización es muy variable, probablemente en función de la composición de la facies de que se trate, oscilando entre una augen-estromatita hasta una nebulita o, localmente, un granitoide diatexitico.

Son relativamente comunes las intercalaciones laminares concordantes de rocas graníticas de grano fino foliadas, de aspecto aplitoide, similares a las que se encuentran intercaladas

en los metasedimentos de toda la región (áreas de Martinamor, Lumbrales, Vitigudino o Aldeadávila de la Ribera). También se encuentran intercalaciones de granitoide inhomogéneo, que deben corresponder a leucogneises intensamente migmatizados.

Estas rocas son correlacionables con el resto de los gneises glandulares que aparecen en el Macizo Hespérico y que son conocidos como gneises "Ollo de Sapo". La interpretación petrogenética y la edad de estas rocas han sido fuente de discusión durante mucho tiempo. En esta región, debido al grado de deformación y metamorfismo que los afecta, pueden aportarse pocos datos que ayuden a esclarecer la naturaleza del protolito de estas rocas. En general, la interpretación más extendida tiende a considerarlas como rocas ortoderivadas procedentes de granitoides subvolcánicos y, en algún caso (gneises de grano fino "porfiroides"), volcánicas o volcanodetríticas.

3.2. ROCAS GRANÍTICAS HERCÍNICAS

En el estudio de los granitoides de esta Hoja se han seguido los criterios que establecieron BELLIDO *et al.* (1987) para las rocas graníticas del norte de Galicia. Estos autores optan por una clasificación en la que se consideran como criterios la relación de los plutones respecto a las fases de deformación principales hercínicas, el nivel de emplazamiento y las características petrológico-mineralógicas más elementales de las facies predominantes.

3.2.1. Macizo de Traguntía (1)

El Macizo granítico de Traguntía se encuentra situado en el centro-norte de la Hoja. Los materiales encajantes corresponden al "Complejo Esquisto-Grauváquico y presenta una forma cartográfica alargada según E-O, la cual puede estar condicionada por el desarrollo de la zona de cizalla de Juzbado-Penalva do Castelo. Los afloramientos son lajas a ras de suelo o en bolos redondeados de pequeño tamaño que no llegan a dar berrocales.

A escala de campo puede observarse que es un granito de grano medio a medio-grueso, de dos micas no porfídico, aunque suele presentar fenocristales de feldespato potásico de 2-3 cm, de forma tabular, siendo posible también reconocer feldespatos de tamaño menor a 1 cm.

Desde un punto de vista estructural se encuentra deformado por la cizalla dúctil de Juzbado, sobre todo en su mitad sur, observándose estructuras S-C que dan criterio siniestro. Estas estructuras se observan en la mitad sur de este macizo y presentan direcciones N 70-80°E y buzando al sur 50°. Se produce una fuerte reducción del tamaño de grano. Al alejarnos del pueblo de Traguntía y hacia el norte, la deformación producida por la cizalla va desapareciendo, siendo poco visible en el contacto N de este macizo. Los fenocristales de feldespato dan formas sigmoidales de acuerdo con el criterio de la cizalla, llegando a producir texturas de tipo milonítico.

Petrográficamente, presenta una textura holocristalina, heterogranular, deformativa-recristalizada en mosaico. La textura deformativa está producida principalmente por la zona de

cizalla de Juzbado-Penalva do Castelo en la mitad sur del macizo, y se manifiesta por una reducción del tamaño de grano y estructuras de tipo S-C. La textura recrystalizada se observa principalmente en el cuarzo, el cual muestra formas poligonales con bordes rectos y puntos triples de unión, formando texturas en mosaico. Esta textura se observa principalmente en la mitad sur, aunque también se ha observado en otras láminas situadas en la parte norte del granito.

Mineralógicamente, los minerales principales son cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, biotita y moscovita. Los accesorios más frecuentes son opacos, apatito, circón y turmalina, y la clorita, rutilo sagenítico y granular, sericita y moscovita como secundarios. Las alteraciones más importantes son la cloritización de la biotita y la sericitización y moscovitización de los feldespatos.

El cuarzo principal se presenta con hábito anhedral, extinción ondulante y formación de subgranos. En las zonas donde la deformación es más intensa el cuarzo presenta formas alargadas ("ribbons"), reducción del tamaño de grano y texturas de recrystalización en mosaico (dinámica y/o estática ?).

Otros tipos de cuarzo que se pueden diferenciar se encuentran como inclusiones en la moscovita y en el feldespato potásico.

El feldespato potásico se presenta en la mesostasis o como fenocristales. Estos fenocristales presentan la macla de microclina-Carlsbad, con formas subhedrales. Tiene pertitas tipo "vein" y más raramente pertitas tipo "patch". Son pobres en inclusiones de plagioclasa subidiomorfas, estas plagioclasa suelen tener el núcleo alterado a sericita. Los fenocristales también incluyen a cuarzo con formas redondeadas, apatito, opacos. Por lo que se refiere al feldespato potásico de la mesostasis, presenta formas anhedrales, con la macla de la microclina y más raramente de microclina-Carlsbad. Se pueden observar procesos de sustitución de plagioclasa por feldespato potásico (feldespatización).

La plagioclasa es subhedral a anhedral, con la macla de la albita, presenta los núcleos algo alterados a sericita, y tiene un proceso de moscovitización, desarrollando finas moscovitas que se disponen según los planos de exfoliación. Es muy frecuente observar pequeñas manchas con formas irregulares de feldespato potásico en el interior de los cristales de plagioclasa, a la cual sustituye.

La biotita se presenta en cristales individuales, menos frecuente en agregados de 2-3 cristales. Presenta formas anhedrales, de color marrón rojizo. Tienen inclusiones de opacos y circones que desarrollan halos pleocroicos.

La moscovita aparece en grandes placas xenomorfas. Presenta gran abundancia de inclusiones de circones que desarrollan halos pleocroicos, apatitos, cuarzo y opacos con formas alargadas que tienden a disponerse entre los planos de exfoliación (001), estas moscovitas proceden a partir de las biotitas, observándose, a veces, restos de biotita dentro de las moscovitas, presentando la misma extinción. Se puede diferenciar otro tipo de moscovita de menor tamaño y procedente de la plagioclasa, la cual suele disponerse según los planos de

exfoliación de la plagioclasa. Con lo cual toda la moscovita que se observa es de origen secundario y/o tardía.

Dentro de las zonas afectadas por la zona de cizalla, la moscovita presenta formas de peces de micas, reducción del tamaño de grano.

Como minerales accesorios más característicos se encuentra el apatito con formas aciculares o bien redondeadas-globosas, estas últimas suelen tener inclusiones de pequeños circones. La turmalina se encuentra siempre en cristales aislados de hábito anhedral. El circón se presenta con formas redondeadas, rara vez bipiramidales y siempre como inclusiones en otros minerales.

3.2.2. **Macizo de Pozos de Hinojo-San Cristobalejo (2,2a,3)**

Se encuentra en el centro de la Hoja, aflorando en dos sectores, Pozos de Hinojo al E y San Cristobalejo al O. Encaja en materiales del CEG y está intruido por los macizos de Alcoba de Ituerto, San Cristóbal de los Mochuelos y por los macizos tardíos de Villavieja de Yeltes y Cipérez-Garcirrey. Aflora muy mal, en pequeños bolos y lajas a ras de suelo que no llegan a dar berrocales.

La facies mayoritaria consiste en un granito homogéneo, de grano medio-fino, de textura equigranular de tipo "Sacaroideo", y de dos micas. Esporádicamente se pueden ver fenocristales de feldespato de 1-3 cm que nunca son idiomorfos. El cuarzo puede llegar a formar cristales de 1 cm de diámetro. La moscovita, subidiomorfa o idiomorfa, forma grandes placas (5 mm); la biotita siempre es de menor tamaño. Suelen observarse nódulos de cuarzo lechoso de hasta 5 cm de anchura, y bandas leucocráticas estrechas (3-4 cm) enriquecidas en moscovita y con total ausencia de biotita que son características de este macizo (greissen).

Hay enclaves surmicáceos (3-4 cm), de encajante (5-6 cm), biotíticos, migmatíticos y granito porfídico; estos últimos están constituidos por un granito de grano grueso de dos micas y con fenocristales de feldespato potásico de 2-3 cm de forma tabular; un enclave de este tipo, de dimensiones cartografiables se ha distinguido en el sector de San Cristobalejo y será descrito más adelante.

En el sector de San Cristobalejo se ha diferenciado una subfacies (ver Mapa Geológico, 2a), que se caracteriza por: tamaño de grano similar o mayor que la facies común, abundancia de enclaves biotíticos y de fenocristales de feldespato potásico de 3-4 cm, subidiomorfos a alotriomorfos, y sin ningún tipo de estructuración.

En general, el granito presenta una foliación marcada por la biotita y con una dirección N 120°E y buzante al S unos 40°, que en las proximidades de la zona de cizalla cambia de dirección hacia E-O, concordante con la dirección de dicha estructura.

También en el sector de San Cristobalejo se ha diferenciado cartográficamente un megaenclave (ver Mapa Geológico, 3), situado en las proximidades de dicha localidad y que se carac-

acuerdo con la reacción descrita por CHAYES (1955) y descrita anteriormente. Otro proceso desarrollado sobre la biotita es la moscovitización de ésta, dando lugar a la moscovita tardía en la cual se puede observar restos de la biotita, así como inclusiones de opacos, circones que desarrollan halos pleocroicos, apatito y a veces estas moscovitas tienen un ligero pleocroismo. Estas moscovitas tardías suelen desarrollar bordes simplectíticos con el cuarzo. Otro tipo de moscovita tardía se desarrolla a partir del feldespato potásico, desarrollándose bordes simplectíticos.

Los accesorios más comunes son, apatito con formas redondeadas e inclusiones de circones. Con las observaciones realizadas al microscopio se puede clasificar al granito como un granito dos micas, porfídico, aunque hay que hacer referencia a que toda la moscovita es de origen tardío y/o secundario.

3.2.3. Macizo de Yecla de Yeltes (4)

Está situado en el centro y noroeste de la Hoja. Hacia el N y NE encaja en materiales del CEG y migmatitas, hacia el S está intruido por el macizo tardío de Villavieja de Yeltes.

Aflora bastante mal, pero en la parte O de la Hoja el encajamiento del río Huebra, proporciona zonas de mayor relieve, En estas áreas se puede observar una fuerte disyunción prismática debido al espaciado métrico de las diaclasas.

La facies mayoritaria consiste en un granito homogéneo, de grano medio-fino, de textura equigranular de tipo "sacaroideo", y de dos micas.

Esporádicamente se pueden ver fenocristales de feldespato de 1-3 cm que nunca son idiomorfos. El cuarzo puede llegar a formar cristales de 1 cm de diámetro. La moscovita, subidiomorfa o idiomorfa, forma grandes placas (5 mm); la biotita siempre es de menor tamaño. Suelen observarse nódulos de cuarzo lechoso de hasta 5 cm de anchura, y bandas leucocráticas estrechas (3-4 cm) enriquecidas en moscovita y con total ausencia de biotita que son características de este macizo (greissen).

Hay enclaves surmicáceos (3-4 cm), de encajante (5-6 cm), biotíticos, migmatíticos y porfídicos; estos últimos están constituidos por un granito de grano grueso de dos micas y con fenocristales de feldespato potásico de 2-3 cm de forma tabular.

Al S de Escuernavacas, en las proximidades del arroyo del Granizo y (al E de Escuernavacas), se han observado zonas inhomogéneas que tienen un tránsito gradual con la facies mayoritaria y que presentan las siguientes características: tamaño de grano similar o mayor que la facies común; abundancia de enclaves biotíticos, schlieren muy alargados de dirección E-O y fenocristales de feldespato potásico de 2-3 cm, existencia de zonas en las que se reconoce deformación por cizalla dúctil sinistra de orientación E-O; presencia de restos migmatíticos, diques de cuarzo y pegmatitas. En la zona situada al E de Escuernavacas, presenta feldespatos potásicos de 2-3 cm con forma tabular. La parte oriental de esta macizo se encuentra afectada por la cizalla de Juzbado-Penalva do Castelo, observándose estructuras S-C con cri-

terio sinistral, encontrándose los planos C espaciados 1-2 cm. Los fenocristales de feldespato se encuentran rotados y alargados según el sentido de la cizalla.

En general, en el granito no se observan foliaciones muy fuertes, salvo hacia el O donde se encuentran dos zonas con direcciones N-S, subverticales o buzando 70° al O y en el límite de la Hoja, a la altura de Bogajo aparece una foliación subhorizontal.

En el centro de la Hoja (ver Mapa Geológico, 4a), se ha diferenciado una facies a la cual se la puede denominar macizo de Alcoba de Ituro y presenta las siguientes características: encaja en materiales de la Formación Monterrubio al S, O y N; al E está intruido por el macizo tardío de Cipérez, y al NE limita con el macizo de San Cristobalejo, cuyas relaciones mutuas se ignoran. Aparece en grandes afloramientos compuesto por bolos métricos de forma redondeada, los cuales dan berrocales.

Está formado por un granito de dos micas, de grano medio-grueso (con variaciones locales). La biotita forma cristales de 2-3 mm; la moscovita aparece en pajuelas o como cristales de 4-5 mm; el feldespato potásico habitualmente forma cristales de 5-7 mm. Localmente puede tomar un aspecto ligeramente porfídico a causa de la presencia de fenocristales de feldespato potásico de 2-3 cm. Su textura es, pues, ligeramente inequigranular.

