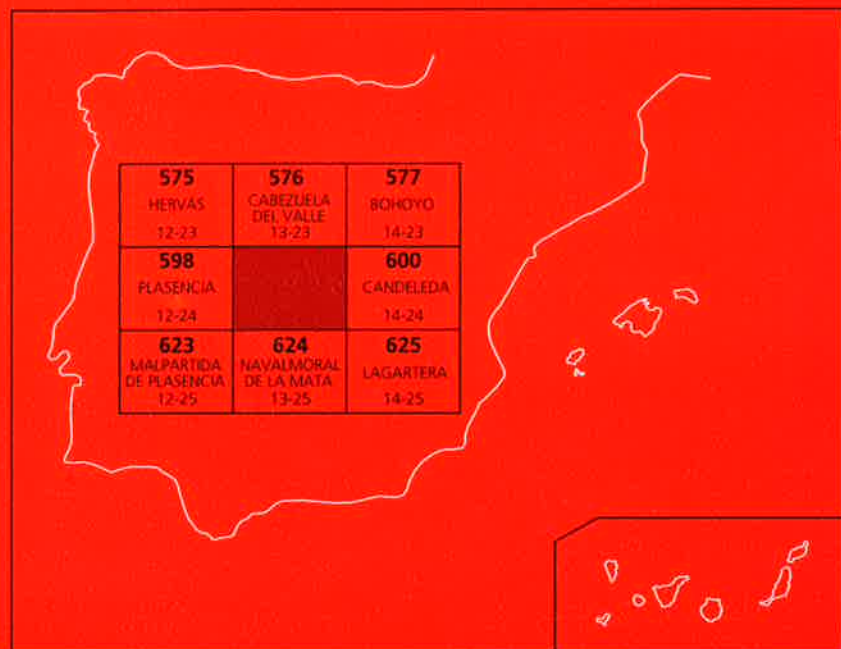




MAPA GEOLÓGICO DE ESPAÑA

Escala 1 : 50.000

Segunda serie - Primera edición



JARAIZ DE LA VERA

MAPA GEOLÓGICO DE ESPAÑA

Escala 1:50.000

SE INCLUYE MAPA GEOMORFOLÓGICO A LA MISMA ESCALA

JARAIZ DE LA VERA

Ninguna parte de este libro y mapa puede ser reproducida o transmitida en cualquier forma o por cualquier medio, electrónico o mecánico, incluido fotocopias, 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: 978-84-7840-750-7
Depósito legal: M-54821-2008

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

Las presentes Hoja y Memoria (Jaraiz de la Vera-599), han sido realizadas por la Empresa Nacional Adaro de Investigaciones Mineras S.A. (ENADIMSA), 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

R. Sánchez Cerretero (INGEMISA). Granitos
E. Contreras López (INGEMISA). Granitos
F. Junco Aguado (ENADIMSA). Terciario y Cuaternario

Sedimentología

C. Dabrio González (DPTO. ESTRATIGRAFÍA, UNIV. COMPLUTENSE)
F. Junco Aguado (ADARO)

Petrología

R. Sánchez Cerretero (INGEMISA)

Geología Estructural

R. Sánchez Cerretero (INGEMISA)
L.M. Martín Parra (EGEO)
E. Contreras López (INGEMISA)

Rocas Industriales

A. Iglesias Peláez (ADARO)

Geomorfología

F. Moreno Serrano

Hidrogeología

E. Contreras López (INGEMISA)

Geotecnia

D. Martín Herrero (INTECSA)

Análisis Químicos

E.N. ADARO

Í N D I C E

1. INTRODUCCIÓN	8
2. ESTRATIGRAFÍA	11
2.1. PRECÁMBRICO SUPERIOR CÁMBRICO INFERIOR (COMPLEJO ESQUISTO MOSQUEADO) (12)	11
2.2. Terciario	11
2.2.1. Arcosas (13)	11
2.3. CUATERNARIO	12
2.3.1. Pleistoceno	13
2.3.1.1. Depósitos de cantos arenas y limos (14), gravas y arenas (15), Arenas, gravas y limos (16) y arenas y grava (17). Terrazas	13
2.3.1.2. Depósitos de cantos, arenas y arcillas (18). Glacis	13
2.3.2. Holoceno	15
2.3.2.1. Depósitos de cantos, arenas, bloques y limos (19)	15
2.3.2.2. Depósitos de arenas, gravas y arcillas (20). Aluvial-coluvial	15
2.3.2.3. Depósitos de cantos, arenas y limos (21). Coluviones	15
2.3.2.4. Depósitos de cantos, bloques y arenas (22). Aluvial reciente	15
3. TECTÓNICA Y NEOTECTÓNICA	16
3.1. INTRODUCCIÓN	16
3.2. DEFORMACION HERCÍNICA	16
3.2.1. Unidad plutono-migmatítica inferior	16
3.2.1.1. Migmatitas y leucogranitos anatéticos asociados	17
3.2.2. Unidad plutono-migmatítica superior	17
3.3. DEFORMACIONES TARDÍAS	19
3.3.1. Falla normal (Cizalla dúctil) de Jaraiz de la Vera	19
3.3.2. Fracturación frágil	21
3.3.2.1. Sistema NNE-SSO a ENE-OSO	22
3.3.3. Orogenia Alpina	22
3.4. NEOTECTÓNICA	22

4. GEOMORFOLOGÍA	24
4.1. DESCRIPCIÓN FISIOGRÁFICA	24
4.2. ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO	24
4.2.1. Estudio morfoestructural	24
4.2.2. Estudio del modelado	25
4.2.2.1. Formas poligénicas	25
a. Superficies de erosión	25
b. Glacis y otras formas poligénicas	26
4.2.2.2. Formas fluviales	27
4.2.2.3. Formas de laderas	28
4.2.2.4. Formas antrópicas	28
4.2.3. Formaciones superficiales	28
4.2.3.1. Alteritas	28
4.2.3.2. Sedimentos fluviales	28
4.2.3.3. Recubrimientos de laderas	29
4.2.4. Evolución geomorfológica	29
4.2.5. Procesos actuales. Tendencias futuras	30
5. PETROLOGÍA	31
5.1. ROCAS ÍGNEAS Y MIGMATÍTICAS HERCÍNICAS	31
5.1.1. Unidad Inferior	31
5.1.1.1. Rocas migmatíticas	31
a. Migmatitas y/o gneises migmatíticos biotíticos con moscovita, \pm cordierita y \pm sillimanita (3)	31
5.1.1.2. Rocas graníticas	34
a. Leucogranitos anatóxicos-migmatíticos biotíticos-moscovíticos de grano medio con sillimanita y \pm cordierita (4)	34
b. Monzogranitos (y/o granodioritas) biotíticos porfídicos de grano medio/grueso con \pm moscovita, \pm cordierita y \pm sillimanita (Piornal-Yuste) (5)	36
5.1.1.3. Enclaves	38
a. Enclaves microgranudos (Tonalitas biotíticas \pm anfíbol) (6)	39
b. Enclaves metamórficos	39
5.1.2. Unidad Superior	40
5.1.2.1. Migmatitas mesocráticas biotíticas con \pm moscovita, \pm cordierita y \pm sillimanita (7)	41
5.1.2.2. Rocas graníticas	43
a. Leucogranitos anatóxicos biotíticos-moscovíticos con \pm sillimanita, \pm granate y \pm turmalina (8)	43
b. Monzogranitos biotíticos-moscovíticos de grano medio con \pm sillimanita (Granitos de Torremenga) (9,10)	44

A)	Monzogranitos biotíticos-moscovíticos de grano medio con \pm sillimanita (biotita > moscovita) (10)	45
B)	Monzogranitos biotíticos-moscovíticos de grano medio con \pm sillimanita (biotita \geq moscovita) (9)	47
c.	Leucogranitos biotíticos de grano grueso con moscovita y \pm sillimanita (11)	48
5.2.	ROCAS FILONIANAS	48
5.2.1.	Filones de cuarzo (1)	48
5.2.2.	Pegmatoides graníticos	49
5.3.	CARACTERÍSTICAS GEOQUÍMICAS	49
6.	HISTORIA GEOLÓGICA	57
7.	GEOLOGÍA ECONÓMICA	60
7.1.	HIDROGEOLOGÍA	60
7.1.1.	Climatología	60
7.1.2.	Hidrología superficial	61
7.1.3.	Características hidrogeológicas	61
7.2.	RECURSOS NATURALES	67
7.2.1.	Minerales metálicos y no metálicos.....	67
7.2.1.1.	Minerales metálicos	67
7.2.1.2.	Minerales no metálicos	67
7.2.2.	Rocas industriales	67
7.3.	CARACTERÍSTICAS GEOTÉCNICAS GENERALES	68
7.3.1.	Áreas, zonas y tramos cartográficos con características geotécnicas similares	69
7.3.1.1.	Área I.....	69
7.3.1.2.	Área II.....	69
7.3.1.3.	Área III	70
7.3.1.4.	Área IV.....	70
8.	PATRIMONIO NATURAL GEOLÓGICO	72
8.1.	RELACIÓN DE PUNTOS INVENTARIADOS.....	72
8.2.	DESCRIPCIÓN E INTERÉS DE LOS PUNTOS	72
8.2.1.	Garganta de Jaranda	72
8.2.2.	Garganta de Cuartos y Losar	73
8.3.	CRITERIOS METODOLÓGICOS EN LA SELECCIÓN.....	73
9.	BIBLIOGRAFÍA	75

1. INTRODUCCIÓN

La Hoja de Jaraiz de la Vera (N.º 599, 13-24) se sitúa en la parte NE de la provincia de Cáceres, en plena Comarca de la Vera. Se trata de una zona de extraordinaria belleza paisajística ubicada en la vertiente meridional de la Sierra de Gredos. Los altos relieves de su parte septentrional forman una alineación de sierras que cruzan la Hoja de E a O destacando los picos de Panera (1.780 m.), Peñón de Torique (1.711 m.), Picorzos (1.484 m.), El Espolón (1.471 m.), Peña Negra (1.436 m.), Mesa (1.410 m.), Los Helechares (1.305 m.), etc. Hacia el SE el relieve se suaviza para dar un escalón morfológico (Peñalba, 952 m; Cabeza, 756 m; Cerro Pelao, 474 m), donde se asientan los siguientes municipios de la Vera: Arroyomolinos de la Vera, Pasarón de la Vera, Jaraiz de la Vera, Torremenga, Cuacos de Yuste, Garganta la Olla, Aldeanueva de la Vera, Guijo de Santa Bárbara, Jarandilla de la Vera, Losar de la Vera, Viandar de la Vera y Piornal. Esta última localidad, situada a 1.180 m en el extremo occidental de la Hoja dando vista al Valle del Jerte, es el pueblo más alto de la provincia de Cáceres.

La parte SE de la Hoja está ocupada por los depósitos terciarios del Valle del Tiétar y forma una zona fundamentalmente llana, comprendida entre el vértice de Majaquemada (316 m) y el cauce del Río Tiétar con una altitud mínima de 250 m.

Las características climáticas corresponden a las del tipo mediterráneo continental con ligeras influencias atlánticas, que en conjunto presenta una temperatura anual media en torno a los 14º-16º y precipitaciones de 900 a 1.700 mm, con temperaturas anómalas entre Junio y Septiembre que son los meses más calurosos del año.

La red hidrográfica pertenece a la Cuenca del Tajo, su drenaje es poco abundante, con excepción del sureste de la Hoja, donde el río Tiétar es el único río importante, el cual cruza oblicuamente el cuadrante suroriental de la Hoja. Los pronunciados desniveles dan lugar a bellas y excavadas gargantas (Garganta de Pedro Chate, Jaranda, Cuartos, etc.) en las rocas graníticas que descienden desde las cumbres hasta el Tiétar.

Desde el punto de vista geológico se encuadra en el Sistema Central (Sector Occidental de la Sierra de Gredos) dentro de la Zona Centro Ibérica del Macizo Ibérico (Julivert et al., 1974) (Ver Fig. 1.1). Aproximadamente el 70% de la Hoja corresponde a afloramientos graníticos y migmatíticos de edad hercínica, mientras que el 29% está ocupado por depósitos terciarios de la Cuenca del Tiétar. El resto (1%) corresponde a rocas esquistosas pertenecientes al Complejo Esquisto Grauváquico. El conjunto granítico-migmatítico se puede dividir en dos grandes unidades (U. Inferior, al Norte; y U. Superior, al Sur) separadas por un importante accidente extensional (Falla normal con componente de cizalla) de dirección E-O que se prolonga por la vecina Hoja N.º 598 (Plasencia), donde se incurva hacia el NO, hasta el Valle de Jerte donde es desplazada por la falla senestra del dique Alentejo-Plasencia. Este accidente da lugar a una amplia banda de deformación dúctil que afecta a granitos de ambas unidades y rocas migmatíticas de la U. Inferior en una anchura variable de hasta 3 km de rocas protomiloníticas.

Tectónicamente, y desde una óptica regional, este sector de la Cadena Hercínica ha sido afectado por varias fases tectonometamórficas de edad hercínica. Se reconoce una esquistosidad (S_1) de plano axial, en los materiales migmatíticos y metapelíticos (CEG), asociada a la primera fase de deformación hercínica producida por pliegues ONO-ESE. En los materiales del CEG esta

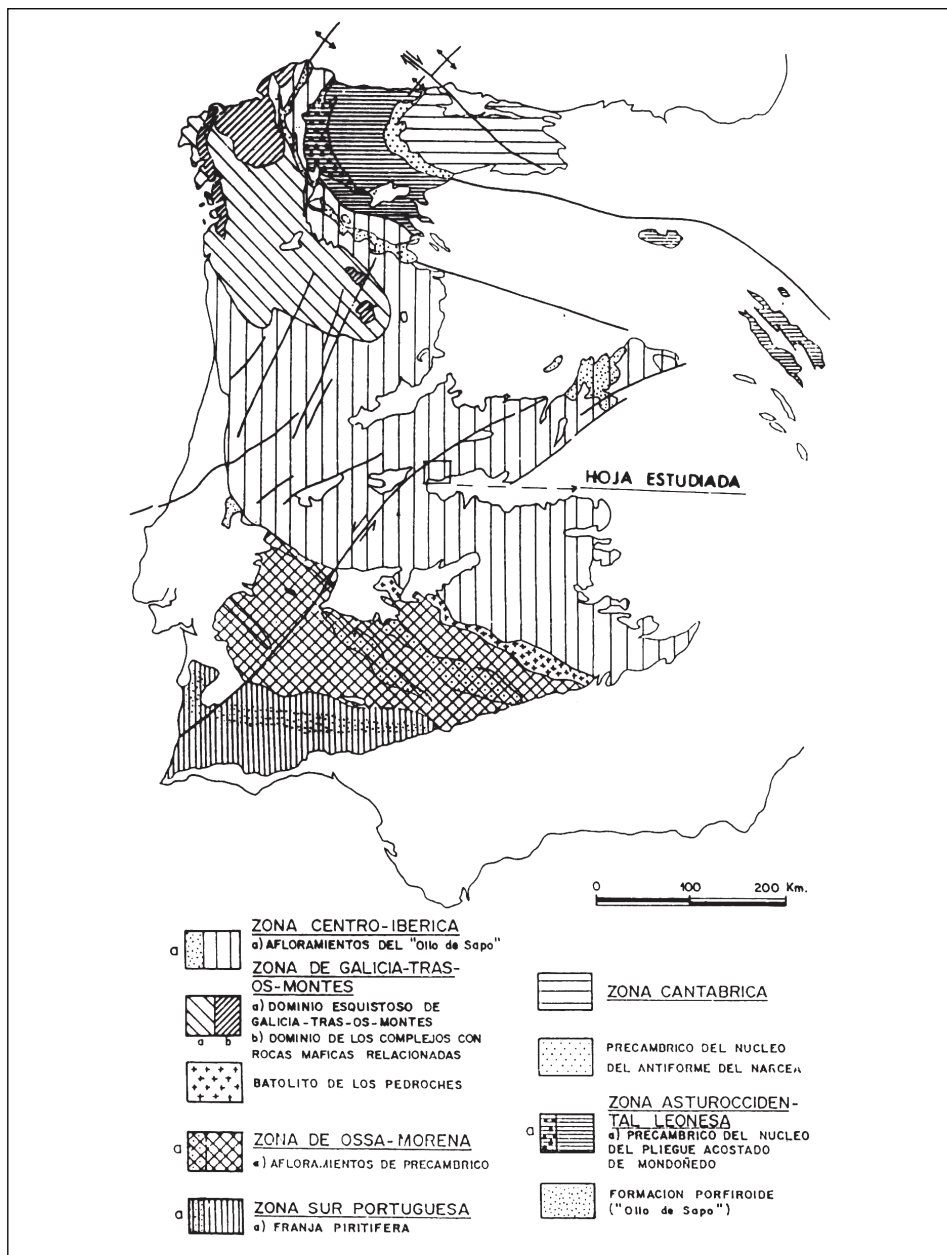


Figura 1.1. Situación del área de estudio en el Macizo Espérico, modificado de JULIBERT *et al.* (1972) Según MARTÍNEZ CATALÁN (1981) y FARIAS *et al.* (1987).

esquistosidad aparece plegada por pliegues de eje N170°E a N-S subhorizontales o débilmente pinchando al N. En las rocas migmatíticas la esquistosidad S_1 corresponde a una S relict, parcialmente obliterada por movilizados graníticos asociados a la migmatización de la F_2 . Tanto S_1 como dichos movilizados aparecen afectados por pliegues norteados (0°-40°E) que dan lugar a una esquistosidad de crenulación buzante al Este.

Tanto estos pliegues como los que aparecen en el CEG corresponde a una fase tardía (F_3 o F_4 ?). La banda de cizalla tiene lugar en una etapa tardihercínica, aunque anterior al sistema de fracturación frágil marcado por dos juegos principales N 120° E y N 20°-60° E que configuran la estructuración en bloques actuales que afectan al mencionado accidente.

Por lo que respecta a la fábrica granítica, los monzogranitos porfídicos de la Unidad inferior muestran una anisotropía marcada por la orientación de micas y megacristales según una dirección media N 166° E/27° NE (>20% de las medidas), mientras que en los granitos biotíticos-moscovíticos de la Unidad Superior (parte meridional de la Hoja) la fábrica granítica se distribuye en torno a dos máximos N 67° E/35° S y N 90° E/40° S (>10% de las medidas).

La fábrica norteadada de los granitos de la U. inferior está relacionada con las últimas fases (F_3 y/o F_4); mientras que la de granitos de la U. superior al menos la E-O es tardía y relacionada con la banda de cizalla de Jaraiz de la Vera.

Respecto a las deformaciones pre-hercínicas, es admitida la presencia de una posible fase sárdica, que puede ser observada fuera del ámbito de la presente Hoja en pequeños pliegues cortados por la esquistosidad S_1 hercínica que da lugar a una lineación fuertemente inclinada.

Entre los trabajos geológicos que hacen referencia a esta área e inmediaciones cabe destacar: Hernández Pacheco (1933, 1934, 1939, 1941, 1954), Schmidt (1957), Ugidos (1973, 1974a, 1974b, 1974c, 1974d, 1976, 1980-81, 1981a), Ugidos y Fernández Laguna (1973), Ibergesa (1975), J.E.N. (1977), Junco, F. (1983), Ugidos *et al.* (1988), Ugidos *et al.* (1989), Martín Herrero y Bascones Alvira (1984), Díez Montes y López Plaza (en prensa), entre otros.

2. ESTRATIGRAFÍA

2.1. PRECÁMBRICO SUPERIOR-CÁMBRICO INFERIOR (COMPLEJO ESQUISTO MOSQUEADO) (12)

Rocas de características asimilables al Complejo Esquisto Grauváquico constituyen un pequeño afloramiento de 4-5 Km² en la parte centro-meridional de la Hoja. Estas rocas son intruidas por los monzogranitos biotíticos-moscovíticos de Torremenga que les produce un metamorfismo de contacto generalizado en condiciones de grado medio.

Básicamente se trata de una serie monótona compuesta por metapelitas y pizarras que alternan con pasadas de metagrauvacas de tamaño de grano variable, estratificadas en capas centrimétricas e incluso métricas que pueden acuñarse lateralmente. S₀ y S₁ son subparalelas y se pueden medir algunos pliegues de eje N 160° E / 6° NO. Desde el punto de vista textural predominan las texturas pizarrosas, blastopelíticas y blastosamíticas de carácter regional a las que se sobrepone una blastesis térmica de contacto que abarca a prácticamente la totalidad de los afloramientos debido al escaso desarrollo de los mismos y al hecho de encontrarse inmersos en los granitos. Todas las muestras recogidas presentan texturas de metamorfismo de contacto que varían de esquistos moteados a verdaderas corneanas granoblásticas algo esquistosas.

La mineralogía está compuesta por: cuarzo, biotita, plagioclasa, feldespato-K, moscovita, cordierita, andalucita, pinnita, clorita, opacos, turmalina, óxidos y circón. La biotita se presenta en pequeños cristales orientados según la esquistosidad regional (Sp) y como placas desorientadas cortando a la esquistosidad según que muestras. La moscovita por su parte forma placas irregulares más o menos desorientadas de desarrollo poiquiloblástico y cristales menores orientados según la esquistosidad. La andalucita es poiquiloblástica y aparece groseramente elongada; en alguna muestra presenta bordes fibrolíticos. La cordierita es igualmente poiquiloblástica o forma masas pinnitizadas elongadas. Cuarzo y feldespatos forman un entramado granoblástico groseramente elongado alternando con niveles más micáceos que dan lugar a fábricas granolepidoblásticas.

2.2. TERCIARIO

Los sedimentos terciarios presentes en esta Hoja corresponden a depósitos continentales, alimentados por un sistema de abanicos aluviales procedentes de la Sierra de Gredos (borde Norte de la Cuenca del Tiétar) los cuales, se apoyan discordantes sobre el zócalo granítico, con potencias no superiores a los 600 m.

Debido a la ausencia de fauna o de otros criterios de datación, estos sedimentos están representados en la cartografía como terciarios indiferenciados.

2.2.1. Arcosas (13)

Estos materiales en general, tienen malas condiciones de afloramiento, por lo que las observaciones se han realizado en superficie y en sondeos (572 y 521), se presentan en facies

detríticas e inmaduras, de naturaleza arcósica, con predominio de depósitos en masa, y en menor proporción canales distributarios, mantos de arroyada, fangos distales, etc. Asimismo suelen ordenarse en secuencias granodecrecientes, en las cuales aunque con escasa definición, se diferencian dos tipos litológicos; un tramo a muro formado por arenas muy lutíticas con gravilla dispersa y con base ligeramente erosiva, donde es frecuente observar la presencia de una *lag* de cantos, generalmente de cuarzo y fragmentos de rocas graníticas, y otro tramo a techo formado por lutitas arenosas masivas, en el que ocasionalmente suele observarse una disminución del contenido de arena hacia techo. Ambos tramos tienen espesor métrico, presentan en general aspecto masivo, tienen un contenido en mica (fundamentalmente biotita) próximo al 5%. Asimismo se observa la presencia de abundante hidromorfismo, el cual debe estar relacionado con pedotúbulos de raíces, que suele presentarse como decoloraciones rojizas sobre gris, en forma alargada verticalmente, o en zonas rojizas con manchas verdosas.

Del estudio mineralógico de estos materiales, se deduce que están formados casi exclusivamente por cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, fragmentos de roca y minerales arcillosos, estos últimos tienen un porcentaje en torno al 40% (ilita 49%, montmorillonita 28% y caolinita 23%). Los fragmentos de roca son de granito, cuarzo, migmatitas y ocasionalmente cuarcitas y pizarras. Los minerales pesados encontrados en estos sedimentos son ilmenita, apatito, turmalina, granate, monacita, hematites, limonita, anatasa, rutilo y epidota, siendo los dos primeros mayoritarios y el resto trazas.

Estos materiales en general son de color gris o beige, aunque no se ha observado nunca la presencia de materia orgánica (restos de materia carbonosa o de otro tipo), sin embargo presentan un aspecto reducido y tienen capacidad para oxidarse, este hecho puede observarse en los frecuentes procesos de hidromorfismo.

La estructura de estos materiales en general es horizontal, aunque ocasionalmente se han observado algunos sedimentos buzando 15° en el contacto con los granitos.

Mediante el análisis de los sondeos y de los materiales aflorantes, se ha podido comprobar que la litología de los sedimentos presentes en la Hoja, en general, corresponde a una sucesión monótona de lutitas arenosas y arenas lutíticas. Formando secuencias granodecrecientes de potencia métrica, a su vez se pueden reconocer, aunque no muy claramente, 3 ó 4 macrosecuencias.

2.3. CUATERNARIO

Las formaciones geológicas más recientes están caracterizadas, principalmente por los depósitos producidos por el río Tiétar y sus afluentes, así como por los glaciares. Los coluviones en general, presentan menor importancia, no así los depósitos cartografiados como aluvial-coluvial que ocupan amplias áreas, aunque con escaso espesor.

2.3.1. Pleistoceno

2.3.1.1. Depósitos de cantos arenas y limos (14), gravas y arenas (15), Arenas, gravas y limos (16) y arenas y grava (17). Terrazas

Se reconocen hasta 4 niveles de terrazas asociadas al río Tiétar, formados por 2-5 m de sedimentos con base muy erosiva sobre el Terciario. Están constituidos fundamentalmente por dos litofacies, una de arenas cuarzo feldespáticas de grano grueso o medio, con gravas dispersas o en hiladas, con estructuras de estratificación cruzada y otra formada por gravas de naturaleza polimíctica, granito, cuarzo y cuarcita con matriz limoarenosa cantosoportada, con cantos de redondeados a subredondeados, que están asociados a estructuras de corte y relleno, mientras que las primeras corresponden a barras arenosas, formadas por la migración lateral del canal principal.

