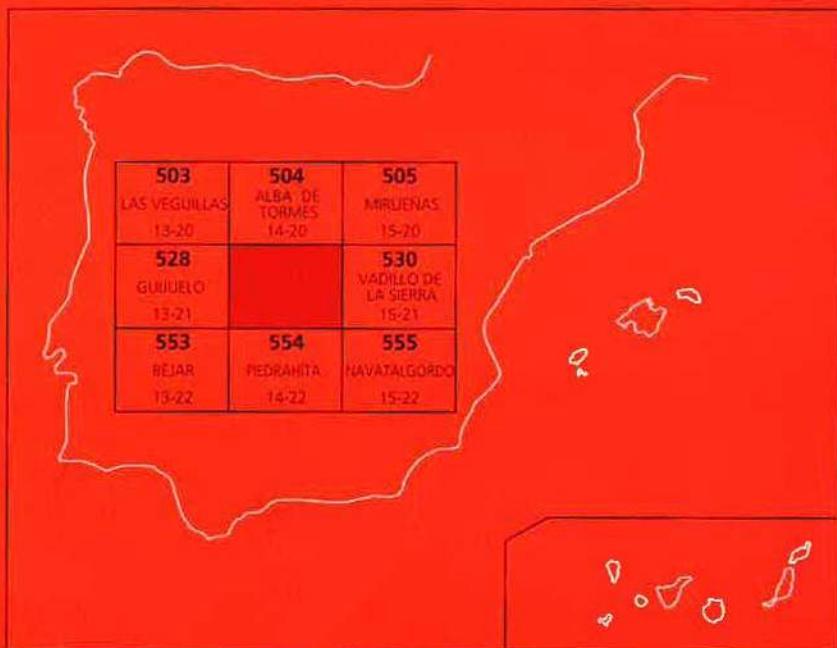




MAPA GEOLÓGICO DE ESPAÑA

Escala 1 : 50.000

Segunda serie - Primera edición



SANTA MARÍA DEL BERROCAL

MAPA GEOLÓGICO DE ESPAÑA

Escala 1:50.000

SE INCLUYE MAPA GEOMORFOLÓGICO A LA MISMA ESCALA

SANTA MARÍA DEL BERROCAL

Ninguna parte de este libro y mapa puede ser reproducida o transmitida en cualquier forma o por cualquier medio, electrónico o mecánico, incluido photocopias, grabación o por cualquier sistema de almacenar información sin el previo permiso escrito del autor y editor.

© Instituto Geológico y Minero de España

Ríos Rosas, 23. 28003 Madrid
www.igme.es
NIPO: 657-08-007-4
ISBN: 978-84-7840-747-7
Depósito legal: M. 47875-2008

Fotocomposición: JPM Graphic, S.L.
Impresión: Gráficas Muriel, S.A.

Las presentes Hoja y Memoria (Santa María del Berrocal-529), han sido realizadas por ENADIMSA (Empresa Nacional Adaro de Investigaciones Mineras, S.A.) dentro del programa MAGNA, con normas, dirección y supervisión del IGME, habiendo intervenido los siguientes técnicos:

Dirección y supervisión:

F. Bellido Mulas (IGME)
F. Junco Aguado (ENADIMSA)

Autores

Cartografía, Síntesis y Memoria

E. Contreras López, (INGEMISA). Granitos.
R. Sánchez Carretero, (INGEMISA). Granitos.
D. Martín Herrero, (INTECSA). M. Metamórficos y Terciario.

Sedimentología

C. Dabrio González, (DPTO. ESTRATIGRAFÍA, UNIV. COMPLUTENSE)

Petrología

R. Sánchez Carretero, (INGEMISA). Granitos.
E. Klein, (GEOPRIN). R. Metamórficas.

Geología Estructural

D. Martín Herrero, (INTECSA)
R. Sánchez Carretero, (INGEMISA)
E. Contreras López, (INGEMISA)

Rocas Industriales

A. Iglesias Peláez, (ADARO)

Neotectónica

F. Moreno Serrano

Geomorfología

F. Moreno Serrano

Hidrogeología

E. Contreras López, (INGEMISA)

Geotecnia

D. Martín Herrero, (INTECSA)

Análisis Químicos

E.N. ADARO (Laboratorio)

Geoquímica

R. Sánchez Carretero, (INGEMISA)

Í N D I C E

1. INTRODUCCIÓN	9
2. ESTRATIGRAFÍA	12
2.1. CÁMBRICO INFERIOR	12
2.1.1. Pizarras y limolitas (21). Conglomerados, areniscas y cuarcitas (22), pizarras microbandeadas (23)	12
2.1.1.1. Pizarras y limolitas (21).....	13
2.1.1.2. Conglomerados, areniscas y cuarcitas (22)	13
2.1.1.3. Pizarras microbandeadas (23).....	14
2.1.2. Pizarras y limolitas (24) y pizarras microbandeadas (25)	16
2.1.2.1. Pizarras y limolitas (24).....	16
2.1.2.2. Pizarras microbandeadas (25).....	16
2.1.3. Areniscas (Fm. Areniscas de Tamames) (26)	17
2.1.4. Calizas (Fm. Calizas de Tamames) (27)	17
2.2. TERCARIO	18
2.2.1. Paleógeno	18
2.2.1.1. Arcosas con cantos (28)	18
2.2.1.2. Arcosas (29)	20
2.2.2. Neógeno	20
2.2.2.1. Arenas, cantos y arcillas rojas (30)	20
2.3. PLIOCENO - CUATERNARIO	22
2.3.1. Arcillas con cantos cuarcíticos (31). (Glacis culminantes)	22
2.3.2. Arenas y limos con cantos (32). (Glacis extensos de Piedrahita)	23
2.3.3. Arenas y limos con cantos y bloques (33). Coluviones	23
2.3.4. Arenas, limos y arenas (34). (Aluvial - coluvial)	23
2.3.5. Arenas y gravas (35). (Terrazas)	23
2.3.6. Arenas, cantos y bloques (36). (Conos de deyección)	23
2.3.7. Limos y arenas con cantos (37). (Glacis actuales o subactuales)	23
2.3.8. Limos, arenas y gravas (38). Fondos de Valle	24
2.3.9. Limos, arenas y gravas (39). (Zonas encharcadas).....	24

3. TECTÓNICA	25
3.1. INTRODUCCIÓN	25
3.2. OROGENIA HERCÍNICA	25
3.2.1. Primera Fase (F_1).....	25
3.2.1.1. Pliegues	25
3.2.1.2. Esquistosidad (S_1).....	26
3.2.1.3. Lineaciones de Intersección (L_1).....	26
3.2.2. Segunda fase (F_2)	26
3.2.2.1. Pliegues	26
3.2.2.2. Esquistosidad (S_2).....	28
3.2.2.3. Lineaciones de Intersección (L_2).....	28
3.2.3. Tercera Fase (F_3).....	30
3.2.3.1. Pliegues	30
3.2.3.2. Esquistosidad (S_3)	32
3.2.3.3. Lineaciones de Intersección (L_3).....	32
3.2.3.4. Cizallas subverticales	32
3.2.4. Otras deformaciones	32
3.2.4.1. Deformaciones Tardías	32
3.2.4.2. Fracturas	33
3.3. OROGENIA ALPINA	34
3.4. NEOTECTÓNICA DE SANTA MARÍA DEL BERROCAL	34
4. GEOMORFOLOGÍA	35
4.1. DESCRIPCIÓN FISIOGRÁFICA	35
4.2. ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO	35
4.2.1. Estudio morfoestructural	35
4.2.2. Estudio del modelado.....	36
4.2.2.1. Formas Poligénicas	36
a. Superficies de erosión	36
b. Glacis y otras poligénicas	38
4.2.2.2. Formas fluviales.....	39
4.2.2.3. Formas de laderas	39
4.2.2.4. Formas Lacustres.....	39
4.2.2.5. Formas antrópicas.....	40
4.2.3. Formaciones superficiales	40
4.2.3.1. Alteritas	40
4.2.3.2. Sedimentos	40
4.2.4. Evolución geomorfológica	41
4.2.5. Procesos actuales. Tendencias futuras	42
5. PETROLOGÍA	43
5.1. ROCAS ÍGNEAS PREHERCÍNICAS.....	44

5.1.1.	Diques de pegmatoides tectonizados (1)	44
5.1.2.	Serie de ortogneises de Castellanos (8 y 9).....	45
5.1.2.1.	Ortognies leucocráticos moscovíticos de grano fino con turmalina (8)	45
5.1.2.2.	Ortognies bióticos glandulares de Castellanos (9)	46
5.1.3.	Serie de ortogneises de Narrillos del Álamo Bercimuelle (10, 11, 12 y 13)	51
5.2.	ROCAS ÍGNEAS HERCÍNICAS	55
5.2.1.	Rocas plutónicas.....	55
5.2.1.1.	Rocas básicas intermedias (gabros, dioritas y + tonalitas) (14)	55
5.2.1.2.	Rocas graníticas	57
a.	Granodioritas y tonalitas bióticas heterogéneas de grano medio (tipo Valdemolinos) (15)	58
b.	Granodioritas bióticas de grano medio con megacristales de feldespato K (tipo El Mirón) (16).....	58
c.	Granito biótico + cordierita + moscovita de grano grueso (17)	61
d.	Monzógranitos bióticos porfídicos de grano grueso (18)	61
e.	Granodiorita biótica con moscovita, cordierita y ± andalucita (Mercadillo) (19).....	64
f.	Monzógranito biótico moscovítico (Martínez) (20)	65
5.2.2.	Rocas filonianas.....	67
5.2.2.1.	Diques de pegmatoides (2)	67
5.2.2.2.	Diques de rocas básicas e intermedias (3)	68
5.2.2.3.	Diques de leucógranitos aplíticos con moscovita y ± cordierita (4)	68
5.2.2.4.	Diques de pórvidos graníticos y/o granodioríticos (5)	70
5.2.2.5.	Diques de cuarzo (6)	70
5.3.	ROCAS ÍGNEAS POSTHERCÍNICAS	71
5.3.1.	Dique básico Alentejo-Plasencia (7)	71
5.4.	ROCAS METAMÓRFICAS (METASEDIMENTOS).....	72
5.4.1.	Formación Monterrubio.....	72
5.4.1.1.	Litologías pelíticas y pelítico-samíticas	73
5.4.1.2.	Litologías calcosilicatadas	78
5.4.1.3.	Litologías samíticas y sefíticas (Conglomerados, areniscas y cuarcitas, n.º 22)	80
5.4.2.	Resumen de la evolución metamórfica	81
5.5.	CARACTERÍSTICAS GEOQUÍMICAS	84

6. HISTORIA GEOLÓGICA	94
7. GEOLOGÍA ECONÓMICA	96
7.1. HIDROGEOLOGÍA	96
7.1.1. Climatología	96
7.1.2. Hidrología superficial	97
7.1.3. Características hidrogeológicas	97
7.2. RECURSOS NATURALES	99
7.2.1. Minerales metálicos y no metálicos.....	99
7.2.1.1. Minerales metálicos	99
7.2.1.2. Minerales no metálicos	99
7.2.2. Rocas industriales	103
7.3. CARACTERÍSTICAS GEOTÉCNICAS GENERALES	104
7.3.1. Áreas, zonas y tramos cartográficos con características geotécnicas similares	105
7.3.1.1. Área I	105
7.3.1.2. Área II	106
7.3.1.3. Área III	107
7.3.1.4. Área IV	108
8. PATRIMONIO NATURAL GEOLÓGICO	109
8.1. RELACIÓN DE PUNTOS INVENTARIADOS.....	109
8.2. DESCRIPCIÓN E INTERÉS DE LOS PUNTOS INVENTARIADOS	109
8.2.1. Pliegue de Fase III al N de Gallegos de Solmirón	109
8.2.2. Pliegues de Fases II y III al Este de Norrillos del Álamo	110
8.2.3. Charnelas de pliegues de Fase II en niveles areniscosos de la Formación Monterrubio	110
8.2.4. Serie de leucogneises del Álamo y granitos gneúsicos porfídicos de Bercimuelle	111
8.3. CRITERIOS METODOLÓGICOS EN LA SELECCIÓN.....	111
9. BIBLIOGRAFÍA	112

1. INTRODUCCIÓN

La Hoja de Santa María del Berrocal, se encuentra situada al SE de Salamanca junto a la Sierra de Gredos por su ladera Norte. Administrativamente pertenece a las provincias de Salamanca y Ávila.

Los principales núcleos de población son las localidades de Bercimuelle, Armenteros y Horcajo Medianero, en la provincia de Salamanca; y Santa M.^a del Berrocal, Malpartida de Corneja, Diego Álvaro y Zapardiel de la Cañada, en la provincia de Ávila.

La orografía es bastante irregular, ya que aparece un área aplanada en la banda S que tiene una altura de 1.030 m. aproximadamente, otra área al NO, con relieves alomados y cotas comprendidas entre los 900 y 1.100 m. y el resto ocupado por una superficie muy irregular donde aparecen las mayores elevaciones, que llegan a alcanzar en algunos puntos los 1.500 m. de altitud.

La red de drenaje es poco densa y está constituida por arroyos de escasa entidad que vierten sus aguas hacia el N, en la Cuenca del Duero.

Esta Hoja se encuadra dentro del Macizo Hespérico y más concretamente en la parte meridional de la Zona Centro Ibérica (JULIVERT *et al.*, 1974). Ver Figura 1.1.

Los materiales que configuran la Hoja corresponden a metasedimentos del Cámbrico, con distinto grado metamórfico, rocas ígneas deformadas y granitos tardíos, todos ellos incluidos dentro del conjunto hercínico.

Los sedimentos recientes están representados por materiales Neógenos y Cuaternarios que recubren parcialmente a los anteriores.

Los procesos tectonometamórficos y magmáticos responsables de la estructuración de este sector del Macizo Hespérico, han tenido lugar durante el transcurso de la Orogenia Hercínica. Se han reconocido tres fases principales de deformación y movimientos tardíos de fracturación. El metamorfismo es también polifásico, habiéndose establecido tres etapas de blastesis y una cuarta retrometamórfica. El plutonismo por su parte muestra caracteres tardicinemáticos respecto de las dos primeras fases de deformación principales.

Los movimientos Alpinos reactivan la fracturación preexistente, dando lugar a fosas en donde se sedimentaron los materiales del Neógeno, y posteriormente se configuró la actual red Cuaternaria.

Como antecedentes bibliográficos caben mencionar entre otros, los trabajos sobre la estratigrafía del Cámbrico realizados por NOZAL MARTÍN *et al.* (1988); ROBLES CASAS *et al.* (1988); ÁLVAREZ NAVA *et al.* (1988); MARTÍN HERRERO (1989) y MAYASA (1986-1988). Sobre los materiales recientes, se han tenido en consideración los trabajos de MARTÍN SERRANO (1986 y 1988); ALONSO GAVILÁN *et al.* (1986); POLO *et al.* (1987) y MEDIAVILLA *et al.* (1989). Con relación a las rocas ígneas, mencionar los trabajos petrográficos de FRANCO GONZÁLEZ (1974 y 1980) y GARCÍA DE FIGUEROLA *et al.* (1983). Como antecedente especial,

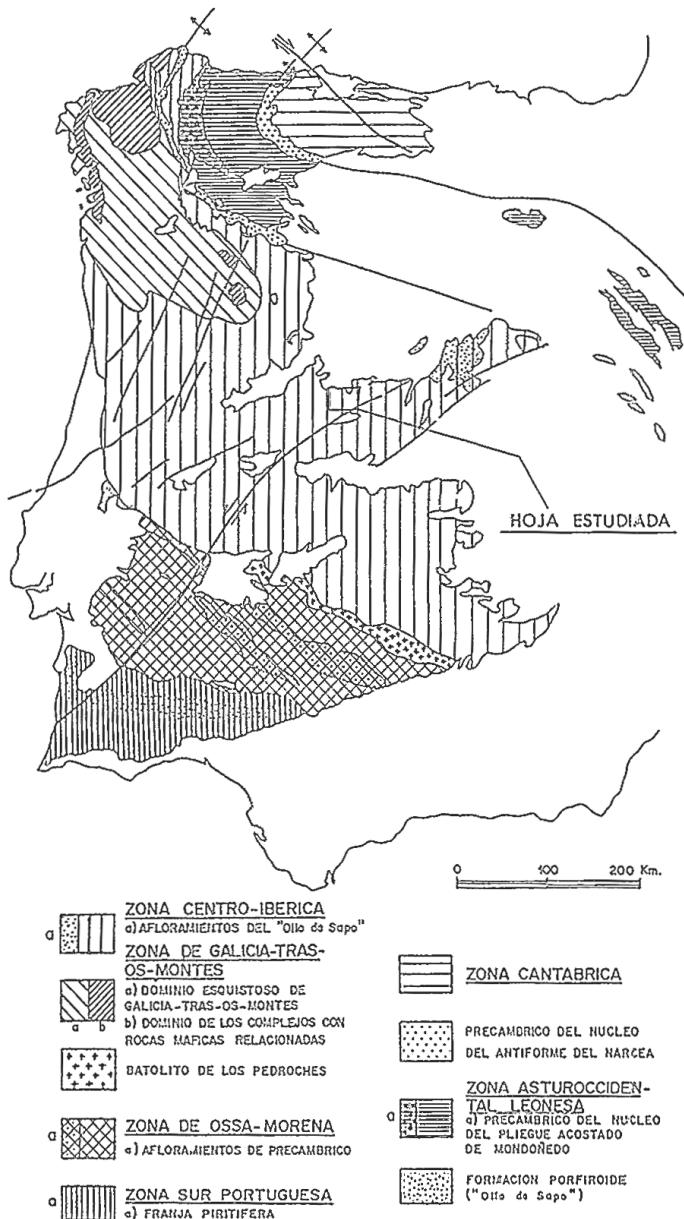


Figura 1.1. Situación de la Hoja en el Macizo Hespérico, modificado de JULIVERT et al. (1972) según FARÍAS et al. (1987).

mencionar los trabajos de DÍEZ BALDA llevados a cabo desde 1982 a la actualidad en todo el área Sur de Salamanca que tratan preferentemente aspectos estratigráficos y estructurales de los materiales hercínicos existentes. Por último citar los trabajos recientes de DÍEZ BALDA *et al.* (1990); MARTÍN HERRERO (1989), FRANCO *et al.* (1989) y las Hojas limítrofes del PLAN MAGNA.

2. ESTRATIGRAFÍA

Los materiales que configuran la Hoja de Santa M.^a del Berrocal se agrupan según dos conjuntos bien diferenciados. El inferior, constituido por los metasedimentos del Cámbrico inferior y las rocas ígneas y el superior, formado por los sedimentos más recientes terciarios y cuaternarios.

Seguidamente se exponen las características más relevantes de los distintos tramos cartográficos.

2.1. CÁMBRICO INFERIOR

Este ciclo corresponde al grupo de Valdelacasa, que comprende cuatro formaciones que corresponden de muro a techo a: Fm. Monterrubio; Fm. Aldeatejada; Fm. Arenisca de Tamames y Fm. Calizas de Tamames (DÍEZ BALDA, M.^a A., 1982).

A nivel regional, en el área S de Salamanca, no se han observado discordancias entre ellas, existiendo un tránsito gradual entre las distintas formaciones.

Las formaciones Monterrubio y Aldeatejada constituyen un conjunto de características litológicas y sedimentológicas prácticamente idénticas. A pesar de ellos se mantienen en esta Hoja los criterios previamente establecidos, que consisten en la separación cartográfica de niveles guía de naturaleza conglomerática y cuarcítica y pizarras microbandeadas, dentro de un conjunto pizarroso y limolítico.

Se ha considerado para ambas formaciones una edad Cámbrico inferior, de acuerdo con la presencia de acritarcos citados por DÍEZ BALDA, M.^a A. et al. (1981) como *Michystridium dissimilone* VOLKOVA, 1969, y *Synsphaeridium sp.* en niveles carbonatados brechoídes de la Fm. Aldeatejada al sur de Salamanca. La edad acotada por estos acritarcos oscila entre el Precámbrico Terminal y el Cámbrico Inferior, pero dado que las series superiores (Tamames), poseen faunas claramente del Cámbrico Inferior, y al no existir discontinuidad entre estas series, se consideran últimamente como pertenecientes en su conjunto a esta edad (NOZAL, F. et al., 1988; ÁLVAREZ-NAVA et al., 1988).

En cuanto a la correlación, siguiendo los dos trabajos citados, ambas formaciones serían correlacionables con la Fm. Limolitas del Pusa (SAN JOSÉ, M.A. et al., 1974) de los Montes de Toledo, con la Unidad Superior de ROBLES CASAS, R. et al. (1988), en el Domo de las Hurdes y parte de la Unidad Superior de RODRÍGUEZ ALONSO (1979, 1985) para la misma zona.

Las dos formaciones presentes en esta Hoja se incluyen en el Grupo Valdelacasa de ÁLVAREZ-NAVA, H. et al. (1988).

2.1.1. Pizarras y limolitas (21). Conglomerados, areniscas y cuarcitas (22), pizarras microbandeadas (23)

Es una sucesión de más de 2.000 m. de potencia formada por pizarras y limolitas con niveles guías constituidos por conglomerados, areniscas, cuarcitas y pizarras microbandeadas, que con carácter irregular, marcan las estructuras más destacables de la zona.

En esta Hoja la formación Monterrubio ocupa prácticamente la totalidad de los metasedimentos y su grado metamórfico es el más elevado de todo el área S de Salamanca.

2.1.1.1. Pizarras y limolitas (21)

La litología más abundante de esta Formación está representada por un conjunto de limolitas arenosas y pizarras de color gris azulado o verdosas con laminación que viene marcada por arena fina, en muchos puntos lenticular o *linsen-bedding*. En ocasiones, cuando la potencia de las láminas arenosas pasa a centí-decimétrica, se observan ripples a techo, que incluso pueden tener retoques por corrientes y oleaje. Cuando las limolitas aparecen homogéneas y muy masivas, no se observan estructuras internas.

Al microscopio se han reconocido:

- **Micaesquistos** con textura granolepidoblástica. Los componentes mineralógicos son: cuarzo, biotita, moscovita, óxidos de Fe, turmalina, plagioclasa y opacos. Corresponden a rocas esquistosas de grano fino formadas por una alternancia cuarzo-micácea que definen con claridad su textura. Se encuentra afectada por una deformación posterior que produce crenulación.
- **Calcosilicatos** con textura granoblástica bandeadas poiquiloblasticas y formada por cuarzo, plagioclasa, zoisita, micas blancas, esfena, calcita y granates como componentes mineralógicos. Existen cristales xenoblásticos aparentemente desorientados de anfíbol, aunque a escala global se disponen según la foliación grosera, y clinopiroxeno con bordes alterados y desflecados.

2.1.1.2. Conglomerados, areniscas y cuarcitas (22)

Intercaladas entre las pizarras y limolitas, pero más abundantemente hacia el techo de la Formación Monterrubio, se encuentran unos niveles de conglomerados, areniscas y cuarcitas, que con potencias muy variables, que alcanzan los 10 m., destacan dentro de la superficie morfológica general, dando resalte irregular más resistentes a la erosión.

Los niveles conglomeráticos están constituidos por cantos o granos de cuarzo blanco bien redondeados, con una granulometría que oscila entre 2 y 5 cm. de diámetro y areniscas microconglomeráticas. A los microconglomerados feldespáticos deformados, se les ha denominado tradicionalmente "porfiroides".

Los cantos, por lo general, son grano soportados, aunque aparecen paraconglomerados que pasan lateral y verticalmente a pelitas arenosas con cantos.

El contacto entre los estratos es planoparalelo, aunque excepcionalmente se han reconocido bases canalizadas.

Como estructuras sedimentarias más frecuentes se observan granoselección positiva en los tramos de granulometría más gruesa, y laminación paralela y cruzada placar en los más finos.

Todo este conjunto conglomerático-areniscoso cuarcítico, aparece en niveles decimétricos que alcanzan en ocasiones el metro de potencia.

Al microscopio se han reconocido:

- **Cuarcitas:** Con textura granoblástica, granoblástica a blastopsamítica o granoblástica foliada, según las muestras. La composición mineralógica la forman: cuarzo, plagioclasas, feldespato K, moscovita, biotita, opacos y en algunas aparecen zoisita, esfena o granates. Las rocas son de origen detrítico formadas por fragmentos de cuarzo y feldespato en menor proporción. En general las micas son escasas y están formadas por cristales de biotita desflechados y parcialmente cloritizadas y moscovitas. En algunas láminas los granos de cuarzo aparecen elongados y con los bordes bastante indentados.
- **Metamicroconglomerados arcósticos** o esquistosos con textura blastopsefítica foliada o porfiroblástica esquistosa respectivamente. La composición mineralógica está formada por cuarzo, biotita, moscovita, plagioclase, opacos, turmalina, óxidos de Fe, opacos, mica y feldespato potásico. La roca originaria era de origen detrítico formada por fragmentos de cuarzo y plagioclasas en una matriz micácea que es la que marca la foliación.

2.1.1.3. Pizarras microbandeadas (23)

Dentro de la Formación Monterrubio en el área S de Salamanca y en casi todo el área Centro Ibérica, aparecen unas pizarras microbandeadas negras, que constituyen a nivel cartográfico buenos niveles guías.

En esta hoja solo se ha podido marcar un nivel con representación cartográfica en el borde E, que forma parte del cierre de una estructura sinclinal bien desarrollada en el área de La Tala, dentro de la Hoja n.º 528 (13-21) de Guijuelo.

La litología la constituye una fina alternancia de láminas milimétricas de pelitas grises y negras con pequeños cubos de pirita y ocasionalmente niveles intercalados centimétricos de limolitas o de arena fina.

Su situación, dentro de la serie, se encuentra entre niveles conglomeráticos del techo de la Formación Monterrubio y también en la base de la Formación Adeatejada, en donde, para el área S de Salamanca, adquiere su mayor desarrollo.

Para esta Formación se ha levantado una serie de unos 400 m. entre el Punto Kilométrico 30,6 (muro) y Punto Kilométrico 29,8 (techo) de la carretera de Galinduste a Armenteros.

En función de los materiales presentes, su morfología y sus escasas estructuras sedimentarias, se pueden diferenciar varias facies:

G: microconglomerados areniscosos en bancos de 15 a 30 cm. de potencia.

S: areniscas laminadas blanco-amarillentas. Se presentan en bancos tabulares de techo plano u ondulado asociada a laminación de ripples. El espesor de las capas no supera los

30 cm. La estructura interna, no muy bien conservada, consiste en laminación paralela y laminación cruzada de ripples de corriente y oscilación que suelen asociarse verticalmente en secuencias centimétricas de energía del flujo decreciente. Se interpretan como depósitos de plataforma bajo la acción de las tormentas.

H: alternancias de cuarcitas y pizarras, en capas de espesor centimétrico a decimétrico. Las capas de cuarcitas pueden presentar el techo ondulado o morfologías lenticulares, relacionadas ambas con posibles ripples de oscilación. Por comparación con series de aspecto semejante, se interpretan como depósitos de plataforma marina (?) somera, lutítica, con aportes arenosos movidos por el oleaje de tormentas del tipo de las resacas de tormenta *storm surge ebb*.

M: pizarras con laminación paralela. Su origen se interpreta como decantación en la plataforma por debajo del nivel de base del oleaje.

M_e: pizarras negras o con bandeados milimétricos de material oxidado.

El modelo sedimentario propuesto es el de plataforma siliciclástica marina somera en la que la acción del oleaje de tempestad produce las facies **S** y **H**. En el resto de la plataforma y en las zonas hacia el talud hay decantación de finos (facies **M**).

En la plataforma y el talud se registraron episodios euxínicos de pobreza o ausencia de oxígeno en las inmediaciones del fondo. Estas condiciones se tradujeron en depósitos de pizarras gris oscuro y laminaciones de materiales muy ricos en materia orgánica.

La evolución general de la sucesión muestra unos primeros niveles de grano más grueso y luego, a partir del metro 50, comienza una monótona sucesión pizarrosa que se interpreta como depósitos de talud y plataforma distal. Esta primera parte podría corresponder a una época de nivel del mar bajo o de *Lowstand Systems Tract* (LST).

A partir del metro 165, durante un evento de escasez de oxígeno en el fondo (facies euxínicas) comienzan a notarse los primeros aportes arenosos como turbiditas diluidas. Podría interpretarse el aumento de materia orgánica como el registro de la transgresión que marca el paso al *Transgressive System Tract* (TST).

A partir del metro 200 existen varias secuencias granodecrecientes y, sobre todo, estratocrecientes interpretadas como el apilamiento vertical de sets de parasecuencias correspondiente al episodio del nivel del mar alto (*Highstand Systems Tract*: HST) cuando las zonas someras de la plataforma progradan repetidamente aprovechando el espacio disponible en las zonas de la plataforma continental inundada.

Al microscopio se han reconocido:

- Pizarras grafitosas: Corresponden a una muestra con textura pizarrosa perteneciente al tramo pizarras-microbandeadas (23) de la Fm. Monterrubio. Como componentes mineralógicos aparecen: cuarzo, mica incolora, grafito, clorita-biotita verde y óxidos. La alternancia de niveles más cuarcíticos y micáceos permite definir una S₀. La presencia de

una esquistosidad S_2 , está puesta de manifiesto por la existencia de repliegues milimétricos de crenulación que afecta a una S_1 anterior. Ambas esquistosidades aparecen oblícuas a la S_0 . El metamorfismo regional es bajo a muy bajo.

2.1.2. Pizarras y limolitas (24) y pizarras microbandeadas (25)

En concordancia con la Formación Monterrubio se sitúa la Formación Aldeatejada, término introducido por MARTÍNEZ GARCÍA, E et al. (1973) y definido formalmente por DÍEZ BALDA, M.^a A. (1980).

Las características litológicas son similares a las descritas para la anterior formación y están representadas por pizarras y limolitas que intercalan niveles de conglomerados, areniscas y cuarcitas y pizarras negras microbandeadas y en ocasiones pueden aparecer niveles nodulares o estratificados de carbonatos. El espesor estimado por DÍEZ BALDA, M.^a A., en su tesis doctoral, es de 2.000 a 3.100 m.

En todo el área S de Salamanca, de observa, hacia el techo, la aparición de niveles cada vez más potentes de areniscas y cuarcitas con abundantes huellas de bioturbación que marcan el paso a la Fm. Areniscas de Tamames (DÍEZ BALDA, M.^a A., 1982-87).

En esta Hoja sólo se encuentran sedimentos pertenecientes a la Fm. Aldeatejada en su borde O. Los afloramientos existentes son escasos, y con malas características de observación, por lo que las descripciones que seguidamente se hacen se basan fundamentalmente en las observaciones descritas en la Hoja de Guijuelo.

2.1.2.1. *Pizarras y limolitas (24)*

La litología que constituye este tramo cartográfico, viene representada por pizarras arenosas, gris verdosas, similares a las descritas anteriormente.

Se disponen en niveles centimétricos a milimétricos con tonalidades más claras que corresponden a pasadas más arenosas con granoselección positiva poco marcada, que dan a todo el conjunto un aspecto bandeadó típico de estos sedimentos.

Las intercalaciones arenosas decimétricas presentan a menudo estratificación ondulada en *ripples* de cresta recta a techo.

2.1.2.2. *Pizarras microbandeadas (25)*

Son iguales que las descritas en la Fm. Monterrubio. Se trata de una fina alternancia milimétrica de pelitas grises y negras que llevan intercalaciones ocasionales de limolitas o arena fina.

La escasa potencia de este nivel de pizarras y los malos afloramientos existentes impiden, para esta Hoja, un conocimiento más amplio de estas facies.

Para el área de Salamanca, los trabajos realizados por MAYASA (1986-88) indican la existencia de ciclos sedimentarios superpuestos.

Cada uno de ellos estaría formado por facies conglomeráticas y areniscosas, en la base, que llenarían incisiones en el borde del talud. El aumento del nivel del mar permite la sedimentación de los materiales limoso-pelíticos y turbiditas diluidas, que tendrían como punto álgido las facies microbandeadas y negras.

2.1.3. Areniscas (Fm. Areniscas de Tamames) (26)

Con esta denominación se incluye un tramo cartográfico de escasa representación, aflorante en distintos puntos al N de la localidad de Sta. M.^a del Berrocal.

Los escasos afloramientos aparecen en contacto directo con las rocas graníticas que modificaron su estructura interna y en general todos los rasgos más significativos de esta Formación.

Al microscopio son rocas que presentan una textura granoblástica con una composición mineralógica formada por cuarzo, plagioclasa, feldespato K., cordierita, biotita, clorita, esfena, opacos, pirita, apatito, círcón y en ocasiones esfena y moscovita.

Son rocas detríticas cuarzofeldespáticas blancas en paquetes decimétricos, que han sido afectadas por un metamorfismo regional, del que queda una cierta anisotropía y posteriormente uno de contacto que da lugar a una fábrica granoblástica bandeadas o foliadas.

Por su posición estratigráfica y similitud de facies, quedan incluidos dentro de la Formación Areniscas de Tamames, descritas en el área S de Salamanca (DÍEZ BALDA, M.^a A., 1987).

Estos sedimentos se sitúan, en concordancia, sobre la Formación Aldeatejada, y están constituidos por areniscas, cuarcitas y pizarras y forman parte de la serie del Cámbrico Inferior, existente en los Sinclinales de Endrinal y Tamames. El medio de sedimentación correspondería al de una plataforma somera submareal.

En ambas series se localizaron restos fósiles que permitieron su datación como Cámbrico Inferior (MARTÍN HERRERO, D. et al., 1988 y DÍEZ BALDA, M.^a A., 1987).

Por último queremos mencionar que las Areniscas de Tamames aquí descritas son correlacionables con las Areniscas de Azorejo de los Montes de Toledo y con las Areniscas de La Herrería de la Zona Cantábrica (NOZAL MARTÍN, F. et al., 1988 y CRIMES, T.P. et al., 1977, entre otros).

2.1.4. Calizas (Fm. Calizas de Tamames) (27)

En concordancia con las areniscas y cuarcitas de la Fm. Areniscas de Tamames, aparece un tramo constituido por calizas que incluimos por su similitud y posición en la serie, como pertenecientes a la Fm. Calizas de Tamames definidas para el área de Salamanca.

Como el tramo anterior, su representación cartográfica es escasa, y sus afloramientos se localizan al N de Sta. M.^a del Berrocal.

La petrografía de estas rocas, indica la existencia de una textura granoblástica y una composición mineralógica compuesta por diópsido y granate cálcico (grosularia), plagioclasa, cuarzo, piroxeno, anfíbol, esfena y calcita. La textura granoblástica está formada por un mosaico de clinopiroxeno cálcico con puntos triples. Sobre ellos se distribuyen formas xenoblásticas o agregados de granate. Destacar que se trata de una roca calcosilicatada, compuesta de plagioclasas y cuarzo que forman niveles claros, y por anfíbol fibroso, piroxeno y esfena dispersas, según niveles que alternan con los anteriores, y que aparecen plegados. Estos pliegues serán previos a la blástesis de contacto que muestra la roca.

A causa del metamorfismo sufrido por estas rocas no es posible determinar los rasgos sedimentológicos representativos. Dado que formarían parte de las calizas existentes en la región (Tamames-Endrinal) podemos decir que VALLADARES, J.C. en la memoria de la Hoja n.^o 527 (Tamames) (MARTÍN HERRERO, D. et al., 1988) y en observaciones descritas dentro de la tesis doctoral de DÍEZ BALDA, M.^a A. (1987), menciona la existencia de diversas facies. Estas corresponderían a mallas de algas y estromatolitos, dolomías masivas, oncolitos, laminaciones y dolomías nodulosas que se formarían en distintos subambientes dentro de una llanura de mareas.

Las características de este tramo cartográfico, en cuanto a las facies y a los fósiles que contienen en las áreas de Endrinal y Tamames, permiten correlacionarlas con las Calizas de Navalucillos, en los Montes de Toledo (PEREJON, A., 1976; GIL CID, M.^a D. et al., 1976; NOZAL MARTÍN, F. et al., 1988; IGLESIAS, A. et al., 1990 y MARTÍN HERRERO, A. 1990). También este tramo, según ZAMARREÑO, I. et al. (1976) equivalen a las rocas carbonatadas de Láncara y Vegadeo, existentes al N de la Península y a su vez podrían corresponder con las calizas de Ribota, en la Cordillera Ibérica.

2.2. TERCARIO

2.2.1. Paleógeno

Dentro de esta época se incluyen dos tramos cartográficos constituidos por sedimentos arcósticos que presentan las siguientes características.

2.2.1.1. Arcosas con cantos (28)

Los sedimentos incluidos en este tramo corresponden genéricamente a arcosas de grano medio-grueso, que incluyen cantos de diversas naturalezas y tamaños, que se localizan dispersos en las arenas o bien agrupados dando niveles más o menos continuos.

Las arcosas están formadas fundamentalmente por grano de cuarzo de tamaño medio-grueso y en menor proporción, por feldespatos. La fracción arcillosa tiene una tonalidad rojiza y su contenido en micas es abundante.

Los cantos son de un tamaño variable que oscila entre 2 y 15 cm., redondeados, subredondeados y angulosos según su tamaño y naturaleza que corresponde a cuarzo, rocas ígneas y cuarcitas.

En los taludes existentes a la altura del Punto Kilométrico 21,8 de la carretera comarcal 521, se pueden observar niveles de cantes de esquistos y cuarcitas dispuestos en niveles que llevan una dirección general E-O y un buzamiento entre 15 y 20° hacia el N.

Se ha levantado una serie de 30 m. en el margen derecho del Río Grande en la que los criterios de diferenciación utilizados corresponden al tamaño de grano dominante, proporción visible de matriz, presencia o ausencia de cantes y clastos y rasgos indicadores de bioturbación o hidromorfismo.

El tamaño de grano es grueso y abundan los niveles de naturaleza conglomerática o brechoide a lo largo de toda la sucesión expuesta, con clastos cuyo centímetro puede alcanzar grandes valores.

El contenido en lutitas es muy elevado pero hay pruebas de que en gran parte se incorporó al sedimento por iluviación de arcillas ligadas a procesos edáficos penecontemporáneos o posteriores a la sedimentación (BLANCO 1989). Así pues, el aspecto del sedimento original sería algo diferente del actual.

Otros rasgos de interés son los relativos al hidromorfismo que aparecen indicados, en los afloramientos, mediante líneas oblicuas. Muchos tramos de la sucesión presentan pruebas de procesos hidromórficos tales como decoloraciones alargadas verticalmente. Su génesis se interpreta en relación con pedotúbulos de raíces a cuyo favor se han producido las migraciones y fijaciones diferenciales de iones.

La abundancia de rasgos hidromórficos indica la exposición subaérea de amplias zonas y el desarrollo de vegetación, lo cual requiere cierto tiempo y estabilidad.

La sucesión consiste en un apilamiento de secuencias granodecrecientes cuyos espesores oscilan generalmente entre 1 y 4 metros, aunque los procesos post-sedimentarios y la acumulación anormal de arcilla han deteriorado el registro original de la sedimentación. Se interpretan como episodios sedimentarios individuales de sedimentación en canales fluviales trenzados de carga eminentemente arenosa, que drenaban relieves sedimentarios arcósicos, metasedimentarios y graníticos.

Probablemente estos canales sufrían avalanchas o avenidas poco, o mal canalizadas, que cubrían extensas áreas del sistema fluvial entrelazado. No obstante en algunos casos se reconocen estratificaciones cruzadas de gran escala que podría tratarse de barras transversales en canales entrelazados.

Del análisis semicuantitativo por difracción de rayos X realizado sobre una muestra, se ha obtenido un contenido en cuarzo del 45%, unos 15% de feldespato potásico, el 5% de plagioclasas y el 35% restante de filosilicatos. Estos últimos agregados, se componen a su vez del 30% de caolinita, el 60% de illita y el 10% de montmorillonita.

La edad de este tramo se desconoce, pero se considera como paleógeno, por posición estratigráfica y similitud con los materiales datados como Oligocenos por POLO, M.A. et al. 1987, en el sector de Ciudad Rodrigo situados al O de esta Hoja.

