

**HOJA 19-18
PRADENA**

MEMORIA EXPLICATIVA

**DEPARTAMENTO DE
PETROLOGIA Y GEOQUIMICA
(UNIVERSIDAD COMPLUTENSE)**

2.- Petrologia	2
2.1.- Descripción de los materiales.....	2
2.1.1.- Rocas metamórficas	3
2.1.1.1.- Metasedimentos del dominio de Guadarrama	3
- Metapelitas, metasamitas feldespáticas y cuar- citas.	4
- Paraneises de grano fino mosqueado	8
- Paraanfibolitas, mármoles y rocas de silicatos cálcicos.	11
2.1.1.2.- Rocas Igneas Prehercínicas	14
- Ortoneises bandeados	15
- Ortoneises glandulares mesócratos y melanó- cratos	16
- Ortoneises glandulares	20
- Leuconeises	26
- Ortoneises granodioríticos con anfibol	29
- Porfiroides.....	30
- Ortoanfibolitas	31
- Metadioritas	32
2.1.1.3.- Rocas Igneas Hercínicas	34
2.1.1.4.- Rocas filonianas	35
- Diques de aplita	35
- Diques de cuarzo.....	36
2.2.- Características del Metamorfismo Regional	37
2.3.- Geoquímica	
3.- Bibliografia.....	41

2.1.- DESCRIPCION DE LOS MATERIALES

2.1.1.- Rocas Metamorficas

2.1.1.1.- Metasedimentos del Dominio de Guadarrama

Los afloramientos de mayor importancia se encuentran en el sector oriental de esta hoja, ya que en el resto constituyen estrechas bandas incluidas en los ortoneises

Los metasedimentos en el sector oriental constituyen una potente serie metasedimentaria que fué definida en esta zona del Guadarrama como "Formación Buitrago" (FERNANDEZ CASALS, 1974) y estudiada por diferentes autores (BISCHOFF et al. 1973; CAPOTE y FERNANDEZ CASALS, 1975; GONZALEZ LODEIRO, 1978). Esta serie, en la que no se conocen restos faunisticos, ha sido atribuida por los autores anteriormente citados, al Precambri-co-Cambrico, siempre en base a correlaciones litoestratigráficas con otros sectores del Hercínico Peninsular. La mayor parte de la serie esta formada por una sucesión de esquistos y paraneises, con intercalaciones de cuarcitas y niveles discontinuos de mármoles, anfibolitas y rocas de silicatos cárnicos. De estos tipos solamente se han representado en la cartografía las rocas calcosilicatadas más potentes, un nivel de cuarcitas grafitosas y otros dos de mármoles, uno situado al NE del puerto de Somosierra y el otro 2 Km. al sur de Prádena.

En esta hoja, aflora en el extremo suroriental, unas mica-citas con intercalaciones metasamíticas cuya representación es más voluminosa en sectores vecinos a este (hojas de Buitrago y Tamajón), estos niveles se sitúan hacia el techo de esta serie infraordovícica.

Las bandas de metasedimentos de la parte central y occidental de la Hoja están formadas principalmente por

paraneises de grano fino y textura que a veces presenta un la apariencia "mosqueada" con intercalaciones menores de cuarcitas, rocas de silicatos cárnicos y puntualmente mármoles. Su edad es probablemente pre-Ordovícica. Sus relaciones con los metasedimentos del sector oriental se desconocen por el momento.

A continuación se hace una descripción de los tipos litológicos más representativos.

- Metapelitas, metasamitas feldespáticas y cuarcitas del sector oriental.

Forman una sucesión constituida por paraneises, esquistos y micacitas con intercalaciones de pequeño espesor de metasamitas y niveles decimétricos de cuarcitas grafitosas. Se intercalan asimismo rocas cuarzofeldespáticas de carácter félsico en bancos de un metro aproximado de espesor. Esta sucesión constituye morfológicamente las zonas más deprimidas con pequeños resalte definidos por pegmatitas y cuerpos leucogránticos emplazados en el Hercínico en estos materiales.

Las metapelitas son un conjunto de rocas de grano medio y fino y fábrica planar, caracterizada por poseer un elevado contenido en moscovita, biotita, sillimanita y en ocasiones granate.

Se encuentran afectados por una esquistosidad S_2 muy bien definida que a su vez está crenulada por una F_2 de desarrollo y penetratividad variable.

En las metapelitas afectados por las bandas de cizalla de F_e , la deformación puede ser muy intensa, desarrollando una esquistosidad (S_e) muy penetrativa con carácter anastomosado y fuerte estiramiento (milonitas). A pesar del apretamiento de sus planos y si el aplastamiento asociado no es excesivamente elevado, son distinguibles en ocasiones dos tipos de planos, S y C, producidos por cizallamiento y definidos por la orientación planar de biotitas. Las que marcan los planos S parecen en muchos casos diseños sigmoidales y fuertes combamientos estando orientados un ángulos pequeño respecto a los de los planos C.

No obstante las texturas miloníticas desarrolladas en estas rocas pueden resultar enmascaradas, en los niveles de mayor grado metamórfico ya que aparte de estar crenuladas por la F_3 se superpone una intensa recristalización estática ligada al pico-térmico metamórfico que borra y traspone en gran medida tanto texturas como mineralogías previas.

La asociación mineral que presentan estas rocas es muy variada, aportando una información valiosa en el establecimiento de la evolución metamórfica al estudiar las relaciones blastesis-deformación. Dicha asociación varía dentro de la Hoja de unos sectores a otros. En el sector oriental (Montejo de la Sierra-Gandullos) se desarrollan paragénesis minerales con moscovita-sillimanita estables que corresponden a la zona más profunda del grado medio:

Cuarzo ± plagioclasa - moscovita - biotita ± granate ± sillimanita

y hacia las partes centrales de la Hoja (oeste de Piñuecar) se sitúa el tránsito al alto grado con el desarrollo de paragénesis con feldespato potásico de blastesis metamórfica

Cuarzo + plagioclasa ± feldespato potásico - biotita - sillimanita ± granate ± cordierita ± distena

Como minerales accesorios se encuentran círcón apatito, rutilo, turmalina y opcaos. como secundarios producto de la evolución retrometamórfica, moscovita, sericita y clorita. La biotita es un mineral muy abundante en estas litologías, aparece normalmente en agregados lepidoblásticos definiendo la esquistosidad de la roca. En los materiales más afectados por la blástesis que va ligada al pico térmico del metamorfismo, su mineralogía se encuentra totalmente recristalizada en condiciones estáticas. Las biotitas en estos materiales forman cristales idioblásticos que mimetizan las esquistosidades preexistentes y forman arcos poligonales referibles a micropliegues previos. Aparte de las biotitas que marcan la S₁ ya comentada, la mayor blástesis en tamaño y proporción tiene lugar durante la F_e. En F_a también aparecen biotitas, generalmente en menor cantidad.

La sillimanita se observa de forma bastante generalizada en planos de S₂ como haces fibrolíticos microplegados (en "mudejas"), a veces estirados y microboudinados, definiendo una orientación nematoblástica. También se han observado recrictimientos posteriores de sillimanita a partir de estos mismos haces fibrolíticos microplegados relacionados con la F_a, y como fibras y microblastos prismáticos orientados en los planos S_a. Con relación a esta última etapa de blástesis y cuando la F_a tiene poca influencia en la fábrica de la roca, pueden aparecer cristales de sillimanita miméticos con las esquistosidades previas (e incluso nucleándose sobre la fibrolita microplegada), en estos casos es texturalmente sin y post-F_a, ya que también se observa cristalización en relación con el pico metamórfico que, como se ha dicho, es posterior a esta fase en las zonas de alto grado.

El granate alcanza en algunos de los materiales aquí considerados tamaños incluso milimétricos. Texturalmente se presenta como relict o pre-foliación S_E de la roca. A escala de muestra de mano presenta sombras de presión paralelas a la lineación de la sillimanita. Su composición es fundamentalmente almandínica, y su etapa de blastesis es esencialmente anterior a la F_E .

La cordierita comienza a aparecer en las partes centrales de la Hoja (N Piñuecar), formando coronas alrededor de distena relict a.

La distena aparece como mineral relict o en forma de microblastos subidio y alotrioblásticos blindados en feldespatos (casi siempre plagioclasas) y orientados en relación con la S_E de la roca. Muestra ocasionalmente coronas de cordierita. Probablemente es paragenético con el granate y forma asociación con las inclusiones que éste presenta (cuarzo, biotita, rutilo e ilmenita), es decir, se puede suponer una paragénesis en principio pre- S_E formada por distena, granate, asociada a cuarzo, plagioclase, biotita + moscovita, rutilo y opacos.