En algunos de estos depósitos se observan encostramientos carbonatados de excasa intensidad.

En la Figura 2.1. puede observarse una sección de una terraza del río Tiétar, situada en el borde oriental de la hoja, la secuencia superior se inicia con un conglomerado soportado por cantos de granito y cuarcita, seguido de una alternancia de arenas y arcillas de tendencia granodecreciente y estratodecreciente, en las arenas cuarzofeldespáticas se observan ripples de corriente y laminación cruzada, las arcillas son laminadas y de color gris. La muestra 13-24 AD-JN 9201, tomada en las arcillas grises del techo de esta sección, presenta la siguiente composición mineral:

Cuarzo	20%
Feldespato K	10%
Plagioclasa	5%
Filosilicatos	65%

La composición de los filosilicatos estudiados mediante Difracción de Rayos X es: caolinita 30%, ilita 35% y montmorillonita 35%.

2.3.1.2. Depósitos de cantos, arenas y arcillas (18). Glacis.

La mayoría de estos depósitos están relacionados con las terrazas del río Tiétar, y en general forman laderas de suave pendiente.

Estos depósitos están compuestos por cantos, angulosos y/o redondeados, empastados en una matriz arenolimososa, existiendo también algunos niveles arenosos.

La naturaleza de los cantos está en función del área fuente, si procede del área granítica son de granito, cuarzo y migmatitas y si proceden de el area terciaria o del desmantelamiento de terrazas, predominan los cantos de cuarzo y cuarcita y la matriz es más arcillosa.

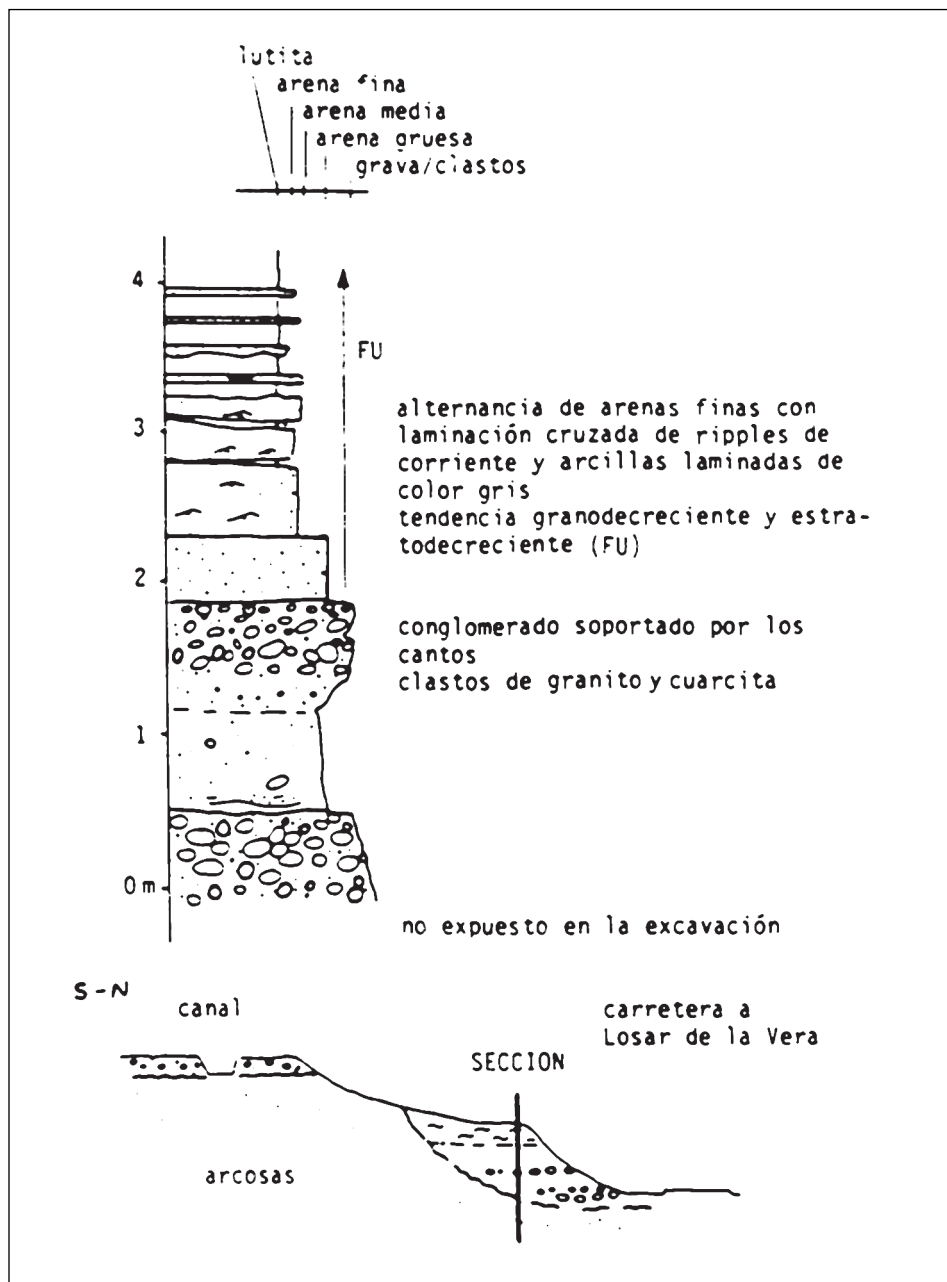


Figura 2.1. Sección en el cruce de la carretera a Losar de la Vera.

2.3.2. Holoceno

2.3.2.1. Depósitos de cantos, arenas, bloques y limos (19)

Estos depósitos corresponden a la llanura de inundación del río Tiétar y de alguno de sus afluentes, fundamentalmente están constituidos por cantos, y bloques de naturaleza granítica y de cuarzo, con matriz arenosa (arcósica) y a techo limos arenosos, con cantos sueltos, también se observan niveles arenosos con estratificación cruzada.

En general, estos depósitos, tienen base erosiva y presentan una morfología plana, en el río Tiétar tienen un espesor que oscila entre 2 y 5 m, y una anchura de cientos de metros.

2.3.2.2. Depósitos de arenas, gravas y arcillas (20). Aluvial-coluvial

Se trata de depósitos constituidos fundamentalmente por gravas y algunos bloques, empastados en una matriz areno-arcillosa, que se sitúan preferentemente sobre materiales graníticos o en el borde de la cuenca terciaria, ocupando extensas áreas presentando pendientes irregulares.

La naturaleza de los cantos suelen ser de cuarzo y granitos y en algunas zonas (principalmente sobre materiales terciarios) cuarcitas que en general son redondeadas.

El espesor de estos depósitos oscila entre 1 y 8 metros.

2.3.2.3. Depósitos de cantos, arenas y limos (21). Coluviones

En esta Hoja los coluviones no presentan un gran desarrollo, siendo más abundantes en la zona noroccidental, y estando constituidos por acumulaciones, de espesor métrico, de cantos graníticos y de cuarzo, angulosos, en una matriz arenolimososa. No presentan ningún tipo de ordenamiento interno. En otras zonas constituyen débiles recubrimientos de arenas y cantos desorganizados.

2.3.2.4. Depósitos de cantos, bloques y arenas (22). Aluvial reciente

Los fondos de valle y los depósitos del lecho menor de los cauces principales, están constituidos por cantos, bloques redondeados y arenas muy gruesas. La naturaleza de los cantos y bloques fundamentalmente es granítica observándose también, cuarzo y rocas metamórficas. Las arenas son arcósicas.

3. TECTÓNICA Y NEOTECTÓNICA

3.1. INTRODUCCIÓN

Desde el punto de vista estructural, las rocas aflorantes en la Hoja, se pueden agrupar en dos grandes conjuntos. El primero, que ocupa la mayor parte de la superficie estudiada, lo constituye el zócalo que aparece deformado por la Orogenia Hercínica principalmente, y el segundo, localizado en el SE de la Hoja, formando parte de la denominada Fosa del Tajo, está constituido por depósitos de origen continental. Ambos conjuntos fueron afectados con posterioridad por la Orogenia Alpina.

No existen evidencias en la Hoja de una fase de plegamiento prehercínico, como ha sido puesto de manifiesto en numerosas ocasiones en áreas relativamente próximas. OEN ING SOEN (1970) en Portugal al N y S del sinclinal de Oporto-Satao; MARTÍN HERRERO y BASCONES ALVIRA (1978 y 1980) en las Hojas nos 9-28 y 9-27 (San Vicente de Alcántara-Membrio); RODRÍGUEZ ALONSO (1982) al N de la Hoja n.º 14-24 (Plasencia); UGIDOS *et al.* (1988); MARTÍN PARRA *et al.* (1990) en los Montes de Toledo, etc.

La Orogenia Hercínica produce en las rocas metasedimentarias Precámbricas y Paleozóicas, y en algunas rocas que las intruyen, una deformación polifásica variable (MARTÍN ESCORZA, 1971; CAPOTE, 1973) que da lugar a estructuras de diversos tipos y que está acompañada de un metamorfismo regional progrado y polifásico, que llega a producir anatexia en amplias zonas de la Hoja.

La Orogenia Alpina, actúa fracturando el zócalo rígido y fragmentando en bloques el Macizo Hespérico, provocando en la cobertera, estructuras de adaptación, principalmente fallas.

3.2. DEFORMACIÓN HERCÍNICA

En el conjunto del sector occidental del Sistema Central, se reconoce la presencia de tres fases de deformación principales y dos de fracturación tardía. Sin embargo, en el área de la Hoja la escasa presencia de metasedimentos y el alto grado alcanzado (migmatitas) dificulta el establecimiento de las distintas fases tectonometamórficas.

Los materiales del Precámbrico Superior-Cámbrico Inferior están afectados por los diferentes eventos hercínicos; mientras que las rocas ígneas sólo están afectadas por algunas de ellas.

Es necesario para un mayor entendimiento de la estructura de esta Hoja, establecer una separación entre los dos Unidades plutono-migmatíticas en que se ha dividido la Hoja, las cuales están separadas entre sí por un accidente extensional de edad tardihercínica, (banda de cizalla dúctil de Jaraiz de la Vera).

3.2.1. Unidad plutono-migmatítica inferior

Se localiza al N de la Hoja, ocupando los 2 tercios más septentrionales de la misma. Está constituida por rocas de carácter fundamentalmente ígneo, monzogranitos biotíticos porfídicos

y en menor medida migmatitas y leucogranitos migmatítico-anatéticos. En algunas zonas, donde los procesos migmatíticos no han sido muy intensos es posible reconocer los protolitos de donde proceden estas rocas.

Los protolitos reconocidos son generalmente metasedimentos (esquistos, paragneises, rocas calcosilicatadas, etc., a los que se les puede asignar una edad Precámbrico Superior y/o Cámbrico Inferior).

Esta unidad ha sufrido deformación y metamorfismo intenso, apreciable en los escasos afloramientos migmatíticos presentes, si bien la escasa extensión de éstos y la mala calidad de afloramientos, dificulta la reconstrucción de la historia tectonometamórfica de los mismos.

Los monzogranitos biotíticos porfídicos, que constituyen prácticamente la totalidad de esta unidad, son tardicinemáticos respecto de las fases principales de deformación, observándose en ellos estructuras planares y orientación de megacristales. Sobre una falsilla de Schmidt (hemisferio inferior), hemos representados, 99 polos de las foliaciones medidas en este granito. El resultado obtenido es un máximo entorno a N166°E, con buzamiento 27° N (Figura 3.1.). Por otra parte, pliegues de ejes N170°E subhorizontales o pinchando suavemente al N, afectan a la esquistosidad principal (S_1) en los materiales del CEG aflorantes al S de la Hoja. En los pliegues, de escala centimétrica a métrica, pueden asociarse a fases tardías (F_3 o F_4). Por lo que dada la coaxialidad entre estas estructuras y la fábrica de los monzogranitos se puede pensar en un emplazamiento para ellos post- F_2 y pre- F_3 y/o F_4 (?).

3.2.1.1. Migmatitas y leucogranitos anatéticos asociados

Los mejores afloramientos de estos materiales se localizan en el límite O de la Hoja, en la carretera entre Pasarón y Piornal.

En estos materiales se ha podido reconocer, por observaciones de campo, una foliación (Sp) marcada por concentrados restíticos de biotita de dirección N 10°-40° E y N 160°-170° E con buzamientos hacia el E entre 40° y 50°. Este paleosoma es cortado por movilizadores de neosoma granítico y ambos aparecen plegados, produciendo una esquistosidad de crenulación de dirección N 0°-40° E, subvertical.

Probablemente la esquistosidad relict, marcada por los *schlieren* biotíticos sea de fase uno (S_1), mientras que la esquistosidad norteada que también afecta a las rocas graníticas correspondería a fases tardías.

Según este esquema la migmatización sería de fase dos, de la que no se reconocen pliegues aquí, mientras que la crenulación N0-40°E subvertical, afectando también a los movilizadores, sería de F_3 y/o F_4 .

3.2.2. Unidad plutono-migmatítica superior

Situada al Sur de la anterior, ocupa una banda de aproximadamente 30 km² de superficie, en el sector suroccidental de la Hoja, encontrándose recubierta por el Terciario hacia el E.

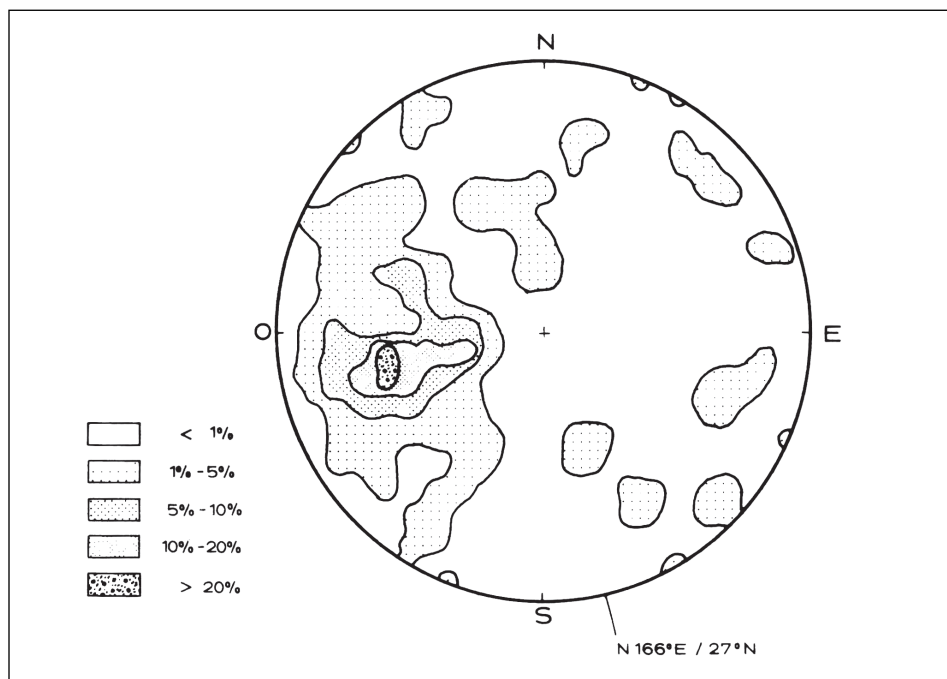


Figura 3.1. Proyección de 99 polos de foliación de los monzogranitos biotíticos porfíricos (Piornal-Yuste). Falsilla de Schmidt (hemisferio inferior).

En este dominio es característico la presencia de migmatitas y granitos dispuestos en bandas E-O. Estos han sufrido con posterioridad una deformación heterogénea que produce una fábrica interna (foliación). Sobre una falsilla de Schmidt (hemisferio inferior), hemos representado, 28 polos de las foliaciones medidas en esta Unidad. El resultado obtenido son dos máximos de dirección N 90° E y N 67° E con buzamientos de 40° y 35° hacia el S respectivamente (ver Figura 3.2).

El primer máximo, de dirección E-O, parece estar relacionado con la banda de cizalla de Jaraiz de la Vera.

En los materiales esquistosos del CEG, aflorantes al Sur de la Hoja, se aprecia una esquistosidad penetrativa (S_1) paralela a la S_0 (marcada por alternancia composicional). En estos materiales se pueden medir ejes de pliegues (centimétricos a métricos) de dirección N 170° E a N-S ligeramente subhorizontales o pinchando al N hasta 20°, que pliegan a $S_1 + S_0$. Estos pliegues no llevan esquistosidad asociada y parecen corresponder, por su dirección, con las fases tardías F_3 y/o F_4 hercínicas aludidas en el apartado anterior.

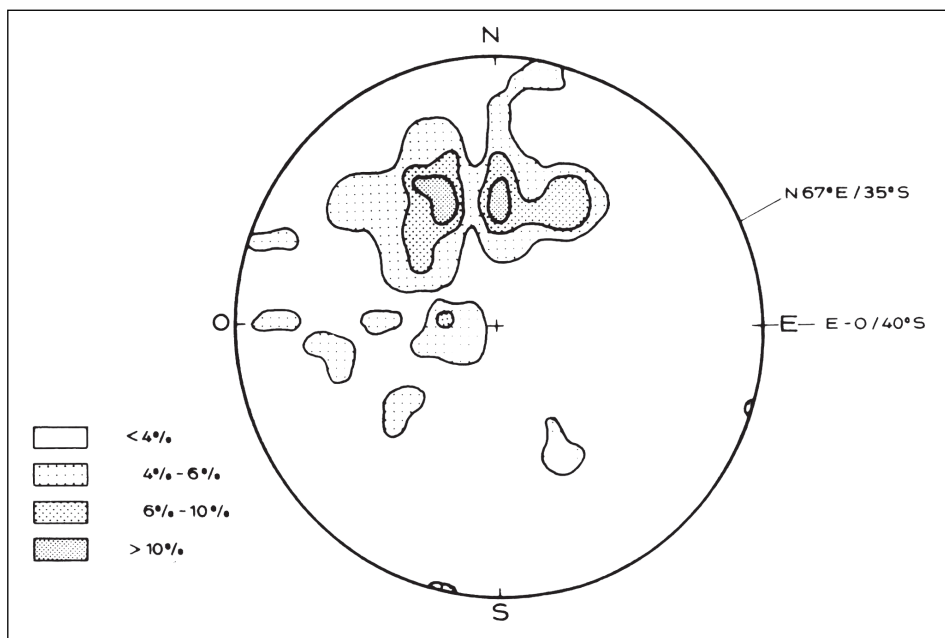


Figura 3.2. Proyección de 28 polos de foliación de los monzogranitos biotíticos-moscovíticos (Torremenga). Falsilla de Schmidt (hemisferio inferior).

3.3. DEFORMACIONES TARDÍAS

3.3.1. Falla normal (Cizalla dúctil) de Jaraiz de la Vera

Se trata de un importante accidente tardihercinico, respecto a las principales fases de deformación, que ha actuado como falla normal con un cierto componente de cizalla, produciendo una amplia banda de rocas protomiloníticas.

El trazado de la misma ha sido esquematizado por UGIDOS (1974b) y posteriormente en UGIDOS *et al.*, (1988) se hace alusión a la fábrica milonítica que produce. Igualmente DÍEZ MONTES y LÓPEZ PLAZA (en prensa) hacen referencia a ella.

En la presente Hoja, presenta un trazado básicamente E-O desde el Valle del Tiétar al límite occidental, donde inicia, a la altura de Pasarón-Arroyomolinos de la Vera, una inflexión hacia el NO que se acentúa ya dentro de la Hoja de Plasencia, donde es desplazada por el dique de Plasencia-Alentejo.

Como se ha reflejado en cartografía, la amplitud de la banda milonítica asociada al funcionamiento de esta falla es de 1-2 km en la parte occidental y de unos 4 km en su parte oriental, en donde se observa alternancia de zonas de deformación más intensa, con otras menos deformadas.

Las rocas afectadas (monzogranitos biotíticos porfídicos, migmatitas y en menor medida los monzogranitos biotítico-moscovíticos de Torremenga) muestran una fábrica planolineal cuyos planos se distribuyen en torno a dos máximos N 90° E y N 120° E, con buzamientos al sur de 35°-40° respectivamente. (Figura 3.3).

Localmente se han observado planos de cizalla N 135°-140° E con buzamiento de hasta 65° S. Las direcciones de estiramiento mineral medidas sobre estos planos es de N 150°-165° E con inclinaciones de 15 a 30° S.

Localmente se han podido observar criterios cinemáticos (formas sigmoidales), que indican movimiento hacia el Sur del bloque de techo (Unidad Superior) que confirma un funcionamiento de falla normal. También se han observado bandas de rocas cataclastizadas en las que se aprecian porfirocristales en una mesostasis oscura.

La fábrica de estas rocas muestra texturas fundamentalmente protomiloníticas con formas sigmoidales de biotitas y de agregados cuarzo-feldespáticos envueltas por una mesóstasis granulada y recrystalizada de cuarzo y productos de alteración. Los feldespatos presentan fracturación marginal y estiramiento.

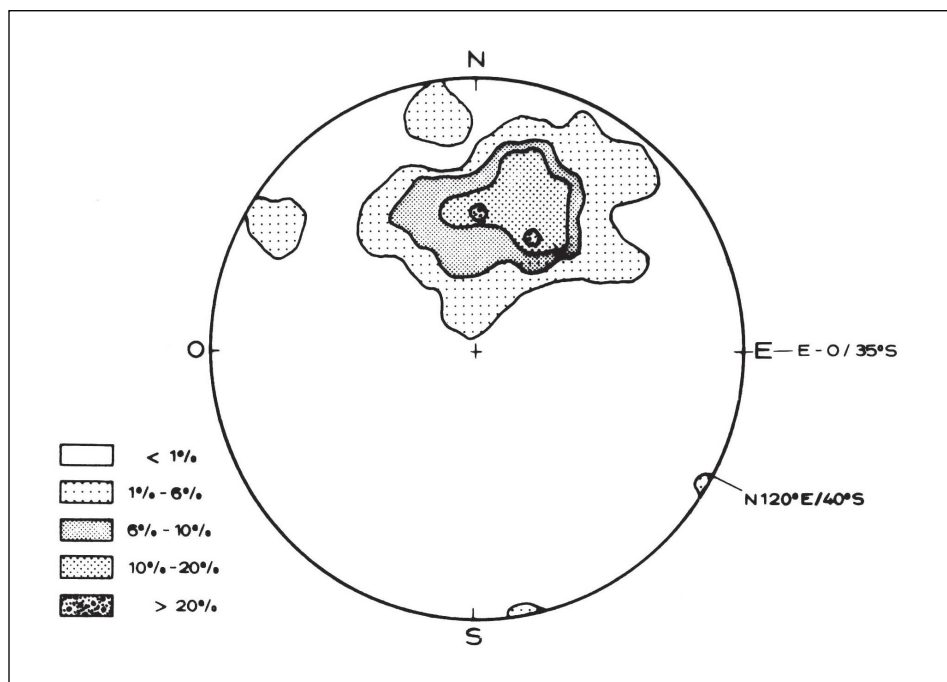


Figura 3.3. Proyección de 70 polos de foliación milonítica (Falla extensional dúctil de Jaraiz de la Vera). Falsilla de Schmidt (hemisferio inferior).

El cuarzo se presenta en formas elongadas con desarrollo de subgranos. La biotita aparece localmente cloritizada junto con óxido de hierro. Productos micaceos y/o sericita están igualmente presentes.

Los efectos de este accidente se dejan sentir en buena parte de los granitos de Torremenga, fuera ya del área reflejada con deformación milonítica en cartografía.

Estos granitos muestran fábricas orientadas, espaciadas con igual dirección a la de las zonas más deformadas. A medida que nos desplazamos al sur estos efectos se van difuminando.

Por otra parte no existen criterios que permitan evaluar el salto de esta falla, ya que no hay elementos comparables a ambos lados de la misma. Las migmatitas asociadas a la Unidad Inferior, parecen en general más evolucionadas con importante desarrollo de fábricas nebulíticas, mientras que al Sur predominan las estructuras estromáticas. Esto nos hace pensar que las migmatitas de la Unidad Inferior son relativamente más profundas que las de la Unidad Superior.

La presencia de migmatitas con cordierita y almandino en la Unidad Inferior, sugieren unas condiciones de mayor presión que para las paragénesis encontradas en la Unidad Superior.

Aunque no disponemos de argumentos definitivos, sí queremos indicar la posible correlación entre esta zona de cizalla y la de Toledo. La entidad de ambos accidentes sugiere un desarrollo a escala regional. Por otra parte la prolongación normal del accidente de Jaraiz hacia el E, enlazaría, con pequeños desplazamientos, con la cizalla de Toledo (Aparicio, 1970, 1971; Santa Teresa, 1982; Santa Teresa *et al.*, 1983; Casquet *et al.*, 1988; Martín Parra *et al.*, 1990; Sánchez Carretero *et al.*, 1990). La prolongación hacia el O queda truncada por el dique de Alentejo-Plasencia, desconociendo de momento su posible continuidad al O de dicho dique.

De confirmarse tal correlación, nos encontraríamos ante uno de los accidentes extensionales, más importantes del Sector Central Hercínico Español.

3.3.2. Fracturación frágil

Los afloramientos graníticos y migmatíticos están afectados por una intensa red de fracturas que pueden agruparse según dos sistemas preferentes: NNE-SSO a ENE-OSO-E a ESE-ONO.

De las familias indicadas, las que presentan mayor continuidad son las de dirección NNE-SSO, que llegan a alcanzar longitudes de hasta 20 km. Las ESE-ONO alcanzan longitudes medias que superan los 6 km.