2.2.1.2. Arcosas (29)

Con esta denominación se incluyen los sedimentos existentes en la banda S de la Hoja, que rellenan la cuenca que con claro control estructural, se localiza entre Sta. M.^a del Berrocal, Bonilla de la Sierra y Mesegal de Corneja y se prolonga hasta el S, en la Hoja N.^o 554 (Piedrahíta).

Las arcosas son de grano medio-grueso con tonalidades blancas-verdosas, formadas fundamentalmente por granos de cuarzo y en menor cantidad por feldespatos y plagioclasas. La matriz está compuesta principalmente por filosilicatos.

Todo el conjunto aparece masivo y sólo en los bordes se observa una ligera inclinación en los niveles de granulometría más gruesa (NE de Malpartida de Corneja). En estas zonas se aprecian procesos hidromórficos, mayor tamaño de los granos, que llegan a 1 cm, y menor índice de redondeamiento.

En todos estos depósitos se encuentran cantos dispersos angulosos de cuarzo y redondeados o subredondeados de granito, con tamaños variables que alcanzan los 10 cm.

Del estudio por difracción de R.X. realizado sobre diversas muestras en distintos puntos de esta cuenca, se obtuvieron las siguientes mínimas y máximas porcentuales.

$$\begin{aligned} Q &= 35\% - 40\% \\ Pl &= 10\% - 15\% \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} FK &= 15\% - 25\% \\ Fil &= 25\% - 40\% \end{aligned}$$

Para los agregados orientados de los minerales de la arcilla:

$$\begin{aligned} Caolinita &= 15\% - 20\% \\ Montmorillonita &= 45\% - 55\% \end{aligned} \qquad \begin{aligned} Illita &= 30\% - 35\% \end{aligned}$$

Con relación a la edad de estos materiales consideramos deben de corresponder al Paleógeno, y por similitud con otras áreas próximas, que tienen igual control estructural (Vadillo de la Sierra-Ávila de los Caballeros) y características litológicas, las incluimos en el Oligoceno.

El estudio de minerales ligeros indica entre el 50% y 75% de contenido en cuarzo por un 50% 25% respectivamente de feldespatos + filosilicatos.

Los minerales pesados mayoritarios corresponden solo a la ilmenita y trazas a hematites, granates, moscovita, turmalina, circón, apatito, epidota, limonita, rutilo y biotita.

2.2.2. Neógeno

2.2.2.1. Arenas, cantos y arcillas rojas (30)

En el área nordoccidental de la Hoja, aparece un tramo cartográfico constituido por arenas, cantos y arcillas rojas, que con un espesor del orden de los 50-60 m. constituyen la base de los sedimentos neógenos existentes dentro de la superficie estudiada.

Todo el conjunto corresponde a unos depósitos siliciclásticos de color rojo que a nivel regional aparecen en discordancia sobre arcosas paleógenas y que en esta Hoja se localizan únicamente sobre los metasedimentos del Cámbrico Inferior. (Fms. Monterrubio y Aldeatejada).

Constituye un conjunto arenoso rojizo, siliceo, que incluye cantes subangulosos y angulosos de hasta 30 cm. de cuarzo, cuarcitas, conglomerados y esquistos y algunos bolos de 0,5 a 1 m. de granitos redondeados y bastante alterados en superficie. A su vez, dentro de este conjunto de materiales aparecen pequeñas zonas con predominio de arcillas rojas.

Se han estudiado dos sucesiones de estos materiales que se sitúan en los alrededores del Caserío de Pedro Fuertes. Ambas están relacionadas lateralmente y cercanas entre sí.

La primera de estas series, se levanta aprovechando el corte existente en el Punto Kilométrico 26 de la carretera de Armenteros a Galinduste, inmediatamente al noroeste del Río de Revilla. Afloran dos segmentos de la sucesión de conglomerados rojos separados por una zona cubierta.

Se trata de un conjunto de conglomerados desorganizados de cantes angulosos o muy débilmente redondeados, cuya litología es de granito, cuarzo, cuarcita y otros fragmentos de metasedimentos.

Se distinguen varios niveles de tendencia granodecreciente. Las bases se observan mal, pero parecen erosivas y algo canalizadas.

Estos niveles, carecen de ordenación interna a excepción de la granoclasiación normal.

El color general de la sucesión es rojo intenso. Según los datos de BLANCO (1989) se ha producido un enriquecimiento postsedimentario en arcillas a favor de procesos edáficos. Tal como se observa, la mayor parte de las abundantes arcillas aparecen recubriendo los cantes y granos.

La arquitectura de los depósitos corresponde a un apilamiento vertical (*stacking*) de canales mal definidos, de gravas gruesas poco maduras. El contexto más adecuado para explicar los rasgos sedimentarios observados, es el de una zona apical de un abanico aluvial en zona de salida. La escasa madurez indica que el sedimento es poco más que un coluvión redepositado.

Estos abanicós se nutrían del desmantelamiento de áreas fuente, constituidas por rocas metasedimentarias, graníticas y arcósicas produciendo procesos de autofagia de unidades en el margen de la cuenca.

La segunda serie se ha levantado en el talud del camino de acceso al Caserío de Pedro Fuertes que sale en el Punto Kilométrico 26,5 de la carretera de Armenteros a Galinduste.

Se observan allí, diecisiete metros de materiales siliciclásticos que forman una secuencia grano y estratodecreciente de conglomerados a arenas arcillosas rojas.

La interpretación es similar a la invocada en el afloramiento del Kilómetro 26. Se trata de un abanico aluvial proximal cuyas áreas expuestas estaban vegetadas. En conjunto, se aprecia,

que hacia arriba disminuye el tamaño de grano. Esto se puede deber a un amortiguamiento de la elevación del margen de la cuenca.

Estudiando lateralmente este afloramiento se observa que es equivalente de la serie anterior al menos en su parte media y alta.

El estudio de dos muestras en arenas arcillosas y arenas arcillosas rojas, realizado por difracción de R.X. ha dado los siguientes resultados:

- Arenas arcillosas: Q= 30%; FK= 20%; Pl= 15%; Fil= 35%.
Agregados orientados de los minerales de arcilla:
Caolinita= 10%; Illita= 55%; Montmorillonita= 50%.
- Arenas arcillosas rojas: Q= 40%; FK= 5%; Pl= 5% y Fil= 50%.
Agregados orientados de los minerales de arcilla:
Caolinita= 10%; Illita= 65%; Montmorillonita= 25%.

El estudio de minerales ligeros realizados sobre el O de la Hoja, próximo a Revilla de Codes, indica la presencia de un 50% de cuarzo y otro 50% para feldespatos + filosilicatos. Los minerales pesados de esta misma muestra, indican que el elemento mayoritario es la Ilmenita y que presenta como trazas: hematites, granates, moscovita, turmalina, círcón, apatito, epidota, limolita, rutilo y biotita.

Estos materiales se correlacionan con los rojos que jalonan el margen sur de la Cuenca del Duero y la Fosa de Ciudad Rodrigo (MEDIAVILLA, R. et al. 1989) y que afloran ampliamente en las Hojas MAGNA ya elaboradas o en curso correspondientes a la región sur de Salamanca. Su depósito se relaciona con reajustes tectónicos y desmantelamiento de unidades sedimentarias más antiguas, además de las rocas madre metasedimentarias y graníticas que ocupan los alrededores de la Cuenca en esa región.

En virtud del contexto regional se atribuyen al Mioceno Inferior-Medio, a pesar de que no se han encontrado restos fósiles.

2.3. PLIOCENO - CUATERNARIO

Los depósitos cuaternarios de la hoja de Santa María del Berrocal son relativamente poco importantes, debido al predominio de los procesos erosivos sobre los sedimentarios. Sólo en el sector del Valle del río Corneja y en los bordes de los relieves metamórficos, los sedimentos recientes alcanzan un desarrollo algo más amplio. Dentro de todo el conjunto destacan los depósitos de carácter fluvial, los poligénicos y los de ladera.

2.3.1 Arcillas con cantos cuarcíticos (31). (Glacis culminantes)

Son muy escasos y solo aparecen en el cuadrante NW de la hoja de Santa María del Berrocal, en la vertiente N de las Sierras de Ventosa y de Narrillos. Litológicamente están constituidos por un depósito de naturaleza limo-arcillosa con cantos dispersos o en delgados niveles. Suelen tener entre 1 y 3 m. de espesor y se les asigna una edad pliocena.

2.3.2 Arenas y limos con cantos (32). (Glacis extensos de Piedrahita)

Estos materiales se localizan en la zona centro-meridional de la hoja y generalmente constituyen los depósitos culminantes de los interfluvios de los arroyos que desembocan en el río Corneja. Su composición es limo arenosa, con cantos redondeados dispersos. Su espesor es pequeño, y forman una fina capa sobre los sedimentos terciarios subyacentes.

2.3.3. Arenas y limos con cantos y bloques (33). Coluviones

Estos depósitos se generan principalmente al pie de las laderas y están con frecuencia relacionados con los materiales de los fondos de valle con los que se interdigitan. Se presentan en forma de bandas irregulares alargadas y en general paralelas a los cursos de agua. Su composición depende de la litología del sustrato granítico, metamórfico o sedimentario y la textura es heterométrica con frecuentes bloques cuando se desarrollan sobre materiales ígneos o metamórficos. Son depósitos poco coherentes con una potencia variable entre 1 y 3 m.

2.3.4. Arenas, limos y arenas (34). (Aluvial – coluvial)

Estos materiales se encuentran dispersos en toda la superficie de la hojala hoja y ocupan zonas deprimidas relacionadas con la red fluvial. Su morfología es muy variable y se denominan así porque a los depósitos de fondo de valle se les incorporan aportes laterales procedentes de las laderas, de tal forma que su litología y textura es muy similar a la de los sedimentos de fondos aluviales. Se les asigna una edad Holocena.

2.3.5. Arenas y gravas (35). (Terrazas)

Estos depósitos son muy escasos y únicamente se localizan en el margen septentrional del río Corneja. Están, formados por cantos, gravas y bloques de cuarzo y granitoídes envueltos en una matriz arenosa de color blanco grisácea. Estos depósitos tienen pequeño espesor y por su posición respecto al cauce se les atribuye una edad Pleistoceno Superior, aunque podría prolongarse hasta el Holoceno.

2.3.6. Arenas, cantos y bloques (36). (Conos de deyección)

Su representación es muy escasa y se localizan exclusivamente en la zona occidental del norte de la hoja. Se trata de materiales arenosos o arenoso-limosos con niveles de cantos y gravas de cuarzo y rocas metamórficas. La potencia que alcanzan es variable.

2.3.7. Limos y arenas con cantos (37). (Glacis actuales o subactuales)

Se localizan en la zona occidental del borde norte de la hoja y apoyan sobre los sedimentos terciarios. Su composición es limo-arenosa con algunos cantos subredondeados de litología variable. El espesor total no es visible, pero formado a veces una fina capa sobre los depósitos subyacentes.

2.3.8. Limos, arenas y gravas (38). Fondos de Valle

Son unos de los depósitos más frecuentes y se asocian a los depósitos en el fondo de los valles de ríos y arroyos. Se trata de arenas cuarzo-feldespáticas y gravas y cantes de cuarzo, granitoides y rocas metamórficas. Aunque no se pueden determinar los espesores de estos depósitos, no son muy potentes y en general no superan los 5 metros. La edad asignada a estos depósitos es Holoceno.

2.3.9. Limos, arenas y gravas (39). (Zonas encharcadas)

Son depósitos de muy escasa potencia que están constituidos por limos y arenas arcillosas oscuras con un alto contenido en materia orgánica. Se desarrollan en zonas de planicie mal drenadas o en cauces abandonados.

3. TECTÓNICA

3.1. INTRODUCCIÓN

Desde el punto de vista estructural, las rocas aflorantes en la Hoja, se pueden dividir en dos conjuntos. El primero, que ocupa la mayor parte de la superficie estudiada está constituido por el zócalo que aparece deformado fundamentalmente por la Orogenia Hercínica. El segundo está formado por una cobertura de origen continental que se encuentra ubicada en la zona NO y borde S de la Hoja. Ambos conjuntos se ven afectados con posterioridad por la Orogenia Alpina.

3.2. OROGENIA HERCÍNICA

La deformación hercínica es polifásica y lleva asociada un metamorfismo y plutonismo. En su conjunto, podemos decir que se han reconocido tres fases principales y algún movimiento tardihercínico, cuyo exponente máximo corresponde a la fracturación (DÍEZ BALDA, M.^a A. 1982 y DÍEZ BALDA, M.^a A. et al. 1990).

3.2.1. Primera Fase (F_1)

La primera fase de deformación hercínica origina pliegues que llevan asociados una esquistosidad S_1 subvertical de tipo "*slaty cleavage*".

3.2.1.1. Pliegues

Los pliegues existentes en el área, quedan marcados en la cartografía, en los tramos más competentes de toda la serie Cámbrica de este área, constituidos por conglomerados y cuarcitas.

La longitud de onda varía entre 1 y 3 Kms y la amplitud entre 450 y 850 m.

Los ejes de los pliegues tienen una inclinación variable que está en función del plegamiento Sárdico previo a esta fase de deformación F_1 , que afecta a estos materiales, (formaciones Monterrubio y Aldeatejada) y que pese a todo esto aparecen subhorizontalizados.

En la mitad O de la Hoja, los pliegues presentan un ángulo entre flancos comprendido entre 90° y 120°, que pasa a 50-80° en las proximidades a la estructura antiformal de F_3 , creciendo más al E (Carpio Medianero, Martínez, Diego Álvaro).

Por lo general son pliegues simétricos de plano axial subvertical, y como en el resto del área SE. de Salamanca, cuando aparecen ligeramente asimétricos, esta asimetría tiende hacia el N. En conjunto los pliegues de esta fase pueden tipificarse como próximos a la clase IC de RAMSAY (1967), con engrosamiento en las charnelas.

3.2.1.2. Esquistosidad (S_1)

La primera fase de deformación, origina una esquistosidad S_1 que es subparalela al plano axial de los pliegues y afecta a todos los metasedimentos del área.

En aquellos puntos es donde se ha observado se aprecia una variación según el tipo de roca.

Para las rocas pelíticas la esquistosidad S_1 es de tipo slaty-cleavage, característica de rocas con bajo grado de metamorfismo.

En las rocas grauváquicas, areniscosas y cuarcíticas, se desarrolla una esquistosidad grosera ("rough cleavage"). También se observa una esquistosidad espaciada en niveles competentes, así como refracción entre capas de distinta litología.

En los conglomerados se observa una deformación en los cantes que disponen su eje mayor según el plano de esquistosidad S_1 .

Al microscopio aparece una orientación de los filosilicatos en las muestras pelíticas, en tanto que para las rocas de grano grueso lo más frecuente es que sólo aparezca de una forma aislada alguna sericitita orientada o algún grano deformado.

3.2.1.3. Lineaciones de Intersección (L_1)

La intersección entre los planos de estratificación S_0 y la esquistosidad S_1 es la lineación L_1 , que es paralela a los ejes de los pliegues de esta fase.

En los puntos donde se observa, tiene inmersiones inferiores a los 30° y la zona aparece claramente plegada por pliegues de la segunda fase (Punto Kilométrico 35 entre Narrillos del Álamo y Mercadillo).

3.2.2. Segunda fase (F_2)

A esta fase corresponde una zona de cizalla subhorizontal de dirección de movimiento N 120-135° E y sentido hacia el SE, que produjo una deformación heterogénea que se superpuso a la ya existente. Se originaron pliegues de angulares a isoclinales, se generó una esquistosidad subhorizontal y se deformaron las rocas graníticas, que afloran en la actualidad en los núcleos de las antiformas de fase 3. (DÍEZ BALDA, M.^a A. et al. 1990).

3.2.2.1. Pliegues

Los pliegues que se generan en esta fase se localizan tanto en áreas epizonales como en zonas mas profundas.

Tal como se ha podido ver, la existencia de la falla tardía de Narrillos del Álamo - Castellanos de la Cañada, que con dirección NE-SO, atraviesa la Hoja en su totalidad, separa dos zonas metamórficas bien diferenciadas, aunque su salto no debe de ser muy grande.

En el área situada al N de dicha falla, no se observan macropliegues de esta fase, pero a nivel regional en el S de Salamanca y para áreas epizónales, DÍEZ BALDA, M.^a A. 1986; se deducen, por las variaciones existentes en los buzamientos de la S_1 , pliegues angulares poco apretados con ángulo entre flancos de 90 a 130°, plano axial subhorizontal y amplitud de 80 a 200 m.

Lo que sí hemos podido observar, es la existencia de numerosos pliegues menores de los que hemos representado en la Figura 3.1., los ejes medidos en distintos puntos. Todos ellos presentan un ángulo entre sus flancos variable entre 60-80° al N de Armenteros, entre 30 y 40° al N de Chagarcía-Medianero y entre 100 y 120° en Revalvos. En este último punto se pudo medir una amplitud de pliegues de 0,2 - 0,3 m. y una longitud de onda próxima a 1 m. En general los planos axiales tienen un buzamiento N o S que no supera los 25° a excepción de las zonas próximas a la falla, que alcanzan los 65-70° al N.

Con relación a los metasedimentos existentes al Sur de la falla de Narrillos del Álamo-Castellanos de la Cañada, cabe indicar que su grado metamorfismo es alto o próximo a él.

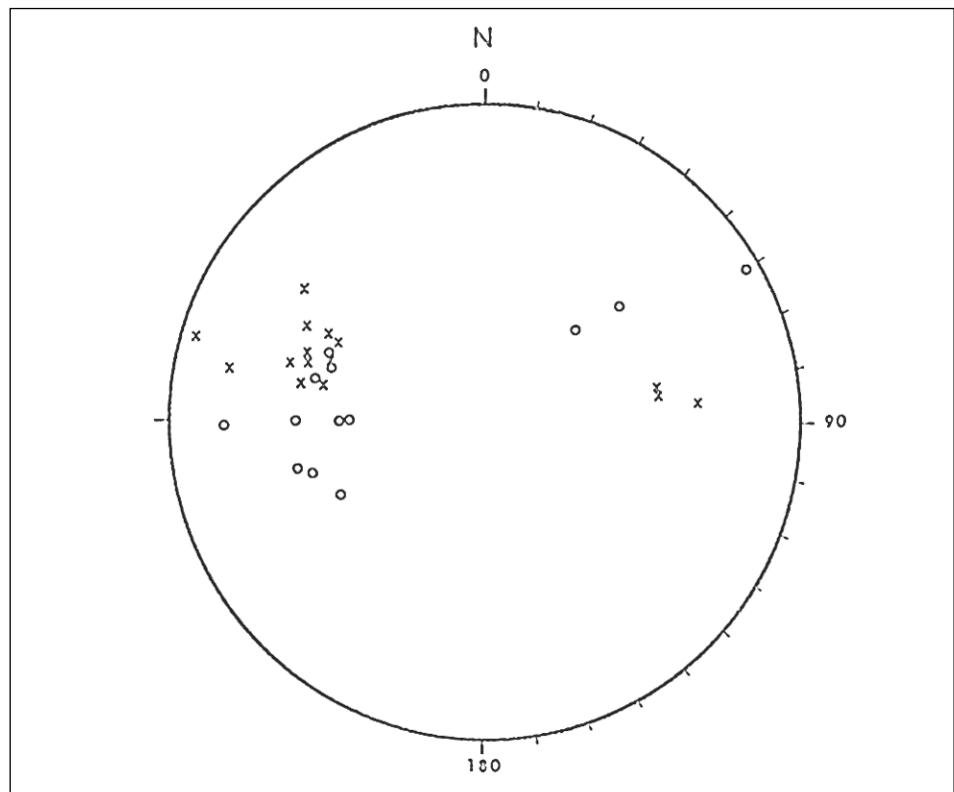


Figura 3.1. Representación de trazas de pliegues axiales de pliegues menores de Fase 2 al N. (x) y S. (o) de la Falla de Narrillos del Álamo-Castellanos.

El área comprendida desde esta falla hasta los granitos tardíos, se ha interpretado como una antiforma de fase 2, con vergencia al S. El eje lleva una dirección N 50-60° E, cuyo plano axial tiene un buzamiento próximo a los 45° N. El ángulo entre flancos, estaría entre 30 y 60°, que correspondería a una estructura que podría tener una amplitud en torno a 5-6 Kms y longitud de onda de 6-7 Kms.

También, dentro de este área, se han medido pliegues menores, representando sus trazas axiales en la Figura 3.1.

En el Punto Kilométrico 1,6 de la c.c. Narrillos del Álamo - Mercadillos y en el Punto Kilométrico 35 entre Gallegos de Salmirón y Mercadillos, se localizaron pliegues menores, con ángulo entre flancos de 30-40° y 60-80° respectivamente y planos axiales con buzamiento N superiores a los 45°, en ambos puntos.

3.2.2.2. Esquistosidad (S_2)

Los pliegues de F_2 , llevan asociada una esquistosidad S_2 , paralela a sus planos axiales, que tiene un diferente desarrollo tanto en función del tipo de roca como por el nivel estructural en que se origina. En general se desarrolla una S_2 subhorizontal que presenta evolución en numerosos puntos por efectos de deformaciones posteriores.

Para las rocas pelíticas la esquistosidad S_2 se presenta como una crenulación incipiente en áreas epizones y como esquistosidad de crenulación con bandeado tectónico o una esquistosidad en orlas meso y catazonales (DÍEZ BALDA, M.ª A. 1986).

Para las rocas cuarcíticas y conglomeráticas la presencia de la S_2 queda marcada sólo al microscopio por los elementos menores de micas, feldespatos y accesorios.

En las rocas ortonefíticas de Castellanos y Bercimuelle-Narrillos del Álamo, se observa una foliación que es paralela a la esquistosidad S_2 existente en el área, y que viene marcada por la orientación preferente de los minerales y en especial por las micas. Estas últimas constituyen planos fácilmente reconocibles de *visu* que rodean a grandes cristales de feldespatos y que en conjunto, responden a un bandeado gneísico.

En las Figuras 3.2 y 3.3 se observa la proyección polar de las medidas de la esquistosidad S_2 , representadas en el hemisferio Inferior, sobre una falsilla de Schmidt, tomadas al N y S respectivamente de la falla de Narrillos del Álamo.

En la primera de ellas aparecen dos máximos de dirección N 29 E y N 152 E, con buzamientos de 56° N y 55° S respectivamente, en tanto que para la segunda, únicamente existe un máximo de dirección N 77 E con buzamiento 36° N.

3.2.2.3. Lineaciones de Intersección (L_2)

La intersección entre los planos de estratificación S_0 y la esquistosidad S_2 , es la lineación L_2 que es subparalela a los ejes de los pliegues de esta fase.

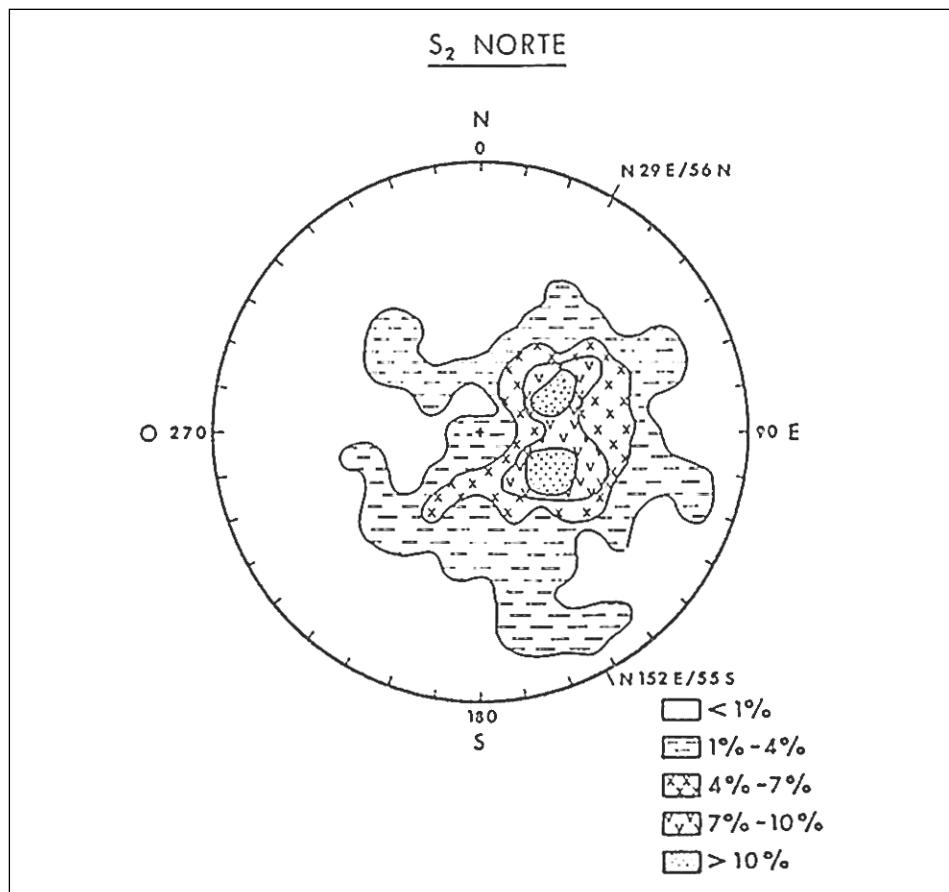


Figura 3.2. Proyección de polos de esquistosidad S_2 . Falsilla de Schmidt (Hemisferio inferior). Área N. Falla de Narcillos del Álamo-Castellanos.

En la Figura 3.4. se han representado sobre una falsilla de Schmidt (hemisferio Inferior), las proyecciones de polos de las lineaciones de intersección L_2 , medidas para el área N de la falla de Narcillos del Álamo-Castellanos. Como se puede ver existe un máximo determinado de dirección N 8° E, y buzamientos, hacia el S, de 55° .

Para las rocas graníticas deformadas se han observado lineaciones de estiramiento mineral con dirección general N 120 - 140° E al N y E-O a N 110 E al S y buzamientos entre 0° y 30° , tanto al N como al S.

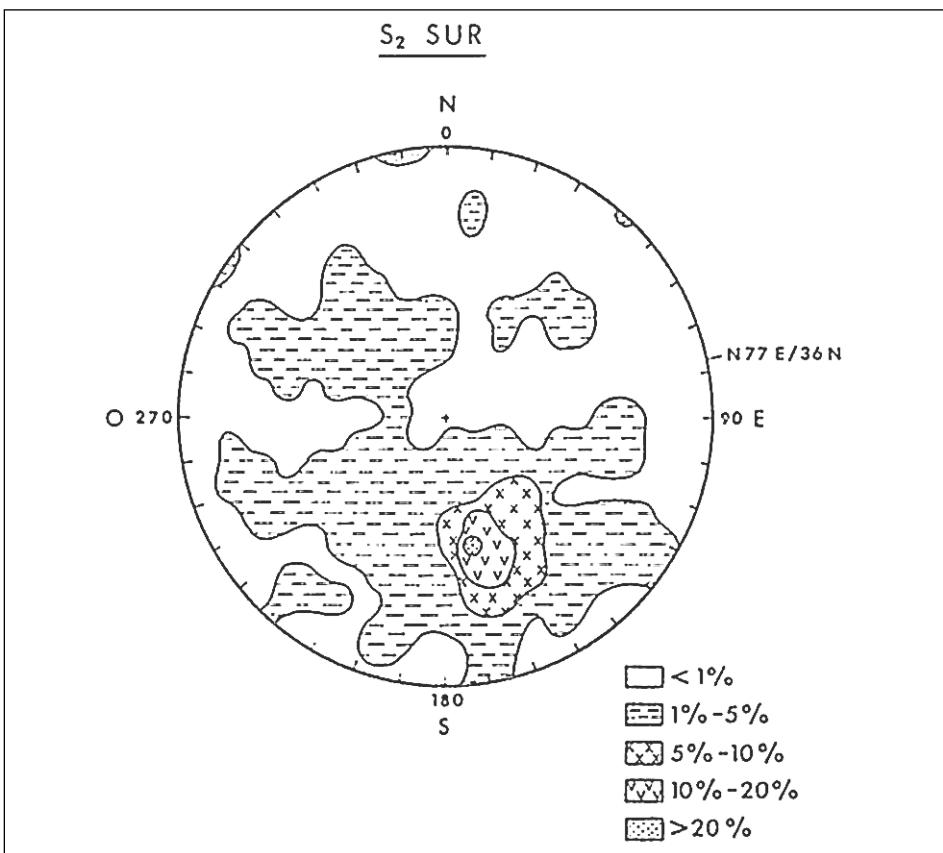


Figura 3.3. Proyección de polos de esquistosidad S_2 . Falsilla de Schmidt (Hemisferio inferior). Área S. Falla de Narrillos del Álamo- Castellanos.

3.2.3. Tercera Fase (F_3)

La tercera fase de deformación hercínica origina un suave replegamiento de dirección N 100-120° E de plano axial subvertical que lleva asociada una esquistosidad de crenulación que afecta con claridad a la S_2 y a nivel puntual en la S_1 en aquellas zonas en donde aparece.

3.2.3.1. Pliegues

Dentro de la Hoja sólo aparece una gran estructura de fase 3, que corresponde al anticlinal de Caspio Medianero - Diego Álvaro-Martínez. Junto con las de Martinamor y las existentes al E del Embalse de Santa Teresa, estudiados por DÍEZ BALDA, M.ª A. 1986 y

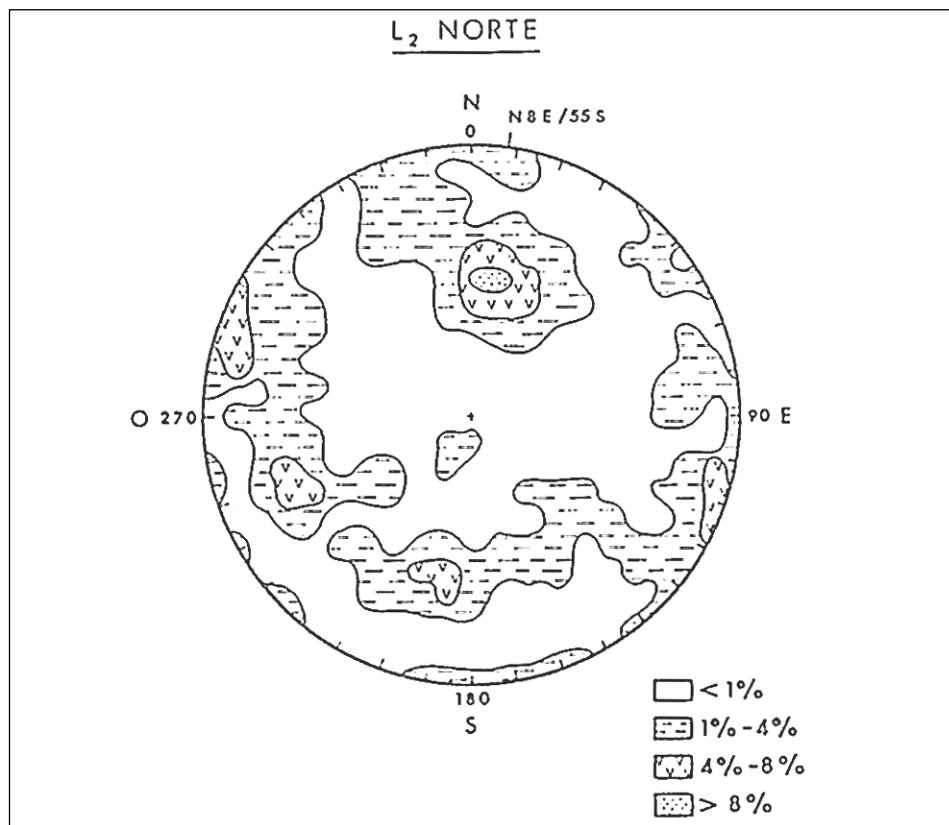


Figura 3.4. Proyección de polos de la lineación de intersección L₂ ($S_0 - S_2$). Falsilla de Schmidt (Hemisferio inferior).

DÍEZ BALDA, M.^a A. et al. 1991, constituyen los ejemplos mas representativos de esta deformación en el S de Salamanca.

El anticlinal aquí existente, es posible que tenga su prolongación por debajo de los sedimentos Terciarios y corresponda con la antiforma de Martinamor. En cualquier caso se trata de una estructura con una longitud de onda del orden de los 20 km. y amplitud entre 2-2,5 Km, la dirección general es N 100-25° E, que coincide con la regional de F₁, por lo que existe una sobreimposición generalizada de los pliegues de F₃ sobre los originados por la 1.^a deformación hercínica.

Se han observado pliegues menores en diferentes puntos de la Hoja, tanto al N como al S de la falla de Narrillos del Álamo-Castellanos. Las trazas axiales medidas en cada uno de ellos, indican una dirección general N 100-125° E para dichos pliegues.

Para aquellos pliegues que aparecen en la zona N podemos decir que tienen un tamaño de decimétrico a métrico y que algunos pliegan a su vez a pliegues menores de F_2 (NE de Chagarcía-Medianero). Son bastante abiertos con ángulo entre flancos de 100-120° y amplitud de 5 a 10 cm, con longitud de onda entre 15 cm. y 1 m.

Sin embargo, en el área S de la falla mencionada, los pliegues de fase 3 son centimétricos, pliegan a la S_2 con flancos bastante cerrados y ángulo comprendido entre 30-50°.

También en las rocas graníticas deformadas se observan repliegues centimétricos con dirección N 110° E y buzamientos de los planos axiales del orden de los 30° hacia el NE.

3.2.3.2. Esquistosidad (S_3)

Durante esta tercera fase se origina una crenulación (S_3) que se aprecia claramente de visu y al microscopio. Se presenta en aquellas áreas donde la S_2 aparece bastante marcada y subhorizontalizada.

3.2.3.3. Lineaciones de Intersección (L_3)

La intersección entre la esquistosidad S_3 y la S_2 origina una lineación L_3 que permanece bastante uniforme en toda la Hoja.

En la Figura 3.5. se han representado sobre una falsilla de Schmidt (Hemisferio Inferior) las proyecciones de los polos de intersección L_3 obteniéndose un máximo de dirección N 113 E y 22° al N.

3.2.3.4. Cizallas subverticales

Sincrónica en esta fase 3 se reconoce en algunos puntos del área de Carpio Medianero y en el área de Bercimuelle-Sierra de Narrillos, cizallas subverticales senestras de dirección N 50-70° E. DÍEZ BALDA, M.^a A. 1986, menciona para toda el área Sur de Salamanca y en concreto para los gneises granitoides de Martinamor y Cespedosa, cizallas subverticales de dirección N 70° E a N 110° E con igual sentido de desplazamiento.

La existencia de desgarres dextros queda patente en el área por las figuras de interferencia existentes generadas con las trazas de fase 1, que supondría un acortamiento de dirección próximo a N-S que originaría la banda de deformación dúctil y un acortamiento generalizado en todo el área (DÍEZ BALDA, M.^a A. et al. 1990).

3.2.4. Otras deformaciones

3.2.4.1. Deformaciones Tardías

Se incluyen aquí, como deformaciones tardías los pliegues menores y *Kink-bands* localizados en las proximidades a la falla de Narrillos del Álamo-Castellanos y próximos a la primera localidad.

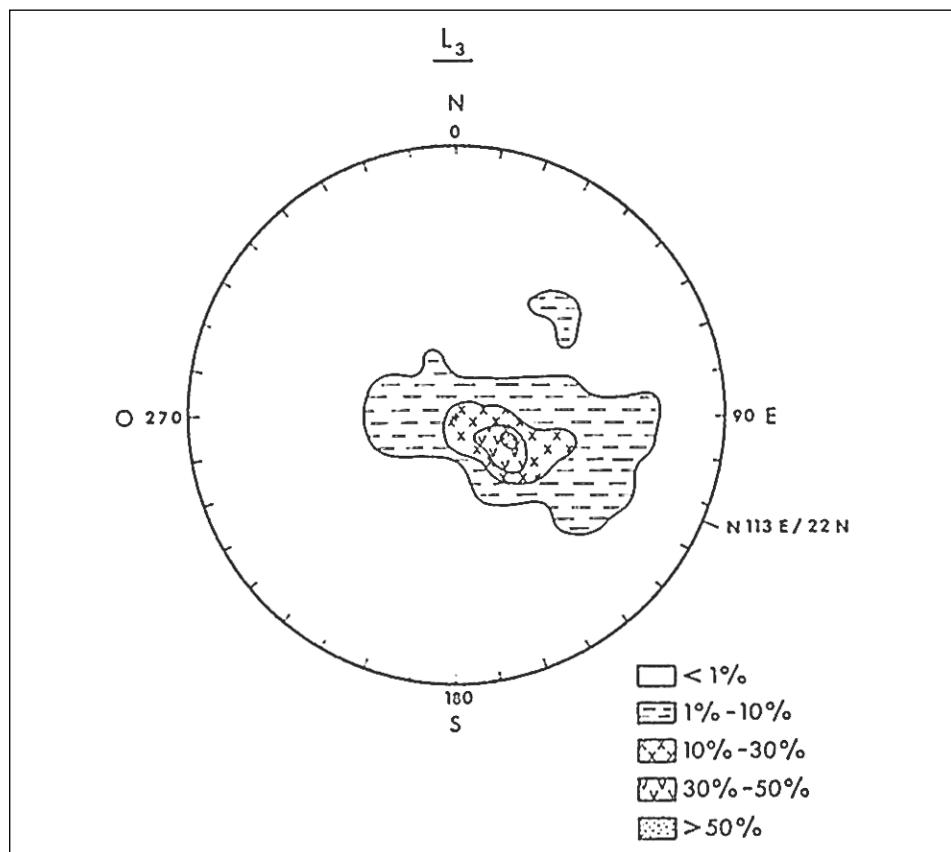


Figura 3.5. Proyección de polos de la lineación de intersección ($S_2 - S_3$). Falsilla de Schmidt (Hemisferio inferior).

Se trata de las mencionadas estructuras menores que llevan una dirección de traza axial N 20° E, con buzamiento de 25° al N, que se encuentran asociadas a una fracturación de plano N 27 E con buzamiento 56° al SE.

3.2.4.2. Fracturas

En esta Hoja, como en el resto de la región, aparecen fracturas tardías que se originaron como consecuencia de los últimos episodios de la Orogenia Hercínica.

Las fallas representadas en la cartografía son más claras en las rocas graníticas, ya que su comportamiento mecánico es diferente al de los metasedimentos, que se comportan como materiales más plásticos.

Existen dos grandes sistemas de fracturas con direcciones N 20-70° E y N 120-170° E. Ambos sistemas tienen planos de falla próximos a la vertical y las primeras presentan un desarrollo longitudinal mayor.

Con una dirección general N 60-70° E aparece la falla de Narrillos del Álamo-Castellanos, que atraviesa toda la Hoja y separa por una parte a los metasedimentos del Cámbrico Inf. y por otra, a los granitos deformados o no del N y S respectivamente, del área de Castellanos.

Esta falla presenta la misma dirección que el accidente de Alentejo-Plasencia y paralela a ella, se desarrollan otras rellenas de cuarzo, más abundantes en el bloque N que en el S.

Las condiciones de afloramiento a lo largo de la traza son malas, ya que en áreas graníticas se origina un *lehm* granítico que en algunas zonas llega a tener 150 m. de anchura y en el resto, en los metasedimentos, se manifiesta por una banda triturada de escasamente 30 m. de anchura.

A la vista de las observaciones realizadas y del desplazamiento cartográfico existente, en el área de Castellanos, pensamos que debe de tratarse de una falla normal con un ligero desplazamiento dextro en la horizontal.

3.3. OROGENIA ALPINA

Una vez finalizada la Orogenia Hercínica, tienen lugar los movimientos alpinos que originan deformaciones y reactivación de las fallas preexistentes.

Como en el resto del área, se producen movimientos en la vertical y compartimentación en bloques con la consiguiente formación de cubetas, donde se sedimentarán los materiales procedentes de la denudación de los relieves colindantes.

En los últimos episodios se produce el actual encajamiento de la red fluvial Cuaternaria.

