

HOJA 18-20
CERCEDILLA

MEMORIA EXPLICATIVA

DEPARTAMENTO DE
PETROLOGIA Y GEOQUIMICA
(UNIVERSIDAD COMPLUTENSE)

2.1.2.2.- Rocas filonianas	37
- Rocas filonianas hercínicas	
precoces	38
- Aplitas	38
- Microdioritas	38
- Porfidos granítico-adamellíticos	39
- Pórfidos leucocráticos	41
- Pórfidos monzoníticos	42
- Cuarzo	44
2.2.- Condiciones del metamorfismo	45
2.2.1.- Metamorfismo regional	46
2.2.2.- Metamorfismo de contacto	49
2.3.- Geoquímica y petrogenesis	50
2.3.1.- Rocas metamórficas ortoderivadas	51
2.3.2.- Rocas ígneas hercínicas	52
2.3.2.1.- Tonalitas deformadas. Tipo La <u>J</u> a	
<u>r</u> osa	52
2.3.2.2.- Adamellitas con cordierita. Tipo	
Alpedrete	52
2.3.2.3.- Adamellitas porfídicas orientadas	
Tipo Sierra del Francés	53
2.3.2.4.- Granitos con cordierita. Tipos	
Sierra del Frances, Peña del <u>H</u> om	
<u>b</u> re y Mataelpino	53
2.3.2.5.- Leucogranitos	54
2.3.2.6.- Adamellitas. Tipo La Granja	55
2.3.2.7.- Rocas filonianas	55
2.3.3.- Consideraciones generales sobre evolución	
de las series ígneas	56
2.4.- Geocronología	58

2.- PETROLOGIA

2.1.- DESCRIPCION DE LOS MATERIALES

2.1.1.- ROCAS METAMORFICAS

2.1.1.1.- METASEDIMENTOS

Los metasedimentos constituyen una parte mínima en extensión dentro de las formaciones metamórficas de la Hoja. Se han encontrado solo en el dominio de la Mujer Muerta y de la Cuerda Larga. En ambos casos forman cuerpos lenticulares intercalados entre los distintos tipos de ortoneises.

Estos metasedimentos son mayoritariamente paraneises con intercalaciones locales de metasamitas y pequeños lentejones de rocas de silicatos cálcicos.

Paraneises

Se pueden distinguir dos tipos de paraneises según su grado de cristalinidad: grano fino y grano medio-grueso. Las relaciones entre ambos no están por el momento bien establecidas.

Son rocas oscuras ricas en biotita y con una foliación S_2 bien definida marcada por la orientación planar de la biotita y por la existencia, a veces de un microbandeado consistente en una alternancia de capas lenticulares claras cuarzo-feldespáticas y láminas fémicas ricas en biotita-silimanita.

La composición mineralógica prograda la integran siempre cuarzo, biotita, plagioclasa y silimanita, siendo frecuente la cordierita y el granate, y escaso el feldespato potásico. Los accesorios comunes son apatito, circón, turmalina y opacos.

Es de destacar en estas rocas la escasez del feldespato potásico como producto del metamorfismo regional progresivo. Los únicos casos encontrados corresponden a paraneises de grano fino del dominio de la Cuerda Larga. El feldespato potásico es más corriente como mineral tardío en rellenos hidrotermales de baja temperatura (adularia) de fisuras, con cuarzo acompañante.

La plagioclasa es normalmente oligoclasa básica (An_{20-30}), aunque en algún paraneis, correspondiente probablemente a un

protolito más cálcico, se ha encontrado andesina (An_{40-45}). Los cristales son texturalmente desde alotrioblásticos a subdioblásticos y son frecuentes las inclusiones de silimanita y a veces biotita que indican su origen metamórfico. El zonado es débil o inexistente. En los paraneises bandeados, la plagioclasa se concentra en las lentillas claras junto con el cuarzo, con textura granoblástica.

La silimanita fibrolítica es muy corriente. Crece sincinemáticamente sobre la foliación, asociada a la biotita y cordierita en haces que dan una lineación mineral; también se presenta como inclusiones aciculares en el cuarzo y la plagioclasa.

La cordierita es un mineral corriente como nódulos elipsoidales sobre la foliación, alargados dando una lineación mineral y confiriendo a la roca un aspecto "mosqueado", sobretodo en los paraneises de grano fino. Crece en las láminas ricas en biotita y contiene inclusiones rectas de ésta y de silimanita. La cordierita es probablemente sincinemática.

El granate se encuentra con carácter más ocasional en forma de granos relictos pre-foliación (S_2) y sustituidos en mayor o menor grado por un agregado decusado de biotita o por una asociación de silimanita y cordierita (en los paraneises finos).

Los procesos de alteración retrógrada son muy intensos en estas rocas. El más destacable es la moscovitización, bien mimética con la foliación o como placas cruzadas ("cross-micas") a expensas principalmente de la silimanita y de la biotita. A más baja temperatura tiene lugar la cloritización de la biotita y la sustitución de la cordierita por agregados de moscovita-sericita-biotita verde (pinita), y la sericitación de la plagioclasa. Con carácter tardío se observan rellenos hidrotermales de fisuras por adularia y cuarzo principalmente.

La andalucita es un mineral accidental. En alguna muestra del dominio de la Mujer Muerta, se presenta como cristales con texturas helicíticas sobre la foliación, probablemente resultante del metamorfismo de contacto inducido por el granito de la Peña del Hombre. En el dominio de la Cuerda Larga la andalucita muestra texturas más complejas y podría estar ligada al metamorfismo regional progresivo.

Metasamitas

Constituyen intercalaciones de espesores centimétricos a decímetros y se han encontrado asociadas principalmente a los paraneises de cristalinidad media-alta. Son de color gris y consisten en agregados granoblásticos o grano-lepidoblásticos de cuarzo, plagioclasa (oligoclasa), biotita, silimanita y algo de cordierita. Los accesorios son apatito, circón y opacos. Muestran al igual que los paraneises una fuerte alteración retrógrada, consistente en moscovitización, principalmente de la silimanita, cloritización de la biotita, reemplazamientos totales de cordierita por sericita más cloritas y sericitización de la plagioclasa.