Con posterioridad a la F_S se produce una retrogradación con blastesis de moscovita, mimética a la foliación y también con la nucleación de micas a expensas fundamentalmente de biotita y sillimanita, pero también sobre cordierita y feldespatos. El metamorfismo retrógrado continúa hasta el bajo grado cloritización de biotitas, y formación adicional de feldespato potásico, esfena, rutilo sagenítico y opacos; pinnitización de la cordierita, sericitización de las plagioclasas y formación de opacos.

- Paraneises de grano fino "mosqueado"

Afloran en la parte centro-occidental de la Hoja, formando parte de las bandas de metasedimentos que se incluyen en los neises glandulares. Son paraneises de grano fino, oscuros, con una textura nodulosa que les confiere un aspecto corneánico.

Su presencia en éste área fué puesta de manifiesto por BISCHOFF et al (1973). Sin embargo, estas litologías se conocen también en otras áreas del Sistema Central (FUSTER et al. 1981; TORNOS, 1981; VILLASECA, 1983) habiendo sido interpretadas por algunos de ellos, como un antiguo metamorfismo de contacto producido por la intrusión de antiguos metagranitos (protolitos de los ortoneises glandulares) en una serie metasedimentaria de edad probable Precámbrico Superior (CAPOTE et al. 1975; BELLIDO, et al. 1981; MACAYA et al. in press.).

Se trata de rocas oscuras, de grano fino y fábrica planar, que aparecen afectadas por las fases de deformación y metamorfismo hercínicas, como refleja la existencia de texturas granoblásticas que dan cuenta de una recristalización intensa ligada al máximo termal y el desarrollo de esquistosidades atribuidas a la F_e , aunque de penetratividad variable en función del grado de deformación sufrido. Frecuentemente desarrollan un microbandeado (S_e), de origen terctonometamórfico, constituido por una alternancia de niveles finos ricos en minerales fémicos con otros cuarzo-feldespáticos lenticulares muy alargados (texturas miloníticas y blastomiloníticas). Su desarrollo está ligado a zonas de cizalla de segunda fase.

La asociación mineral que presentan estas rocas está compuesta por cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico, biotita, cordierita, sillimanita y granate, como primarios.

Accesorios: círcón, apatito, turmalina y opacos. Como secundarios y ligados a la retrogradación, clorita, sericitas, moscovita, epidota/clinozoisita y rutilo sagenítico.

La biotita se presenta en lepidoblastos de pequeño tamaño definiendo la S_e . Probablemente la recristalización ligada al pico-térmico de biotitas es mimética, sin registrarse entre F_e y dicho evento ninguna generación de biotitas importante ligada a la tercera fase.

El granate se encuentra en pequeños granos incluidos en cordierita (a veces con espinela) a veces con una disposición en corona muy característica. Su momento de formación no está claro aunque en cualquier caso parece pre- S_e .

La cordierita se encuentra en blastos formados a expensas de granates anteriores que se conservan como inclusiones, en su interior junto con restos de sillimanita y biotita. En algunas de las rocas aquí consideradas, aparece como blastos elipsoidales milimétricos a veces abundantes dando un aspecto "mosqueado" a la roca y cuya formación tiene lugar a partir del final de la F_e , alcanzando un máximo durante el pico-térmico del metamorfismo en este sector (post- F_a).

La sillimanita se observa asociada a la biotita en los planos de S_e en su variedad prismática. No obstante, gran parte de la sillimanita presente está recristalizada miméticamente con dicha esquistosidad y relacionada o incluidos en la cordierita de tercera fase. También se observan recrecimientos prismáticos (en estas rocas no aparece en su variedad fibrolítica) en forma de microblastos desorientados y sin relación con ningún plano de esquistosidad, cristalizados contemporáneamente al pico-térmico del metamorfismo junto con el agregado cuarzo-

feldespático de grano muy fino, en el que aparecen incluidos.

La retrogradación en algunas de estas rocas es intensa y da lugar a la formación de moscovita mimética a la esquistosidad de la roca o en cristales cruzados formándose a expensas de biotita, sillimanita, cordierita y feldespatos. En bajo grado tiene lugar la cloritización de biotitas con formación adicional de rutilo sagenítico y opacos, sustitución de la cordierita por agregados pinníticos y saussuritización de las plagioclasas.

- Cuarcitas.

Respecto a los metasedimentos detriticos, no pelíticos, los más abundantes son las cuarcitas feldespáticas de color claro que tienen casi invariablemente una fábrica planolinear. A simple vista sólo se reconoce el cuarzo aunque al microscopio pueden observarse cantidades menores de plagioclasa y micas. Son rocas de tonos claros más o menos blanquecinos, de grano fino y fábrica planar. Forman intercalaciones de espesores centimétricos y decimétricos entre la serie metasedimentaria. La foliación está definida por la concentración variable de minerales micáceos según niveles y por hiladas submilimétricas concordantemente orientadas, que se acompañan a veces por cambios de coloración en la roca.

Presentan texturas granoblásticas y granolepidoblásticas en las que las biotitas definen la foliación junto a la sillimanita, el bandeados cuarzo-feldespático y, en ocasiones, los opacos.

Su asociación mineral está compuesta por: cuarzo, (volumétricamente el más abundante), plagioclasa (oligoclase), feldes-

pato potásico (en parte de las rocas es accesorio), biotita y sillimanita. Como accesorios: círcón, apatito, granate y opacos. Minerales secundarios de carácter retrometamórfico son: moscovita, sericita, clorita y rutilo sagenítico. El cuarzo presenta texturas de deformación abundantes como: extinción ondulante, bandas de deformación, poligonalización y recristalización dinámica, en ocasiones marcadamente elongada según la esquistosidad.

Otro tipo son las cuarcitas grafitosas de las que se ha cartografiado un nivel métrico junto a Horcajuelo de la Sierra debido a su valor como "capa guía" (citado por BISCHOFF et al. 1973).

Son rocas de color gris oscuro y tamaño de grano muy fino. Se componen de cuarzo y opacos, sobre todo grafito dividido finamente.

- Paranfibolitas, mármoles y rocas de silicatos cárnicos.

Se tratan aquí de una manera conjunta independientemente de su localización.

- Mármoles.

Son muy escasos y solo han sido cartografiados al NE del Puerto de Somosierra donde han sido explotados en dos pequeñas canteras artesanales, y un pequeño nivel al sur de Prádena. No obstante paquetes próximos al metro de potencia, muy aboudinados y discontinuos, afloran en las bandas metasedimentarias de Cañicos-Rades al O de Praderna y también se han citado en Piñuecar (CASQUET y FERNANDEZ CASALS, 1981).

Son rocas con textura granoblástica inequigranular, en mármoles impuros se observa un bandedo que posiblemente corresponde a una S_0 relictia.

Su asociación mineralógica esta formada por carbonatos, plagioclasa, clinopiroxeno, anfíbol, y localmente wollastonita (Somosierra).

Como accesorios aparecen esfena y opacos.

Son rocas relativamente impuras en las que se observa una evolución aparentemente retrómodrica de clinopiroxeno a anfíbol. El primero de ellos es incoloro y su composición debe corresponder a diopsido-salita. Esté sustituido por un anfibol incoloro de tipo tremolita. La plagioclasa y el cuarzo son minerales de la paragénesis metamórfica principal.

Minerales retrómetamórficos son sericitia y clorita.

- Rocas de silicatos cárnicos.

Se encuentran prácticamente en todos los afloramientos de metasedimentos de la hoja como niveles centimétricos. También son comunes como enclaves dentro de las rocas ortoneíticas.

Tienen colores verdosos, a veces alternando con niveles de tono rosáceo debido a la presencia de granates cárnicos.

Normalmente los niveles de estas rocas forman lentejones boudinados debido al fuerte contraste de competencia con las rocas encajantes.

La composición mineralógica visible es de anfíboles y/o piroxenos acompañados de granate, plagioclasa y cuarzo. En ocasiones tienen carácter "skarnoide" y presentan cristales de anfíbol y plagioclasa de 1 cm. de tamaño. Se han observado también dos lentejones de una roca de silicatos cárnicos constituida únicamente por piroxenos verdosos y granates cárnicos de tonos rosados situados 1 Km. al O y 2,5 Km. al SSE de la localidad de Madarcos respectivamente.

Estas rocas han sido descritas por CASQUET y FERNANDEZ CASALS (1981) y aparecen principalmente en la parte oriental de la Hoja dentro de los neises bandeados.

A la variabilidad mesoscópica de estas rocas va acompañada una gran variación a escala microscópica, presentando texturas desde granoblásticas bandeadas a equi e inequigranulares, a nematoblásticas (el anfíbol define en algunos casos una orientación nematoblástica) y granonematoblásticas, y también granolepidoblásticas (si el contenido en biotita orientada es elevado).