Se han observado en este macizo dos tipos de enclaves. En primer lugar, unos siempre redondeados oscuros, compuestos fundamentalmente por biotita y plagioclasa. En segundo lugar, otros leucocráticos de tendencia aplítica, pero con algunos cristales mayores de cuarzo, biotita y moscovita, que afloran con contornos redondeados o angulosos y con formas de tortas, el tamaño que tienen oscila de centimétrico hasta 1-2 m.

En general, no presenta ningún tipo de estructuración, localmente se nota una orientación muy débil (N 160°-170° E).

Se trata de un granito con una textura holocristalina, inequigranular de grano medio, algo porfídica, con orientación deformativa marcada principalmente por las micas. Dicha orientación varía en intensidad de unos lugares a otros, reflejándose en una reducción del tamaño de grano, fuerte extinción ondulante de los minerales con tendencia a formar subgranos y kink en las micas.

Los minerales principales son cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, biotita y moscovita. Como minerales accesorios se observan apatito, circón y opacos, y como minerales secundarios se han podido reconocer clorita, rutilo (sagenítico), leucoxeno, feldespato potásico como subproducto de la cloritización de la biotita y sericita debida a la sericitización de la plagioclasa, principalmente alterada en su núcleo, siendo este proceso de poca intensidad. También se puede observar como mineral secundario la moscovita tardía o histerógena, formada a partir de plagioclasa y/o biotita principalmente.

El cuarzo es alotriomorfo, con extinción ondulante. En la parte O de la Hoja, donde hay una foliación norteada, el cuarzo está fuertemente deformado, presentando bordes suturados, formas alargadas según la dirección de la foliación y suele formar "ribbons" para-

Como accesorio más característico se encuentra apatito, apareciendo en cristales subidomorfos redondeados e incluyendo circones.

A unos 500 m del contacto con el granito tardío de Villavieja de Yeltes, se ha observado andalucita, rodeada de una fina película de sillimanita y todo ello dentro de grandes placas de moscovita.

Con las observaciones realizadas, se puede concluir que la deformación que aparece en la parte oeste del macizo, con direcciones norteadas (ver mapa geológico) es tardía, siendo posterior a la formación de las grandes placas de moscovitas tardías y/o secundarias.

Petrográficamente, este granito se puede clasificar como un granito de dos micas, aunque casi toda la moscovita es de origen secundario y/o tardío.

3.2.4. **Macizo de Picones (5)**

Este granito aparece representado por dos pequeños afloramientos localizados en el NO de la Hoja, que pueden continuarse por las Hojas adyacentes de Vilvestre (449), Vitigudino (450) y Lumbrales (475).

El macizo de Picones forma parte del conjunto granítico denominado Barrera-Saldeana-Picones y constituye la facies no porfídica de dicho conjunto.

Consta de un granito de grano grueso de dos micas e intruye en materiales del CEG, situado en la misma esquina NO de la Hoja. Se puede observar que tiene algunos megaenclaves metamórficos de escala cartográfica (ver mapa geológico de la Hoja de Vilvestre, nº 449). Aflora en grandes bolas de tamaño métrico con formas redondeadas, dando pequeños berrocales que se presentan aislados, siendo la alteración del granito muy fuerte. Se pueden observar orientaciones según E-O a N100° E considerando a este macizo como tardifase III. En algunos puntos se pueden encontrar pequeñas estructuras S-C de carácter dúctil, en pequeños afloramientos, con los planos C según N 100° E y criterio dextro. El granito, en general, tiene pocos enclaves, siendo estos del encajante y biotíticos. Se pueden observar schlieren, debidos a un enriquecimiento de biotita así como pequeñas concentraciones de turmalina. Como diques se encuentran pegmatitas y cuarzo ("sierros"), estos últimos forman el contacto más oriental del granito.

A escala de afloramiento el cuarzo presenta un tamaño de 4-5 mm, observándose cuarzoes redondeados de 10-15 mm. El feldespato potásico generalmente muestra tamaños entre 5 y 7 mm, observándose ocasionalmente fenocristales de 2-3 cm. Las micas se encuentran individualizadas, con biotitas de 2-3 mm presentando, a veces, formas exagonales. La moscovita presenta tamaños muy variables, así, se observan grandes placas xenomorfas de 15 mm, las cuales pueden tener incluidos pequeños cristales de biotita, y moscovitas romboidales de 2-3 mm.

Petrográficamente, esta facies presenta una textura holocristalina, heterogranular de grano grueso a muy grueso y algo microporfídica a escala microscópica.

La asociación mineralógica principal la constituyen el cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, biotita y moscovita. Como minerales accesorios hay opacos, circón, apatito y sillimanita. Los secundarios que se observan 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 éstas opacos, circones, apatitos, moscovitas, estas últimas a veces presentan hábito idiomorfo (romboidal), plagioclasa y feldespato potásico.

Otros tipos de cuarzos que se puede distinguir, de carácter tardío son los cuarzos de intercrecimiento:

- 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, y a veces como microcristales de 7 mm subhedrales, dando un carácter microporfídico al granito. Tiene maclas de microclina y Carlsbad, siendo poco o nada peritítico.

Es bastante frecuente observar un feldespato potásico de carácter blástico-tardío, el cual se encuentra reemplazando a las plagioclasas, aparece en manchas irregulares en el interior de los cristales.

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

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

La plagioclasa se encuentra como cristales aislados o en agregados de 2-4 individuos, de hábito anedral-subhedral, maclados según la ley de la 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, y a veces desarrolla pequeñas mirmequitas, con plagioclasa, feldespato potásico, biotita, moscovita y apatito.

En algunos cristales de plagioclasa, se observa como están corroídas en los bordes por el cuarzo.

La plagioclasa, en las zonas menos deformadas, es subidiomorfa a idiomorfa, con macla de albita, observándose que está deformada en las zonas próximas a la zona de cizalla, produciéndose una reducción del tamaño de grano. Está poco sericitizada, tiene inclusiones de cuarzo y moscovita.

Otro tipo de plagioclasa se encuentra como inclusiones de los feldespatos potásicos, presentando formas subhedrales a euhedrales, con los núcleos alterados a sericita.

La moscovita se presenta en grandes placas procedentes de la biotita principalmente, quedando restos en su interior, así como de los circones y apatitos. Con la deformación, las micas (moscovita y biotita) presentan extinción ondulante, con kink y tienden a formar peces de micas. Otra moscovita es la procedente de la plagioclasa, que se presenta en pequeñas láminas, y se disponen según las líneas de exfoliación de la plagioclasa. Otro tipo de moscovita, pero menos abundante, es la procedente del feldespato potásico. Con lo cual la gran mayoría de la moscovita tiene un origen tardío y/o secundario.

La biotita se presenta en pequeñas placas de color marrón-rojizo con frecuentes inclusiones de circones metamícticos, y a veces de apatito. Está poco alterada a clorita.

3.2.6. Macizo de San Cristóbal de los Mochuelos (7)

Está situado en el centro-este de la Hoja, y se le ha denominado con el nombre de la única población asentada sobre él (San Cristóbal de los Mochuelos).

Aflora formando bolos métricos o grandes lajas a ras del suelo. Sus contactos con los materiales del encajante Complejo Esquisto-Grauváquico, al N, E y O, son netos; mientras que al S se haya limitado por una falla inversa NE-SO con posible rejuego normal alpino.

Es un granito de grano medio-grueso, en el que domina siempre la biotita sobre la moscovita. La biotita aparece formando cristales de 3-4 mm, con morfología en Ala de Mosca característica. Localmente existen diferenciaciones aplíticas en los que las biotitas conservan este tipo de morfología.

En principio tiene una cierta semejanza con la facies Ala de Mosca del Macizo de Cipérez, pero la diferencia es que este último es posterior a cualquier deformación penetrativa, mientras que el Macizo de San Cristóbal está afectado por la zona de cizalla dúctil sinistral de Juzbado-Penalva do Castelo, observándose muy bien en su mitad S (N80° E/55° S).

3.2.7. Macizo de Ardonsillero-Rodasviejas (8)

Aflora en la esquina SE de la Hoja, siendo los afloramientos muy escasos y de mala calidad, continuándose hacia el E por la Hoja de Barbadillo donde aflora mejor. Este macizo en su parte NO está intruido por el granito tardío de Cipérez-Garcirrey, hacia el NE se encuentra en contacto con los metasedimentos del Complejo Esquisto-Grauváquico, presentando la

misma dirección de la foliación ambos materiales y hacia el S está recubierto por materiales terciarios.

Está constituido por una serie de granitos y leucogranitos de dos micas, de tamaño de grano variable de medio a grueso, y que presenta una fuerte deformación, la cual se observa muy bien, pues produce una fuerte foliación. En este sector, la foliación presenta una dirección N 130° E y un buzamiento de 60-70° al SO. Se pueden observar a simple vista minerales accesorios como turmalina, granates, apatito, presentando éstos una distribución muy irregular, pero siendo en algunos puntos muy abundantes, sobre todo la turmalina y los granates.

Los enclaves que presenta son de tipo metamórfico, con unos tamaños que varían desde centimétricos hasta 2-3 m de diámetro. Los diques son principalmente de cuarzo ("sierros"), con direcciones al NE, coincidentes con la fracturación tardihercínica, pegmatitas y aplitas.

La descripción petrográfica de este granito se ha realizado a partir del estudio de las láminas pertenecientes a la Hoja contigua de Barbadillo (477), ya que en el área que abarca esta Hoja los afloramientos en general son bastante escasos.

La textura que presenta es holocristalina, heterogranular de grano medio a medio-grueso, con orientación deformativa.

Los constituyentes mayoritarios son cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, biotita y moscovita. Como minerales accesorios más frecuentes se pueden observar cordierita completamente pseudomorfizada, andalucita, sillimanita, opacos, circón y apatito. Los minerales secundarios son sericita, moscovita, clorita, rutilo como resultado de los distintos procesos de desestabilización de los distintos minerales esenciales y accesorios.

El cuarzo se presenta con un tamaño de grano variable. Presenta formas poligonales, sin extinción ondulante, con puntos triples de unión, indicando procesos de recristalización. En aquellos cuarzos con extinción ondulante, se observa una tendencia de los granos a la poligonización. Otros tipos de cuarzo de origen tardío, son aquellos que se encuentran incluidos dentro de las moscovitas tardías o formando bordes simplectíticos.

El feldespato potásico está casi completamente desestabilizado a moscovita y sericita principalmente, siendo de difícil reconocimiento.

La plagioclasa presenta formas anhedrales y en ocasiones se encuentra de forma intersticial. La macla que puede observarse es la de tipo albita y no se muestra nada peritizada. Está alterada con una intensidad variable a sericita y moscovita. El contenido en anortita es inferior a 10 %.

La biotita se presenta en pequeñas placas, con un pleocroísmo que varía de marrón-rojizo a casi incoloro. Es muy común que se encuentre marcando la foliación que la roca muestra en campo. Está muy desestabilizada a moscovita. La cloritización es muy escasa, dando como subproducto rutilo. Presenta inclusiones de opacos y circones, estos últimos desarrollan halos pleocroicos.

La moscovita en su mayoría es de origen secundario, procedente de la desestabilización de varios minerales, los cuales se describen a continuación. Moscovita procedente de la biotita, la cual se presenta en grandes placas, con restos de biotita en su interior, así como de opacos, circones, suele presentar la misma exfoliación y la misma extinción, con lo cual también marcan la foliación dentro de la lámina. Otro tipo de moscovita procede a partir de la desestabilización de la andalucita, también se presenta en grandes placas, las cuales conservan pequeños restos de andalucita. Moscovita procedente del feldespato potásico, también se presenta en grandes placas. Estos tipos de moscovitas suelen tener incluido cuarzo, así como desarrollar bordes simplectíticos. Otro tipo de moscovita de menor tamaño es el que se produce a partir de la desestabilización de la plagioclasa y cordierita.

La andalucita se presenta como restos incluidos en las moscovitas, y presenta un ligero pleocroísmo que va de un rosa pálido a incoloro. La cordierita se encuentra completamente pseudomorfizada por moscovita y sericita.

Petrográficamente este granito se puede clasificar como un leucogranito de dos micas.

Por lo que se refiere a los enclaves de origen metamórfico (corneanas), estos presentan una foliación relictas ligeramente plegada, la cual se encuentra marcada principalmente por la biotita. Todo ello ha sufrido un proceso de recristalización, presentando los minerales formas subhedrales, sin fuerte extinción ondulante. La mineralogía que presentan estos enclaves es la siguiente: cuarzo, plagioclasa, biotita, moscovita, cordierita, clorita, turmalina, circones, y opacos.

El cuarzo presenta una textura típica de recristalización con formas poligonales y con puntos triples de unión.

La plagioclasa es subhedral a anhedral, con la macla de la albita. El contenido en anortita da una composición de oligoclasa ácida. Están poco o nada sericitizadas.

La biotita se presenta en formas subhedrales, de color marrón-rojizo. Se encuentra marcando una esquistosidad muy grosera, la cual está ligeramente plegada. Está poco alterada a clorita, con formación de rutilo, así como desestabilizada a moscovita. Se puede observar una biotita de tamaño pequeño que procede de la retrogradación de la cordierita y que está parcialmente cloritizada.

La moscovita es mucho más escasa que la biotita, presentándose con el mismo tamaño o en placas un poco mayores. Se pueden diferenciar dos moscovitas, una de origen primario y otra de origen secundario y procedente de la retrogradación de la biotita y de la cordierita. La cordierita se observa con formas bastante prismáticas y totalmente pseudomorfizada a clorita, moscovita, cuarzo, biotita y feldespato potásico.