Rocas de Silicatos Cálcidos

Estas rocas, de tonalidad en general verde pálido y ocasionalmente oscuras, no llegan a encontrarse "in situ" en el dominio de la Mujer Muerta aunque se ven cantos sueltos esporádicos. En el dominio de la Cuerda Larga se han encontrado intercalaciones en forma de cuerpos lenticulares de reducida extensión entre los paraneises oscuros de grano fino.

Los minerales principales que integran la paragénesis programada de estas rocas son: clinopiroxeno, anfíbol y plagioclasa, que se distribuyen en proporciones variables dando bandeados de espesor milimétrico a centimétrico, que son característicos en estas rocas. Como accesorios se encuentran: feldespato potásico (a veces puede ser mineral esencial), esfena, opacos, apatito y circón. Son corrientes las alteraciones retrógradas a sericita, clorita y clinozoisita.

Son rocas con texturas granoblásticas cuyo bandeo constituye una fábrica planar de origen heredado sedimentario (S_0) y a veces de origen tectónico-metamórfico.

En el Collado de Valdemartín se han citado rocas de silicatos cálcidos complejas (TORNOS y CASQUET, 1986) formadas por un agregado de cuarzo y granate andradítico con abundante casiterita y un anfíbol de composición gedrítica y magnetítica

2.1.1.2.- ROCAS IGNEAS PRE-HERCINICAS

Ortoneises glandulares mesócratos y melanocráticos

Estas rocas están presentes en los cuatro dominios metamórficos de la Hoja. Se distinguen de los ortoneises glandulares graníticos por poseer una mesostasia más rica en biotita lo que les da una tonalidad más oscura. Son rocas también glandulares aunque con una proporción de glándulas feldespáticas variable de unos puntos a otros, desde dispersas a abundantes, con tamaños entre 2-6 cm., e implantadas en una mesostasia finamente bandeada. Una de las variedades observadas contiene además cristales grandes glandulares de cuarzo

Estructuralmente son rocas con fábricas plano-lineares. Presentan una foliación bien definida, debida a la orientación de la biotita y el bandeo metamórfico (S_1), sobre el que se observa una lineación de intensidad variable debida al estiramiento de las glándulas y a la orientación de los haces fibrolíticos (L_1). En proximidad a las fallas dúctiles, el bandeo va siendo transpuesto por una nueva foliación (S_2) pasando el material cuarzo-feldespático y las glándulas a adquirir texturas propias de metamorfismo dinámico: texturas acintadas, porfiroclásticas "augen", sombras de presión, etc... La elevada tasa de recristalización dinámica que acompaña a la deformación en estas bandas, provoca una alta cristalinidad (neises miloníticos), lo que junto con su tonalidad oscura puede en algunos casos motivar confusiones con los paraneises.

La composición mineralógica de estas rocas producto del metamorfismo progrado consiste en cuarzo, biotita, plagioclasa (An_{25-30}) y silimanita, pudiéndose encontrar también feldespato potásico, cordierita, granate, distena y andalucita. Los minerales accesorios son: circón, apatito, opacos, y a veces turmalina.

En la mayor parte de los casos se trata de neises plagioclásicos sin feldespato potásico. La plagioclasa forma las glándulas que son generalmente monocristalinas. El bandeo se debe a las

alternancias de capas leucocráticas de cuarzo y plagioclasa granoblásticas, con láminas más félicas formadas por biotita, silimanita y cordierita. Las glándulas son ovoides ("augen") rodeadas por la foliación: tienen frecuentes texturas de deformación tales como grietas de tensión rellenas por cuarzo y biotita. Incluyen generalmente fibras de silimanita orientadas y sin control cristalográfico evidente por parte de la plagioclasa huésped. Definen una S_i recta o ligeramente sigmoide oblicua a la S_e .

En la variedad de neises mesócratos con feldespato potásico (Macizo de Cerceda y Dominio de la Cuerda Larga), éste mineral forma glándulas y es muy escaso o completamente ausente en la mesostasia biotítico-plagioclásica. Las glándulas de feldespato potásico suelen consistir en dos cristales con macla de Carlsbad y poseen inclusiones probablemente de origen ígneo (plagioclasa, cuarzo, biotita); están rodeadas por coronas policristalinas mirmequíticas.

El granate se ha encontrado en algunos casos. Está variablemente pseudomorfizado a biotita (primero marrón y luego verde) y es claramente anterior al desarrollo de la segunda foliación. Así mismo, la distena solo se ha encontrado en el Macizo de Cerceda, como pequeños cristales precinemáticos. En estas mismas rocas se ha encontrado andalucita que probablemente por semejanza con lo que se observa en los ortoneises de tipo Cerceda procede de la destrucción de la propia distena. La andalucita muestra intensa deformación interna (mosaicos poligonizados y extinción ondulante) así como envolvimientos por parte de la segunda foliación visible que parece ligada al igual que en el resto de la Hoja a bandas de cizalla dúctil.

La silimanita y la cordierita, abundantes en estos neises parecen en buena parte sincinemáticas con la segunda deformación. Crecen sobre ella, en las láminas félicas con una marcada orientación dimensional coincidente con la lineación de estiramiento.

La alteración retrógrada en grado bajo-medio es muy intensa en estas rocas, al igual que en los paraneises, y es más acusada en las bandas de cizalla donde la S_2 es dominante. Se observa una importante moscovitización en parte como cristales cruzados ("cross"

-micas) y en parte mimética sobre la S_2 , a expensas sobretudo de la silimanita y también de la biotita, feldespato potásico y plagioclasa. La moscovitización se continúa en bajo grado con sericitización. La cordierita está siempre transformada a agregados nodulosos de biotita verde, moscovita y sericita (pinita). Asimismo es corriente la alteración de la biotita a clorita, con formación complementaria de esfena o leucoxeno.

Los neises glandulares mesócratos y melanocráticos son equivalentes a los neises glándulares subplagioclásicos y neises con fenocristales de cuarzo distinguidos por VILLASECA (1983).

Composicionalmente son rocas de quimismo granodiorítico-adamellitico ($SiO_2 = 65-70\%$) en las que cabe destacar un contenido de K_2O relativamente elevado (3,5 a 6%) y bajo de CaO (0,9-1,8%).

El significado de estas rocas es discutible. Aunque parece claro que se trata de rocas ortoderivadas como indica la carga de cristales proterógenos, y la presencia local de enclaves metasedimentarios, subsiste la duda sobre su procedencia volcánica o plutónica.