3.4. NEOTECTÓNICA DE SANTA MARÍA DEL BERROCAL

Al igual que la cuenca del Valle de Amblés, situada al Este de la Hoja de Santa María y el valle del río Corneja o cuenca de Piedrahíta, presenta una marcada asimetría (superior a la del primero) definida por la existencia de extensos glaciares en su borde norte y por el desplazamiento hacia el borde sur del río mencionado. Dicha situación puede explicarse mediante la actuación simultánea al vaciado y encajamiento en el Neógeno terminal y Cuaternario, de un hundimiento de poca cuantía del sector sur de dicha fosa. De esta manera la alineación estructural definida por los dos valles mencionados, separados por el puerto de Villatoro, puede asimilarse a un accidente, de dirección ENE-OSO, con cierta actividad para el final del Neógeno, y posiblemente, parte del Cuaternario.

Por otro lado también pueden considerarse como accidentes con posible actividad en la época neotectónica, todas aquellas fracturas más importantes que desnivelan la superficie fundamental y delimitan la fosa de Piedrahíta; ya que a pesar de la ausencia de dataciones faunísticas hay que tener en cuenta que fracturas análogas, del borde NO de la Cuenca de Madrid, aparecen afectando a sedimentos datados como Mioceno medio.

4. GEOMORFOLOGÍA

4.1. DESCRIPCIÓN FISIOGRÁFICA

Esta Hoja queda incluida enteramente dentro de la cuenca hidrográfica del Duero, presentando en su sector centro meridional una línea divisoria de aguas que cruza la Hoja con dirección aproximada Este-Oeste. Al Sur de la misma el río Corneja actúa como colector principal, en tanto que hacia el Norte fluyen diversos tributarios del río Almar, situado fuera de la Hoja.

A lo largo de la mencionada divisoria se sitúan los relieves más pronunciados de la Hoja, con su punto culminante en Cabeza Mesa (1.548 m.). No obstante la máxima elevación de la hoja se encuentra justamente en el ángulo suroriental (1.610 m.).

4.2. ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO

4.2.1. Estudio morfoestructural

La mayor parte de la Hoja corresponde a un zócalo de rocas graníticas y metasedimentos generados y estructurados durante el ciclo hercínico y posteriormente denudados hasta configurarse una extensa superficie de erosión, posteriormente desnivelada por los movimientos alpinos que elevaron el Sistema Central.

El sector noroccidental y otro situado en el borde meridional, aparecen cubiertos por sedimentos Terciarios, que en el primer caso corresponden al borde de la Cuenca del Duero y en el segundo a la pequeña cuenca intramontaña de Piedrahita.

Los rasgos más destacables del relieve corresponden a la citada superficie de erosión y a la red de fracturación que ha compartimentado y desnivelado dicha superficie. No obstante en el conjunto de la Hoja pueden definirse al menos tres sectores, con características algo diferentes.

El tercio nororiental vendría caracterizado casi exclusivamente por la existencia de una marcada red de fracturación que delimita diversos bloques, en cuyo interior todavía perduran diversas "mesas" o plataformas correspondientes a restos de la antigua superficie.

Otro tercio meridional viene caracterizado por la existencia de un relieve en graderío, no muy acentuado y en descenso hacia la cuenca de Piedrahita por los extensos glacis que tapizan los materiales terciarios de la misma.

El tercio noroccidental aparece parcialmente cubierto por materiales terciarios que se apoyan sobre la antigua superficie de erosión, que se prolonga, sin desniveles apreciables, hacia el Sur y al Este, existiendo una segunda superficie levemente encajada en la anterior que se extiende desde el borde septentrional del zócalo y los sedimentos que los recubren hacia el Norte.

Las fracturas fotodetectadas y deducidas del análisis geomorfológico para la totalidad de la Hoja muestran la existencia de tres familias principales, que por orden de importancia, en función de

su longitud, expresión morfológica y actualidad alpina deducida de la geomorfología, son las siguientes:

- 1) NE-SO a ENE-ONO
- 2) NO-SE a ONO-ESE
- 3) NNE-SSO

Todas ellas presentan una marcada expresión morfológica y en algunos casos delimitan claramente el salto vertical entre distintos bloques, deducido principalmente de la observación de la superficie de erosión.

El límite de los sedimentos situados en el ángulo NO, no parece estar condicionado por fracturas, tratándose de un borde de exhumación del zócalo basculado al Norte. En este mismo sector la cubierta sedimentaria introduce, sin embargo, un nuevo control estructural sobre el relieve ya que da lugar a sendas superficies estructurales, ya degradadas, con suave buzamiento hacia el Norte.

Un último control estructural del relieve corresponde a las crestas o resaltes debidos a diques, de los cuales el más notorio es el que acompaña a la falla de Plasencia, situándose ambos accidentes en el ángulo SE de la Hoja.

4.2.2. Estudio del modelado

Seguidamente se enumeran y analizan las distintas formas del relieve de origen exógeno, agrupadas en: poligénicas, fluviales, de ladera, lacustres y antrópicas. En lo que sigue puede comprobarse como el primer grupo predomina ampliamente sobre los restantes, configurando la mayor parte del modelado de la Hoja.

4.2.2.1. Formas Poligénicas

a. Superficies de erosión

En relación con las superficies de erosión del Sistema Central existe una abundante bibliografía a través de la cual se evidencia una falta de acuerdo general sobre esta temática y en especial en lo relativo al número y edad de las mismas.

El primer trabajo detallado (SCHWENZNER, 1937) estableció un modelo de superficies escalonadas y encajadas por debajo de un nivel de cumbres más antiguo. Dichas superficies fueron definidas inicialmente, por este autor, en el sector central de la Cordillera Ibérica, prolongándolas a gran parte del extremo oriental del Sistema Central, designándolas como M₁, M₂ y M₃, según cotas y antigüedades decrecientes comprendidas dentro del intervalo Mioceno Superior-Cuaternario.

Posteriormente SOLE SABARIS (1952) elaboró otro modelo antagónico del anterior, mostrando la existencia de una única superficie de erosión, común a todo el Macizo Hespérico (superficie fundamental), elaborada durante el Mesozoico y parte del Paleógeno, hasta su desnivelación

tectónica durante los movimientos alpinos que levantaron el Sistema Central y crearon las diferentes cuencas continentales de la Meseta. En el sector correspondiente al Sistema Central BIROT, SOLE SABARIS (1954) definieron además la superficie de *pediment*, elaborada por retoques y retrabajamiento de la anterior durante las etapas iniciales del desarrollo de la red hidrográfica actual y siempre como una forma de enlace entre los relieves montañosos y las cuencas colindantes.

Diversos autores posteriores (PEDRAZA, 1973, 1978; GUTIÉRREZ ELORZA y RODRÍGUEZ VIDAL, 1978; GARZÓN HEYDT, 1980; GARZÓN, PEDRAZA y UBANEll, 1982; PEDRAZA, 1989 y CENTENO CARRILLO, (1989) entre otros), han realizado estudios detallados sobre dichas superficies, contemplando modelos climáticos en la elaboración de sus formas menores, alteraciones, etc. y tratando de conciliar en todo momento los dos modelos antagónicos ya mencionados, aunque en lo esencial han seguido manteniendo el modelo de SCHWENZNER de superficies escalonadas.

No obstante, los trabajos recientes de VÁZQUEZ (1986) y MORENO, (1990) están más próximos al modelo de BIROT Y SOLE (*op. cit.*), mostrando la existencia en el Sistema Central de una única superficie, fuertemente compartimentada y desnivelada por la tectónica, y de otra superficie de glaciación encajada en la anterior en tiempos recientes.

El análisis geomorfológico realizado en la Hoja que nos ocupa así como en las dos situadas al Este (Vadillo de la Sierra y Ávila) viene a confirmar el modelo de BIROT y SOLE SABARIS (*op. cit.*), con algunas matizaciones en cuanto a las edades atribuidas al levantamiento del Sistema Central y a la superficie más reciente.

Se han diferenciado dos superficies (S y S') de las cuales la primera corresponde a las diversas mesas o plataformas desniveladas entre los diferentes bloques delimitados por fracturas. Dichas mesetas se distribuyen en torno a la divisoria de aguas entre los ríos Corneja y Almar, así como en los dos tercios orientales de la Hoja.

Las plataformas mencionadas aparecen desprovistas de alteraciones importantes, bastante degradadas y parcialmente incididas por vaguadas y cauces con escasas pendientes. No obstante, se conservan algunos relieves residuales, tipo *inselberg* que llegan a alcanzar 500 m. de longitud y una altura de 50 m. en relación al promedio de cotas de la plataforma en la que se encuentran. Dichas formas han sido interpretadas por algunos autores de los mencionados más arriba como características de una superficie grabada, por lo cual su génesis sería el resultado de una alteración irregular y diferencial. Tras el desmantelamiento de dicho perfil de alteración surgió la forma irregular y algo accidentada de dicha superficie grabada.

En el sector noroccidental de la Hoja se ha definido una segunda superficie, claramente encajada (unos 60 m.) bajo la anterior, (sector situado entre Narrillos del Álamo y Mercadillo), o en paso aparentemente gradual entre ambas, (área situada al Norte de Aldealabad del Mirón). No obstante hay que tener en cuenta que ésta segunda superficie solo se conserva como estrechas culminaciones de los interfluvios situados entre la red de drenaje que vierte hacia el río Almar, lo cual impide establecer una clara relación entre ella y la superficie original situada en el resto de la Hoja.

Otros rasgos característicos e identificativos de la misma pueden ser, por un lado la ausencia de escalones tectónicos análogos a los observados en la superficie fundamental y por otro la presencia de depósitos tipo glacis asociados a la misma.

En los sectores de Bercimuelle y al Sur de Tórtoles (ángulo SO y SE, respectivamente, de la Hoja) se han identificado también restos de otra superficie de erosión, considerados como equivalentes de la anterior, ya que aparece encajada varias decenas de metros bajo las plataformas correspondientes a la antigua superficie fundamental. En estos sectores también ocupan la cima plana de diversos interfluvios, situados a cotas más bajas sobre los cauces actuales en comparación con el sector noroccidental de la Hoja, donde la incisión fluvial posterior está más desarrollada.

En definitiva esta segunda superficie ha podido generarse mediante retrabajamiento de la superficie original en los sectores en los que pueda producirse un paso gradual entre ambas y por encajamiento, finalmente estabilizado, en las zonas donde se observa un escalón morfológico entre ambas.

b. Glacis y otras formas poligénicas

Los glacis culminantes corresponden a depósitos limo-arcillosos de color rojizo, con canturral cuarcítico, situados en algunos sectores de la superficie de encajamiento (S'). Dichos depósitos aparecen muy desmantelados y reducidos a una delgada lámina con un espesor inferior a un metro.

Sobre los materiales terciarios de la Cuenca de Piedrahita, se han definido diversos glacis parcialmente desmantelados, pero que todavía se prolongan a lo largo de cinco kilómetros según la dirección de su pendiente.

Los glacis erosivos aparecen restringidos al ángulo NO de la Hoja, donde su desarrollo aparece en parte condicionado por la pendiente de las capas del Terciario, aunque en algunos casos (carretera de Horcajo Medianero a Tomillar) muestran cierta continuidad en relación con la superficie (S').

Los glacis actuales o subactuales corresponden a formas de enlace entre los glacis de cobertura y los fondos de valle actuales (cuenca de Piedrahita) o como laderas con pendiente muy suave en diversos valles situados en el sector noroccidental de la Hoja.

En el ángulo SE se ha identificado un nivel de glacis terraza de pequeña extensión, en relación con el río Corneja y el arroyo Merdero.

Los depósitos de origen aluvial-coluvial ocupan diversas áreas deprimidas en diferentes ámbitos de la Hoja, tanto sobre las plataformas correspondientes a la superficie fundamental como en diferentes vallonadas situadas bien sobre el zócalo, o bien sobre los materiales terciarios del sector noroccidental de la Hoja.

En diversos sectores del zócalo ígneo y metamórfico aparece una profunda alteración caolínica, similar y posiblemente equivalente a las alteraciones del Paleógeno o más antiguas,

descritas por Martín-Serrano (1988) y Molina *et al.*, (1989) en la región occidental zamorana y borde Suroeste de la Cuenca del Duero respectivamente.

Cuando el zócalo es granítico la alterita resultante es un *lehm* muy potente con tonalidades ocre-amarillentas que aparece bien conservado en los bloques hundidos tectónicamente junto a la cuenca de Piedrahíta, en cuyo caso la extensión lateral del mismo aparece en algunos casos claramente delimitada por fallas alpinas.

En el sector noroccidental los metasedimentos del zócalo próximos al recubrimiento terciario conservan un potente perfil de alteración en el que la roca aparece transformada en una masa arcillosa de composición fundamentalmente caolínica.

Dichas relaciones espaciales constituyen una prueba evidente de la antigüedad de dichos perfiles de alteración, conservados en bloques hundidos o bajo los sedimentos terciarios, pero desmantelados en el resto de la Hoja donde aparece en su lugar el relieve plano y suavemente alomado correspondiente a la superficie grabada bajo las alteritas ya desmanteladas.

4.2.2.2. *Formas fluviales*

Presentan un escaso desarrollo dentro de la Hoja, destacándose como formas producidas por acumulación, los fondos de valle (acarreos fluviales con morfología plana), algunos pequeños conos de deyección y los reducidos afloramientos correspondientes al único nivel de terraza existente en relación con el río Corneja, a tan solo 3 ó 4 m. sobre su cauce.

Como formas erosivas con el mismo origen se han identificado diversos regueros cambiantes en los fondos de los valles encajados en la cuenca de Piedrahíta, así como las líneas de Talweg, saltos o rápidos situados en las mismas y las divisorias de aguas correspondientes a la cima de diversos interfluvios.

4.2.2.3. *Formas de laderas*

Se han diferenciado numerosas laderas regularizadas y cubiertas por coluviones con desarrollo variable, las cuales aparecen en su mayoría enlazando las superficies de erosión con fondos de valle o bien con los glacis existentes en la cuenca de Piedrahíta.

Algunos de ellos aparecen removilizados por reptación especialmente en las laderas con orientación norte (Sierra de Ventosa). En otros casos dichas laderas han perdido su pendiente de equilibrio apareciendo disectadas a causa del encajamiento paulatino de la red hidrográfica.

4.2.2.4. *Formas Lacustres*

Aparecen restringidas al ángulo NO de la Hoja donde existe una laguna estacional y otra zona con drenaje deficiente, situadas junto a una fractura con dirección NE-SO.

4.2.2.5. Formas antrópicas

Corresponden a diversos bancales agrícolas existentes al NE de la Cuenca de Piedrahita y a una cantera situada en el centro de la Hoja, en la que se explota un nivel de dolomías, intercalado en los metasedimentos del zócalo.

4.2.3. Formaciones superficiales

4.2.3.1. Alteritas

Su composición y situación geográfica ya han sido señaladas en el apartado anterior. En este caso hay que resaltar el gran desarrollo con el que se presenta el *lehm* que ocupa el ángulo Suroriental de la Hoja, el cual da lugar a una morfología muy similar a la que podría presentar un sedimento detrítico, con zonas de acarcavamiento incipiente y diversos niveles de glaciplanación (glacis erosivos) escalonados entre sí y muy reducidos en su extensión tras la incisión de la red hidrográfica actual. Este sector aparece limitado hacia el N y NE por dos fallas alpinas con dirección E-O y NO-SE. Hacia el Oeste se prolonga bajo los sedimentos arcósicos de la cuenca de Piedrahita, configurando entre ambos una auténtica fosa tectónica en la que ambas formaciones solo han sido parcialmente denudadas.

En el resto de la Hoja esta formación aparece con un desarrollo menor y un mayor número de pequeños afloramientos de roca parcialmente alterada.

En relación con las alteraciones caolínicas del ángulo NO cabe mencionar como su espesor, bajo el recubrimiento terciario, supera los 20 m.

4.2.3.2. Sedimentos

Ya se ha señalado como los glacis culminantes constituyen una formación superficial muy desmantelada, con espesores inferiores a 1 m. y una composición arcillosa con cantos dispersos.

Los glacis de cubierta de la cuenca de Piedrahita, aparecen como un depósito de 1 a 3 m. de espesor de naturaleza limo-arenosa y colores más claros que el sustrato arcónico, aunque en algunos casos su diferenciación es dudosa.

Los glacis actuales o subactuales aparecen con una composición limo-arcillosa con cantos subredondeados de litologías variables y un espesor que puede estimarse con un valor inferior a los 2 m., aunque no se ha podido reconocer sobre los mismos ningún corte natural o artificial.

Estas mismas circunstancias se producen en relación con los depósitos de origen aluvial-coluvial, aunque en este caso cabe esperar espesores mayores, especialmente en los puntos más bajos de las zonas que recubren.

Tampoco se han podido determinar los espesores variables que deben presentar los fondos de valle (acarreos fluviales) los cuales alcanzan cierta extensión en relación con el río Corneja y sus tributarios procedentes del Norte.

En relación con los coluviones que cubren las laderas regularizadas cabe destacar la gran variedad composicional de sus clastos, especialmente, en los sectores correspondientes al zócalo constituido por metasedimentos, presentando en este caso una matriz arcillosa, en contraposición a los coluviones limo-arenosos desarrollados sobre los granitos o el *lehm*.

En todos los casos su espesor oscila entre 1 y 3 m.

4.2.4. Evolución geomorfológica

Esta evolución se inició en tiempos pretriásicos (SOLE SABARIS, 1983), con el desarrollo de la superficie de erosión fundamental y la formación de un potente perfil de alteración de carácter caolínico, el cual pudo proseguir su avance y profundización, a lo largo del Paleógeno, en los sectores no elevados tectónicamente durante las primeras fases Alpinas. De esta manera se generó una superficie “grabada” sobre la roca inalterada. Posteriormente y como consecuencia de los movimientos que elevaron el Sistema Central, dicha superficie fue desnivelada y compartimentada, perdiendo su perfil de alteración en los bloques elevados donde afloró la superficie grabada bajo dicho perfil (sector central y oriental de la Hoja).

De forma simultánea a la creación del relieve debió de iniciarse la incisión fluvial, en parte canalizada a favor de las fracturas. La ampliación paulatina de estos valles ha ido reduciendo la extensión de las mesetas o plataformas correspondientes a la superficie grabada, las cuales han conservado sin embargo su morfología original así como algunas pendientes anómalas producidas por los basculamientos tectónicos.

Simultáneamente los bloques hundidos, o no elevados, por la tectónica alpina, conservaron sus potentes perfiles de alteración e incluso fueron cubiertos por los sedimentos resultantes de desmantelamiento de las alteritas y regolitos de las zonas elevadas. (Bloque situado en el borde sur y sector noroccidental de la Hoja).

Dichos sedimentos debieron de presentar una extensión mayor que la actual aunque difícil de conocer ya que en ambos sectores señalados más arriba sólo cubren parcialmente el bloque tectónico sobre el que se asientan. Por otro lado experimentaron nuevos movimientos tectónicos dado que en el ángulo NO de la Hoja aparecen basculados hacia el Norte, al igual que la superficie y el perfil de alteración del zócalo que recubren.

Los trabajos en curso llevados a cabo por MARTÍN-SERRANO y colaboradores sobre las Hojas geológicas situadas en el extremo SO de la Cuenca del Duero, permiten correlacionar estos sedimentos terciarios con otros equivalentes (“etapa roja”, en el sentido de MARTÍN-SERRANO, 1988), situados en dichos sectores, los cuales, a su vez son cubiertos por sedimentos de la etapa ocre datados como Astaracenses en diversos sectores de la Cuenca del Duero, por lo cual los primeros son considerados en sentido amplio como Oligo-Miocenos. De esta manera si los sedimentos que ocupan el ángulo NO de la Hoja de Sta. M.^a del Berrocal alcanzan una edad Mioceno Inferior, su posterior basculamiento podría corresponder a la fase Neocastellana (en el sentido de AGUIRRE *et al.*, 1977).

Posteriormente se produjo una etapa de glaciplanación o de encajamiento estabilizado que podría ser coetánea de los “sedimentos ocres” del inicio de la incisión fluvial, ya durante el Mioceno Superior y Plioceno. De esta manera la superficie (S') descrita anteriormente podría ser equivalente de la “superficie finineógena”, definida por el autor, ya mencionado, en el borde zamorano de la Cuenca del Duero, superficie que en este caso aparece ligeramente encajada en relación a la superficie fundamental del zócalo, prolongándose sobre los sedimentos, presumiblemente del Mioceno Inferior, previamente basculados.

En la cuenca de Piedrahíta al igual que en la del Valle de Amblés, el encajamiento de los respectivos colectores principales es muy bajo, tan solo existe un único nivel de terrazas ligeramente encajadas en una única generación de extensos glacis. Se trata por tanto de un encajamiento estabilizado y posiblemente muy prolongado en el tiempo, que debe de estar condicionado por el efecto de umbral o barrera litológica del zócalo del Sistema Central sobre los ríos que desaguan en las pequeñas cuencas intramontañosas, hacia la cuenca del Duero. Por otro lado, esta última corresponde a un nivel de base local relativamente elevado por comparación con la Cuenca del Tajo.

En este contexto, es difícil asignar edades precisas para formaciones tradicionalmente atribuidas al Pleistoceno (glacis, terrazas, etc.), pero que perfectamente podrían corresponder al Plioceno y Mioceno Superior. Tal es el caso de los glacis de la cuenca de Piedrahíta, que aunque han sido considerados en la leyenda como depósitos Pliocuaternarios, no hay que descartar una edad más antigua para los mismos.

4.2.5. Procesos actuales. Tendencias futuras

La zona investigada puede considerarse como un sector con gran estabilidad morfológica, en la que los procesos de incisión lineal, y de movimiento de laderas presentan una actividad baja.

Tan solo cabe mencionar los procesos de incisión activa correspondiente a los acercamientos incipientes desarrollados sobre el *lehm* situado en el extremo suroriental de la Hoja y a los procesos de reptación generalizada de coluviones poco extensos situados preferentemente en laderas con orientación norte.

5. PETROLOGÍA

En este apartado se describen las características macroscópicas y de afloramiento de las distintas rocas metamórficas e ígneas que afloran en la presente Hoja, así como la composición mineralógica, caracteres texturales y aspectos petrogenéticos más relevantes.

En primer lugar trataremos las rocas de origen ígneo que han sido afectadas por algunos de los eventos tectonometamórficos hercínicos (ortogneises y rocas relacionadas) representados por la "Serie de Narrillos del Álamo-Bercimuelle", "Serie de Castellanos" y "Diques de pegmatoides tectonizados". Los dos primeros los hemos agrupado en la leyenda del Mapa Geológico como "Rocas ígneas prehercínicas", y el último grupo dentro del conjunto de "Rocas filonianas".

A continuación se describen las rocas ígneas hercínicas s.s. representadas por los macizos de granodioritas y monzogranitos tardíos que ocupan la mayor parte de la Hoja. Después las rocas metasedimentarias pertenecientes al Complejo Esquisto Grauváquico y, por último, el conjunto de rocas agrupadas bajo la denominación de "Rocas filonianas".

Antes de pasar a la descripción de cada uno de estos conjuntos litológicos, conviene hacer algunas precisiones en torno a dicho esquema y a su posterior desarrollo en el texto.

Es evidente que bajo la denominación de "Rocas filonianas" se han agrupado rocas de diferente edad, composición y significados petrogenéticos y tectónicos distintos. El único denominador común entre ellos es su forma de yacimiento.

Uno de estos casos lo constituye el conjunto de rocas que hemos agrupado bajo la denominación de "Diques de pegmatoides tectonizados". Debido a su clara relación, tanto desde el punto de vista composicional como genético y espacial, con las series neisicas (Narrillos del Álamo-Bercimuelle y Castellanos), parece conveniente tratarlas de manera conjunta.

Por otra parte, ambos conjuntos (gneises y pegmatoides tectonizados y metamorfizados) corresponde a rocas que, independientemente de su origen, han sido afectadas por los mismos eventos tectono-metamórficos que los materiales encajantes (Complejo Esquisto-Grauváquico). Al menos por la Fase 2 hercínica (D_2 y M_2) y las siguientes descritas en esta memoria. Otro aspecto a aclarar respecto de la leyenda del Mapa es que los términos agrupados bajo la denominación de Series de Narrillos del Álamo-Bercimuelle y Catellanos aparecen bajo la denominación de "Rocas ígneas prehercínicas".

El término "prehercínico" hay que tomarlo con ciertas reservas ya que no conocemos la edad de los cuerpos gneíticos que integran estas unidades, solamente sabemos que muestran la misma deformación y metamorfismo que los materiales esquistosos en los que están ubicados. En cuanto a su origen ortoderivado, creemos que no existen muchas dudas, no obstante su posible procedencia paraderivada ha sido discutida por FRANCO y CASTRO (1983) quienes apuntan un probable origen volcano-sedimentario debido al posible tránsito de gneises a porfiroides en el río Agudín o incluso a rocas con nódulos calcosilicatados.

Por otra parte queremos dejar constancia de que estos cuerpos gneíticos podrían estar relacionados con etapas tempranas de la Orogenia Hercínica y responder a cuerpos

ortoderivados precoces hercínicos. El hecho de que solo F_2 y F_3 (y M_2 , M_3 y M_4) se hayan reconocido en estas rocas apoya la idea anterior de emplazamiento precoz. Por consiguiente, la denominación de prehercínica debemos entenderla en el sentido de que están afectadas por los eventos tectonometamórficos principales que presenta el encajante esquistoso (Complejo Esquisto Grauváquico) incluida la F_2 . La F_1 sólo ha podido ponerse de manifiesto de forma local en el encajante, por la presencia de algunos minerales pre- S_2 , que no se han visto en los gneises.

5.1. ROCAS ÍGNEAS PREHERCÍNICAS

De acuerdo con el planteamiento expuesto anteriormente, en este apartado incluimos aquellos cuerpos de origen ígneo que muestran una fábrica interna foliada concordante con la que presentan los materiales encajantes. Entiéndase en este sentido "Serie de Narrillos del ÁlamoBercimuelle", "Serie de Castellanos" y "Diques pegmatoides tectonizados".

5.1.1. Diques de pegmatoides tectonizados (1)

Bajo esta denominación se han agrupado una serie de ortogneises que derivan de rocas filonianas ácidas de composición granítica, como pegmatitas, aplitas, pegmaplitas y leucogranitos moscovítico-albíticos (turmaliníferos), que son conocidos en la litología geológica como "Complejo laminar pegmatoide (Serie de Álamo)" (FRANCO, 1980, FRANCO y CASTRO, 1983; GARCÍA DE FIGUEROLA *et al.*, 1983).

Afloran en estrecha relación espacial con los cuerpos gneísicos de Narrillos del Álamo-Bercimuelle y Castellanos (ver cartografía) y se trata de cuerpos filonianos de potencia y longitud variable. Intruyen principalmente en el encajante metasedimentario, en torno a los cuerpos gneísicos y en menor medida a los propios gneises.

No se trata de una manifestación restringida al ámbito de esta Hoja, sino que han sido descritos otros cuerpos de estas características en zonas próximas (ver por ejemplo GARCÍA DE FIGUEROLA *et al.*, 1983), que incluso pueden prolongarse hasta Portugal en la zona de Bragança (RIBEIRO, 1974).

Todos estos cuerpos aparecen deformados, con una intensidad variable según el tamaño de grano.

Existen otros cuerpos pegmatoides que no presentan deformación y cortan a los anteriores que han sido diferenciados en cartografía bajo la denominación de "Diques de pegmatoides" (2) que serán tratados en el apartado de "Rocas filonianas".

Los pegmatoides deformados corresponden a ortogneises leucocráticos o muy leucocráticos de tamaño de grano variable con matriz fina a muy fina, con numerosos porfiroclástos de grano medio y en parte grueso presentándose en numerosos casos texturas más o menos glandulares.

En lámina delgada muestran una gran variedad composicional, observándose ortogneises con una composición de un granito normal, ortogneises muy ricos en feldespato potásico y otros

con un predominio muy fuerte de la plagioclasa sobre el feldespato potásico, probablemente como reflejo de la heterogeneidad inicial del protolito a escala centimétrica-decimétrica.

Se encuentran espacialmente ligados a los ortogneises de los conjuntos de Castellanos y Narrillos-Bercimuelle. Representan los cortejos filonianos, gneisificados posteriormente, que se asociaban con toda probabilidad de modo genético, a los protolitos graníticos de los dos conjuntos mencionados.

Son equiparables a los ortogneises de los conjuntos de Castellanos y Narrillos-Bercimuelle en cuanto a su metamorfismo y deformación, siendo posible reconocer en los filones gneisificados los efectos de las etapas de metamorfismo M₂, M₃ y M₄ y de las fases de deformación F₂ y F₃ (además de deformaciones posteriores).

Se encuentran tanto en la zona con biotita + almandino (M₂) como en la zona de feldespato potásico + sillimanita y/o cordierita de la M₃.

En lo que respecta a sus asociaciones mineralógicas, rasgos texturales y mineralógicos y demás características petrográficas esenciales, muestran una gran semejanza con los ortogneises de los conjuntos de Castellanos y Narrillo-Bercimuelle, remitiéndose el lector a los apartados petrográficos correspondientes a estos conjuntos para más detalles.

5.1.2. Serie de ortogneises de Castellanos (8 y 9)

Este conjunto consta de ortogneises que, aunque de distintos tipos litológicos, son muy parecidos entre sí en cuanto a metamorfismo, deformación, mineralogía y rasgos petrográficos microscópicos.

Al igual que en los "Diques de pegmatoides tectonizados" y los ortogneises del Conjunto de Narrillos-Bercimuelle, con los que muestran un gran parecido se aprecian en sus rocas constituyentes, los efectos de las fases de deformación F₂ y F₃ (además de deformaciones posteriores) y de las etapas de metamorfismo M₂, M₃ y M₄. Se encuentran situados en las zonas de la biotita + almandino (M₂) y feldespato potásico + sillimanita y/o cordierita de la M₃, en parte con la moscovita "primaria" totalmente eliminada.

En la cartografía se ha distinguido entre una unidad de "Ortogniese leucocráticos moscovíticos de grano fino con turmalina" (n.^o 8) y "Ortogniese biotíticos glandulares de Castellanos" (n.^o 9).

5.1.2.1. *Ortogniese leucocráticos moscovíticos de grano fino con turmalina* (8)

Son ortogneises predominantemente leucocráticos de composición granítica y con textura a menudo glandular.

Derivan de leucogranitos y de sus diferenciados tardíos (rocas pegmatíticas, aplíticas, pegmaplíticas y moscovítico-albíticas), y al menos al microscopio, no se observan diferencias esenciales con los "Diques de pegmatoides tectonizados" con los que se encuentran en parte estrechamente asociados. En cuanto a sus características petrográficas, muestran también un

gran solapamiento con los ortogneises cartografiados como "Ortogneises biotíticos glandulares de Castellanos", siendo la principal diferencia con éstos su carácter, por lo general, más leucocrático.

En las láminas delgadas de las muestras procedentes de los ortogneises leucocráticos, se observan tanto composiciones graníticas normales, como otras muy ricas en plagioclasa e, incluso, sin feldespato potásico.

Para su descripción petrográfica, se remite al lector al siguiente epígrafe, en donde también hallará datos sobre el metamorfismo de estos materiales.

5.1.2.2. *Ortogneises biotíticos glandulares de Castellanos* (9)

Bajo esta denominación se ha cartografiado la principal extensión de los ortogneises de Castellanos.

Se trata esencialmente de ortogneises de composición granítica, de dos micas (la moscovita a veces totalmente de origen retrogado) y con una textura, por lo general, glandular.

Constituyen un afloramiento de unos 15 Km² al N de Castellanos de la Cañada donde fueron definidas como "Gneises fémicos de Castellanos" por FRANCO (1980). Según GARCÍA DE FIGUEROLA *et al.* (1983) son similares a los que afloran en la zona de Martinamor, Sierra de Yemas y Pereruela.

En la presente Hoja ocupan el núcleo de una antiforma de Fase 3 de dirección NNO-SSE, en los que aparecen incluidos los ortogneises leucocráticos del apartado anterior que parecen corresponder a cuerpos de leucogranitos aplíticos asociados. Igualmente los pegmatoides tectonizados pueden aparecer encajados en ellos, aunque la mayoría ocupan posiciones marginales adaptándose a la estructura anticlinorial del conjunto.

Como grupo, se distinguen de los ortogneises del apartado anterior principalmente por ser su textura con más frecuencia glandular y por su mayor contenido en biotita, que en parte de las láminas delgadas estudiadas fluctúa entre 5 y 10% del volumen de la roca, pero, como ya se ha señalado con anterioridad, se observa un gran solapamiento con los leucogneises del apartado anterior.

Al igual que en las muestras de aquella unidad, en ésta se aprecia una gran variación en la composición que puede ser la de un granito normal, muy rico en feldespato potásico o muy pobre en este mineral, siendo frecuente que la plagioclasa domine fuertemente sobre el feldespato potásico.

Se han observado las siguientes asociaciones mineralógicas típicas en los "Ortogneises biotíticos glandulares de Castellanos":

- 1) Qz + Pl + Ms
- 2) Qz + Pl + Fk + Ms + Bi
- 3) Qz + Pl + Fk + Ms + Bi + Gr

- 4) Qz + Pl + Fk + Ms + Bi + Sill
- 5) Qz + Pl + Fk + Ms + Bi + Sill + Cord
- 6) Qz + Pl + Fk + Ms + Bi + Sill + Cord + And
- 7) Qz + Pl + Fk + Bi + Sill
- 8) Qz + Pl + Fk + Bi + Sill + Gr
- 9) Qz + Pl + Fk + Bi + Sill + And

Como minerales accesorios suelen presentarse apatito, círcón y opacos, siendo la turmalina otro mineral accesorio de frecuente aparición.

En una muestra fuertemente afectada por el metamorfismo de la etapa M_3 se ha observado algo de espinela verdosa, en una lámina delgada con Qz + Pl + Fk + Bi y agregados de sericitita/moscovita que seudomorfizan a la cordierita y/o silicatos de Al.

La moscovita en las asociaciones 4, 5 y 6 es moscovita primaria que se ha conservado en la zona de Fk + Sill y/o Cord por no haberse alcanzado el equilibrio teórico. También el granate en la asociación 8, parece ser de tipo relictico.

Por lo general, se aprecia un fuerte desarrollo de minerales retrógrados (M_4), como sericitita, pinita, moscovita tardía, clorita, rutilo (sagenita) y óxidos de Fe. Especialmente los minerales cordierita, andalucita y sillimanita suelen estar muy transformados en agregados compuestos por uno o varios tipos de filosilicatos de la M_4 , lo que en varias láminas delgadas dificulta una determinación fiable de las asociaciones pre M_4 .

Los ortogneises poseen una textura que se caracteriza por ser marcadamente panalotriomorfa y casi siempre netamente inequigranular.

La inequigranularidad viene determinada por la presencia de porfiroclástos de feldespato potásico, cuarzo, plagioclasa y moscovita primaria al lado de agregados de grano muy fino compuestos por plagioclasa, feldespato potásico y/o plagioclasa. Estos agregados resultan de la trituración de los minerales originalmente presentes, de su recristalización y de una importante neoformación de plagioclasa, al parecer a expensas del feldespato potásico. Otras sustituciones observadas, todas ellas contribuyendo a la textura panalotriomorfa de los ortogneises, son la del feldespato potásico y plagioclasa por cuarzo, la de los porfiroclastos de feldespato potásico por plagioclasa intragranular y/o mirmecítica, la de los porfiroclastos de plagioclasa por manchitas de feldespato potásico y una moscovitización y/o sericitización generalizada de la biotita, plagioclasa, feldespato potásico, cordierita, sillimanita y andalucita. Es probable que no todas las múltiples sustituciones observadas sean debidas a las distintas fases de metamorfismo, sino que algunas daten de la época (tardí) magmática del protolito.

Al microscopio, los ortogneises muestran una textura gneísica, que, por lo general, no está muy bien definida. Se observan orientaciones preferentes que marcan una esquistosidad (S_2) y que vienen indicadas por biotita, cuarzos alargados, moscovitas de la generación pre-sillimanita, agregados algo alargados de recristalización y neoformación de grano muy fino compuestos por plagioclasa (+ feldespato potásico + cuarzo), haces de sillimanita, rosarios de moscovita, cristales alargados de plagioclasa y feldespato potásico, agregados alargados de cordierita y de sericitita (formados a partir de cordierita y/o silicatos de Al). Son bastante escasos

los rosarios de biotita, observándose especialmente en los ortogneises, relativamente bióticos una neta tendencia de este mineral a concentrarse en agregados que, a *grosso modo*, son subparalelos a la S_2 .

La esquistosidad puede serpentear claramente entre los porfiroclastos de feldespato y cuarzo o los agregados de recristalización y neoformación de grano muy fino, encontrándose las ondulaciones siempre poligonizadas.

Como consecuencia de M_3 , se presentan a menudo texturas poligonales, observándose especialmente numerosos puntos triples bien desarrollados en la plagioclasa de los agregados de grano muy fino ya señalados con anterioridad, pero también en el feldespato potásico y cuarzo de los mismos y, con menos frecuencia en la cordierita.

Los ortogneises que afloran al sur de la Falla de Narrillos del Álamo (NE de Zapardiel de la Cañada) y que se encuentran en gran parte rodeados por los monzogranitos porfídicos, pueden estar muy corneanizados (M_3); aunque mantienen, sin embargo, claros vestigios de su esquistosidad S_2 .

La deformación postblastesis que se observa en las láminas delgadas, de edad post o tardi- M_4 , es muy débil o débil y se manifiesta, por lo general, en la presencia de algún cristal esporádico ligeramente flexionado de plagioclasa, biotita, fibrolita, moscovita o clorita, además de cuarzo con extinción algo ondulante y bordes suturados. En pocas ocasiones se observan cristales netamente doblados o kinkados de micas, pero también en estos casos, la deformación suele restringirse a unos pocos cristales de la lámina delgada.

A continuación se menciona algunos de los rasgos petrográficos más significativos de los minerales constituyentes de los ortogneises.

El cuarzo aparece principalmente en grandes agregados policristalinos, que representan porfiroclastos cuarteados de este mineral derivado de los cristales originalmente presentes en el protolito de los ortogneises.

Sus cristales constituyentes suelen mostrar una débil extinción ondulante y bordes ligeramente suturados. Pueden incluir unos pocos microlitos aciculares de rutilo y cristales pequeños de biotita.

El cuarzo tardío, que aparece bajo muchas formas, sustituye preferentemente al feldespato potásico, a menudo en combinación con moscovita tardía de M_4 ; a veces se presenta en cristales reticulares dentro de porfiroclastos de feldespato potásico.

El feldespato potásico aparece, entre otras formas, en porfiroclastos. Estos son en parte de gran tamaño (centimétrico) y derivan de megacristales de este mineral presentes en el granito que dió origen a los ortogneises más o menos glandulares. Mantienen rasgos ígneos, como maclas de Karlsbad con planos de contacto irregulares, inclusiones de cuarzo con hábito del polimorfo de alta temperatura que en ocasiones, muestran sinneusis, y otras de plagioclasa, que pueden estar orientadas según direcciones cristalográficas del cristal de feldespato potásico englobante.

Las inclusiones de cuarzo dibujan a veces coronas muy vagas.

El feldespato potásico contiene, por lo general, abundante plagioclasa pertítica laminar de forma muy regular y fina y otra algo más gruesa y menos regular, que muestra transiciones a pertita en vetas finas. El maclado en enrejado típico de la microclina, aunque casi siempre reconocible, suele estar poco definido.

Muy característicos para los ortogneises son los agregados de cristales de microclina de grano muy fino, xenomorfos y perfectamente poligonales, que representan feldespato potásico fragmentado y recristalizado. En varias láminas delgadas se puede observar como estos agregados se originan a partir de los bordes triturados de los porfiroclastos. Típico para los agregados de microclina es el desarrollo de películas delgadas o agregados policristalinos intercristalinos de plagioclasa tardía, que siguen fielmente los contornos poligonales de los cristales de feldespato potásico.

La plagioclasa aparece principalmente en dos formas, una de las cuales corresponde a porfiroclastos de este mineral. Pueden ser algo fusiformes e incluir "manchitas" de feldespato potásico, biotita, cuarzo, moscovita en cristales alistonados (en ocasiones orientados según direcciones cristalográficas de la plagioclasa), sillimanita acicular y cordierita.