3.2.8. Macizo de Villar de Peralonso (9)

Está situado en el borde NE de la Hoja. Estos afloramientos constituyen el borde S del macizo, que se prolonga ampliamente en la Hoja situada al N (Vitigudino). Aflora formando berrocales

en los que los bolos nunca suelen alcanzar alturas mayores de 1 m. Encaja en materiales metamórficos del Complejo Esquistó-Grauváquico y en gneises glandulares ("facies Olló de Sapo"). En los bordes SE y O está rodeado por una orla de una anchura máxima de 500 m, compuesta por un granito de grano medio-grueso, de dos micas con la biotita formando cristales en "Ala de Mosca", que pertenece al granito de Grandes, situado más al S.

Está constituido por un granito de dos micas, de grano medio, no porfídico y afectado por la zona de cizalla dúctil sinistra de Juzbado-Penalva do Castelo, en la parte situada más al S. Tiene una matriz inequigranular. La biotita se presenta con formas muy finas y con un tamaño de 3-4 cm, las cuales están marcando una foliación con dirección E-O a N80° E, subvertical o buzando al S. La moscovita se presenta en placas mayores que la biotita (5-7 mm), y no están orientadas; a veces se observa como la moscovita está rodeando o formando una orla sobre la biotita.

Está afectado por la fracturación tardihercínica, con fracturas al NE y N-S, que producen desplazamientos de los contactos. También se pueden encontrar fracturas al NO. Estas fracturas tardihercínicas suelen llevar asociados procesos de episienitización de las rocas (granitos, gneises), con una anchura de pocos metros a cada lado de la falla.

Al microscopio muestra una textura alotriomorfa inequigranular, algo microporfídica.

Los componentes esenciales son cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, biotita y moscovita. Los accesorios más frecuentes son apatito, circón, opacos, rutilo, sillimanita, fibrolita y turmalina, mientras que como minerales secundarios contiene clorita, sericita, opacos, moscovita, leucóxeno, óxidos de hierro, rutilo e ilmenita.

El cuarzo se encuentra formando agregados de cristales anhedral con aspecto globoso y tiene un poder corrosivo relativamente intenso sobre los minerales anteriormente cristalizados, afectando principalmente a la plagioclasa y al feldespato potásico. Los cristales de cuarzo raramente aparecen incluidos en otros minerales.

El feldespato potásico, de tipo microclina, es subhedral en los escasos fenocristales (menores de 1 cm) y anhedral en la mesostasis; es poco o nada perfito, corroe y sustituye a la plagioclasa.

Los cristales de plagioclasa presentan formas anhedral o subhedral que se disponen de manera aislada, a veces formando agregados o, localmente, como 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 pleocroicos (pardo a marrón oscuro) que se disponen de manera aislada o formando agregados de pocos individuos; es rica en halos radiactivos, está corroída por el cuarzo y los feldespatos, y su alteración consiste más en una decoloración que en cloritización.

La moscovita es más abundante que la biotita y de mayor tamaño que los demás componentes de la roca; suele crecer en continuidad cristalográfica con biotitas y muestra hábitos subautomorfos o poiquiloblásticos; los cristales de mayor tamaño suelen incluir sillimanita.

Localmente aparece turmalina de aspecto blástico que engloba feldespatos potásicos o biotita.

3.2.9. **Macizo granodiorítico de Bañobárez (10)**

Regionalmente comprende dos facies, Granodiorita de Bañobárez y facies tonalítica-granodiorítica, pero aquí sólo está representada la primera de ellas que también es la mayoritaria.

Su extensión en esta Hoja es muy reducida puesto que se limita a una pequeña porción de su borde noreste, mientras que en las Hojas adyacentes (Lumbrales, Villar de Ciervo y La Fuente de San Esteban) ocupa áreas mucho mayores.

Aflora en la esquina SO de la Hoja en dos sectores que están separados por la intrusión posterior de los Macizos de Villavieja de Yeltes y Villar de Ciervo. Está intruyendo en materiales de la Formación Aldeatejada (Fm. Monterrubio), con los cuales sus contactos son netos y subverticales o fuertemente buzantes al norte, y están ligeramente retocados por fracturas tardías de dirección N30° E. A lo largo de este contacto no se ha observado ningún tipo de deformación penetrativa que pudiese estar relacionada con su emplazamiento.

Macroscópicamente, lo primero que llama la atención al ver esta roca es la cantidad y tamaño de los megacristales de feldespatos potásicos que contiene: su tamaño habitual oscila entre 7 cm y 10 cm, y su anchura está próxima a 3 cm; normalmente tienen gran cantidad de inclusiones de biotita con disposición "Frasl". Estos cristales destacan mucho sobre la matriz, que es grisácea y muy grosera; la biotita está regularmente distribuida y es el componente de la matriz que tiene un menor tamaño; los cristales de cuarzo llegan a medir 1,5 cm; la ausencia de moscovita es norma general.

Es, pues, una roca de estructura porfídica muy marcada, cuya matriz es inequigranular y de tamaño de grano grueso a muy grueso. Los diferentes aspectos que pueda presentar se deben a la variación en la densidad de los megacristales, aunque su tamaño casi no varíe, y a las ligeras variaciones en el tamaño de grano de la matriz.

La presencia de enclaves es otra de las características generales de esta roca.

Los xenolitos corresponden a materiales que provienen del encajante directo y a tipos leucograníticos o leucognésicos. Los primeros tienen dimensiones decimétricas o centimétricas, formas angulosas más o menos rectangulares, y suelen consistir en esquistos biotíticos poco o nada digeridos por la granodiorita, en los que se reconocen las estructuras sedimentarias originales. Los enclaves leucograníticos son mucho menos frecuentes que los anteriores; tienen formas alargadas o redondeadas, su tamaño es decimétrico, y corresponden a granitos de grano fino fundamentalmente moscovíticos que están deformados.

Los enclaves microgranudos están relacionados con la facies tonalítica de este mismo macizo. Dicha facies ha sido descrita en las Hojas de Villar de Ciervo y Lumbrales, donde tiene

una amplia representación, mientras que en este Hoja está reducida a simples enclaves aislados de tamaño decimétrico. Su composición varía entre tonalítica y granodiorítica, y su tamaño de grano oscila entre fino y medio. Frecuentemente tiene fenocristales grandes de feldespato potásico (similares a los de la Granodiorita de Bañobárez y casi siempre con texturas de corrosión o reacción), de cuarzo (rodeados a veces de coronas de máficos), de biotita y de plagioclasa (estos dos últimos más pequeños), en una matriz de grano fino de mineralogía similar; todos estos fenocristales son considerados xenocristales, pues son fases minerales pertenecientes a la Granodiorita de Bañobárez que han entrado a formar parte de la facies tonalítica a través de un proceso de mezcla magmática (una discusión más amplia sobre este tema se puede encontrar en las memorias MAGNA de las Hojas de Villar de Ciervo, 500 y de Lumbrales, 475).

Petrográficamente se caracteriza por ser una roca de marcada textura porfídica debido al desarrollo de fenocristales y megacristales de feldespato potásico que muy frecuentemente superan 1 ó 2 cm de longitud en lámina delgada; en ocasiones también las plagioclasas desarrollan fenocristales pero de tamaño muy inferior a los de feldespato potásico. La textura de la mesostasis varía de hipidiomórfica a alotriomórfica heterogranular y es de grano grueso. En cuanto a su clasificación modal, la mesostasis es de composición claramente granodiorítica, aunque el porcentaje y tamaño de los megacristales de feldespato potásico eleva la tasa feldespática haciendo derivar su composición hacia el campo composicional de las adamellitas.

Los constituyentes mayoritarios son cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa y biotita; los accesorios más frecuentes, apatito, opacos, circón, rutilo, xenotima y, quizás monacita. Como minerales de cristalización tardía y/o secundarios contiene sericita, moscovita, clorita, albita, ilmenita, rutilo, esfena, fluorita, zoisita-clinozoisita y carbonatos.

El feldespato potásico se concentra principalmente constituyendo megacristales, y en la mesostasis es poco abundante. Los megacristales muestran hábitos subhedrales, suelen estar maclados según la ley de Carlsbad y son pertíticos. Las pertitas más frecuentes corresponden a los tipos "string, band or ribbon y patch" según la clasificación de ALLING (en SPRY, 1969) o bien presentan morfologías más irregulares. Salvo algunas pertitas de exolución ("string") se trata fundamentalmente de pertitas originadas por sustitución durante procesos de albitización tardi- o postmagnéticos. Algunos cristales pueden presentar la macla de la microclina parcial o totalmente desarrollada, y extinciones anómalas.

Engloba inclusiones de biotita, plagioclasa y feldespato potásico de menor tamaño, las cuales pueden mostrar disposición zonal (inclusiones "Frasl"), y cuya abundancia determina que en muchos casos adquieran una textura poiquilítica. Además, pueden englobar porciones de mesostasis, por lo que parece que su desarrollo haya tenido lugar en más de una etapa de crecimiento. También son muy frecuentes las inclusiones de cuarzo, parte de las cuales están originadas por procesos de corrosión en etapas postmagnéticas, aunque no se puede descartar que algunos cuarzos de morfologías alargadas, a veces asociados a los bordes de inclusiones de biotita y plagioclasa, representen una cristalización precoz del cuarzo a partir de gotas de magma residual atrapadas en el feldespato potásico, tal y como describe SCHERMERHORN (1956).

También aparece como pequeños cristales de hábitos anhedrales o con carácter intersticial en la mesostasis. Estos cristales son poco pertíticos, no suelen estar maclados y son pobres en inclusiones.

Por otra parte, parece tener un cierto crecimiento blástico en etapas postmagmáticas, durante las cuales crece a partir de los fenocristales provocando una pérdida de su hábito original más idiomorfo, y sustituye parcialmente a las plagioclasas según pequeñas manchas irregulares a modo de antiperititas. También aparece asociado con otros productos de alteración de plagioclasa.

Las plagioclasas suelen aparecer como agregados de cristales subhedrales y, en algún caso, como fenocristales que destacan ligeramente en tamaño frente al resto de los componentes de la matriz. Están macladas y zonadas de manera continua, oscilante múltiple o a parches ("patchy zoning" de VANCE, 1965). Su composición oscila entre albita y oligoclasa (An_{0-30}) en el límite con andesina ácida. Engloban inclusiones de biotita, plagioclasas de menor tamaño, opacos y apatitos de hábitos prismáticos a veces muy alargados.

La alteración es muy variable en intensidad de unos cristales a otros; pueden estar sericitizadas, originándose agregados de sericita-moscovita o cristales de moscovita con disposiciones orientadas; en otros casos están saussuritizadas dando como productos de alteración mezclas de filosilicatos, feldespatos potásico, zoisita-clinozoisita y carbonatos. Además son frecuentes los cristales anhedrales de fluorita generados a partir de una cristalización tardía, relacionada muy probablemente con los procesos de alteración (SCHERMERHORN, 1956).

Otro tipo de plagioclasa presente corresponde a albita secundaria originada por procesos de albitización postmagmática (CORRETEGÉ y MARTÍNEZ, 1975) en la que, además de la albita originada por procesos de pertitización por sustitución antes descritos, se distingue: 1) albita mirmequítica originada en el contacto entre feldespatos potásico y plagioclasa; esta albita se desarrolla en los bordes de las plagioclasas primarias con morfologías lobuladas que provocan la pérdida del hábito original más idiomorfo de las plagioclasas y corrosión sobre el feldespatos potásico; y 2) albita intergranular monocristalina y más frecuentemente policristalina originada principalmente en el contacto entre feldespatos potásicos o entre feldespatos potásico y plagioclasa.

El cuarzo se encuentra principalmente en agregados de tamaño variable pero que suelen destacar frente al resto de los componentes de la mesostasis; también se encuentra como pequeños cristales de carácter intersticial. Muestra extinciones ondulantes y fenómenos de poligonización de intensidad variable los cuales provocan en algunos casos la formación de subgranos en los agregados más deformados. Engloba biotitas, plagioclasas, apatito y rutilos aciculares.

En etapas postmagmáticas existe una recristalización del cuarzo durante la cual corroe sobre todo al feldespatos potásico y a las plagioclasas, en donde aparece como inclusiones que muestran extinción común entre ellas y con el cuarzo externo adyacente. Además otro cuarzo de cristalización tardía sería el cuarzo de mirmequitas desarrollado en la albita postmagmática.

La biotita, aunque aparece en cristales aislados, forma frecuentemente agregados de varios cristales. Es subhedral o anhedral, muy pleocroica (Ng, Nm: castaño muy oscuro y Np: amarillo) y rica en inclusiones de apatito, opacos, circón y quizás otros minerales radiactivos como xenotima y monacita. Está muy poco alterada: la cloritización suele ser parcial, según las trazas de exfoliación, originando como consecuencia rutilo sagenítico, ilmenita y esfena; además se encuentra parcialmente moscovitizada, apareciendo en este proceso moscovita en continuidad cristalográfica o no con la biotita, e ilmenita con morfologías frecuentemente muy alargadas que pueden formar intercrecimientos de tipo simplectítico con la moscovita.

La moscovita es escasa y de origen tardío o secundario. Además de la moscovita originada a partir de biotita, creciendo en ocasiones a modo de apófisis dactilíticas en sus bordes, y en los procesos de alteración de las plagioclasas, existen algunos cristales de moscovita blástica o histerógena que crecen principalmente a expensas del feldespató potásico.

Entre los accesorios, el apatito presenta formas exagonales, redondeadas o prismáticas de hábito corto incluido en biotita, hábitos prismáticos con elevadas relaciones longitud/anchura cuando está incluido en plagioclasa, mientras que cuando está englobado en cuarzo y albita postmagmática suele desarrollar hábitos aciculares. El circón puede ser redondeado pero predominan los cristales bipiramidales con zonados concéntricos; junto con otros minerales como xenotima y monacita, está mayoritariamente incluido en las biotitas. Los opacos son anhedrales y como los anteriores están asociados en gran medida a la biotita. El rutilo aparece con formas aciculares incluido principalmente en el cuarzo.