Estas rocas están compuestas por: cuarzo, plagioclasa, -diopsido, biotita y carbonatos como minerales primarios. Como secundarios originados durante el metamorfismo se observan escapolita procedente de plagioclasa, y anfíbol verde por transformación del clinopiroxeno. Minerales relacionados con la retrogradación-alteración de estas rocas son: mica blanca, clinozoisita-epidota, actinolita, clorita, sericitas, esfena y feldespato potásico intersticial. Minerales accesorios son: esfena, apatito, circón y opacos.

La banda de silicatos cárnicos de Gascones esta asociada a un paquete de metapelitas a muro y a techo entre un contacto con neises bandeados. Tiene un espesor de 10 a 20 m. Muestra un

fino bandeado entre microniveles con cuarzo y plagioclasa intersticial, y en otras de plagioclasa y diopsido. Aparecen grandita y vesubiana poiquiloblásticas, abundante esfena y apatito. De modo tardío aparecen clinzoisita y prehnita.

2.1.1.2.- Rocas Igneas Prehercínicas

Se engloban en este capítulo niveles de espesor métrico de ortoanfibolitas y rocas porfiroides que aparecen incluidos en diferentes niveles de la serie metasedimentaria; así como el conjunto de cuerpos ortonéisicos de ascendencia granitoide cuya variedad litológica y composicional permiten establecer un espectro de variación comparable al que se puede encontrar en cualquier secuencia granítica peraluminica.

Las determinaciones geocronológicas realizadas en diferentes tipos de ortoneises mediante el método Rb/Sr para la determinación de la isocrona en roca total indican edades que oscilan entre 494 ± 10 M.a. y 474 ± 10 M.a. para los tipos metagraníticos y 471 ± 12 M.a. en los leuconeises de El Villar de Prádena, en esta misma Hoja (VIALETTE et al. 1987). Algunas dataciones realizadas mediante U-Pb en circones procedentes de ortoneises metagraníticos apuntan, una edad más antigua 540-560 M.a. (BISCHOFF et al. 1986). Este episodio intrusivo cuyas evidencias petrológicas y geoquímicas indican un carácter colisional (VIALETTE et al., 1986) se situaría pues a finales del Cambriico principios del Ordovicico estando ligado a un ciclo Orogénico anterior al Hercínico.

- Ortneises bandeados.

Afloran en dos macizos lenticulares de anchura hectométrico alargados en dirección NNE-SSO, paralelamente a las estructuras.

Son rocas con un bandeados migmatítico característico formado por la alternancia de niveles cuarzofeldespáticos metatecticos con niveles biotíticos-sillimaníticos de espesor milimétrico, marcando la foliación principal.

Esporádicamente se encuentran dispersas glandulas de feldespato potásico rodeadas por la foliación y con sombras de presión, a veces asimétricas. En otras ocasiones las glandulas están aplastadas y estiradas.

En el contacto con los metasedimentos representados principalmente por paraneises plagioclásicos es frecuente encontrar enclaves de estos y lentejones pegmatíticos deformados y boudinados, así como intercalaciones métricas de neises bandeados dentro de aquellos.

Estos neises intruyen a los metasedimentos y parecen ser intruidos por los neises metagraníticos y leuconeises.

Estos ortneises poseen texturas granoblásticas y granolepidoblásticas bandeadas, presentando una asociación mineral sencilla compuesta por cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, biotita y sillimanita como principales. Accesorios apatito, zircón, y opacos. Como minerales secundarios y ligados a la evolución retrógrada moscovita, clorita, sericita y rutilo sagenítico.

La biotita define una orientación lepidoblástica a menudo ondulada y microplegada formando arcos poligonales.

La sillimanita aparece como fibrolita microplegada en nodulos elipsoidales a veces de gran tamaño. Va asociada a la biotita y junto a ella define la foliación de la roca. En relación a la etapa de recristalización ligada al máximo termal hay neoblastesis de sillimanita en fibras y microblastos prismáticos, de forma desorientada y a partir de los haces fibrolíticos o también sillimanita acicular blindada en cuarzo ameboides.

- Ortöneises glandulares mesocratos-melanocratos.

Sus características distintivas radican en su texturas porfidica, con grandes cristales de hasta 16 cm. de feldespato potásico y plagioclasa, incluidos en una matriz biotítica de grano fino. El tamaño y distribución de los fenocristales es heterogéneo a escala de afloramiento; las facies más normales presentan una distribución bimodal, con una gran cantidad de cristales de en torno a 2 cm. de tamaño, entre los que se distribuyen irregularmente cristales de más de 6 cm.

La forma de los cristales suele ser idioblástica, con secciones exagonales, o bien redondeada y lenticular por efecto de las rotaciones y aplastamientos sufridos durante la deformación.

Son cristales idiomorfos o subidiomorfos de feldespato potásico, que se encuentran rodeados por la foliación y desarrollando texturas dinámicas (porfiroclásticas "augen", sombras de presión, etc.) en función del grado de deformación sufrido, cuya intensidad parece ir acompañada por una disminu-

ción del tamaño de los cristales. También existen glándulas de menor tamaño de plagioclasa y cuarzo, cuyo origen puede ser tanto primario como metamórfico.

Estos neises son ricos en enclaves de diverso tipo. Los más abundantes son de los metasedimentos encajantes, a veces de varios metros, pero también se encuentran de rocas ígneas microgranulares y de tipo "surmicáceo".

Localmente y dependiendo del grado de deformación a que han sido sometidos pueden distinguirse facies características con distribución irregular y sin entidad cartográfica: facies microglandulares, cuando los fenocristales no superan los 2 cm. o facies bandeadas cuando estos son escasos o inexistentes.

Este tipo de neises constituye uno de los tipos volumétricamente más importante del Sistema Central. Fueron denominadas inicialmente como "Neises Glandulares Heterogéneos" (NAVIDAD y PEINADO, 1977) y posteriormente correlacionados con los neises tipo "Ollo de Sapo" (NAVIDAD, 1979). Los ortoneises glandulares cuando están milonitzados suelen ser de tendencias mesócratas por lo que se ha supuesto la posibilidad de transformaciones de basicidad en estos sectores de cizalla (VILLASECA, 1983). No obstante, una gran parte de los afloramientos cartografiados no corresponden a rocas miloníticas SS, por lo que el protolito más probable de estos ortoneises debió ser el de plutones granodioríticos porfídicos.

Estructuralmente son rocas de fábrica planolinear. La foliación predominante Se está definida por un bandeadado metamórfico marcado por la alternancia de niveles oscuros biotíti-co-sillimaníticos y otros más claros cuarzofeldespáticos. En las bandas de cizalla de Fe estos neises se hacen miloníticos

siendo entonces la S_e una esquistosidad de cizalla marcada por planos S-C, a su vez las glándulas adquieren estructuras sigmoidales con el desarrollo de colas de presión feldespáticas asimétricas y la aparición de cuarzo estiradas como marcadores del sentido del movimiento, los planos C en los que la formación es más penetrativa llegan a adquirir texturas ultramiloníticas con el desarrollo de bandas fémicas de correspondencia composicional a unos protolitos intrusivos granodioríticos.

La matriz de los ortoneises posee texturas granolepidoblásticas bandeadas, estando constituida por niveles cuarzo-feldespáticos lenticulares más o menos alargados rodeados por lepidoblastos biotíticos. La F_3 forma pliegues a todas las escalas, plegando también las bandas de cizalla; desarrolla en las charnelas una S_3 que suele ser de crenulación aunque a veces es muy penetrativa transformando casi por completo a la S_2 .

La asociación mineral que presentan estas rocas está constituida por cuarzo, biotita, plagioclasa, sillimanita, feldespato potásico, cordierita, granate y distena, como principales. Minerales accesorios: apatito, circón, turmalina, rutilo, pirita, esfena y opacos. Como secundarios y ligados a la evolución retrógrada, moscovita, sericitita, clorita y pinnita.

La biotita se encuentra corrientemente como agregados lepidoblásticos marcando la S_e con la que están orientadas. Dicha S_e también puede aparecer microplegada en zonas de charnela de pliegues de F_3 . En relación con esta última fase tiene lugar igualmente blastesis de biotita paralela a planos de S_3 , aunque en cristales de menor tamaño y cantidad. Asociada a la recristalización del pico metamórfico post- F_3 tiene lugar una nueva blastesis de biotita, que destacan por su carácter estático y la formación de arcos poligonales miméticos a

esquistosidades previas. Su periodo de blastesis en estas rocas abarca, por lo menos desde etapas pre-S₂ hasta post-F₃.