Ortoneises glándulares graníticos

Son las rocas metamórficas más abundantes de la Hoja. Se localizan en los dominios de la Mujer Muerta y de la Cuerda Larga y suelen asociarse a leuconeises a los que pasan generalmente mediante contactos netos y en ocasiones graduales.

Dentro de este grupo se incluyen un conjunto de rocas con el denominador común de contener megacristales feldespáticos (glándulas) abundantes y moderada cantidad de biotita. Son rocas más cuarzo-feldespáticas (leucocráticas) y por lo tanto más sálicas que los neises glándulares mesócratos del apartado anterior.

Las glándulas son siempre feldespáticas y su tamaño variable dentro de una misma roca (por lo general entre 1-4 cm., aunque se pueden encontrar a veces glándulas más grandes). Su forma varía desde idiomorfa (en las glándulas más grandes) a ovoide (textura "augen") en las más pequeñas y en las rocas más deformadas.

Estructuralmente suelen ser rocas con fábricas plano-lineares con una foliación dominante que envuelve a las glándulas. Esta foliación consiste en una alternancia de capas de espesor variable (milimétricas a centimétricas) cuarzo-feldespáticas y láminas finas ricas en biotita y silimanita. La lineación se manifiesta por el estiramiento de las glándulas, la orientación nematoblástica de los haces fibrolíticos y los cuellos de los "microboudines" en las bandas cuarzo-feldespáticas. Corrientemente se observa una sola foliación (S_2 ?) a la que se superpone un plegamiento de intensidad variable de unos puntos a otros. Los pliegues de tamaño centimétrico a décimétrico pueden ir acompañados del desarrollo de una nueva foliación (S_3 ?) que transpone a la primera y desarrolla un bandeo propio.

Composicionalmente son rocas sencillas. La asociación mineral progradada consiste en cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, biotita y silimanita, con circón, apatito y a veces turmalina, xenotima y monacita accesorios. En algún caso excepcional se ha encontrado granate.

El feldespato potásico es en la mayoría de los casos el componente de las glándulas y también se encuentra en la mesostasia formando un agregado granoblástico junto al cuarzo y la plagioclasa en las capas claras. Las glándulas consisten por lo general en dos individuos con macla Carlsbad. Son ortosas más o menos microclinizadas (TORNOS y CASQUET, 1.982; VILLASECA, 1.984) y suelen mostrar texturas de deformación: extinción ondulante, fracturas, granulación con recristalización en las colas de presión, etc. Muestran por lo general coronas de reemplazamiento formadas por pequeños cristallitos de plagioclasa ácida con gotas de cuarzo (mirmequitas) y reemplazamientos de la misma naturaleza a favor de fisuras. Contienen inclusiones relictas de cuarzo, biotita y plagioclasa procedentes de la etapa ígnea. A veces se observan glándulas pequeñas policristalinas procedentes de la deformación y recristalización de glándulas monocristalinas. El feldespato potásico de la mesostasia es por lo general microclina.

La plagioclasa se encuentra normalmente como componente de la mesostasia. Contiene inclusiones de cuarzo en gotas y silimanita y tiene zonado débil, normal, ó inexistente. A veces se encuentra también como megacristales pequeños (< 1 cm). La composición de la plagioclasa varia entre An_{20-30} (oligoclasa básica) siendo la composición más corriente An_{28} (VILLASECA, 1.983).

La silimanita se asocia normalmente a biotita en forma de haces fibrolíticos aunque también se encuentra como inclusiones de la plagioclasa.

El granate se presenta excepcionalmente como granos de contornos irregulares, englobados en las láminas biotítico-silimaníticas de la foliación y, ocasionalmente como granos subredondeados incluidos en plagioclasa.

Las transformaciones retrógradas son más o menos intensas. Destaca una moscovitización a favor principalmente de la silimanita, pero que también afecta al feldespato potásico a lo largo de fisuras, a la plagioclasa y a los bordes de los cristales de biotita, en este caso con liberación de opacos. A más baja temperatura, se desarrolla sericitización y cloritización variables a expensas de la plagioclasa y de la biotita respectivamente.

El estudio textural confirma que las glándulas de feldespato son anteriores a la primera foliación visible, al igual que el granate. Durante el desarrollo de la primera foliación, éstas rocas experimentan un metamorfismo dentro del campo de la silimanita. Estas condiciones persisten durante la etapa de plegamiento y generación de la segunda foliación, pues los pliegues muestran charnelas poligonizadas y fuerte recristalización del cuarzo. Asimismo, se observa una reorientación de la biotita y de los haces fibrolíticos a favor de S_2 .

La ausencia de moscovita primaria ha sido corrientemente interpretada como prueba de la existencia de condiciones migmatíticas (grado alto) durante el desarrollo de las estructuras bandeadas (neises bandeados migmatíticos o estromatíticos).

Estos neises presentan además con cierta frecuencia estructura nebulítica, caracterizada por la difuminación progresiva de la

foliación y la transformación de la roca en una masa granitoide cargada de material restítico. Estas estructuras se interpretan como resultado de la movilización de la roca por efecto de la migmatización continuada en condiciones postcinemáticas. CAPOTE et al. (1981) describen estas estructuras en otros puntos del Guadarrama cortando pliegues de la F_3 retrovergente.

Asimismo es frecuente en estos neises glandulares la existencia de estructuras migmatíticas de tipo crocidita. Estas fueron descritas por vez primera por DE WAARD (1951); en la región de Miraflores de la Sierra y consisten en la presencia de movilizados granitoides del neis con nódulos restíticos estictolíticos, localizados en el plano de pequeñas bandas de cizalla dúctil de dirección aproximada E-O posteriores a la F_3 (CAPOTE et al. 1981).

Localmente, en torno de los macizos graníticos de la Peña del Hombre, se han encontrado andalucita y cordierita. La primera forma idioblastos postcinemáticos variablemente moscovitizados. La segunda se presenta como nódulos sobre las láminas biotítico-silimaníticas y está alterada a agregados de biotita verde-moscovita-sericita. Lógicamente estos minerales son el resultado de un metamorfismo de contacto superpuesto al regional y posterior al desarrollo de las estructuras penetrativas en los neises.