En cuanto a los minerales tardíos o secundarios, ya que han sido descritos en cada tipo de alteración sólo queda por mencionar que los carbonatos, además de aparecer como producto de alteración de las plagioclasas, se encuentran rellenando pequeñas fracturas o fisuras en la roca.

3.2.10. **Macizos de Villavieja de Yeltes y Cipérez-Garcirrey (11, 12,13 y 14)**

Estos dos macizos de Villavieja de Yeltes y Cipérez-Garcirrey se encuentran situados al O y E de la Hoja respectivamente. El primero tiene forma redondeada, encontrándose su parte más occidental en la Hoja de Lumbrales, presenta dos prolongaciones, una de ellas hacia el NE y con una dirección paralela a la cizalla de Juzbado-Penalva do Castelo y otra hacia el SO, uniéndose con la facies común del Macizo de Villar de Ciervo, aunque los afloramientos son muy escasos y malos. Presenta contactos netos, al N con el granito de dos micas del Macizo de Yecla de Yeltes y con el de Pozos de Hinojo al O, S y al SE con los materiales metamórficos de la Formación Monterrubio sobre los que produce un metamorfismo de contacto y corta discordantemente a las estructuras hercínicas.

Aflora en grandes bolos bien redondeados de dimensiones métricas, formando berrocales y como extensos lanchares. El macizo de Cipérez-Garcirrey también presenta una forma redondeada, continuándose hacia el E por la Hoja de Barbadillo (477), intruye a los granitos de dos micas en su parte E y aflora en grandes bolos de dimensiones métricas, redondeados y con formas alargadas de dirección N-S, debido al fuerte diaclasado que presenta este gra-

nito. Ambos granitos presentan una facies en común, mientras que en el macizo de Cipérez-Garcirrey tiene otras facies que no están presentes en el macizo de Villavieja de Yeltes, aunque en este último se puede diferenciar de forma local una facies de borde, en el contacto N y O del macizo, que se caracteriza por tener un tamaño de grano un poco menor que la facies normal, y por ser un poco más rica en biotita.

En general, se pueden diferenciar tres tipos de facies, las cuales son:

a) *Granito grano grueso-muy grueso (11), dos micas, porfídico y con cordierita (facies común)*. Ocupa la mayor parte del macizo y es la facies principal. Está constituida por un granito de grano grueso a muy grueso, dos micas, localmente la biotita es más abundante que la moscovita, y con carácter porfídico. Tiene una matriz inequigranular y el carácter porfídico está marcado por los feldespatos. Aflora en grandes bolos de dimensiones métricas y con forma redondeada.

La biotita presenta formas xenomorfas a subidiomorfas con un tamaño de 2-3 mm como más frecuente. La moscovita presenta el mismo tamaño, aunque se puede diferenciar otro tipo de moscovita que se presenta en grandes placas de hasta 7 mm. El cuarzo se presenta en grandes cristales de 10-15 mm de diámetro. Los feldespatos presentan formas subidiomorfas a idiomorfas, tabulares o exagonales, con un tamaño de 4-5 cm, pero pueden alcanzar los 7-8 cm, presentando maclas que se pueden observar a simple vista. Los feldespatos de forma exagonal presentan un zonado, a veces marcado por la inclusión de finas biotitas, dando lugar a texturas de tipo "Frasl". Los feldespatos tienen pequeñas oquedades con tonalidades rojizas o rosáceas. Se observan prismas de cordierita de 1-2 cm de longitud, y siempre están alterados a un agregado de minerales de color verde oscuro. El granito tiene turmalina de forma diseminada o formando cavidades miarolíticas. Es frecuente encontrar bolsadas de tipo pegmatítico ricas en feldespato y turmalina.

Localmente se encuentran schlieren de un granito de grano medio muy rico en biotita y que no tiene carácter porfídico.

El granito presenta una foliación marcada principalmente por los feldespatos, aunque también puede estar marcada por la biotita, con unas direcciones N-S y N170° E como más frecuentes, para el macizo de Cipérez, y en el macizo de Villavieja de Yeltes, las direcciones varían de N-S a N 20° E.

Los enclaves que se han observado, aunque muy escasos, son biotíticos, metamórficos, migmatíticos y microgranudos, todos ellos de pequeño tamaño.

b) *Granito tipo "Ala de Mosca"*. En estos granitos pueden distinguirse dos subfacies, una de grano grueso-muy grueso (12), y otra de grano medio (13), (Leucogranitos de dos micas). El granito Ala de Mosca de grano grueso-muy grueso (12), de dos micas, no presenta carácter porfídico y es de color leucocrático. Se encuentra como facies de borde en el N y NO del macizo, aflora en bolos redondeados de tamaño métrico. Presenta una matriz inequigranular. El cuarzo puede alcanzar un tamaño de 10-12 mm de diámetro. La biotita se presenta en pequeñas secciones de 4-5 mm. En la moscovita se puede diferenciar dos familias, una

de igual tamaño que la biotita y otra de mayor tamaño formando moscas de 11-12 mm, que suelen incluir a pequeños cristales de biotita. Localmente, muy escasos, esta facies presenta megacristales de feldespato potásico, los cuales son iguales a los de la facies anterior. La turmalina se puede encontrar diseminada por el granito o formando cavidades miarolíticas. Nunca se han observado prismas de cordierita. No se han observado enclaves.

En la parte NO, este granito presenta una fuerte alteración, encontrándose lugares en donde se ha explotado para el firme de las pistas y caminos.

El granito "Ala de Mosca" de grano medio, dos micas, no presenta carácter porfídico y color leucocrático. Se sitúa en el centro-oeste de la Hoja, centro del macizo. Presenta una matriz cuarzofeldespática bastante equigranular. La biotita forma moscas con un tamaño de 4-5 mm. La moscovita aparece en placas un poco mayores que la biotita, produciéndose un intercrecimiento de ambas o la moscovita incluye a la biotita. Se encuentra turmalina diseminada por el granito o en pequeños nódulos con un tamaño de 5-7 mm.

c) *Leucogranito principalmente moscovítico de grano medio-fino (14)*. Aflora en los dos macizos, en el de Villavieja de Yeltes está situado en la parte SO de la Hoja, en la prolongación que une los macizos de Villavieja de Yeltes y Villar de Ciervo. Presenta una forma cartográfica alargada según la dirección de dicha prolongación. El otro sector se encuentra en el macizo de Cipérez-Garcirrey en el centro-este del macizo. Aflora en bloques angulosos en su parte N, en cambio al S aflora muy mal. Presenta una matriz equigranular y con textura sacaróide.

Por lo general, el leucogranito sólo tiene moscovita, pero hacia el contacto con la facies anterior, presenta biotita de forma accesoria formando moscas de 4-5 mm.

Estas dos últimas facies no presentan ningún tipo de foliación u orientación de los minerales.

El macizo de Villavieja de Yeltes presenta un diaclasado según N10° E, N70° E y N85° E, el cual se puede apreciar muy bien en foto aérea en la parte O del macizo. En el macizo de Cipérez-Garcirrey se observan dos familias de fracturas: una con dirección N20° E a N30° E, otra familia de fracturas con dirección N-S. Estas dos familias de fracturas producen un movimiento del bloque oeste hacia el S. El granito, en la facies "a", presenta un fuerte diaclasado N-S, que condiciona la morfología de los afloramientos.

En ambos macizos se observan los siguientes tipos de diques: los de cuarzo ("**sierros**", ver Mapa Geológico, 19), con direcciones N20° E a N30° E, y que intruyen a favor de las fracturas mencionadas anteriormente; en el macizo de Cipérez-Garcirrey se puede observar un dique de pórfido que se encuentra en la parte más occidental del macizo (ver Mapa Geológico, 17), dentro de la facies a) y con una dirección N100° E, presenta una matriz muy fina. El cuarzo presenta formas angulosas y redondeadas, en estos últimos se pueden apreciar golfos de corrosión. No contiene moscovita. La biotita varía de xenomorfa a idiomorfa, con un tamaño de 3-4 mm. Los feldespatos tienen formas tabulares y exagonales con un tamaño de 4 cm, pudiendo alcanzar los 7 cm. En los de forma exagonal, se puede observar a simple vista un zonado, a veces marcado por la inclusión de finas biotitas. Los feldespatos están orientados con una dirección N100° E a N110° E, al igual que en los afloramientos que

los rodean. En los macizos de Villavieja de Yeltes y Cipérez-Garcirrey se observa un pequeño dique de pegmatita, en el cerro Mina, el cual presenta una pequeña labor minera.

Los macizos de Villavieja de Yeltes y Cipérez-Garcirrey no se encuentran afectados por la zona de cizalla dúctil sinistral de Juzbado-Penalva do Castelo. Las orientaciones que presentan, con direcciones nordestadas, se puede deber a que estos cuerpos han intruido en un estado de esfuerzos correspondientes a la F_4 hercínica.

A continuación se describen las petrografías de ambos macizos individualmente.

Macizo de Villavieja de Yeltes.

Desde el punto de vista petrográfico el sector del macizo de Villavieja de Yeltes que aflora en la Hoja corresponde a la facies común del mismo, caracterizándose como un granito de dos micas de carácter porfídico y tamaño de grano grueso o muy grueso, ya que es frecuente que sus constituyentes mayoritarios, cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa y en ocasiones moscovita superen 5 mm de tamaño.

Dentro de este macizo granítico se han estudiado dos enclaves de diferente naturaleza que serán, brevemente descritos al final de este capítulo. Uno de ellos es un xenolito de rocas metamórficas encajantes y el otro es un enclave de naturaleza granítica. Con respecto a los enclaves, CARNICERO (1980) pone de manifiesto la ausencia de los mismos dentro del macizo de Villavieja de Yeltes, aunque como ya se ha dicho son frecuentes en él pequeños enclaves metamórficos a veces parcialmente migmatizados.

La textura del granito varía de alotriomórfica a hipidiomórfica inequigranular y generalmente es de tendencia porfídica debido al desarrollo de fenocristales y megacristales de feldespato potásico, que destacan en tamaño frente a los constituyentes de la mesostasis superando fácilmente 0,5 cm de longitud en lámina delgada, en ocasiones también las plagioclasas muestran una tendencia a desarrollar fenocristales pero nunca llegan a alcanzar los tamaños del feldespato potásico.

Las principales variaciones observadas en las muestras estudiadas de este macizo radican en el diferente grado de porfidismo de la roca, es decir, variaciones en el porcentaje y tamaño del feldespato potásico, así como variaciones relativas de los constituyentes mayoritarios y de la relación biotita/moscovita. Una característica a destacar es la presencia común, aunque siempre en cantidades accesorias, de silicatos de aluminio, andalucita y sillimanita (generalmente fibrolita) así como pseudomorfo 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 quizás otros minerales radiactivos no identificados.

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

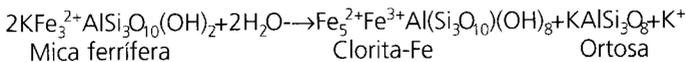
El feldespato potásico es uno de los constituyentes mayoritarios de la roca y se presenta con varias formas. En la mesostasis se encuentran como cristales o agregados generalmente de hábitos anhedrales que pueden presentar maclas de Carlsbad y microclina; este feldespato potásico se caracteriza por ser escasamente o nada pertítico y pobre en inclusiones. Más raramente puede mostrar carácter intersticial.

La mayor parte del feldespato potásico se encuentra, sin embargo, constituyendo fenocristales de 0,5 a 1,5 cm de longitud aunque su tamaño es variable y de tendencia seriada llegando a desarrollar megacristales que alcanzan los 4 ó 5 cm. Son cristales de hábitos subhedrales, casi siempre con macla de tipo Carlsbad y que suelen mostrar o no macla de la microclina, la cual puede estar desarrollada afectando parcial o totalmente al cristal.

Al contrario que los cristales de la mesostasis son muy ricos en inclusiones de cuarzo, biotita, feldespato potásico de menor tamaño y sobre todo plagioclasas, las cuales suelen mostrar una disposición zonada (inclusiones "Frasl"). La abundancia de las inclusiones hace que en muchos casos presenten un hábito marcadamente poiquilítico. Por otro lado, algunos cristales parecen haber tenido más de un episodio de crecimiento puestos de manifiesto por el reconocimiento de antiguos bordes más o menos netos los cuales pueden estar marcados por inclusiones.

Otra característica que los individualiza de los cristales de la mesostasis es que suelen ser cristales muy pertíticos en los que se desarrollen más de una generación o sistemas de pertitas conjugadas. Morfológicamente pueden considerarse como "film pertite" y "vein pertite" correspondientes principalmente a los tipos "string, band or ribbon, braid, interpenetrand, flame" y pertitas de tipo "patch", según la clasificación de ALLING, e n SPRY (1969). Así pues, aunque existen algunas pertitas de exolución ("string"), son en su mayoría pertitas de sustitución debidas a procesos de albitización postmagmática.

Además el feldespato potásico debe tener un crecimiento blástico en etapas tardi- o postmagmáticas durante el cual sustituye o reemplaza parcialmente a las plagioclasa y llega a englobar en algún caso al cuarzo que forma agregados en la mesostasis (cuarzo normal de la roca o cuarzo III); por último, existen pequeñas cantidades de feldespato potásico de origen secundario originadas en los procesos de cloritización de la biotita de acuerdo con la reacción de CHAYES (1955):



Mica ferrífera

Clorita-Fe

Ortosa

en el feldespato potásico presenta formas de huso según las trazas de exfoliación de la clorita, planos (001)

La plagioclasa puede encontrarse como cristales aislados y más frecuentemente en agregados, con hábitos subhedrales o anhedrales. Algunos cristales constituyen fenocristales que destacan ligeramente sobre la mesostasis. Suelen estar macladas según albita, albita-Carlsbad y periclina, presentan zonados composicionales continuos u oscilantes y en algunos casos zonados irregulares o a parches, "patchy zoning" de VANCE (1965), afectando a los núcleos de los cristales.