Estas fracturas son las responsables de la compartimentación en bloques de la Sierra de Gredos, delimitando las áreas elevadas de la misma, la plataforma de la Vera, situada al pie de las anteriores y la Cuenca del Tajo.

3.3.2.1. Sistema NNE-SSO a ENE-OSO

Constituye a nivel regional el principal sistema de fracturas del cual forma parte la falla Alentejo-Plasencia, que roza la Hoja en su esquina NO. Son fracturas con un gran recorrido, llegando a alcanzar en la Hoja los 20 Km.

Los planos de falla observados son por lo general subverticales, o buzando fuertemente al S.

Estas fracturas afectan a la Falla Normal de Jaraiz (banda de cizalla), produciendo desplazamientos en la horizontal de la misma de pequeña magnitud. Por lo general son fracturas con componente vertical que hunde el labio E. Sistema E-O a ENE-ONO

Este sistema generalmente se encuentra afectado por el anterior. Presenta direcciones entre N 90° a 130° E con el plano de falla subvertical o buzando fuertemente al sur.

Se trata de una fracturación normal con el bloque sur hundido, generalmente.

3.3.3. Orogenia Alpina

Durante la Orogenia Alpina tiene lugar una reactivación de las fracturas preexistentes con movimientos en la vertical, que si bien en este área no se observa, si ha sido puesta de manifiesto en otros sectores del Sistema Central por MARTÍN-ESCORZA (1980); MORENO SERRANO (1990) y GOICOECHEA *et al.* (1991).

En estos datos bibliográficos se hace mención al carácter de fallas inversas, con componentes direccionales variables, para la mayoría de las fracturas con actividad alpina. En los propios sedimentos neógenos de la Cuenca del Tiétar (Hojas nos 624, Navalmoral de la Mata y 625, Lagartera) se observa una tectónica compresiva que da lugar a fallas inversas, como por ejemplo el del granito cabalgando al Terciario en el Pantano de Valdecañas al Sur de El Gordo.

Las fracturas tardihercínicas reactivadas en este sector tienen una dirección principal NE-SO y se producen otras de dirección E-O.

Otro hecho que indica movimientos en el área, es el acercamiento del río Tiétar al borde de la cuenca, debido al hundimiento paulatino de dicho borde, simultáneo a la incisión del río durante el Plio-Cuaternario.

3.4. NEOTECTÓNICA

En el informe Complementario sobre la Neotectónica de Jaraiz de la Vera se han considerado como accidentes con posible actividad en época neotectónica, aquellas fallas alpinas principales que delimitan los bloques elevados del Sistema Central de la plataforma de la Vera, así como esta última de la cuenca occidental del Tajo (Campo Arañuelo). Por otro lado y pese a que las

terrazas correspondientes al río Tiétar no presentan dislocaciones ni basculamientos apreciables cabe señalar como este río discurre a lo largo del borde de la cuenca mencionada, ajustándose a las líneas principales de fracturación, lo cual puede interpretarse como un proceso de sobreimposición sobre líneas estructurales, o bien como el resultado de algún tipo de actividad neotectónica durante las etapas iniciales de encajamiento y antes del desarrollo del sistema de terrazas.

4. GEOMORFOLOGÍA

4.1. DESCRIPCIÓN FISIOGRÁFICA

El área de estudio se sitúa en el límite entre la cuenca occidental del Tajo y las estribaciones más meridionales de la Sierra de Gredos, englobando gran parte de la comarca de La Vera.

En el sector suroccidental de la Hoja, el río Tiétar recibe la práctica totalidad de los ríos secundarios que drenan la región, los cuales configuran profundos barrancos y gargantas antes de alcanzar la plataforma de erosión situada entre los relieves montañosos y la cuenca terciaria del Tajo.

La Sierra de Tormentos, en el ángulo noroccidental, coincide con la divisoria de aguas entre los ríos Tiétar y Jerte, de forma que el sector de la hoja situado hacia el NO de la misma drena hacia este último río.

En el ángulo NE la Sierra de Martinejos constituye la máxima elevación de la Hoja (1.970 m.).

4.2. ANALISIS GEOMORFOLÓGICO

4.2.1. Estudio morfoestructural

La mayor parte de la Hoja corresponde a un zócalo constituido por rocas graníticas y metamórficas, en la que el único control estructural destacable en relación con el relieve, es la presencia de numerosas fracturas, algunas de las cuales desnivelan claramente la antigua superficie de erosión, que aparece basculada según diversos bloques delimitados por las fracturas.

Tomando como referencia esta superficie se llegan a definir las fracturas principales durante la creación del relieve del Sistema Central y la delimitación, en este sector del borde tectónico de la cuenca del Tajo. Dichas fracturas aparecen representadas en el esquema morfoestructural correspondiente, así como en el mapa geomorfológico, indicándose el bloque hundido, pero sin caracterizar ninguna de ellas.

Por su dirección pueden agruparse en las siguientes familias principales: NNE-SSO a NE-SO, ENE-OSO y E-O a ESE-ONO

Si bien en este sector las condiciones de afloramiento no han posibilitado la observación de los planos de falla, en otros sectores del Sistema Central diversos datos bibliográficos (Martín-Escorza, 1980; Moreno Serrano, 1990 y Goicoechea *et al.*, 1991) ponen de manifiesto el carácter de fallas inversas, con componentes direccionales variables, para la mayoría de las fracturas con actividad alpina comprobada.

De las familias indicadas más arriba, las que presentan mayor continuidad y expresión morfológica son las de dirección ENE-ONO a ESE-ONO, las cuales delimitan: los bloques elevados correspondientes al Sistema Central, el escalón topográfico situado al pie de los

misimos y el borde de la cuenca del Tajo, que en este sector es bastante rectilíneo y coincide con una fractura de dirección ENE-OSO, localizada en el sector centro-septentrional de la Hoja.

En el sector correspondiente a la cuenca del Tajo no se observa ningún control estructural sobre las formas del relieve, lo cual es una lógica consecuencia de la homogeneidad y de la naturaleza blanda de su relleno.

4.2.2. Estudio del modelado

El conjunto de formas erosivas y sedimentarias existentes dentro de la Hoja pueden agruparse, según su génesis en cuatro categorías: estructurales, poligénicas, fluviales y de ladera. Las primeras ya han sido tratadas en el apartado anterior.

4.2.2.1. Formas poligénicas

Se incluyen en este apartado, las formas poligénicas generadas por más de un proceso morfogenético, tal es el caso de las superficies de erosión y sus formas y procesos asociados (inselbergs, alteraciones, etc.), los glaciares y los depósitos de tipo aluvial-coluvial.

a. Superficies de erosión

Las superficies de erosión del Sistema Central constituyen una problemática ampliamente tratada en la bibliografía pero que sin embargo quizá no se ha resuelto de forma definitiva.

Los primeros trabajos detallados sobre este tema plantearon dos modelos antagónicos. Por un lado el de Schwenzner (1937) que establecía la existencia de un nivel de cumbre y por debajo de él hasta tres superficies escalonadas, y generadas desde el Mioceno superior hasta el Cuaternario. Por otro lado BIROT y SOLE SABARIS (1954) postulaban la existencia de una única superficie fundamental, elaborada durante el Mesozoico, con retoques posteriores y desnivelados tectónicamente. Por debajo de la misma distinguían los aplanamientos recursos o pendientes ligadas a las etapas iniciales en la incisión de la red hidrográfica actual.

Diversos autores posteriores (PEDRAZA, 1973, 1978; GUTIÉRREZ ELORZA y RODRÍGUEZ VIDAL, 1978; GARZON HEYDT, 1980; GARZÓN, PEDRAZA y UBALLE, 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 de una única superficie, fuertemente compartimentada y desnivelada por la tectónica, y de otra superficie de glaciplanación encajada en la anterior durante el Pliocuatnario.

Con la realización de esta Hoja geológica y la colindante hacia el Este, junto con otras, tres, situadas en el corredor de Piedrahíta-Valle de Amblés (números 529, 530, 531) se ha podido comprobar igualmente la existencia de una superficie fundamental fuertemente compartimentada en bloques desnivelados y en algunos casos basculados. En relación con esta superficie y en los bloques hundidos y contiguos a las cuencas pueden definirse en algunos casos, diversos aplanamientos rocosos, ligados a los cauces principales, sin desnivelaciones tectónicas y con un encajamiento variable, según los distintos sectores, en relación con la superficie fundamental. Todo ello, confirmará por tanto el modelo de BIROT y SOLE-SABARIS.

Dentro de la Hoja de Jaraiz de la Vera, esta superficie fundamental aparece elevada tectónicamente en el tercio noroccidental y borde norte, en forma de plataformas rocosas con extensión reducida, debido a la incisión de la red hidrográfica, pero fáciles de identificar, dado su morfología plana y la presencia de relieves tipo inselberg análogos a los existentes en la misma superficie hundida en la plataforma o pedimento que jalona el borde sur del Sistema Central. Esta plataforma ocupa casi la mitad de la Hoja y aparece delimitada al norte por tres zonas principales de fracturas o de articulación con los bloques elevados. La primera, con dirección E-O a ONO-ESE, se sitúa al SO de Jaraiz de la Vera, la segunda (NNE-SSO a NE-SO) corresponde a la línea Torremenga-Cuacos de Yuste, y la tercera (ONO-ESE) pasa inmediatamente al norte de Jarandilla de la Vera y Losada de la Vera. Por el sur su límite aparece más sinuoso como consecuencia de la incisión fluvial, aproximadamente a las fallas del borde de la Cuenca del Tajo, entre Vega de Mesillas y el Cincho. Dicha plataforma aparece cortada por numerosos valles-fracturas en torno a los cuales todavía puede apreciarse una compartimentación tectónica e incluso leves desniveles y posibles basculamientos, muy atenuados por la evolución de esta plataforma con posterioridad a su hundimiento.

Tal como se analizará en el apartado dedicado a la evolución del relieve y en línea con algunas de las conclusiones establecidas por Pedraza (1989) para todo el Sistema Central, en la plataforma de la comarca de la Vera, después de su hundimiento tectónico habrían continuado los procesos de alteración y elaboración de la superficie grabada, de forma que los relieves residuales tipo inselbergs, resultantes de la exhumación posterior, alcanzaron un mayor desarrollo. Por el contrario, la misma superficie fundamental situada en los bloques elevados no habría experimentado estos últimos procesos, quedando desprovista de su manto de alteración en épocas tempranas.

Por el contrario en el *pediment* degradado de la comarca de la Vera, junto diversos *inselberg*, pináculos rocosos, y torres en berrocales también se conservan numerosas vallonadas ocupadas por *lehm* granítico.

b. Glacis y otras formas poligénicas

Por debajo de este *pediment* y ya en el borde o dentro de la cuenca se han diferenciado diversos glacis de cobertera y glacis degradados, como formas de enlace entre los suaves relieves y los niveles de terrazas del río Tiétar. En el margen derecho de este último dichos glacis descienden desde los coluviones que cubren el escarpe de falla del borde de la cuenca hasta el nivel de terrazas situado a unos 20 m sobre el cauce actual. En el margen derecho dichos glacis unen algunos niveles de terrazas con la llanura de inundación actual.

También se han identificado algunos glacis actuales y subactuales sobre algunas laderas de suave pendiente y que en sus puntos más bajos alcanzan los fondos de los valles encajados en la plataforma de la comarca de la Vera; las unidades consideradas como depósitos de tipo aluvial-coluvial cubren zonas de la misma plataforma, o en su enlace con el valle del Tiétar, en los que no existen pendientes claramente regularizadas y los depósitos que las cubren han podido experimentar tanto un transporte acuoso como gravitacional.

4.2.2.2. Formas fluviales

En este apartado se tratarán en primer lugar las formas sedimentarias con este origen y a continuación las formas erosivas.

Se han definido como fondos de valle los acarreo de origen estrictamente fluvial acumulados en algunos sectores de las gargantas más importantes, como la de Jaranda, así como el lecho menor del río Tiétar, el cual aparece encajado en la llanura de inundación con una profundidad de unos cuatro metros y una anchura que llega a superar el centenar de metros. En relación con este cauce se han representado diversas barras y líneas de acreción lateral generadas por la migración del canal de estiaje.

En relación con la Garganta del Cuarto existe un extenso abanico, con una superficie de unos 6 km² que llega a situarse en su extremo más distal, a la misma cota de la llanura de inundación del río Tiétar. Dicho abanico es todavía funcional en su lado occidental, aunque aparece ya claramente incidido y no funcional en su mitad oriental. Por otro lado corresponde a una forma de encajamiento en relación a otro abanico anterior, del cual sólo queda una extensión de 0,5 Km², en forma de terraza colgada a unos 25 m sobre el abanico más reciente.

En relación con el río Tiétar se han identificado hasta 4 terrazas más bajas, situadas a las cotas de 11-14, 18-20, 25-35 y 40-50 m. las cuales presentan su máximo desarrollo en el interfluvio situado aguas arriba de la confluencia del Arroyo de Sta. María y el río Tiétar.

El nivel correspondiente a la primera generación de abanicos colgados presenta una cota que permite su correlación con el nivel de terrazas comprendidas entre 25 y 35 m.

Por otro lado, el nivel más alto de las terrazas del Tiétar se sitúa en las zonas culminantes de los interfluvios existentes dentro de la cuenca, extendiéndose hacia el Sur y hacia el Este, formando parte de una amplia superficie de aluvionamiento, más o menos degradada.

En la zona de contacto entre la cuenca y el zócalo, esta terraza llega a descansar sobre el zócalo enlazando con glacis erosivos que no han podido representarse dada su escasa extensión.

En relación con las formas erosivas hay que mencionar, como los procesos de erosión lateral son especialmente activos en el lecho menor del río Tiétar, de forma que, tal como ya se ha mencionado, la anchura del mismo supera en muchos puntos el centenar de metros de inundación, en torno al canal de estiaje, delimitada por los abruptos escarpes de la terraza baja.

Tanto en este lecho como en los abanicos más recientes antes descritos, es frecuente la arroyada en regueros cambiantes.

En la zona montañosa se han representado las líneas de Talweg y los saltos de agua existentes en relación con barreras litológicas y zonas de fractura.

4.2.2.3. *Formas de laderas*

Se han distinguido coluviones con desarrollo variable en algunas laderas regularizadas, existentes en los valles principales, junto con una zona extensa de reptación generalizada situada en las inmediaciones del Monasterio de Yuste.

4.2.2.4. *Formas antrópicas*

Las obras de regadío y aterrazamiento llegan a modificar notablemente las formas del relieve en el valle del Jerte y en las inmediaciones de los Arroyos del Piornal y Santa María.

4.2.3. Formaciones superficiales

En este apartado se completa la descripción de las alteritas y sedimentos ya analizados bajo un punto de vista geomorfológico.

4.2.3.1. *Alteritas*

Aparecen representadas por el *lehm* granítico que con desarrollo variable cubre algunos sectores de la plataforma correspondiente a la comarca de la Vera.

Al sur de Jaraiz de la Vera, el borde meridional de la superficie de erosión se desarrolla sobre un zócalo constituido por metasedimentos, donde se observan unas alteraciones rojizas poco desarrolladas que podrían corresponder a las raíces de una alterita desmantelada.

4.2.3.2. *Sedimentos fluviales*

Los fondos de valle, el lecho menor del río Tiétar y el gran abanico reciente situado en el borde oriental de la Hoja, aparecen constituidos por gravas gruesas y bloques redondeados de composición granítica, empastados en una matriz limo-arcillosa procedente de la erosión de los suelos y alteritas existentes en las cabeceras y laderas montañosas.

Las terrazas fluviales presentan una proporción dominante de cantos graníticos junto con cuarzo, pegmatitas y pórfidos de origen filoniano. El espesor de estas formaciones oscila en torno a los tres metros, alcanzándose potencias mayores en el límite oriental de la Hoja, donde por otro lado llegan a constituir extensos arenales.

4.2.3.3. Recubrimientos de laderas

Los depósitos de origen mixto aluvial-coluvial alcanzan cierta extensión en el sector Central de la Hoja, ocupando las zonas más deprimidas de la superficie de erosión descrita anteriormente. En la mayor parte de los casos se trata de un *lehm* con un grado de removilización y transporte (acuoso y gravitacional) variable.

Los escasos coluviones existentes presentan numerosos cantos y bloques graníticos y metamórficos, empastados en una matriz limo-arcillosa.

4.2.4. Evolución geomorfológica

Esta evolución puede abordarse considerando como punto de partida los tiempos finimesozoicos, durante los cuales todavía no se había configurado el Sistema Central, existiendo ya una única superficie fundamental, con importantes perfiles de alternación cuya evacuación y profundización simultaneas fueran acentuando su carácter de superficie grabada, sobre la cual ya podrían destacar algunos relieves residuales condicionados por la litología o la estructura (MARTÍN-SERRANO 1988).

Durante los movimientos tectónicos acaecidos durante el terciario (posiblemente, la fase Pirenaica, pero fundamentalmente durante las fases Castellana y Neocastellana, en el sentido de AGUIRRE *et al.*, 1977) se generó el relieve principal del Sistema Central, de forma que la superficie inicial quedó fuertemente compartimentada y basculada, perdiendo sus alteritas y regolitos que fueron a rellenar las cuencas correspondientes a los bloques hundidos. Dichas plataformas, desprovistas ya de sus mantos de alteración y situadas en zonas elevadas, han perdurado hasta su parcial desmantelamiento producido por la incisión fluvial durante el Neógeno y Cuaternario.

En el sector que nos ocupa, una parte importante de la superficie original permaneció o alcanzó una posición intermedia entre los bloques más elevados y el fondo de la Cuenca del Tajo. Se trata de la plataforma o *pendiment* correspondiente a la comarca de la Vera, en la cual debieron continuar los procesos de alteración acentuándose las formas correspondientes a una superficie grabada (*inselbergs*, *tors*, lomos de ballena, etc.). Incluso probablemente parte de esta superficie pudo ser cubierta por sedimentos progradantes desde la cuenca, o en caso contrario, experimentar un retrabajamiento con evacuación de parte de sus alteritas, formándose en *bayments* o golfos resultantes del avance de esta superficie hacia las zonas montañosas a favor de algunos valles principales, tal sería el caso de algunos aplanamientos rocosos existentes en la zona de Cuacos de Yuste, los cuales sobrepasan los accidentes definidos anteriormente como límites entre los bloques levantados y los bloques hundidos.

La incisión fluvial posterior y generalizada durante el Plio-cuaternario ha evacuado ya parte del relleno de la Cuenca y se ha encajado en la plataforma de la Vera, aprovechando las zonas de fractura y haciendo resaltar de nuevo su compartimentación y los escalones tectónicos producidos durante o después de su desnivelación.

Este encajamiento parece haber experimentado una etapa de estabilización transitoria, durante la cual se generó una extensa superficie de aluvionamiento correspondiente a la terraza más

alta, que como ya se ha mencionado se extendió desde el Sur de la Hoja a gran parte de la Cuenca occidental del Tajo. Dicha superficie se sitúa en torno a la cota 300 m. y por tanto cien metros por debajo del borde de la superficie de erosión de la plataforma de la Vera.

Posteriormente ha proseguido la incisión fluvial, profundizando unos 50 m. por debajo de la terraza más alta y generando otros tres niveles de terrazas y una degradación general de las formas preexistentes del relieve.

Este esquema evolutivo se aparta por tanto del modelo de SCHWENZNER (*op. cit.*), que propugna la formación de diversas superficies escalonadas en el zócalo, así como de las ideas clásicas mantenidas por diversos autores en relación con una génesis importante del relieve durante el Plioceno.

4.2.5. Procesos actuales. Tendencias futuras

La incisión fluvial y los procesos de vertiente son las acciones del modelado más importantes que operan en la actualidad.

La primera se muestra especialmente activa en el cauce del río Tiétar y en los valles principales y tributarios, de manera que algunas formas activas en tiempos recientes o de forma esporádica en la actualidad están siendo iniciadas y abordadas de forma progresiva. Tal es el caso del gran abanico existente en el límite oriental de la Hoja y de la llanura de inundación del río Tiétar, por debajo de la cual el lecho menor va adquiriendo cada vez una mayor anchura, capaz de albergar los mayores caudales, de forma que la llanura de inundación anterior puede dejar de funcionar como tal.

5. PETROLOGÍA

5.1. ROCAS ÍGNEAS Y MIGMATÍTICAS HERCÍNICAS

Aproximadamente al 70% de la Hoja corresponde a afloramientos graníticos y migmatíticos de edad hercínica, mientras que el 29% está ocupado por depósitos terciarios de la Cuenca del Tiétar. El resto (1%) corresponde a rocas esquistosas pertenecientes al Complejo Esquisto Grauváquico.

Por su parte, el conjunto granítico-migmatítico se ha dividido, en base a criterios estructurales y petrológicos, en dos unidades: Unidad Inferior y Unidad Superior.

5.1.1. Unidad Inferior

Esta unidad ocupa la mitad septentrional de la Hoja, y queda limitada al Sur por una banda de cizalla dúctil de carácter extensional que presenta una dirección variable - N70°-120°E y buzamiento entre 35°-70° al Sur (Banda de cizalla de Jaraiz de la Vera).

Está integrada por monzogranitos porfídicos (denominados en esta memoria de Piornal-Yuste) y por diversos cuerpos de migmatitas y leucogranitos anatético-migmatíticos asociados. Las relaciones entre estos cuerpos rocosos son en muchos casos mecánicas y en otros intrusivo-transicionales. Desde el punto de vista estructural se caracteriza por presentar una disposición norteada (media N 166° E/27° NE), tanto de la fábrica granítica como de la foliación que presentan las rocas migmatíticas.

5.1.1.1. Rocas migmatíticas

- a. Migmatitas y/o gneises migmatíticos biotíticos con moscovita, \pm cordierita y \pm sillimanita (3)

Estas rocas constituyen tres afloramientos mayores de escala kilométrica, que en ningún caso supera los 15 Km², y otros más pequeños hectométricos a métricos.

El más occidental aflora en el límite Oeste de la Hoja y se prolonga por la vecina Hoja N.º 598 (Plasencia) hasta el Río Jerte (dique Alentejo-Plasencia), según una banda de dirección NW-SE de 8 Km por 2-3 Km de anchura máxima (UGIDOS *et al.*, 1983). En la presente Hoja ocupa una extensión de unos 8 Km² al Norte de Pasarón de la Vera y Arroyomolinos de la Vera.

UGIDOS *et al.* (1983) describen estas rocas bajo la denominación de "Complejo migmatítico-granítico" debido a su variedad petrográfica, compuesta por "esquistos y cuarzo-esquistos, migmatitas, leucogranitos, granitos de dos micas y granitos biotíticos porfídicos" así como a "La distribución irregular de estas rocas, las difíciles condiciones de observación, la variación de los tipos petrográficos de unos afloramientos a otros, la abundancia de restos y enclaves migmatíticos dispersos, así como las modificaciones petrográficas causadas por el efecto mecánico de los esfuerzos tectónicos que se han superpuesto a estas rocas..."

En efecto, se trata de un conjunto heterogéneo de rocas con una complejidad adicional en su borde Sur, donde está afectado por la banda milonítica de Jaraiz de la Vera. En este punto, las rocas migmatíticas s.s. afloran junto con los monzogranitos porfídicos de Piornal-Yuste y con los monzogranitos biotítico-moscovíticos de Torremenga. El desarrollo de una fábrica milonítica penetrativa afectando a estas rocas, al Norte de Pasarón y Arroyomolinos de la Vera, dificulta el trazado preciso de las rocas migmatíticas. Sin embargo, interpretamos que, al menos en esta Hoja, no llegan a contactar directamente con los granitos de Torremenga, ya que entre ambos tipos de rocas se interpone una delgada banda de monzogranitos porfídicos. Si parece, por el contrario, que en su prolongación por la Hoja N.º 598 (Plasencia) se ponen en contacto con los monzogranitos de Torremenga (UGIDOS *et al.*, 1983). Pensamos que ese contacto debe de ser mecánico a través de la prolongación de la banda de cizalla dúctil; de tal manera, que el contacto entre materiales de ambas unidades (inferior y superior) tiene lugar, al menos en estas dos hojas, a través de la zona de cizalla. Por otra parte, y a juzgar por los datos cartográficos de la Hoja N.º 598 (Plasencia) (UGIDOS *et al.*, 1983), parece que dicha zona de cizalla se prolonga hasta la falla de Alentejo-Plasencia donde quedaría interrumpida por dicho accidente.

Ciñéndonos al ámbito de la presente Hoja, y concretamente al afloramiento indicado al Norte de Pasarón de la Vera, en cartografía se han diferenciado migmatitas s.s. y leucogranitos anatóctico-migmatíticos del resto de granitos. El corte a través de la carretera de Pasarón a Piornal proporciona unas buenas condiciones de observación. Dentro del conjunto migmatítico existen migmatitas mesocráticas y leucocráticas. Se reconoce una foliación marcada por concentrados restíticos de biotita (N 10°-40° E y N 160°-170° E buzando 40°-50° E) que es cortada por movilizadores de neosoma granítico y ambas aparecen microplegadas por pliegues de dirección norteadas (N0°-40°E).

Las relaciones con los monzogranitos porfídicos (Piornal-Yuste) son en algunos puntos de tipo transicional y en otros el contacto se produce de manera mecánica. Por lo que respecta a los leucogranitos asociados a las migmatitas, y diferenciados en cartografía, serán tratados más adelante (a.).