Estos ortoneises glandulares son interpretados actualmente como rocas procedentes de la deformación y metamorfismo de granitos-adamellitas porfídicos de edad Ordovícico Inferior (VIALETTE et al. 1986 y 1987 en prensa).

Leuconeises

Los leuconeises forman junto con los ortoneises glandulares graníticos, las rocas metamórficas más abundantes de la Hoja. Se encuentran bien desarrollados dentro del dominio de la Mujer Muerta.

Son rocas cuarzo-feldespáticas de coloración muy clara y grano fino a medio con abundante fibrolita. Muestran una foliación casi siempre bien definida, debido a un bandeado composicional de espesor milimétrico a submilimétrico, formado por capas cuarzo-feldes

páticas y láminas alternantes más ricas en biotita. En estas rocas es no obstante muy patente la superposición de dos foliaciones. La segunda (S_2) es más o menos penetrativa, acentuándose dicha penetrabilidad hacia la banda de cizalla de Tirobarra-Montesinos donde la primera foliación resulta completamente obliterada. Hacia el NO el espaciado de los planos S_2 se hace mayor (hasta varios cm.) conservándose la S_1 microplegada entre planos consecutivos

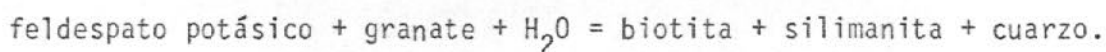
Aunque los leuconeises son por lo general rocas no glandulares, se pueden encontrar con cierta frecuencia facies locales (por ejemplo junto al Puerto del Pasapán) con glándulas grandes (aprox. 1 cm), de feldespato y más raramente tipos con glándulas grandes (1-3 cm). El tránsito a los ortoneises glandulares graníticos es con frecuencia rápido aunque a veces parece ser gradual con pérdida progresiva de las glándulas y disminución de la proporción de biotita hacia el leuconeis.

Mineralógicamente estas rocas están formadas principalmente por cuarzo, feldespato potásico y plagioclasa muy ácida, con biotita más escasa y silimanita fibrolítica frecuente, como minerales progradados. Son corrientes también los granates visibles a simple vista. Los accesorios son apatito, circón y menos frecuentemente turmalina.

El feldespato potásico es microclina en la mesostasia y ortosa poco peritítica, variablemente microclinizada en las glándulas. La plagioclasa es generalmente una oligoclasa ácida (An_{10-15}) aunque a veces es albita (An_5) con restos de plagioclasa más básica (An_{15}).

El granate se presenta por lo general como cristales limpios variablemente reemplazados por otros minerales. Se pueden distinguir dos tipos de transformaciones a temperaturas progresivamente menores: 1) Reemplazamientos desde los bordes hacia el interior por biotita, silimanita y cuarzo, y 2) Reemplazamientos en fisuras, principalmente por biotita verde y cuarzo.

La primera transformación es indicativa de una reacción de hidratación del tipo:



En la segunda la biotita que se forma es rica en Al_2O_3 y Fe y pobre

en Mg (TORNOS y CASQUET, 1981). Esto explicaría la ausencia de silimanita como subproducto de la transformación.

El granate es probablemente anterior a la primera foliación visible (S_1), siendo la primera de las transformaciones descritas, sincrónica en buena parte con el desarrollo de S_1 y S_2 .

En estas rocas, el cuarzo y los feldespatos tienden a concentrarse en capitas granoblásticas que alternan con láminas más ricas en biotita y silimanita. La transposición de la primera foliación por la segunda conlleva una reducción del tamaño de grano, acompañada de recristalización dinámica del cuarzo y reorientación en los nuevos planos de la biotita y la silimanita a la vez que se genera un nuevo bandeado con texturas más miloníticas. Este efecto se acentúa hacia la banda de cizalla de Tirobarra-Montesinos.

Junto a las transformaciones retrógradas del granate, destaca en estas rocas una intensa moscovitización, principalmente a expensas de silimanita y en menor proporción de feldespatos y de la biotita, que es bastante mimética con los planos de S_2 , aunque en parte también oblicua a los mismos. Las moscovitas suelen mostrar cierta deformación en forma de doblamientos y "kinkados". Finalmente, la biotita suele mostrar un grado de cloritización variable, proceso posterior a la moscovitización principal.

En el extremo noroeste de la Hoja, en la zona del Puerto del Pasapán-El Camorcho, y por lo tanto en proximidad a los granitos de la Peña del Hombre, se ha encontrado andalucita y algo de cordierita, minerales poscinemáticos debidos probablemente al metamorfismo de contacto. Se forman a partir de los agregados de biotita-silimanita del metamorfismo regional y normalmente están alterados a minerales retrógrados moscovita-sericita, en el caso de la andalucita, y pinita en el de la cordierita.

La ausencia de moscovita primaria en estas rocas peraluminicas obliga a suponer, al igual que en los neises glándulares graníticos, que ésta ha sido consumida durante el metamorfismo progresivo para formar el componente feldespato potásico en condiciones de alto grado (zona del feldespato potásico-silimanita) con desarro-

llo de un fundido aplogranítico. Es probable pues, que el bandeo composicional de estas rocas se haya visto facilitado por la presencia de una fracción fundida (migmatitas de tipo bandeado).

Respecto a la edad, los leucones son al igual que los neises glandulares graníticos, prehercínicos. VIALETTE et al. (1987) han determinado radiométricamente una edad Ordovícico Inferior para los leucones del Villar de Prádena, semejantes a los de la Hoja.

Ortoneises heterogéneos de tipo Cerceda

Solo se han observado en el pequeño macizo metamórfico al sur del pueblo de Cerceda donde se asocian a neises glandulares de tipo mesócrato.

Son rocas de aspecto "granitoide" de grano medio, con cristales dispersos de hasta 1 cm de feldespato, más bien oscuras y con una fábrica plano-lineal resultante de la superposición de dos foliaciones S_1 y S_2 ... La primera con una disposición bastante verticalizada, es transpuesta a gran ángulo por la segunda, muy tendida. La penetratividad de la S_2 a la escala de la lámina se acentúa hacia el Este, donde S_1 ha desaparecido por completo y la roca adquiere un aspecto milonítico. Hacia el Oeste, por el contrario, la S_2 se conserva microplegada acentuándose la lineación de intersección entre ambas foliaciones. La foliación dominante (S_2), que presentan estos ortonnes se debe a la orientación de la biotita, concentrada en lentillas policristalinas, y del cuarzo, igualmente lenticular y policristalino (cuarzos "platten").