Los cristales no zonados muestran una composición predominantemente albítica con $An < 10\%$ mientras que los cristales zonados tienen núcleos de oligoclasa ácida An_{12-14} y bordes albíticos An_4 (CARNICERO, 1980; CARNICERO *et al.*, 1987), aunque estos autores dan un contenido de An_{31} en el núcleo de una plagioclasa zonada. Estas plagioclasas de composición predominantemente albítica o albíta-oligoclasa ácida son consideradas por algunos autores (TUTTLE y BOWEN, 1958) como originadas por desmezcla y no como un producto de cristalización magmática, sin embargo de acuerdo con CORRETTÉ y MARTÍNEZ (1975) las consideramos de origen primario dado que como describen estos autores la albíta aparece incluida y corroída por el feldespato potásico lo que descartaría una desmezcla feldespática.

Engloban inclusiones correspondientes a biotita, opacos, rutilo granular parcialmente alterado ó leucoxeno, rutilo acicular, plagioclasas de menor tamaño, cuarzo, apatito y pequeños cristales de andalucita rodeados o no por coronas moscovíticas.

La alteración es por lo general poco intensa y casi siempre parcial afectando principalmente al núcleo de los cristales. La alteración más frecuente es a agregados de serícita-moscovita, aunque también se alteran a minerales arcillosos; en casos aislados se originan pequeñas cantidades de epidota (zoisita, clinzoisita) y una sola vez se han observado carbonatos como producto de alteración. Es típico que presenten núcleos de color rosado o pardo rojizo y algunas veces oscurecidos por óxidos de hierro. Es común la existencia de fluorita anhidral asociada a las plagioclasas, mineral de cristalización tardía o secundaria relacionado muy probablemente con el proceso de sericitización (SCHERMERHORN, 1956).

Otro tipo de plagioclasa presente corresponde a albíta secundaria desarrollada por procesos de albitización postmagmática en la que además de albíta originada en los procesos de peritización por sustitución antes escritos, se incluirían: 1) albíta mirmequítica originada en el contacto plagioclasa-feldespato potásico y 2) albíta intergranular monocristalina y policristalina, a veces débilmente mirmequítica, desarrollada principalmente en la interfase feldespato potásico-feldespato potásico, tal y como describen CORRETTÉ y MARTÍNEZ (1975) dentro de los procesos de albitización secundaria o postmagmática.

En el primer caso no se puede hablar exactamente de una albitización mirmequítica, ya que aunque existe una acción blástica de la plagioclasa sobre el feldespato potásico adquiriendo la primera una cierta morfología lobulada, el desarrollo de mirmequitas es bastante escaso. De todas formas esta pobreza de cuarzo mirmequítico podría explicarse por el escaso contenido en Ca de las plagioclasas, dada la relación directa existente entre su contenido en Ca y la riqueza en bastoncillos de cuarzo (WIDENFALK, 1969). El segundo caso de albitización está mejor desarrollado siendo frecuente que la albíta intergranular forme orlas continuas en los contactos entre feldespatos potásicos. Aunque es poco frecuente, en el proceso de albitización puede originarse albíta de cierta tendencia coalescente como la descrita por CORRETTÉ y MARTÍNEZ (1975).

El cuarzo aparece también con diferentes formas y significado. El mayor porcentaje en la roca se encuentra como agregados de cristales anhedrales que fácilmente alcanzan o superan el centímetro (3-10 mm) y engloban los minerales previamente cristalizados. Estos agregados presentan frecuentemente formas externas globosas mientras que los contactos entre

granos suelen ser suturados. Muestra señales de deformación como extinción ondulante y poligonización más o menos acusada. Algunos cristales son ricos en agujas de rutilo. Más raramente el cuarzo se encuentra rellenando intersticios en la roca.

Con anterioridad al desarrollo de los agregados es posible que haya habido una escasa cristalización de cuarzo más precoz representado por inclusiones de contornos corroídos englobadas principalmente en el feldespato potásico (cuarzo I). Además se distinguen algunos cuarzos con morfología alargada en ocasiones asociados a los bordes de inclusiones de biotita y plagioclasa, en el feldespato potásico o siguiendo planos de maclas; este cuarzo (cuarzo II) es considerado por SCHERMERHORN (1956) como de cristalización precoz a partir de gotas de magma residual atrapadas en feldespato potásico.

El resto del cuarzo presente en la roca es tardío o postmagmático. Se incluye aquí el cuarzo originado por recristalización del primero o cuarzo normal de la roca (cuarzo III) que corre a la biotita y sobre todo al feldespato potásico y plagioclasa en los que llega a aparecer como inclusiones que muestran una extinción común entre ellas y con el cuarzo externo adyacente (cuarzo IV); cuarzo de mirmequitas (cuarzo V), como ya se ha dicho es relativamente escaso; cuarzo en forma de redes de finas venillas, o cuarzo VI de SCHERMERHORN (1956), que reemplaza al feldespato potásico y suele mostrar extinción común al cuarzo asociado con moscovita histerógena formando muy frecuentemente crecimientos simplectíticos en sus bordes.

La biotita se encuentra principalmente como cristales aislados y más raramente forma agregados de dos o tres cristales. Presenta tamaños inferiores a 3 mm. Es de hábito subhedral o anhedral (más frecuente en las secciones basales) y muy pleocroica, Ng, Nm, amarillo rojizo o castaño muy oscuro, y Np amarillo claro.

Engloba abundantes inclusiones de apatito, opacos, circón y a veces es extraordinariamente rica en halos pleocroicos u otros minerales radiactivos no identificados.

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 la biotita; esta transformación suele ir acompañada de la formación de ilmenita. El otro proceso de alteración es la cloritización que puede ser parcial, según las trazas de exfoliación de la biotita o afectar a todo el cristal. Los productos de alteración más frecuentes que acompañan a la clorita son rutilo sagenítico, esfena, epidotas, rutilo granular ± leucoxeno, feldespato potásico y fluorita.

La moscovita se encuentra en porcentajes variables de unas muestras a otras pudiendo superar en proporción a la biotita; presenta tamaños próximos a los de la biotita pero generalmente desarrolla tamaños algo superiores. Suele estar asociada a la biotita según cristales de hábito subhedral o blástico aunque es más marcado cuando aparece en cristales aislados que crecen preferentemente sobre el feldespato potásico.

Se trata de un mineral de cristalización tardía, moscovita histerógena, que se desarrolla principalmente a expensas de feldespato potásico en etapas postmagmáticas, o de origen secun-

dario originado por la alteración de las plagioclasas y biotita, según ya se ha descrito, y de la andalucita.

Los cristales blásticos suelen presentar intercrecimientos con cuarzo (cuarzo VI), de tipo simplectítico en los bordes, y desarrollar apófisis dactílicas sobre el feldespato potásico a veces acompañadas de sillimanita. Por otra parte, no es raro que las moscovitas blásticas engloben cristales de andalucita relictos y agregados de pequeños prismas de sillimanita o de fibrolita. En este caso es muy probable que la moscovita tenga un origen secundario constituyendo un producto de desestabilización de la andalucita.

Por último, la moscovita aparece en agregados xenomorfos o formando pseudomorfos, acompañada de clorita y cuarzo, constituyendo un producto de la desestabilización total de cordierita a la que recuerda algunos pseudomorfos por la forma que presentan.

La andalucita, sillimanita y cordierita se encuentran siempre en cantidades accesorias pero su presencia es muy común. La andalucita está casi totalmente transformada en moscovita aunque es muy frecuente que se conserven pequeños restos dentro de ésta. Además aparece como inclusiones en las plagioclasas mostrando una corona externa de sericita o moscovita. Suele tener un débil pleocroismo rosado.

La sillimanita se encuentra, como ya hemos dicho, en pequeños prismas o en agregados de fibrolita dentro de la moscovita asociada a andalucita y en cristales de moscovita histerógena crecidos sobre feldespato potásico. Por último, la cordierita está totalmente desestabilizada a moscovita y clorita a las que pueden acompañar cuarzo y andalucita. La transformación de cordierita a andalucita se explicaría según CARNICERO (1980) por la reacción: $Mg \text{ cordierita} + H_2O \rightarrow Mg \text{ clorita} + Al \text{ silicato} + Q$, reacción dada para rocas metamórficas a bajas presiones por SEIFERT y SCHREYER (1970).

Tanto andalucita, cordierita y sillimanita han sido considerados como restos de fusión, restitas, al igual que los xenolitos de naturaleza pelítica englobados en el granito (CARNICERO, 1980). De todas formas algo de andalucita se formaría en parte, según esta autora, por la alteración de la cordierita según la reacción anterior y la sillimanita asociada a moscovita histerógena y andalucita tendría un origen secundario a partir de la fase aluminica sobrante en la moscovitización de la andalucita.

La desestabilización total de cordierita en pinnita y moscovita se explicaría por la influencia del magma rico en K^+ (CARNICERO, 1980) mientras que la andalucita y sillimanita se conservarían ya que son estables en condiciones superiores al "minimum melt" según las curvas de RICHARDSON *et al.* (1969), ALTHAUS (1967) y ALTHAUS *et al.* (1970).

Una interpretación sobre el origen de la andalucita, sillimanita y cordierita es la proporcionada por UGIDOS (1973) y MARTÍNEZ FERNÁNDEZ (1974), entre otros. Asimismo, parte de la biotita contenida en el granito podría tener el mismo origen o significado (CARNICERO, 1980).

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 zona-

dos concéntricos, mientras que cuando está incluido en biotita es de menor tamaño y de morfología más redondeada. Es posible que los halos pleocroicos de la biotita no sólo sean originados por inclusiones de circón, pudiendo ser debidas a otros minerales radiactivos no identificados, recordando alguno de ellos por su hábito a la monacita.

El apatito es otro accesorio incluido en casi todos los constituyentes de la roca. Muestra hábitos prismáticos, exagonales o aciculares, mientras que algunos apatitos de mayor tamaño son más redondeados y ricos en inclusiones de circón y otros identificables, las cuales pueden tener disposiciones orientadas. 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; también aparece incluido en biotita y en algún caso en plagioclasa con morfología granular parcialmente alterado a leucoxeno.

Como minerales de cristalización tardía, además de fluorita anhedral asociada a las plagioclasas y con formas alargadas siguiendo trazas de exfoliación en biotita y clorita, es muy frecuente el topacio, que raramente desarrolla formas idiomorfas siendo más común que muestre hábitos anhedrales, está relacionado principalmente con las plagioclasas y feldespatos potásicos en el que también aparece con formas irregulares muy finas. Además en escasas muestras se ha observado algún cristal de turmalina asociado a los agregados de moscovita y clorita originados a partir de cordierita.

En cuanto a los enclaves englobados por el granito, como ya hemos dicho, uno de los observados corresponde a un esquisto afectado por un metamorfismo regional de alto grado, zona de la sillimanita, en el que la paragénesis es: biotita-moscovita-andalucita-sillimanita. Como accesorios contiene circón, opacos y rutilo±leucoxeno. Alternan en él niveles micáceos ricos en silicatos de aluminio y niveles cuarzo-plagioclásicos más pobres en micas. La andalucita está parcialmente transformada a moscovita quedando pequeños restos frescos o alterados a filosilicatos de color oscuro. La sillimanita aparece como agregados de fibrolita asociados a biotita y como pequeños prismas o agujas incluidas en la moscovita originada en la desestabilización de la andalucita. Por otra parte, se observan agregados de moscovita y clorita que proceden de la transformación total de cordierita.

El otro enclave corresponde a un microgranito de textura microporfídica con mesostasis alotriomórfica. Los constituyentes mayoritarios son cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, biotita y moscovita, mientras que como accesorios contiene opacos, apatito, circón, rutilo, turmalina y andalucita. Los secundarios son principalmente clorita, sericita, moscovita, rutilo saogenítico y óxidos de hierro.

El feldespato potásico aparece como un constituyente de la mesostasis, es anhedral, no perfitico y suele mostrar desarrollada macla de microclina. Sustituye a las plagioclasas en las que puede formar una corona externa quedando el núcleo sin reemplazar. Engloba abundantes inclusiones de cuarzo con formas redondeadas.

Las plagioclasas se encuentran como un constituyente de la mesostasis o formando microfenocristales. Son subhedrales y muestran núcleos alterados a sericita-moscovita, a agrega-

dos microcristalinos o se encuentran oscurecidos por óxidos de hierro. Al igual que el feldespato potásico engloba abundantes inclusiones de cuarzos redondeados. En el contacto con el anterior existe un débil desarrollo de mirmequitas.

El cuarzo forma también microfenocristales de formas redondeadas y aparece en la mesostasis en cristales aislados o en agregados que aunque pueden mostrar hábitos anhedrales suelen tener, como en el caso de los microfenocristales, formas redondeadas. Son frecuentes las extinciones ondulantes y más raras las señales de poligonización.

De los filosilicatos, la biotita aparece generalmente en cristales aislados de hábitos largos y tamaño próximo al del resto de los componentes de la mesostasis o ligeramente superior. La moscovita puede estar o no asociada a la biotita y muestra hábitos subhedrales o blásticos; los cristales blásticos suelen englobar cristales relictos de andalucita.