La sillimanita se encuentra asociada a la biotita definiendo la foliación. Forma haces fibrolíticos a menudo microplegados, boudinados y estirados, concordantes con la S₂ de la roca. Frecuentemente se observan recrecimientos a partir de dichos haces en forma de fibras y prismas de sillimanita, que se orientan con respecto a los planos de S₂ o se disponen al azar en agregados fibrosos-radiales. También se han observado dispersos y desorientados dentro de la matriz y asociados a la cordierita sin y post-F₃ (en dichas cordieritas se han encontrado inclusiones de fibras de sillimanita microplegadas). Todas estas observaciones indican que su blastesis se produce desde momentos sin-F₂ hasta post-F₃.

La cordierita no está presente en todas las rocas aquí tratadas, cuando aparece crece sobre la foliación biotítico-sillimanítica o a partir de granate previo y también en grandes blastos formando parte del agregado granoblástico de la matriz. Su blastesis parece ir ligada ampliamente al desarrollo de la tercera fase de deformación (engloba a restos de la S₂), y momentos posteriores en relación al pico-térmico del metamorfismo. Su mayor abundancia se observa en las rocas más deformadas y básicas, al contrario que el contenido en feldespato potásico, que puede pasar a ser accesorio e incluso no existir (neises plagioclásicos).

El granate almandínico se ha encontrado tanto en fragmentos orientados con la S₂ de la roca como en cristales enteros redondeados y metaestables. Posee un carácter relictó prefoliación visible en la roca, las inclusiones de cuarzo y opacos que presentan, en ocasiones definen una esquistosidad interna mal

conservada, y en las muestras estudiadas los criterios que suministran no son definitorios. No obstante, su período de blastesis es probablemente sin y post- F_1 . Se transforma por retrogradación en cuarzo, biotita, sillimanita, plagioclasa, cordierita y opacos, de forma pseudomórfica y también son frecuentes las aureolas o coronas de cordierita y espinela verde simplectíticas envolviendo al granate relicto.

La distena aparece blindada en plagioclases y dispersa en la matriz. Su poca abundancia se explica por su transformación al polimorfo sillimanita durante el metamorfismo progresivo. Aparece en mayor cantidad en las rocas de las bandas miloníticas y en sus proximidades (VILLASECA 1983). Su etapa de blastesis es probablemente similar a la del granate con el que debe ser paragenético.

La blastesis retrógrada es para algunas de estas rocas intensa, en particular cuando se superponen filonitzaciones por cizallas tardías de movimiento esencialmente subvertical con generación de rocas de la familia de las cataclasitas foliadas. Da lugar a una importante moscovitización a expensas de biotita, sillimanita, y feldespatos, mimética a la esquistosidad de la roca y también de forma cruzada en "cross-micas". En bajo grado tiene lugar la cloritización de biotitas con formación adicional de rutilo sageníticos esfena, y opacos, la pinnitización de la cordierita, la sericitización de las plagioclases y formación de opacos.

- Ortöneises glandulares.

Son rocas granudas, de grano medio a grueso de carácter cuarzofeldespático con un contenido en micas y particularmente en biotita sensiblemente menor que los neises glandulares

biotíticos. Constituyen por lo tanto los tipos metagraníticos más diferenciados del conjunto ortoneísmico prehercínico.

Afloran en macizos de todos los tamaños, de forma alargada en la dirección de la estructura de F_3 . Estos macizos intruyen claramente a los metasedimentos y a los neises biotíticos glandulares.

Es característico en ellos la diversidad de facies con tránsitos insensibles entre ellas, lo que hace muy difícil su diferenciación cartográfica.

Estructuralmente son rocas de fábrica plano linear. En las facies glandulares la foliación que rodea a las glándulas, S_2 normalmente, está constituida por una alternancia centimétrica-milimétrica de niveles leucocráticos cuarzo-feldespáticos con otros más finos biotítico-sillimaníticos, la lineación queda definida por las sombras de presión desarrolladas en las glándulas y el estiramiento de la sillimanita. A menudo se observa la formación de una nueva esquistosidad, S_3 , acompañada por el desarrollo de pliegues a todas las escalas; ésta, suele ser de crenulación, pero también puede presentarse como una foliación nueva de plano axial de pliegues de F_3 con transposición casi total de esquistosidades anteriores.

Son frecuentes asimismo dentro de estos macizos los procesos de migmatización que originan el desarrollo de venas crocidíticas y facies arteríticas y nebulíticas en las que es frecuente observar los megacristales feldespáticos flotando en una mesostasis granular que incluye enclaves restíticos de la foliación anterior. Estos procesos se encuentran en relación con el climax metamórfico que tiene lugar durante la F_3 y con posterioridad a ella.

En general, todas las facies que se han distinguido dentro de este conjunto presentan una composición mineralógica similar con solo pequeñas diferencias texturales. Por ello, sólo nos referiremos a las facies más representativas.

- Facies macroglandulares

La asociación mineral primaria que presentan estas rocas está compuesta por cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, biotita y sillimanita, con contenidos variables de cordierita y granate. Accesorios: apatito, círcón, turmalina, monacita y opacos. Como minerales secundarios, moscovita, clorita, pinita, albita, sericita, epidota/clinozoisita, rutilo sagenítico y opacos.

El feldespato potásico es el componente principal de las glándulas, en general monocristalinas. Se trata de una ortosa maclada en Carlsbad variablemente microclinizada y suele poseer inclusiones relictas de biotita de la etapa ígnea (texturas "frals"). La plagioclasa y el cuarzo forman glándulas igualmente, pero con un desarrollo menor.

La matriz de estas rocas posee texturas granolepidoblásticas bandeadas definidas por la orientación de biotitas y un agregado cuarzo-feldespático más o menos elongado.

La plagioclasa que forma parte de la matriz es oligoclasa ácida-básica con frecuentes exudados albíticos en los bordes intergranulares. En algunos cristales, sobre todo en los de mayor tamaño, se encuentran microblastos de sillimanita con texturas reticulares. El feldespato potásico de la matriz es una microclina variablemente micropertítica, que puede presentar frente a la plagioclasa coronas albíticas con micromirmequitas.

La biotita constituye un agregado lepidoblástico con la sillimanita y define la esquistosidad principal S_e de la roca. La sillimanita constituye además blastos microplegados de fibrolita masiva a partir de las cuales se nuclea una segunda generación de sillimanita de cristalización mimética sobre la anterior. Existe asimismo sillimanita prismática orientada respecto a la S_e ; "coronas" de sillimanita prismática sobre agregados simplectíticos de cuarzo, plagioclasa y biotita y microblastos de sillimanita orientados al azar que definen una blastesis póstuma. Así pues, la blastesis de sillimanita abarca un amplio período que comprende desde la F_a hasta después de haber finalizado la F_s .

El granate xenoblástico es relict o pre-foliación visible en la roca. Aparece como granos inmersos en la matriz procedentes de la fragmentación de cristales de mayor tamaño, o como porfiroclastos de pequeño tamaño, redondeados y metaestables, con inclusiones de cuarzo que marcan una Si poco clara. Se transforma a biotita, sillimanita, cordierita, feldespato potásico, cuarzo y opacos.

La cordierita se nuclea sobre la esquistosidad S_e , incluyendo lepidoblastos de biotita y sillimanita; también como blastos a veces de gran tamaño y muy abundantes que forman parte del agregado cuarzo-feldespático de la matriz. Normalmente aparece transformada a un agregado pinnítico retrógrado. Su blastesis va ligada al desarrollo de la F_a y momentos posteriores, en relación al pico-térmico post- F_a .

La retrogradación puede ser intensa en algunas rocas, dando lugar a la formación de moscovita a expensas de biotita, sillimanita y feldespatos, en ocasiones mimética a la S de la roca o como "cross-micas". También tiene lugar la cloritización

de biotitas, con formación de rutilo sagenítico, esfena, epidota/clinozoisita y opacos, saussuritización de plagioclásas, pinnitización de cordierita y liberación de opacos.

Es interesante destacar aquí los procesos de cizallamiento dúctil subverticales que tienen lugar en estas rocas, así como en sus equivalentes migmatizados, en condiciones retrógradadas. La filonitzación da lugar a la formación de planos S-C (C de microcizallas y S con el carácter de una esquistosidad), deformación plástica, restauración y recristalización del cuarzo, un comportamiento predominantemente frágil para los feldespatos, con cataclasis e intensa formación de minerales de la facies de los esquistos verdes, que implica una importante entrada de fase H_2O al sistema. En relación a dicha blastesis, la clorita se desarrolla de forma abundante a expensas de biotitas y en planos C, la moscovita retrogradacional aparece afectada por el cizallamiento tardío con generación de doblamientos, "kinks" y frecuentes diseños sigmoidales, con indicación cinemática del sentido de la cizalla, y formación de una matriz pinnítica a expensas del material cataclastizado y micas. Las rocas así formadas se pueden clasificar como "cataclasitas foliadas" en el sentido de CHESTER et al. (1985).