Los ortonnes de Cerceda son rocas de aspecto mesoscópicamente heterogéneo con abundantes enclaves de distinta naturaleza. Primero de los propios neises glandulares mesócratos con los que se asocian espacialmente y a los que parecen pasar, rápido pero gradualmente. Estos enclaves pueden variar desde métricos a glandulas aisladas dispersas en el granitoide. Por otro lado se encuentran también enclaves de cuarzo, pegmatíticos y de metasedimentos (cuarcitas y rocas de silicatos cálcicos, con tamaños en general no superiores a 1 dm. y metapéliticos, variablemente desintegrados).

La composición mineralógica de estos neises es compleja. Están formados por cuarzo, plagioclasa, biotita abundante y silimanita como minerales más abundantes, así como, feldespato potásico (escaso o inexistente), andalucita, distena ocasional, cordierita totalmente reemplazada por minerales de bajo grado, y granate esporádico. Los accesorios son apatito, circón y minerales opacos.

La biotita y el cuarzo forman, como ya se ha dicho, lentillas policristalinas recristalizadas, paralelas a S_2 . La plagioclasa (oligoclasa; An_{25} apróx.) no está zonada, y se encuentra como parte integrante de la mesostasia o como pequeñas glándulas (aproximadamente de 1 cm.) de tendencia idiomorfa, rodeadas por la S_2 , con desarrollo de sombras de presión, y en las que son frecuentes las inclusiones orientadas de silimanita fibrosa. Igualmente el feldespato potásico, puede presentarse también como glándulas pequeñas pre- S_2 y es raro en la mesostasia.

La silimanita fibrolítica, se dispone mayoritariamente paralela a S_2 , asociada a biotita y cordierita. En las rocas en las que se conserva la S_1 , se observa algo de silimanita junto con biotita paralela a esta foliación.

La andalucita y la distena muestran relaciones texturales complejas con la silimanita, debido a la intensidad de la moscovitización-sericitización retrógradas que las afectan. La andalucita muestra siempre subestructuras de deformación-recuperación dinámica, intensas (cristales transformados en mosaicos poligonizados de subgranos), y parece pasar a silimanita. La distena, pese a la moscovitización, se observa, en algún caso, claramente rodeada por la S_2 y se ha encontrado también incluida en el núcleo de un cristal de andalucita. Estas texturas indican que se puede hablar de una evolución metamórfica en estas rocas (también observada en los neises glandulares mesócratos de esta zona) de tipo distena → andalucita → silimanita siendo las dos primeras pre- S_2 y la silimanita en su mayor parte sin- S_2 .

La cordierita, totalmente alterada a pinita, se asocia a biotita y silimanita en los planos S_2 , lo que sugiere su formación sincrónica con el desarrollo de esta fábrica.

El granate se conserva como granos irregulares inmersos en productos de alteración retrógrada: biotita variablemente cloritizada, y moscovita-sericita. Texturalmente es un mineral pre-S₂.

Las transformaciones retrógradas son bastante intensas y afectan, a excepción del cuarzo, a todos los minerales de la asociación de alta temperatura. Lo más destacable es la formación de moscovita mimética sobre la S₂ o como placas oblicuas ("cross-micas") a expensas principalmente de los polimorfos del Al₂SiO₅ y también de la biotita, feldespato potásico y plagioclasa.

Es corriente encontrar fisuras tardías con rellenos de baja temperatura de clorita, feldespato potásico y esfena.

Los ortoneises de Cerceda son composicionalmente rocas granodioríticas (SiO₂ ≈ 66%). Su origen es problemático; por un lado su asociación con los neises glandulares de tipo mesócrato composicionalmente parecidos apunta hacia un origen anatético autóctono. Sin embargo, la abundancia de enclaves de metasedimentos, apunta también hacia un magma alóctono rico en material xenolítico en suspensión.

Respecto a la edad de estos ortoneises solo se puede afirmar que son pre-S₁. La presencia de distena plantea dos posibilidades: si se trata de xenocristales procedentes del encajante, el emplazamiento de estos granitoides podría ser hercínico; si por el contrario la distena es producto del metamorfismo regional del propio granito ésta sería entonces probablemente pre-hercínico. Esta posibilidad es por la que nos hemos inclinado al situarlo en la leyenda.

Ortoanfibilitas

En varios puntos del dominio de la Mujer Muerta, y sin que tengan en ningún caso extensión cartografiable, se han encontrado anfibilitas de origen ígneo. Forman filones de espesor decimétrico en los ortoneises glandulares graníticos y en los tipos glandulares mesócratos y están afectados por pliegues agudos sin-esquistosos (sin-S₂). En las charnelas se conservan restos de una foliación más antigua (S₁). Estos antiguos diques básicos conservan

cierto zonado, relicto probablemente de los primitivos bordes de enfriamiento.

Son rocas de grano fino con estructura foliada plano-linear.

Están formadas por anfíbol, plagioclasa, biotita y cuarzo como minerales principales, con opacos abundantes, apatito, circón y allanita esporádica, como accesorios.

El anfíbol es una hornblenda verde intercrecida con la biotita magnésica dando la foliación-lineación visible.

La plagioclasa, completamente recristalizada y sin zonado apreciable es de composición labradorítica y suele contener abundantes inclusiones de cuarzo en gotas o vermiculares. A veces se conservan pequeños fenocristales proterógenos (aprox. 0.5 cm) que reflejan una textura porfídica heredada.

La alteración secundaria se traduce en cloritización de la biotita con formación de esfena y saussuritización débil de la plagioclasa.

Respecto a la edad de estas rocas solo puede afirmarse, en base a la edad de los ortoneises (VIALETTE et al. 1987, in press.), que son posteriores al Ordovícico Inferior (Tremadociense-Arenigiense).

2.1.2.- ROCAS IGNEAS HERCINICAS

Consisten en rocas plutónicas y filonianas que ocupan prácticamente el 75% de la Hoja.