La otra forma principal la constituye plagioclasa de grano muy fino, xenomorfa, de secciones típicamente isométricas, poligonales a "grosso modo" rectangulares y sin o con pequeñas inclusiones xenomorfas de cuarzo a modo de mirmequita basta. Esta plagioclasa puede estar mezclada íntimamente con feldespato potásico, y representa el constituyente más abundante de los agregados de grano muy fino de trituración, recristalización y neoformación señalados con anterioridad.

La plagioclasa de ambas formas suele ser limpia y poco zonada, siendo el zonado de tipo normal, difuso e irregular, con una o varias manchas algo más básicas distribuidas en los núcleos de los porfiroclastos.

Hay que hacer una excepción para los estrechos bordes muy ácidos que pueden presentar y que, por lo general, están bien delimitados con respecto al resto de los cristales.

En cuanto a su composición, se trata de oligoclasa ó albita extendiéndose el rango de variación del contenido en anortita entre 24% y 0%.

La biotita se caracteriza por sus tonalidades rojizas. Contiene relativamente pocas inclusiones de accesorios radiactivos y apatito. Tiende a agregarse algo en grumos o concentraciones difusas e irregulares. En los ortogneises muy recristalizados por M₃, la biotita presente en los agregados de grano fino de recristalización y neoformación, compuestos en gran parte por plagioclasa + feldespato potásico + cuarzo, puede presentarse en cristales casi poligonales e, incluso, en cristales algo radiados.

En cuanto a la moscovita, es posible reconocer dos generaciones principales. La primera consta de cristales relativamente grandes, con secciones alargadas, que, aunque xenomorfos, poseen bordes lisos e, incluso rectos y paralelos a la exfoliación del mineral. Muestran en su

mayoría una orientación (sub) paralela a la S_2 de la roca. A veces son algo fusiformes o tienden a formar porfiroclastos. En contados casos se observa que la S_2 se inflexiona ligeramente alrededor de estos cristales de moscovita, que, por lo demás, son equiparables a las moscovitas de M_2 encontradas en los metasedimentos de la zona de la biotita + almandino. En la zona con sillimanita + feldespato y/o cordierita, este tipo de moscovita puede conservarse como relictos más o menos numerosos.

La otra generación principal de la moscovita es de origen tardío (M_4). Aparece bajo muchas formas que, de ordinario, tienen en común que son marcadamente xenomorfas, con contornos altamente irregulares, y a veces de hábito esquelético o reticular. Carecen en gran parte de una orientación preferente (otra parte es mimética) y tienden a asociarse a cuarzo tardío (intercrecimientos más o menos grueso entre ambos minerales) y a crecer sobre otros minerales sustituyéndolos (especialmente sobre feldespato potásico, los silicatos de Al y la cordierita, pero también sobre biotita y los cristales de moscovita "primaria").

El granate es un mineral muy raro en los ortogneises de Castellanos. Aparece como cristales xenomorfos redondeados y dispersos en una muestra situada en la zona de la biotita + almandino y como un único cristal incluido en un cristal de cuarzo en una muestra procedente de la zona de sillimanita + feldespato potásico (relicto blindado?).

La andalucita aparece en cristales dispersos totalmente xenomorfos. Suelen contener bastantes inclusiones de cuarzo y biotita y a veces tienen carácter de poiquiloblastos. También pueden incluir fibrolita. En ocasiones, la andalucita se asocia a agregados de plagioclasa, igualmente provista de las inclusiones mencionadas, estando el conjunto rodeado por una fina película de fibrolita. Asimismo, se han señalado relictos de andalucita en agregados policristalinos de cordierita.

La relación de la andalucita con la S_2 no está clara, habiéndose observado sólo en una ocasión algunos cristales de andalucita orientados paralelamente a la esquistosidad.

El mineral se transforma en moscovita, que, a veces crece en grietas o como orlas alrededor de la andalucita y que en otras ocasiones forma agregados de grandes cristales xenomorfos asociados a cuarzo tardío.

El mineral aparece en pocas láminas delgadas, pero a juzgar por la presencia de los agregados que acaban de mencionarse, podría haber sido más frecuente y más abundante.

La cordierita aparece en cristales libres, más o menos isométricos, xenomorfos o subidiomorfos y entonces de hábito prismático corto.

Forma también agregados policristalinos de dimensiones bastante grandes (de hasta 5 mm. de largo) que se componen de numerosos cristales de grano fino, xenomorfos, equidimensionales y, a veces, más o menos poligonales.

Los cristales pueden mostrar maclas polisintéticas irregulares y suelen incluir cristalitos de biotita (a veces de grano muy fino y subidiomorfos) y opacos, siendo menos frecuentes las

agujas de fibrolita, relictos de andalucita y accesorios radiactivos. A su vez, el mineral puede encontrarse englobado por plagioclasa y biotita.

En cuanto a la relación de blastesis de la cordierita y la S_2 , los cristales individuales, tanto los dispersos como los que forman agregados, no parecen mostrar ninguna orientación preferente. Sin embargo, los agregados en su conjunto sí pueden ser netamente alargados según la S_2 , probablemente como consecuencia de un crecimiento mimético en relación con bandas micáceas pre-existentes.

El mineral suele estar fuertemente sustituido por agregados compuestos por uno o varios tipos de filosilicatos, como pinnita, sericitina, moscovita y micas ligeramente teñidas de verde o marrón. A menudo, estos agregados pseudomorfizan totalmente a los cristales de cordierita o a los agregados mencionados con anterioridad.

En ocasiones se aprecia dentro de los agregados una Si indicada por biotitas, opacos y fibrolita que unas veces es concordante con la S_2 y otras discordante.

Para la sillimanita y turmalina, se remite al lector a la descripción petrográfica de la serie de ortogneises de Narrillos-Bercimuelle, en los que estos dos minerales, por su mayor abundancia, se estudian mejor.

Sólo se agrega aquí que en los ortogneises del conjunto de Castellanos no se han observado haces de fibrolita dentro de cristales de turmalina.

La espinela parece ser un mineral muy escaso. Únicamente se han observado unos pocos cristales pequeños, xenomorfos y verdosos de este mineral, que se encuentran incluidos en cristales dispersos de plagioclasa de una muestra fuertemente afectada por M_3 .

Los "Ortognieseis bióticos glandulares de Castellanos" derivan de rocas de composición granítica, con un contenido en biotita moderado o bajo (< 10%).

Se ignora hasta qué punto la frecuente escasez de feldespato potásico observado en las láminas delgadas, refleja una pobreza inicial en el protolito de los ortogneises o si es el resultado de la existencia de un bandeados composicionales de origen tectónico en combinación con una muestreo poco representativo, siendo probable que la variabilidad composicional encontrada en las láminas delgadas correspondientes a muestras procedentes de esta unidad resultó de la presencia de numerosas inyecciones intragraníticas, también gneisificadas, de pegmatita, aplita, pegmaplita y leucogranitos, como es el caso en el Conjunto de ortogneises de Bercimuelle. Estas rocas aparecen, gneisificadas y metamorificadas, en el entorno de la unidad (unidades 1 y 11 de la leyenda) y no hay razones para suponer que falten en el interior del conjunto.

5.1.3. Serie de ortogneises de Narrillos del ÁlamoBercimuelle (10, 11, 12 y 13)

En la cartografía de la presente Hoja, el conjunto de ortogneises que aflora en la esquina SO de la Hoja ha sido subdividido en cuatro unidades. Corresponden a los números 10, 11, 12 y 13 de la leyenda y han sido denominados "Ortognieseis porfídicos", "Ortognieseis leucocráticos

moscovíticos-biotíticos”, “Ortogneises biotíticos de Bercimuelle” y “Ortogneises porfiroides biotíticos-moscovíticos de Narrillos del Álamo”, respectivamente.

En su conjunto constituyen un afloramiento con forma de media luna compuesto principalmente por ortogneises leucocráticos moscovíticos-biotíticos y biotíticos en tránsito gradual difuso. La variedad porfidica ocupa una posición marginal al NE de Bercimuelle; mientras que la variedad porfidica biotítico-moscovítica de Narrillos del Álamo está formada por cuerpos estratoides orientados N 6070° E al N del conjunto gneúsico.

Al microscopio, estas unidades resultan ser muy parecidas en cuanto a sus rasgos petrográficos y petrológicos esenciales.

En todos los casos se trata de ortogneises de dos micas de composición granítica. Su contenido en biotita nunca supera un nivel moderado (aproximadamente < 8%) y en bastantes ocasiones los ortogneises son leucocráticos o casi holomoscovíticos.

Por lo demás, se observa una variedad bastante amplia en lo que atañe al contenido en moscovita, que en varios casos llega a ser alto al igual que la proporción plagioclasa/feldespato potásico, existiendo algunas láminas ricas en feldespato potásico, unas pocas con una ligera tendencia adamellítica y muchas más con una composición equivalente a la de un granito con feldespato alcalino con un predominio más o menos pronunciado y, a veces, marcado, de la plagioclasa ácida sobre el feldespato potásico.

Todo el conjunto se encuentra, como mínimo, afectado, por las etapas M₂, M₃ y M₄ del metamorfismo hercínico y que durante M₃ alcanzó su fase paroxismal, con el desarrollo de asociaciones caracterizadas por la presencia de fk + sillimanita y/o cordierita en la totalidad o casi totalidad del conjunto. En la mayor parte del conjunto, la moscovita se eliminó por completo durante M₃ y sólo en la franja que se extiende a lo largo del borde NO del conjunto, se observa la presencia inequívoca de restos de moscovita pre-sillimanita M₃. El hecho de que actualmente todos los ortogneises se nos presentan como de dos micas se debe al retrometamorfismo de la etapa M₄, durante la cual se desarrolla abundante moscovita y sericita.

Como asociaciones mineralógicas típicas se han observado:

- 1) Qz + Pl + Fk + Bi + Cord
- 2) Qz + Pl + Fk + Bi + Sill
- 3) Qz + Pl + Fk + Bi + Sill + And
- 4) Qz + Pl + Fk + Bi + Sill + Cord

En las asociaciones 2 y 3 puede haber algo de moscovita primaria, es decir pre-sillimanita de la M₃.

Como accesorios suelen presentarse apatito, circón, opacos, mientras que la turmalina no es rara.

Las manifestaciones de M₄ son las que se señalaron al tratar de los “Ortogneises biotíticos glandulares de Castellanos”.

En cuanto a los rasgos texturales, estructurales, mineralógicos y petrológicos de los ortogneises del Conjunto de Bercimuelle, se observa una gran semejanza con los ortogneises del Conjunto Castellanos (y los "Diques de pegmatoides tectonizados"), por lo que se remite al apartado 5.1.2.2. sobre los "Ortogneises bióticos glandulares de Castellanos" para los aspectos arriba señalados, haciéndose a continuación hincapié en las pequeñas diferencias que se han apreciado entre ambos conjuntos y describiéndose las características de los minerales sillimanita y turmalina encontradas en dichos conjuntos.

En cuanto a los efectos texturales de M_3 , se nota un ligero descenso en el grado de poligonización, por lo general alto en consonancia con la disminución en intensidad del metamorfismo M_3 al alejarse del complejo granítico tardihercínico. Se aprecia igualmente un ligero aumento en el grado de deformación post-blastesis en la zona NO del conjunto, posiblemente en relación con la presencia de fallas del sistema ENE-OSO de Narrillos del Álamo.

Para la plagioclasa se han determinado composiciones que fluctúan entre An_{17} a An_0 , habiéndose observado sólo en dos láminas delgadas la presencia de manchas algo más básicas en algún profiroclasto de plagioclasa (de hasta An_{26}).

La presencia de cristales de moscovita pre-sillimanita M_3 es menos frecuente que en los ortogneises del Conjunto de Castellanos y se restringe a una franja paralela al borde NO del conjunto de Bercimuelle.

En lo que atañe a la andalucita, no se observaron relictos de este mineral dentro de los agregados de cordierita.

La sillimanita se presenta mayoritariamente en forma de fibrolita. Forma fieltros densos, que varían en forma de madejas ovoides a haces alargados y, a menudo, muy delgados, que pueden pasar lateralmente a rosarios muy finos.

Dentro de los fieltros, las agujas suelen mostrar orientaciones preferentes, que pueden ser paralelas a los ejes longitudinales de las concentraciones, pero también muy variables dentro de un mismo fielte, dibujando en el último caso una especie de pinceladas.

Aunque los haces y pinceladas pueden mostrar fuertes flexiones, las agujas individuales de la fibrolita son casi siempre rectas, siendo raro observar un cristal ligeramente curvo.

En otras ocasiones, la fibrolita forma una masa de agujas enmarañadas sin clara orientación preferente, con cristales que se entrecruzan.

Los fieltros y haces tienden a veces a asociarse con rosarios de biotita o agregados de cordierita, pero, de hecho, pueden extenderse en todos los minerales principales de los ortogneises, cruzando sus contactos sin sufrir cambios de dirección o aspecto. Suelen ser subparalelos a la S_2 , pero existen numerosas excepciones, serpenteados a veces entre los profiroclastos presentes en la lámina delgada, mientras también aparecen rosarios de fibrolita que siguen los contactos entre otros minerales y otros con direcciones hasta perpendiculares a la S_2 .

En los bordes, los fieltros se difuminan a menudo, dando paso a enjambres de agujas que penetran en los minerales colindantes con los fieltros y, en general, con direcciones que no coinciden con la de la esquistosidad S_2 .

Se ha observado agujas aisladas o haces de fibrolita en el feldespato potásico, plagioclasa (tanto primaria como de recristalización y neofromación), cuarzo, biotita, moscovita primaria (como mineral histerógeno), cordierita, andalucita y hasta en la turmalina. Es de notar que las agujas incluidas en los porfiroclastos de plagioclasa siguen a veces la exfoliación de los mismos.

Los cristales de sillimanita en forma de prismas gruesos (de hasta 1 mm. de espesor) son escasos.

El mineral suele estar fuertemente transformado a sericita y/o moscovita.

La turmalina se presenta en cristales xenomorfos o subidiomorfos, que en algunas ocasiones alcanzan dimensiones considerables (de hasta 2 mm. de largo). Pueden ser muy xenomorfos y casi esqueléticos, con numerosos cristales de cuarzo feldespato potásico total o parcialmente incluidos, o más o menos intersticial frente a plagioclasa. Muestra colores marrones, marrones amarillentos y verdosos y suele presentar un zonado irregular.

Como inclusiones se observan, aparte del cuarzo y feldespato potásico ya mencionados, plagioclasa, circón, apatito, haces de sillimanita (paralelos a la S_2) y agregados de sericita.

Sus relaciones con la S_2 no están muy claras. Probablemente sea, al menos en parte, anterior a la S_2 , observándose en alguna ocasión secciones alargadas del mineral, paralelas a la S_2 o ligeras inflexiones de la misma alrededor de cristales de turmalina.

Basándose en los datos microscópicos y los de campo, especialmente sobre áreas relativamente poco deformadas, es posible formarse una idea bastante neta del protolito de los ortogneises del Conjunto de Bercimuelle.

Hay que pensar en primer lugar en granitos de grano medio no muy ricos en biotita e, incluso, en parte leucocráticos, con una textura, por lo general, claramente porfídica debida a la presencia de numerosos (hasta 10% del volumen de la roca) de feldespato potásico subidiomorfos. Poseían secciones típicamente alargadas, de hasta 40 x 5 mm. y altos valores de la relación longitud/anchura (hasta 8).

Estos megacristales mostraron con toda probabilidad buenas orientaciones de flujo magmático.

Aparte del granito, deben de haber existido numerosas inyecciones de aplita, pegmatita, pegmaplita, aún perfectamente reconocibles como tales, y también de granitos moscovíticos-albiticos turmaliníferos, rocas que aparecen frecuentemente asociadas a los granitos del Macizo Hespérico y en especial a los sincinemáticos de emplazamiento relativamente profundo.

La intensidad de gneisificación, por lo general, moderada y en lugares, incluso, baja, y la ausencia de una laminación composicional bien definida (como la que suelen mostrar los ortogneises datados como prehercínicos de Galicia) son indicios que apuntan hacia la posibilidad de que se trate de un granito hercínico deformado por la F_2 en vez de un ortogneis prehercínico.

5.2. ROCAS ÍGNEAS HERCÍNICAS

Bajo este epígrafe englobamos las rocas ígneas cuya génesis y emplazamiento están directamente relacionados con los eventos tectono-metamórficos que tuvieron lugar durante el desarrollo de la Orogenia Hercínica. Ahora bien, dependiendo del momento de su génesis y/o emplazamiento respecto de las fases mayores de deformación, pueden ser subdivididos en: sincinemáticos, tardicinemáticos y postcinemáticos. Los criterios habrá que buscarlos en la presencia o no de fábricas internas en los propios macizos graníticos que sean atribuibles a algunas de las fases de deformación principales. Para ello será imprescindible discernir entre fábricas de origen magmático debidas a la propia cinemática de emplazamiento del magma granítico (fluidalidad magmática) de aquellas otras que son debidas a esfuerzos externos de carácter regional. A veces, muchos plutones graníticos muestran estructuras deformativas internas, especialmente en zonas marginales, que son producidas por mecanismos relacionados con el emplazamiento forzado de la propia masa granítica. Por ello será de capital importancia determinar el análisis de las trayectorias de las fábricas interna y externa a la masa granítica de manera que podamos comparar las relaciones entre ambas estructuras.

En el caso que nos ocupa las rocas graníticas de este apartado muestran fábricas anisótropas o débilmente foliadas que indican un emplazamiento posterior a las dos fases mayores de deformación hercínica (F_1 y F_2), por consiguiente las consideramos tardicinemáticas. En la literatura geológica las rocas graníticas aflorantes en la Hoja son generalmente conocidas como "granodiorita tardía".

Las rocas básicas (gabros a tonalitas), por su parte, constituyen pequeños afloramientos y tampoco muestran estructuras internas deformativas que indiquen una historia hercínica temprana.

GARCÍA DE FIGUEROLA *et al.* (1983) citan la presencia de blastesis térmica de contacto, producida por las rocas básicas del Tormes-Puente de Congosto, al O de esta Hoja, afectada por la crenulación de Fase 3, lo que implica, según estos autores, una intrusión post-Fase 2 y pre-Fase 3.

Por su parte las rocas filonianas con geometría tabular (diques) las hemos incluido en un conjunto único siguiendo las normas de las Hojas MAGNA, aunque algunas de ellas (1: Diques de pegmatoides tectonizados) muestran, como ya hemos visto, fábricas foliadas de F_2 concordantes con su entorno encajante, de ahí que las hayamos tratado en el apartado anterior. Otro caso aparte lo constituye el dique de Alentejo-Plasencia, que será tratado dentro del epígrafe de rocas posthercínicas.

5.2.1. Rocas plutónicas

5.2.1.1. Rocas básicas-intermediarias (gabros, dioritas y + tonalitas) (14)

En este apartado nos vamos a referir a un conjunto de pequeñas masas de tamaño variable (kilométrica a métrica e incluso centimétrica) que aparecen distribuidas por la mayor parte de la Hoja, aunque preferentemente relacionadas con las rocas graníticas tardías; bien en el interior de las mismas a modo de enclaves o en la interfase granito-roca encajante.

Estos cuerpos han sido objeto de estudios previos por parte de FRANCO (1980) quien describe por primera vez la mayor parte de estos afloramientos y el trabajo del Departamento de Petrología y Geoquímica de Salamanca (1980) donde se los incluye dentro de la Serie "Appinítica" sin relación genética con los granitos de su entorno. Posteriormente FRANCO y GARCÍA DE FIGUEROLA (1986) presentan un trabajo específico sobre los distintos afloramientos de rocas básicas y ultrabásicas del extremo occidental de la Sierra de Ávila; FRANCO y SÁNCHEZ GARCÍA (1987) estudian los afloramientos del entorno de El Mirón aportando datos geoquímicos de mayores y de análisis de minerales.

Los mayores afloramientos se localizan a lo largo del borde NO de los afloramientos graníticos (vértice SO de la Hoja, al S de Bercimuelle, Gallegos de Solmirón y Martínez); otra alineación de pequeñas masas se extiende desde Santa María del Berrocal hasta el N de Casas del Puerto de Villatoro, pasado al N de Navahermosa, Becedillas y Bonilla de la Sierra.

Las relaciones con las rocas graníticas no responden a un contacto neto sino que pueden darse tránsitos graduales y fenómenos de internación mútua. La presencia de enclaves básicos en el contacto de estos cuerpos con el granito, así como la sinuosa geometría del mismo, sugieren una relación de magmatic stoping de los granitos sobre las rocas básicas, mecanismo que ya ha sido sugerido (FRANCO y SÁNCHEZ GARCÍA, 1987).

Una característica común a todos los afloramientos es la variabilidad composicional, gabros olivínicos a cuarzodioritas e incluso tonalitas, que muestran a pesar de las pequeñas dimensiones de algunos de estos cuerpos. Esto lógicamente se traduce en cambios de coloración (verde oscuro a grisáceo) y/o texturales; el tamaño de grano es generalmente medio, aunque pueden aparecer localmente tipos de finos a gruesos. La presencia de venillas milimétricas a centimétricas de composición cuarzo-feldespática les confiere un aspecto característico ("costillares", FRANCO, 1980) debido a que resaltan como consecuencia de una distinta alteración diferencial.

Desde el punto de vista petrográfico estas rocas muestran una amplia variedad de tipos litológicos tanto a nivel de afloramiento como de una masa a otra. Sin embargo, estas variaciones no han sido precisadas debido a la deficiente calidad de los afloramientos y a las limitaciones de tiempo impuestas en la realización de una Hoja MAGNA. Pero es seguro que un trabajo detallado permitiría establecer interesantes relaciones entre los diferentes términos petrográficos.

A partir del estudio microscópico se han reconocido rocas propiamente básicas e intermedias: gabros olivínicos, gabros anfibólicos, gabronoritas olivínicas, dioritas, cuarzodioritas y tonalitas. La mineralogía de estas rocas, completada con datos de microsonda (FRANCO y SÁNCHEZ GARCÍA, 1987), es la siguiente: + olivino ($Fo_{72}-Fa_{28}$ a $Fo_{65}-Fa_{35}$), plagioclasa (An_{87-53} y An_{75-34} en tipos con y sin olivino, respectivamente; y An_{43-38} en rocas intermedias), clinopiroxeno (augita: $Ca_{39}Mg_{48}Fe_{13}$), anfíbolo (hornblenda marrón y verde), biotita, + ortopiroxeno (broncita: $Mg_{72}Fe_{28}$), + flogopita, + opacos (pirrotina, ilmenita, pentlandita, calcopirita y hematites), + apatito, + esfena, + rutilo, + círcón, y + espinela, clorita, sericita, epidota y óxidos son productos de alteración, generalmente escasos. Las rocas de composición intermedia se caracterizan por la ausencia de olivino, presencia local y escasa de piroxeno, predominio de biotita y/o anfíbolo y desarrollo de cuarzo con + feldespato-K (cuarzodiorita y tonalitas). En la Figura 5.1 se muestra la composición modal y la proyección QAP de algunos de estos términos de composición intermedia, siguiendo un trend calcoalcalino-trondjemítico (bajo en K) (LAMEYRE y BOWDEN, 1982).

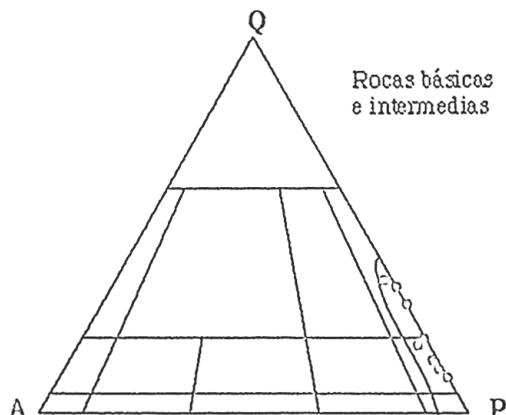


Figura 5.1. Proyección de rocas básicas/intermedias en el diagrama QAP.

Desde el punto de vista textural predominan las granulares de grano medio, pero también existen tipos gruesos y algunos finos. Localmente se pueden reconocer texturas subofíticas, poiquilíticas, coroníticas (olivino --> piroxeno --> anfíbol) y cumuladas (formadas por olivino, piroxeno y plagioclasa como fases cumulos y anfíbol biotita y flogopita como intercumulos). FRANCO y SÁNCHEZ GARCÍA (1987) citan la presencia de relaciones texturales más complejas, con olivino y piroxeno como fases intercúmulo.

Geoquímicamente estas rocas forman una asociación cafémica, subaluminosa con tendencia calcoalcalina y monzonítica (FRANCO y SÁNCHEZ GARCÍA, 1987).

5.2.1.2. Rocas graníticas

Constituyen la mayor parte de los afloramientos de la Hoja (aproximadamente el 61%) y corresponden, según la literatura geológica de la zona, a "Granodiorita tardía" y al grupo de "Granitoides de feldespato calcoalcalino" (Departamento de Petrología y Geoquímica, Universidad de Salamanca, 1980).

No se trata de un macizo granodiorítico homogéneo, sino que por el contrario está compuesto por diversas facies graníticas, que en este trabajo hemos denominado:

- Granodioritas y tonalitas biotíticas heterogéneas de grano medio (tipo Valdemolinos).
- Granodioritas biotíticas de grano medio con megacristales de feldespato-K (tipo El Mirón).
- Granito biotítico + cordierita + moscovita de grano grueso.
- Monzogranitos biotíticos porfídicos de grano grueso.

Otros cuerpos graníticos diferenciados corresponden a pequeñas masas ubicadas en el encajante metamórfico y que por sus características mineralógicas y texturales pueden ser diferenciadas de los anteriores. Se trata de:

- Granodiorita biotítica con moscovita, cordierita y + andalucita (Mercadillo).
- Monzogranito biotíticomoscovítico (Martínez).

a. Granodioritas y tonalitas biotíticas heterogéneas de grano medio (tipo Valdemolinos) (15)

Forman diversos afloramientos de pequeñas dimensiones ($< 1 \text{ Km}^2$) dentro de las granodioritas biotíticas de grano medio con megacristales de feldespato-K en los alrededores de El Mirón. Como se puede ver en la cartografía, muestran contactos sinuosos irregulares y guardan una estrecha relación espacial con enclaves de metasedimentos altamente corneanizados. Las relaciones con la granodiorita encajante, son de tipo transicional más o menos difuso a modo de megaenclaves englobados en ella en condiciones de plasticidad magmática por parte de ambos cuerpos.

De *visu* se trata de una roca de aspecto heterogéneo, rica en biotita, con fábrica anisótropa más o menos foliada de origen primario, marcada por *schlieren* y/o concentrados biotíticos y frecuentes enclaves metasedimentarios igualmente orientados. Son de grano medio y por lo general no presentan megacristales de feldespato-K o lo hacen en muy pequeña proporción según una trama muy abierta. Estas rocas representan masas anatécticas inhomogéneas englobadas y arastradas por la granodiorita huésped de El Mirón y deben de corresponder a precursores menos evolucionados de la misma.

Composicionalmente responden a tonalitas y granodioritas biotíticas (Figura 5.2). La composición mineralógica es la siguiente: cuarzo (18-37%), plagioclasa (41-54%), feldespato-K (0-17%) y biotita (15-24%), como minerales principales; apatito, circón y opacos son accesорios ($< 0,6\%$).

La textura es de tipo hipidiomórfico granular medio con orientación grosera de biotitas y plagioclasas. Las primeras forman cristales prismáticos aislados y agregados con algunas inclusiones de apatito y/o circón. Las relaciones texturales indican una cristalización en general tardía respecto de las plagioclasas, aunque localmente aparecen pequeños cristales de biotita englobados por plagioclasa. La plagioclasa forma cristales subidiomorfos maclados y sólo muy localmente se aprecian zonados irregulares y difusos, la composición media corresponde a oligoclasa-andesina, habiéndose medido valores de An_{35-40} . El feldespato-K es xenomorfo y tardío en la secuencia de cristalización junto con el cuarzo que es de carácter intersticial. Localmente se aprecian ligeros síntomas de deformación postcristalina (biotitas alabeadas y cuarzos con extinción ondulante).

b. Granodioritas biotíticas de grano medio con megacristales de feldespato-K (tipo El Mirón) (16)

A estas granodioritas las hemos denominado "tipo El Mirón" por estar bien representadas en los alrededores de este pueblo donde constituyen un afloramiento alargado NE-SO en el cual está englobada la variedad anteriormente descrita. Por el Este las granodioritas se ponen en

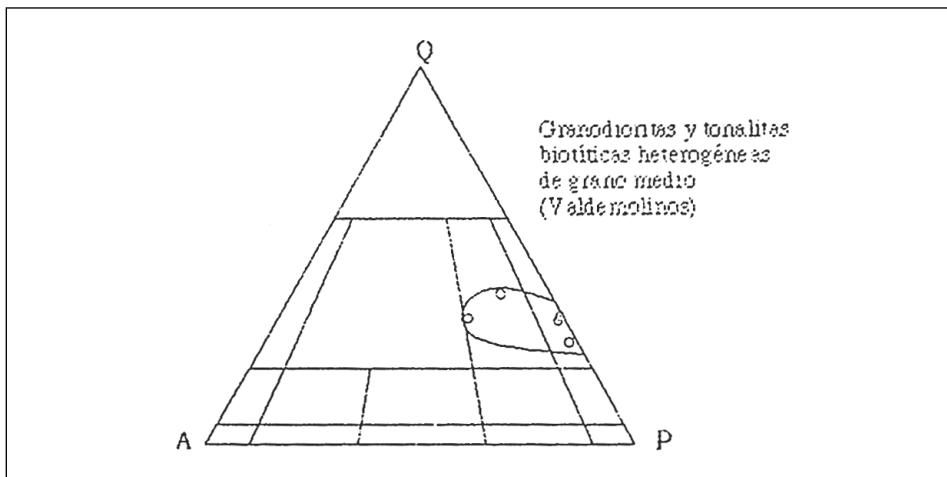


Figura 5.2. Proyección en el diagrama QAP de muestras correspondientes a la variedad cartográfica de granodioritas y tonalitas biotíticas heterogéneas (Tipo Valdemolinos).

contacto con los monzogramitos biotíticos porfídicos de grano grueso, mediante un accidente mecánico ($N50^{\circ}E$), donde se han encontrado puntualmente rocas ultracataclásticas; por el Norte, el contacto es bastante rectilíneo (E-O) y corresponde a un mecanismo intrusivo-transicional del monzogramito sobre la granodiorita. Por el O las granodioritas intruyen directamente sobre el encajante metamórfico desarrollando una aureola metamórfica de contacto; mientras que por la parte Sur, es parcialmente recubierta por los depósitos terciarios y cuaternarios de la Depresión del Corneja, donde se pueden reconocer algunos afloramientos marginales de monzogramitos porfídicos como el de Santa María del Berrocal.

Otros afloramientos de granodioritas aparecen en el extremo oriental, en el borde Este, al Norte de Casas del Puerto de Villatoro, y en la esquina SE de la Hoja, respectivamente.

Esta variedad se caracteriza por presentar un tamaño de grano medio ligeramente heterométrico en la que resaltan megacristales de feldespato-K centimétricos formando una trama dispersa, presencia frecuente de enclaves microgranudos y alto contenido biotítico en agregados y/o en cristales individuales. De la variedad anterior se diferencia por la mayor presencia de megacristales y por su aspecto más homogéneo, mientras que de los monzogramitos porfídicos por el mayor tamaño de grano de estos (mesostasis más gruesa), mayor cantidad de megacristales de feldespato-K (carácter porfídico), menor cantidad de biotita y en cristales más individuales y por la ausencia o escasa presencia de enclaves microgranudos.

El afloramiento de El Mirón presenta abundantes enclaves de metasedimentos cuarzo-feldespáticos, cuarcíticos y + calcosilicatos afectados por un metamorfismo de contacto (predominio de la fábrica granoblástica) en condiciones de grado alto. El tamaño de los mismos varía desde métricos a heterométricos y kilométricos a modo de *roof pendant* (ver cartografía). A lo largo del contacto con el encajante metamórfico (SO de Gallegos de Solmirón) también es

frecuente la presencia de enclaves procedentes del encajante con metamorfismo de contacto de alto grado y fenómenos de migmatización. En el resto de afloramientos sólo es frecuente la presencia de enclaves microgranudos básicos e intermedios que pueden desarrollar fenómenos contaminantes sobre la granodiorita (facies más bióticas).

La mineralogía de estas rocas es la siguiente: cuarzo (19-36%), plagioclasa (26-48%), feldespato-K (1-26%) y biotita (11-28%), como minerales principales; moscovita (trazas), anfíbolo (2,4% en una muestra), apatito (< 0,7%), esfena (trazas), círcón (trazas) y opacos (< 0,2%), son minerales accesarios. Hay que señalar también la posible presencia de escasa cordierita (totalmente alterada a agregados micáceos) en una muestra, así como trazas de rutilo sagenítico asociado a la cloritización (escasa) de algunas biotitas y el desarrollo local de sericita y + epidota.

La proyección de la composición modal en el triángulo QAP (Streckeisen, 1974) de la Figura 5.3 para seis muestras analizadas indica una composición mayoritariamente granodiorítica para estas rocas. Conviene indicar que algunas de las muestras estudiadas corresponden a tonalitas y raramente a monzogranitos. Precisamente en una de estas muestras de composición tonalítica aparece una pequeña cantidad de hornblenda verde (2,4%), lo que constituye una rareza en esta variedad granítica. Es muy probable que se trate de un enclave tonalítico relacionado con las intrusiones básicas-intermedias o más bien de una roca mezcla.

Las plagioclasas son subidiomorfas y de cristalización temprana, presenta ligera zonación y corresponden a una oligoclasa cálcica con contenidos en An_{22-35}

La biotita forma cristales prismáticos con algunas inclusiones de apatito y círcón y ligera corrosión por parte del cuarzo. En general aparece orientada bien en cristales independientes o formando

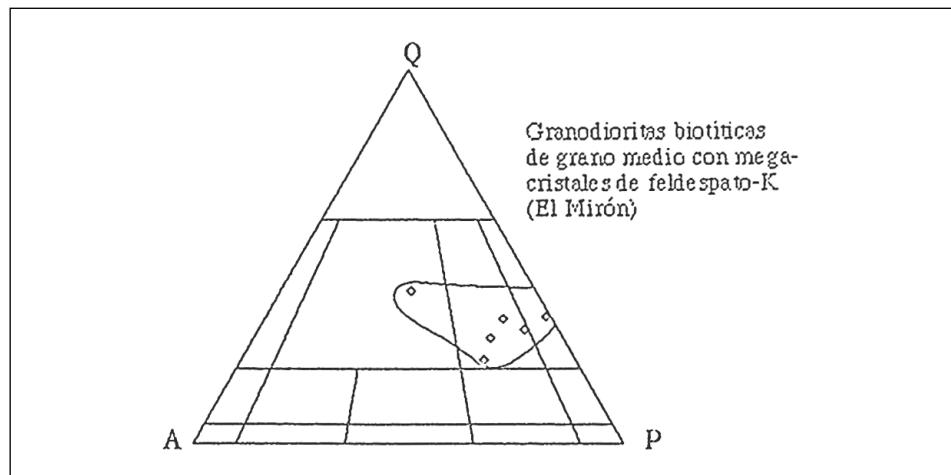


Figura 5.3. Proyección en el diagrama QAP de muestras correspondientes a la variedad de granodioritas bióticas con megacristales de feldespato-k. (Tipo El Mirón).

agregados. Suele estar inalterada, aunque en algunos casos muestra transformación parcial a clorita, + óxidos y + rutilo segénítico. A veces presentan síntomas de deformación postcristalina.

El feldespato-K aparece en cristales xenomorfos intersticiales y como megacristales prismáticos de bordes irregulares con inclusiones de plagioclasa, biotita y cuarzo.

El cuarzo por su parte forma agregados de formas subredondeadas con marcada extinción ondulante y bordes indentados. En menor proporción en cristales individuales xenomorfos.

c. Granito biotítico + cordierita + moscovita de grano grueso (17)

Se trata de una variedad puntual en dos pequeños afloramientos de extensión hectométrica; uno próximo al cruce de la carretera El Mirón-Gallegos de Solmirón y el otro al Sur de San Miguel de Serrezuela, en el límite Norte de la Hoja.

Macroscópicamente se caracteriza por un tamaño de grano grueso/medio con megacristales de feldespatoK centimétricos y fábrica anisótropa débilmente foliada.

El mayor tamaño de grano y la presencia de cristales de cordierita dispersos de hasta medio centímetro, permiten diferenciarlos en el campo de la variedad granodiorítica (tipo El Mirón).

Aunque ambos afloramientos se han unificado en cartografía existen algunas diferencias entre ellos que vienen marcadas por aspecto texturales. Así en el de San Miguel de Serrezuela apenas aparecen megacristales de feldespato-K, mostrando una textura granuda poco contrastada. Las biotitas aparecen en cristales milimétricos perfectamente exfoliables que definen con su orientación una fábrica N 20°-30° E/50-70° SE. Por el contrario el de el cruce de El Mirón muestra una textura más contrastada (presencia de megacristales) y una fábrica menos anisótropa.

El contacto con la granodiorita debe de ser transicional a través de una franja métrica, ya que en el campo se pasa rápidamente de una variedad a otra.

La mineralogía está compuesta por cuarzo, feldespato-K, plagioclasa y biotita, como minerales principales; y cordierita, moscovita, apatito y circonio, como accesorios. La textura es hipidiomórfica granular gruesa con grosera anisotropía marcada por la orientación de biotitas y, en menor medida, por minerales felsicos.

d. Monzogranitos biotíticos porfídicos de grano grueso (18)

Constituyen la facies granítica más ampliamente representada a nivel de esta Hoja. Ocupa una posición central dentro del macizo granítico y se prolonga hacia el Este por la Hoja n.º 530 (Vadillo de la Sierra) donde está ampliamente representada.

Las relaciones con las otras facies graníticas, diferenciadas en cartografía, ya han sido comentadas en anteriores apartados, solamente indicar aquí su carácter tardío respecto de

ellas. Por otra parte, los contactos no pueden ser delimitados con precisión, por lo que deben corresponder con una zona métrica a decamétrica de tránsito difuso. En cualquier caso pensamos que se trata de un contacto intrusivo del monzogranito sobre las granodioritas, y como tal se ha reflejado en la cartografía geológica.

Por el Oeste contactan con los materiales metasedimentarios de la Formación Monterrubio (DÍEZ BALDA, 1980) produciendo una aureola de metamorfismo de contacto.

En el vértice SE de la Hoja se ponen en contacto mecánico con las granodioritas a través de un accidente paralelo al dique de Alentejo-Plasencia, que corresponde a un sistema de fracturas ampliamente representadas en la Hoja. La edad de estas fracturas podrían ser tardihercínica, aunque tal vez reactivados durante la intrusión de dicho dique.

Las características distintivas, de *visu*, de esta variedad granítica respecto de las granodioritas, vienen marcadas fundamentalmente por su aspecto textural. En efecto, se trata de una roca de textura contrastada (porfídica) en la que resaltan megacristales de varios centímetros de longitud (4-6 cm), por lo general, en una mesostasis de grano grueso. Sin embargo, no existe uniformidad textural a lo largo de sus distintos afloramientos. Así, existen puntos donde la abundancia de megacristales da lugar a una apretada trama sin apenas mesostasis, mientras que en otros aparecen de forma dispersa, o incluso desaparecen pasando a un granito grueso de tendencia equigranular. A escala cartográfica predomina claramente la textura contrastada de tipo porfídico.

Otro aspecto característico viene marcado por un menor contenido biotítico, en cristales de distribución más regular y homogénea que en los términos granodioríticos. El cuarzo forma agregados subredondeados de varios cristales que pueden alcanzar tamaños próximos al centímetro, aunque lo general es que fluctuen en torno a medio centímetro. La menor presencia y/o ausencia local de enclaves microgranudos es otra característica distintiva de estos granitos.

En conjunto presentan una fábrica anisótropa que viene marcada por la orientación de los megacristales, de la biotita y, más groseramente, por el conjunto de la mesostasis cuarzo-feldespática.