- Facies con copos de biotita. "La Aceveda"

Se trata de una facies ortoneísica leucocrática no glandular, caracterizada por presentar una granulometría media-gruesa en sus componentes cuarzofeldespáticos, agregados nodulares biotíticos de contornos elipsoidales que definen una imprecisa foliación en la roca, y cristales de turmalina que pueden formar nidos.

Agrupa rocas de tonos gris-blanquecino, a veces de aspecto sacaroideo, en los que resaltan las concentraciones de minerales más oscuros, sin fábricas bien definidas. En las muestras estudiadas presentan una asociación mineral compuesta por cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico, biotita y sillimanita, con apatito, turmalina, círcón y opacos de accesorios. Como minerales secundarios: moscovita, sericitas, clorita, rutilo sagenítico y opacos.

Presentan texturas granoblásticas inequigranulares y lepidoblásticas sin orientaciones definidas, que forman un agregado poliminerál con abundantes signos de haber recristalizado en presencia de un cierto componente fundido en la roca. Dicha recristalización con trasposición de una eventual fábrica inicial, debe estar en relación con la etapa álgida del metamorfismo que se desarrolla en condiciones migmáticas en amplios sectores de la Sierra.

Las biotitas se presentan en grandes cristales idioblásticos que forman agregados lepidoblásticos de menor tamaño desorientados entre sí. La sillimanita aparece asociada a la biotita formando parte de los agregados que presenta, aunque también se observa en pequeños prismas dispersos en la matriz y en su variedad fibrolítica con blastos deformados.

Los feldespatos, en particular las plagioclasas, aparecen tanto en cristales de tamaño milimétrico como formando parte de la mesostasia. Forman junto al cuarzo un agregado granoblástico inequigranular en el que son muy frecuentes los intercrecimientos gráficos y mirmequíticos, rebordes albiticos y cuarzo en gotas. La plagioclasa, a veces, se dispone en sinneusis, en cuyos bordes pueden aparecer "coronas" albiticas. Posee una composición de oligoclase y presenta ocasionalmente un zonado

muy poco marcado. El feldespato potásico es una ortosa pertítica más o menos microclinizada, en cuyo borde suele desarrollar frente a la plagioclasa mirmequitas y, en ocasiones, una generación de pequeños neoblastos producto de la recristalización.

El cuarzo forma agregados globulosos con contornos sobre-dondeados y también forma parte de la matriz de menor tamaño. No obstante, en algunas de las muestras estudiadas, se superponen deformaciones dúctiles tardías que dan lugar a texturas de deformación dinámica en cuarzo, y a un comportamiento más frágil en los feldespatos.

- Leuconeises

Son rocas cuarzofeldespáticas muy leucocráticas de grano medio (variable) y textura granoblástica a granolepidoblástica. El tamaño de grano varía desde fino en aquellas bandas de aspecto meta-aplítico (metafilones intrusivos tanto en metasedimentos como en ortoneises glandulares) a grueso, en los macizos mayores del sector nor-occidental de la Hoja.

Los leuconeises de grano fino en pequeñas bandas no siempre han sido posible representarlos cartográficamente por su variada escala de afloramiento. Cabe destacar la banda de Horcajo de la Sierra, por su continuidad en la Hoja, enlazando los macizos de Piñuécar y Cebollera. Estas facies de grano fino siempre tienen contactos netos con los tramos en que se intercalan, y normalmente suelen ser variedades ricas en turmalina que define, localmente, agregados fusiformes. Los leuconeises de estos sectores orientales ya habían sido parcialmente descritos por BISCHOFF et al. (1973).

El macizo de mayor extensión de leuconeises es el de El Villar de Prádena en el sector NO. Aquí son neises algo heterogéneos, con glándulas esporádicas de pocos centímetros (1 a 6 glándulas/m²), que a veces se concentran en niveles decimétricos a métricos, alternando con facies no porfídicas. También hay variedades meta-aplíticas ricas en lentillas turmaliniferas o más raramente granatiferas, habiendo sido parcialmente estudiadas en este sector por FUSTER y RUBIO (1980). El contacto con los ortoneises glandulares ácidos puede hacerse relativamente transicional ya que, además las bandas de ortoneises glandulares próximas presentan un fuerte interbandeado con tipos leuconeísicos a todas las escalas, tal vez reflejo de la actividad filoniana ligada a estos cuerpos ácidos. Conviene resaltar que en el contacto entre ambas litologías, en el sector de Las Vardas de Huerta, aparece una facies meta-episienítica alcalina, con anfibol y biotita intergranulares, probablemente fenómenos de hidrotermalización de los paleocontactos plutónicos.

El carácter ortoderivado de estas rocas, había sido puesto de relieve en trabajos previos (BISCHOFF, et al. 1973; BELLIDO et al., 1981; VILLASECA, 1983). Merece especial atención la confirmación de este carácter metagranítico con la obtención de una isocrona Rb-Sr en este mismo macizo de El Villar de Prádena (VIALETTE et al. 1986, 1987), que precisó la edad prehercínica del protolito leucogranítico (470 ± 12 m.a.), intrusivo en series más antiguas.

En los leuconeises no hemos encontrado enclaves, pero sí pueden aparecer aparte de los agregados lenticulares cuarzo-turmaliniferos y granatiferos, algunos nodulillos y microvénulas de aspecto pegmatítico, con turmalina y moscovita, dispersos, a veces ricas en cuarzo. Ocasionalmente hay removilizacio-

nes pegmatíticas, tardías, con venulado disarmónico. Son, sin embargo, escasos los fenómenos de migmatización en estas rocas.

Petrográficamente son rocas con típicas texturas grano-blásticas de bordes muy suturados y tendencia equigranular, a granolepidoblásticas con sectores donde la biotita accesoria está agregada. Por ello puede existir un ligero bandeados compositonal normalmente milimétrico. Los minerales principales del leuconeis son: cuarzo, feldespato potásico y plagioclasa. En proporciones accesorias aparecen biotita, sillimanita, granate, apatito, circón, monacita y opacos, siendo frecuentes la moscovita y la turmalina de blastesis tardía. Como minerales secundarios hay sericita, clorita, albrite, esfena y opacos.

El agregado cuarzofeldespático mayoritario lo componen el feldespato potásico tipo microclina con escasas micropertitas en venas (salvo en glándulas donde se puede observar que es una ortosa microclinizada), que envuelve parcialmente a la plagioclase de composición oligoclase ácida que puede presentar inclusiones de cuarzo en gotas o texturas mirmecíticas. Los fenómenos tardíos de albitezación intergranular pueden conferirle un cierto reborde zonado.

La biotita es accesoria y se orienta lepidoblásticamente definiendo la esquistosidad de la roca. Cuando aparece sillimanita, normalmente fibrolítica, se asocia a estas bandas micáceas. El granate aparece como granos alotrioblásticos, frecuentemente fragmentados y envueltos por la foliación de la roca. Deben ser cristales originales en el protolito granítico, recristalizados durante el metamorfismo y conservados hasta condiciones de alto grado y bajo presión por su carácter almandínico.

La turmalina es un mineral también original en el protolito, pero que ha recristalizado metamórficamente hasta condiciones tardías, segregándose incluso con posterioridad al pico metamórfico. Así aparece intersticial, a favor de microfracturas de feldespatos o englobando a sillimanita y biotita lepidoblástica. De blastesis algo más tardía, aún, es la moscovita, ya claramente retrometamórfica, a veces con intercrecimientos vermiculares con cuarzo tardío.

- Orteneises granodioríticos con anfíbol.

Forman cuatro pequeños afloramientos localizados en el área de La Peñota (7 Km. al NO de Villavieja del Lozoya) encajando siempre en metasedimentos.

Son rocas homogéneas, no glandulares, de grano medio y tonos grises con un fábrica plano-lineal bien marcada. Destacan claramente en la roca anfiboles y micas verdosas.

Deben representar sills o diques encajados en los metasedimentos, ignorándose sus posibles relaciones genéticas y cronológicas con los otros materiales ortoderivados descritos.

Presentan texturas granonematoblásticas y granoblásticas, y una asociación mineral compuesta por plagioclasa, cuarzo, feldespato potásico, biotita y anfíbol, como minerales principales. Accesorios: apatito, círcón y opacos. Minerales secundarios, clorita, actinolita, esfena, epidota/clinozoisita, prenhita, sericita, rutilo y opacos.

La biotita define una orientación lepidoblástica, a menudo ondulada formando arcos poligonales, asociada a la foliación de la roca. El anfíbol es una hornblenda verde marcadamente

pleocroica en cristales idioblásticos, va asociada a la biotita, a la que incluye en ocasiones.