Macizo de Cipérez-Garcirrey

Petrográficamente se pueden diferenciar varias facies o tipologías graníticas dentro del macizo, reflejo de las distinguidas en la cartografía, las cuales pueden clasificarse como: a) Granito de grano grueso-muy grueso, dos micas, porfídico y con cordierita que constituye la facies común o de mayor extensión del macizo. b) Granitos y leucogranitos de dos micas "ala de mosca". c) Leucogranitos moscovíticos.

La facies común del macizo es comparable a la que constituye el macizo de Villavieja de Yeltes, respecto a la cual sólo presenta ligeras variaciones que serán citadas en la siguiente descripción.

a) Granito de grano grueso-muy grueso, dos micas porfídico y con cordierita (11, facies común).

Desde el punto de vista petrográfico corresponde a un granito de dos micas de grano grueso o muy grueso. La textura es alotriomórfica inequigranular y generalmente de tendencia porfídica debido sobre todo a un mayor desarrollo del feldespato potásico respecto al resto de los componentes de la roca; en ocasiones también las plagioclasas desarrollan fenocristales pero no tan abundantes y del tamaño del feldespato potásico.

Microscópicamente las principales variaciones de esta facies granítica radican en oscilaciones en el tamaño de grano de la mesostasis, porcentaje y tamaño de los fenocristales de feldespato potásico, incidiendo en que la textura porfídica de la roca sea más o menos acusada, y en el porcentaje relativo de moscovita/biotita.

Los componentes esenciales son cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, biotita y moscovita. Los accesorios más frecuentes son opacos, apatito, circón y rutilo, mientras que como minerales de cristalización tardía y/o secundarios contiene sericita, moscovita, clorita, feldespato potásico, albita, cuarzo, rutilo, leucoxeno, óxidos de hierro, ilmenita, fluorita, turmalina

na y topacio. Además son frecuentes, aunque siempre en cantidades muy accesorias, silicatos de aluminio (andalucita y fibrolita) y pseudomorfo de cordierita que si bien son frecuentes en el granito no han sido observados en las láminas delgadas estudiadas.

El mayor porcentaje de cuarzo en la roca se encuentra como agregados de cristales anhedrales de tamaño muy variable pero que fácilmente alcanzan o superan el centímetro y engloban los minerales previamente cristalizados. Estos agregados presentan frecuentemente formas externas globosas mientras que los cristales son anhedrales y los contactos entre granos suelen ser suturados. Muestra señales de deformación como extinción ondulante y fenómenos de poligonización más o menos acusados que llegan a dar lugar a subgranos sobre todo en los límites de granos. Algunos cristales son ricos en agujas de rutilo. Más raramente el cuarzo se encuentra rellenando intersticios.

El resto del cuarzo presente en la roca es tardío o postmagmático. Se incluye aquí el cuarzo originado por recristalización del anterior que muestra un gran poder corrosivo en la biotita y sobre todo en el feldespato potásico y plagioclasa en los que llega a aparecer como inclusiones que muestran una extinción común entre ellas y con el cuarzo externo adyacente; cuarzo de mirmequitas relativamente escaso; cuarzo reticular que reemplaza al feldespato potásico, suele mostrar extinción común con el cuarzo adyacente y según SCHERMERHORN (1956) es posterior al cuarzo de mirmequitas. Podría ser equivalente o tener el mismo significado que el cuarzo asociado con moscovita histerógena formando muy frecuentemente crecimientos simplectíticos en sus bordes.

El feldespato potásico se presenta como cristales o agregados generalmente de hábitos anhedrales en la mesostasis y como fenocristales de hábitos subhedrales que pueden superar 1cm de longitud en lámina delgada. Más raramente puede mostrar carácter intersticial.

Suele estar maclado Carlsbad y microclina y sólo los fenocristales suelen ser pertíticos. Las pertitas son principalmente del tipo "vein pertites" y "patch", menos frecuentes, es decir pertitas de sustitución debidas a procesos de albitización tardimagmática o postmagmática. En algunos casos las pertitas muestran una disposición zonal.

Al contrario que los cristales de la mesostasis los fenocristales son muy ricos en inclusiones de cuarzo, biotita, feldespato potásico de menor tamaño y sobre todo plagioclasas, las cuales suelen mostrar una disposición orientada (inclusiones "Frasl"). La abundancia de inclusiones hace que en muchos casos presenten un hábito marcadamente poiquilítico.

Además el feldespato potásico debe tener un cierto crecimiento blástico en etapas tardi- o postmagmáticas durante el cual sustituye o reemplaza parcialmente a las plagioclasas en las que aparece como pequeñas manchas irregulares. En algunos casos se observan plagioclasas con un núcleo de feldespato potásico o feldespatos potásicos con coronas externas de plagioclasa siendo más problemático precisar si se trata de albitización o potasificación. Además llega a englobar en algún caso al cuarzo que forma agregados en la mesostasis (cuarzo normal de la roca), por último, existen pequeñas cantidades de feldespato potásico de origen secundario originadas en los procesos de cloritización de la biotita de acuerdo con la reacción de CHAYES (1955), descrita anteriormente, este feldespato potásico presenta formas de huso según las trazas de exfoliación de la biotita o clorita, planos (001).

La plagioclasa puede encontrarse como cristales aislados y más frecuentemente en agregados, con hábitos subhedrales o anhedrales. Algunos cristales constituyen fenocristales que destacan ligeramente sobre la mesostasis. Suelen estar macladas según albita, albita-Carlsbad y periclina, presentan zonados composicionales continuos u oscilantes y en algunos casos zonados irregulares o a parches, "patchy zoning" de VANCE (1965), afectando a los núcleos de los cristales. Su composición es albita-oligoclasa.

Al igual que el cuarzo y feldespato potásico pueden estar fracturadas o rotas existiendo un cierto desarrollo de maclas mecánicas. La alteración es variable en intensidad y casi siempre parcial afectando principalmente al núcleo de los cristales. La alteración más frecuente es a agregados de sericita-moscovita. Además contienen pequeños cristales de fluorita anhedral, mineral de cristalización tardía o secundaria relacionado muy probablemente con el proceso de sericitización (SCHERMERHORN, 1956).

Una característica no observada en las plagioclasas del granito de Villavieja de Yeltes es que suelen presentar núcleos sustituidos por agregados de cristales de moscovita y cuarzo los cuales llegan a enmascarar en algunos casos casi todo el cristal.

El otro tipo de plagioclasa presente corresponde a albita secundaria desarrollada por albitización postmagmática en los procesos de peritización por sustitución antes descritos. Por otra parte existe un cierto desarrollo de albita mirmequítica originada en el contacto plagioclasa-feldespato potásico mientras que a diferencia del granito de Villavieja de Yeltes la albita intergranular desarrollada principalmente en la interfase feldespato potásico-feldespato potásico es extraordinariamente escasa o inexistente en parte de las muestras estudiadas.

La biotita se encuentra principalmente como cristales aislados o en agregados de dos o tres cristales con tamaños inferiores a 3 mm. Es de hábito subhedral o anhedral (más frecuente en las secciones basales) y muy pleocroica, Ng, Nm marrón rojizo, o castaño muy oscuro y Np amarillo claro.

Engloba abundantes inclusiones de apatito, opacos, circón y a veces es extraordinariamente rica en halos pleocroicos de circón u otros minerales radiactivos no identificados.

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 la biotita; esta transformación suele ir acompañada de la formación de ilmenita o cristales muy finos de rutilo. El otro proceso de alteración es la cloritización que puede ser parcial, según las trazas de exfoliación de la biotita o afectar a todo el cristal. Los productos de alteración más frecuentes que acompañan a la clorita son rutilo sagenítico, ilmenita, rutilo granular \pm leucoxeno, feldespato potásico y fluorita.

La moscovita se encuentra en porcentajes variables de unas muestras a otras pudiendo superar en proporción a la biotita; presenta tamaños próximos a los de la biotita pero generalmente desarrolla tamaños algo superiores llegando a alcanzar 5 o 6 mm. Suele estar asociada a la biotita según cristales o agregados de hábito subhedral o blástico aunque este hábito es más marcado cuando aparece en cristales aislados que crecen preferentemente

sobre el feldespato potásico y plagioclasa. Puede mostrar trazas de exfoliación curvadas y extinciones ondulantes por deformación.

Se trata de un mineral de cristalización tardía, moscovita histerógena, que se desarrolla principalmente a expensas del feldespato potásico en etapas postmagmáticas, o de origen secundario originado en la alteración de las plagioclasas, biotita (según ya se ha descrito) y de la andalucita.

Los cristales blásticos suelen presentar intercrecimientos con cuarzo, de tipo simplectítico en los bordes y desarrollan apófisis dactilíticas sobre el feldespato potásico. Por otra parte no es raro que las moscovitas blásticas engloben cristales de andalucita relicticos casi totalmente alterados y agregados de pequeños prismas de sillimanita o de fibrolita. En este caso es muy probable que la moscovita tenga un origen secundario constituyendo un producto de desestabilización de la andalucita.

La andalucita y sillimanita se encuentran siempre en cantidades accesorias. La andalucita está casi totalmente transformada en moscovita aunque se conservan pequeños restos dentro de ésta. La sillimanita se encuentra, como ya hemos dicho, en pequeños prismas o en agregados de fibrolita dentro de la moscovita asociada a andalucita.

Tanto andalucita, sillimanita y cordierita (esta última no observada en las láminas estudiadas pero si en el campo) han sido considerados como restos de fusión, restitas, aunque la sillimanita asociada a moscovita histerógena y andalucita tendría un origen secundario a partir de la fase aluminica sobrante en la moscovitización de la andalucita (UGIDOS, 1973; MARTÍNEZ FERNÁNDEZ, 1974; CARNICERO, 1980). Asimismo, parte de la biotita contenida en este tipo de granitos podría tener el mismo origen o significado (CARNICERO, 1980).

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 los halos pleocroicos de la biotita no sólo sean originados por inclusiones de circón, pudiendo ser debidas a otros minerales radiactivos.

El apatito es otro accesorio incluido en casi todos los constituyentes de la roca. Muestra hábitos prismáticos, hexagonales o aciculares, mientras que algunos apatitos de mayor tamaño son más redondeados y ricos en inclusiones de circón y otros no identificables, las cuales pueden tener disposiciones orientadas. 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; también aparece incluido en biotita y en algún caso en plagioclasa, con morfología granular parcialmente alterado a leucoxeno.

Como minerales de cristalización tardía, además de fluorita anhedral asociada a las plagioclasas y con formas alargadas siguiendo trazas de exfoliación en biotita y clorita, es frecuente el topacio que raramente desarrolla formas idiomorfas siendo más común que muestre hábitos anhedrales; está relacionado principalmente con las plagioclasas y feldespato potásico.

Además en escasas muestras se ha observado algún cristal anhedral de turmalina blástica que crece asociada a las plagioclasas y con formas reticulares en el feldespato potásico.

Enclaves y diques

Únicamente se ha estudiado un enclave englobado en esta facies granítica correspondiente a una tonalita-microgranodiorita biotítica y un dique clasificado como un granito turmalínífero de grano medio.

El enclave muestra una textura microporfídica debida al desarrollo de microfenocristales de plagioclasa y en menor proporción de cuarzo. La mesostasis está constituida por plagioclasa, cuarzo, feldespato potásico, biotita, apatito, opacos, circón, rutilo y topacio (?); como minerales secundarios se han observado sericita, moscovita, rutilo-leucoxeno y óxidos de hierro. La textura de la mesostasis es alotriomorfa aunque en origen es posible que fuera hipidiomorfa perdiéndose este carácter por la gran corrosión que sufren sus constituyentes por parte del cuarzo.

Los fenocristales de plagioclasa son subautomorfos, maclados y con zonados concéntricos continuos, oscilantes o a parches. La alteración es variable en intensidad y en ella se originan cristales de hábitos alargados de moscovita orientados en una o dos direcciones, formando en el segundo caso enrejados dentro del cristal. La alteración puede afectar a todo el cristal, al núcleo, o forma coronas en zonas más externas. Pueden englobar abundantes inclusiones de pequeñas biotitas y opacos. Los cristales de la mesostasis son subhedrales o anhedrales, están menos alterados y engloban menos inclusiones. Tanto éstas como los fenocristales presentan abundantes inclusiones de cuarzo por corrosión intensa del cuarzo de la mesostasis.

Los fenocristales de cuarzo presentan formas redondeadas, extinciones ondulantes y señales de poligonización; engloba escasas inclusiones de pequeños opacos y rutilos aciculares. El cuarzo de la mesostasis es anhedral y como ya hemos dicho ejerce un gran poder corrosivo sobre todos los componentes de la roca. El feldespato potásico aparece como cristales anhedrales en la mesostasis generalmente maclados según la macla de la microclina.

La biotita suele formar agregados y más raramente aparece en cristales aislados de hábitos alargados o anhedrales, es muy pleocroica y rica en inclusiones de opacos, apatito y circón o halos pleocroicos. El circón es de hábitos redondeados o alargados; el apatito puede ser acicular, prismático y los cristales de mayor tamaño son más anhedrales.

El dique estudiado presenta una textura alotriomórfica inequigranular y está constituido principalmente por cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico y turmalina. Como accesorios contiene rutilo, opacos, topacio (?), apatito y óxidos de hierro.

Las plagioclasas son subhedrales o anhedrales a veces de hábitos largos y macladas. Algunos cristales muestran fracturas y maclas mecánicas. Están corroídas por el cuarzo que puede aparecer en las mismas como inclusiones.

El cuarzo es anhedral o de formas globosas y aparece en cristales aislados o en agregados. Engloba pequeñas plagioclasas y puede ser muy rico en inclusiones de rutilo acicular. Muestra extinción ondulante y señales de poligonización. Los contactos entre granos suelen ser suturados.