La composición mineralógica es la siguiente: cuarzo, plagioclasa, feldespato-K, biotita, moscovita, cordierita, \pm sillimanita, opacos, circón, esfena, \pm clorita, \pm rutilo y \pm sericita. Dada la asociación mineral (sil+cord+fk) la moscovita representa una fase mineral de naturaleza retrograda. También se ha encontrado un canto suelto al NW de Pasarón de una roca calcosilicatada con textura granoblástica bandeada y elongada compuesta por diópsido, plagioclasa, anfíbol ortorrómbico (antofilita), esfena y cuarzo. Las características mineralógicas y texturales, de la roca calcosilicatada, son similares a otras muestras encontradas como enclaves, al Sur de Viandar de la Vera y en las proximidades del Arroyo Cascajoso al Sur de Jarandilla en el límite con el Terciario del Tiétar.

Las características estructurales de estas migmatitas responden principalmente a tipos estromáticos (bandeados) y nebulíticos (granitos inhomogéneos con schlieren). Al microscopio muestran texturas de tipo granítico (diatexitas granodioríticas) foliadas, con agregados irregulares de biotita, sillimanita y moscovita orientados según la anisotropía de la roca. A esta fábrica se sobrepone, especialmente en los afloramientos más meridionales, otra de tipo dinámico asociada al movimiento de la banda de cizalla de Jaraiz, que enmascara parte de los rasgos

texturales previos. Se reconoce deformación dúctil de cuarzo, formas sigmoidales de micas, granulación marginal de feldespatos, cloritización parcial de biotita, neoformación de moscovita y/o sericita, etc. que dan lugar a gneises protomiloníticos.

Otro afloramiento mayor de rocas migmatíticas aparece al Sur de las localidades de Jarandilla y Losar de la Vera, igualmente en el interior de la masa de monzogranitos porfídicos. La cartografía del mismo presenta dificultades debido a la deformación producida por la banda de cizalla que alcanza una anchura considerable en su conjunto, del orden de 3 Km. En ella alternan zonas de variable intensidad de deformación que enmascaran la naturaleza original del protolito (migmatitas y granitos porfídicos).

La composición mineralógica es: cuarzo, plagioclasa, feldespato-K, biotita, cordierita, sillimanita, moscovita, \pm andalucita, \pm granate, opacos, circón, esfena, y diversos productos secundarios de alteración como pinnita, sericita-moscovita, \pm clorita, óxidos de Fe, etc. La moscovita dada la asociación mineral, la consideramos de carácter retrogrado.

Hay que resaltar la presencia de granate almandínico y de andalucita que sólo se han encontrado en rocas de este afloramiento. El primero aparece en dos muestras; en una de ellas es difícil establecer las relaciones paragenéticas debido a la deformación milonítica, ya que el granate aparece roto y estirado englobando fibrolita en una mesostasis foliada y retrogradada a productos moscovíticos. La otra muestra presenta una textura gneísica y petrogenéticamente se caracteriza por la ausencia de moscovita primaria, la abundancia de feldespato-K, la escasez de plagioclasa y por la asociación paragenética: $Qz + FeldK + Bi + Sil + Cord + Gt \pm Plag$. Esto nos indica que estamos ante rocas de alto grado con cordierita-almandino, ya que la coexistencia del par cordierita + almandino sólo es posible a altas temperaturas dentro de un intervalo restringido de presiones intermedias (WINKLER, 1978). La sillimanita aparece en prismas independientes milimétricos elongados según la foliación y en cristales más pequeños incluidos en granate y cordierita; más raramente en feldespato-K y plagioclasa. Según Zen (citado por WINKLER, 1978): "Se conoce un reducido número de gneises con cordierita, granate y biotita que contengan grandes prismas independientes de sillimanita. En estos casos, las rocas están desprovistas virtualmente de plagioclasa y cuando ésta aparece está finalmente granulada y alterada. Esto indica que la plagioclasa y la sillimanita son incompatibles en presencia de cordierita, granate, cuarzo, feldespato alcalino y opacos". A juzgar por las relaciones texturales parece ser que nos encontramos ante uno de estos casos debido a la escasez de plagioclasa. Por lo que la paragénesis cordierita + almandino + sillimanita + biotita sería estable debido a la escasez y/o ausencia de plagioclasa.

Otras muestras se caracterizan por la presencia de andalucita + cordierita con \pm sillimanita incluida en esta última. Lo que podría interpretarse esta asociación de ser la andalucita una fase estable, como propia de un rango con presiones inferiores a la de la asociación cordierita + almandino. Variaciones de las condiciones P,T durante el metamorfismo o la presencia de distintos niveles tectono-metamórficos ahora englobados en el monzogranito porfídico podrían explicar estas asociaciones. Otra posibilidad es que el granate representa un mineral relicto de una asociación de F_1 (presiones intermedias) parcialmente obliterada por el metamorfismo-migmatización de F_2 , caracterizado por una asociación típica de bajas presiones (cordierita, andalucita).

El otro afloramiento mayor de migmatitas aparece al Norte y Este de Losar de la Vera y se caracteriza por la presencia de rocas de aspecto mayoritariamente nebulítico (diatexitas granodioríticas y tonalíticas) y estromáticas en las que se han reconocido tránsitos graduales al monzogranito porfídico en el corte de la Garganta de Cuartos. Mineralógicamente están compuestas por: cuarzo, plagioclasa, feldespato-K, biotita, cordierita, moscovita, opacos, circón y \pm sillimanita. La sillimanita no está presente en todas las muestras, habiéndose observado como haces filamentosos de fibrolita rodeando a placas de biotita y más raramente englobados en cuarzo. La cordierita por el contrario puede llegar a ser un componente muy importante en estas rocas bajo la forma de cristales prismáticos y redondeados inalterados o parcialmente pasando a pinnita y/o agregados micáceos. La moscovita forma placas prismáticas interlaminales con biotita y agregados desflecados asociados a transformaciones secundarias.

5.1.1.2. Rocas graníticas

a. Leucogranitos anatexiticos-migmatíticos biotíticos-moscovíticos de grano medio con sillimanita y \pm cordierita (4)

Estos granitos constituyen tres afloramientos mayores que se localizan al Oeste de Garganta la Olla, Norte de Aldeanueva de la Vera y alrededores de Losar de la Vera. Forman masas de geometría irregular generalmente relacionadas con los afloramientos de rocas migmatíticas a excepción de la Aldeanueva de la Vera, donde sólo aparece una pequeña mancha de rocas esquistosas con metamorfismo de contacto, al Sur de la localidad de Guijo de Santa Bárbara. No siempre es posible observar las relaciones con los monzogranitos porfídicos en los que aparecen englobados; así por ejemplo, el contacto Norte del afloramiento de Garganta la Olla es de tipo transicional a través de una franja decamétrica en la que paulatinamente la roca se va haciendo más porfídica y biotítica (arroyo Garganta la Piornala). Igualmente en el punto kilométrico 23 de la carretera Garganta la Olla a Piornal se pasa en unos 40 m de un granito leucocrático anisótropo de grano medio a las facies porfídica a través de un granito medio/fino más biotítico pero sin megacristales. Sin embargo, el contacto Sur de este afloramiento es de tipo mecánico. Estas relaciones son extrapolables para los otros afloramientos, especialmente al Norte de Aldeanueva de la Vera.

Aunque en cartografía todos estos granitos van unificados hay que reseñar que su aspecto macroscópico es variable. En efecto, existen variaciones texturales (tamaño de grano fino a medio, texturas foliadas, texturas alotriomorfas más o menos foliadas, texturas "traquitosas", *schlieren* biotíticos, enclaves restíticos, etc.) y mineralógicas basadas en la mayor o menor presencia de biotita y moscovita, que sugieren una génesis y emplazamiento distintos. De una forma esquemática y condensada los podríamos agrupar en dos conjuntos en base a criterios texturales: a) Aquellos que muestran una fábrica foliada e inhomogénea y generalmente son más ricos en biotita, y b) aquellos otros cuya fábrica es menos anisótropa y su tamaño de grano es más variable. La distribución espacial no es uniforme ya que ambos tipos aparecen en los distintos afloramientos; en cuanto a la relación temporal, localmente se puede observar como los segundos cortan claramente a los primeros.

a) Están bien representados en el afloramiento de Garganta la Olla y su mineralogía es media de tres análisis modales: cuarzo (30,2%), plagioclasa (27,5%), feldespato-K (26,1%), biotita

(9,0%), moscovita (4,2%), sillimanita (1,9%) y cordierita (< 1%); apatito, circón y opacos son accesorios; turmalina, granate, rutilo, clorita, óxidos de Fe, esfena, epidota y sericita son accidentales o de alteración. En la Fig. 5.1 se muestra la proyección de tres muestras en el diagrama QAP.

Desde el punto de vista microtextural predomina la textura alotriomórfica granular media/fina foliada. La foliación está marcada por la orientación de micas (a veces formando *schlieren*) y de forma más grosera por los minerales félsicos. La plagioclasa es mayoritariamente xenomorfa y está maclada con síntomas frecuentes de deformación post-cristalina (microfracturas, alabeamientos, etc.). El feldespato-K es xenomorfo, micropertítico (filamentos) incluye plagioclasa y biotita, a veces presenta maclado de la microclina. La sillimanita es siempre escasa y generalmente aparece como pequeños prismas incluida en otros minerales (cuarzo, moscovita, plagioclasa y feldespato-K) o asociada a biotita. La moscovita se encuentra en placas prismáticas y/o desfleadas con inclusiones de sillimanita. La biotita es marrón-rojiza con inclusiones de circón y forma con frecuencia agrupaciones discretas (*schlieren*) que marcan la foliación. La cordierita es escasa y siempre remplazada por agregados micaceos. Sólo en una muestra se ha encontrado granate xenomorfo formando un núcleo centimétrico junto con cuarzo y turmalina (chorlita). En algunas muestras la presencia de feldespatos de tendencia prismática subidiomorfa orientados les confiere un aspecto (en afloramiento) que recuerda a la textura traquítica ("leucogranitos traquitoides"). La foliación de estos granitos inhomogéneos aparece en muchos puntos suavemente ondulada. En el vértice geodésico Mesas (SE de Piornal) la foliación N 20° E / 70° W aparece interrumpida por unas superficies subhorizontales (lajado en el granito) que responde a un sheeting.

- b) Por lo que respecta a este segundo grupo de leucogranitos indicar que la composición mineralógica es bastante similar a la anterior. Quizás la presencia de sillimanita sea más

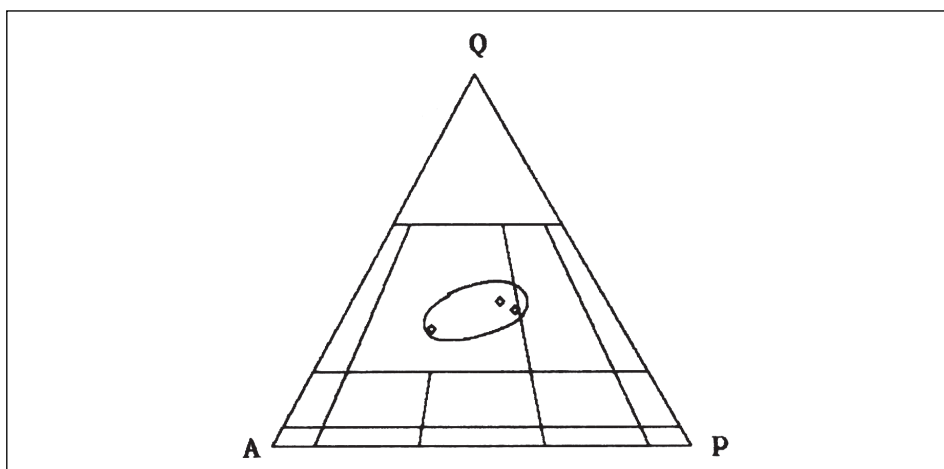


Figura 5.1. Granitos inhomogéneos anatético-migmatíticos.

escasa frente a la cordierita, que aparece estadísticamente en más muestras, aunque ambas siempre en pequeñas cantidades. No se ha encontrado granate en estas rocas. Las biotitas por su parte muestran una distribución más regular, siendo rara la presencia de agregados formando *schlieren*, por lo que estos granitos muestran un aspecto más homogéneo. La textura dominante es alotriomórfica equigranular fina/media (excepcionalmente gruesa) groseramente orientada.

En algunos puntos se han encontrado enclaves centimétricos de rocas metamórficas que corresponden a gneises biotíticos de composición tonalítica.

- b. Monzogranitos (y/o granodioritas) biotíticos porfídicos de grano medio/grueso con \pm moscovita, \pm cordierita y \pm sillimanita (Piornal-Yuste) (5)

Estos granitos afloran en la mitad septentrional de la Hoja y ocupan una extensión de aproximadamente 275 Km², que suponen el 52% de la superficie de la misma. A su vez, representan la variedad granítica más abundante del sector occidental de la Sierra de Gredos.

A lo largo de sus afloramientos aparecen enclaves métricos a kilométricos de rocas migmatíticas y cuerpos de leucogranitos anatócticos asociados, anteriormente descritos.

El aspecto textural de estos granitos responde a una roca porfídica con megacrístales de feldespato-K de tamaño centimétrico variable, cuyas dimensiones pueden alcanzar localmente hasta 20 x 10 cm. (Barranco del Bonal, Norte de Piornal), pero lo normal es que oscilen de 4 a 6 cm. de longitud. La densidad de los mismos puede variar ligeramente (15-35% del volumen de la roca) pero siempre están presentes. La matriz es de grano medio a grueso y coloración grisácea en la que destacan biotitas milimétricas en cristales aislados o formando agregados, a veces *schlieren*, junto con cuarzos en agregados subredondeados de varios milímetros (\leq 5-7 mm.) y feldespatos subidiomorfos. En general la fábrica de estos granitos es anisótropa, y se manifiesta tanto por la orientación de los megacrístales como por los constituyentes de la matriz granuda, especialmente las biotitas. No siempre resulta fácil medir superficies por lo que en algunos casos las medidas realizadas responden a orientaciones preferentes de los megacrístales. Ambos tipos de medidas son diferenciadas en el mapa cartográfico. En general muestran valores norteados, con una dirección media de la fábrica planar N 166° E buzando 27° al NE (Fig. 5.1).

También son frecuentes los enclaves microgranudos de composición básica a intermedia y dimensiones centimétricas (< 1 m), más raramente alcanzan tamaños de varios metros, con posibilidad cartográfica, como es el caso de los existentes en la carretera de Garganta la Olla a Piornal.

La composición mineralógica, a partir del estudio petrográfico, es la siguiente: cuarzo (27,4%), plagioclasa (32,6%), feldespato-K (20,4%), biotita (13,5%), moscovita (4,1%), cordierita (0,4%), sillimanita (0,3%), apatito (0,5%), circón (0,2%) y opacos (0,3%). Otros minerales accesorios y/o de alteración no contabilizados en el análisis modal son: esfena, rutilo, turmalina, epidota, sericita, clorita y óxidos de hierro.

Como se aprecia en el diagrama de clasificación modal QAP (STRECKEISEN, 1974) las siete muestras proyectadas presentan un amplio rango de variación desde el campo de las tonalitas al de los granitos monzoníticos (Fig. 5.2). Esta dispersión es fundamentalmente debida al carácter porfídico y granudo de las rocas, lo que da lugar a que la superficie de la lámina delgada no sea del todo representativa de un mayor volumen de roca. Así pues, considerando el valor medio y la información del resto de las muestras estudiadas estos granitos s.l. se proyectan preferentemente en el campo correspondiente a los monzogranitos. Debido a la presencia local de términos más básicos (granodioritas), citadas también en áreas adyacentes (UGIDOS *et al.*, 1983), y puesto que no van diferenciados en cartografía, parece razonable denominarlos como monzogranitos y/o granodioritas, aunque con predominio mayoritario de los primeros.

A continuación se resumen las principales características petrográficas del estudio microscópico.

El cuarzo es un constituyente mineral que fluctúa entre el 20 y 30% en volumen de roca. Se presenta en cristales de tamaño variable (submilimétrico a milimétrico) de contornos xenomorfos e irregulares, que generalmente forman agregados subredondeados menores de un centímetro. En prácticamente todos los casos estudiados muestran deformación intracristalina que se traduce por una importante extinción ondulante y el desarrollo incipiente local de subjuntas. Sus relaciones con el resto de minerales sugiere una cristalización tardía respecto de la plagioclasa y biotita, a los que afecta con fenómenos corrosivos. Es pobre en inclusiones y éstas son de biotita, apatito, menas metálicas y fibrolita. El desarrollo de cuarzo asociado a texturas mirmequíticas es poco significativo, aunque suele ser un hecho omnipresente en estos granitos. Igualmente es escasa la presencia de cuarzo incluido en el interior de otros minerales como plagioclasa, biotita, etc.

La plagioclasa se presenta principalmente bajo la forma de cristales subidiomorfos y, en menor medida, con formas idiomorfas y xenomorfas. Estas últimas corresponden a formas

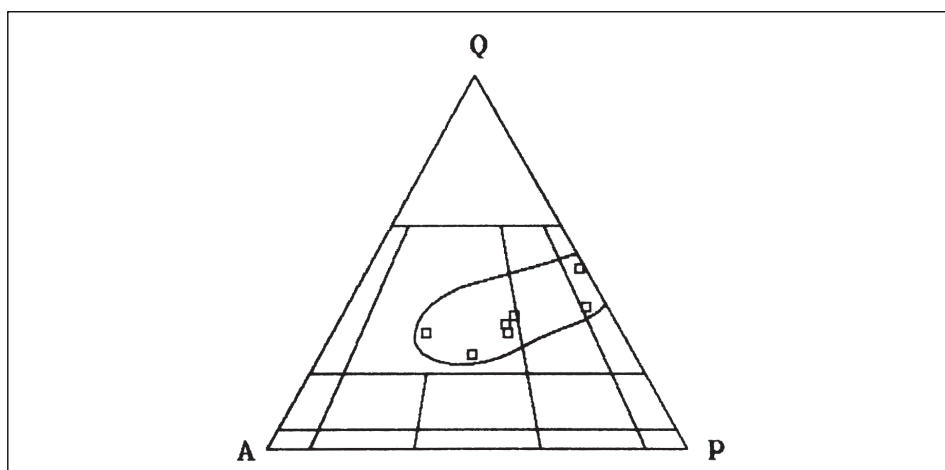


Figura 5.2. Monzogranitos biotíticos porfídicos (Piornal-Yuste).

tardías intergranulares y/o mirmequíticas. La composición es variable, con valores de hasta An_{35-40} (núcleos de cristales zonados) a coronas prácticamente albiticas u oligoclasa sódica An_{10-15} . Sin embargo, los contenidos medios responden a una oligoclasa cálcica (An_{20-28}). En general aparecen inalteradas, salvo casos locales, que lo hacen a productos serítico-arcillosos. Las inclusiones más frecuentes son biotita, cuarzo subredondeado, apatito, sillimanita y moscovita.

La biotita forma cristales subidiomorfos con bordes irregulares corroídos por cuarzo y frecuentes inclusiones de apatito y circón y, en menor medida, opacos. No suele presentar alteración importante, y cuando lo hace es a clorita con + rutilo sagenítico. Las relaciones texturales indican una cristalización temprana junto con la plagioclasa, aunque tardía respecto de ésta.

El feldespato-K, por su parte, se presenta como megacristales centimétricos de hábito prismático ocasionalmente con "texturas *frasl*". A parte de biotita incluye cuarzo, plagioclasa y accesorios. Las relaciones de los megacristales con la trama granuda de la matriz, englobando parcialmente a algunos de sus componentes, indica que el desarrollo final de éstos tiene lugar en un estadio avanzado de la historia cristaloblástica de la roca. Además, existen cristales xenomorfos intersticiales que engloban parte de los minerales de la roca junto con moscovita, si bien ésta parece responder a reemplazamientos tardimagmáticos. El desarrollo de microtexturas periticas (filiformes y parches) no es generalizado, pero si está presente.

La moscovita está presente en todas las muestras estudiadas, sin embargo su contenido modal es variable. En la mayoría de los casos se trata de un mineral accesorio (< 5%), pero en otros puede duplicar este valor. Se presenta en pequeñas placas relacionadas con la biotita o como inclusiones dentro de ella. En otros casos asociada a concentraciones sillimaníticas (fibrolita) formando pequeños cristales y/o en placas irregulares incluyendo restos prismáticos de sillimanita. También son frecuentes los cristales irregulares desflecados relacionados con feldespatos, especialmente con feldespato-K. Tanto por su morfología como por su asociación con otros minerales deben de responder a un origen secundario tardimagmático.

Sillimanita y cordierita son dos accesorios de estos granitos no siempre presentes. Con mayor frecuencia aparece sillimanita en pequeños cristales prismáticos incluidos en placas irregulares de moscovita o bien fibrolita en haces milimétricos parcial o totalmente moscovitizados. Asimismo, puede aparecer incluida en otros minerales (plagioclasa, cuarzo, etc.). La cordierita, por su parte, es más escasa y siempre aparece pseudomorfizada por agregados micáceos en formas de pequeño tamaño (milimétricos).

Entre el resto de accesorios destacaremos la presencia local de turmalina con formas xenomorfas e intersticiales de cristalización tardía, a veces intercrecidas con cuarzo y feldespato-K.

5.1.1.3. Enclaves

Estos granitos muestran dos tipos principales de enclaves, tanto por su abundancia como por su naturaleza: enclaves microgranudos y enclaves de rocas metamórficas.

a. Enclaves microgranudos (Tonalitas biotíticas \pm anfíbol) (6)

Son los más abundantes y se trata de cuerpos de pequeñas dimensiones (centimétrica a decamétrica) que aparecen, de manera frecuente, en el interior de los monzogranitos y/o granodioritas porfídicas de Piornal-Yuste. La geometría de los mismos varía desde formas redondeadas a angulosas, siendo la interfase granito-enclave más o menos neta. Lo general es que aparezcan con su máxima dimensión orientada de forma concordante con la fábrica granítica; y en algún caso, la foliación del granito envolviendo al enclave. Algunos de estos cuerpos presentan una cierta anisotropía marcada por la orientación de biotitas principalmente, la cual no tiene por qué coincidir con la foliación del granito. Este es el caso del afloramiento situado al N de Garganta la Olla (La Aliseda) donde enclaves, que alcanzan la escala métrica, presentan una fábrica foliada N 60° E, mientras que la del granito es N 15° E. Sin embargo, la máxima elongación de los enclaves sí es coincidente con la fábrica granítica.

Estas rocas no tienen representación cartográfica y sólo los afloramientos situados entre los Km. 18-20 de la carretera Garganta la Olla a Piornal han sido señalados en el mapa. En este punto aparecen rocas microgranudas ricas en biotita, con estructura en bolos de tamaño métrico distribuidas por el granito porfídico, a lo largo de un pasillo N-S de unos 500 m.

Se trata de rocas de coloración oscura en las que destacan cristales milimétricos de plagioclasa y/o cuarzo sobre un fondo de grano fino. Están compuestas por cuarzo, plagioclasa y biotita, como minerales principales. Apatito, circón, opacos, anfíbol, esfena, rutilo, \pm sericita, y \pm clorita, son accesorios. La textura es hipidiomórfica granular fina, en la que destacan algunos cristales milimétricos de plagioclasa y/o cuarzo formando una trama muy abierta.

La biotita es el máfico dominante, mientras que el anfíbol es accesorio y no siempre presente. Incluye con frecuencia abundantes cristales prismáticos de apatito y opacos.

La plagioclasa es subidiomorfa y corresponde generalmente a una andesina (An_{35-40}). En algún caso aparecen cristales poiquilíticos, posiblemente en relación con enclaves de origen metaderivado.

El cuarzo, por su parte, presenta características de cristalización tardía (formas xenomorfas intersticiales, corrosiones, etc.) respecto a la plagioclasa y biotita. También se han reconocido xenocristales de cuarzo, presumiblemente procedentes del granito de caja, en algunas muestras. Estos cristales son de tamaño milimétrico, forma subredondeada y aparecen rodeados de una corona de menor tamaño de grano que el resto de la roca.

b. Enclaves metamórficos

Son mucho menos frecuentes que los anteriores y de distribución más reducida. Por lo general, aparecen en relación con los afloramientos mayores de rocas migmatíticas, pero también se han encontrado en otros puntos de manera más aislada. Aquí nos vamos a referir preferentemente a algunos de los afloramientos existentes al E y S de Piornal y Cerro Hermoso, al S de Viandar de la Vera.

Se trata de enclaves de tamaño métrico y/o decamétrico que conservan a escala de afloramiento su estructura interna bandeada y/o, foliada de origen metamórfico regional. El estudio petrográfico permite clasificarlos en dos grupos básicos: pelíticos y de silicatos cálcicos.

Los primeros están compuestos por cuarzo, plagioclasa, biotita, sillimanita, feldespato-K, cordierita, \pm moscovita, opacos y óxido de hierro. Desde el punto de vista petrogenético hay que resaltar la ausencia de moscovita primaria (la citada es accesoria y secundaria) y la presencia de feldespato-K + sillimanita y/o cordierita que marcan condiciones metamórficas de grado alto. Las características texturales indican la presencia de una fábrica foliada residual marcada principalmente por biotita, fibrolita asociada y prismas de sillimanita. Sin embargo, también aparecen placas de biotita desorientadas y cristales granoblásticos de cordierita, cuarzo y feldespatos que indican una blastesis estática. Algunos prismas de sillimanita desorientados, incluso perpendiculares a la foliación, igualmente parecen asociados al metamorfismo de contacto. En cualquier caso hay un predominio de la fábrica regional sobre la de contacto.