En cartografía se han representado algunas de estas superficies, allí donde ha sido posible su reconocimiento y medición. La mayoría muestran una dirección E-O con variaciones en torno a N30°E y N140°E y buzamientos suaves de 10°-30° al N y NE.

La composición mineralógica está integrada por: cuarzo (19%-32%), feldespato-K (2%-41%), plagioclasa (30%-52%) y biotita (8%-16%), como minerales principales; apatito (< 0,5%), circón (< 0,1%), opacos (< 0,3%) y turmalina (trazas), constituyen los minerales accesorios de estos monzogranitos; por último, como minerales de alteración aparecen ± moscovita, ± clorita, ± sericitita, ± epidota y trazas de rutilo sagenítico.

En el diagrama QAP de la Figura 5.4. se han proyectado los contenidos modales de cinco muestras, las cuales presentan un amplio rango de variación composicional entre los campos correspondientes a monzogranitos, granodioritas y tonalitas. Esta dispersión es debida fundamentalmente al hecho de que la superficie de la lámina delgada contabilizada no es

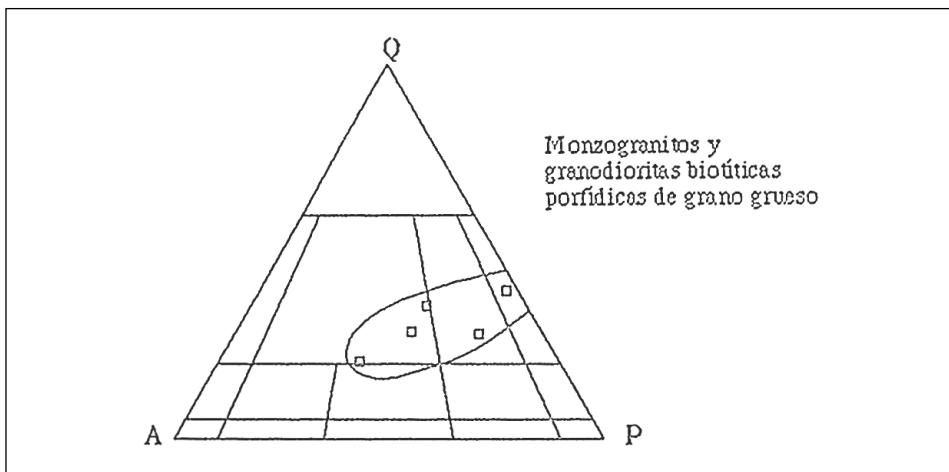


Figura 5.4. Proyección en el diagrama QAP de muestras correspondientes a los monzogranitos porfídicos de grano grueso.

excesivamente representativa de un mayor volumen de roca. El grueso tamaño de los cristales y la presencia dispersa de megacristales de feldespato-K son la causa de estas variaciones, especialmente de las fluctuaciones que se observan en el feldespato-K. Teniendo en cuenta el valor medio de estos granitos, pueden clasificarse como monzogranitos, aunque algunas muestras correspondan a granodioritas.

La plagioclasa es el mineral más abundante y se presenta bajo varios aspectos morfológicos y genéticos diferentes. La mayor parte de ella aparece como cristales prismáticos idiomorfos y subidiomorfos, con maclado polisintético y zonado más o menos difuso; su composición media corresponde a una oligoclasa cálcica. Las relaciones texturales con el resto de los minerales indican una cristalización temprana en la secuencia de cristalización.

Aunque suele, de forma local, incluir pequeños cristales de biotita, lo general es que ésta ocupe espacios controlados por una trama de cristales de plagioclasa previos.

Otra variedad de plagioclasa corresponde a pequeños cristales de tendencia xenomorfa que ocupan espacios intergranulares a modo de coronas locales, entre los cristales de feldespato-K. Este tipo de cristales parece estar en relación con los procesos subsolidos que dan lugar a formas mirmequíticas marginales en algunos cristales de plagioclasa, por otra parte escasamente desarrolladas en estos granitos. Además existe la plagioclasa asociada a exoluciones micropertíticas que desarrollan formas filamentosas y pequeñas manchas de albíta de carácter local.

El cuarzo aparece en su mayor parte, formando agregados de varios cristales, que de visu se reconocen como formas subredondeadas de varios milímetros. Por lo general muestra deformación intracristalina que se refleja en su extinción ondulante y en algunas microfracturas

locales. También existen formas típicamente intersticiales xenomorfas, aparentemente más tardías. En algún caso se han reconocido cristales de aspecto idiomorfo incluidos en feldespato-K. Por último, aparece un cuarzo mirmequítico, muy escaso, de tipo filamentoso.

La biotita se presenta en placas prismáticas incluyendo diversos minerales accesorios como apatito y minerales radiactivos con sus típicos halos pleocroicos. La coloración varía de marrón-rojizo a marrón-amarillento. Forma agregados de varios cristales, por lo general, orientados según su máxima longitud que a escala de lámina delgada definen una grosera anisotropía. Más raramente aparecen placas individuales. En algunos casos se adaptan perfectamente a los espacios intersticiales limitados por los cristales de plagioclasa.

El cuarzo suele producir corrosiones marginales sobre las biotitas modificando la morfología original de las mismas.

Por lo general aparecen inalteradas en la inmensa mayoría de las muestras estudiadas, sólo de forma local y en relación con fracturas pasan a clorita acompañada por gránulos de epidota, óxidos de Fe y ± rutilo sagenítico.

El feldespato-K muestra caracteres texturales que indican una cristalización tardía respecto de biotita y plagioclasa. Se presenta como cristales xenomorfos intersticiales y como megacristales de bordes más o menos irregulares. En ambos casos son frecuentes las inclusiones de biotita y plagioclasa con bordes reaccionales albitizados y/o mirmequitizados. Los megacristales suelen englobar marginalmente constituyentes de la mesostasis granular y otras veces pasan en continuidad óptica a espacios intersticiales, lo que sugiere una cristalización tardía o al menos ésta se prolonga con posterioridad a la cristalización de buena parte de la mesostasis.

Desde el punto de vista textural se caracterizan por mostrar una fábrica groseramente anisótropa, con orientación de biotitas y de megacristales de feldespato-K, de tipo hipidiomórfica granular porfídica de grano grueso a medio.

e. Granodiorita biotítica con moscovita, cordierita y ± andalucita (Mercadillo) (19)

Aparece en el pueblo de Mercadillo y alrededores, formando tres cuerpos individuales de pequeñas dimensiones que no superan 0,5 Km².

Están intruidos en los metasedimentos de la Formación Monterrubio a los que producen efectos térmicos de contacto.

Macroscópicamente presentan una coloración grisácea, tamaño de grano medio, aspecto isótropo heterogéneo con frecuentes enclaves metasedimentarios de pequeño tamaño y concentraciones micáceas y/o micáceo-sillimaníticas a modo de *schlieren* y/o con formas irregulares.

Estas heterogeneidades también se observan en lámina delgada por la presencia de concentrados biotíticos y biotíticosillimaníticos de carácter restítico.

La composición mineralógica está formada por: cuarzo (29%), plagioclasa (27%), feldespato-K (12%), biotita (20%), cordierita (35%), mica blanca (6%) y ± sillimanita, como minerales principales; apatito, circón, menas metálicas y ± turmalina, son componentes accesorios; mientras que pinnita, sericita, mica blanca y ± clorita, son productos de alteración. El contenido modal corresponde a un sólo análisis de una muestra representativa cuya proyección QAP se muestra en la Figura 5.5.

f. Monzogranito biotítico-moscovítico (Martínez) (20)

Constituye un único afloramiento de 2-3 Km² al N de la localidad de Martínez, intruido en el núcleo de una antiforma de fase 3 prácticamente dentro de los gneises biotíticos de Castellanos, a los que corta netamente mediante un contacto intrusivo. La geometría del afloramiento es irregular con formas indentadas, tal como puede observarse en la carretera de Martínez a Chagarcía-Medianero, donde aparece intruyendo a los materiales metasedimentarios de la Formación Monterrubio.

Su aspecto anisótropo y la geometría discordante, cortando claramente a las estructuras de fase 3, indican un emplazamiento tardío, similar al del resto de granitos anteriormente descritos como rocas hercínicas tardías.

Macroscópicamente se trata de una roca de color claro, grano medio con variaciones locales a fino, fábrica anisótropa masiva y homométrica con biotita y moscovita.

FRANCO (1980) lo denominó "granito miarolítico" presumiblemente aludiendo a la presencia de cavidades miarolíticas que por nuestra parte no hemos podido observar.

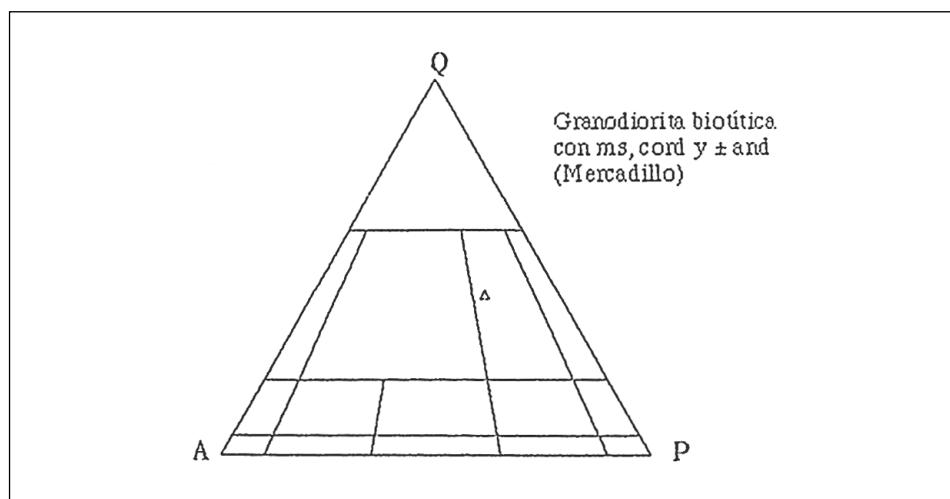


Figura 5.5. Proyección en el diagrama QAP de una muestra correspondiente a la granodiorita biotíftica de Mercadillo

Su composición mineralógica modal, a partir de dos análisis (Figura 5.6.) es la siguiente: cuarzo (24%-33%), feldespato-K (26%-29%), plagioclasa (28%-38%), biotita (5%-10%) y moscovita (1%-5%), como constituyentes principales. Los minerales accesorios son: apatito, circón, menas metálicas y \pm cordierita. Como minerales de alteración, a pesar de que se trata de una roca apenas degradada, se han reconocido siempre en pequeñas cantidades, clorita, sericitita, rutilo sagenítico, epidota y calcita.

Composicionalmente responde a granitos de tipo monzonítico, tal como indica su proyección en el triángulo QAP

La plagioclasa forma cristales subidiomorfos, localmente zonados, con una composición media de oligoclasa (An_{22-30}). De forma local aparece algo alterada a agregados micáceos de grano fino (sericitita) y presencia de \pm calcita. También aparecen pequeños cristales intergranulares (entre feldespatos potásicos) de plagioclasa xenomorfa albítica de origen tardimagnético.

La biotita, por su parte, muestra relaciones de cristalización tardía respecto de la plagioclasa y se presenta en cristales prismáticos más o menos desflecados con alteraciones locales a clorita, \pm rutilo y \pm óxidos ferruginosos. Incluye apatito y circón, y puede aparecer interlaminada con placas de moscovita.

El feldespato-K es xenomorfo e incluye plagioclasa y biotita; en su bordes presenta, de forma local, crecimientos tardíos de plagioclasa sódica xenomorfa de pequeño tamaño.

El cuarzo es tardío xenomorfo en cristales individuales o formando agregados subredondeados, y suele mostrar extinción ondulante y más raramente elongación e incipiente desarrollo de subjuntas. Corroe a minerales previos. La presencia de cuarzo mirmekítico ha sido reconocida, aunque es muy escasa.

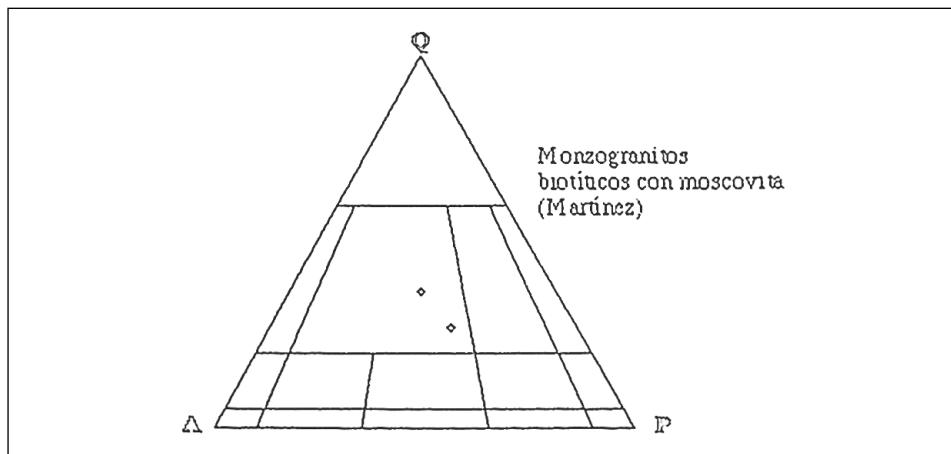


Figura 5.6. Proyección en el diagrama QAP de dos muestras correspondientes al granito de Martínez.

En una de las muestras aparecen pequeños cristales alterados que pueden identificarse como cordierita.

La moscovita forma cristales de aspecto desflecado asociada a biotita, sobre feldespato-K y más raramente como cristales individuales prismáticos subidiomorfos.

5.2.2. Rocas filonianas

En este apartado se describen las características petrográficas de aquellas rocas que afloran con morfología tabular. Previamente en la introducción del capítulo de petrología, ya se hacía referencia a que las rocas agrupadas en la leyenda del Mapa Geológico bajo este epígrafe, responden a procesos petrogenéticos distintos espaciados en el tiempo. De ahí que el conjunto de pegmatoides tectonizados (n.º 1), por los motivos enumerados, en la aludida introducción, hayan sido ya tratados junto con las series gneíticas.

Otro caso especial lo constituye el dique básico de Alentejo-Plasencia (7), cuya génesis y emplazamiento está relacionado con la apertura del Atlántico Norte (SCHERMERHORN *et al.*, 1978) durante el Jurásico Inferior-Medio. En consecuencia, este dique lo describiremos dentro de un apartado específico dedicado a rocas posthercínicas.

El resto de los cuerpos filonianos están relacionados con la actividad magmática tardihercínica y serán tratados en el presente apartado.

5.2.2.1. *Diques de pegmatoides (2)*

Bajo esta denominación se han agrupado un conjunto de diques de naturaleza pegmatítica que aparecen espacialmente relacionados con el conjunto de diques pegmatoides tectonizados ya descritos en el apartado 5.1.1. Se localizan en la parte Norte de la estructura anticlinal que forma la Serie gneítica de Castellanos y materiales metasedimentarios encajantes, en la mitad septentrional de la Hoja.

Uno de los rasgos más característicos de estos cuerpos es la ausencia de deformación interna y su disposición discordante respecto de las estructuras hercínicas tardías; su emplazamiento tuvo lugar, al menos, con posterioridad a la Fase 3.

Aunque aparecen en las proximidades de los pegmatoides deformados, a los que llegan a cortar, y a pesar de que muestran una mineralogía similar y de haber sido considerados como removilizados de los primeros (GARCÍA DE FIGUEROLA, *et al.*, 1983), nosotros pensamos que podrían estar relacionados con el emplazamiento de granitos tardíos del tipo del que afloran al N de MARTÍNEZ (apartado f.). Por otra parte, la dirección de estos cuerpos (N60°-90°E) es similar a la de los diques de cuarzo, también muy frecuentes en su entorno.

Desde el punto de vista mineralógico estos cuerpos están compuestos principalmente por feldespato-K. Se trata, por lo general, de microclina que aparece intercrecida con plagioclasa albítica y/o feldespato-K, por lo que probablemente su crecimiento ha tenido lugar durante varios episodios (GARCÍA DE FIGUEROLA, *et al.*, 1983). Otros minerales principales son cuarzo

y moscovita; mientras que granate, apatito, turmalina, berilo y andalucita aparecen de forma esporádica. El granate por su parte es mucho más abundante en las pegmatitas tectonizadas que en éstos.

5.2.2.2. Diques de rocas básicas e intermedias (3)

Se trata de una variedad petrográfica escasamente representada en el ámbito de la Hoja. Se han cartografiado tres cuerpos de estas características, uno al E de Zapardiel de la Cañada, y los otros dos al N de Tórtoles, intruyendo a los monzogranitos biotíticos porfídicos.

El primero de ellos presenta una dirección N60°E y aparece solapado con otro de composición granítica (pórfido granítico). De *visu* se trata de una roca de coloración verdosa, aspecto isótropo compacto y tamaño de grano fino (micro-granuda), en la que destacan algunos microfenocristales de plagioclasa milimétrica (< 2 mm).

La composición mineralógica es: plagioclasa, anfíbol marrón y verdoso, como minerales principales; ± feldespato-K, ± clorita, ± cuarzo y ± sericita, como minerales accesorios y/o de alteración.

La textura es de tipo intergranular formada por un entramado de cristales prismáticos subidiomorfos de plagioclasa zonada y de cristales prismático-fibrosos de anfíbol marrón en tránsito marginal a anfíbol verdoso.

El dique situado al NE de Tórtoles corresponde a una roca con textura porfídica formada por fenocristales milimétricos (< 2-3 mm) de plagioclasa fuertemente zonada (zonado concéntrico normal), biotita, cuarzo y algunas formas integradas por agregados fibrosos de anfíbol verdoso. Todos los fenocristales presentan efectos de desequilibrio con la matriz (bordes reaccionales corrosivos). Esta es de grano muy fino (microcristalina) y está formada por finos cristales de biotita, ± anfíbol y plagioclasa xenomorfa. No se reconoce cuarzo en la matriz y apenas feldespato-K.

Este tipo de rocas corresponden a andesitas y/o andesitas basálticas biotítico anfibólica. La dirección de estos diques es similar a la del resto de diques de la zona, es decir NE-SO a ENE-OSO.

5.2.2.3. Diques de leucogranitos aplíticos con moscovita y ± cordierita (4)

Estas rocas aparecen con morfología de dique o como pequeñas masas de geometría irregular en estrecha relación espacial con los granitos plutónicos en los que aparecen intruidos. Sólo esporádicamente se han visto algunas pequeñas masas y/o diques en el encajante metamórfico. La dirección de emplazamiento varía desde aproximadamente N-S a ENE-OSO. Sus contactos, al igual que el resto de diques, con los granitos de caja son intrusivos netos perfectamente reconocibles.

Se trata de rocas de grano medio a fino, de color rosáceo o claro, con escasos máficos representados por biotita y presencia de moscovita y localmente cordierita. Esta aparece en

núcleos centimétricos subredondeados formados por agregados junto con una trama cuarzofeldespática o bien en pequeños cristales individuales.

La mineralogía de estos granitos está compuesta por: cuarzo (27%-32%), feldespato-K (29%-30%), plagioclasa (33%-39%), biotita (3%-4%) y moscovita (1%-2%), como minerales principales; la cordierita se puede considerar un mineral accidental, ya que muestra una gran variabilidad en cuanto a su contenido. Otros minerales que se han reconocido son sericitita y óxidos de Fe.

Estos granitos se caracterizan, desde el punto de vista textural, por presentar una textura dominante alotriomórfica. En algunos casos existen plagioclasas subidiomorfás en las que se reconoce un núcleo central zonado. El resto de los minerales son xenomorfos. En los espacios intergranulares de los cristales de feldespato-K se desarrollan pequeños cristales de plagioclasas tardías xenomorfos y/o mirmecíticos.

La biotita aparece en parte corroída por cuarzo y feldespatos y ligeramente alterada a productos cloríticos. Algunos de los cristales de moscovita parecen de cristalización primaria, mientras que otros son productos de transformación de cordierita y/o feldespatos.

La cordierita puede formar cristales individuales subredondeados total o parcialmente pseudomorfizados por placas de moscovita y agregados micáceos diversos; también forma agregados intercrescidos con la trama cuarzo-feldespática.

En la Figura 5.7. se muestra la proyección en el diagrama QAP de dos muestras analizadas.

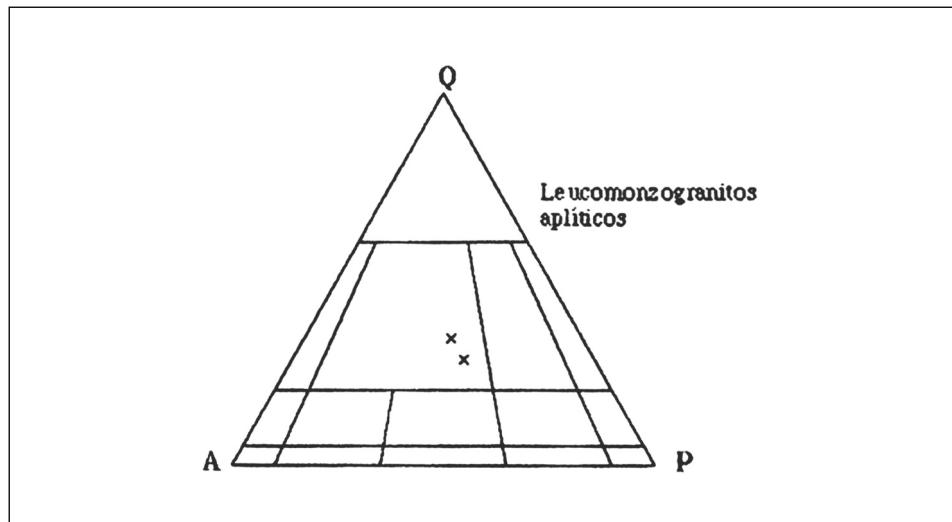


Figura 5.7. Proyección en el diagrama QAP de dos muestras correspondientes a los leucogranitos aplíticos.

5.2.2.4. Diques de pórfidos graníticos y/o granodioríticos (5)

Estos diques se localizan preferentemente dentro de los afloramientos de monzogranitos biotíticos porfídicos de grano grueso, según una franja de dirección N70°E entre Arevalillo y Sur de Castellanos, y otra algo más norteada al Norte de Tórtoles. La longitud de alguno de ellos, en continuidad de afloramiento, es de más de 4 Km. La potencia suele ser unos cuantos metros. Alguno de ellos presentan buzamiento de 30° al N, caso del existente entre Aldealabán y Arevalillo.

De *visu* destaca su aspecto porfídico en el que se reconocen fenocristales de cuarzo, plagioclasa, feldespato-K, biotita y ± cordierita en una matriz holocrystalina microgranulada de composición cuarzofeldespática.

Al microscopio los fenocristales muestran síntomas de desequilibrio textural con los constituyentes de la matriz, que se traducen en corrosiones marginales (golfos de corrosión) tanto del cuarzo como de otros constituyentes.

Los fenocristales de plagioclasa son idiomorfos y se presentan zonados y maclados con bordes recrecidos y/o reaccionales. En ocasiones forman agregados de varios cristales en seneusis.

El feldespato-K está poco representado en la asociación fenocrystalina, siendo más frecuente en la matriz. Puede presentar coronas indentadas de recrecimiento con la matriz.

La biotita, por su parte, aparece alterada y en algún caso, algo doblada por movimientos de fluidalidad de la matriz previos a su consolidación.

En alguna muestra aparecen formas subredondeadas alteradas a productos micáceos que identificamos como cordierita asociada a la fase fenocrystalina.

La matriz, por su parte, está formada por agregados microgranulosos cuarzo-feldespáticos de tipo felsítico, con desarrollo de formas granofídicas, y pequeñas biotitas parcialmente cloritizadas.

La composición mineralógica de estas rocas varía desde granítica a granodioríticas con pequeñas diferencias texturales en cuanto a tamaño de grano y densidad de fenocristales.

5.2.2.5. Diques de cuarzo (6)

Los diques de cuarzo muestran una dirección, grosso modo, concordante con el resto de rocas filonianas descritas en este apartado.

Preferentemente se localizan dentro de los materiales metasedimentarios de la Formación Monterrubio según una franja que cruza la mitad superior de la Hoja de NE a SO. La mayor densidad se da en las inmediaciones de la antiforma gneísmica de Castellanos. Estos cuerpos cortan a todas las estructuras previas, sellando las fracturas tardías de dirección

NE-SO, especialmente la Falla de Narrillos del Álamo-Castellanos, al N de Zapardiel de la Cañada.

Dentro de los granitos estos cuerpos son muy escasos o inexistentes. Solamente en el vértice SE de la Hoja, y en estrecha relación espacial con el dique Alentejo-Plasencia, aparecen pequeños cuerpos de potencia centimétrica y escasa longitud, algunos de los cuales han sido representados en cartografía.

La mineralogía de estos cuerpos es básicamente cuarzo de tipo hidrotermal y sílice microcristalina acompañados localmente de turmalina. Esta puede concentrarse en bandas en las zonas marginales de los diques, lo que sugiere un emplazamiento tardío de estos minerales por removilizaciones tardías.

Algunos de estos diques de cuarzo han sido explotados con fines industriales al Sur de la localidad de Carpio Medianero.

5.3. ROCAS ÍGNEAS POSTHERCÍNICAS

5.3.1. Dique básico Alentejo-Plasencia (7)

Como ya hemos indicado en el apartado 5.2.2., el Dique básico de Alentejo-Plasencia constituye un caso especial dentro del conjunto de Rocas filonianas, al tratarse de un evento totalmente desligado del Ciclo Hercínico. Las dataciones absolutas realizadas en diversas zonas de su extenso afloramiento (más de 500 Km) arrojan una edad de 275 M.A. (SOARES DE ANDRADE, 1972), 220 M.A. (TEIXEIRA y TORQUATO, 1975) y 220-160 M.A. (SCHERMEHORN *et al.*, 1978). Según estos últimos autores, su emplazamiento está relacionado con la apertura del Atlántico Norte a lo largo de varias decenas de millones de años desde probablemente el Triásico Superior hasta el Jurásico Medio.

Esta megaestructura atraviesa todo el Macizo Ibérico desde el SO de Portugal hasta desaparecer bajo los materiales terciarios de la Cuenca del Duero. APALATEGUI (com. oral) plantea la hipótesis de su posible continuidad al NO de la Sierra de la Demanda y Sierra de Cantabria hasta empalmar con la Falla Norpirenaica.

En la presente Hoja aflora en el vértice SE con una dirección N60°E y una potencia entre 200 y 250 m.

Macroscópicamente, se trata de una roca básica de color verde oscuro a pardo que al alterarse da un suelo ocre-rojizo. El tamaño de grano varía de un afloramiento a otro desde fino/medio a medio/grueso con aspecto isótropo y compacto. Al microscopio se han reconocido los siguientes minerales: plagioclasa cárlica (An_{55}), piroxeno y anfíbol marrón-verdoso, como minerales principales; \pm cuarzo, \pm feldespato-K, opacos, apatito, \pm clorita y \pm sericitia, son minerales accesorios, accidentales y/o de alteración. Composicionalmente se trata de gabros y microgabros piroxénico-anfibólicos.

La plagioclasa corresponde a una andesina-labradorita en cristales subidiomorfos bastante alterada a productos serícicos (en las muestras estudiadas).

El piroxeno muestra relaciones respecto de la plagioclasa que sugieren una cristalización tardía respecto de ésta. Se presenta bastante alterado a anfíbol marrón pardo y verde, en su mayor parte con hábito fibroso y desflecado.

Un aspecto a destacar, presente en las dos muestras estudiadas, es la presencia de cuarzo y feldespato-K ocupando espacios intergranulares y formando texturas de intercrecimiento granofídico. Todo parece indicar que se trata de una contaminación sílico-potásico inducida por la granodiorita de caja. BELLIDO (com. oral) plantea la hipótesis de que esta fracción Qz-feldespática representase un residuo tardío de cristalización de la roca.

En el contacto con dicha granodiorita se puede observar, al N de la Casa de la Jarilla, una brechificación y silicificación de la granodiorita que da un resalte topográfico.

5.4. ROCAS METAMÓRFICAS (METASEDIMENTOS)

Prácticamente la totalidad de los materiales metasedimentarios aflorantes en la presente Hoja corresponden a la Formación Monterrubio (DÍEZ BALDA, 1980) perteneciente al denominado Complejo Esquisto Grauváquico.

De manera esquemática se pueden reconocer cuatro etapas de metamorfismo (M_1 , M_2 , M_3 y M_4) y tres fases de deformación hercínicos principales (F_1 , F_2 y F_3).

M_1 y M_2 son estrictamente de carácter regional; M_3 representa, fundamentalmente, un proceso de blastesis estática relacionado especialmente con la intrusión de los cuerpos graníticos, por lo que se puede considerar como un plutonometamorfismo, ya que sus caracteres no responden estrictamente a un metamorfismo de contacto s.s., aunque existen verdaderas corneanas; por último, M_4 corresponde a un proceso retrometamórfico póstumo.

5.4.1. Formación Monterrubio

Está compuesta por una amplia gama de litologías. Predominan los esquistos micáceos y cuarzomicáceos, derivados de sedimentos pelíticos y pelítico-samíticos. Estos tipos de esquistos muestran un bandeadío fino (mm-cm) debido a la alternancia de capas más micáceas y otras más cuarzo-feldespáticas.

Los esquistos cuarzomicáceos contienen muy a menudo cierta proporción de feldespato (esquistos cuarzomicáceos algo feldespáticos) y existen pasos de los esquistos a rocas más cuarzofeldespáticas (esquistos gneísimos, paragneises esquistosos y paragneises). Por lo general, el feldespato es plagioclasa, siendo el feldespato potásico menos frecuente y menos abundante.

Los metasedimentos cuarzofeldespáticos muestran a su vez transiciones a rocas de carácter marcadamente samítico, como meta-areniscas cuarzofeldespáticas y cuarcitas impuras, parte de las cuales han sido cartografiadas como una subdivisión de la Formación Monterrubio (conglomerados, areniscas y cuarcitas: n.º 22 de la leyenda).

También aparecen algunos niveles de rocas calcosilicatadas. En las inmediaciones de los granitos tardihercínicos y en los enclaves de la formación englobados por los mismos, los metasedimentos tienen a menudo carácter de corneanas.

En los metasedimentos correspondientes a términos pizarrosos se pueden reconocer, de modo esquemático, las cuatro etapas de metamorfismo hercínico, la M₁, M₂, M₃ y M₄.

5.4.1.1. Litologías pelíticas y pelítico-samíticas

En los metasedimentos de carácter pelítico y pelítico-samítico se han observado con seguridad las siguientes asociaciones mineralógicas programadas:

- 1) Qz + Ms + Bi
- 2) Qz + Ms + Bi + Pl
- 3) Qz + Ms + Bi + Pl + Fk
- 4) Qz + Ms + Bi + Gr
- 5) Qz + Ms + Bi + Pl + Gr
- 6) Qz + Ms + Bi + Pl
- 7) Qz + Ms + Bi + Pl + Sill
- 8) Qz + Bi + Pl
- 9) Qz + Bi + Pl + Fk
- 10) Qz + Bi + Pl + Cord
- 11) Qz + Bi + Pl + Sill
- 12) Qz + Bi + Pl + Cord
- 13) Qz + Bi + Pl + Fk + Cord + Sill
- 14) Qz + Bi + Pl + Fk + And + Cord + Sill

Como accesorios aparecen a menudo apatito, circón, opacos y turmalina.

Las asociaciones señaladas son el resultado de las etapas M₁+M₂ ó M₁+M₂+M₃ (véase también el resumen de la evolución metamórfica).

Las asociaciones 1 y 2 son las que con más frecuencia se presentan.

La moscovita de las asociaciones arriba señaladas es de la generación primaria, es decir pre-sillimanita M₃. Las asociaciones 11-14 pueden contener moscovita que parece representar relictos de esta generación salvados de una eliminación total en la zona de más alto grado de metamorfismo (zona de feldespato potásico + sillimanita y/o cordierita).

En la asociación 14 podría existir algo de espinela. Las asociaciones con andalucita, cordierita y/o sillimanita y moscovita desestabilizada (total o parcialmente) aparecen en zonas netamente afectadas por la etapa M₃ y se encuentran, de modo aproximado, entre el conjunto de ortogneises de Bercimuelle y el complejo de granitos tardihercínicos, en enclaves dentro de estos últimos y alrededor del conjunto plutónico de Martínez. Aquí, el grado de metamorfismo es alto (transición de la facies de corneanas con anfíbol a la de corneanas con piroxeno). En el resto del área no existen pruebas concluyentes de que el metamorfismo haya rebasado el grado medio correspondiente a la zona de biotita+almandino de la facies de las anfibolitas almandínicas.

El retrometamorfismo M₄ puede ser muy pronunciado: produce la formación de moscovita tardía, clorita, sericita, pirita, micas ligeramente marrones o verdosas, productos de la alteración de la cordierita, rutilo (sagenita) y óxidos de Fe. Es responsable de la cloritización y moscovitización de la biotita (y granate), transformación de la cordierita y silicatos de Al en agregados de filosilicatos y sericitización de la plagioclasa. La fuerte transformación retrógrada de la cordierita y silicatos de Al impiden a menudo la determinación de las asociaciones mineralógicas pre-M₄.

Los metasedimentos de carácter pelítico y pelítico-samítico, muestran texturas esquistosas o gneísticas y, por lo común, bastante equigranulares (mucho más que en los ortogneises). Es frecuente observar un microbandeado causado por una alternancia de láminas micáceas y cuarcíticas o cuarzo feldespáticas y de origen tectónico (F₂).

Con la posible excepción de una sola lámina delgada (DM 9031), la esquistosidad corresponde a la S₂. Es del tipo *schistosity* y es subparalela al plano axial de los pliegues de la F₂ (DÍEZ BALDA, 1986), como parece corroborarlo la lámina delgada referida, en la que se ve una posible S₁ indicada por micas intensamente microplegadas, con pliegues muy apretados y en parte en *chevron* o intrafoliares, una S₂ más o menos paralela a sus planos axiales e igualmente indicada por micas y todo suavemente plegado por crenulaciones abiertas de F₃ (?) sin esquistosidad correspondiente.

Son principalmente los cristales de biotita y moscovita pre-sillimanita M₃ y el bandeados composicional mencionado previamente, los que marcan la S₂, pero también participan a menudo en su definición cristales de cuarzo alargados. Con menos frecuencia la indican también cristales alargados de plagioclasa o cordierita, agregados alargados del último mineral, agujas individuales y haces de fibrolita, opacos, turmalina y agregados alargados y, a veces, cintiformes de sericita (\pm moscovita \pm micas algo marrones o verdosas). También se observa, a veces, una Si de pequeñas inclusiones de cuarzo, biotita, opacos y sillimanita en los agregados de cordierita o de cuarzo y biotita en porfiroblastos de plagioclasa, que es paralela a la S₂.

La S₂ puede adaptarse algo a los cristales preexistentes de biotita, granate, plagioclasa, cuarzo y nódulos de sericita y algunos cristales relativamente grandes de biotita, plagioclasa y cuarzo (los últimos transformados en agregados ovoides policristalinos por cuarteamiento), pueden ser considerados como porfiroclastos. Las ondulaciones de la S₂ originadas por estos cristales preS₂ están totalmente poligonizadas.

La S₂ se encuentra a menudo microplegada, con pliegues bastante abiertos y charnelas redondeadas o con pliegues tipo *chevron*. Estas crenulaciones corresponden a la F₃.

Por lo general, no se observa ninguna esquistosidad propiamente dicha que se asocie a las crenulaciones, pero en ocasiones se aprecia una S₃ muy mal definida indicada por unos pocos cristales de clorita, moscovita, biotita o una mica que, en cuanto a sus características ópticas, es intermedia entre la clorita y biotita. También se observan en algunas ocasiones ligeras concentraciones de pequeños cristales dispersos de cuarzo más o menos isométricos en las charnelas de los micropliegues desarrollados en bandas micáceas y concentraciones muy difusas y vagas de óxidos de Fe, que subrayan los planos axiales de los micropliegues.

En casi todos los casos, las crenulaciones están total o casi totalmente poligonizadas (M_3).

Son frecuentes las texturas poligonales en feldespato potásico, plagioclasa, cuarzo y la cordierita de los agregados alargados de este mineral.

Las texturas poligonales, que a menudo sólo se observan localmente dentro de una lámina delgada, se hacen más patentes y más generalizadas en la zona con un alto grado de metamorfismo de la etapa M_3 . Llegan a ser muy patentes en los alrededores y dentro de los granitos tardihercínicos y en numerosos casos se trata de metasedimentos corneanizados con la esquistosidad S_2 heredada.

La deformación postblástesis (post- M_4) suele ser muy débil. Se manifiesta principalmente en cuarzos con extinción ondulante de intensidad débil o moderada y bordes más o menos saturados, de frecuente aparición en bastantes láminas delgadas. Por lo demás, sus efectos suelen restringirse a unos pocos cristales dispersos, como micas algo flexionadas, kinkadas o fragmentadas (inclusive moscovitas y cloritas de la M_4), plagioclases fragmentadas con lamelas flexionadas y algún cristal de apatito curvo o roto. Son muy escasos los micropliegues poco poligonizados, con micas fuertemente dobladas en las charnelas.

A continuación se señalan algunas características de los minerales encontrados en los metasedimentos pelíticos y pelítico-samíticos.

Aparte de la biotita de recristalización y/o neoformación generada en las etapas M_2 y M_3 , y, por lo general, de tonalidades rojizas, existe una generación pre- S_2 de este mineral que debe de datar de la M_1 . Se presenta en una amplia zona donde no se aprecian inequívocamente las asociaciones mineralógicas de la M_3 y consta de numerosos cristales de color marrón amarillento con una morfología peculiar, que suele ser la de un cristal alargado según la (0001) y xenomorfo, pero de contornos lisos y en parte rectos, paralelos a la exfoliación. Se disponen oblicua o, incluso, transversalmente a la S_2 (indicada por moscovitas principalmente) y poseen extremos biselados debido a que estos cristales se encuentran cortados oblicuamente por la S_2 . También pueden tener forma lenticular, en rombo e, incluso, sigmoidal (*biotite fishes*). Pueden disturbar ligeramente a la S_2 y en ocasiones se aprecia en ellos una Si discordante con la S_2 .

La biotita de la M_2 y M_3 parece tanto más rojiza cuanto más fuerte es la recristalización de la roca, alcanzando su máximo en los metasedimentos corneanizados.

La biotita aparece con frecuencia en pequeños cristales incluidos en otros minerales, como cuarzo, plagioclasa, cordierita y agregados de filosilicatos. Pueden presentarse en enjambres y a veces indican una Si, que suele ser paralela a la S_2 .

El feldespato potásico es xenomorfo y tiende, en ocasiones, a presentarse como porfiroclastos anteriores a la S_2 . Por lo general muestran un maclado en enrejado mal desarrollado y, a veces, una extinción maculosa, no habiéndose observado maclas sencillas. Puede no haber pertitas o contener numerosas lamelas de plagioclasa, que unas veces son muy regulares y otras irregulares.

En ocasiones, los porfiroclastos están fragmentados y recristalizados en sus bordes, habiéndose observado conjuntos de feldespato potásico de grano fino y poligonizado, con películas

intersticiales muy delgadas de plagioclasa tardía. Aparecen en la zona en la que se manifiesta bien la M₃.

Puede existir algo de mirmequita crecida a expensas del feldespato potásico.

La plagioclasa es xenomorfa, isométrica o alargada. Puede mostrar un zonado débil, difuso y xenomorfo, observándose normalmente una o unas pocas manchas más básicas situadas en la parte central de los cristales, pero a veces tan excéntricas que el zonado parece ser inverso. También se observan estrechos bordes ácidos, especialmente en contacto con feldespato potásico. En las rocas fuertemente recristalizadas, la plagioclasa desarrolla abundantes cristales poligonales. La composición fluctúa entre An₂₉ y An₀.