El feldespato potásico es anhedral y puede estar maclado o no según macla de la microclina. La turmalina es un constituyente mayoritario en la roca en forma de cristales o agregados anhedrales y frecuentemente poiquiloblásticos englobando plagioclasa, feldespato potásico y cuarzo.

b) Granitos y leucograníticos de dos micas "Ala de Mosca" (12 y 13)

Microscópicamente se pueden individualizar de la facies antes descrita tanto en base a criterios texturales como por algunas diferencias composicionales aunque también participan de otras características comunes. Las diferencias más notables entre ambas facies serán citadas a lo largo de la siguiente descripción y resumidas al final de este apartado.

Dentro de la facies de granitos y leucogranitos "ala de mosca" se pueden distinguir dos variedades en base sobre todo a criterios texturales: A) Granitos y leucogranitos de dos micas y grano grueso a muy grueso; B) Granitos y leucogranitos de grano medio.

Petrográficamente corresponden en la mayor parte de los casos a leucogranitos más que granitos, ya que aunque el porcentaje de biotita es variable de unas muestras a otras, este mineral suele encontrarse casi siempre en cantidades accesorias. De todas formas es probable que el contenido en biotita fuera en origen algo superior ya que es frecuente que se encuentre casi totalmente transformada en moscovita.

La textura es alotriomórfica inequigranular y muy raramente de tendencia porfídica lo que diferencia a los granitos de esta facies con la facies común antes descrita. De todas formas en casos esporádicos se observan algunos fenocristales de feldespato potásico los cuales muestran las mismas características que los contenidos en la facies común, así como algún desarrollo de fenocristales de plagioclasa. Otra diferencia textural respecto a la facies anterior, y que es además la utilizada para denominar a las dos variedades graníticas que integran esta facies, es la presencia de biotitas y sobre todo moscovitas de tamaños muy superiores al resto de los componentes de la roca, constituyendo la denominadas "alas de mosca".

A) Granitos de dos micas de grano grueso a muy grueso (12).

Los constituyentes mayoritarios son cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa y moscovita, mientras que la biotita, salvo en algunas muestras, se encuentra en cantidades accesorias junto con opacos, apatito, granate, circón, rutilo. Además se encuentran algunos seudomorfos o agregados procedentes muy probablemente de la transformación de andalucita o cordierita y escasas cantidades de fibrolita. Los minerales de cristalización tardía y/o secundarios son turmalina, topacio, berilo, clorita, sericita, moscovita y óxidos de hierro.

Las plagioclasas suelen constituir agregados, son subhedrales o anhedrales y frecuentemente de hábitos largos. Sus tamaños son muy variables pudiendo llegar a destacar frente al resto de los componentes de la roca. Están macladas pero los zonados composicionales son muy excepcionales, además pueden mostrar maclas mecánicas. Engloban plagioclasas de menor tamaño, apatitos y granates. La alteración suele ser débil dando lugar a sericita o moscovita que puede estar orientada dentro del cristal y formar enrejados. En el contacto con el feldespato potásico existe un débil desarrollo de mirmequitas en algunos cristales; por otra parte, el desarrollo de albita intergranular, a veces mirmequítica, entre feldespatos potásicos es, por lo general, escasa.

El feldespato potásico es subhedral o más frecuentemente anhedral y de tamaño próximo al resto de los componentes; puede aparecer también rellenando intersticios en la roca. Suele estar maclado según la macla de la microclina y es poco pertítico. Esporádicamente se desarrollan fenocristales de hasta 1 cm de tamaño que presentan las mismas características que los contenidos en la facies anterior: cristales subhedrales, maclados de Carlsbad y microclina, y frecuentemente poiquilíticos englobando abundantes inclusiones de biotita y plagioclasa que pueden mostrar disposición zonal. Junto con los cristales antes descritos las pertitas corresponden a los tipos "string, band or ribbon, flame" y más raramente "patch" según la clasificación de ALLING en SPRY (1969) o de morfología más irregular, desarrolladas mayoritariamente por sustitución durante procesos de albitización tardi- o postmagmática.

El cuarzo aparece en cristales aislados, con carácter intersticial y sobre todo formando agregados de tamaño variable pero que pueden superar 1 cm. Los agregados suelen tener un aspecto globoso, los cristales son anhedrales y los contactos entre ellos rectos o suturados. Muestran extinciones ondulantes y señales de poligonización. Engloban escasas inclusiones de plagioclasa, feldespato potásico, apatito acicular y rutilo acicular. Al igual que el feldespato potásico y las plagioclasas puede estar fracturado.

Como cuarzo de cristalización tardía se incluiría el que corroe y forma inclusiones en feldespato potásico y plagioclasa, por recristalización del cuarzo de la roca, el escaso cuarzo de mirmequitas y el asociado con moscovita blástica o histerógena.

La biotita es casi siempre escasa y se encuentra en cristales aislados o en agregados con tamaños inferiores a 3 mm aunque algunos cristales superan este tamaño pudiendo llegar a definir una textura de tipo "ala de mosca". Engloba opacos, apatito, circón y puede ser muy rica en halos pleocroicos. Se encuentra alterada a clorita junto con ilmenita, rutilo-leucoxeno o enmascarada por óxidos de hierro. Es frecuente que esté intensamente transformada en moscovita.

La moscovita es más abundante que la anterior y de mayor tamaño llegando a desarrollarse cristales que superan en tamaño a todos los componentes de la roca (6-8 mm). Como en la facies antes descrita, se trata de un mineral de cristalización tardía o secundario, que puede mostrar hábitos subhedrales o claramente blásticos y poiquiloblásticos. Suele mostrar trazas de exfoliación curvadas y extinciones ondulantes por deformación.

Aparece asociada a la biotita a la que engloba y sustituye casi totalmente, a las plagioclasas según cristales finos y alargados o bien en los agregados con cuarzo antes descritos, al fel-

despato potásico donde quizás desarrolla un aspecto más blástico. Suele mostrar intercrecimientos con cuarzo con morfología simplectítica en los bordes y desarrolla apófisis dactilíticas principalmente sobre el feldespatos potásico y plagioclasa.

Algunos cristales engloban agregados constituidos por micas oscuras, generalmente de color pardo, moscovita y en ocasiones turmalina, que proceden de la alteración total de cordierita o andalucita, así como escasas cantidades de fibrolita. Estos minerales tendrían el mismo origen que los contenidos en la facies anterior.

Otros accesorios son: granates englobados en feldespatos potásico, plagioclasa y moscovita, parcialmente alterados a biotita y óxidos de hierro; topacio de formas generalmente anhedrales asociado principalmente a las plagioclasas, berilo con formas anhedrales, a veces de gran desarrollo, turmalina muy escasa, de aspecto blástico y pleocroísmo azulado, además de escasos opacos, apatitos y circones que pueden mostrar hábitos bipiramidales y zonado concéntrico.

B) Granitos y leucogranitos de dos micas y grano medio (13).

Dado que presentan muchas analogías texturales y mineralógicas con la otra variedad granítica que integra esta facies de granitos y leucogranitos "ala de mosca" citaremos únicamente aquellos aspectos más relevantes o diferenciadores de la anterior.

Una de las diferencias más notables es que desarrolla un menor tamaño de grano, siendo en este caso granitos de grano medio. La fracción leucocrática presenta las mismas características que en la variedad de grano grueso existiendo algún fenocristal esporádico de feldespatos potásico. Por el contrario, en esta variedad las biotitas raramente forman "alas de mosca" siendo la moscovita el principal responsable de este carácter textural. Además, aunque la moscovita desarrolle tamaños próximos a los de la variedad de grano grueso, en este caso constituyen cristales más anormalmente grandes comparados con el resto de los componentes de la roca, dada la diferencia relativa respecto a la mesostasis que aquí es de menor tamaño de grano.

Andalucita, sillimanita y minerales derivados quizás de la transformación total de cordierita (?), son en este caso mucho más escasos o inexistentes en parte de las muestras estudiadas. Tampoco se han observado los granates contenidos en la variedad de grano grueso. Por otra parte algunas muestras pueden ser muy ricas en turmalina blástica o poiquiloblástica.

Por último, el conjunto de características que permiten diferenciar los granitos que integran la facies "ala de mosca" respecto a la facies común del macizo pueden resumirse en: menor contenido en biotita y por tanto un carácter más leucocrático siendo en una gran parte una facies leucogranítica, desarrollo muy escaso de feldespatos potásico lo que incide en la textura no porfídica, mayores dimensiones de la moscovita formando "alas de mosca", plagioclasas de composición más ácida (albita), presencia de granate y menor contenido en silicatos de aluminio y cordierita.

c) *Leucogranitos principalmente moscovíticos (14)*

Son rocas de textura alotriomórfica y grano medio que se diferencian de los granitos y leucogranitos anteriores en que no presentan textura "ala de mosca", mostrando la moscovita tamaños similares al resto de los componentes de la roca, la biotita está prácticamente ausente y no se han observado ni cordierita ni silicatos de aluminio. De todas formas el número de muestras estudiadas de esta facies granítica es muy escaso por lo que resulta aventurado precisar sus diferencias o similitudes con los granitos anteriores.

Los minerales esenciales son cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa y moscovita. Además de los accesorios comunes, apatito, opacos, rutilo, y algo de biotita, contiene diferentes minerales de cristalización tardía o postmagmática como sericita, moscovita, fluorita, berilo, topacio y epidota.

Las plagioclasas son de composición albitica, no muestran zonados composicionales pero sí maclas, en algunos casos mecánicas; son anhedrales o subhedrales y están parcialmente alteradas a sericita-moscovita. El feldespato potásico es anhedral, no perfitico y puede mostrar o no macla de la microclina. No se observa desarrollo de mirmequitas en los contactos entre plagioclasa y feldespato potásico pero sí existen pequeñas cantidades de albita intergranular postmagmática. El cuarzo forma agregados o aparece con carácter intersticial.

La moscovita es casi la única mica presente, es subhedral o anhedral y puede presentar señales de deformación. La biotita es sumamente escasa o inexistente. El topacio y la fluorita aparecen en pequeños cristales anhedrales en la roca frecuentemente asociados a las plagioclasas. El berilo es anhedral al igual que la epidota, ésta última es muy abundante en una de las muestras estudiadas asociada a las plagioclasas y englobando pequeños cristales de moscovita.

Por el tipo de alteración que muestra la roca y otros aspectos como es la presencia abundante de cristales o agregados de epidota en alguna muestra parece probable que este granito esté afectado por alguna alteración quizás de tipo episienítico.

3.2.11. **Dique de leucogranito (15)**

Está situado dentro del macizo de Alcoba de Ituero. Tiene una dirección N120° E, aflora durante 3 km. de forma continua y con una anchura de unos 300 m, en formas de tamaño métrico y angulosas, dando un pequeño resalte topográfico.

Está formado por un leucogranito de grano medio, medio-fino y con biotita. Presenta textura sacaroides. Es algo heterogéneo en cuanto a la presencia de biotita, existiendo zonas donde sólo hay moscovita y con una textura muy homogénea. En las zonas que tienen biotita, con un tamaño de 5 mm, dan una textura de "ala de mosca". Se suele observar un mineral de color verde, con un tamaño de 2-3 mm, que puede ser apatito. No se observa que esté deformado. Está afectado por 2 fallas de direcciones al NO y al NE, que le producen pequeños desplazamientos.

Petrográficamente presenta una textura holocristalina, heterogranular de grano medio-fino. Los componentes esenciales son, cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa (menor de 10%

An), moscovita. Los minerales accesorios más frecuentes son biotita, opacos, apatito, y cirón. Como minerales de cristalización tardía y/o secundarios, se pueden observar sericita, moscovita, clorita, rutilo, óxidos y feldespato potásico.

El cuarzo principal es xenomorfo, se presenta en cristales aislados o en agregados con extinción ondulante con tendencia a la formación de subgranos. Tiene inclusiones de moscovita, plagioclasa y apatito en forma de prismas aciculares.

El feldespato potásico tiene hábito anhedral, se encuentra en pequeños cristales o con carácter intersticial. Poco o nada pertítico y rara vez muestra la macla de la microclina. Presenta procesos de corrosión por la plagioclasa y está sustituyendo a la plagioclasa, encontrándose manchas irregulares en el interior de los cristales de plagioclasa. Tiene inclusiones de plagioclasa.

La plagioclasa presenta hábitos anhedrales a subhedrales, con la macla de la albita y a veces albita-Carlsbad. Está sustituida parcialmente por feldespato potásico. Tiene inclusiones de apatitos y cuarzo.

Los minerales accesorios más característicos son biotita, la cual presenta importantes procesos de cloritización con formación de óxidos, rutilo sagenítico y feldespato potásico, este último presenta formas ahusadas que se disponen entre los planos de exfoliación (001), de acuerdo con la reacción de CHAYES (1955). Otro mineral accesorio frecuente es el apatito, el cual se presenta con hábito anhedral o en pequeños prismas aciculares y siempre como inclusión de otros minerales.

3.2.12. Leucogranitos moscovíticos con granate (16)

Afloran en el sector o Dominio N y NE de la Hoja de forma general, aunque en la banda de metasedimentos situada al N de las localidades de Cipérez-Grandes aparecen con mayor profusión inyectados entre la serie metamórfica.

Se trata de leucogranitos moscovíticos deformados, frecuentemente con granate, cuyas características nos han permitido su descripción en un apartado independiente. Constituyen un entramado de diques y masas tabulares irregulares que en el área referida presentan direcciones de NE-SO a E-O, intercaladas de forma paraconcordante entre los paragneises. Presentan potencias métricas y múltiples "septa" metasedimentarios. El volumen total que ocupan es importante, pero por su pequeño tamaño no han podido ser representados en la cartografía excepto en un caso cuya dimensión y continuidad si lo ha permitido.