La plagioclasa es de composición oligoclásica, sin zonado aparente, forma junto al cuarzo y el feldespato potásico un agregado más o menos equigranoblástico que puede presentar una cierta elongación. Incluye biotita, anfíbol y cuarzo, en cristales en los que se observan en ocasiones rebordes albíticos que si contactan con el feldespato potásico pueden incluir cuarzo en gotas de aspecto mirmequítico. El feldespato potásico aparece en cristales de composición microclina, aunque en algunas muestras también debe existir una ortosa poco o nada pertítica microclinizada.

Son frecuentes las texturas micrográficas, mirmequíticas y las inclusiones de cuarzo en gotas, así como las texturas de deformación dinámica en el cuarzo (extinciones ondulantes, subgranos, contactos irregulares y poligonización) con recristalización elongada.

La retrogradación da lugar a la cloritización intensa de biotitas, en la que se forman adicionalmente esfena, epidota/-clinozoisita, rutilo sagenítico y opacos. También tiene lugar la formación de actinolita, prehnita, epidota/clinozoisita, mica blanca, sericitá y opacos, a través de transformaciones a expensas de los minerales principales.

- Porfiroides

Son rocas cuarzofeldespáticas con una proporción muy variable de biotita que presentan como característica principal porfiroclastos de cuarzo, feldespato de tamaño 1-2 mm. precine-

máticos a la foliación visible (S_2 y pequeños agregados biotíticos (1 mm.) que destacan del resto de los componentes.

Constituyen niveles de espesor métrico intercalados entre los metasedimentos; al O de la Acebeda se sitúan en el contacto con los ortoneises glandulares biotíticos. Presentan tránsitos graduales a tipos más leucocráticos.

Texturalmente son rocas porfiroclásticas con una matriz granoblástica y foliación lepidoblástica. Su asociación mineral esta formada por cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico, biotita, leucoxeno y sillimanita. Como minerales accesorios apatito, circón, turmalina y opacos. Como minerales secundarios de carácter retromórficos: moscovita, sericitia.

Cabe resaltar en estas rocas la presencia de porfiroclástos policristalinos formados por un mosaico equigranular de plagioclasa. La plagioclasa tiene a su vez abundantes inclusiones de apatito tabular. Son asimismo característicos los cristales de apatito pseudohexagonal con corrosiones e inclusiones de circón.

Los caracteres estructurales y texturales de estas rocas son muy similares a Ollo de Sapo de grano fino (El Cardoso-Hiendelaencina), por lo que también podrían interpretarse como facies metavolcánicas (SCHAFFER, 1969; NAVIDAD, M. 1978).

- Ortoanfibolitas

Son rocas de tonos oscuros o verdosos cuando están alteradas, compuestas fundamentalmente por plagioclasa y anfíbol y, en ocasiones, granate. En general presentan un bandeados milimétricos.

trico formado por bandas alternantes más y menos ricas en plagioclasa y, los planos de esquistosidad, una lineación mineral marcada por los anfíboles.

Afloran en niveles de espesor métrico (sills ?), muchas veces boudinados, intercalados tanto en neises como en metasedimentos.

El afloramiento más importante se situa a 1 Km. al N de la localidad de Braojos donde encaja entre metasedimentos y leuconeises. Existe otro afloramiento situado en el cerro Piñuécar, que se ha interpretado como un sill metablastico encajado entre mármoles y neises bandeados con fenómenos de skarnificación asociados al contacto (CASQUET y FERNANDEZ CASALS, 1981).

Son rocas con textura granonematoblástica que presentan una asociación mineral formada esencialmente por anfíbol y plagioclasa subordinada con abundante esfena e ilmenita. Como minerales secundarios aparecen escapolita reemplazando a la plagioclasa y clorita que se forma a partir de una mica anterior pobre en cuarzo y titanio dado que no se observa sagenita ni esfena secundarias.

Son característicos de la matriz de estas rocas los intercrecimientos simplectíticos entre anfíbol verde y plagioclasa.

- Metadioritas

El único afloramiento localizado y cartografiado se situa 3,5 Km. al SE de la localidad de Gallegos. Se trata de una intercalación métrica en los neises glandulares concordante con la foliación principal.

Es una roca de tono gris con un moteado de minerales fémicos y aspecto bandedo. En los bordes de la intercalación es de grano fino mientras que en la parte interna es de grano medio con aspecto pegmatoide.

Se ignoran las posibles relaciones temporales y genéticas con otros materiales ortoneísicos presentes en la Hoja.

Macroscópicamente son rocas de fábrica planar, tonos oscuros y grano medio, que presentan un aspecto variable en función del grado de deformación que las ha afectado, con texturas desde granudas a porfídicas e incluso desarrollando un bandedo tectonometamórfico (S_2) y una lineación mineral definida por la orientación de anfíboles. Dicha foliación S_2 puede aparecer microplegada por F_3 .

Petrográficamente presentan texturas granoblásticas y grano nematoblásticas habiendo borrado el metamorfismo hercínico las texturas ígneas del protolito original. Su mineralogía (diorita-cuarzodiorita) es aún en parte reconocible, pese a la intensa sustitución por paragénesis catazonales primero y retrometamórficas después de minerales propios de la facies de los esquistos verdes.

La asociación mineral que presentan estas rocas está constituida por plagioclasa, clinopiroxeno, anfibol, granate, feldespato potásico y cuarzo, como minerales catazonales. Albita, actinolita, epidota/clinozoisita, clorita, esfena y mica blanca, como retrometamórficos. Accesorios apatito, allanita, círcón, ilmenita y opacos.

Es característico en estas rocas la recristalización sim-
pletecítica alrededor de los minerales máficos originales, de

plagioclasa-clinopiroxeno-hornblenda-granate durante el metamorfismo. Los intercrecimientos pueden terminar por englobar al piroxeno y en parte a la plagioclasa, observándose entonces un agregado pseudomórfico granoblástico-simpectítico.

El clinopiroxeno es de tipo diópsido y parece casi completamente reemplazado por un anfíbol hornbléndico, la plagioclasa posee una composición andesínica. El granate es alotrioblástico, forma parte de los intercrecimientos pseudomórficos y debe tener una composición fundamentalmente almandinicas. Su blastesis, teniendo en cuenta datos de otras litologías y que la roca presenta una deformación de S_2 , fue probablemente en momentos pre y sin segunda fase deformacional.

Rocas similares han sido descritas en zonas centrales del Guadarrama (VILLASECA, 1985) como dioritas intrusivas que se emplazan aprovechando bandas miloníticas, sufriendo una fuerte anfibolitización y adquiriendo una fábrica plano-lineal muy penetrativa.

2.1.1.3.- Rocas Igneas hercinicas

A diferencia de otras áreas del Dominio del Guadarrama el volumen de rocas graníticas tardihercínicas que aflora dentro de esta Hoja es muy restringido, ya que sólo se encuentran macizos leucograníticos de dimensiones reducidas junto a abundantes diques de aplita y pegmatita intrusivos en los materiales metamórficos. A estos hay que añadir filones de cuarzo tardios.

2.1.1.4.- Rocas filonianas

- Diques de aplita

Son relativamente abundantes en la Hoja aunque sólo se han representado las de mayor potencia, decamétrica, siendo numerosos los diquecillos menores. Su orientación varía de N40°-100°E, en las áreas occidentales, a disposiciones más norteadas hacia el E, debiendo representar distintas generaciones o etapas de intrusividad.

Aunque su disposición puede ser a veces subparalela a la foliación, su carácter intrusivo es siempre discernible de visu. Los diques aplíticos siempre son posteriores a las estructuras visibles de F_3 .

En el sector NO de la Hoja (Sector de Pedraza), gran parte de estos diques presentan una estructuración tectónica más manifiesta en las zonas marginales. Como consecuencia se generan rocas foliadas de aspecto meta-aplítico, que llegan a ser difíciles de distinguir de los leuconeises del sector. Gran parte de estos diques son turmaliníferos, a veces con dicho mineral agregado en nidos o nódulos. Ocasionalmente hay variedades pegmatíticas ricas en micas (moscovita y probable lepidolita).

Composicionalmente todos estos diques son leucogranitos moscovíticos con biotita ocasional. Los minerales accesorios encontrados son: turmalina, apatito, topacio, sillimanita, círcón, fluorita, lepidolita y opacos. Hay neoformación secundaria variable de albata, sericitita, clorita y rutilo sagenítico.