La moscovita aparece bajo muchas formas. Se pueden reconocer dos generaciones principales, que corresponden a las etapas M₂ y M₄, siendo posible que exista una generación que data de M₁ (cristales ligeramente oblicuos a la S₂ y biselados por la esquistosidad, de la misma manera que la biotita pre-S₁ descrita previamente) y otra de la M₃, representada por cristales transversales que se superponen a la S₂ y micropliegues en áreas en las que no hay claros indicios de la blastesis de cordierita y/o silicatos de Al durante la M₃.

En la mayor parte de los términos correspondientes a pizarras y limolitas (n.º 21 de la leyenda), la moscovita aparece en cristales alargados y, aunque xenomorfos, poco irregulares, y con contactos lisos, que se asientan subparalelamente a la S₂, formando en bastantes ocasiones microbandas paralelas a la S₂. Esta moscovita comienza a eliminarse al entrar en la zona con claro desarrollo de cordierita y/o silicatos de Al de la M₃, para desaparecer total o casi totalmente al aproximarse más al complejo de granitos tardihercínicos.

En todas las láminas delgadas suele abundar la moscovita tardía, retrógrada, de la M₄. Sustituye en particular a la cordierita y silicatos de Al, pero también a la biotita, plagioclasa y feldespato potásico, superponiéndose a todos estos minerales, a la S₂ y a los micropliegues de la última.

Aparece, en parte, en porfiroblastos oblicuos, de contornos irregulares y, a veces, reticulares o cribosos con numerosas inclusiones de cuarzo tardío o islotes de feldespato potásico. Se asocia a menudo a cuarzo tardío especialmente cuando sustituye al feldespato potásico o la andalucita. Parte de sus cristales guardan una relación con la S₂ por cristalización mimética.

Pueden incluir a la S₂ en forma de una Si indicada por biotita, opacos y accesorios, concordante o discordante con la S₂.

Sus cristales se disponen también en abanico o en agregados algo radiados.

El granate, siempre que se puede determinar su relación con la esquistosidad, resulta ser anterior a la S₂. Esta se moldea ligeramente a los cristales de granate de suficiente tamaño como para poder afectarla.

Los cristales son xenomorfos, redondeados, algo elipsoidales o netamente alargados, según la S₂. Suele llevar inclusiones de cuarzo, biotita, moscovita y/o opacos; las de cuarzo son a veces

tan numerosas que el granate muestra una textura en criba. Pueden indicar una Si mal definida paralela a la S_2 .

Se transforma, especialmente en grietas y sus bordes, a filosilicatos marrones, sericitas teñidas de óxidos de Fe y óxidos de Fe. Se ha observado un agregado de varios cristales de granate en el centro de una masa lenticular de cuarzo de grano relativamente grueso y otro asociado a una masa ovoide de biotita + moscovita + cuarzo + plagioclasa + material turbio sin orientación preferente interna, ignorándose el significado petrológico de estos agregados.

La andalucita sólo se ha encontrado en una única lámina delgada, correspondiente a una muestra procedente de la zona de alto grado de metamorfismo de la M_3 . Se trata de algunos pequeños cristales xenomorfos, algo redondeados, que se encuentran incluidos en cordierita fresca junto con algo de fibrolita.

La cordierita sólo se ha podido determinar con seguridad en asociaciones originadas por la M_3 . Puede formar un constituyente principal de la roca (5-10%). Aparece tanto en cristales dispersos, xenomorfos o subidiomorfos, prismáticos cortos, a veces de dimensiones relativamente grandes (milimétricas), como en agregados milimétricos policristalinos compuestos por numerosos cristales xenomorfos, isométricos y, a veces, subpoligonales.

Tanto los cristales libres como los que constituyen los agregados, pueden mostrar una orientación preferente paralela a la S_2 . Los cristales pueden estar maclados, con maclas polisintéticas altamente irregulares.

La cordierita suele contener abundantes inclusiones, siendo las más abundantes las de cuarzo (a menudo redondeados), biotita (por lo general diminutas y en parte subidiomorfas) y opacos, pero también las hay de fibrolita, relictos de andalucita, cristales alistonados de moscovita (en parte o totalmente derivados de cristales de sillimanita), espinela, accesorios radiactivos y algún cristal aislado de feldespato potásico o turmalina. En ocasiones, la cantidad de inclusiones es tan alta que los cristales o agregados de cordierita llegan a mostrar una textura en criba.

Los cristales individuales, pero más en particular los agregados, pueden poseer una Si indicada por biotita, opacos, cuarzo, sillimanita y moscovita, que es paralela a la S_2 , superponiéndose los agregados netamente a la S_2 . En contados casos incluye una Si helicítica de micropliegues de la F_3 .

El mineral suele estar muy transformado en pinnita y otros filosilicatos, que normalmente forman agregados compactos que pseudomorfizan a la cordierita.

La sillimanita sólo se ha determinado con seguridad en asociaciones originadas por la M_3 . Aparece principalmente como fibrolita y pocas veces como agujas o prismas gruesos, de hasta 0,5 mm. de ancho.

Puede formar madejas y haces compuestos de fieltros densos o rosarios delgados y bastante rotos. En todos los casos, estos agregados suelen extenderse sobre otros minerales y difuminarse en sus bordes para pasar a agujas dispersas que penetran en los minerales colindantes. También aparece como agujas libres y dispersas, sin relación con fieltros y madejas.

El mineral se ha encontrado incluído, cruzando o penetrando en cristales de cuarzo, cordierita, moscovita (en parte primaria, siendo la sillimanita en este caso histerógena), plagioclasa, feldespato potásico y biotita. A veces, muestra cierta preferencia para presentarse en agregados de cordierita.

Los haces y rosarios son en bastantes ocasiones subparalelos a la S_2 , pero las agujas y prismas individuales muestran a menudo orientaciones discordantes con la esquistosidad.

El mineral se encuentra en gran parte ó totalmente transformado en sericita y/o moscovita.

La turmalina es un accesorio frecuente. Aparece en cristales dispersos, subidiomorfos, con colores marrones amarillentos, verdosos y menos frecuentemente azules o azules grisáceos. Puede mostrar un zonado irregular.

Debido a sus dimensiones pequeñas, se ignoran a menudo las relaciones de este mineral con la S_2 . Se han observado varios casos de secciones alargadas orientadas paralelamente a la S_2 y siguiendo las crenulaciones de las mismas, pero a veces el mineral sugiere haber crecido según planos axiales de micropliegues de la F_3 .

5.4.1.2. Litologías calcosilicatadas

Dentro de los términos pizarrosos y/o limolíticos de la Formación Monterrubio se presentan niveles de rocas calcosilicatadas derivadas de sedimentos samíticos, por lo general ricos en cuarzo y con cierto contenido en Ca.

Pueden mostrar un bandeados composicional a escala mm.-cm. y alternar, a la misma escala, con láminas pelítico-samíticas (esquistos). Se presentan pasos a rocas samíticas con algo de Ca (cuarcitas y cuarcitas impuras), como testifica la existencia de asociaciones con granate (asociación n.º 8) en muestras correspondientes a conglomerados, areniscas y cuarcitas (n.º 22 de la leyenda).

En las láminas delgadas correspondientes a las rocas calcosilicatadas de la Hoja se han observado las siguientes asociaciones mineralógicas:

- 1) Qz + Pl + Anf
- 2) Qz + Pl + Bi + Anf
- 3) Qz + Pl + Clpx
- 4) Qz + Pl + Clpx + Anf
- 5) Qz + Pl + Clpx + Anf + Gt
- 6) Qz + Gt + Vesuviana
- 7) Clpx + Gt + Vesuviana

Accesorios de frecuente aparición son esfena y apatito, mientras que circón, opacos, turmalina y rutilo son más escasos.

En la asociación n.º 7 parece presentarse algo de espinela.

Como minerales secundarios se presentan clinozoisita (a partir de granate), sericita (a partir de plagioclasa, granate y anfíbol), moscovita, clorita (de la transformación de biotita y anfíbol), una mica parecida a la biotita, pero de pleocroismo y birrefringencia más débiles (producto de alteración de granate), prehnita, carbonato y limonita. Parte de la clinozoisita y carbonato podría representar accesarios pre-M₄.

La textura es casi siempre granoblástica, panalotriomorfa o ligeramente hipidiomorfa y aproximadamente equigranular.

Las rocas pueden mostrar una orientación preferente no muy marcada (S₂), indicada por cristales de anfíbol, biotita, moscovita, cuarzo, plagioclasa, granate y concentraciones alargadas o rosarios de anfíbol, plagioclasa + granate, diópsido + anfíbol o anfíbol + biotita, además de un bandeados composicional. La muestra DM 9002 presenta una textura en gavillas causada por anfíboles. También se observan texturas poligonales (cuarzo, diópsido, plagioclasa, carbonato).

La deformación post-blastesis de las rocas es muy débil.

El cuarzo constituye normalmente la matriz de la roca, aunque existen láminas delgadas en las que el mineral es casi accesorio e intersticial.

El granate forma cristales muy xenomorfos, a menudo más o menos poiquiloblásticos e, incluso, con textura en criba (numerosas inclusiones de cuarzo). Puede ser casi esquelético en rocas ricas en cuarzo. Presenta en algunos casos secciones alargadas paralelas a la S.

El clinopiroxeno es diopsídico, xenomorfo, isométrico y de una tonalidad verdosa muy clara. El mineral puede aparecer incluído en cuarzo y muestra a veces macras lamelares polisintéticas.

El anfíbol es xenomorfo o subidiomorfo y puede mostrar macras polisintéticas. Aparece en cristales aislados-rosarios y gavillas. Normalmente es de un color verde claro, muy claro o casi incoloro, raras veces algo amarillento. Se encuentra a veces incluído en el clinopiroxeno, sobre cuyos bordes puede crecer, y en cristales de carbonato. Incluye a su vez a biotita, cuarzo y opacos.

En la muestra DM 9051 existen dos tipos de anfíbol, uno de cristales cribosos relativamente grandes de un color netamente verde (Z) y otro, de grano fino, casi incoloro que crece a partir del clinopiroxeno diopsídico.

La plagioclasa, rica en anortita, se presenta en cristales xenomorfos, de hábito isométrico o algo alistonado, de grano fino o en cristales que tienden a formar poiquiloblastos llenos de inclusiones de cuarzo.

La vesuviana es totalmente xenomorfa. Incluye granos de clinopiroxeno diopsídico.

El carbonato podría, en parte, pertenecer a las asociaciones prógradas; aparece en manchas dispersas y policristalinas, a veces con cristales que tienden a ser poligonales. En estas manchas

pueden encontrarse englobadas plagioclasa y agujas de anfíbol. También se presenta en intercrecimientos con el anfíbol en forma de tiritas algo irregulares orientadas según la exfoliación del ultimo. En otras ocasiones, el mineral parece de origen secundario.

Lo mismo ocurre con la clinzoisita, que unas veces aparece en granos dispersos y libres, y otras veces como producto de alteración del granate.

La esfena puede constituir un accesorio abundante. Forma pequeños cristales xenomorfos-subidiomorfos, a veces de contornos algo redondeados que se encuentran diseminados a través de la roca e incluidos en otros minerales. Los ejes longitudinales de sus secciones pueden mostrar una orientación preferente paralela a la S_2 .

5.4.1.3. Litologías samíticas y sefíticas (Conglomerados, areniscas y cuarcitas, n.º 22)

Bajo esta denominación se han cartografiado una serie de niveles de metasedimentos de marcado carácter samítico.

Al microscopio resulta que no sólo se trata de cuarcitas s.s. (meta-ortocuarcitas), con >90% de cuarzo, sino también de metasamitas que corresponden a cuarcitas impuras, con >10% de biotita y feldespato y de pasos a leuconeises muy ricos en cuarzo pero con un contenido considerable en feldespato, principalmente plagioclasa. También se presentan microconglomerados metamorfizados, muy ricos en cuarzo.

En las cuarcitas y rocas metasamíticas afines, se han reconocido las asociaciones mineralógicas progradadas que corresponden a los números 1, 2, 3, 5, 8 y 9 de las enumeradas en el epígrafe anterior, además de Qz + FK + Ms y Qz + Pl + Ms.

La asociación 2 podría verse ampliada con sillimanita y cordierita en alguna lámina delgada y en la asociación 3 aparecen en una ocasión agregados de sericita, que, con toda probabilidad, derivan de cordierita y/o silicatos de Al.

Como accesorios aparecen apatito, circón, opacos, turmalina y esfena (?).

En las láminas delgadas de los microconglomerados metamorfizados se observan las asociaciones progradadas 1 y 2 del apartado a) sobre las Pizarras y limolitas (n.º 21 de la leyenda con turmalina accesoria).

El retrometamorfismo es en ambos casos comparable con el señalado en el apartado mencionado con anterioridad.

Las texturas de las cuarcitas y rocas metasamíticas afines son granoblásticas a lepidogranoblásticas, panalotriomorfás y más o menos equigranulares.

La esquistosidad S_2 suele estar desarrollada pero, como es lógico, de un modo mucho menos bien definido que en los metasedimentos pelíticos y pelítico-samíticos. Puede estar marcada por cuarzos alargados, granates alargados, moscovita, biotita, esfena y agregados de sericita.

La textura puede ser poligonal o caracterizarse por numerosos cristales de cuarzo con bordes. Las micas suelen presentarse en cristales pequeños y aparecen a veces como una malla entre los constituyentes cuarzofeldespáticos.

En los microconglomerados se observan pequeños cantos más o menos estirados de cuarzo y/o feldespato (casi siempre plagioclasa). Los de cuarzo están cuarteados y mostrando sus subcristales, unas veces contornos poligonales y otras veces bordes suturados. Presentan pasos a agregados lenticulares o bandas de cuarzo. La esquistosidad indicada por micas finas, aisladas o en rosarios, se adapta a los cantos, rodeándolos.

La deformación post-blastesis que se observa en las rocas metasamíticas es débil a muy débil y del tipo descrito en el epígrafe anterior.

En cuanto a sus minerales constituyentes, no ofrecen particularidades, presentándose las láminas delgadas de las rocas metasamíticas, como cabe esperar, menos al estudio de las relaciones blastesis/deformación que las de las muestras del apartado anterior, por lo que se remite al lector a dicho apartado para más detalles.

5.4.2. Resumen de la evolución metamórfica

En los metasedimentos, los ortogneises de las series de Bercimuelle y Castellanos y los diques de pegmatoides tectonizados se manifiestan los efectos de un metamorfismo hercínico polifásico y plurifacial.

De modo esquemático, se pueden distinguir cuatro etapas de metamorfismo, M₁, M₂, M₃ y M₄, y tres fases de deformación hercínica principales, que son la F₁, F₂ y F₃.

Los metasedimentos de la Formación de Monterrubio están afectados por todas las etapas y fases, mientras en los ortogneises y diques de pegmatoides tectonizados (que también constan de ortogneises), sólo han podido reconocerse con seguridad las fases F₂ y F₃ (en campo) y las etapas M₂, M₃ y M₄.

Antes de pasar revista a las etapas y facies, conviene señalar que el estudio del metamorfismo de la Hoja se ve seriamente dificultado por varias circunstancias, como son la evidente falta de equilibrio metamórfico que se observa en bastantes láminas delgadas, el fuerte retrometamorfismo y las inherentes al propio muestreo.

La existencia de una etapa M₁ se deduce de la presencia de biotitas, granates y, posiblemente, moscovitas pre-S₂. Las biotitas muestran una orientación oblicua de sus ejes longitudinales y exfoliación basal con respecto a la S₂, por lo que se encuentran truncadas oblicuamente (biotitas biseladas y en pez). La S₂ se inflexiona alrededor de las biotitas, al igual que alrededor de los granates pre-S₂ (y porfiroclastos de plagioclasa, feldespato potásico y moscovita), por lo que se puede afirmar que el grado de metamorfismo alcanzado durante la M₁ alcanza la zona de la estaurolita, como ocurre en zonas vecinas (DÍEZ BALDA, 1986).

La S₁ parece estar borrada total, o casi totalmente, por eventos metamórficos posteriores, habiéndose observado sólo de forma muy local (DM 9031) la existencia de micropliegues

muy apretados y, en ocasiones, casi interfoliares, de lo que parece ser la F_2 y que afectan a la supuesta S_1 , indicada por biotita y moscovita.

La F_2 da lugar a la S_2 , que es una foliación tipo *schistosity* paralela a los planos axiales de los pliegues de la F_2 (DÍEZ BALDA, 1986), como parece demostrarlo en el ambiente de la Hoja la lámina delgada ya referida, en la que se observa una esquistosidad de crenulación subparalela a los planos axiales de los micropliegues apretados ya señalados de supuesta edad F_2 .

También se desarrolla un microbandeado composicional de origen tectónico caracterizado por una alternancia de láminas más micáceas y más cuarcíticas o cuarzofeldespáticas.

Durante la M_2 se produce, como mínimo, una fuerte recristalización de biotita y moscovita según la S_2 y el microbandeado composicional.

Se ignora si durante la M_2 se alcanzó un grado de metamorfismo superior al que corresponde a la zona de la biotita. Esparcidos a través de toda el área sin asociaciones mineralógicas netamente originadas por la M_3 , aparecen agregados de sericita paralelos a la S_2 que, en un principio, podrían indicar la blastesis durante la M_2 o entre la M_2 y M_3 de cordierita y/o silicatos de Al en la práctica totalidad de la extensión de los terrenos metasedimentarios de la Hoja, pero resulta imposible: a) saber con seguridad si realmente derivan de los minerales mencionados, b) establecer con un grado de fiabilidad razonable de cuál o cuáles de los minerales mencionados derivan, y c) verificar si estos minerales, en caso de haberse formado, son el resultado de la M_2 o de la M_3 , siendo posible que su orientación según la S_2 resulte de un crecimiento mimético sobre la S_2 .

Con las láminas delgadas disponibles resulta, por lo tanto, imposible definir bien la M_2 , siendo imposible negar o confirmar mediante su estudio, el desarrollo de andalucita, cordierita y sillimanita sin - M_2 , que según DÍEZ BALDA (1986) se produce en el área en la que se ubica la presente Hoja.

La F_3 produce una crenulación de la S_2 que, aunque a menudo fuerte, sólo en ocasiones es acompañada del desarrollo de una esquistosidad S_3 muy vaga.

El metamorfismo hercínico parece haber alcanzado su etapa álgida durante la M_3 .

Su grado de metamorfismo es alto y corresponde a la subfacies FK + Cord de la facies de las corneanas hornbléndicas, no habiéndose observado el desarrollo, en litologías calcosilicatadas de ortopiroxeno. Se producen asociaciones con cordierita, andalucita y/o sillimanita y una fuerte recristalización, que borra o se superpone a la S_2 .

Este metamorfismo de la etapa M_3 es posterior o tardisincenemático con la F_3 , ya que puede borrar las crenulaciones de esta fase de plegamiento o incluirla en los blastos de cordierita en forma de pliegues helícitos. También la plagioclasa recristalizada las puede incluir. Se produce una fuerte poligonización, especialmente en la plagioclasa, feldespato potásico y cuarzo.

La blastesis de los minerales durante la M_3 es en parte mimética sobre la S_2 . Especialmente en la sillimanita se nota una tendencia muy neta a orientarse (sub) paralelamente a la S_2 , por

lo que este mineral parece ser sin- F_2 , pero existen varios argumentos para suponer que no sea así, como es el hecho de que sólo aparece de manera inequívoca en la zona donde también se manifiestan inequivocamente las asociaciones de la M_3 .

En varias láminas delgadas, donde la sillimanita tiene más o menos el carácter de un mineral histerógeno, se observa netamente como el mineral se forma a partir de bandas micáceas de la S_2 onduladas o crenuladas por la F_3 y, a pesar de mostrar una orientación preferente paralela a la S_2 , son múltiples los ejemplares de agujas y haces de sillimanita que crecen oblicua e, incluso perpendicularmente a la S_2 plegada por la F_3 .

El metamorfismo de la etapa M_3 conlleva a menudo una cornearización de los metasedimentos y ortogneises y cerca de los granitos tardihercínicos o dentro de los mismos, se observan en el campo evidentes movilizaciones de los metasedimentos, con el desarrollo de un fundido biotítico de grano fino y la formación de migmatitas de contacto de tipo *Schotten* y nebulítico.

También en los ortogneises del Conjunto de Bercimuelle se han observado fenómenos de fusión tardía.

La etapa M_4 es de retrometamorfismo y se manifiesta especialmente en una fuerte degradación de la cordierita y silicatos de Al.

En cuanto a la distribución geográfica de las distintas zonas y etapas de metamorfismo, existen lagunas importantes en su conocimiento, debido a las circunstancias ya mencionadas.

Los efectos de la etapa M_1 sólo se han observado con seguridad en los metasedimentos pelíticos y pelíticosamíticos de la Formación de Monterrubio.

La etapa M_2 se manifiesta tanto en los metasedimentos como los ortogneises y se reconocen en toda la extensión de los mismos.

En cuanto a las asociaciones progradadas desarrolladas durante la M_3 , sólo se conocen con seguridad en la zona indicada en el mapa geológico como de metamorfismo de contacto.

Muestran una relación espacial y, con toda probabilidad, genética, con los granitos tardihercínicos, observándose un neto incremento en la intensidad de recristalización hacia los mismos.

Es posible que los efectos de la M_3 se extiendan a zonas más amplias, siendo probable que también la poligonización generalizada de las crenulaciones de la F_3 se deben a esta etapa de metamorfismo, ignorándose, como ya se ha señalado, si se ha producido blastesis de cordierita y/o silicatos de Al en la zona sin desarrollo inequívoco de asociaciones de M_3 y, en caso de haberse producido, si data de la etapa M_2 y/o M_3 .

Debido a las circunstancias desfavorables ya señaladas con anterioridad, resulta difícil juzgar el papel de las fallas del sistema de Narillos del Álamo-Castellanos en la delimitación del área con evidente desarrollo de asociaciones originadas por la M_3 . Las fallas podrían haber retocado la aureola de metamorfismo de la M_3 , pero parece muy poco probable que separen

dos dominios fundamentalmente distintos en lo que respecta al metamorfismo hercínico. Ya al sur de la falla de Narillos del Álamo se observa, en la franja NO del Conjunto de ortogneises de Bercimuelle, un claro descenso en el grado de metamorfismo de la M₃, apareciendo abundante moscovita pre-sillimanita en asociaciones con FK + sill., mientras más hacia el complejo granítico, la moscovita pre-sillimanita ha desaparecido total o casi totalmente. Las fallas tampoco impiden de que al N de las mismas vuelva a aparecer la M₃, en este caso alrededor del conjunto de rocas plutónicas de Martínez (gneises de Castellanos y encajante), en todos los aspectos perfectamente comparable con la M₃ observada al sur de las fallas.

Aunque existen hiatos importantes en el conocimiento del metamorfismo de la Hoja, la coincidencia entre el metamorfismo observado y el señalado en muchas otras zonas del Macizo Hespérico es grande, reconociéndose, en esencia, el mismo número de etapas metamórficas y fases de plegamiento hercínico principales y la misma sucesión de un metamorfismo temprano de presiones relativamente altas, con granate (y estaurolita) y un metamorfismo posterior de presiones relativamente bajas (cordierita), que es de un carácter más bien estático y que se asocia a grandes masas de granito tardihercínico. Este metamorfismo posterior no es un metamorfismo de contacto s.s., sino más bien de tipo plutónico (plutonometamorfismo). Podría afectar a una gran extensión de terreno, quizás mucho mayor que la indicada por la envolvente de las asociaciones inequívocamente originadas por la M₃ que figura en el mapa geológico como zona con metamorfismo de contacto.

5.5. CARACTERISTICAS GEOQUÍMICAS

En este estudio se han analizado muestras de rocas básicas y/o intermedias correspondientes a los afloramientos situados al SO de Bercimuelle (2 muestras) y al S de Martínez (1 muestra), de los monzogranitos biotíticos porfídicos de grano grueso (5 muestras), del granito biotítico-moscovítico de Martínez (1 muestra) y del ortogneis biotítico glandular de Castellanos (1 muestra). Los contenidos en elementos mayores y trazas aparecen en la Tabla 5.1.

Los distintos afloramientos de rocas básicas, aflorantes en la Hoja y en otros puntos del extremo occidental de la Sierra de Ávila, muestran una amplia variación de tipos petrográficos que van desde rocas ultramáficas a tonalitas, pasando por distintos tipos de gabros, tal como ha sido puesto de manifiesto en trabajos previos (FRANCO, 1980; FRANCO Y GARCÍA DE FIGUEROLA, 1986; FRANCO Y SÁNCHEZ GARCÍA, 1987). Asimismo, los datos químicos previos sugieren que se trata de una asociación magmática con características propias e independiente del resto de los granitoides de este sector (autores antes citados).

En el diagrama AFM (Figura 5.8) se han utilizado, además, análisis correspondientes a los afloramientos de esta Hoja procedentes de FRANCO (1980). En dicho diagrama se aprecia como las rocas básicas se sitúan en el campo calcoalcalino (límite de IRVINE y BARGAR, 1971). También en los diagramas de MIYASHIRO (1975) estas rocas muestran afinidades calcoalcalinas (Figura 5.9. A y C); sin embargo, el aumento del titanio respecto del índice de diferenciación, marcado por la relación FeO*/MgO (Figura 5.9. B), sería más propio de una evolución tolética de acuerdo con los criterios de este autor.

En base a otros criterios (ver resto de figuras) y a datos bibliográficos (FRANCO y GARCÍA DE FIGUEROLA, 1986; FRANCO y SÁNCHEZ GARCÍA, 1987) las rocas básicas en su conjunto forman

	SC9358	SC9359	SC9395	EC9322	EC9324	SC9354	SC9363	EC9308	EC9344	EC9450
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO ₂	53.16	52.20	56.12	66.55	64.50	68.70	64.78	65.75	71.90	66.15
Al ₂ O ₃	16.45	14.29	17.65	15.27	14.91	14.02	15.76	15.36	14.39	15.66
Fe ₂ O ₃	0.55	9.70	7.42	3.44	4.65	3.52	4.67	4.21	2.19	5.77
MgO	5.99	11.00	3.91	0.99	1.36	1.16	1.51	1.25	0.54	1.05
CaO	6.97	5.52	5.91	2.12	2.66	1.86	2.62	3.04	1.17	1.32
Na ₂ O	2.74	1.90	1.99	2.98	3.24	2.66	2.95	2.94	3.16	2.05
K ₂ O	2.66	1.95	2.19	5.65	4.95	5.17	4.81	5.58	4.70	4.25
TiO ₂	1.24	0.75	2.54	0.53	0.61	0.46	0.64	0.63	0.24	0.68
MnO	0.10	0.12	0.06	0.02	0.04	0.03	0.03	0.04	0.02	0.04
P ₂ O ₅	0.25	0.20	0.18	0.25	0.17	0.14	0.28	0.19	0.28	0.21
Total	90.11	89.51	97.99	97.81	97.09	98.56	98.25	98.99	98.61	97.96
ppm										
Li	44	46	51	47	54	51	45	38	117	84
Ab	55	72	80	203	190	206	190	170	260	140
Ba	355	462	954	624	700	590	779	725	464	572
Sr	371	280	312	129	186	137	176	168	97	128
Be	2.7	2.3	4.8	2.6	2.4	3	2	2.1	2.9	2.7
La	25	10	26	44	50	40	50	36	25	20
Ce	52	40	66	82	120	67	110	83	42	60
B	69	59	54	23	31	24	30	32	22	94
Bi	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2
V	23	19	18	19	23	16	32	19	13	13
Ta	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10
Zr	143	132	125	218	274	180	290	286	165	217
Nb	32	24	36	24	25	18	28	25	18	19
Ni	70	160	8	2	3	2	6	4	0	22
Co	48	51	56	25	54	32	24	43	25	32
Cr	229	569	66	15	22	18	31	20	7	58
Y	110	93	234	33	40	36	47	36	18	67
Mo	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2
Cd	3.0	3.0	2.9	<1	<1	<1	1.2	1.6	<1	1.5
As	11	19	<10	<10	<10	<10	<10	10.4	11	<10
W	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10
Cu	36	43	22	11	14	9	16	13	7	27
Ag	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1
Sn	15	7	14	-	6	17	-	9	14	5
Zn	64	72	65	41	56	42	75	51	29	89
Pb	72	45	65	69	90	78	63	89	78	71

1, 2 y 3: Rocas básicas e intermedias; 4, 5, 6, 7 y 8: Monzogranitos biotíticos porf. de grano grueso; 9 : Granito biotítico-moscovítico (Martínez); y 10: Gneis de Castellanos.

Tabla 5.1. Análisis químicos.

una asociación cafémica metaluminosa de origen mantélico (granitos tipo-I) genéticamente independiente del resto de los granitoides, aunque como veremos más adelante existen indicios para pensar en fenómenos de interacción básico-ácido, ya que el conjunto de monzogranitos analizado parece mostrar un cierto carácter residual de tipo I.

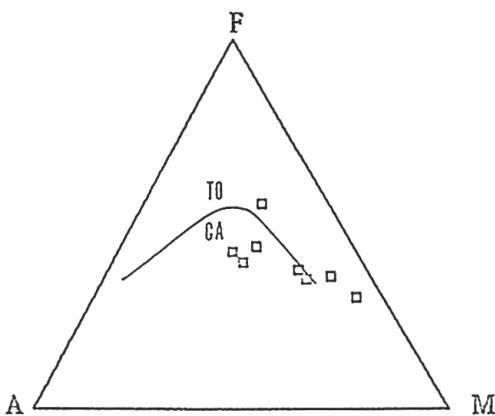


Figura 5.8. Proyección en el diagrama AFM de rocas básicas (cuadrados llenos: este estudio; cuadrados vacíos: Franco, 1980).

Las rocas ácidas analizadas (monzogranitos biotíticos porfídicos de grano grueso) muestran una relación (en proporciones moleculares) $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{CaO} + \text{Na}_2 + \text{K}_2\text{O})$ (A/CNK) entre 0,94 y 1,10, con un valor medio de 1,02, lo que indica un carácter peraluminoso (CLARKE, 1981). En el diagrama de SYLVESTER (1989) de la Figura 5.10 se localizan en la parte correspondiente a granitos fuertemente peraluminosos. Sin embargo, la relación $\text{A/CNK} < 1,1$. es propia de granitos I según criterios de CHAPPELL y WHITE (1974). La clasificación geoquímica coincide con la modal, ya que según la relación de feldespatos de la norma CIPW, se sitúan en el campo correspondiente a las adamellitas (o monzogranitos) (Figura 5.11).

Según criterios de DEBON y Le FORT (1983, 1988), estos granitos se sitúan en el dominio peraluminoso del diagrama A-B (Figura 5.12) con alguna muestra en el metaluminoso, lo que indicaría un cierto carácter aluminírico-cafémico. Esta afinidad alumínico-cafémica de algunos de sus términos ha sido también puesta de manifiesto por FRANCO y SÁNCHEZ GARCÍA (1987). Según el índice de alúmina (marcado por el parámetro A) las muestras analizadas varían desde muy bajas en alúmina ($A < 10$; análisis 4,5 y 8) moderadamente alumínicas ($20 < A < 40$). Por otra parte, y de acuerdo con el índice de color expresado en tanto por ciento (B/5,55), se trata de una asociación mesocrática ($\text{IC} > 10$) con valores comprendidos entre 13% y 19% (Figura 5.13). A su vez, respecto al índice de alcalinidad marcado por la relación $\text{K}/(\text{Na} + \text{K})$, se trata de una asociación potásica [$\text{K}/(\text{Na} + \text{K}) > 0,50$] con valores, de dicha relación, comprendidos entre 0,50 y 0,56 (Figura 5.13), y una tendencia sílico-potásica [ligero incremento del contenido en cuarzo (parámetro Q) y de la relación de alcalinidad].

Según los contenidos en Rb, Ba y Sr (Figura 5.14) estos granitos se localizan en el campo correspondiente a granitos anómalos, es decir, a aquellos que han sufrido cambios químicos o en su génesis convergen más de un mecanismo (metasomáticos, granitizados, rapakivi, magmáticos, metasomatizados, etc.).

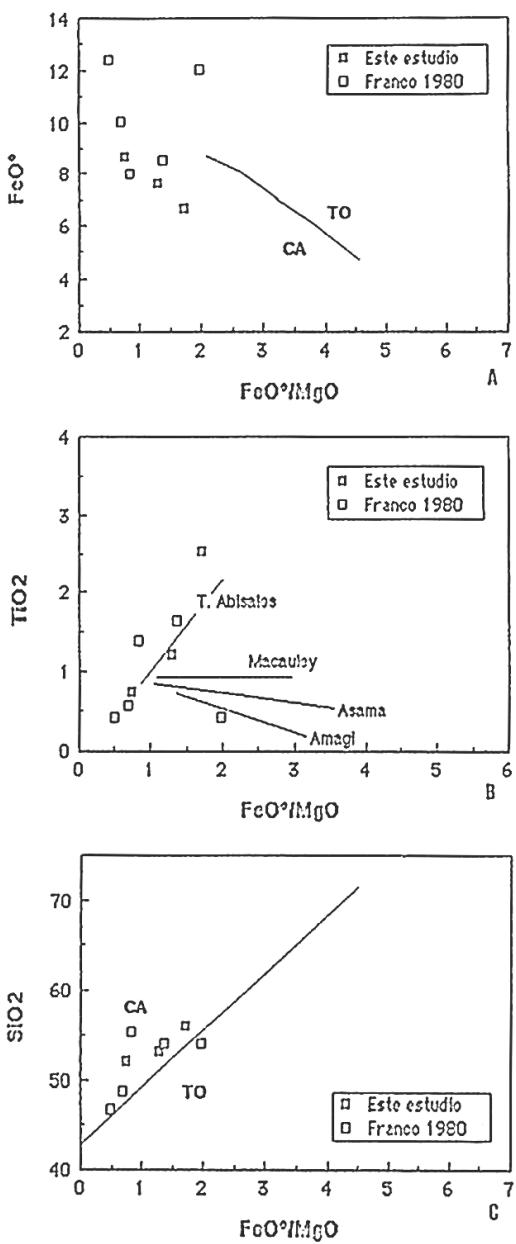


Figura 5.9. Diagramas FeO^*/MgO vs. FeO^* (A), TiO_2 (B) y SiO_2 (C) (Miyashiro, 1975).

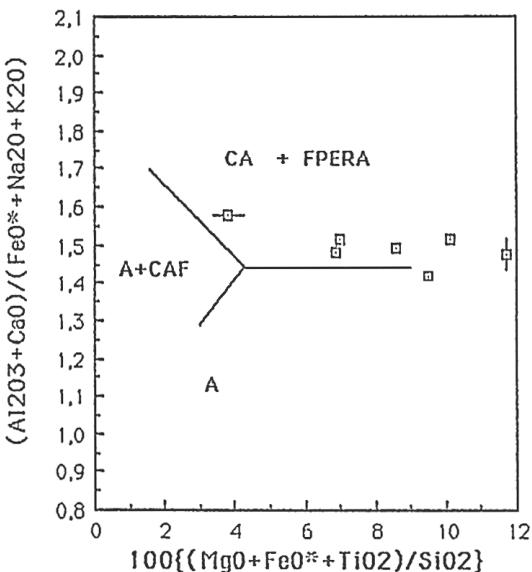


Figura 5.10. Diagrama de discriminación de granitos supuestamente relacionados con colisión. A: Alcalinos. CA: Calcoalcalinos. CAF: Calcoalcalinos altamente fraccionados. FPERA: Fuertemente peraluminosos (según Sylvester, 1989). Monzogranitos biotíticos porf. de grano grueso (cuadrados), Granito de Martínez (cuadrado con línea horizontal) y Gneis de Castellanos (cuadrado con línea vertical).

El granito biotítico-moscovítico de Martínez corresponde a un tipo subleucocrático ($IC = 8$), moderadamente aluminoso ($A = 38$) y con una relación de alcalinidad de 0,49 que le sitúa en el campo sódico-potásico (Figura 5.13). Se trata a su vez de un tipo más evolucionado, con mayores contenidos en Rb y más bajos en Ba que los monzogranitos (Figura 5.14).

Por su parte la muestra del ortogneis de Castellanos corresponde a un tipo mesocrático ($IC = 23$) fuertemente aluminoso ($A = 104$) y con una relación de alcalinidad de 0,58 propio de una asociación potásica (Figura 5.13).

En diagramas de variación lineal respecto de la SiO_2 (tipo Harker) correspondientes a los monzogranitos biotíticos porfídicos de grano grueso, todos los elementos trazas analizados, de valor conocido, muestran tendencia más o menos manifiesta a disminuir con el aumento de la sílice, a excepción de Rb y Be. Otros como Li y Pb muestran una evolución constante. Elementos altamente incompatibles como Zr e Y muestran un comportamiento aparentemente anómalo debido a su tendencia a disminuir con el aumento de la sílice. El Y lo hace suavemente (32 ppm. a 16 ppm.), mientras que el Zr aumenta ligeramente para decrecer a partir del 65% de SiO_2 . Este comportamiento del Zr ha sido puesto de manifiesto

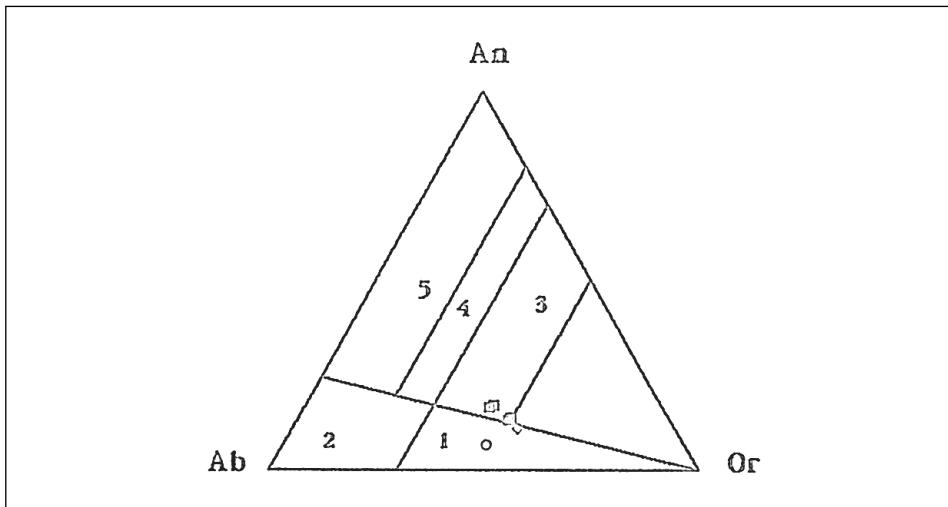


Figura 5.11. Diagrama An – Ab – Or. 1 = granito, 2 = trondhjemita, 3 = adamellita, 4 = granodiorita y 5 = tonalita (según O'Connor, 1965). Leyenda como en Figura 5.14.

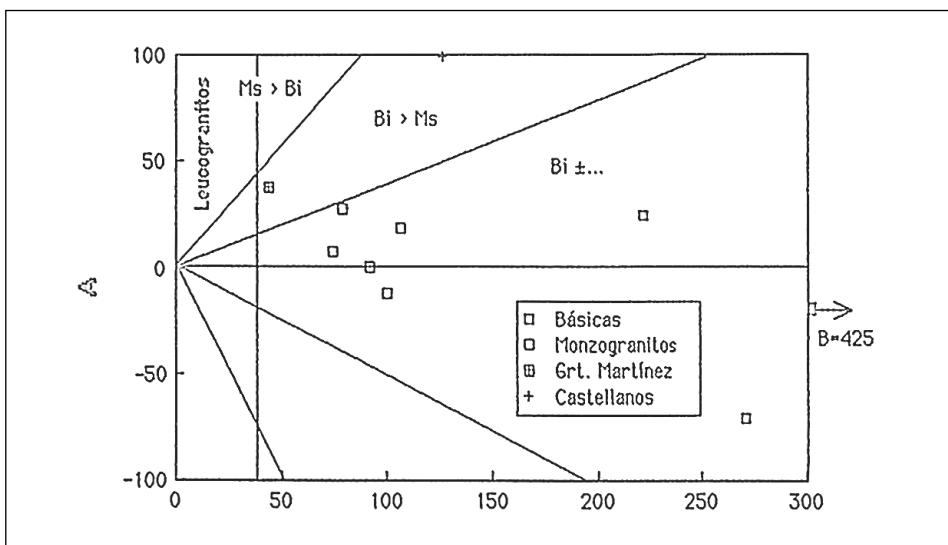


Figura 5.12. Proyección en el diagrama A-B (Debon y Le Fort, 1983) de análisis correspondientes a: rocas básicas/intermedias, monzogranitos biotíticos de grano grueso, granito biotítico-moscovítico (Martínez) y Gneis (Castellanos). A = Al – (K+Na+2Ca) y B = Fe+Mg+Ti. Los parámetros están dados en miliciones (103 gramos-átomos) para 100 gramos de roca.