El otro tipo de rocas, que aparecen en los enclaves métricos a decamétricos al S de Piornal y de Viandar de la Vera, están formadas por una alternancia de materiales pelíticos y calcosilicatados que dan lugar a rocas de aspecto bandeado. De *visu* se aprecia una alternancia composicional de niveles centimétricos blanquecinos y verdosos. Los primeros están compuestos prácticamente por un anfíbol ortorrómbico (antofilita), y los otros por cuarzo, plagioclasa y piroxeno. El estudio microscópico pone de manifiesto la presencia de una fábrica granoblástica bandeada y elongada. La antofilita aparece formando una apretada trama de cristales de hábito prismático-fibroso y aspecto asbestiforme dispuestos generalmente según la dirección del bandeo. Representa más del 90% de estos niveles y el resto está compuesto por piroxeno y \pm esfena, \pm cuarzo, \pm plagioclasa.

Por el contrario los niveles verdosos están compuestos por cuarzo, plagioclasa (labradorita), clinopiroxeno (diopsido-hedenbergita), esfena, epidota s.s., zoisita-clinozoisita, y opacos; según una textura típicamente granoblástica elongada.

En otras muestras no aparece antofilita y sí una mineralogía similar a la de estos últimos niveles. Un control químico original con enriquecimiento en Mg podría ser la razón de la presencia de estos niveles ricos en anfíbol ortorrómbico.

5.1.2. Unidad Superior

Ocupa la parte meridional de la Hoja, al Sur de la banda de cizalla dúctil de Jaraiz de la Vera, y está integrada por rocas migmatíticas (Migmatitas de Tejada de Tiétar), monzogranitos biotíticos-moscovíticos de grano medio (Granitos de Torremenga), y por materiales esquistopizarrosos del Complejo Esquisto Grauváquico. Su parte oriental queda interrumpida por los depósitos terciarios de la Cuenca del Tiétar. Desde el punto de vista estructural se caracteriza por la disposición elongada E-O de granitos y migmatitas, así como de su fábrica interna (foliación) en torno a dos máximos: N 67°E/ 35°SE y N 90°E/ 40°S.

5.1.2.1. Migmatitas mesocráticas biotíticas con \pm moscovita, \pm cordierita y \pm sillimanita (7)

Forman parte de un afloramiento de unos 4-5 kilómetros de anchura máxima por 28 de longitud que se extiende, además, por las vecinas Hojas N.º 598 (Plasencia), N.º 623 (Malpartida de Plasencia) y N.º 624 (Navalmoral de la Mata) con una disposición generalizada de dirección E-O. Las designaremos como migmatitas mesocráticas de Tejada de Tiétar (Hoja de Plasencia) por ser ésta la única localidad ubicada sobre sus afloramientos.

Dentro de la presente Hoja ocupan una superficie de unos 30 Km² según una banda a lo largo del borde suroccidental. Los tipos estructurales corresponden principalmente a términos estromáticos, *schlieren* o nebulíticos y raramente a flebiticos. En un mismo afloramiento es posible reconocer diversos tipos en función del volumen de material anatético (granítico) movilizado, por lo que no resulta fácil establecer una disposición espacial del predominio de un u otro tipo migmatítico. En general se puede afirmar, dado su predominio a escala del afloramiento, que se trata mayoritariamente de migmatitas con bandeo irregular (estromáticas) y/o *schlieren* de tipo metatexitico y diatexitico.

Estas rocas han sido objeto de estudios previos por parte de UGIDOS y FERNÁNDEZ LAGUNA (1973), UGIDOS (1974a), UGIDOS *et al.* (1983) y DÍEZ MONTES y LÓPEZ PLAZA (en prensa). Según UGIDOS *et al.* (1983) se pueden diferenciar dos grupos mineralógicos diferentes: "migmatitas con biotita-sillimanita residual y neosoma de composición granítica y migmatitas cordieríticas cuyo neosoma es de composición granodiorítica-cuarzodiorítica con abundante cordierita". A partir del estudio de las láminas recolectadas en el presente trabajo estas migmatitas responden a: diatexitas heterogéneas (\pm metatexitas) cordieríticas con *schlieren* residual biotítico-sillimanítico y composición tonalítica-granodiorítica; y diatexitas más evolucionadas (nebulitas) aparentemente sin cordierita, con menor contenido biotítico-sillimanítico y composición monzogranítica-granodiorítica. Las primeras muestran una fábrica más anisótropa, con una foliación más acusada, especialmente marcada por los *schlieren* biotítico-sillimaníticos, mientras que las segundas, al presentar una fábrica más evolucionada de tipo granular inhomogénea, con las biotitas mejor distribuidas, su anisotropía queda menos manifiesta.

La composición mineralógica de las primeras (las más ampliamente representadas) es: cuarzo, plagioclasa (oligoclasa) feldespato-K, biotita, cordierita y sillimanita, como constituyentes principales; moscovita, opacos, circón y turmalina, como minerales accesorios. Biotita, sillimanita y \pm cordierita forman parte de la fracción residual, mientras que el resto de minerales principales, incluida \pm cordierita, \pm biotita y \pm sillimanita, constituyen el neosoma de estas rocas.

El cuarzo se presenta, en su mayor parte, como cristales xenomorfos irregulares de tamaño variable, extinción ondulante, algo microfracturado y groseramente elongado; también hay que destacar la presencia de cristales subredondeados incluidos en plagioclasa y cordierita.

La plagioclasa forma cristales generalmente subidiomorfos, aunque también existen individuos idiomorfos y xenomorfos, según las muestras. Composicionalmente se trata de oligoclasa con variaciones en el contenido anortítico (10%-25%) en cristales zonados. Las inclusiones más frecuentes son de cuarzo redondeado, biotita, sillimanita (cristales prismáticos y/o aciculares) y más raramente, pequeños cristales xenomorfos de cordierita.

La biotita muestra dos aspectos texturales dependiendo del grado de evolución anatóctico de la roca: formando agregados, y como cristales individuales (UGIDOS *et al.*, 1983). Los primeros son de carácter residual y están formados por placas en agregados lepidoblásticos (milimétricos a centimétricos) orientados y doblados, acompañados de sillimanita que definen la foliación pre-anatóctica de la roca. En el segundo caso se trata de cristales individuales distribuidos por la trama granular cuarzo-feldespática. En ambos casos, presentan inclusiones de circón e idéntico color y pleocroismo (rojo oscuro a amarillo anaranjado).

La cordierita es un mineral relativamente abundante en estas rocas y se presenta en cristales prismáticos idiomorfos y más frecuentemente con formas subidiomorfos y xenomorfos intersticiales. Su grado de alteración es variable y lo hace a productos isotropos de grano fino de colores verdosos y/o rosáceos y a agregados desfilcados a través de fracturas irregulares. La alteración suele comenzar por la periferia y progresa a través de fracturas irregulares por el resto del cristal. Las inclusiones más frecuentes corresponden a cuarzo (cristales subredondeados), fibrolita y, más raramente, pequeñas placas de biotita de contornos redondeados.

La sillimanita se presenta bajo la variedad fibrolítica asociada a los núcleos residuales lepidoblásticos orientados de biotita; bien como haces intercrecidos o como coronas fibrosas marginales a los cristales de biotita. Más raramente forma haces fibrosos aislados. También aparece en haces prismáticos aciculares relacionados con biotita o aislados. Ambas variedades pueden aparecer incluidas en cuarzo, feldespatos y cordierita.

El feldespato-K es generalmente xenomorfo y con frecuencia presenta maclado de deformación. Se trata de un mineral modalmente variable y siempre subordinado a la plagioclasa, de tal manera que la composición de estas rocas varía de monzogranitos a tonalitas, con predominio de los términos más básicos (granodioritas y tonalitas). Puede englobar a otros minerales, especialmente cuarzo y sillimanita.

La andalucita es un mineral que no aparece en las muestras estudiadas, sin embargo ha sido citada por UGIDOS *et al.* (1983) en la vecina Hoja N.º 598 (Plasencia). Según estos autores su relación con inclusiones de fibrolita sugiere la formación de aquella a partir de ésta. Este carácter tardío de la andalucita podría estar en consonancia con la presencia de cristales poiquiloblásticos de éste mineral citados por DÍEZ MONTES y LÓPEZ PLAZA (en prensa).

En cuanto al segundo grupo de migmatitas diferenciadas en éste trabajo se caracterizan por presentar una composición mineralógica similar a las anteriores, a excepción de la cordierita y menores contenidos en biotita y sillimanita. Parte de estos últimos pueden tener carácter residual. Estas rocas las clasificamos como diatexitas nebulíticas de composición monzogranítica-granodiorítica y, en efecto, se trata de migmatitas más evolucionadas texturalmente. Predominan las texturas granulares propias de granitos, aunque con algunos agregados biotíticos de tipo *schlieren* marcando la foliación, junto con placas individuales que le confieren un aspecto menos heterogéneo que a las anteriores. La sillimanita se presenta como pequeños haces fibrosos estirados según la foliación y/o asociada a biotita.

En algunos afloramientos de la parte norte-oriental, en las proximidades con los granitos de Torremenga, las rocas muestran efectos de una deformación post-cristalina relacionada con la banda de deformación dúctil de Jaraiz de la Vera.

5.1.2.2. Rocas graníticas

- a. Leucogranitos anatóxicos biotíticos-moscovíticos con \pm sillimanita, \pm granate y \pm turmalina (8)

En este apartado nos referimos exclusivamente a los afloramientos existentes en el extremo SO de la Hoja, dentro de las migmatitas mesocráticas de Tejada de Tiétar.

Se trata de pequeños cuerpos métricos a hectométricos generalmente elongados según la dirección E-O y concordantes con la estructura general de esta unidad migmatítica. También se ha cartografiado parte de una masa mayor que se prolonga, hacia el S, por la vecina Hoja N.º 624 (Navalmoral de la Mata), con una geometría irregular redondeada, en cuyo interior quedan restos de materiales migmatíticos encajantes. Aparte de los representados en cartografía existen otros cuerpos que por sus escasas dimensiones (centimétricas a decimétricas) no pueden ser reseñados.

En general, corresponden a rocas graníticas de color claro (leucocráticas), grano fino y fábrica más o menos foliada. Las superficies de foliación son menos acusadas que las que muestran las rocas migmatíticas encajantes. En algunos puntos, y a escala reducida, se pueden observar alternancias entre éstos leucogranitos y las migmatitas ricas en máficos.

De *visu* se reconoce biotita en cristales de pequeño tamaño y contenido variable, según afloramientos, aunque siempre en pequeña proporción. Moscovita en placas milimétricas aisladas, formando núcleos centimétricos o bien asociadas a biotitas y/o agregados fibrosos de sillimanita. Estos últimos minerales son los que mejor marcan la anisotropía de la roca. Asimismo, aparecen cristales aislados de turmalina de tamaño milimétrico o formando agregados de varios individuos. El granate no está presente en todos los afloramientos y aparece en pequeños cristales visibles con lupa o formando agregados en núcleos que pueden alcanzar tamaños centimétricos. Estos últimos se han visto, con mayor frecuencia, en relación con venas centimétricas de cuarzo, por otra parte no muy frecuentes.

En conjunto responden a leucogranitos finos de tipo aplitoide con fábrica foliada que a veces muestran un aspecto inhomogéneo debido a la distribución irregular de micas y de agregados fibrosos de sillimanita (fibrolita). Una de las muestras estudiadas corresponde a una migmatita leucocrática foliada con biotitas en agregados restíticos microplegados. Recientemente DÍEZ MONTES y LÓPEZ PLAZA (en prensa) describen en ésta zona la presencia de migmatitas leucocráticas asociadas a las migmatitas mesocráticas. La conformidad morfológica y de foliación interna con el encajante migmatítico mesocrático, así como su relación espacial y el tipo de contacto, intrusivo-transicional no cortante, induce a considerarlos como fundidos anatóxicos tardi-sincinemáticos respecto del evento tectono-metamórfico responsable de la migmatización.

El estudio microscópico indica que se trata de rocas de grano fino con textura alotriomórfica equigranular groseramente foliada.

El cuarzo aparece en cristales xenomorfos intersticiales con formas irregulares lobuladas de tamaño variable y con hábito gótico incluido principalmente en feldespato-K y, en menor medida, en plagioclasas.

El feldespato-K forma cristales xenomorfos con maclado local de microlina y escaso desarrollo de texturas microperiticas. Con frecuencia muestra inclusiones de cuarzo goticular, plagioclasa y biotita. También es de destacar la presencia local de maclado de deformación.

La plagioclasa presenta maclado polisintético frecuente y su composición corresponde a albita, ya que raramente su contenido en anortita alcanza el 13%. Es el único mineral que muestra contornos subidiomorfos localmente. Incluye cuarzo de contornos redondeados, biotita y otros accesorios; más raramente feldespato-K. El grado de alteración a productos sericíticos, en las láminas estudiadas, es relativamente escaso.

La biotita se presenta en placas aisladas irregulares generalmente desflecadas en tránsito local a productos cloríticos y/o moscovíticos. También en agregados junto con sillimanita fibrosa (fibrolita) y moscovita. Localmente puede incluir circones y/o apatito, pero en general es parca en inclusiones de accesorios tal como ha sido reconocido por UGIDOS *et al.* (1983) en la vecina Hoja N.º 598 (Plasencia).

La moscovita forma placas irregulares con bordes corroídos por cuarzo y agregados fibrosos y/o desflecados asociada a haces fibrosos de sillimanita de la que parece proceder. Más raramente sobre feldespato-K. En el primer caso podría tratarse de un mineral primario, mientras que en el segundo es claramente secundaria. En algunas muestras supera en contenido modal a la biotita, aunque en cantidades £ 5-7%.

La sillimanita está presente en la práctica totalidad de los distintos afloramientos bajo la forma de haces fibrosos milimétricos, asociados o no a biotita, total o parcialmente moscovitizados y orientados según la anisotropía de la roca. Estos haces fibrosos son, en ocasiones, visibles en muestra de mano. Por su aspecto y distribución parece responder a concentrados restíticos.

La cordierita es un mineral accesorio que no está presente en todas las muestras. Se han observado formas subredondeadas pseudomorfizadas por agregados de moscovita y clorita que sugieren cristales originales de cordierita en un pequeño afloramiento en la Dehesa Boyal de Torremenga.

El granate, por su parte, es un mineral visible en diversos afloramientos de las masas más suroccidentales. Forma agregados en núcleos milimétricos y cristales aislados subidiomorfos algo corroídos por cuarzo.

La turmalina puede ser un mineral relativamente frecuente aunque variable según los puntos. Forma cristales idiomorfos aislados y/o agregados más irregulares.

b. Monzogranitos biotíticos-moscovíticos de grano medio con \pm sillimanita
(Granitos de Torremenga) (9,10)

Estos granitos afloran en la parte sur-occidental de la Hoja a lo largo de una franja de dirección E-O de unos 15 Km. de longitud por 3.5 a.m. de anchura media. En su parte oriental desaparecen bajo los depósitos terciarios de la Cuenca del Tiétar, mientras que hacia el O se

prolongan por la Hoja N.º 598 (Plasencia) donde constituyen la mayor parte de los afloramientos de dicha Hoja (UGIDOS *et al.*, 1983).

Dentro del área que nos ocupa, y a lo largo de su borde Sur, los granitos intruyen a las migmatitas de Tejada de Tiétar según un contacto rectilíneo E-O ligeramente trastocado por fallas tardías de dirección N 20°-40° E, que pueden llevar asociadas manifestaciones filonianas de cuarzo. Por el Norte contactan con los monzogranitos biotíticos porfídicos de grano medio-grueso con \pm sillimanita, \pm moscovita y \pm cordierita de Piornal-Yuste. Sin embargo, éste contacto es más difícil de precisar debido a la banda de cizalla dúctil de Jaraiz de la Vera que afecta a ambos tipos graníticos modificando sus caracteres texturales primarios. El criterio que se ha seguido ha sido situarlo a techo de la banda de cizalla donde ya resulta imposible reconocer las texturas originales, esto implica la aceptación de que la zona de mayor deformación estaría ubicada dentro de los monzogranitos de Piornal-Yuste, lo cual es coherente con las observaciones realizadas al Norte de los granitos de Torremenga debido a que la banda de cizalla sufre una inflexión hacia el Norte y que dichos granitos se ponen en contacto con migmatitas de la Unidad superior relacionadas con los monzogranitos porfídicos de Piornal-Yuste.

En cuanto a los aspectos macroscópicos de visu los monzogranitos de Torremenga muestran variaciones mineralógicas y/o texturales que permiten hacer algunas diferenciaciones. Estos hechos ya habían sido puestos de manifiesto por UGIDOS (1974b). Posteriormente durante la realización de la Hoja N.º 598 (Plasencia), donde estos monzogranitos alcanzan su mayor desarrollo, como ya hemos indicado, UGIDOS *et al.* (1983) indica que se pueden distinguir las siguientes facies: "facies de dos micas, facies biotíticas \pm moscovita y facies de grano fino". Sin embargo, optan por no diferenciarlas cartográficamente en base a la reconsideración de datos anteriores (UGIDOS, 1974b) y a los nuevos datos obtenidos durante la realización de la mencionada Hoja.

Por lo que concierne a los afloramientos ubicados dentro de la presente Hoja, hemos diferenciado dos facies graníticas en base a criterios mineralógicos fundamentalmente: A) monzogranitos biotíticos-moscovíticos de grano medio con \pm sillimanita (biotita > moscovita), y B) monzogranitos biotíticos-moscovíticos de grano medio con \pm sillimanita (biotita 3 moscovita). Además de otra variedad puntual con escasa representación cartográfica: leucogranitos de grano grueso con moscovita y \pm sillimanita (11).

A) Monzogranitos biotíticos-moscovíticos de grano medio con + sillimanita (biotita > moscovita) (10)

Esta variedad ocupa la parte septentrional del conjunto granítico de Torremenga y se extiende desde Arroyomolinos de la Vera, Pasarón y Torremenga hasta la Cuenca del Tiétar (ver cartografía). Las relaciones de campo con la otra variedad sugieren un tránsito gradual entre ambas, ya que en ningún momento es posible precisar un contacto neto. El principal criterio seguido para separarlas ha sido la presencia, en mayor o menor grado, y el tamaño de los cristales de moscovita, más escasos y pequeños en esta variedad. En algún caso, y a pesar de que ambas variedades muestran una textura heterogranular media \pm porfídica con megacristales de feldespato-K centimétricos (\leq 2-4 cm.) de distribución irregular, se han utilizado criterios

texturales. A saber, una tendencia más heterogranular con megacristales algo mayores en la variedad más rica en biotita que en la otra. En ambos casos estos granitos presentan agregados biotíticos, a modo de *schlieren* difusos, que le dan un aspecto anisótropo, heterogéneo y foliado. En algunos puntos los *schlieren* biotíticos junto con fibrolita de aspecto restítico pueden alcanzar varios centímetros de longitud y una presencia significativa.

La composición mineralógica de esta variedad es la siguiente: cuarzo (30%), plagioclasa (27%), feldespato-K (16%), biotita (15%), moscovita (11%), sillimanita (0,5%), apatito (0,2%), circón (0,3%) y opacos (0,5%). Otros minerales, no presentes en todas las muestras, son esfena, rutilo, turmalina, óxidos de hierro, sericita, clorita y \pm cordierita (muy escasa) intuita a partir de sus formas de alteración. En la Fig. 5.3 se muestra la proyección en el triángulo QAP.

En cuanto a las características microtexturales indicar que predomina la textura hipiomórfica granular de tamaño medio con megacristales centimétricos de feldespato-K. Presencia de agregados biotíticos y fibrolíticos orientados que definen una fábrica groseramente foliada, junto con la también orientación local de feldespatos. Además hay que indicar que estos granitos muestran síntomas generalizados de deformación post-cristalina tardía, la cual se hace más patente a medida que nos acercamos a la banda de cizalla. Esta deformación se caracteriza por alabeamientos de micas y maclas, microfracturas, extinciones ondulantes, rotura y/o granulación de bordes de cristales (cuarzo y feldespatos), desflecado y desarrollo de formas sigmoidales de biotitas, poligonización de cuarzo, etc.

Los rasgos más peculiares de los distintos componentes minerales son resumidos a continuación.

El cuarzo es predominantemente de tipo xenomorfo con bordes irregulares y tamaño milimétrico-submilimétrico variable. Las inclusiones en los feldespatos muestran formas sub-redondeadas de tipo goticular; además forma parte de algunas microtexturas mirmequíticas que se desarrollan en la interfase feldespato-K / plagioclasa.

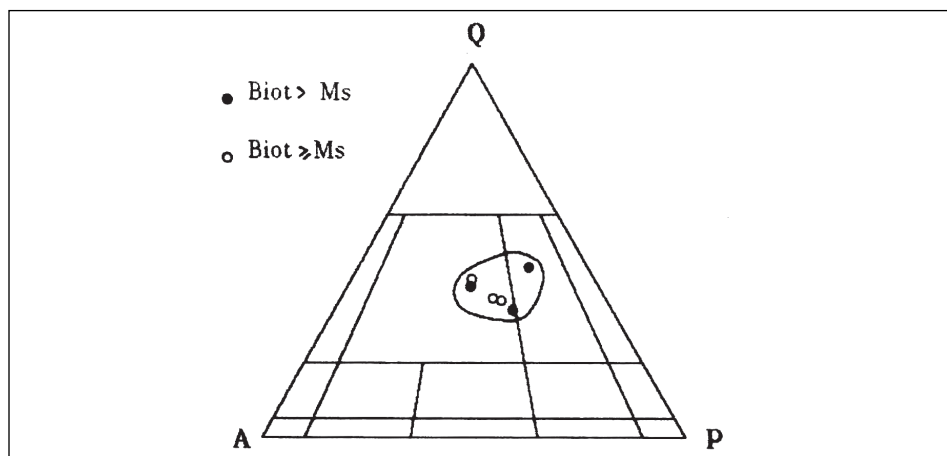


Figura 5.3. Granitos de Torremenga.

La plagioclasea se presenta en cristales idiomorfos y subidiomorfos con maclado polisintético y ligero zonado. La composición varía desde oligoclasea sódica a cálcica con valores en anortita de 10%-28% entre partes más sódicas y cálcicas, respectivamente. Las inclusiones más frecuentes son de cuarzo, biotita y sillimanita. Otro tipo de plagioclasea (albita), con formas xenomorfas ameboideas, es la generada como consecuencia del desarrollo de texturas subsolidus de tipo mirmequítico. Igualmente aparece de forma local plagioclasea xenomorfa intergranular.

El feldespato es un constituyente mineral siempre subordinado a la plagioclasea, siendo su contenido modal aproximadamente la mitad de aquella. Por lo general presenta hábito subidiomorfo con inclusiones de cuarzo, plagioclasea, biotita y \pm sillimanita, su tamaño puede alcanzar varios centímetros. No es rara la presencia de texturas micropertíticas filiformes y enrejado de microclina. También se encuentran formas xenomorfas poiquilíticas.

La biotita aparece en cristales individuales o formando agregados más o menos orientados y discontinuos de aspecto restítico acompañados de sillimanita fibrolítica en mayor o menor cantidad. Con frecuencia está desflecada con gránulos de minerales opacos marginales y agregados marginales de moscovita de transformación. Asimismo, aparece en placas individuales con inclusiones de apatito y circón principalmente. Por lo general aparece inalterada, pero localmente puede aparecer clorita con inclusiones de rutilo sagénico.

La moscovita está presente en todas las muestras estudiadas, aunque en cantidades variables. Forma agregados irregulares y/o pequeñas placas desflecadas asociada a biotita, sillimanita y, más raramente, como placas individuales prismáticas. Precisamente la mayor presencia de estos últimos cristales en la otra variedad, visibles de *visu* en muestras de mano, ha sido uno de los criterios diferenciadores.

La sillimanita se presenta en pequeñas cantidades formando haces fibrolíticos y prismáticos aciculares, éstos últimos más escasos. También aparecen restos prismáticos dentro de cristales de moscovita de transformación, sin embargo lo más frecuente es que forme agregados asociada a los *schlieren* biotíticos. Por último indicar que puede aparecer incluida, como pequeños prismas, en cristales de cuarzo, feldespato-K y plagioclasea.

En algunas muestras se han identificado pequeñas concentraciones micáceas que parecen corresponder con cordierita.

B) Monzogranitos biotíticos-moscovíticos de grano medio con \pm sillimanita (biotita \geq moscovita) (9)

Esta variedad granítica constituye los afloramientos más meridionales del macizo de Torremenga. En su parte oriental intruye a un pequeño afloramiento de materiales pizarroso-areniscosos del Complejo Esquisto Grauváquico a los que produce un metamorfismo de contacto con desarrollo de texturas moteadas y más localmente corneanas granoblásticas esquistas en facies de corneanas hornbléndicas. Su contacto con las migmatitas de Tejada de Tiétar es intrusivo y bastante rectilíneo, excepto en su parte oriental donde se hace más sinuoso.

Las características petrográficas de estos granitos son bastante similares a las descritas para la variedad anterior por lo que no las vamos a repetir. Sí indicaremos la mayor presencia de moscovita en cristales prismáticos individuales, aunque de bordes irregulares y/o corroidos que le confieren un aspecto más claro a la roca. En cuanto a los aspectos texturales destacar un ligero menor contraste con megacristales más pequeños y más esporádicos que en la variedad anterior. Al igual que la variedad anterior estos granitos muestran una fábrica ligeramente anisótropa marcada por la orientación de biotitas y *schlieren* biotíticos de naturaleza restítica que localmente le confieren un aspecto heterogéneo. También muestran los efectos de una deformación post-cristalina que la asociamos con la banda de cizalla de Jaraiz, al hacerse menos patente en los afloramientos más meridionales.

c. Leucogranitos biotíticos de grano grueso con moscovita y \pm sillimanita (11)

Se trata de dos pequeños afloramientos que aparecen en Pasarón de la Vera y al Sur de Collado, respectivamente, dentro de los monzogranitos biotíticos-moscovíticos de grano medio con \pm sillimanita (biotita > moscovita) de Torremenga.