Las rocas plutónicas que se han distinguido en la leyenda, constituyen unidades intrusivas o plutones composicionalmente sencillos. Estos a su vez, pueden agruparse formando complejos intrusivos con cierta comunidad de caracteres geométricos y composicionales.

Para facilitar la identificación de las unidades plutónicas se han referido a una localidad o zona tipo donde sus características están bien desarrolladas.

Las relaciones de antigüedad, tanto de las rocas plutónicas como de las filonianas se basan en dos tipos de información: 1) Relaciones de intrusividad observadas en campo, o deducidas de la cartografía y 2) Dataciones absolutas por el método Rb-Sr (IBARRO-LA, et al. 1986). Pese a estas informaciones la posición en la columna de algunas de las unidades litológico-intrusivas, es por el momento provisional hasta que no se disponga de datos geocronológicos más abundantes.

2.1.2.1.- ROCAS PLUTONICAS

Tonalitas deformadas. Tipo La Jarosa

Las rocas más antiguas con las que se inicia el plutonismo hercínico alóctono, forman pequeños macizos relictos adosados por lo general al borde de los macizos metamórficos. En esta Hoja, estas rocas tienen composición tonalítica y se han encontrado solo junto a La Jarosa, en el extremo SO de la Hoja donde son cortadas por la autopista Villalba-Adanero.

Estas rocas están encajadas en ortoneises glandulares con dos foliaciones, la segunda de las cuales es milonítica y va acompañada del desarrollo de una acentuada lineación de estiramiento. Esta

foliación milonítica pasa a la roca plutónica en los bordes y se difumina hacia el interior.

Las tonalitas de La Jarosa son rocas mesócratas de grano medio con textura homgranular o porfídica hipidiomorfa que se hace neisica en las zonas más deformadas.

Están compuestas mineralógicamente por cuarzo, plagioclasa y biotita y puede haber algo de anfíbol verde hornbléndico. Los accesorios consisten en minerales opacos, que pueden ser abundantes, apatito, circón y allanita.

En los tipos menos deformados, la plagioclasa es subidiomorfa y conserva zonados normales entre An_{50} y An_{30} aproximadamente, aunque se encuentran núcleos relictos más básicos de An_{55} . En los tipos deformados, los fenocristales de plagioclasa con tamaño inferior a 1 cm., quedan envueltos por la foliación, apareciendo subestructuras de deformación tipo extinción ondulante, "kinkados" y formándose sombras de presión. En estas facies el zonado desaparece parcial o totalmente homogenizándose la plagioclasa a andesina ácida (aprox. An_{35-40}).

Destaca en la facies deformadas una intensa recristalización granoblástica poligonal del cuarzo y de la plagioclasa de la matriz. La foliación es debida principalmente a la orientación de las placas de biotita.

Las alteraciones secundarias son débiles y consisten en cloritización marginal de la biotita con liberación de granitos de esfe na, y saussuritización (sericita+clinozoisita+calcita) moderada de la plagioclasa.

Estas rocas contienen material xenolítico peralumínico en forma de microenclaves. Consisten en una masa dominante de sericita y biotita cloritizada orientada, en la que se encuentran a veces granos de corindón y espinela verde (pleonasto). También se encuentran tipos microgranulares formados por plagioclasa y biotita.

Son corrientes en las tonalitas de La Jarosa varias generaciones de venas pegmatíticas superpuestas, con bordes difusos y otras (las más jóvenes), netos.

Adamellitas porfídicas orientadas. Tipo Sierra del Francés

El afloramiento más importante de estas rocas está situado en el cuadrante noroccidental de la Hoja y tiene una forma bastante irregular condicionada en gran parte por la intrusión posterior de los leucogranitos de la Pedriza.

El contacto septentrional de estas adamellitas es, con el conjunto metamórfico del Dominio de la Cuerda Larga (metasedimentos y ortoneises glandulares). Es un contacto neto, cuya traza sigue aproximadamente la curva de nivel pero que debe sumergirse rápidamente hacia el norte al no aflorar en el Valle del Lozoya. En el resto de su perímetro, estas adamellitas contactan con los leucogranitos de la Pedriza. Dicho contacto es en todos los puntos también neto, y con frecuencia trunca las estructuras internas de las adamellitas. Este hecho junto con otros que se verán seguidamente confirman la anterioridad de estas rocas respecto a los granitos de la Pedriza.

Se han podido distinguir varias facies dentro de esta unidad. La facies más abundante corresponde a unas adamellitas biotíticas porfídicas relativamente homogéneas. Asimismo se puede distinguir en la parte más occidental de la unidad, entre el lomo de Valdemartín y el tramo más alto del Río Manzanares, una facies heterogénea constituida por adamellitas equigranulares, adamellitas variablemente porfídicas y pequeñas cantidades de leucogranitos. Esta facies heterogénea muestra un tránsito gradual hacia la anterior.

Las adamellitas de la facies fundamental se caracterizan por la abundancia de fenocristales de feldespatos de gran tamaño (2-4 cm y excepcionalmente hasta 7 cm) y de cuarzo globulosos, más escasos, de aproximadamente 1 cm, inmersos en una matriz de grano medio en la que se localiza la biotita. Asimismo en estas rocas son frecuentes los enclaves microgranudos oscuros, de composición tonalítica.

Las estructuras de flujo son bastante acusadas y se manifiestan en bandeados composicionales-texturales, "schlieren" micáceos y disposiciones planares y plano-lineares de los fenocristales de feldespatos. Las trayectorias de la foliación son bastante norteadas

en toda la unidad, aunque su buzamiento es más variable. Hacia el contacto con el encajante metamórfico se aprecia un aumento de la heterogeneidad, siendo más abundantes los "schlierens" micaceos, y más irregular la distribución de los fenocristales, así como su tamaño de grano que tiende a disminuir al igual que el de la matriz.

Se ha detectado también con cierta frecuencia una tenue orientación planar de la biotita con direcciones también norteadas y subvertical, no coincidentes necesariamente con las estructuras de flujo descritas; se interpreta como una fábrica de orientectónico.

Mineralógicamente estas rocas están compuestas por cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa y biotita como minerales principales y apatito, circón, opacos y ocasionalmente monacita como accesorios. Los minerales secundarios más corrientes son moscovita, siempre en muy pequeñas cantidades, clorita, rutilo, esfena, opacos, prehnita y sericita.