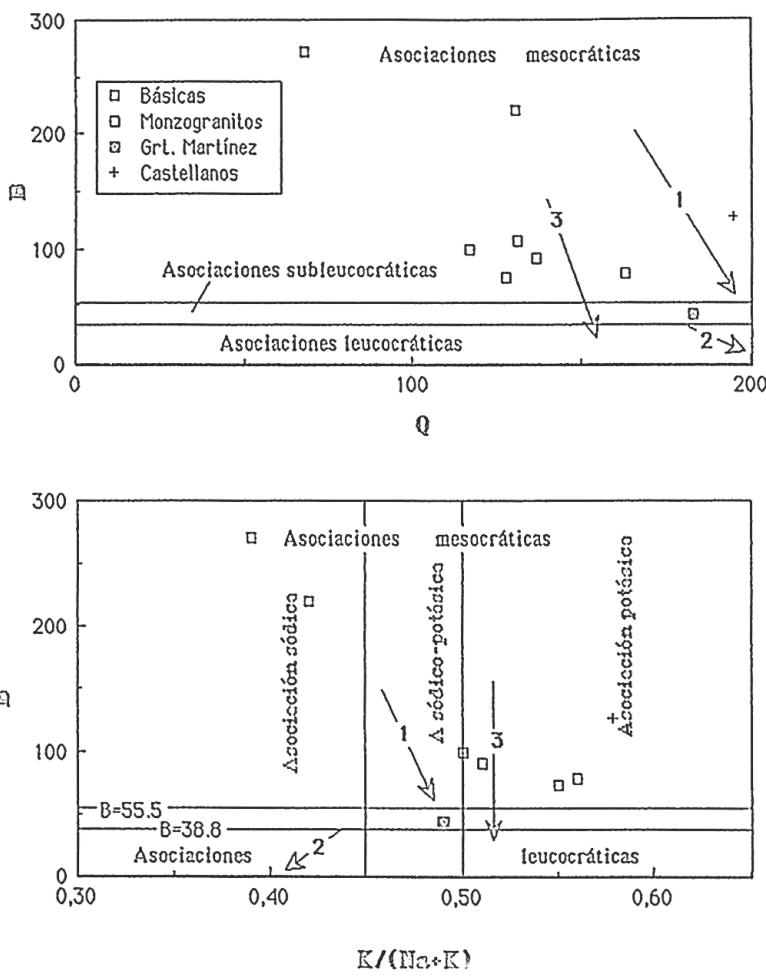


Fig. 5.13. Diagrama de clasificación de asociaciones alumínicas usando $B = Fe+Mg+Ti$ como una función de $Q = Si/3 - (K+Na+2Ca)$ y $K/(Na+k)$ expresado miliciones en cada 100 gramos de roca. Las flechas muestran "trend" teórico: sílico-potásico (1), sílico-sódico (2) y silíceo (3) (según Debon y Le Fort, 1983, 1988).

en otros granitos del sistema Central (APARICIO *et al.*, 1983) y en el sector suroccidental de Gredos (CONTRERAS *et al.*, 1991; IGLESIAS *et al.*, 1991). La fraccionación temprana de fases ricas en este elemento (circón, biotita, plagioclasa, etc.) puede ser la causa de este comportamiento para el Zr.

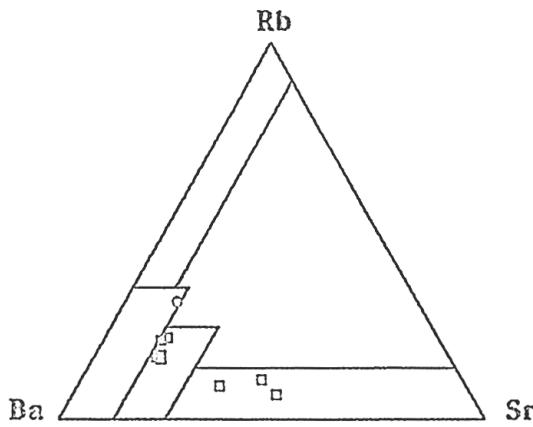


Figura 5.14. Proyección en el diagrama triangular Rb-Ba-Sr de muestras correspondientes a: rocas básicas/intermedias (cuadrado relleno), monzogranitos biotíticos de grano grueso (cuadrados vacíos), granito biotítico-moscovítico de Martínez (círculo relleno) y Gneis de Castellanos (rombo).

En cuanto al marco geotectónico de estos granitos se han utilizado algunos de los diagramas discriminatorios propuestos por PEARCE *et al.* (1984) (Figuras 5.15 y 5.16) en base a elementos característicos. Aunque en ellos se han representado las rocas básicas, no las vamos a comentar ya que estos diagramas están construidos para rocas con más de un 5% de cuarzo modal. Los monzogranitos porfídicos tienden preferentemente a situarse en el campo de los granitos de arco volcánico (VAG) frente al de granitos colisionales (Figuras 5.15 y 5.16). Parece razonable pensar que estos granitos no se hayan generado en un arco volcánico, dado el encuadre estructural general de la zona. Ahora bien, la posible participación de los materiales básicos (de origen mantélico) en la génesis de estos granitos durante su ascenso cortical, tal como ha sido inferida por FRANCO y GARCÍA DE FIGUEROLA (1986), podría explicar la afinidad con el plutonismo de arco-isla que presentan. En consecuencia, el emplazamiento de magmas básicos mantélicos en la corteza inferior y su posterior ascenso en etapas tardiorogénicas (distensivas) contribuiría el aumento de temperatura durante la descompresión y a la génesis de magmas graníticos contaminados que conservan afinidades de tipo I.

A pesar de la parcialidad de datos, basados solamente en los monzogranitos, que representan la facies granuda más tardía (posterior a las granodioritas), una hipótesis, como la expuesta, podría explicar la tendencia aluminíco-cafémica, el carácter bajo a moderado en alúmina de sus términos (ausencia de aluminosilicatos modales), el carácter de granito anómalo, las afinidades con granitos tipol, etc.

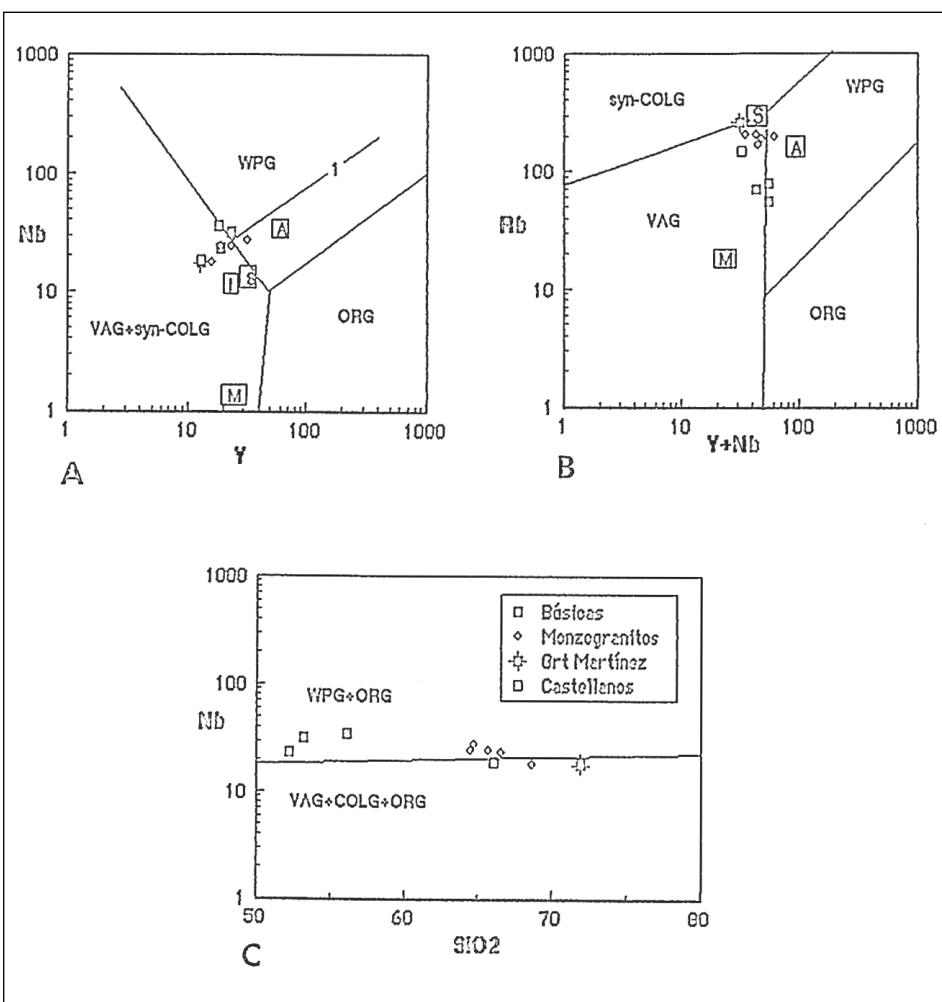


Figura 5.15. Diagramas discriminatorios $\text{Y} - \text{Nb}$ (Figura 5.15.A), $(\text{Y} + \text{Nb}) - \text{Rb}$ (Figura 5.15.B) y $\text{SiO}_2 - \text{Nb}$ (Figura 5.15.C) para granitos sin-colisión (**Syn-COLG**), granitos de arco volcánico (**VAG**), granitos intra-placa (**WPG**) y granitos de dorsal oceánica (**ORG**). La línea 1 (Figura 5.15.A) representa el límite composicional superior para **ORG** de segmentos anómalos de dorsal (según Pearce et al., 1984). Las letras en recuadros representan el punto de proyección de diferentes granitos (tipos I, S, A y M) según valores de Whalen et al. (1987).

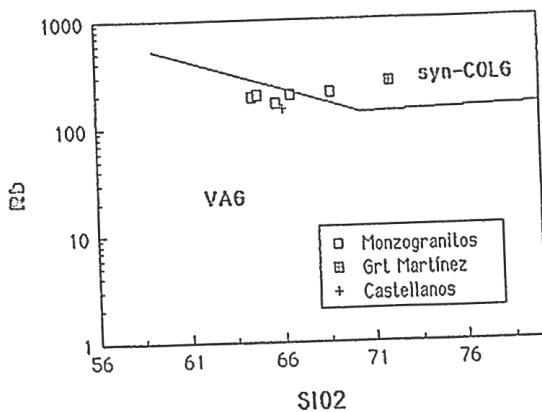


Figura 5.16. Diagrama SiO₂ – Rb como discriminante entre granitos de arco volcánico y sincollisionales (según Pearce *et al.*, 1984).

6. HISTORIA GEOLÓGICA

Durante el Precámbrico Superior tiene lugar la sedimentación de los materiales más antiguos que se depositaron sobre una corteza silícea erosionada e inmediatamente después de una fase distensiva (VEGAS, R. et al., 1977). Esta serie correspondería al denominado Complejo Esquisto Grauváquico.

La sedimentación de los materiales de la Serie Inferior del CEG en el Precámbrico Superior, tuvo lugar en un ambiente submarino relativamente profundo, en el que se depositaron un conjunto de facies cuya asociación y organización corresponde, por un lado, a una sedimentación turbidítica propiamente dicha, y por otro a la deposición autóctona de la cuenca. En la Serie Superior, con la sedimentación de los niveles de pizarras negras carbonosas, se constata la presencia de condiciones muy restringidas típicas de las facies anóxicas, entre las que se intercalan de nuevo probablemente turbiditas. Dichos sedimentos revelan un área de aporte múltiple (sedimentaria, volcánica e ígnea) y la presencia de un vulcanismo contemporáneo con la sedimentación. Parte de estos sedimentos podrían pertenecer ya al Cámbrico Inferior.

La Serie Superior está constituida en este área por las Formaciones de Monterrubio y Aldeatejada, que representan facies turbidíticas con paso a aguas más someras. En tránsito gradual se sedimentan las areniscas de Tamames que corresponden a facies de plataforma, sobre las que se sitúan las calizas arrecifales de Tamames en un medio dominado por mareas.

La sedimentación continuaría durante el Cámbrico Medio y Superior, del cual no quedarían testimonios en este área a causa de la Discordancia Sárdica, que no está presente en esta Hoja.

A nivel regional y para el área S de Salamanca, se tiene constancia de que la sedimentación continuó, tal como se observa en el Sinclinal de Tamames, al O de la Hoja, en donde existen afloramientos del Ordovícico y Silúrico.

Durante la Orogenia Hercínica, en los metasedimentos, los ortogneises de Bercimuelle y Castellanos y los diques de pegmatoides tectonizados, se manifiestan los efectos de una deformación polifásica y de un metamorfismo igualmente polifásico y plurifacial.

De modo esquemático se pueden distinguir cuatro etapas de metamorfismo (M_1 , M_2 , M_3 y M_4) y tres fases de deformación (F_1 , F_2 y F_3). Todos ellos se ponen de manifiesto en los metasedimentos de la formación Monterrubio, mientras que en los ortogneises y pegmatoides tectonizados sólo se reconocen con seguridad las fases F_2 y F_3 y las etapas M_2 , M_3 y M_4 .

La primera fase F_1 , dió lugar a pliegues de dirección general NO-SE, de longitud de onda kilométrica que lleva asociada una esquistosidad de plano axial. Asociada a esta fase de deformación se reconoce la primera etapa metamórfica M_1 puesta de manifiesto por la presencia de biotitas, granates y moscovita?, pre- S_2 . Esta etapa, como ocurre en Hojas vecinas, llega a alcanzar la zona de la estaurolita (DÍEZ BALDA, 1986).

El hecho de no haber detectado los efectos de M_1 en los cuerpos neísicos de Castellanos y Bercimuelle, abre la posibilidad de que su intrusión tuviese lugar con posterioridad a la F_1 y pre- F_2 .

La F_2 está representada por una banda de cizalla subhorizontal con dirección de movimiento N 120-135° E y sentido hacia el E. Se producen pliegues angulares e isoclinales; esto generó una esquistosidad subhorizontal y se deformaron las rocas graníticas anteriormente mencionadas que afloran en la actualidad en los núcleos de las antiformas (DÍEZ BALDA, et al., 1990). Esta fase deformativa va acompañada de una segunda etapa metamórfica M_2 que produce una fuerte recristalización en la biotita y moscovita según S_2 y un microbandeado tectónico composicional. Se ignora si durante M_2 se alcanzó un grado metamórfico superior al de la zona de la biotita.

La tercera fase origina un suave replegamiento de dirección N 100-120° E que se sobreimpone a la estructura F_2 que lleva asociada una esquistosidad de crenulación de la S_2 , que aunque muy fuerte, sólo en ocasiones es acompañada del desarrollo de una esquistosidad S_3 . Al mismo tiempo se producen cizallas subverticales y fracturación tardihercínica que afecta en mayor o menor medida a toda la Hoja y su entorno regional.

El metamorfismo hercínico parece alcanzar un clímax durante M_3 que es tardicinemático con respecto a F_3 .

En esta etapa se llega a alcanzar un grado metamórfico alto que corresponde a las subfacies $Fk+cord$ de las facies corneanas-hornbléndicas, la fuerte recristalización llega a borrar o se superpone a la S_2 , siendo en parte mimética la blastesis de M_3 sobre la S_2 .

Este metamorfismo conlleva a menudo una corneanización de los sedimentos y ortogneises, y cerca de los granitos tardihercínicos, o dentro de los mismos, se observan movilizaciones de los metasedimentos con desarrollo de un fundido biotítico de grano fino y de formación de migmatitas de contacto.

Mientras que la etapa M_1 y M_2 son estrictamente de carácter regional, de presiones relativamente elevadas, M_3 representa un proceso de blastesis estática relacionando espacialmente con la intrusión de los cuerpos graníticos, considerablemente como una etapa plutonometamórfica de presiones relativamente bajas. Esta etapa metamórfica es observada en las series con metamorfismo de contacto representadas en el Mapa Geológico.

Con posterioridad a este evento tiene lugar una etapa de retrometamorfismo póstumo, que se manifiesta fundamentalmente de una degradación de la cordierita y silicatos de Al.

Todas las fracturas originadas en la Orogenia Hercínica sufrirán una reactivación en la Alpina, fundamentalmente con rejuegos en la vertical.

Es en el Paleógeno cuando comienza el relleno de las cuencas terciarias que presentan un claro control estructural. Su relleno se realiza en condiciones continentales por medio de sistemas aluviales y fluviales. Los relieves previos, su naturaleza litológica y grado de alteración, van a condicionar el tipo de sedimentación registrado en ellas.

Las sucesivas etapas erosivas y el posterior encajamiento de la red hidrográfica, van a configurar en el Cuaternario la actual morfología de la Hoja.

7. GEOLOGÍA ECONÓMICA

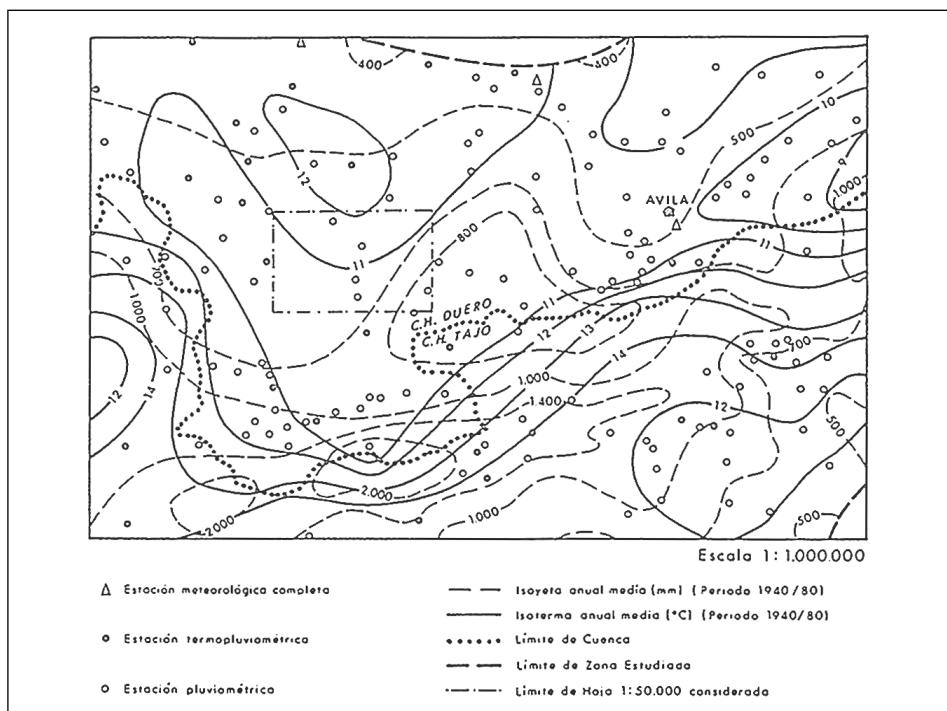
7.1. HIDROGEOLOGÍA

7.1.1. Climatología

La región en la que se encuentra la hoja, disfruta de un clima, según la clasificación agroclimática de J. PAPADAKIS, de tipo Mediterráneo, húmedo templado-fresco en su tercio oriental y Mediterráneo seco templado, en los otros dos tercios.

La precipitación media anual es de 650 mm/año aumentando hacia el SE. La isomáxima de precipitación en 24 horas de 100 mm, atraviesa el tercio oriental de la hoja de Norte a S siendo la evolución de este parámetro similar al anterior.

La distribución espacial de las precipitaciones medias en la hoja se encuentra entre 550 mm. a 800 mm., presentando una tendencia de variación creciente en dirección NO-SE. En la Figura 7.1 se encuentran representadas las isoyetas medias calculadas para el periodo 1940-1980, con un valor de 650 mm/año de precipitación media en el área.



Las temperaturas medias anuales varían entre 12°C y 11°C con tendencia de variación creciente S-N. Se trata de una región con fuerte rigor térmico, puesto de manifiesto por la diferencia existente entre las temperaturas máximas y mínimas, las heladas son abundantes y frecuentes, prolongándose hasta bien entrada la primavera.

7.1.2. Hidrología superficial

Las aguas superficiales, discurren a través de ríos y arroyos de poca entidad, entre los que destacan el Margañán y Gamo, de dirección SSE-NNO al Noreste de la hoja y tributarios ambos del río Almar fuera ya de la zona; el río Grande de Cartala también al Norte, con dirección SE-NO; el río Corneja en el extremo Suroriental de la hoja, tributario del río Tormes, de dirección E-O al que concurren arroyos de dirección N-S con funcionamiento estacional.

No existe ninguna estación para el control de la calidad de las aguas superficiales en la zona; si bien, por las características del sector, poco poblado, poca actividad industrial, etc., se pueden estimar estas aguas de una calidad buena en general.

7.1.3. Características hidrogeológicas

La hoja se sitúa en la Cuenca Hidrográfica del Duero en el límite Suroccidental de la misma, más concretamente, al Sur de la región de los Arenales, al Oeste de la fosa tectónica de Ambles. (Vease Figura 7.2.)

Desde el punto de vista hidrogeológico, las rocas aflorantes, las podemos dividir en 2 conjuntos:

- **Materiales plutónicos y metamórficos:** Considerados hidrogeológicamente de naturaleza impermeable, presentan permeabilidad debido a fracturación y/o alteración superficial. Estos materiales ocupan aproximadamente un 87% de la superficie cartografiada y están representados por metasedimentos del Cambriano Inferior (pizarras y limolitas), granitos deformados (prehercinos) y granitos bióticos (s.l.) pertenecientes al gran conjunto de granodioritas tardías de GARCÍA DE FIGUEROLA y CARNICERO A., (1973).

Localmente, estos granitos se encuentran alterados a arenas arcósicas constituyendo un “*lehm* granítico”, con un espesor muy variable que llega a superar los 15 m. en algunos puntos. Estas alteritas se localizan principalmente en el Sureste de la hoja, al Sur de Tórtoles y Cabeza de Bonilla. El *lehm* granítico, se puede considerar como un acuífero de interés local, con una permeabilidad baja-media asociada a la porosidad intergranular.

Los metasedimentos de la zona Occidental de la hoja debido a su fracturación pueden dar lugar a surgencias, que en la mayoría de los casos coinciden con épocas de alta precipitación.

- **Sedimentos detriticos de origen continental:** Ocupan el resto de la superficie (aproximadamente el 13%). Están constituidos por arcosas con cantos, arcosas y arenas

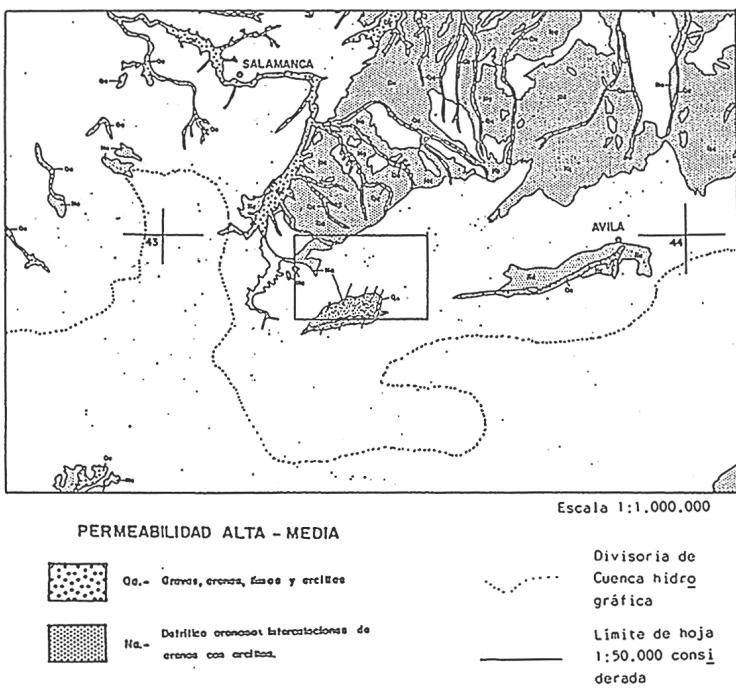


Figura 7.2. "Esquema regional de distribución de materiales detriticos (PIAS)".

con cantos y arcillas rojas de edad Terciaria y depósitos Cuaternarios de terrazas y glacijs que recubren parcialmente a los anteriores. Al Noroeste estos materiales forman parte del Sistema Acuífero N.^o 8 del PIAS. Al Sur se encuentran rellenando una pequeña cuenca con claro control estructural, Figura 6.2., (Cuenca del Corneja).

Estos materiales presentan una permeabilidad media-alta debido a porosidad intergranular.

— **Cuaternario aluvial.** El máximo desarollo de este, se encuentra al Sur, en depósitos de terraza y glacijs y en el relleno de fondo de valles tales como el río Corneja y los arroyos de Merdero, Valdenegro, Losada y Becedillas. Estos depósitos no ocupan gran extensión y pueden llegar a los 3-4 m. de potencia, con una permeabilidad media-alta asociada a porosidad intergranular.

La alimentación de las facies permeables, se produce fundamentalmente por infiltración del agua de lluvia que cae directamente sobre ellos y de la escorrentía superficial. Las áreas de contacto entre materiales permeables e impermeables actúan como zonas de recarga, alimentando las aguas de escorrentía que discurren sobre las rocas impermeables el sistema acuífero permeable.

Los flujos subterráneos presentan una dirección NE-SO en la margen izquierda del río Corneja, mientras que en la margen derecha estos presentan una dirección preferencial SE-NO. En ambos casos, estos flujos se producen desde los bordes impermeables de la cuenca hacia el río (zona de descarga).

La calidad química de las aguas subterráneas es bastante constante, de naturaleza bicarbonatada cálcico-magnésica a bicarbonatada magnésico-cálcica, se trata de aguas blandas, poco mineralizadas. (Ver Figura 7.3.)

Se trata de aguas aptas para consumo humano y para uso agrícola, según los parámetros analizados.

En la hoja existe un inventario de 37 puntos de agua, de los cuales 3 son pozos, 10 manantiales y 24 sondeos. (Cuadros 1 y 2).

7.2. RECURSOS NATURALES

7.2.1. Minerales metálicos y no metálicos

No se puede hablar de explotaciones mineras en esta Hoja, sino sólo de indicios, los cuales son escasos y de poco interés, así como tampoco hay una variedad de sustancias registradas ni de ambientes geológicos donde se ubican.

7.2.1.1. *Minerales metálicos*

En cuanto a las mineralizaciones, se puede generalizar que son siempre filonianas, existiendo algunos indicios de labores, pero son tan pequeñas y escasas que apenas si constituyen realmente calicatas o registros de 2 ó 3 metros de profundidad. Las mineralizaciones son de wolframio y/o scheelita, y van ligadas a filoncillos o venas centimétricas de cuarzo. Esta paragénesis se caracteriza por la ausencia de casiterita y porque el principal mineral de tungsteno es la wolframita o la scheelita, apareciendo uno como producto de reemplazamiento del otro y viceversa.

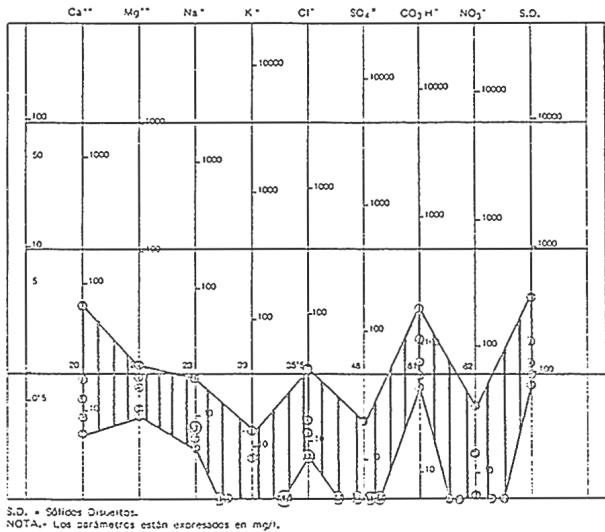
Se puede citar el único indicio filionario de fosfato que se conoce, ubicado en las proximidades de Bercimuelle, en el que, además de cuarzo y apatito, aparece galena, esfalerita, pirita y calcopirita.

Finalmente, reseñar que en la cartografía de campo se han observado diversos afloramientos de rocas básicas, constituidos por gabros anfibólicos y gabros-noritas, con mineralizaciones de níquel (paragénesis peculiares en forma de sulfuros).

7.2.1.2. *Minerales no metálicos*

En los municipios de Zapardiel de la Cañada, Carpio Medianero y Diego Álvaro, existen diversas denuncias de feldespatos. En dichas localidades se explotan, en canteras a cielo abierto, algunos

1 DIAGRAMA LOGARITMICO DE SCHOELLER (Modificado)



DIAGRAMAS DE PIPER

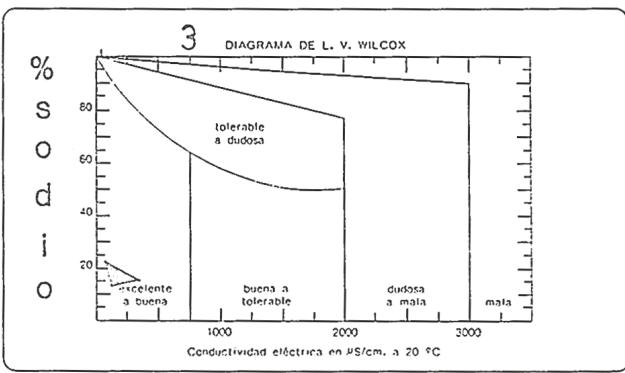
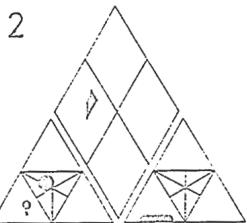


Figura 7.3. "Campo de variación de los parámetros analizados".

filones de feldespato y cuarzo, cuyos silicatos industriales se emplean preferentemente para lozas, porcelanas y vidrio. La potencialidad del recurso se puede considerar de tipo medio (usos locales-regionales), aunque en términos generales, y concretamente en esta Hoja, el potencial minero de feldespato parece ser muy bajo, como así lo atestiguan el escaso número de indicios y la pequeña entidad de los mismos.

CUADRO RESUMEN DE INVENTARIO

1.-

NUMERO DE REGISTRO	NATURALEZA (1)	PROFOUNDIDAD DE LA OBRA (metros)	NIVEL PIEZOMETRICO M.S.N.M (Fecha)	CAUDAL 1/1000 (Fecha)	TRANSMISIVIDAD m ² /dia	LITOLOGIA ACUIFERO (2)	ACUIFERO (3)	CONDUTIVIDAD Años cm	RÉSIDUO SECO g/l	USOS DEL AGUA (4)	ORIGEN DOCUMENTACION	FECHA ORIGEN DE LOS DATOS GENERALES	OBSERVACIONES
14-21-3- 1	P	7	2,7	-	-	G	-	-	-	A	ITGE	1990	Sondeos en Avila
14-21-3- 2	P	10	5,5	-	-	G	-	-	-	A	"	"	"
14-21-3- 3	P	-	-	-	-	G	-	-	-	A	"	"	"
14-21-3- 4	S	-	-	-	-	G	-	-	-	O	"	"	"
14-21-3- 5	M	-	-	-	-	G	-	-	-	O	"	"	"
14-21-3- 6	M	-	-	-	-	G	-	-	-	O	"	"	"
14-21-3- 7	M	-	-	-	-	G	-	-	-	O	"	"	"
14-21-3- 8	M	-	-	-	-	G	-	-	-	O	"	"	"
14-21-3- 9	S	100	-	1.2	-	G	-	309	0.3	A	"	"	"
14-21-3-10	S	115	8,33	2.3	-	G	-	312	0.3	A	"	"	"
14-21-3-11	S	105	-	-	-	G	-	-	-	O	"	"	"
14-21-3-12	S	110	-	0,2	-	Piz	-	-	-	O	"	"	"
14-21-3-13	S	86	-	0.2	-	Piz	-	-	-	O	"	"	"
14-21-3-14	S	98	-	0.4	-	Piz	-	-	-	C	"	"	"
14-21-3-15	S	62	-	-	-	G	-	-	-	C	"	"	"
14-21-3-16	S	92	-	0.2	-	G	-	-	-	C	"	"	"
14-21-3-17	S	86	-	-	-	G	-	-	-	C	"	"	"
14-21-3-18	S	56	-	0.2	-	G	-	-	-	C	"	"	"
14-21-3-19	M	-	-	-	-	G+Piz	-	111	0.13	C	ADARO	1991	Proyecto Tiétar (Analitica)
14-21-4- 1	M	-	-	-	-	G	-	-	-	C	ITGE	1990	Sondeos en Avila
14-21-4- 2	S	-	-	-	-	G	-	-	-	C	"	"	"
14-21-4- 3	S	-	-	-	-	G	-	-	-	C	"	"	"
14-21-4- 4	M	-	-	02(91)	-	G	-	125	0.16	A	ADARO	1991	Proyecto Tiétar (Analitica)
14-21-5- 1	S	80	-	0.2	-	Piz	-	-	-	C	ITGE	1990	Sondeos en Avila
14-21-5- 2	S	80	-	-	-	Piz	-	-	-	C	"	"	"

(1) M : Manantial
 P : Pozo
 S : Sondeo
 G : Galeria

(2) Are : Arenas
 Gr : Gravas
 Cg : Conglomerados
 Ca : Calizas

Arc : Arcillas
 Piz : Pizarras
 Q : Cuarcitas
 G : R. Intrusivas

(3) N° del PIAS

(4) A: Abastecimiento
 R: Regadio
 I: Industrial
 G: Ganadero

C: Desconocido
 O: No se usa

Cuadro 1. Resumen de puntos de agua.

HOJA 1:50.000 N° 14-21 (529)

CUADRO RESUMEN DE INVENTARIO

2.-

NUMERO DE REGISTRO	NATURALEZA (1)	PROFOUNDIDAD DE LA OBRA (metros)	NIVEL PIEZOMETRICO M.S.N.M (Fecha)	CAUDAL /seg (Fecha)	TRANSMISIVIDAD m ² /dia	LITOLOGIA ACUIFERO (2)	ACUIFERO (3)	CONDUTIVIDAD A/metros /cm	RESIDUO SECO gr/l	USOS DEL AGUA (4)	ORIGEN DOCUMENTACION	FECHA ORIGEN DE LOS DATOS GENERALES	OBSERVACIONES
14-21-5- 3	S	80	-	-	-	Piz	-	-	-	C	ITGE	1990	Sondeos en Avila
14-21-5- 4	S	44	25	0.8	-	Piz	-	96	0.5	A	"	"	"
14-21-5- 5	S	39	3.04	1	-	Piz	-	125	0.1	A	"	"	"
14-21-5- 6	M	-	-	0.7	-	Piz+G	-	66	0.10	A	ADARO	1991	Proyecto Tiétar (Analítica)
14-21-6- 1	M	-	-	-	-	G+Piz	-	375	0.4	A	"	"	"
14-21-6- 2	S	-	-	-	-	G	-	-	-	O	ITGE	1990	Sondeos en Avila
14-21-6- 3	S	-	-	-	-	Are	-	-	-	O	"	"	"
14-21-8- 1	S	104	-	1.5	-	G	-	-	-	A	"	"	"
14-21-8- 2	S	104	-	0.3	-	G	-	-	-	G	"	"	"
14-21-8- 3	S	92	-	0.25	-	G	-	-	-	C	"	"	"
14-21-8- 4	S	63	2.05	2.00	11	G	-	-	-	A	"	"	"
14-21-8- 5	M	-	-	0.7	-	G	-	54	0.09	A	ADARO	1991	Proyecto Tiétar (Analítica)

(1) M : Manantial
P : Pozo
S : Sondeo
G : Galería

(2) Are : Arenas
Gr : Gravas
Cg : Conglomerados
Ca : Calizas

Arc : Arcillas
Piz : Pizarras
Q : Cuarcitas
G : R. Intrusivas

(3) N° del PIAS

(4) A: Abastecimiento
R: Regadio
I: Industrial
G: Ganadero

C: Desconocido
O: No se usa

Cuadro 2. Resumen de puntos de agua.

Finalmente, en la proximidad de la localidad de Armenteros, citar como indicio un filón de cuarzo, encajado con una cierta continuidad en pizarras metamórficas, que podría presentar posibilidades de explotación para la fabricación de lozas, vidrios y abrasivos.

7.2.2. Rocas industriales

Hay que destacar la poca tradición de cantería que existe actualmente en la región.

Dentro de los granitoides, la mayoría de las labores observadas no pasan de ser pequeñas canteras, de las que se extraen algunas piezas para uso local y/o regional, preferentemente empleadas como rocas de construcción y áridos de trituración.

Actualmente, la cantera activa más importante es la denominada "Las Lanchas", situada en el paraje de "El Reguero" (Término municipal de Martínez), donde se explota una cúpula de granito biotítico-moscovítico, poco alterado y con escasos enclaves (gabarras menores de 8 cm²). La potencialidad del recurso es alta y se usa como roca de construcción.

En el proyecto "Potencial básico de granitos y gneises ornamentales en Castilla y León" (ITGE-1985) fueron seleccionados dos sectores que han sido denominados, en la presente Hoja, "El Mirón" y "Becedillas".

El sector de "Becedillas", que toma el nombre de dicha localidad, abarca una superficie total de 3.000 Has. Se abrió un frente de cantera con objeto de explotar el granito para fines ornamentales. Se trata de una zona en la que coexisten dos tipos de granitos de características muy diferentes: por un lado, un granito gris claro, equigranular, con algunos megacristales de feldespato (tamaños de 2-3 cm) muy dispersos por la masa granítica; y, por otro lado, un granito rosa de tendencia sienítica, tamaño de grano medio-grueso, heterogranular, en el que pueden existir feldespatos potásicos y plagioclasas de 2-3 cm., con bajo contenido en cuarzo, presencia de clorita y posible epidota. En estos dos tipos de granitos se han encontrado dos yacimientos denominados "Yacimiento de las Carreteras" para el primero, y "Yacimientos de El Maillo" para el segundo, respectivamente. En ellos se realizaron estudios cartográficos, tectónicos y dos sondeos, en cada uno, de 15 m. de profundidad, con el objeto de estudiar la evolución en profundidad del granito. En definitiva, para el "Yacimiento de las Carreteras", se puede obtener un bloque teórico, de sección romboidal, que no está limitado en profundidad por diaclasas horizontales, por lo que su altura podrá ser elegida por el cantero según las necesidades del momento. Y para el "Yacimiento de El Maillo", el tamaño medio del bloque teórico extraíble, expresado en área de la sección basal, es de 8,40 m².

Por último, reseñar que, en el centro de este sector, se han encontrado bolos sueltos (aproximadamente de 1 m³) de una roca básica (probablemente gabro) en la cual se observa, de *visu*, la presencia de anfíboles y piroxenos; es de color negro, con características ornamentales muy aceptables en el mercado, pero con malas condiciones de afloramiento.

El sector de "El Mirón", se encuentra situado en las inmediaciones de la localidad de El Mirón y abarca una superficie total de 3.224 Ha. Se trata de un granito biotítico, con megacristales de

feldespato, grano medio-grueso y color gris-azulado; es muy homogéneo, tanto mineralógica como texturalmente, y, prácticamente, no existen enclaves, tan sólo en algún punto aislado se observa un xenolito básico con morfologías elípticas y tamaños de 10 a 15 cms..