Se trata de una roca granuda de grano medio a grueso de color claro y fábrica anisótropa groseramente foliada. Está compuesta por cuarzo, feldespato-K, plagioclasa, biotita y moscovita, como minerales principales; y sillimanita, circón, adularia, clorita y sericita como accesorios o de alteración. En ambos casos aparecen afectados por una deformación post-cristalina de tipo cataclástico-protomilonítico producida por el accidente de cizalla dúctil de Jaraiz de la Vera que le confiere una fábrica anisótropa foliada.

La plagioclasa es subidiomorfa y xenomorfa, ésta última ocupa espacios intergranulares y bordes marginales formando parte de texturas mirmequíticas. Presentan alabeamiento de maclas y granulación marginal más o menos intensa con recristalizaciones.

El feldespato-K forma cristales xenomorfos por lo general, aunque a veces desarrolla formas prismáticas de bordes irregulares. Los cristales mayores suelen englobar plagioclasa y biotita.

Las biotitas son prismáticas pero aparecen dobladas y estiradas con bordes irregulares pasando a moscovita y en otros casos cloritizadas.

La moscovita forma cristales prismáticos limpios y agregados desflecados, con restos prismáticos accesorios de sillimanita.

El cuarzo muestra granulación y recristalización con crecimientos poligonales localmente.

5.2. ROCAS FILONIANAS

5.2.1. Filones de cuarzo (1)

Representan la única actividad filoniana del área, a excepción de un dique cuarzo-pegmatoide, ya que no se ha encontrado ningún otro cuerpo con geometría tabular que responda a la terminología de dique. Aparecen fundamentalmente formando una zona filoniana entre

Aldeanueva de la Vera y Guijo de Santa Bárbara según una dirección media N 35°-40° E y una corrida del orden de unos 6 Km. La potencia varía desde unos centímetros a varios metros (generalmente < 4-6 m), sin embargo, la amplitud de la zona filoniana en su conjunto entre Jarandilla y Aldeanueva supera el kilómetro de anchura. Intruyen en los monzogranitos porfídicos produciendo una zona con alteración hidrotermal en su entorno. Están compuestos de cuarzo masivo sin que se haya podido determinar ninguna mineralización asociada.

De forma más esporádica y aislada se han cartografiado, con potencias de varios metros, al Norte de Jaraiz de la Vera y de Cuacos de Yuste con direcciones entre N 20°-30° E y corridas de unos centenares de metros. Al SO de Torremenga aparece otro discontinuo que intruye a las migmatitas de Tejada de Tiétar y a los monzogranitos de dos micas a favor de una fractura N 45° E. Otras manifestaciones de menor entidad (potencia centimétrica) aparecen en el límite Oeste de la Hoja (N y S de Piornal) con direcciones entre N 50°-70° E, así como en la parte oriental del macizo de monzogranitos de dos micas de Torremenga.

En general se trata de manifestaciones tardías ligadas a la fracturación frágil NE-SO tan ampliamente desarrollada en la zona.

5.2.2. Pegmatoides graníticos (2)

Bajo esta denominación nos referimos a un cuerpo con geometría tabular y aspecto pegmatítico-granítico (grano grueso), que con una potencia de unos 15 m. intruye en las migmatitas mesocráticas de Tejada de Tiétar según una dirección N120°E/65°NE. Este cuerpo lo asimilamos con los diferenciados leucogranitos (a.) asociados a las migmatitas en las que son frecuentes diferenciados aplopegmatoides con turmalina y, ocasionalmente, granate.

Al microscopio está compuesto por cuarzo, plagioclasa, feldespato-K, moscovita, biotita y óxido de Fe. De *visu* presenta cristales prismáticos milimétricos de turmalina, que no se han visto en lámina delgada. La moscovita predomina sobre la biotita y forma placas idio-subidiomorfas, de posible cristalización primaria. También existen pequeños cristales reemplazando a feldespatos. La biotita por su parte es accesorio y está algo alterada a una biotita verdosa desflecada. La plagioclasa es subidiomorfa y más abundante que el feldespato-K, y muestra tendencia xenomorfa. Texturalmente responde a una roca granular gruesa hipidiomórfica.

5.3. CARACTERÍSTICAS GEOQUÍMICAS

Se han muestreado rocas pertenecientes a las dos variedades principales que constituyen la mayor parte de los afloramientos de la Hojas. Es decir, monzogranitos biotíticos porfídicos de grano medio/grueso con \pm sillimanita, \pm cordierita y \pm moscovita (Piornal-Yuste) (8 muestras) y monzogranitos biotíticos-moscovíticos de grano medio con \pm sillimanita (Torremenga) (2 muestras). Además de dos muestras de enclaves de tonalitas biotíticas que aparecen en el interior de los monzogranitos de Piornal-Yuste. En la Tabla 5.1 se muestra la composición (mayores y trazas) de estos granitos.

La clasificación química en el diagrama An-Ab-Or de O'Connor (1965) puede verse en la Figura 5.4.

	SC9100	SC9102	SC9114	SC9134	SC9150	SC9154	SC9187	EC9073	EC9007	EC9029	SC9137	SC9188
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO ₂	67.7	61.56	67.75	66.45	65.60	66.86	65.22	66.60	68.00	71.16	60.35	62.65
Al ₂ O ₃	14.98	15.71	15.07	15.51	15.63	15.24	15.07	15.12	14.99	14.39	14.53	15.36
Fe ₂ O ₃	4.32	5.70	3.21	3.76	4.43	3.93	5.28	4.51	3.42	2.18	6.03	6.62
MgO	1.35	3.75	0.98	1.47	1.37	1.18	1.28	1.47	0.92	0.48	6.05	2.02
CaO	1.96	4.00	1.68	2.17	2.07	2.16	2.14	2.10	1.31	0.69	3.38	3.03
Na ₂ O	2.67	2.49	2.75	2.88	3.25	2.86	2.68	2.67	2.88	2.74	1.71	3.00
K ₂ O	4.87	3.54	5.54	4.74	4.47	4.78	5.01	4.76	5.63	5.99	4.45	3.63
TiO ₂	0.71	0.72	0.54	0.56	0.78	0.59	0.79	0.81	0.53	0.34	0.91	1.27
MnO	0.04	0.07	0.05	0.04	0.06	0.03	0.04	0.04	0.03	0.02	0.07	0.05
P ₂ O ₅	0.34	0.39	0.41	0.38	0.53	0.35	0.46	0.42	0.35	0.37	0.49	0.47
Total	98.94	97.93	97.98	97.96	98.19	97.98	97.97	98.5	98.06	98.36	97.97	98.1
ppm												
Li	123	129	111	126	142	87	98	92	66	65	264	117
Rb	308	237	390	354	374	347	323	324	350	443	496	253
Ba	662	897	602	621	541	631	637	553	601	367	694	864
Sr	246	610	169	254	158	192	156	177	139	66	378	239
Be	2.8	4.3	4.1	9	3.9	2.1	3.4	2.6	3.7	4	6.3	3.2
La	66	70	48	48	70	36	76	73	70	35	87	80
Ce	123	144	105	120	165	93	124	180	123	102	168	195
B	37	60	25	31	32	32	26	27	33	25	28	35
Bi	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2
Y	23	23	21	18	22	16	25	26	20	12	17	26
Ta	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10
Zr	333	310	267	285	415	292	387	346	365	277	595	490
Nb	25	25	23	19	32	26	30	32	25	20	27	34
Ni	17	72	3	10	9	4	7	4	6	3	165	15
Co	31	41	28	25	29	32	35	34	27	29	40	39
Cr	38	129	17	29	26	20	27	24	26	11	307	33
V	50	86	32	44	46	30	40	51	39	23	87	61
Mo	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2
Cd	1.5	1.5	1.3	1.3	1.4	< 1	2.4	1.6	1.5	< 1	2.3	1.5
As	< 10	< 10	15	11	16	11	32	< 10	14	12	< 10	< 10
W	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10
Cu	18	34	12	16	12	11	14	18	20	13	19	20
Ag	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1
Sn	35	14	24	25	12	4	19	11	12	16	14	8
Zn	81	76	73	82	92	92	106	89	83	73	116	113
Pb	114	80	91	88	74	76	90	76	81	91	53	76

1 a 8: Píonal-Yuste; 9 y 19: Torremenga; y 11 y 12: Enclaves tonalíticos.

Tabla 5.1. Análisis químicos.

La relación (en proporciones moleculares) de $Al_2O_3/(CaO+Na_2O+K_2O)$ (A/CNK) muestra valores de 1.107 (valor medio) para los monzogranitos porfídicos de Torremenga y 1.065 para las tonalitas, en todos los casos se trata de valores superiores a la unidad ($A/CNK > 1$) lo que indica un carácter peraluminoso (CLARKE, 1981) para este conjunto granítico. Este carácter es menos acusado para los términos tonalíticos.

Los granitos peraluminosos con $A/CNK > 1.1$. (Fig. 5.5) han sido clasificados genéticamente como de tipo-S (CHAPPEL y WHITE, 1974). Sin embargo, tales granitos peraluminosos pueden representar puntos de convergencia a partir de diversos procesos de evolución por cristalización fraccionada de magmas metaaluminosos (CAWTHORN *et al.*, 1976).

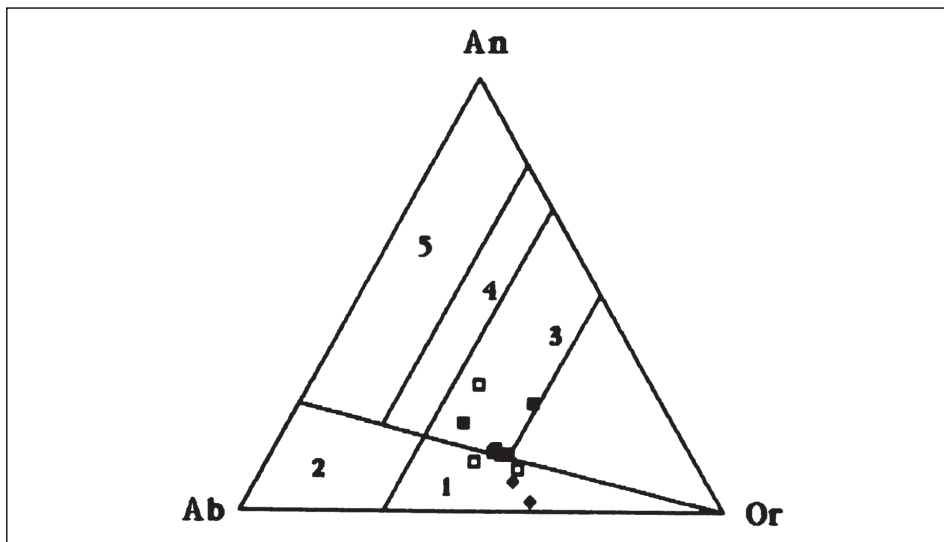


Figura 5.4. Diagrama An-Ab-Or. 1 = granito, 2 = trondjemita, 3 = adamellita, 4 = granodiorita y 5 = tonalita (según O'Connor, 1965). Leyenda como en la Figura 5.8.

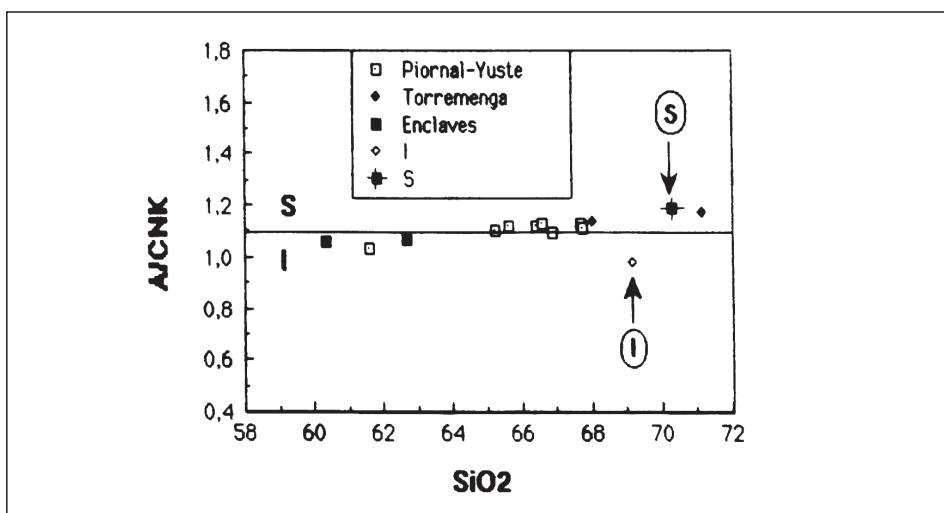
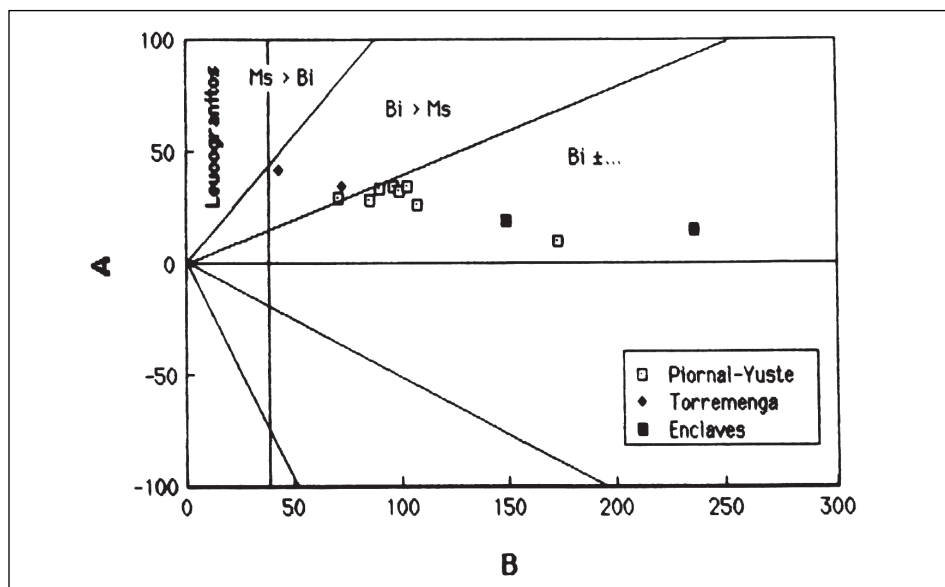


Figura 5.5. Diagrama SiO₂ frente a la relación (en proporciones moleculares) Al₂O₃/(CaO+Na₂O+K₂O). La línea correspondiente a A/CNK = 1.1. separa los campos correspondientes a granitos I y S. Los puntos marcados con flechas rellenas corresponden a muestras representativas de granitos tipos I y S respectivamente (según Whalen *et al.*, 1987).

La composición mineralógica de los granitos estudiados, con la presencia de fases aluminico-silicatadas ($\text{Al}_2\text{Si-O}_3$), \pm cordierita, \pm moscovita, etc., es asimismo característica de rocas peraluminosas. Este carácter queda reflejado en el diagrama A-B (Fig. 5.6) donde las muestras se proyectan en el dominio peraluminoso de la figura siendo un *trend* de diferenciación negativo propio de una asociación magmática aluminosa (DEBON y Le FORT, 1983, 1988). Los monzogranitos de Torremenga corresponden a tipos mas evolucionados y aluminosos con presencia importante de moscovita modal (6-17%) y \pm sillimania, así como su clara proyección en el dominio II ($\text{Bi} > \text{Ms}$) del diagrama.

Por otra parte, y de acuerdo con el índice de color (minerales oscuros) expresado en tanto por ciento ($\text{B}/5.55$), se trata a su vez de un subtipo mesocatico ($\text{IC} > 10$) con valores comprendidos entre 13 y 43 (sólo una muestra de Torremenga presenta un valor del $\text{IC} = 8$) (Fig. 5.7). A su vez esta asociación aluminosa mesocrática la podemos clasificar como potásica [$\text{K}/(\text{Na} + \text{K}) > 0.50$] y \pm sódico-potásica [$0.50 > \text{K}/(\text{Na} + \text{K}) > 0.45$] con un *trend* sílico-potásico. [Incremento del contenido en cuarzo (parámetro Q) y ligero de la relación $\text{K}/(\text{Na} + \text{K})$] como se muestra en la Figura 5.7.

Según los criterios de clasificación de DEBON y Le FORT (1983, 1988) estas rocas formarían parte de una asociación aluminosa, mesocrática y sílico-potásica. Los monzogranitos de



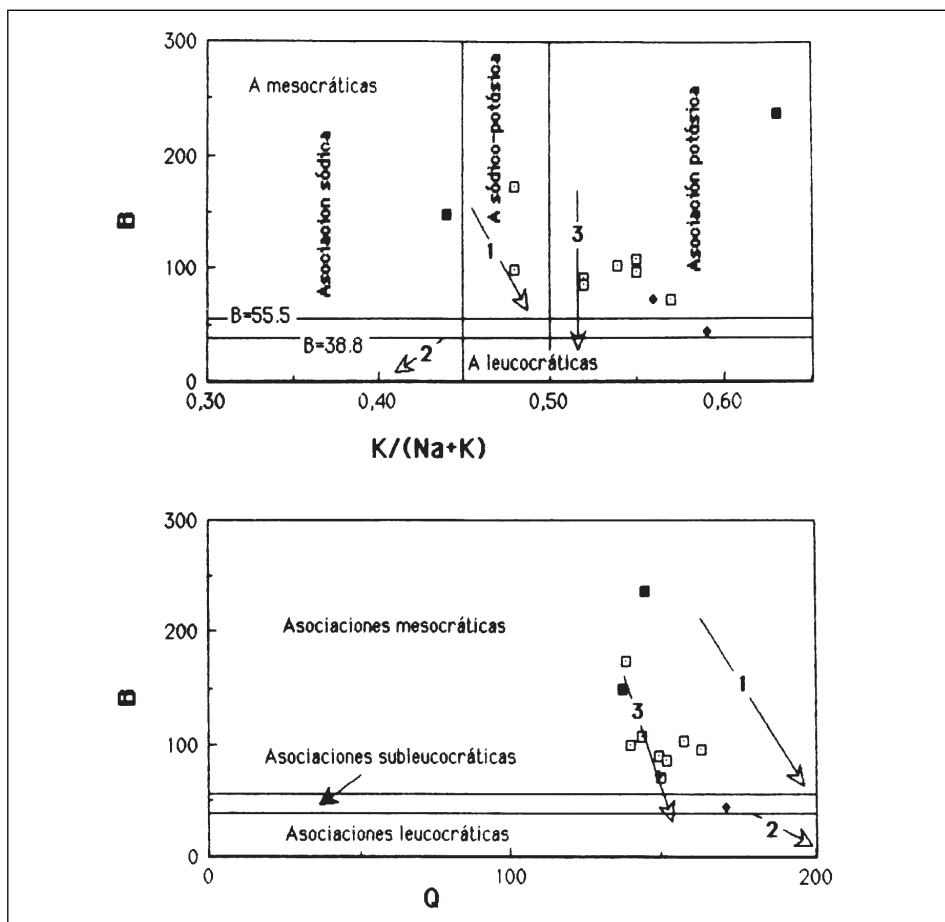


Figura 5.7. Diagrama de clasificación de asociaciones aluminicas usando $B = Fe+Mg+Ti$ como una función de $Q = Si/3 - (K+Na+2Ca)$ y $K/(Na+k)$ expresado milicaciones en cada 100 gramos de roca. Las flechas muestran "trend" teórico: sílico-potásico (1), sílico-sódico (2) y síliceo (3) (según Debon y Le Fort, 1983, 1988). Símbolos como en el diagrama B-A de la Figura 5.6.

Piornal-Yuste corresponden a tipos moderadamente aluminosos ($20 \leq A < 40$), los de Torremenga altamente aluminosos ($40 \leq A < 60$) de tendencia subleucocrática y las tonalitas a bajamente aluminosos ($10 \leq A < 20$).

Respecto a los elementos trazas, y debido a la limitación del muestreo, no se aprecian líneas evolutivas precisas cuando se utilizan diagramas de variación lineal (tipo Harker). Así, distintos elementos respecto de la SiO_2 muestran un ligero incremento, caso de Rb y Pb, mientras que Ba, Sr, Co, Cr, Ni y Li muestran una ligera disminución, especialmente a nivel de las distintas

variedades (disminución de tonalitas a monzogranitos de Torremenga). En el diagrama Rb-Ba-Sr (Fig. 5.8) se muestra la evolución de estos elementos.

Elementos altamente incompatibles como Zr e Y muestran un comportamiento aparentemente anómalo debido a su tendencia a disminuir con respecto a SiO_2 , tanto a nivel de una misma variedad como entre ellas. Este comportamiento del Zr, puesto de manifiesto en algunos otros granitos del Sistema Central (APARICIO *et al.*, 1983) parece estar en relación con la fraccionación temprana de fases minerales ricas en este elemento (circón, biotita, etc.).

El Nb por su parte se mantiene constante con una ligera tendencia a disminuir entre variedades petrográficas (tonalitas a monzogranitos de Torremenga). La y Ce muestran dispersión aunque con evidente disminución con aumento de la SiO_2 .

Respecto al marco geodinámico de estos granitos se han utilizado algunos de los diagramas discriminatorios propuestos por PEARCE *et al.* (1984) en base a elementos trazas característicos (Fig. 5.9). Estos granitos muestran valores relativamente altos en Nb (19-32 ppm: Piornal-Yuste, 20-25 ppm: Torremenga y 27-34 ppm: tonalitas) lo que los sitúa en el campo donde se proyecta la mayoría de los granitos intraplaca y/o dorsal oceánica (Fig. 5.9 C) y que contrastan con valores más bajos (en torno a ≤ 16 ppm) en granitos de tipo colisional a los que presumiblemente pueden asociarse los aquí tratados, como parece desprenderse de los diagramas Y-Nb (Fig. 5.9. A) y (Y + Nb) - Rb (Fig. 5.9. B) a pesar del desplazamiento que produce en la proyección de las muestras este aparente enriquecimiento en Nb. Asimismo los contenidos en Rb (237-390 ppm: Piornal-Yuste, 350-443 ppm: Torremenga) respecto del índice de diferenciación de la sílice permite asignarlos con un marco colisional (Fig. 5.10.).

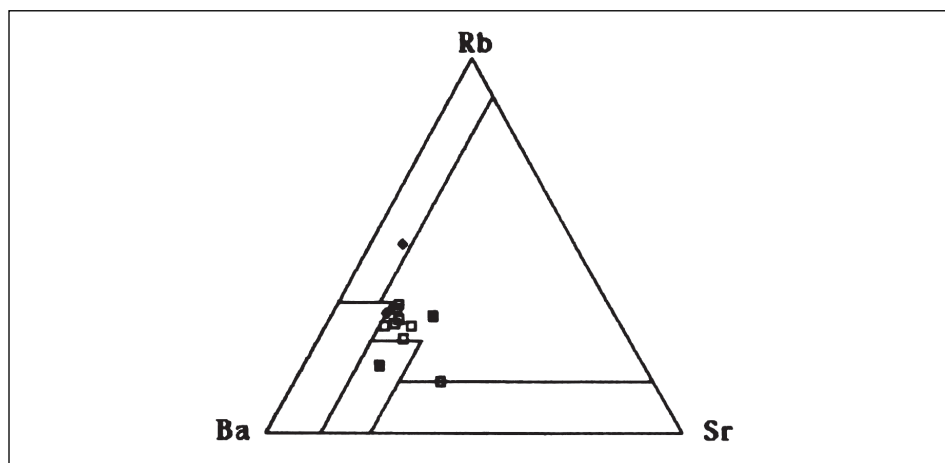


Figura 5.8. Proyección en el diagrama triangular Rb-Ba-Sr de muestras correspondientes a: granitos biotíticos porfídicos (Piornal-Yuste) (cuadrados), granitos biotíticos-moscovíticos (Torremenga) (rombos rellenos) y enclaves tonalíticos (cuadrados rellenos).

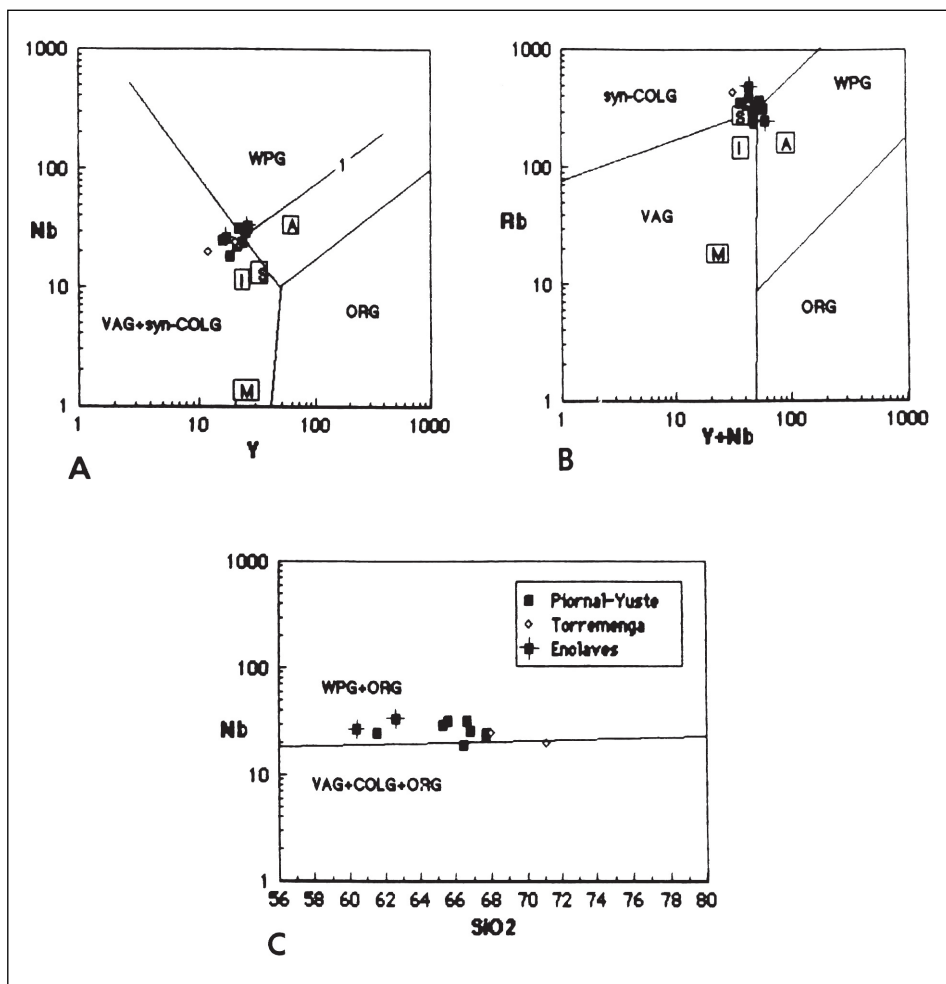


Figura 5.9. Diagramas discriminatorios Y – Nb (Fig. 5.9.A), (Y+Nb) – Rb (Fig. 5.9.B) y SiO₂ – Nb (Fig. 5.9.C) para granitos sin-colisión (Syn-COLG), granitos de arco volcánico (VAG), granitos intra-placa (WPG) y granitos de dorsal oceánica (ORG). La línea 1 (Fig. 5.9.A) representa el límite composicional 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).