En estos leucogranitos hipoabisales se suceden varias generaciones de feldespatos. Así es de destacar las aureolas pseudorapakis, frecuentes de oligoclase ácida alrededor de núcleos de feldespato potásico microclinizado. Posteriormente hay nuevas generaciones de microclina poco pertítica, que terminan por rodear los cristales de plagioclasa subidiomorfa.

En general, la mayor parte de los minerales ricos en volátiles (OH, B, F,...) son de cristalización tardimagmática: moscovita, turmalina, topacio, fluorita, lepidolita Suelen ser minerales intersticiales que pueden incluir a minerales preexistentes (biotita, sillimanita) que utilizan como núcleos de cristalización.

- Diques de Cuarzo

Los diques de cuarzo no son relativamente abundantes en el sector, aunque aparecen de manera dispersa en la práctica totalidad de la Hoja.

Los principales diques cartografiados corresponden a dos grandes sistemas de fallas reactivadas en ocasiones y que originan brechificación del relleno síliceo. Son estos sistemas los norteados (N-S a N15°E) y el sistema N-40° a 60°E, paralelo al sistema de bloques a veces cabalgantes, de edad alpina. En ambos casos son diques normalmente inferiores a los 5 m. de potencia y con recorridos medios de escasos kilómetros.

2.2.- CARACTERISTICAS DEL METAMORFISMO REGIONAL

Los materiales metamórficos que afloran en esta Hoja (metasedimentos prehercínicos, ortoanfibolitas y macizos de ortoneises), han experimentado los efectos de la deformación y metamorfismo hercínico y, al igual que sucede en otros sectores metamórficos del Sistema Central, (Hojas de Torrelaguna, Buitrago del Lozoya, Tamajón) presentan una zonación metamórfica que comprende en este caso la parte profunda del grado medio (sector oriental de la Hoja) y el grado alto (sector centro-occidental).

El metamorfismo es, en líneas generales, polifásico y de carácter prográdico con una etapa inicial (M_1) que se desarrolla en condiciones de presión intermedia y que evoluciona posteriormente en M_2 a condiciones de baja presión (FUSTER et al., 1974).

La etapa de metamorfismo M_1 se produce durante las fases D_1 y D_2 Hercínicas. Se caracteriza por el desarrollo de la paragenesis de grado medio con granate, distena y sillimanita, que indican gradientes geobaricos intermedios y temperaturas crecientes.

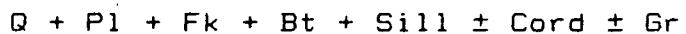
Durante la primera fase de deformación (D_1) se produce en este sector la blastesis del granate, que se prolonga hasta el comienzo de la segunda fase (D_2) para formar paragenesis con la distena durante el periodo de interfase (D_1-D_2). Hay que señalar sin embargo, que en todo este sector, la distena solo se ha encontrado como mineral relictio siempre blindado en otras fases minerales.

Durante la segunda fase de deformación D_2 tiene lugar la blastesis de sillimanita en la cual aparece con carácter generalizado en todas las litologías de la zona a excepción de las

rocas carbonatadas. Constituye pues la paragénesis más común de toda esta Hoja dentro de los tipos metapelíticos de grado medio



y de alto grado,



durante la etapa de M_2 .

Así pues, las condiciones metamórficas que pueden estimarse para la etapa M_1 indican que esta se habría desarrollado bajo unas presiones intermedias 6-7 Kbars y con temperaturas en aumento $\approx 650^{\circ}\text{C}$ siempre dentro del grado medio.

La etapa metamórfica M_2 comienza durante la etapa D_2 y persiste hasta el final de la D_3 . Se caracteriza por el descenso de gradientes geobáricos y el aumento progresivo de las temperaturas hasta alcanzar el climáx metamórfico durante la D_3 . Durante esta etapa que se desarrolla en condiciones de alto grado metamórfico (M_2), se producen paragenesis típicas de las facies de las anfibolitas con sillimanita, feldespato potásico y cordierita.

La blastesis de sillimanita se produce pues de forma ininterrumpida durante la etapa D_2 y permanece hasta después de finalizar la D_3 ; sin embargo, es la blastesis de cordierita y la retrogradación del granate los que marcan al final de la etapa D_2 un descenso de la presión y la aparición de nuevos gradientes geobáricos (Fig.) que se acompañan de un ligero aumento de la temperatura.

Con carácter generalizado aparecen en todo el sector leucosomas, bandeados metatecticos y zonas nebulíticas que afectan principalmente a las litologías metapelíticas y cuarzofeldespáticas. A partir de sus estructuras se deduce que

la migmatización tuvo lugar durante toda esta etapa M_2 alcanzando las cotas más elevadas al final de la fase D_3 con el climáx metamórfico.

La etapa M_2 se produce por tanto dentro del campo de la fusión anatectica y bajo unas temperaturas aproximadas de 675°C y un descenso de la presión desde 6,5 Kbar a unos 3,5 Kbar aproximadamente.

Al final de esta etapa las condiciones estimadas serían pues 2,5 Kb y 625°C (Fig.).

El metamorfismo M_2 es subsecuente a la etapa de deformación D_2 . Se caracteriza en el sector estudiado por un descenso continuado de la presión y temperatura acompañado del desarrollo de paragenesis de carácter retrógrado con moscovita, clorita y albite típicas del grado bajo. Esta etapa de metamorfismo caracterizada por presiones y temperaturas en descenso perdura hasta la finalización del ciclo hercínico.

4.- BIBLIOGRAFIA

ALVAREZ, F. (1982).

Contribución al estudio tectónico de la región de Santa María la Real de Nieva (Prov. de Segovia). Temas Geol. Min. 6, 87-108. I.G.M.E.

AMOROS, J.L. y BARRERA, J.L. (1979).

Estudio de cristalizaciones naturales: I. Formación de cristales huecos y esqueléticos. Estudios Geol. 35, 253-258.

APARICIO, A.; CASQUET, C. y BARRERA, J.L. (1973).

Petrogénesis del stock granítico tardicinemático de Rascafría-El Paular (Sistema Central Español). Estudios Geol. 24, 479-487.

BABIN VICH, R.B. (1971).

Estudio meso y micro tectónico del macizo de El Vellón. Bol. Real. Soc. Esp. Hist. Nat. (Geol.) 67, 5-27

BATCHELOR, R.A. y BOWDEN, P. (1985).

Petrogenetic interpretation of granitoid rocks series using multicationic parameters. Chemical Geology 48, 43-55.

BELLIDO, F. (1980).

Estudio del metamorfismo de contacto producido por la intrusión del plutón granítico de La Cabrera (Sistema Central Español). Estudios Geol. 36, 85-92.

BELLIDO, F.; CAPOTE, C.; CASQUET, C.; FUSTER J.M.; NAVIDAD, M.; PEINADO, M. y VILLASECA, C. (1981).

Caracteres generales del Cinturón Hercínico en el sector oriental del Sistema Central Español. Cuad. Geol. Ibérica

7, 15-51.

BISCHOFF, L.; SCHAFFER, G.; SCHMIDT, K. y WALTER, R. (1973).

Zur Geologie der mittleren Sierra de Guadarrama (Zentral Spanien). Forsch. Geol. Paläorit. Münster 28, 27 pp.

BISCHOFF, L.; WILDBERG, H. y BAUMANN, A. (1986).

Uranium/lead ages of zircons from gneisses of the Sistema Central, Central Spain. Abstract of the Internat. Conf. on Iberian Terranes and their Reg. Correlation. Oviedo pag. 39 Libro de Abstract.

BRANDEBOURGER, E. (1984).

Les granitoides hercyniens tardifs de la Sierra de Guadarrama (Sistema Central, Espagne). These Doctoral, Univ. Lorraine. 209 pp.

CAPOTE, R y FERNANDEZ CASALS, M.J. (1975).

Las series anteordovicicas del Sistema Central Bol. Geol. y Min. 86 (6), 581-596.

CAPOTE, R.; PEREJON, A. y VILAS, L. (1981)

Presencia de estructuras estromatolíticas en las calizas cristalinas de Santa María de la Alameda (Madrid, Sistema Central Español). Cuad. Geol. Ibérica 7, 625-632.

CARANELL, J. (1914).

Las calizas cristalinas del Guadarrama. Trab. Museo Nac. Cien. Nat. 8, 1-69.

CASQUET, C. y FERNANDEZ CASALS, M.J. (1981).

Las anfibolitas de la región de Buitrago de Lozoya (Sistema Central Español). Cuad. Geol. Iber. 7, 121-134

CASQUET, C.; FUSTER, J.M.; GONZALEZ CASADO, J.M.; PEINADO, M. VILLASECA, C. (1988).

Extensional tectonics and granite emplacement in the spanish central system. A Discussion. 5th EGT WORKSHOP. Estoril, Portugal.

CASQUET, C y NAVIDAD, M. (1983).