El cuarzo se presenta de tres maneras: 1) como fenocristales globulosos de tamaño centimétrico, 2) en la matriz, variablemente recristalizados y conservando contornos idiomorfos frente al feldespato potásico y 3) como pequeñas inclusiones en plagioclasa y en los fenocristales de feldespato potásico.

El feldespato potásico se presenta como componente principal de la población de fenocristales y también como componente de la matriz, aunque en este caso con textura alotriomorfa respecto a la plagioclasa y al cuarzo. En el primer caso los cristales, corrientemente con macla de Carlsbad, muestran abundante perititización en venas, así como inclusiones de cuarzo, plagioclasa y biotita.

La plagioclasa forma cristales subidiomorfos frecuentemente con zonado normal, oscilatorio, y bordes mirmequíticos en contacto con el feldespato potásico. Suele presentar inclusiones de biotita y a veces de cuarzo.

La biotita es relativamente abundante como láminas individualizadas o pequeños agregados elipsoidales. Se encuentra normalmente transformada en grado variable a minerales deutéricos: clorita, esfena, opacos, rutilo y prehnita.

La facies heterogénea de esta unidad adamellítica presenta características mineralógicas similares a las descritas para las adamellitas biotítico-porfídicas de la facies dominante.

Las adamellitas equigranulares de la facies heterogénea presentan variaciones en el tamaño de grano de unos puntos a otros, encontrándose tipos de grano medio, gruesos y excepcionalmente de grano muy grueso, estos últimos debido a que gran parte del feldespato potásico se presenta como megacristales mal individualizados del orden de 1 cm. Por aumento en el tamaño de los fenocristales de feldespato se pasa a variedades porfídicas bien definidas que constituyen el tránsito a la facies porfídica más abundante. En estas adamellitas porfídicas los megacristales de feldespato muestran un tamaño variable, corrientemente entre 1-2.5 cm.

Con respecto a la facies común, las rocas de la facies heterogénea se distinguen por un menor tamaño de los megacristales, un contenido algo menor de biotita y menor frecuencia de enclaves microgranudos. También es distintiva la presencia de frecuentes heterogeneidades de tipo textural y composicional a escala de afloramiento. Asimismo las estructuras de flujo (bandeados, "schlierens"; orientación de fenocristales) son más ostensibles que en la facies común.

En asociación con esta facies adamellítica heterogénea se encuentran pequeños cuerpos de leucogranitos biotíticos de grano fino, en las proximidades a los contactos con el encajante metamórfico.

Adamellitas con cordierita y abundantes enclaves microgranudos. Tipo Alpedrete

Esta unidad litológica-intrusiva se presenta cartograficamente como dos bandas en uve. La primera, de dirección NO-SE aproximadamente, se prolonga hacia la vecina Hoja de El Espinar, siendo previamente desplazada sinistralmente por la falla del río Moros. La segunda banda sigue por el contrario una dirección NE-SO, extendiéndose desde la zona de Alpedrete hasta la base de la Sierra de

Los Porrones. Por el N está limitada por la falla de Collado Medio-Matalpino y por el S por la falla de Cerceda-Manzanares El Real.

Estas adamellitas ocupan por lo general las parte topográficamente más bajas de la Hoja y han sido tradicionalmente explotadas para material de construcción en torno al pueblo de Alpedrete (al S, fuera del límite de la Hoja).

Estas adamellitas se diferencian de las de la Sierra del Francés por el menor contenido y tamaño de los fenocristales y la presencia de cordierita; así como por un tamaño de grano ligeramente más pequeño.

Son rocas de grano medio poco o moderadamente porfídicas (fenocristales de feldespato de 2-3 cm.), de coloración gris y presentan como rasgo característico frecuentes enclaves microgranulares oscuros y más escasos metamorficos. Son frecuentes las estructuras planares debidas a la orientación estadística de los fenocristales, en menor proporción de la biotita, y de los enclaves microgranudos, así como a la existencia de "schlierens" micaceos frecuentes. La componente lineal de la fábrica es menos evidente y se manifiesta en cierta tendencia a la disposición cozonal de los fenocristales. En todos los casos se trata de estructuras de flujo magmático.

Estas adamellitas están constituídas mineralógicamente por cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico, y biotita, presentando con cierta frecuencia cordierita y pequeñas cantidades de moscovita. Los minerales accesorios más frecuentes son apatito, circón, esporadicamente monacita y minerales opacos. Los minerales secundarios corrientes son: moscovita, esfena, clorita, clinozoisita, epidota, rutilo, prehnita y pinita.

El feldespato potásico se presenta como fenocristales idiomorfos o en cristales en la matriz con textura alotriomorfa respecto al resto de los minerales de la roca. Se trata en todos los casos de una ortosa ligeramente microclinizada y con pertitas abundantes en venas.

La plagioclasa se presenta igualmente como fenocristales y como componente de la matriz. En ambos casos los individuos presentan

contornos idiomorfos o subidiomorfos y engloban corrientemente cristalitas de biotita y cuarzo. Presentan zonados normales u oscilatorios, corrientemente con un núcleo más básico (andesina básica-bytownita ácida) una zona de oligoclasa (An_{15} aproximadamente) y bordes más albiticos ($An < 10$), en los que se desarrollan microtexturas mirmequíticas en contacto con el feldespato potásico.

La plagioclasa se altera, principalmente en los núcleos, a sericita, acompañada a veces por algo de epidota.

La biotita se presenta en láminas subidiomorfas y muestra composicionalmente un contenido de Fe intermedio ($Fe/Fe+Mg=0.59$; FUSTER y HUERTAS, 1984). Es el mineral de cristalización más temprana. Por lo general se altera en mayor o menor grado a clorita con liberación de rutilo sagenítico, minerales del grupo de la epidota, esfena, opacos y ocasionalmente prehnita.

La cordierita es un mineral distintivo en estas rocas y se presenta como prismas subidiomorfos, a veces relativamente abundantes.

Se ha determinado una relación $Fe/Fe+Mg$, comprendida entre 0.4-0.5 (FUSTER y HUERTAS, op. cit.; BRANDEBOURGER, 1984). Este mineral se presenta corrientemente muy alterado a un agregado de biotita verde, moscovita-sericita (pinita).