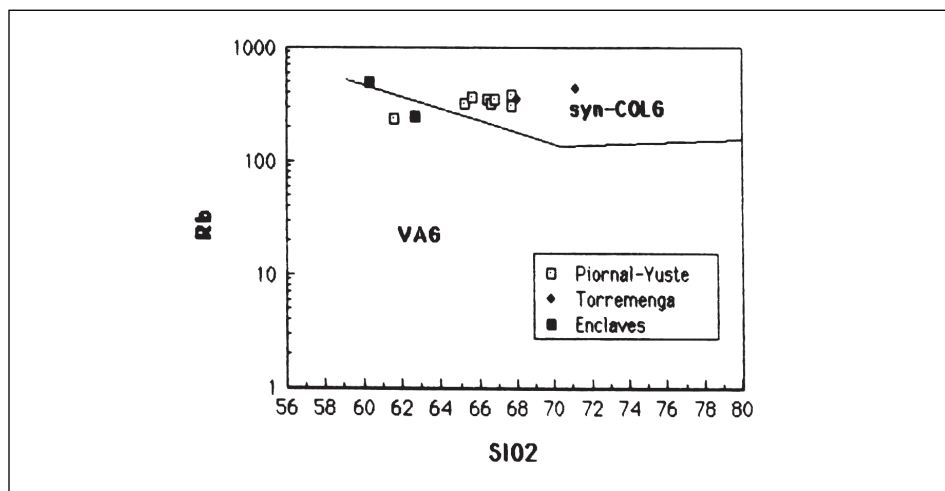


Figura 5.10. $SiO_2 - Rb$ como discriminante entre granitos de arco volcánico y sin-colisionales (según Pearce *et al.*, 1984).

6. HISTORIA GEOLÓGICA

El alto grado de metamorfismo que presentan los escasos afloramientos de materiales de origen sedimentario que integran el zócalo hercínico de la presente Hoja, así como el amplio desarrollo de materiales graníticos, hace difícil reconstruir la paleogeografía de los mismos.

Solamente en la mitad meridional existe un pequeño afloramiento de rocas pizarro-esquistosas, asimilables al Complejo Esquisto Grauváquico y de probable edad Precámbrico terminal-Cámbrico inferior. En cuanto a la edad de los materiales migmatíticos que aparecen englobados entre las rocas graníticas, no existen datos, aunque tradicionalmente son considerados como edad Precámbrico y/o Cámbrico Inferior.

En ciertos sectores de la Zona Centro Ibérica (como la parte oriental del Sistema Central), donde los materiales han sido menos afectados por la Orogénica Hercínica, se pueden observar series gneísicas (localmente ortogneises) sobre las que se sitúa un conjunto metasedimentario de naturaleza detrítica con intercalaciones locales de niveles carbonatados (mármoles) y sobre ellos el Ordovícico Inferior discordante.

En el área de Salamanca, los materiales metasedimentarios más bajos corresponden a la Formación Monterrubio (DÍEZ BALDA, 1980) compuesta por pizarras arenosas, pizarras negras bandeadas, microconglomerados y conglomerados. Los tramos microconglomeráticos compuestos por cuarzo y feldespatos en matriz sericítica han sido denominados porfiróides (SANTÍNEZ GARCÍA y NICOLAU, 1973). Sobre esta formación y de manera gradual, se pasa a una serie compuesta por limolitas y pizarras con finas pasadas de areniscas e intercalaciones de niveles carbonatados, que constituyen la Formación Aldeatejada (DÍEZ BALDA, 1980). Ambas formaciones pueden correlacionarse (DÍEZ BALDA *et al.*, 1990), con la serie Superior definida por ROBLES CASA y ÁLVAREZ NAVA (1988) en el Domo de las Hurdes.

La edad de estos materiales es probablemente Cámbrico Inferior (DÍEZ BALDA *et al.*, 1990). Por otra parte dichos autores concluyen, que no hay evidencias de deformación antecámbricas en el área de Salamanca.

Es muy probable que las rocas migmatíticas aflorantes en la Hoja, al igual que los materiales poco metamórficos aflorantes al Sur de la misma y más extensamente representados en la vecina Hoja de Plasencia, correspondan a las formaciones arriba aludidas.

Estos materiales han sido interpretados como depósitos en un ambiente de plataforma que evoluciona a facies arenosas someras por cambios del nivel del mar (NOZAL SANTÍN y ROBLES CASA, 1988). DÍEZ BALDA, (1986) interpreta algunos tramos de la Formación Aldeatejada como depósitos densos de abanico submarino evolucionando gradualmente hacia condiciones de plataforma cada vez más someras hacia el techo de dicha formación.

La estructura, el metamorfismo y los procesos de granitización de la presente Hoja son por consiguiente producidos por la Orogenia Hercínica. No obstante, fuera del ámbito de la Hoja, hay evidencias de una deformación previa (sárdica) responsable de la presencia de pequeños pliegues cortados por la S_1 hercínica (OEN ING SOEN, 1970; SANTÍN HERRERO y BASCONES ALVIRA, 1978) y de la discordancia del Ordovícico Inferior sobre materiales Cámbricos y/o Precámbricos.

En el entorno de la Hoja que nos ocupa dichos pliegues tendrían una dirección aproximada NE-SO y plano axial subvertical, sin desarrollo de esquistosidad asociada (SANTÍN HERRERO y BASCONES ALVIRA, 1978).

Durante la Orogénia Hercínica tiene lugar una deformación y metamorfismo polifásico que se desarrolla en torno a las fases principales. Las dos primeras van acompañadas de esquistosidad, con cizallamientos dúctiles al final de la segunda fase. El metamorfismo regional comienza con la primera fase en condiciones de presiones intermedias con formación de granate y localmente distena y estaurolita. Este metamorfismo evoluciona hacia condiciones de menor presión durante la segunda y tercera fase de deformación. Simultáneamente, tienen lugar fenómenos de migmatización con formación de movilizados graníticos, que son posteriormente afectados por deformaciones tardías.

Durante las últimas fases (tercera y cuarta) se producen pliegues de gran radio, generalmente, y es cuando tiene lugar la mayor parte de las intrusiones graníticas del Sistema Central con desarrollo de metamorfismo de contacto; localmente núcleos plutono-metamórfico-migmatíticos.

Con posterioridad a estas últimas fases de deformación tienen lugar las etapas de fracturación tardihercínica que afectan a todo el conjunto plutono-metamórfico, que da lugar en el ámbito de la Hoja al apretado sistema de fracturas E-O y NNE-SSO.

Esta fracturación está precedida por el desarrollo de una etapa extensional ("Episodio Dúctil Extensional Tardihercínico", de DOBLAS, 1990) al que pertenece la banda de cizalla dúctil de Jaraiz de la Vera.

Todas las rocas graníticas aflorantes en la Hoja corresponde a cuerpos de origen anatóctico (granitos S), estrechamente relacionados con los episodios tectono-metamórficos principales, si bien su emplazamiento tiene lugar en las últimas etapas hercínicas. Los cuerpos de leucogranitos anatócticos asociados a las migmatitas de la Unidad Inferior, muestran localmente superficies de foliación.

Los monzogranitos porfídicos por su parte, presentan una fábrica anisótropa norteadada que afecta con mayor o menor nitidez al conjunto de afloramientos de esta variedad. Estos granitos deben de estar afectados al menos por alguna de las últimas fases (F_3 y/o F_4 ?) de deformación hercínica.

Los granitos de Torremenga corresponderían a cuerpos emplazados en un nivel más superficial que los anteriores y probablemente más tardíamente que ellos.

Con posterioridad a la Orogénia Hercínica, la región se ve sometida a nuevos campos de esfuerzos, que marcan el comienzo de la Orogénia Alpina, dando lugar a la reactivación de fallas tardihercínicas, principalmente las de dirección NE-SO; así como otras nuevas de orientación preferente E-O.

Las primeras fases compresivas Alpinas —fases Castellana y Neocastellana— producen una compartimentación en bloques en el Macizo Hercínico individualizándose la Cuenca del

Tiétar como bloque hundido y el Sistema Central-Sierra de Gredos como bloque levantado, dando lugar a grandes relieves y a su vez una subsidencia.

El relleno sedimentario de esta cuenca se produjo a partir del dismantelamiento de los materiales que forman la Sierra de Gredos, mediante un sistema de abanicos aluviales, que aportaron depósitos clásticos inmaduros (arcosas) con espesores superiores a los 600 metros. El aporte se realiza en el norte, observándose lógica distribución de facies proximales en el norte y facies distales al Sur, este hecho es más evidente fuera de los márgenes de esta Hoja.

Posteriormente durante el Cuaternario, la red fluvial se encaja progresivamente en sucesivos episodios de incisión, ensanche y relleno dando lugar a un conjunto de terrazas escalonadas de gran extensión lateral y glacis, que caracterizan la morfología actual de la zona.

7. GEOLOGÍA ECONÓMICA

7.1. HIDROGEOLOGÍA

7.1.1. Climatología

El área, se sitúa en el límite entre la cuenca occidental del Tajo y la vertiente meridional de la Sierra de Gredos, englobando gran parte de la Comarca de la Vera y el Valle del Tiétar en su esquina Sureste. La podemos dividir en dos sectores, al Norte y Sur de la alineación, Viandar, Losar, Jaraiz, Torremenga y Arroyomolinos de la Vera, que coincide con la isoterma de 15°C (Véase Figura 7.1).

El sector Norte, topográficamente más elevado (desde 500 m. a 1.790 m. en la Sierra de Martinejos), según la clasificación agroclimática de J. PAPADAKIS, disfruta de un clima tipo mediterráneo templado húmedo, más fresco hacia el Norte, mientras que en el sector Sur, que incluye la plataforma de la Vera y el Valle del Tiétar, con topografía mas suave (desde

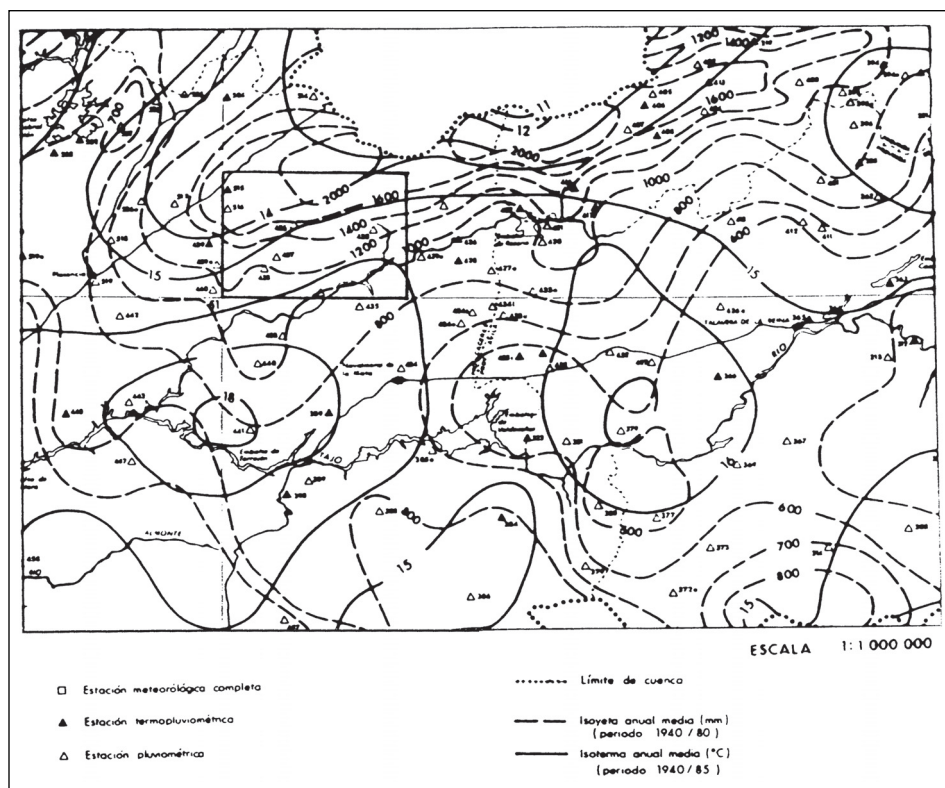


Figura 7.1. "Mapa de isoyetas e isotermas". (Extraído del Plan Hidrológico de la Cuenca del Tajo).

500 m. a 250 m. en el río Tiétar), el clima es mediterráneo subtropical seco, más calido hacia el Sureste.

La precipitación media anual es del orden de 990 mm/año, lo que equivale a 3.145 hm³/año, esto es, un 8,8% del total de las precipitaciones registradas en la Cuenca del Tajo. La distribución espacial de estas precipitaciones (Véase Figura 7.1), tiene un máximo en el extremo mas septentrional de la hoja (2.000 mm., Sierra del Losar), disminuyendo este valor hasta los 900 mm. en la esquina Sureste de la misma (río Tiétar). La precipitación máxima en 24 horas esperable, está comprendida entre 200 mm. al Norte y 100 mm. al Sur. La Isomáxima de precipitación en 24 horas de 150 mm., atraviesa la hoja de Norte a Sur desde la Garganta de Jaranda hasta Arroyomolinos de la Vera.

La evapotranspiración potencial media, en el área que nos ocupa, es de 855 mm/año, lo que equivale a 2.710 hm³/año (según el método de Thornthwaite realizado en función de la situación geográfica, altura y temperatura media de cada mes, para un periodo comprendido entre 1955 y 1985).

7.1.2. Hidrología superficial

En el sector Suroriental de la hoja, el río Tiétar, recibe prácticamente la totalidad de los ríos y arroyos secundarios que drenan la región. Estos discurren a través de profundos barrancos y gargantas de dirección N-S y NNO-SSE, de los que cabe destacar las gargantas de Cuacos, Mayor, Jaranda, de Cuartos y el río Moros.

La Sierra de Tormantos, en el Noroeste de la hoja, es divisoria de aguas entre los ríos Tiétar y Jerte. Los arroyos secundarios en la vertiente Norte de esta sierra discurren a través de profundos barrancos de dirección SE-NO son tributarios del río Jerte, de ellos cabe destacar el Barranco del Bonal de los Llanos y la Garganta de Balaflor.

No existe en la hoja ninguna estación para el control de calidad de las aguas superficiales. No obstante, basándonos en datos suministrados por estaciones localizadas fuera de la hoja, aguas arriba y abajo del área de estudio, se establece un índice de calidad general (I.C.G.) comprendido entre 80 y 90, por lo que se trata de aguas de buena calidad.

7.1.3. Características hidrogeológicas

La hoja se sitúa en el límite Noroccidental del Sistema Acuífero N.º 14-2, Madrid-Toledo-Cáceres, del Plan de Investigación de Aguas Subterráneas (PIAS), (Véase Figura 7.2). El interés hidrogeológico, se basa en la presencia de sedimentos detríticos Terciarios y Cuaternarios (Sistema Acuífero N.º 14-2), así como en la fracturación-fisuración y/o alteración de las rocas ígneas presentes.

Las formaciones permeables, de la esquina Suroriental de la hoja, están constituidas por un Terciario continental que se corresponde con una sucesión monótona de lutitas arenosas y arenas lutíticas que se apoya discordantemente sobre el zócalo granítico, cuyo mecanismo de emplazamiento se corresponde con una red de abanicos aluviales procedentes del Norte. Sobre

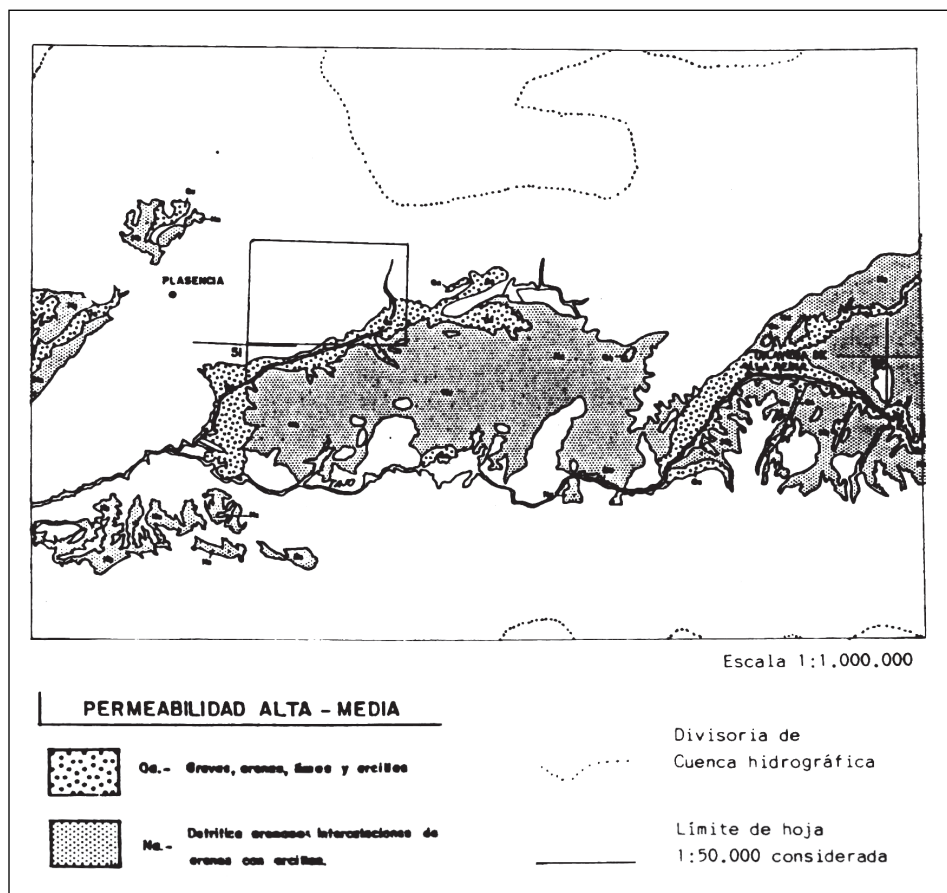


Figura 7.2. Esquema regional de distribución de materiales detríticos (PIAS).

esta, o directamente sobre el zócalo granítico, discordantemente, se depositan las formaciones detríticas Cuaternarias que se corresponden con depósitos aluviales con aterrazamientos, conos de deyección procedentes del Norte, glaciares, coluviones, depósitos de fondo de valle y derrames, estos últimos de poca importancia por su escasa extensión superficial y potencia.

Presentan mayor interés desde el punto de vista hidrogeológico, las formaciones Cuaternarias de terrazas aluviales, coluviones y glaciares localizadas al Sureste de la hoja que se encuentran conectadas con el acuífero Terciario.

Los sedimentos Terciarios, se corresponden con depósitos continentales, alimentados por un sistema de abanicos aluviales procedentes del Norte, que se apoyan discordantemente sobre el zócalo granítico con potencias que no sobrepasan los 600 m.

Podemos diferenciar dos tipos litológicos de muro a techo, un tramo a muro constituido por arenas muy lutíticas con gravilla dispersa y base erosiva, donde se observa hacia esta misma base lentejones de cantos generalmente de cuarzo y fragmentos de roca ígnea, y otro tramo a techo formado por lutitas arenosas masivas, con disminución de la fracción arenosa hacia el techo.

La estructura de estos materiales en general, es horizontal.

Estas formaciones permeables están conectadas entre sí, formando parte del Acuífero n.º 14-2. La propia naturaleza de estos sedimentos hacen de este un acuífero anisótropo y heterogéneo, actuando como un sistema multicapa donde la circulación se establece desde los interfluvios (zona de recarga) hasta los valles de los ríos y arroyos (zonas de descarga).

Las rocas básicamente impermeables presentes, están representadas por dos unidades plutónico-migmatíticas, que ocupan el resto de la superficie cartografiada, separadas entre sí por un accidente tectónico la “Falla normal de Jaraiz de la Vera”, que produce una banda de deformación dúctil-frágil que llega a alcanzar varios kilómetros de potencia. Dicha fractura buza al Sur entre 25° y 40° con una dirección entre N120°E a E-O. El interés hidrogeológico en estos materiales, se debe centrar en las áreas con mayor intensidad de fracturación y/o alteración. La profusión de manantiales con caudal continuo es prueba del interés que puede tener el acuífero que forman estos materiales alterados. Destacar que estas alteritas —*Lehm*— presentan un desarrollo variable, cubriendo algunos sectores de la Plataforma de la Vera.

Ambas unidades plutónico-migmatíticas están afectadas por una intensa fracturación tardihercínica. Dichas fracturas se puede agrupar en 3 familias atendiendo a su dirección:

- NNE-SSO a NE-SO
- ENE-OSO
- E-O a ESE-ONO

A nivel de afloramiento la fracturación se puede considerar de media a alta con espaciados entre centimétricos a decamétricos.

Existen bastante captaciones de agua en forma de pozos domésticos, en su gran mayoría de gran diámetro utilizados para el abastecimiento de casas de labranza y localizados preferentemente en el acuífero Terciario. Igualmente existen manantiales y fuentes, localizadas en zonas de fractura en las rocas impermeables. Se han inventariado y muestreado seis de estas fuentes. (Ver Cuadros 1 y 2 inventario puntos de agua).

La analítica refleja que se trata de aguas blandas, muy poco mineralizadas, con predominio de aguas de tipo bicarbonatado-magnésicas a bicarbonatadas-cálcicas (véase Figura 7.3).

De acuerdo con el diagrama de WILCOX, (ver Figura 7.3 - 3), la calidad de las aguas es excelente a buena, con baja concentración de sodio y muy baja conductividad, lo que las hace aptas para su uso agrícola en riegos, con bajo riesgo de alcalinización y salinización. Por los parámetros analizados, dichas aguas cumplen la normativa de potabilidad en 1.990, lo que las hace aptas para abastecimiento.

HOJA 1:50.000 N° 13-24 (599)

CUADRO RESUMEN DE INVENTARIO

NUMERO DE REGISTRO	NATURALEZA (1)	PROFUNDIDAD DE LA OBRA (metros)	NIVEL PIEZOMETRICO M.S.N.M. (Fecha)	CAUDAL l/seg (Fecha)	TRANSMISIVIDAD m ² /dia	LITOLOGIA ACUIFERO (2)	ACUIFERO (3)	CONDUCTIVIDAD μ mhos/cm	RESIDUO SECO gr/l	USOS DEL AGUA (4)	ORIGEN DOCUMENTACION	FECHA ORIGEN DE LOS DATOS GENERALES	OBSERVACIONES
13-24-3-1	M	-	-	-	-	G	-	50	0,08	A	ADARO	1991	Proyecto Tiétar
13-24-4-1	M	-	-	-	-	G	-	14	0,04	A	"	"	"
13-24-5-1	M	-	-	-	-	G	-	47	0,07	A	"	"	"
13-24-5-2	M	-	-	0,25 (91)	-	G	-	38	0,07	A	"	"	"
13-24-6-1	M	-	-	-	-	G	-	35	0,06	A	"	"	"
13-24-6-2	M	-	-	-	-	G	-	51	0,07	A	"	"	"

(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 : Regadío
I : Industrial
G : Ganadero

C : Desconocido
O : No se usa

Cuadro 1. Resumen inventario de puntos de agua.