El metamorfismo en el Sistema Central, comparación entre el sector central y oriental en base al zonado del granate. Rev. Acad. de Ciencias T 79, 4, 523-548.

CASQUET, C y TORNOS, F. (1981).

Metamorfismo regional e implicaciones geotermométricas en el Alto valle del Lozoya (Sistema Central Español). Quad. Geol. Ibérica 7, 135-150.

CASQUET, C y TORNOS, F. (1984).

El Skarn de W-Sn del Carro del Diablo, Sistema Central Español. Bol. Geol. Min. 95, 58-79.

DEBON, F. y LE FORT, (1983).

A chemical-mineralogical classification of common plutonic rocks and associations. Trans. Roy. Soc. Edinburgh Earth Sci. 73, 135-149.

DIAZ BALDA, M.A. (1986).

El Complejo Esquisto-Grauváquico, las series paleozoicas y la estructura hercínica al Sur de Salamanca. Acta Salmanticensia, Ciencias, 52, Edic. Univ. Salamanca. 162 pp.

EL BOUSEILY, A.M. y EL SOKKARY, A.A. (1975).

The relation between Rb, Ba, and Sr in granitic rocks. Chemical Geology 16, 207-219.

ENGLAND, P.C. y THOMPSON, A.B. (1984).

Pressure-temperature-time paths of regional metamorphism.

I. Heat transfer during the evolution of regions of thickened continental crust. Jour. Petrol. 25, 894-928.

FERNANDEZ CASALS M.J. (1974)

Significado geotectónico de la Formación Gneises de La Morcuera. Studia Geol. 7, 87-106.

FERNANDEZ CASALS M.J. (1976).

Estudio meso y microtectónico de la zona de tránsito paleozoico metamórfica de Somosierra (Sistema Central Español) Tesis doctoral. Univ. Complutense. Madrid.

FUSTER, J. y FEBREL, T. (1959).

Explicación de la Hoja Geológica nº 509 (Torrelaguna).
Inst. Geol. Min. de España.

FUSTER, J.M.; APARICIO, A.; CASQUET, C.; GARCIA CACHO, L.; MORA, A. y PEINADO, M. (1974).

Interacciones entre los metamorfismos plurifaciales y polifásicos del sistema Central. Bol. Geol. Mine. 85, 83-88.

FUSTER, J.M.; NAVIDAD, M. y VILLASECA, C. (1981).

Relaciones entre ortoneises y series volcano-sedimentarias en el Macizo de El Caloco (Guadarrama Central). Cuad. Geol. Ibérica 7, 161-171.

FUSTER, J.M. y VILLASECA, C. (1987).

El Complejo plutónico hercínico-tardihercínico del Sistema Central Español. En "Geología de los Granitoides y rocas asociadas del Macizo Hespérico", editado por F. BEA, et

al. Edit. Rueda, págs. 27-35.

GONZALEZ LODEIRO, F.; MARTINEZ CATALAN, J.R.; MACAYA, J. y ALVAREZ, F. (1988).

Sobre la estructura del Antiforme de El Cardoso y el Sinfoforme de Majaelrayo y su relación con la Falla de Berzosa. Geogaceta 4, 11-14.

GONZALEZ LODEIRO, F.; MARTIN PARRA, L.; NAVIDAD, M. (1988).

Estructura y metamorfismo del macizo de El Vellón-Pedre-zuela (Dominio Occidental de la Sierra del Guadarrama). Rev. Est. Xeol. Lab. Xeológico de Laxe, (en prensa)

GONZALEZ DEL TANAGO, J. (1981).

Estudio del Macizo de San Pedro y de sus manifestaciones pegmatíticos. Tesis de Licenciatura Univ. Complutense de Madrid.

GONZALEZ DEL TANAGO, J. y BELLIDO (1981).

Estudio de los granitoides de dos micas de Los Remedios y las pegmatitas asociadas, Macizo de San Pedro (Madrid). Cuad. Geol. Iberica 7, 295-308.

HEIM, R. (1952).

Metamorphism in the Sierra de Guadarrama. Min. Geol. Inst. Tijks Utrecht. (Holland), 66 pp.

IBARROLA, E.; VILLASECA,C.; VIALETTE, Y.; FUSTER, J.M.; NAVIDAD, M.; PEINADO, M. y CASQUET, C. (1987).

Dating of hercynian granites in the Sierra de Guadarrama (Spanish Central System) En "Geología de los Granitoides y rocas asociadas del Macizo Hespérico", editado por F. BEA, et al. Edit. Rueda, págs. 377-383.

LA ROCHE, H. DE (1976).

Sur la contribution des données chimiques à une systématique générale des roches ignées. Avec, en appendice "A diagram for a chemical classification of igneous rocks referred to their mineral content". Scie. de la Terre 21, 17-35.

LA ROCHE, H. DE (1980).

Granites chemistry through multicationic diagrams. Scie. de la Terre Ser. Inf. Geol. 13, 65-88.

LOPEZ RAMOS, C. y NAVIDAD, M. (1981).

El metamorfismo del sector El Vellón-Pedrezuela (Sistema Central Español). Acta Geol. Hisp. 16, 4, 225-261.

LOPEZ RUIZ, J.; APARICIO, A. y GARCIA CACHO, L. (1975).

El metamorfismo de la Sierra de Guadarrama, Sistema Central Español. Memoria I.G.M.E. 86, 127 pp.

MACAYA, J. (1983).

Bandas miloníticas plegadas en los materiales del Sur de Segovia. Studia Geol. Salmat. 18, 93-106.

MACAYA, J.; GONZALEZ-LODEIRO, F.; MARTINEZ-CATALAN, J.R. Y ALVAREZ, F. (In. Press.)

Continuous deformation, ductile thrusting and backfolding in the bassement of the Hercynian Orogen and their relationships with structures in the metasedimentary cover in the Sierra de Guadarrama (Spanish Central System). Tectonophysics.

NAVIDAD, M. (1979).

Las series glandulares del sector central del Macizo

Ibérico (Guadarrama centro-occidental). Estudios Geol.
35, 31-48.

NAVIDAD, M. y PEINADO, M. (1977).

Facies vulcano-sedimentarias en el Guadarrama central
(Sistema Central Español). Studia Geol. Salmat. 12,
137-159.

NAVIDAD, M. y LOPEZ RAMOS, C. (1981).

Los ortoneises de "El Vellón-Pedrezuela" (Sistema Central
Español). Estudios Geol. 37, 97-107.

OCHOA, G. (1976).

Estudio geológico del Macizo metamórfico de San Pedro.
Tesis doctoral. Univ. Zaragoza.

RODRIGUEZ GALAN, A.; VILLASECA, C. y FUSTER, J.M. (In press.).

El metamorfismo de contacto en la Sierra de Ojos Albos.
Rev. Fac. C. Porto

RUBIO, J.I. y VILLASECA, C. (1981).

Sobre el stock adamellítico de La Granja y el sector
metamórfico encajante (Guadarrama Central). Cuad. Lab.
Xeol. Laxe 2, 99-116.

TORNOS, F. (1981).

Petrología de las rocas metamórficas del alto valle del
Lozoya (Sistema Central Español). Tesis de Licenciatura.
Fac. Geología. Univ. Complutense de Madrid. 152 pp.

TORNOS, F. y CASQUET, C. (1982).

Caracterización de gneises glandulares del Alto Valle del
Lozoya (Sistema Central Español) en base al químismo de
las biotitas y estado estructural del feldespato potási-

co. Bol. Geol Min. 93, 68-78.

VIALETTE, Y.; CASQUET, C.; FUSTER, J.M.; IBARROLA, E.; NAVIDAD, M.; PEINADO, M. y VILLASECA, C. (1986).

Drogenic granitic magmatism of preordovician age in the Spanish Central System. (S.C.S.) Iberian Hercynian Belt.
Terra Cognita 6, 143.

VIALETTE, Y.; CASQUET, C.; FUSTER, J.M.; IBARROLA, E.; NAVIDAD, M.; PEINADO, M. y VILLASECA, C. (1987).

Geochronological study of orthogneisses from the Sierra de Guadarrama (Spanish Central System). Neues Jb. Miner. Mh. Jg. 1987, H-10, 465-479.

VILLASECA, C. (1983).

Evolución metamórfica del sector centro-septentrional de la Sierra de Guadarrama, Tesis Doctoral, Univ. Complutense de Madrid, 331 pp.

VILLASECA, C. (1985).

Microdioritas de afinidad toleítica en las bandas de cizalla de Segovia. Estudios Geol. 41, 11-15.

WAARD, D. De (1950).

Palingenetic structures in augen gneiss of the Sierra de Guadarrama, Spain. Bull. Con. Geol. Finlande 23, 51-66.