Morfológicamente dan resaltes topográficos discretos, como en la zona de Valdesenderos, dónde se encuentran gran cantidad de bloques paralelepípedicos de tamaños métricos debido al intenso diaclasado. También dan lugar a relieves alomados y suaves con gran cantidad de "lehm" granítico de color amarillento o rosado entre el que aparece gran cantidad de canturreal y algunos bloques de mayor tamaño.

Son intrusivos en los metasedimentos y parecen estar íntimamente relacionados con los granitoides sincinemáticos y los diques aplopegmatíticos, ya que se han encontrado pasos inter-

medios entre las facies leucograníticas y tipos intermedios leucograníticos-aplopegmatíticos y pegmatitas, con contactos tanto netos como difusos e incluso zonas de brechificación.

Contienen enclaves micáceos centimétricos a milimétricos de los metasedimentos encajantes, además de xenocristales y xenoagregados procedentes de los mismos muy abundantes en la zonas de contacto.

Muestran fábrica planar y plano-linear, en la que la foliación es subparalela a los planos de la esquistosidad principal (S_2) de los paragneises entre los que se intercalan, aunque también se han observado en ellos estructuras paralelas a los ejes de pliegues de F_3 .

Se trata de rocas muy heterogéneas, con variación en el tamaño de grano desde fino a grueso y cambios en la textura y sectores micropegmatíticos. Son bastante pobres en biotita, aspecto que condiciona el color blanquecino de estas rocas que a veces se torna amarillento o rosado, por alteración. En algunos sectores presenta un aspecto sacaroideo.

Presentan texturas granudas deformadas y están compuestas por: cuarzo, plagioclasa, microclina, muy escasa biotita y moscovita, que puede estar nucleándose sobre la biotita o sobre nódulos residuales de sillimanita. La moscovita también puede aparecer en grandes placas con bordes simplectíticos o en rosetas. Resulta común la presencia asociada de andalucita prismática, también moscovitizada. De accesorios aparecen granate, sillimanita, zircón y turmalina.

Se trata composicionalmente de granitos mínimos, aunque se han encontrado bandas generalmente de 1-2 m de espesor compuestas por cuarzo, albita prismática, moscovita y granate, pobres en feldespato potásico y con texturas plagiidiomorfas.

3.3. ROCAS FILONIANAS

Las manifestaciones filonianas en esta Hoja son muy abundantes y están asociadas fundamentalmente al magmatismo granítico hercínico.

Se trata de diques de carácter ácido en gran parte referibles a estadios tardíos en la consolidación magmática. Están compuestos por pegmatitas, aplitas, aplogranitos, leucogranitos moscovíticos, leucogranitos con granate y de cuarzo, siendo los dos primeros tipos los más abundantes. No se han encontrado manifestaciones filonianas básicas.

Generalmente todos estos diques se emplazan en áreas intra- y extratrolíticas, en los dominios metamórficos meso y catazonales, y su mayor profusión se localiza en zonas marginales o de borde, laterales o apicales, de los macizos graníticos sincinemáticos. Debido a la uniformidad tanto composicional como textural de estos diques, a la que se suma la complejidad estructural debida a la deformación hercínica que les afecta, resulta difícil discriminar los correspondientes a cada macizo granítico o unidad intrusiva.

La dimensión y continuidad espacial de los diques aunque variable resulta en todos los casos reducida. Las potencias no suelen superar uno o dos metros para una continuidad de unos

pocos cientos de metros para los de mayor entidad. Normalmente constituyen diquecillos, filones y venas, de potencia decimétrica a centimétrica, discontinuos, aflorando con orientación subparalela a las estructuras hercínicas.

Según su naturaleza se han distinguido tres tipos de diques, que son: leucogranitos moscovíticos con granate, pegmatitas y aplitas y de cuarzo.

3.3.1. Pegmatitas y aplitas (17)

Resultan, tanto en número como en expresión volumétrica, los diques más abundantes. Afloran en ambos dominios de la Hoja, aunque en el S y SO se localizan exclusivamente en su extremo más septentrional, a lo largo de una banda orientada NO-SE o ONO-ESE entre las localidades de Pozos de Hinojo e Ituero de Huebra, adosada al S de los macizos graníticos sincinemáticos. A lo largo del Dominio N y NE afloran extensamente, encontrándose, quizá, un área en la zona central en el sector de El Cuartón-Los Carrascos con menor frecuencia de aparición de diques.

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 (1987).

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

Morfológicamente, en el Dominio N y NE, 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. En el Dominio S y SO, la penillanura es disectada por los ríos Huebra y Yeltes, con fuerte encajamiento. En estos valles son relativamente abundantes los afloramientos y los diques más potentes dan lugar a resaltes que se destacan en las laderas. 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.

Sí 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 movilización 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 metasedimentos encajantes con formas laminares, o restos difusos de los mismos, orientados paralelamente a la esquistosidad principal.

Estructuralmente se trata de rocas deformadas de fábrica planar 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).

3.3.2. Pórfido granítico (18)

El único dique de pórfido que se ha observado, se encuentra en la parte occidental del macizo de Cipérez, dentro de la facies a). Tiene una dirección N100° E, con una anchura

de unos pocos metros y una longitud de unos 100 metros, siendo los afloramientos muy escasos.

El cuarzo presenta formas angulosas y redondeadas, observándose en estos últimos golfos de corrosión. No se observa que contenga moscovita. La biotita varía de xenomorfa a idiomorfa con un tamaño de 3-4 mm. Los feldespatos presentan formas tabulares y exagonales, con tamaños de 4 cm, llegando a alcanzar hasta los 7 cm. En los de forma exagonal se observa un zonado, a veces marcado por la biotita a modo de inclusiones tipo Frasl. En general todos los feldespatos muestran una orientación que concuerda con la del dique (N100° E). Esta orientación también se puede observar en los feldespatos que pertenecen al granito y que están alrededor del dique.

El porfidismo textural característico de estos diques, queda marcado por la existencia de fenocristales de hábitos euhedrales a subhedrales de cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa y cristales de menor tamaño de biotita, que se encuentran englobados en una mesostasis compuesta por cuarzo, plagioclasa, biotita, moscovita, feldespato potásico y clorita.

Además de la textura porfídica descrita para estos diques, también puede reconocerse una textura micrográfica o granofídica que se desarrolla en los bordes de los fenocristales de feldespato potásico y plagioclasa, dando lugar a intercrecimientos del cuarzo con ambos minerales.

El cuarzo tiene hábito euhedral a subhedral, presentando formas exagonales o redondeadas. Se encuentra en cristales aislados o en agregados de dos a cuatro cristales. Suele presentar golfos de corrosión, así como bordes redondeados. Tiene inclusiones de biotitas. Presenta extinción ondulante con procesos de poligonización.

El feldespato potásico se presenta con hábito euhedral, macla de la microclina y, a veces, la macla de microclina-Carlsbad, es poco pertítico. Forma los fenocristales de mayor tamaño. Tiene inclusiones de plagioclasas, biotita, estas inclusiones se disponen de forma paralela a los bordes de los cristales, a modo de textura "Frasl". En los bordes y alrededor de estos fenocristales se desarrolla la textura micrográfica o granofídica.

La plagioclasa se presenta en cristales de hábito euhedral a subhedral. Presenta la macla de la albita. Se encuentra parcialmente sustituido por feldespato potásico, también presentan procesos de sericitización y moscovitización.

La biotita se presenta con formas rectangulares, con un pleocroísmo que varía de Ng, Nm, marrón rojizo, castaño oscuro a Np amarillo claro.

A veces, se aprecian signos de deformación, presentando las líneas de exfoliación dobladas, y extinción ondulante. Tiene inclusiones de apatito y circones, estos últimos desarrollan halos pleocroicos. Está poco cloritizada, en algunos cristales llega a formarse rutilo sagénítico.

Se pueden observar pequeños fenocristales de forma prismática-tabular, formados principalmente por biotita.

3.3.3. Diques de cuarzo ("Sierros") (19)

Este tipo de diques de cuarzo son muy frecuentes en la parte oeste de la provincia de Salamanca, 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.
- 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.

En esta Hoja, los principales diques de cuarzo, se encuentran afectando a rocas graníticas, sobre todo a los macizos tardíos de Villavieja de Yeltes y de Cipérez. Estos diques dan resaltes topográficos, alcanzando cotas de 766 m, en la parte oeste de la Hoja, en el pago de Cabezo Lobo, o en la parte este alcanza los 800 m, en el dique que corta al macizo de Cipérez.

3.4. ROCAS METAMÓRFICAS

3.4.1. Descripción de los materiales

Los metasedimentos que se encuentran en la mitad sur de la Hoja, siempre al S y SO de la Zona de Cizalla de Juzbado-Traguntía (ZCJT), se corresponden con una serie metasedimentaria Precámbrico Superior-Cámbrico Inferior y con los afloramientos Ordovícicos. En parte pertenecen a las Formaciones Monterrubio y Aldeatejada, definidas clásicamente en sectores regionalmente próximos, aunque los materiales que forman los niveles estructurales y metamórficos más profundos deben corresponder a materiales aún más antiguos.

La composición mineralógica que muestran los diversos materiales que forman la sucesión metasedimentaria es muy variable, siendo respuesta tanto a la composición premetamórfica como a la intensidad del metamorfismo, que aumenta desde el SO hacia el NE. Atendiendo a la mineralogía que aparece en metapelitas y a la fábrica principal, el dominio se subdivide en dos subsectores: (1) Metasedimentos de las zonas de clorita y biotita y de las zona del granate y estauroлита; y (2) Metasedimentos de la 1ª y 2ª zonas de la sillimanita.

3.4.1.1. *Metasedimentos pelíticos y pelítico-samíticos microalternantes de las zonas de la clorita y biotita*

Las características premetamórficas de los materiales agrupados en este apartado bajo un punto de vista más bien textural (pizarras y filitas de las zonas de clorita y biotita), han quedado ya definidas en apartados anteriores de esta Memoria (ver apartado de Estratigrafía).

Macroscópicamente estos materiales presentan tonos oscuros y grisáceos que varían a grises azulados y blanquecinos. Se caracterizan por presentar un fuerte particionamiento en planos paralelos relacionada con la orientación preferente de filosilicatos de pequeño tamaño, en general no observables a simple vista, que definen un "slaty cleavage" primario o esquistosidad S_1 que a su vez es de plano axial de pliegues D_1 a todas las escalas. En rocas de la parte interna de la zona de la biotita la esquistosidad principal puede ser de crenulación (S_2) y lleva asociada la formación de una lineación definida por las sombras de presión que se desarrollan en dicho mineral. La fábrica principal puede aparecer localmente crenulada por pliegues asimétricos D_3 de tipo "kink" cuyos ejes definen una lineación de crenulación así como pliegues D_4 de eje subvertical y "kink bands".

Al microscopio las metapelitas presentan fábricas planares pero en las rocas de la parte interna de la zona de la biotita son plano-lineares. Se trata en general de una esquistosidad primaria definida por una orientación bidimensional preferente paralela al plano XY de caras (001) de filosilicatos de grano fino y muy fino, cuya naturaleza es a menudo difícil de distinguir. Participan en la definición de la esquistosidad agregados policristalinos granoblásticos elongados de cuarzo (fundamentalmente) y plagioclasa, que corresponden al resultado de la transposición de pequeños niveles lenticulares sedimentarios heredados (S_0). Los granos detríticos desarrollan superficies de disolución por presión en contacto con las láminas de esquistosidad, nucleándose pequeños minerales micáceos y cloritas en las zonas abrigadas.

La presencia de sombras de presión con respecto a la S_1 y desarrolladas según la dirección X y en menor medida según Y, también contribuye a definir las fábricas planares y plano-lineares de la roca. Se trata de porfiroclastos de biotitas, plagioclasas y cuarzo, que presentan contactos rectos frente a la esquistosidad que les rodea y crecimientos en zonas abrigadas de cuarzo, clorita, y micas de menor tamaño. Dichos porfiroclastos presentan signos de deformación intracrystalina como poligonización, irregularidades en las maclas polisintéticas, flexiones y "kinkado" de micas.

En cuanto al mecanismo deformativo generador de la S_1 , algunos datos pueden obtenerse desde la microescala a través de las estructuras que presentan los blastos en relación al desarrollo de dicha fábrica. Se han encontrado sombras de presión en torno a granos rígidos de opacos con sombras de presión asimétricas formadas por cristalizaciones sigmoidales de cuarzo y biotitas. De la observación de estas zonas resguardadas se deduce que el objeto rígido ha experimentado una rotación (aunque de tasas modestas, en general de ángulos menores de 90°) coetánea con la formación de la esquistosidad que le rodea. El mecanismo deformativo generador de S_1 fue, muy probablemente, un aplastamiento coaxial más o menos homogéneo, más una componente de cizalla simple heterogénea. Dicha componente de deformación no coaxial es reconocible además de por la disimetría de sombras de presión y rotación de colas en la deformación progresiva, por la generación de "pliegues de microlitones" (NICOLÁS, 1987) desarrollados sobre la S_0 mediante un cizallamiento discontinuo paralelo al plano axial de dichos pliegues, y por la presencia local de planos antitéticos rellenados por cuarzo rotados hasta adoptar una dirección paralela a la S_1 .

En este tipo de rocas son observables texturas desde lepidoblásticas de grano fino y muy fino, a granoblásticas elongadas y a granolepidoblásticas microbandeadas. También, la pre-