NUMERO DE REGISTRO	NATURALEZA (1)	PROFUNDIDAD DE LA OBRA [metros]	NIVEL PIEZOMETRICO M.S.N.M. (Fecha)	CAUDAL l/seg (Fecha)	TRANSMISIVIDAD m ² /dia	LITOLOGIA (2) ACUIFERO	ACUIFERO (3)	CONDUCTIVIDAD A. mhos/cm	RESIDUO SECO gr/l	USOS DEL AGUA (4)	ORIGEN DOCUMENTACION	FECHA ORIGEN DE LOS DATOS GENERALES	OBSERVACIONES
13-24-3-1	M	-	-	-	-	G	-	50	0,08	A	ADARO	1991	Proyecto Tiétar
13-24-4-1	M	-	-	-	-	G	-	14	0,04	A	"	"	"
13-24-5-1	M	-	-	-	-	G	-	47	0,07	A	"	"	"
13-24-5-2	M	-	-	0,25 (91)	-	G	-	38	0,07	A	"	"	"
13-24-6-1	M	-	-	-	-	G	-	35	0,06	A	"	"	"
13-24-6-2	M	-	-	-	-	G	-	51	0,07	A	"	"	"

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

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

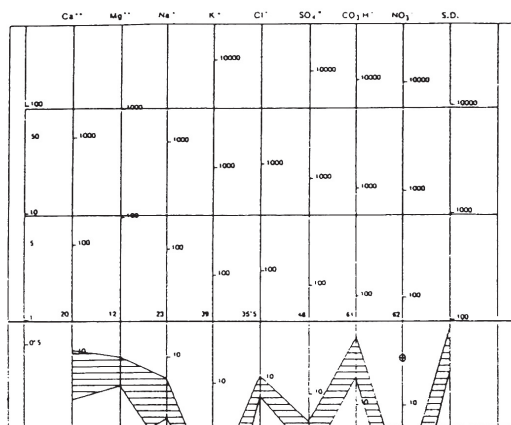
Arc : Arcillas
Piz : Pizarras
Q : Cuarcitas
G : Intrusivas

(3) N° del PIAS

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

C : Desconocido
O : No se usa

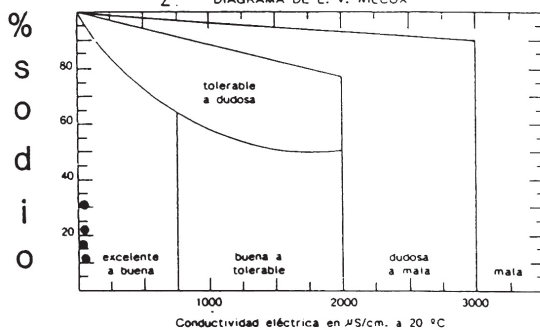
1. DIAGRAMA LOGARÍTMICO DE SCHOELLER (Modificado)



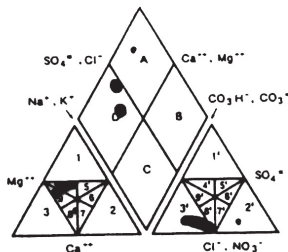
S.D. = Sólidos Disueltos.

NOTA: Los parámetros están expresados en mg/l.

2. DIAGRAMA DE L. V. WILCOX



3. DIAGRAMAS DE PIPER



C = A = Sulfatadas y/o cloruradas cálcicas y/o magnésicas.
L = B = Cloruradas y/o sulfatadas sódicas.
S = C = Bicarbonatadas sódicas.
E = D = Bicarbonatadas cálcicas y/o magnésicas.

T
I
P
O
1 = Tipo magnésico.
2 = Tipo sódico.
3 = Tipo cálcico.
1' = Tipo sulfatado.
2' = Tipo clorurado.
3' = Tipo bicarbonatado.

S
U
B
T
I
P
O
4 = magnésico-cálcico.
5 = magnésico-sódico.
6 = sódico-magnésico.
7 = sódico-cálcico.
8 = cálcico-sódico.
9 = cálcico-magnésico.
4' = sulfatado-bicarbonatado.
5' = sulfatado-clorurado.
6' = clorurado-sulfatado.
7' = clorurado-bicarbonatado.
8' = bicarbonatado-clorurado.
9' = bicarbonatado-sulfatado.

Figura 7.3. Campo de variación de los parámetros analizados.

7.2. RECURSOS NATURALES

7.2.1. Minerales metálicos y no metálicos

En esta Hoja no se puede hablar de explotaciones mineras, sino sólo de indicios, los cuales son escasos y de poco interés, según se desprende de la bibliografía consultada y de la investigación efectuada durante la ejecución de la cartografía geológica.

7.2.1.1. *Minerales metálicos*

En cuanto a las mineralizaciones, se puede generalizar que son siempre filonianas, pero tan pobres y escasas que carecen de una importancia significativa. Tan sólo se conocen cuatro indicios de Wolframio, dos en las cercanías de Cuacos de Yuste y otros dos en Viandar de la Vera, ligados a filoncillos y venas de cuarzo centimétricas, de dirección aproximada N-135°E/subvertical. Suelen presentar una paragénesis o asociación constituida por wolframita, cuarzo, pirita, arsenopirita, calcopirita y micas. Son filones intrabatolíticos y encajan en un granito biotítico, porfídico, con megacrystales de feldespato potásico y grano medio-grueso.

Por último, señalar la existencia de un indicio de oro, situado en el término municipal de Jarandilla de la Vera, con restos de antiguas labores mineras, cuyo origen se remonta a la época romana (Comunicación oral). Parece estar ligado al relleno de una fractura, pero no se ha podido observar paragénesis peculiar o mineralización reseñable en los restos de escombreras.

7.2.1.2. *Minerales no metálicos*

El potencial minero, correspondiente a este grupo, es francamente bajo, como así lo atestiguan el escaso número de indicios y la pequeña entidad de los mismos.

En los municipios de Cuacos de Yuste, Jaraiz de la Vera y Viandar de la Vera, se pueden citar sendos indicios de cuarzo. Se trata de filones, de características similares, con una cierta envergadura en cuanto a corridas y potencias, que los hace susceptibles de ser explotados para la fabricación de vidrio o abrasivos, incluso para cerámicas finas o sanitarias, considerando cada yacimiento en sentido amplio e independiente de todo concepto de explotabilidad.

7.2.2. Rocas industriales

Dentro de esta Hoja, algunas de las explotaciones significativas han sido las existentes en rocas graníticas y utilizadas, fundamentalmente, en áridos de machaqueo y rocas de construcción (Piornal, Pasarón de la Vera, Garganta de la Olla, Jaraiz, etc.). Sin embargo, hoy día, las canteras activas más importantes se dedican a la extracción de rocas ornamentales para un mercado de ámbito nacional e internacional (ejemplo: canteras en explotación del paraje de “Las Becillas”, en el término municipal de Piornal, donde un granito biotítico, porfídico y color gris, se exporta a diversos países, entre los que se encuentra el Japón).

Como yacimientos canterables se pueden señalar tres indicios (n.º 2, 4 y 5), pertenecientes a los términos municipales de Piornal, Pasarón de la Vera y Cuacos de Yuste. Se trata de granitos

biotíticos, con \pm moscovita, de grano medio-fino y colores grises. Los afloramientos presentan características que confieren a la roca un valor ornamental muy aceptable.

Otras sustancias que se explotan, activa o intermitentemente, en medianas o pequeñas canteras, son las arenas y gravas procedentes de materiales sedimentarios del Cuaternario, extraídas, fundamentalmente, de los depósitos fluviales del río Tiétar (rincón SE de la Hoja). Estos productos se venden directamente, para usos locales, como áridos naturales.

Finalmente, citar dos indicios de materiales arenoso-arcillosos, situados en los municipios de Jarandilla de la Vera y Garganta de la Olla, que podrían constituir dos pequeños yacimientos susceptibles de ser explotados. Se trata de un lehm granítico que podría utilizarse en arcillas de compactación, arena para hormigones, recebado de carreteras, argamasas, etc.

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 subdividir las 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 Jaraiz de la Vera, se han distinguido cuatro áreas y seis zonas que corresponden a los siguientes tramos cartográficos del mapa geológico:

AREA I

- ZONA I1: Tramos 1 y 2.
- ZONA I2: Tramos 1 y 2.

AREA II

- ZONA II1: Tramo 12.

AREA III

- ZONA III1: Tramo 13.

AREA IV

- ZONA IV1: Tramos 18 y 21.
- ZONA IV2: Tramos 14, 15, 16, 17, 19, 20 y 22.

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.

— ZONA I1 (Tramos cartográficos 1 y 2)

Están representadas por los diferentes diques intruidos entre distintas facies graníticas y metasedimentos, con una potencia media de 2 a 5 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 3 a 11)

Se incluyen en esta zona a las rocas ígneas y migmatitas hercínicas de la Hoja, que a nivel cartográfico y petrográfico, corresponden a nueve tipos de facies con idénticas características geotécnicas.

La morfología que presenta es accidentada ó con formas redondeadas típicas de la erosión del granito, según las zonas.

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 ha separado una sola zona perteneciente al Precámbrico Superior.

— ZONA II1 (Tramo cartográfico 12)

Corresponde, únicamente, a los esquistos y grauvacas precámbricas de escasa representación cartográfica.

La morfología es suave con relieves que tienen pendientes de 10 y 20%. Son fácilmente erosionables por el tipo de material en sí, por la fracturación y por la pizarrosidad. Estos rasgos permiten clasificar a la zona, como geomorfológicamente desfavorable.

El conjunto es impermeable y solo a través de fisuras (fallas y diaclasas), podrán tener circulación de agua, siempre que no se encuentren selladas.

Son materiales con ripabilidad media, con buena capacidad de carga, y no presentarán problemas de asientos.

7.3.1.3. Área III

Pertenecen a este área sedimentos terciarios no cementados e incluidos en una zona con características propias.

— ZONA III1 (Tramo cartográfico 13)

Corresponden a esta zona arcosas cantos y arcillas por lo general poco cementadas, que se ubican formando replanos en grandes superficies de la Hoja. No presentan problemas geomorfológicos resaltables, aunque si se observan signos de erosión lineal (abarrancamientos y entalladuras).

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.

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 18 y 21)

Son cantos cuarcíticos, arenas y limos correspondientes a glaciares y coluviones, existentes como recubrimiento de laderas, con mayor o menor inclinación.

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 14, 15, 16, 17, 19, 20 y 22)

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, llanuras aluviales y fondos de valle.

Son permeables y su drenaje se realiza por infiltración.

La ripabilidad es fácil y su capacidad de carga entre media y muy baja, según las zonas.

Como riesgo mayor en esta zona, se encuentran las inundaciones, aunque también hay que tener en cuenta el alto nivel freático que afectará a cualquier obra de excavación que se realice.

Los asentamientos diferenciales en las cimentaciones, se verán afectados por el carácter errático y la escasa compactación de los materiales.

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 se 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. RELACIÓN DE PUNTOS INVENTARIADOS

En la Hoja de Jaraiz de la Vera, resulta difícil realizar una selección de puntos y/o lugares de interés geológico, ya que toda la Comarca de la Vera se podría considerar como un lugar de interés, por su belleza y espectacularidad paisajística, motivado esto en gran medida por la expresión extrema de los procesos geológicos producidos en esta comarca.

No obstante se han seleccionado 2 lugares de interés geológico en los que es posible reconocer en parte estos procesos y gozar a un mismo tiempo de la singularidad paisajística del área.

Los lugares seleccionados en particular y la Comarca de la Vera en general, deberían de gozar de una protección especial, para preservarlos de la degradación que supone, ya hoy día, un uso inadecuado de ellos, por parte de algunos colectivos.

Los lugares de interés geológico seleccionados son los siguientes:

- Garganta de Jaranda.
- Garganta de Cuartos y Losar.

Ambos lugares presentan un interés por su utilización de tipo turístico, científico-didáctico, con una influencia de carácter regional.

8.2. DESCRIPCIÓN E INTERÉS DE LOS PUNTOS

8.2.1. Garganta de Jaranda

Se localiza en el sector central de la Hoja, presentando una dirección aproximada N-S, desde el Guijo de Santa Bárbara al N, hasta el Puente de la Caraba al S de la Hoja, atravesando términos municipales que de N a S son los siguientes: Guijo de Santa Bárbara, Jarandilla de la Vera, Cuacos de Yuste, Collado y Jaraiz de la Vera.

Por razones de accesibilidad y buena visualización hemos elegido como lugar idóneo de observación el tramo de garganta localizado entre Jarandilla de la Vera y el Guijo de Santa Bárbara. A él se accede a través de la carretera comarcal n.º 501, a la altura del punto kilométrico 50,500 aproximadamente en el Collado de Miraelrio o bien desde el pueblo de Jarandilla de la Vera por la carretera que une este con el Guijo de Santa Bárbara.

En el conjunto de la garganta, es posible observar el encajamiento, a veces muy profundo, de la red fluvial secundaria a favor de zonas de fractura de trazado rectilíneo, que hace resaltar la compartimentación y el escalonamiento tectónico producido durante y después de la desnivelación de la zona durante las fases Castellana y Neocastellana alpinas. (Capítulo 3 de la presente Memoria).

Por su contenido, este lugar se ha clasificado de interés:

- Tectónico: Bajo.
- Turístico: Alto.
- Científico: Bajo.
- Geomorfológico: Medio.
- Didáctico: Bajo.
- Por su influencia: Regional.

8.2.2. Garganta de Cuartos y Losar

Se localizan en el NE de la Hoja, en la vertiente O de la Sierra de Martinejos.

A la Garganta de Cuartos se accede a través de la carretera comarcal n.º 501, al N del punto kilométrico 63,500 (Puente de Cuartos), mientras que a la Garganta del Losar, se accede desde el mismo pueblo de Losar por un carril que sale al N del mismo.

En este lugar además de la belleza paisajística en sí, es posible hacer buenas observaciones de las migmatitas y de los monzogranitos porfídicos de la Unidad Inferior y el tránsito entre ambos, ya que la calidad de los afloramientos es excepcional.

Por su contenido, este lugar se ha clasificado de interés:

- Petrológico: Medio.
- Turístico: Alto.
- Científico: Bajo.
- Geomorfológico: Bajo.
- 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 al IGME como información complementaria a la memoria para su consulta por cualquier personal o entidad interesada en los mismos.

9. BIBLIOGRAFIA

- AGUIRRE, E; DÍAZ MOLINA, M. y PÉREZ GONZÁLEZ, A. (1976). "Datos paleonastológicos y fases tectónicas en el Neógeno de la Meseta Sur Española". *Trab. Neog. Cuat.* 5, 7-29.
- APARICIO, A. (1971). "Estudio geológico del Macizo Cristalina de Toledo". *Estud. Geol.* 27, 361-414.
- 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.
- BABÍN VICH, R.B. (1977). "Relaciones entre deformación, metamorfismo y plutonismo en el sector occidental del Sistema Central español (Sierra de Gredos)". *Bol. Geol. y Min.*, 88 (6), 45-48.
- 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.
- CAPOTE, R. (1973). "Estudio geoestructural de los afloramientos metamórficos del Norte de la provincia de Ávila". *Bol. Geol. y Minero*, 426-437.
- CASQUET, C.; FUSTER, J.M.; GONZÁLEZ CASADO, J.M.; PEINADO, M. y VILLASECA, C. (1988). "Extensional tectonics and granite emplacement in the Spanish Central System. A discussion. Proceedings of the 5th work shop on the European Geotraverse (EGT) Project. The Iberian Peninsula". *Edite by E. Banda y L.A. Mendes-Victor*, 12 pp.
- CAWTHORN, R.G., STRONG, D.F. y BROWN, P.G. (1976). "Origin of corundum-normative intrusive and extrusive magmas". *Nature*, 259: 102-104.
- CENTERO, J.D. (1989). "Evolución cuaternaria del relieve de la vertiente Sur del Sistema Central Español. Las formas residuales como indicadoras morfológicas". *Cuad. Lab. Xeológico 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.
- 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.
- DÍEZ BALDA, M.A. (1980). "La sucesión estratigráfica del Complejo esquistos-grauváquico al Sur de Salamanca". *Estudios Geol.*, 36, 131-138.

- DÍEZ BALDA, M.A. (1986). "El complejo esquisto-grauváquico, las series paleozoicas y la estructura hercínica al Sur de Salamanca". *Ediciones Universidad de Salamanca*, 162.
- DÍEZ BALDA, M.A. et al. (1990). "Cizallamientos subverticales posteriores a la segunda fase de deformación Hercínica al Sur de Salamanca (Zona Centro Ibérica)". *Rev. soc. Geol. España*, 3, 117-125.
- DÍEZ MONTES, A, y LÓPEZ PLAZA, M. (en prensa). "Petrología y estructura del área anatética marginal del Este de Plasencia (Cáceres). En Contribución al Conocimiento Geológico del Macizo Ibérico" (*Comunicaciones presentadas a la XI Reunión sobre la Geología del Oeste Peninsular, Huelva, Marzo 1991*). *Temas Geológico-Mineros, ITGE, Madrid*.
- DOBLAS, M. (1990). "Zonas de cizalla tardihercínicas en el sector central de la Sierra de Gredos (Sistema Central Español)". *Cuad. Lab. Xeol. de Laxe*, Vol. 15, 219-226.
- 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. (inédita).
- GARZÓN HEYDT, M.G.; PEDRAZA GILSANZ, J. DE y UBANELL, A.G. (1982). "Los modelos evolutivos del relieve del Sistema Central Ibérico (sectores de Gredos y Guadarrama)". *Rev. Real Ac. Ciencias Exactas, Física 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 fosa tectónica del Lozoya (Sistema Central)". *Geogaceta*, 9, 24-26.
- HERNÁNDEZ PACHECO, E. (1933). "Bosquejo preliminar de las comarcas geográficas de Extremadura". *Pub. Inst. Reforma Agraria. Madrid*.
- HERNÁNDEZ PACHECO, E. (1934). "Síntesis fisiográfica y geológica de España". *Trab. Museo Nac. Cienc. Nat. Serv. Geol. n.º 38*.
- HERNÁNDEZ PACHECO, E. (1939). "Las sierras centrales de la Extremadura". *Las ciencias* año IV, n.º 2. Madrid.
- HERNÁNDEZ PACHECO, E. (1941). "Observaciones respecto al Paleógeno continental hispánico". *Revista Las Ciencias de Madrid*, año VIII, n.º 3.
- HERNÁNDEZ PACHECO, E. (1954). "Ensayo sobre tectónica paleozoica en Extremadura". *Publicaciones del Cons. Sup. de Invest. Cient. Real Sociedad Española de Historia Natural. Tomo extraordinario. Homenaje a Eduardo Hernández Pacheco*, 387-413. Madrid.
- IBERGESA (1975). "Estudio geológico, sedimentológico y estructural para la evaluación del potencial uranífero de la Cuenca del Río Tiétar (Cáceres-Toledo)". *JEN (Inédito)*.
- JEN (1977). "Proyecto 0116 CUENCA DEL TIÉTAR". (Inédito).

- JULIVERT, M.; FONTBOTE, J.M.; RIBEIRO, D. y CONDE, L. (1974). "Mapa tectónico de la Península Ibérica y Baleares, E 1/1.000.000". *Servicio Publicaciones IGME*.
- JUNCO, F. (1983). "Cuenca Occidental del Tajo, en Libro Homenaje a J.M. Ríos". *Geología de España*, II.
- MARTÍN-ESCORZA, C. (1971). "Estratigrafía del Paleozoico en Mora de Toledo (Toledo)". *Bol. Real. Soc. Esp. Hist. Nat. (Geol.)* 69, 261-265.
- MARTÍN-ESCORZA, C. (1980). "Cabalgamiento del zócalo granítico sobre la cobertera neógena. Al este de Villacastín (cuenca del Duero-Cordillera Central)". *Est. Geol.* 36, 409-412.
- MARTÍN HERRERO, D. y BASCONES ALVIRA, L. (1978). "Mapa geológico de España, E 1/50.000, 2.ª serie. Hoja n.º 702 (9-28) S. Vicente de Alcántara". *ITGE*.
- MARTÍN HERRERO, D.; BASCONES ALVIRA, L. y CORRETGE CASTAÑÓN, L.G. (1980). "Mapa geológico de España, E 1/50.000, 2.ª serie. Hoja n.º 703 (10-28). Arroyo de la Luz". *ITGE*.
- MARTÍN HERRERO, D. y BASCONES ALVIRA, L. (1982). "Estudio geológico de los materiales anteordovícicos y paleozoicos del Sinclinal de Cañaveral". *ITGE*.
- MARTÍN HERRERO, D.; BASCONES ALVIRA, L. y CORRETGE CASTAÑÓN, L.G. (1982). "Mapa geológico de España, E 1/50.000, 2.ª serie. Hoja n.º 650 (11-26). Cañaveral". *ITGE*.
- MARTÍN HERRERO, D.; BASCONES ALVIRA, L. y UGIDOS MEANA, J.M. (1983). "Mapa geológico de España, E 1/50.000, 2.ª serie. Hoja n.º 623 (15-25). Malpartida de Plasencia". *ITGE*.
- MARTÍN HERRERO, D. y BASCONES ALVIRA, L. (1984). "Características estructurales en la región occidental de la provincia de Cáceres". *1.ª Congr. Nac. de Geol. Segovia. Tomo III*, 75-90.
- MARTÍN PARRA, L.M. et al. (1990). "Mapa geológico de España, E 1/50.000. Hoja n.º 656 (17-26)". *Gálvez. ITGE*.
- MARTÍN GARCÍA, E. y NICOLAU, J. (1973). "Los terrenos infraordovícicos de la antiformal de Martinamor (Salamanca)". *Bol. Geol. y Min.*, 84, 407-418.
- MARTÍN-SERRANO, A. (1988). "El relieve de la región occidental Zamorana. La evolución geomorfológica de un borde del Macizo Hespérico". *Ist. de Est. Zamoranos Florian de Ocampo. Dip. de Zamora*. 311 pp.
- MORENO SERRANO, F. (1990). "Superficies de erosión y fracturas en el enlace entre la Meseta Norte y la Llanura extremeña (Salamanca, Cáceres). *Actos 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.

- 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 Geol. de Esp. Soc. Geol. de España*, vol. 1, 139-143.
- O'CONNOR, J.T. (1965). "A classification for quartz-rich igneous rocks based on felds por ratio". *U.S. Geol. Surv. Prof. paper* 525B: B79-B84.
- ONG SOEN (1970). "Granite intrusion Folding and Metamorphisme in Central northern Portugal". *Bol. Geol. y Minero España*, t. 81, n.º 2.
- 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.
- ROBLES CASAS, R. y ÁLVAREZ NAVA, H. (1988). "Los materiales Precámbrico-Cámbrico del Domo de Las Hurdes; existencia de tres series sedimentarias separadas por discordancia. SO de Salamanca (Zona Centro Ibérica)". *Congr. Geol. de España. Soc. Geol. de España*, vol. 1, 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*.
- SÁNCHEZ CARRETERO, R. et al. (1990). "Mapa geológico de España, E 1/50.000. Hoja n.º 657 (18-26)". *ITGE*.
- SANTA TERESA, I. (1982). "Geometría en profundidad del granito de Orgaz (Toledo), en base a datos gravimétricos". *Tesis Doctoral. Univ. Complutense de Madrid*.
- SANTA TERESA, I.; CARBO, A.; CAPOTE, R. y CASQUET, C. (1983). "Geometría en profundidad del granito de Orgaz en base a datos gravimétricos". *Stvd. Geol. Salmanticensis*, 18, 237-250.
- SCHMIDT, H.J. (1957). "Stratigraphie und Tektonik des nordlichen. Extremadura im Bereich der Flüsse Tajo und Alagon (Spanien)". *Munster, Junio 1977*.
- SCHWENZNER, J.E. (1937). "Zur Morfologie das Zentrals Spanischen Hoclandes", *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.

- STRECKEISEN, A. (1974). "Classification and Nomenclature of Plutonic Rocks. Recommendations of the IUGS Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks". *Geologische Rundschau*, 63: 773-786.
- UGIDOS, J.M. y FERNÁNDEZ LAGUNA, F. (1973). "El metamorfismo al E de Plasencia (Cáceres)". *Studia Geol.*, VI: 65-71.
- UGIDOS, J.M. (1973). "Estudio petrológico del área Béjar-Plasencia". *Tesis. Universidad de Salamanca*.
- UGIDOS, J.M. (1974a). "Características del metamorfismo del área de Béjar-Plasencia". *Bol. Geol. Min. España*, 85: 67-81.
- UGIDOS, J.M. (1974b). "Granitos de dos micas y moscovíticos en la región de Barco de Avila-Plasencia y áreas adyacentes". *Studia Geol.*, 7: 63-68.
- UGIDOS, J.M. (1974c). "Los granitos biotíticos \pm cordierita de Béjar y áreas adyacentes". *Bol. Geol. Min.*, 85, 66-74.
- UGIDOS, J.M. (1976). "Significado Petrológico de cordierita, sillimanita y andalucita en migmatitas y granitos de Plasencia-Béjar y áreas adyacentes (Salamanca-Cáceres)". *Separata Studia Geológica*, 10, 31-34. Salamanca, 1976.
- UGIDOS, J.M. (1980-81). "Discusión sobre la génesis de los granitos calcoalcalinos del Macizo Hespérico". *Bol. Soc. Geol. Portugal*, 22, 129-133.
- UGIDOS, J.M. (1981a). "Sobre el metamorfismo en los sectores occidentales de Gredos". *Cuadernos Lab. Xeol. de Laxe*, 2, 117-122.
- UGIDOS, J.M.; GARCÍA DE FIGUEROLA, L.C.; BASCONES ALVIRA, L. y SANTÍN HERRERO, D. (1983). "Mapa y memoria explicativa de la Hoja 1:50.000 N.º 598 (Plasencia) del Mapa Geológico Nacional (MAGNA)". *ITGE, Madrid*.
- UGIDOS, J.M. (1988). "New aspects and considerations on the assimilation of cordierite-bearing rocks". *Rev. de la Soc. Geol. Esp.*, 1 (1-2), 129-134.
- UGIDOS, J.M.; FALICK, A.E. y RECIO, C. (1989). "d18O of granites from the Western Central Iberian Massif. Spain". *Geogaceta*, 6, 25-27.
- 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 granitos: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis". *Contrib. Mineral. Petrol.* 95: 407-419.
- WINKLER, H. G.F. (1978). "Petrogénesis de Rocas metamórficas". *H. Blume Ediciones*, p. 346. Madrid.



MINISTERIO
DE CIENCIA
E INNOVACIÓN

ISBN 978-84-7840-750-7



9 788478 407507