En este sector se han encontrado dos yacimientos con características geológico-mineras muy diferentes. A estos yacimientos se les ha denominado "Yacimiento de El Mirón" y "Yacimientos de la Muela", situados entre las localidades de El Mirón y Valdemolinos. El primero, lo constituye una gran cúpula granítica de 400 x 250 m. y una altura visible de 40 m. El granito presenta las mismas características descritas anteriormente para el sector, unas excelentes condiciones para su explotación, muy buenos accesos y no muestra ningún recubrimiento. Con estas propiedades y con el estudio de sus parámetros estructurales, se llegó a la conclusión que, del sólido natural teórico extraíble del yacimiento, se puede obtener un aprovechamiento que puede llegar hasta el 77,8%.

El "Yacimiento de la Muela" corresponde a un macizo rocoso de muy poca extensión (50 m. x 80 m.), constituido por un granito biotítico, equigranular, alotriomórfico, de grano fino y color gris azulado. Presenta una gran homogeneidad mineralógica y textural, sin ningún tipo de recubrimiento y en un estado completamente fresco. No obstante, dado el elevado grado de fracturación que afecta al yacimiento y la irregularidad del trazado de las diaclasas, no es bueno para la extracción de roca con fines ornamentales, sino que sería aprovechable para roca de construcción. (Este yacimiento se seleccionó, básicamente, por haberse extraído de él las rocas utilizadas en la construcción del Palacio de Piedrahita).

Otras sustancias que se explotan, activa o intermitentemente, en pequeñas o medianas canteras, son los materiales metamórficos indiferenciados, entre los que predominan las corneanas cuarzo-feldepáticas, los esquistos compactos y los gneises. Todos ellos se emplean en la fabricación de áridos de machaqueo en un mercado de ámbito local/regional.

Finalmente, los pocos indicios y canteras de arcillas existentes en la Hoja pertenecen al Cuaternario. Proceden de la eluviation de las rocas graníticas o son depósitos de terrazas de ríos y arroyos. Presentan tonos pardo-rojizos y contienen limos y arenas. La potencia suele oscilar entre 1 y 3 m. En general, estos productos se utilizan en la industria ladrillera.

7.3. CARACTERÍSTICAS GEOTÉCNICAS GENERALES

Los distintos materiales existentes en la Hoja, han quedado plasmados en un mapa geológico según una separación de tramos cartográficos que presentan unas características geotécnicas particulares para cada uno de ellos.

El procedimiento seguido para su estudio ha sido el dividir la superficie total en áreas de comportamiento geotécnico diferente y a su vez subdividirlas en zonas que agrupan tramos cartográficos de similares características.

El criterio utilizado para la división de áreas ha sido fundamentalmente geológico, en los que se recogen aspectos litológicos, geomorfológicos e hidrogeológicos, que de un análisis conjunto,

dan lugar a un comportamiento geotécnico de las rocas. También se ha valorado cualitativamente la permeabilidad, el drenaje, la ripabilidad, la capacidad de carga y los posibles riesgos geológicos que puedan afectar a cada zona.

En la Hoja de Santa María del Berrocal, se han distinguido cuatro áreas y nueve zonas que corresponden a los siguientes tramos cartográficos del mapa geológico:

AREA I:

- ZONA I1: Tramos 1 a 7
- ZONA I2: Tramos 8 a 20

AREA II:

- ZONA II1: Tramos 21 a 25
- ZONA II2: Tramo 26
- ZONA II3: Tramo 27

AREA III:

- ZONA III1: Tramos 28 y 29
- ZONA III2: Tramo 30

AREA IV:

- ZONA IV1: Tramos 31, 32, 33, 36 y 37.
- ZONA IV2: Tramos 34, 35 y 38.

7.3.1. Áreas, zonas y tramos cartográficos con características geotécnicas similares

Seguidamente se describen las áreas y zonas establecidas dentro de la Hoja, así como los tramos cartográficos pertenecientes a cada zona.

7.3.1.1. Área I

Se ha dividido en dos Zonas que incluyen a todas las rocas filonianas e ígneas de la Hoja.

- ZONA I1 (Tramos cartográficos 1 a 7).

Están representadas por los diferentes diques intruidos entre distintas facies graníticas y metasedimentos, con una potencia media de 10 m.

Son formaciones impermeables con permeabilidad asociada a la fracturación por donde drenan.

No son ripables y su capacidad de carga es baja por la intensa fracturación.

— ZONA I2 (Tramos cartográficos 8 a 20).

Se incluyen en esta zona a las rocas graníticas deformadas o no, que a nivel cartográfico y petrográfico, corresponden a tipos de facies con idénticas características geotécnicas.

La morfología que presenta es muy regular y corresponden a los grandes relieves de la Hoja.

La roca en sí, se considera impermeable, aunque puede presentar una cierta permeabilidad ligada a zonas arenosas de alteración o tectonización.

En general y quitando posibles zonas de encharcamiento en áreas alteradas, existe una marcada red de escorrentía superficial.

Son materiales no ripables y con capacidad de carga elevada, eludiendo las zonas de alteración y/o elevada fracturación.

7.3.1.2. Área II

En este grupo se han separado tres zonas con diferentes tramos cartográficos, todos ellos en materiales del Cámbrico Inferior.

— ZONA II1 (Tramos cartográficos 21 a 25).

Corresponde, a pizarras, esquistos, límolitas, cuarcitas y metaconglomerados pertenecientes a formaciones Cárnicas existentes en la mitad occidental de la Hoja.

Su comportamiento hidrogeológico es de una formación impermeable, en la que sólo existe escorrentía superficial o permeabilidad ligada a fracturas.

La morfología es suave con relieves que tienen pendientes de 0 a 10%. Son fácilmente erosionables a excepción de los tramos cuarcíticos y conglomeráticos por el tipo de material en sí, por la fracturación y por la pizarrosidad. Estos rasgos permiten clasificar a la zona, como geomorfológicamente desfavorable.

La capacidad de carga es buena por lo que no se prevén problemas de asientos. En general son materiales ripables y sólo aquellos niveles cuarcíticos y conglomeráticos de entidad, necesitan voladura.

— ZONA II2 (Tramo Cartográfico 26).

Está representado por las arenas de Tamames, que aparecen dispuestas en distintos puntos al N de Santa María del Berrocal.

Son materiales impermeables que solo permiten una cierta infiltración.

No son ripables, su capacidad de carga es buena y no se presentarán problemas de asientos.

— ZONA II3 (Tramo Cartográfico 27).

Lo constituyen niveles carbonatos, y rocas calcosilicatadas (calizas de Tamames).

Aparecen en cerros aislados con morfología suave directamente sobre las rocas graníticas o sobre los sedimentos arenosos de la ZONA II2.

Estas rocas se comportan como formación permeable por fisuración y/o karstificación.

No son ripables y tienen buena capacidad de carga aunque se tienen que eludir posibles zonas karstificadas.

7.3.1.3. Área III

Pertenecen a este área sedimentos cretácicos y terciarios incluidos en dos zonas con características propias.

— ZONA III1 (Tramos cartográficos 28 y 29)

Corresponden a esta zona, arcosas cantos y arcillas por lo general poco cementadas, que se ubican formando replanos en las bandas N y S de la Hoja. No presentan problemas geomorfológicos resaltables, aunque si se observan signos de erosión lineal, abarrancamientos y entalladuras en las arcosas de la zona N.

En conjunto estos materiales son permeables pero estarán ligados a la cantidad de matriz limosa que contenga para que pierda este carácter. Es normal encontrar en profundidad niveles acuíferos definidos y continuos.

Son materiales ripables y su capacidad de carga y magnitud de asentamiento son de tipo medio-alto.

— ZONA III2 (Tramo cartográfico 30).

Lo forman arenas, conglomerados y limos rojos con representación cartográfica en la mitad noroccidental de la Hoja.

Presentan una morfología plana hacia el N; por lo que no plantean problemas de tipo geomorfológico. En las áreas atravesadas por arroyos aparecen signos de erosión lineal.

Es una zona impermeable o con algún acuífero aislado condicionado por la potencia del tramo y la abundancia de limos en la matriz o base arenosa. En conjunto el drenaje es malo, por lo que se producen áreas encharcadas.

La ripabilidad es buena, y la capacidad de carga y asentamientos de tipo medio.

7.3.1.4. Área IV

Se agrupan en este área dos zonas con características diferentes, incluidas todas ellas dentro del cuaternario.

— ZONA IV1 (Tramos cartográficos 31, 32, 33, 36 y 37).

Son cantos cuarcíticos, arenas y limos correspondientes a glaciares, coluviones y conos, existentes como recubrimiento de laderas, con mayor o menor inclinación en todos los relieves de la Hoja.

Dada la morfología de los mismos, presentarán problemas de deslizamiento en las áreas de mayor pendiente (coluviones y conos).

Es un conjunto permeable y semipermeable donde el drenaje se efectúa por infiltración y escorrentía.

La ripabilidad es buena y la capacidad de carga baja-media. El carácter errático de estos sedimentos puede provocar asientos diferenciales en obras de cimentación.

— ZONA IV2 (Tramos cartográficos 34, 35 y 38).

La zona se encuentra formada por gravas, arenas y limos que corresponden a terrazas que se disponen aisladas y a escasos metros sobre la cota del nivel de base de los actuales cursos de agua, la lluvia coluvial, fondos de valle y zonas de encharcamientos.

Son permeables y su drenaje se realiza por infiltración.

Como característica mecánica mencionar que son materiales ripables con capacidad de carga media. Los riesgos más comunes en estos materiales, son los asientos diferenciales en las cimentaciones y la presencia del nivel freático alto al realizar excavaciones y zanjas.

8. PATRIMONIO NATURAL GEOLÓGICO

Un Punto de Interés Geológico (P.I.G.) puede ser definido como un lugar o área que muestra una o varias características de especial relevancia para interpretar y evaluar los procesos geológicos que, de una manera continuada, han ido modelando nuestro planeta a lo largo de miles de millones de años. Por consiguiente, se trata de un recurso natural no renovable, de índole cultural, que debe ser protegido ya que su desaparición o tratamiento inadecuado constituye un daño irreparable para el conocimiento de la historia de nuestro planeta.

El creciente interés de la sociedad por los problemas medio-ambientales ha motivado que las autoridades, diversos colectivos sociales e instituciones de hayan sensibilizado ante la necesidad de conservar nuestro entorno natural como patrimonio cultural. En este sentido, el Instituto Geológico y Minero de España (I.G.M.E.) comenzó en 1978 la labor de realizar una serie de estudios encaminados a obtener un inventario de aquellos puntos que por su singularidad geológica deben ser conocidos y protegidos con fines científicos, educativos, turísticos y/o económico.

8.1. RELACION DE PUNTOS INVENTARIADOS

En la Hoja de Santa María del Berrocal, se han inventariado cuatro puntos de interés geológico en los que se ha intentado reflejar los procesos deformativos que han sufrido los materiales aflorantes en el área.

Todos ellos presentan una influencia de carácter regional que por su utilización, su interés es de tipo científico-didáctico medio. En general ninguno de ellos presenta problemas especiales de protección.

Los puntos inventariados son los siguientes:

- Pliegue de Fase III al N de Gallegos de Solmirón.
- Pliegues de Fase II y III al E de Narrillos del Álamo.
- Charnelas de pliegues de Fase II en niveles areniscosos de la Formación Monterrubio.
- Serie de leucogneises del Álamo y granitos gneíscos porfídicos de Bercimuelle.

8.2. DESCRIPCIÓN E INTERÉS DE LOS PUNTOS INVENTARIADOS

8.2.1. Pliegue de Fase III al N de Gallegos de Solmirón

El acceso a este punto se realiza a través de un carril de tierra que parte de Gallegos de Solmirón hacia el N en dirección a Narrillos del Álamo. El punto se localiza en el talud de este carril, poco antes de una bifurcación del mismo al coronar un alto.

En él, podemos observar unos pliegues menores de Fase III en pizarras y esquistos de la Formación Monterrubio en el núcleo de la antiforma de Bercimuelle, se trata de pliegues centimétricos que pliegan a S_2 con flancos bastante cerrados ($N65^{\circ}E/67^{\circ}N$ y $N80^{\circ}E/85^{\circ}N$) y ángulos comprendidos entre 30° y 50° .

La charnela de estos pliegues tiene una dirección entre N100°-120°E pinchado al N entre 40° y 50° con plano-axial. N90°E/65°N.

Por su contenido este punto se ha clasificado de la siguiente manera:

- Tectónico: Medio
- Petrológico: Bajo
- Científico: Medio
- Didáctico: Medio
- Por su influencia: Regional

8.2.2. Pliegues de Fases II y III al Este de Norrillos del Álamo

A este punto se accede por la carretera local que une Aldealabad y Narrillos y se localiza en el punto kilométrico 1, al S del Cerro Cogorrijo.

En este punto se pueden observar pliegues centimétricos de Fase II, en la Formación Monterrubio, con direcciones entre N75°-90°E con ejes pinchando de 10° a 30° al S.

Algunos de estos pliegues se encuentran a su vez afectados por pliegues de crenulación correspondiente a FIII de dirección N100°E.

Por su contenido este punto se ha clasificado de la siguiente manera:

- Tectónico: Medio
- Petrológico: Bajo
- Científico: Medio
- Didáctico: Medio
- Por su influencia: Regional

8.2.3. Charnelas de pliegues de Fase II en niveles areniscosos de la Formación Monterrubio

Este punto se localiza en el punto kilométrico 30,500 de la carretera local que une Armenteros con Galinduste.

En él observamos, charnelas de pliegues de F-II con un eje N117°/24°N que presentan un ángulo variable entre sus flancos entre 60° y 80°.

Se observa igualmente la lineación de intersección (L_1), marcada por la intersección entre los planos de estratificación S_0 y la esquistosidad S_1 . Esta lineación es paralela a los ejes de pliegues de esta fase y se encuentra claramente doblada por pliegues de segunda fase.

Por su contenido este punto se ha clasificado de la siguiente manera:

- Tectónico: Medio
- Petrológico: Bajo

- Científico: Medio
- Didáctico: Medio
- Por su influencia: Regional

8.2.4. Serie de leucogneises del Álamo y granitos gneísimos porfídicos de Bercimuelle

Se localiza en la vertiente norte de la Sierra de Norrillos entre ésta y el pueblo de Narrillos del Álamo. Se puede acceder al corte desde el mismo pueblo hacia el Sur.

En este corte se pueden observar los gneises leucocráticos de grano fino y glandulares alternando con cuarcitas del flanco N de la antiforme de Bercimuelle y cizallas (plano "C" /en relación con esta forma).

Los gneises leucocráticos de grano medio-fino aparecen bien representados en el camino que sube hacia la sierra, por niveles de escasa potencia alternando con micacitas y esquistos.

Los gneises glandulares o granitos gneísimos porfídicos se presentan en bandas paralelas que dan los primeros resalte de la ladera N de la Sierra de Narrillos.

Presentan foliación planar o plano linear (S_2) debido a la F-II, coincidente con la esquistosidad S_2 de las rocas encajantes ($N80^\circ$ - $100^\circ E/40^\circ$ - $50^\circ N$).

En los gneises glandulares se pueden observar cizallas dúctiles de componente normal con dirección E-W y buzando al N de 50° a 80° , que se relacionan con la antiforme de Bercimuelle. Estas cizallas dúctiles igualmente afectan a algunos diques de cuarzo que cortan la esquistosidad (S_2).

Por su contenido, este punto se ha clasificado de la siguiente manera:

- Tectónico: Bajo
- Petrológico: Medio
- Científico: Medio
- Didáctico: Medio
- Por su influencia: Regional

8.3. CRITERIOS METODOLÓGICOS EN LA SELECCIÓN

Para la selección de los puntos se han seguido los criterios dados por el IGME y por los propios investigadores que han intervenido en la confección de la presente Hoja, en función de las características de los materiales aflorantes, del tipo de afloramiento, de su importancia, etc.

Para cada uno de estos puntos se ha rellenado su ficha correspondiente con la situación, características más destacadas, influencia, accesos, fotos, etc., la cual se adjunta como información complementaria a la memoria para su consulta por cualquier persona o entidad interesada en los mismos.

9. BIBLIOGRAFÍA

- AGUIRRE, E.; DÍAZ MOLINA, M. y PÉREZ GONZÁLEZ, A. (1976). "Datos paleomastológicos y fases tectónicas en el Neógeno de la Meseta Sur Española". *Trab. Neog. Cuat.* 5, 7-29.
- ALONSO GAVILÁN, G. y POLO, M.A. (1986). Evolución tectosedimentaria oligo-miocénica del SO de la Fosa de Ciudad Rodrigo (Salamanca). *Resum. de Comm. XI Congr. Nac. Sedimentología*. Barcelona.
- ÁLVAREZ NAVA, H. y ROBLES CASA, R. (1988). "Sobre la existencia de una esquistosidad prehercínica en la zona de Fuenteguinaldo-Pastores, SO de Salamanca (Zona Centro Ibérica)". *Congreso Geológico de España. Sociedad Geológica de España*. Vol, 2, pp. 99-102.
- ÁLVAREZ NAVA, H.; GARCÍA CASQUERO, J.L.; GIL TOJA, A.; HERNÁNDEZ URROZ, J.; LORENZO ÁLVAREZ, S.; LÓPEZ DÍAZ, F.; MIRA LÓPEZ, M.; MONTESERIN, V.; NOZAL, F.; PARDO, M.V.; PICART, J.; ROBLES CASAS, R.; SANTAMARÍA, J. y SOLE, J. (1988). "Unidades litoestratigráficas de los materiales precámbricos-cámbrios de la mitad suroriental de la zona centro ibérica". *Comunicaciones II Congr. Geol. España*, vol. 1, pp. 19-22.
- APARICIO, A., BELLIDO, F., BRANDLE, J.L., GARCÍA CACHO, L. y SANTOS, V. (1983). "Caracterización de los granitoides hercínicos del sector Centro-Oriental del Sistema Central Español". *Est. Geol.*, XXXIX: 271-306.
- BIROT, P. y SOLE SABARIS, L. (1954). "Investigaciones sobre morfología de la Cordillera Central Española". *C.S.I.C. Inst. Juan Sebastián Elcano*, 87 pp.
- BLANCO, J.A. (1989). Informe sobre la mineralogía de los materiales terciarios. *Mapa Geológico de España*, E: 1:50.000, MAGNA, Hoja 501 (La Fuente de San Esteban). Información complementaria. I.T.G.E.
- CASTRO, A. (1987). "On granitoid emplacement and related structures. A review". *Geologische Rindschau*, 76/1, 101-124.
- CANTANO, M. y MOLINA, E. (1987). Aproximación a la evolución morfológica de la Fosa de Ciudad Rodrigo. *Salamanca. España. Bol. R. Soc. Española Hist. Nat. (Geol.)* 82, 87-101.
- CAWTHORN, R.G., STRONG, D.F. y BROWN, P.G. (1976). "Origin of corundum-normative intrusive and extrusive magmas". *Nature*, 259: 102-104.
- CENTENO, J.D. (1989). "Evolución cuaternaria del relieve de la vertiente sur del Sistema Central Español. Las formas residuales como indicadoras morfológicas". *Cuad. Lab. Xeolóxico de Laxe*, 13, 79-88.
- CHAPPELL, B.W. y WHITE, A.J.R. (1974). "Two contrasting granite types". *Pacific Geol.*, 8: 173-174.
- CLARKE, D.B. (1981). "The mineralogy of the peraluminous granites: A review". *Canadian Mineralogist*, 19: 3-17.

- CONTRERAS, E., SÁNCHEZ CARRETERO, R. y JUNCO, F. "Mapa y memoria explicativa de la hoja n.º 599 (Jaraiz de la Vera) del Mapa Geológico Nacional (MAGNA). Realización 1991. ITGE, Madrid.
- CORRALES, I.; MANJON, M. y VALLADARES, I. (1974). "La serie carbonatada de Navarredonda de la Rinconada (Salamanca, España)". *Studia Geol.*, vol. VIII, pp. 85-91.
- CUSTODIO, E. y LLAMAS, M.R. (1976). "Hidrología subterránea" *Ed. Omega, Barcelona*. T.I. y II: 1-2359.
- DEBON, F. y LE FORT, P. (1983). "A chemical-mineralogical classification of common plutonic rocks and associations". *Trans. R. Soc. Edin.: Earth Sci.*, 73: 135-149.
- DEBON, F. y LE FORT, P. (1988). "A cationic classification of common plutonic rocks and their magmatic associations: principles, method, applications". *Bull. Minéral.*, 111: 493-510.
- DEPARTAMENTO DE PETROLOGÍA Y GEOQUÍMICA de Salamanca (1980). Plutonism of central western Spain. A preliminary note. *Estud. Geol.*, 36: 339-348.
- DÍEZ BALDA, M.^a A. (1980). "La sucesión estratigráfica del Complejo Esquisto Grauváquico al sur de Salamanca". *Estud. Geol.*, 36: 131-138.
- DÍEZ BALDA, M.^a A. (1982). "El Complejo Esquisto Grauváquico, las series Paleozoicas y la estructura Hercínica al S de Salamanca". Tesis Doctoral. Universidad de Salamanca.
- DÍEZ BALDA, M.^a A. (1983). "Características del elipsoide de deformación finita ligado a la segunda fase hercínica en áreas meso y catazonales del sur de la provincia de Salamanca". *Studia Geológica Salmanticensia. XVIII*, pp. 65-80, Salamanca.
- DÍEZ BALDA, M.^a A. (1986). "El Complejo Esquisto Grauváquico, las series paleozóicas y la estructura hercínica al Sur de Salamanca". *Acta Salmanticensia*, 52, 162 pp., Salamanca.
- DÍEZ BALDA, M.^a A. ; GARCÍA CASQUERO, J.L.; MONTESERIN LÓPEZ, V.; NOZAL MARTÍN, F.; PARDO ALONSO, M.V.; y ROBLES CASAS, R. (1990). "Nuevos datos acerca de la estratigrafía y la estructura hercínica al sur de Salamanca". *Geogaceta*.
- ENADIMSA (1990). "Estudio de la roca plutónica del Macizo Hespérico" (1980).
- FERNÁNDEZ AMIGOT, J.A. (1981). Prospección en investigación de yacimientos uraníferos en la provincia de Salamanca. *Tecnítarreæ*, 43, 45-73.
- FRANCO GONZÁLEZ, M.P. (1974). Las formaciones infraordovícicas y el borde de las granodioritas al Este de Guijuelo (Salamanca). Tesis de Licen. Univ. de Salamanca.
- FRANCO Gonzalez, M.P. (1980). Estudio petrológico de las formaciones metamórficas y plutónicas al Norte de la Depresión de Corneja-Amblés (Sierra de Ávila). Tesis Univ. Salamanca, 273 p.

- FRANCO Gonzalez, M.P. y CASTRO, A. (1983). "Guía de excursiones por el basamento de la Meseta Castellana". Dep. Petrología. Universidad de Salamanca. VIII Reunión sobre Geol. del Oeste Peninsular. 5-28.
- FRANCO González, M.P. y GARCÍA DE FIGUEROLA, L.C. (1986). Las rocas básicas y ultrabásicas en el extremo occidental de la Sierra de Ávila (Provincias de Ávila y Salamanca). *Studia Geol. Salmanticensia*, XXIII: 193-218.
- FRANCO González, M.P. y SÁNCHEZ GARCÍA, T. (1987). Características petrológicas del área de "El Mirón"(N del Valle de Corneja, Prov. de Ávila). En "Geología de los Granitoides y Rocas Asociadas del Macizo Hespérico". Libro homenaje a L.C. GARCÍA de FIGUEROLA, 293-313 Ed. Rueda, Madrid.
- FRANCO GONZÁLEZ, M.P. y SÁNCHEZ GARCÍA, T. (1988). Características petrológicas del área de "El Mirón" (N del Valle de Corneja, Prov. de Ávila). *Studia Geológica*. Salamanca.
- GARCÍA DE FIGUEROLA, L.C. y MARTÍNEZ GARCÍA, E. (1972). "El Cámbrico Inferior de La Rinconada (Salamanca, España Central)". *Studia Geológica*, 3, pp. 33-41.
- GARCÍA DE FIGUEROLA, L.C. y CARNICERO, A. (1973). "El extremo noroeste del gran dique del Alentejo-Plasencia". *Studia Geol.*, 6: 73-84.
- GARCÍA DE FIGUEROLA, L.C. y FRANCO GONZÁLEZ, M.P. (1975). "Las formaciones infraordovícicas y el borde de las granodioritas al E de Guijuelo (Salamanca)". *Est. Geol.* 31: 487-500.
- GARCÍA DE FIGUEROLA, L.C., FRANCO GONZÁLEZ, M.P. y CASTRO DORADO, A. (1983). Características petrológicas del Complejo laminar pegmatoide ("Serie del Álamo") de las provincias de Salamanca y Ávila. *St. Geol. Salmanticensia*, XIX: 33-77.
- GARZÓN HEYDT, G. y LÓPEZ MARTÍNEZ, N. (1978). "Los roedores fósiles de Los Barros (Ávila). Datación del Paleógeno continental en el Sistema Central". *Estudios Geol.*, 34: 571-575.
- GARZÓN HEYDT, M.G. (1980). "Estudio geomorfológico de una transversal en la Sierra de Gredos Oriental (Sistema Central Español). Ensayo de una cartografía geomorfológica". Tesis doct. Fac. de Ciencias geológicas. Univ. Compl. Madrid. 425 pp. (inédito).
- GARZÓN HEYDT, G.; UBANEll, A.G. y ROSALES, F. (1981). "Morfoestructura y sedimentación terciarias en el Valle de Amblés (Sistema Central Español)". *Cuadernos Geol. Ib.*, Vol. 7: 655-665.
- GARZÓN HEYDT, G., PEDRAZA GILSANZ, J. y UBANEll, A.G. (1982). "Los modelos evolutivos del relieve del Sistema Central Ibérico (Sectores de Gredos y Guadarrama)". *Rev. Real Ac., Ciencias Exactas, Físicas y Naturales*. 76, 20: 475-496.
- GOICOECHEA, P., DOBLAS, M., HERNÁNDEZ ENRILE, J.L. y UBANEll, A.G. (1991). "Estudio cinemático de las fallas alpinas que delimitan la fossa tectónica del Lozoya (Sistema Central)". *Geogaceta*, 9, 24-26.

IGLESIAS, A. y JUNCO, F. (1991). Mapa y memoria explicativa de la Hoja N.º 600 (Candeleda) del Mapa Geológico Nacional (MAGNA). Realización 1991 ITGE, Madrid.

INSTITUTO GEOLÓGICO Y MINERO DE ESPAÑA (1975). "Prospección geofísica en el Valle de Amblés". *Servicio de documentación, IGME*.

INSTITUTO GEOLÓGICO Y MINERO DE ESPAÑA (1978). "Proyecto para investigación hidrogeológica de la Cuenca del Duero, Sistemas acuíferos n.º 8 y 12. Estudio hidrogeológico del Valle de Amblés (Ávila)". *Servicio de documentación, IGME*.

INSTITUTO GEOLÓGICO Y MINERO DE ESPAÑA (1981). "Proyecto de realización de informes sobre las posibilidades de resolver abastecimientos urbanos mediante aguas subterráneas en la provincia de Ávila". *Servicio de documentación, IGME*.

INSTITUTO GEOLÓGICO Y MINERO DE ESPAÑA (1982). "Mapa Geológico de España, E. 1:200.000. Síntesis de la cartografía existente". Servicio de Publicaciones. Ministerio de Industria y Energía. Madrid.

INSTITUTO GEOLÓGICO Y MINERO DE ESPAÑA (1987). "Sistemas acuíferos en la España Peninsular" a E. 1:1.000.000".

IRVINE, T.N. y BARAGAR, W.R.A. (1971). "A guide to chemical classification of common volcanic rocks". *Canadian J. Earth Sci.*, 8: 523-548.

JIMÉNEZ, E. (1977). "Sinopsis sobre los yacimientos fosilíferos paleógenos de la provincia de Zamora". *Bol. Geol. Min.*, 88: 357-364.

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

JOHNSON, E.E. (1966). "Ground water and wells". Saint Paul, Minnesota. U.S.A.: 1-440.

JUNTA DE CASTILLA Y LEÓN (1986). "Inventario de explotación de agua subterránea. Estudio de los recursos de agua subterránea en el Valle de Amblés (Ávila). Consejería de Fomento, Valladolid.

LAMEYRE, J. y BOWDEN, P. (1982). Plutonic rock types series: discrimination of various granitoids series and related rock. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 14: 169-186.

MARTÍN-ESCORZA, C. (1980): Cabalgamiento del zócalo granítico sobre la cobertura neógena. Al este de Villacastín (cuenca del Duero-Cordillera Central). *Est. Geol.* 36, 409-412.

MARTÍN HERRERO, D. (1989). "Los materiales Precámbricos-Cámbricos al O y S de Ciudad Rodrigo (Salamanca): serie, discordancias y correlación". *Bol. Inst. Geom. de España*. Vol. 100-2, pp. 169-177.

- MARTÍN HERRERO, A. (1989). La estructura de los materiales Precámbrico-Cámbicos al O de Ciudad Rodrigo (Salamanca). *Bol. Inst. Geom. de España*. Vol. 100-6, pp. 1033-1045.
- MARTÍN HERRERO, D.; ALBERT COLOMER, V.; LÓPEZ PLAZA, M. y RODRÍGUEZ ALONSO, M.ª D. (1987). "Mapa geológico de España, E. 1:50.000. 2.ª serie. Hoja núm. 525 (10-21). Ciudad Rodrigo". I.T.G.E.
- MARTÍN HERRERO, D.; UGIDOS MEPNA, J.M.ª; NOZAL MARTÍNEZ, F. y PARDO ALONSO, M.V. (1988). "Mapa geológico de España a E: 1/50.000, Hoja núm. 527 (12-21). Sequeros". I.T.G.E.
- MARTÍN SERRANO, A. (1986). "El relieve de la región occidental zamorana. Un modelo de evolución geomorfológica del borde Hespérico". Tesis Univ. Complutense de Madrid, 1-157. Publicación Instituto de Estudios Zamoranos. Zamora, 1988.
- MARTÍN SERRANO, A. (1988a). "El relieve de la región occidental zamorana. La evolución geomorfológica de un borde del Mecizo Hespérico". Inst. de Est. zamoranos Florián de Ocampo. Dip. de Zamora. 311 pp.
- MARTÍN SERRANO, A. (1988b). "Sobre la transición Neógeno-Cuaternario en la Meseta. El papel morfodinámico de la Raña". II Congreso Geológico de España, 1983. Comunicaciones. Vol. I. pp. 395-198.
- MARTÍN SERRANO, A.; MOLINA, E.; MEDIAVILLA, R. y SANTIESTEBAN NAVARRO, J.I. (1991). Alteraciones y paleoalteraciones en la morfología del oeste peninsular. Monografía de la Sociedad Española de Geomorfología.
- MARTÍNEZ GARCÍA, E. y NICOLAU, J. (1973). "Los terrenos infraordovícicos de la antiforma de Martinamor (Salamanca)". *Bol. Geol. y Min. t. LXXXIVVI*. 407-418.
- MAYASA (1986-88). "Investigación de fosfatos al S y SO de Salamanca".
- MEGIAS, A.G. (1982). Introducción al Análisis Tectosedimentario: aplicación al estudio dinámico de cuencas. V Congreso Latinoamericano de Geología, Argentina 1982. Actas I: 395-405.
- MENDES, F., FUSTER, J.M., IBARROLA, E. y FERNÁNDEZ SANTIN, S. (1972). "L'age de quelques granites de la Sierra de Guadarrama (Système Central Espagnol)". *Rev. Fac. C. de Lisboa*, 17: 345-365.
- MINISTERIO DE OBRAS PÚBLICAS Y URBANISMO (1977). "Normas para la redacción de proyectos de abastecimiento de agua y saneamiento de poblaciones". Servicio de publicaciones, Madrid.
- MITCHUM, R.M.; VAIL, P.R. y THOMPSON, III, S., 1977. Part Two: The Depositional Sequence as a Basic Unit for Stratigraphic Analysis. In: PAYTON, C. E. (ed): *Seismic Stratigraphy*.

- MIYASHIRO, A. (1975). Classification, characteristics, and origin of ophiolites. *Journal of Geology*, 83: 249-281.
- MOLINA, E.; BLANCO, J.A. y MARTÍNEZ, F.J. (1982). "Esquema morfológico evolutivo de la Fosa de C. Rodrigo (Salamanca)". Primera Reunión sobre la Geología de la Cuenca del Duero. *Temas Geológicos y Mineros*. núm. 6. parte 2.^a, pp. 433-448. Madrid.
- MOLINA, E., VICENTE, A., CANTANO, M. y MARTÍN-SERRANO, A. (1989). "Importancia e implicaciones de las paleoalteraciones y de los sedimentos siderolíticos del paso Mesozoico-Terciario en el borde Suroeste de la Cuenca del Duero y Macizo Hercínico Ibérico". *Studia Geológica Salmanticensis*. Vol. esp. 5, 177-186.
- MONTESERIN, V. y MARTÍN SERRANO, A. (1990). "Mapa geológico de España. E: 1/50.000 2.^a Serie. Hoja núm. 628 (13-21) Guijuelo. I.T.G.E.
- MORENO SERRANO, F. (1990). "Superficies de erosión y fracturas del enlace entre la Meseta Norte y la Llanura extremeña (Salamanca-Cáceres). Actas I Reunión Nacional de Geomorfología, 39-49.
- MORENO SERRANO, F.: "Superficies de erosión y tectónica neógena en el extremo occidental del Sistema Central español". *Geogaceta*, 9, 47-49.
- NELSON, C.H. (1981). "Modern shallow-water graded sand layers from storm surges, Bering shelf: a mimic of Bouma sequences and turbidite systems". *J. Sediment. Petrology*. 52 (2): 537-545.
- NOZAL MARTÍN, F. y ROBLES, R. (1988). "Series y correlación de los materiales anteordovícicos en los Montes de Toledo y el sur de Salamanca". Congreso Geológico de España. *Sociedad Geológica de España*, vol. 1. pp. 139-143.
- O'CONNOR, J.T. (1965). "A classification for quartz-rich igneous rocks based on feldspar ratio". *U.S. Geol. Surv. Prof. Paper* 525B: B79-B84.
- PEARCE, J.A., HARRIS, N.B.W. y TINDLE, A.G. (1984). "Trace Element Discrimination Diagrams for the Tectonic Interpretation of Granitic Rocks". *J. Petrol.*, 25: 956-983.
- PEDRAZA GILSANZ, J. (1973). "Estudio Geomorfológico del extremo oriental de la cadena San Vicente-Peña de Cenicientos". *Bol. Geol. y Min.*, 84, 1, 1-14.
- PEDRAZA GILSANZ, J. (1978). "Estudio Geomorfológico de la zona de enlace entre las Sierras de Gredos y Guadarrama (Sistema Central español)". Tesis Doctoral. Univ. Compl. Madrid, 540 pp.
- PEDRAZA GILSANZ, J. (1989). "La morfogénesis del Sistema Central y su relación con la morfología granítica". *Cuad. Lab. Xeol. de Laxe*, 13, 31-46.
- PLAN NACIONAL DE INVESTIGACIÓN DE AGUAS SUBTERRÁNEAS (1988). "Estudio Hidrogeológico de la Cuenca Hidrográfica del Duero". Memoria, MOPU.

- POLO, M.A.; ALONSO GAVILÁN, G. y VALLE, M.F. (1987). Bioes tratigrafía y paleogeografía del Oligoceno-Mioceno del borde SO de la fosa de Ciudad Rodrigo (Salamanca). *Stud. Geol. Salmanticensia*, 24, 229-247.
- PORTERO GARCÍA, J.M. y AZNAR AGUILERA, J.M. (1984). "Evolución morfológica y sedimentación terciarias en el Sistema Central y cuencas limítrofes (Duero y Tajo)". *I Congreso Español de Geología*, Tomo III: 253-263.
- PULIDO CARRILLO, J.L. (1981). "Estudio de los recursos hidráulicos subterráneos del Valle de Amblés (Ávila)". *II Simposio Nacional de Hidrogeología*, Pamplona: 275-285.
- RAMSAY, J.G. (1967). "Folding and fracturing of rocks". Mc GrawHill Book. Company.
- REMENIERAS, G. (1984). "Tratado de hidrología aplicada". Editores Técnicos Asociados, S.A., 2 Edic., Barcelona: 1-515.
- RIBEIRO, A. (1974). "Contribution á l'étude tectonique de Trás-os-Montes Oriental. Mem. n.º 24. Serv. Geol. Portugal.
- ROBLES CASA, R. y ÁLVAREZ NAVA, H. (1988). "Los materiales Precámbricos-Cámbicos del Domo de Las Hurdes: existencia de tres series sedimentarias separadas por discordancia. SO de Salamanca (Zona Centro Ibérica)". Congreso Geológico de España. Sociedad Geológica de España, vol. 1, pp. 185-188.
- RODRÍGUEZ ALONSO, M.^a D. (1982). "Contribución al conocimiento del CEG en el Sector Occidental del Sistema Central Español (Las Hurdes y Sierra de Gata)". Tesis doctoral inédita. Universidad de Salamanca.
- SCHERMERHORN, L.J.G.; PRIEM, H.N.A.; BOELRIJK, N.A.I.M.; HEBEDA, E.H.; VERDURMEN, E.A.TH. y VERSCHURE, R.H. (1978). "Age and origin of the Messejana dolerite fault-dike system (Portugal and Spain). In the light of the opening of the North Atlantic ocean". *J. of Geology*, 86, 299-309.
- SCHWENZNER, J.E. (1937): "Zur Morfologie das Zentrals Spanischen Hochlandes", Geogr. Abhandl, 3.^a ser. H. 10, 1-128 p. traducido y resumido por Vidal Bux. "La morfología de la región montañosa central de la Meseta española" *Bol. R. Soc. H. Nat*; 41, 121-148. Madrid. 1943.
- SOARES DE ANDRADE, A.A. (1972). "Sur l'âge Permien intérieur d'une Intrusion doléritique à Portel, Alentejo (filon de Messejana). *Rev. Fac. Cienc.*, Lisboa, 17, 237-242.
- SOLE SABARIS, L. (1952): "Geografía de España y Portugal, I Geografía Física". Edit. Montaner y Simón. Barcelona, 497 pp.
- SOLE SABARIS, L. (1983): "Morfología general de la Península Ibérica". Libro Jubilar de J.M.^a Ríos. Tomo II, 587-604.

- SOLESIO, J.; LÓPEZ, L. y RUIZ, C. (1983). "Cálculo de la lluvia útil y de la infiltración en el Terciario Detritico de Madrid". *III Simposio de Hidrogeología*, Madrid, 377-383.
- STRECKEISEN, A. (1974). Classification and nomenclature of plutonic rocks. Recommendations of the IUGS Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks. *Geologische Rundschau*, 63: 773-786.
- SYLVESTER, P.J. (1989). "Postcollisional alkaline granites" *Journal of Geology*, 97: 261-280.
- TEIXEIRA, C. y TORQUATO, J.R. (1975). "Nouvelles données sur l'âge du grand filon doléritique de Vila do Bispo/Plasencia". *Bol. Soc. Geol. Portugal*, 19, 99-101.
- UBANEL, A.G.; GARZÓN, G.; DE LA PEÑA, J.A.; BUSTILLO, A. y MARFIL, R. (1978): "Estudio de procesos de alteración hidrotermal en rocas graníticas y sedimentarias (provincia de Ávila)" *Est. Geol.* 34, 151-160.
- VALLADARES, I. y CORRALES, I. (1980). "Las series carbonatadas del Cámbrico Inferior de Salamanca". IX Congreso Nacional de Sedimentología, Guía de Sesiones de Campo, pp, 15-25.
- VALLADARES, I. y RODRÍGUEZ ALONSO, M.^a D. (1988). "Depositional processes of channel fill carbonate (alte Precambrian, Salamanca, Spain)". *Revista de la Sociedad Geológica de España*. Vol. 1 (1-2).
- VÁZQUEZ GARRIDO, J.T. (1986): "Fracturación y génesis del relieve en el sector Suroriental del Macizo de Gredos". Tesina de licenciatura. Univ. Compl. de Madrid (inédita).
- WHALEN, J.B., CURRIE, K.L. y CHAPPELL, B.W. (1987). "A Type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 95: 407-419.



MINISTERIO
DE CIENCIA
E INNOVACIÓN

ISBN 978-84-7840-747-7

9 788478 407477