La moscovita muestra en todos los casos rasgos texturales de mineral secundario procedente del reemplazamiento deutérico o tardimagmático de feldespatos, cordierita y biotita.

Los enclaves microgranulares corrientes en estas rocas, son petrográficamente tonalitas, con texturas porfídicas. Los fenocristales consisten en biotita y sobre todo en plagioclasa idiomorfa, con zonado normal y discontinuo entre An_{70} y An_{30} . La matriz, que presenta textura intergranular está formada por microlitos de plagioclasa, de composición más homogénea (An_{30-25}), láminas aciculares de biotita y cristales intersticiales de cuarzo y ocasionalmente de feldespato potásico.

Granitos con cordierita porfídicos de grano grueso. Tipo el Cardín-
-Los Molinos

Estas rocas afloran en dos zonas de la Hoja: en el extremo SE (Peña El Cardín) formando las estribaciones septentrionales de la Sierra del Hoyo de Manzanares y junto al pueblo de Los Molinos, donde forman una banda de dirección NO-SE intrusiva en las adamellitas de tipo Alpedrete, prolongándose hasta la falla del Rio Moros.

Estos granitos se caracterizan por ser muy porfídicos. Los fenocristales, generalmente de aproximadamente 2 cm., son de feldespato potásico con hábito tabular, disponiéndose por lo general, con marcada orientación dimensional lo que confiere a estas rocas una fábrica planar ó plano-lineal (disposiciones cozonales). Con cierta frecuencia se observan estructuras de tipo "schlieren", coincidentes con la fábrica de los fenocristales. Son rocas más claras (sálicas) que las adamellitas de tipo Alpedrete, pero más pobres en enclaves que suelen ser de tipo microgranular. A veces se observan a simple vista cristales de cordierita, así como algo de moscovita.

En estos macizos son frecuentes los cuerpos pequeños de leucogranitos aplopegmatíticos de dos micas con cordierita, como se observa junto a Los Molinos y en toda la Sierra del Hoyo de Manzanares. Junto a los contactos con la adamellita de tipo Alpedrete, estos granitos se hacen muy heterogéneos, apareciendo estructuras de tipo miarolítico-pegmatítico y abundante venulación aplítica, lo que confirma su posterioridad.

En la zona de Collado Mediano el contacto de estos granitos porfídicos de grano grueso con las adamellitas de tipo Alpedrete es tendido aumentando su inclinación hacia el NE en dirección al collado de Matalafuente.

Las relaciones de edad con los leucogranitos de tipo Pedriza son más problemáticas. Al NE de Peña Cardín parece que las estructuras planares medidas en los granitos porfídicos son cortadas por los leucogranitos de grano grueso, razón por la que éstos se han colocado más altos en la columna.

Mineralógicamente estas rocas están constituidas por cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa y biotita, así como moscovita y cordierita en menor proporción. Los minerales accesorios más frecuentes son apatito, circón, opacos, monacita y andalucita, esta última restringida exclusivamente al afloramiento de El Cardín. Los minerales secundarios más abundantes son: clorita, esfena, rutilo, opacos, sericita, clinozoisita, pinita y prehnita.

El cuarzo se presenta en fenocristales globulosos de tamaño centimétrico y en la matriz, en la que muestra contornos idiomorfos frente al feldespato potásico. Comenzó a cristalizar con posterioridad a la plagioclasa y a la biotita.

El feldespato potásico forma fenocristales de 2-3 cm., de tamaño medio, así como cristales de menor talla y cristalización posterior que forman parte de la matriz de la roca. Los fenocristales presentan inclusiones de cuarzo, plagioclasa y biotita, macla de Carlsbad y abundantes pertitas en venas.

La plagioclasa se presenta en cristales idiomorfos de tamaños milimétricos, aunque excepcionalmente puede formar fenocristales de menor talla. Composicionalmente es una oligoclasa con zonado normal y oscilatorio y bordes albíticos ($An < 5$). Ocasionalmente se han observado núcleos de composición más básica (An_{35-40}) con zonado convoluto y en parches.

La biotita forma láminas subidiomorfas con intercrecimientos dactilíticos de moscovita y albita, así como pequeños agregados subsféricos. Cristalizó en los primeros estadios magmáticos y con frecuencia se altera, en especial por los bordes, a clorita, rutilo, esfena, opacos y epidota.

La moscovita se presenta en láminas con intercrecimientos dactilíticos de albita y con inclusiones de pequeños granos redondeados de andalucita en el afloramiento de El Cardín. En el afloramiento de Los Molinos, este mineral es en su mayor parte secundario y procede del reemplazamiento deutérico de los feldespatos, biotita y cordierita.

La cordierita es un mineral corriente en este tipo de granitos se presenta en prismas idiomorfos transformados, por lo general

en su totalidad, a productos deutéricos (agregados pseudomorfos de biotita verde y moscovita-sericita).

Granitos de grano grueso. Tipo Peña del Hombre

El plutón de La Peña del Hombre, situado en NO de la Hoja, es un macizo de forma groseramente circular que se aloja en el núcleo del anticlinal de F_4 omónimo, de dirección NO-SE, y provoca una notable adaptación a su alrededor de las trayectorias de la foliación de los neises encajantes. El emplazamiento de este granito es, pues, probablemente sincinemático con la F_4 generadora de la macroestructura y debió de tener lugar con una importante componente forzada o diapírica.

Se trata de un macizo muy homogéneo formado en su mayor parte por granitos biotíticos y biotíticos-moscovíticos, con cordierita visible. El tamaño de grano es por lo general grueso, aunque en las partes más internas del plutón se observan tamaños muy gruesos. En las proximidades al borde el tamaño de grano se reduce (grano medio) y aparecen fenocristales pequeños (menores de 1 cm) de feldespato. Asimismo se observa en algunos puntos del contacto una banda de aplitas de dos micas y espesor variable (aproximadamente 10 m. en el arroyo Milanillos).

Estructuralmente es un macizo bastante isótropo aunque existen zonas con "schlierens" micaceos frecuentes. Destaca en estas rocas la ausencia de enclaves microgranudos. Por otro lado se observan venas y filoncillos cogenéticos de aplitas de dos micas.

La posición de estos granitos en la columna es discutible, dada la ausencia de relaciones espaciales con los otros tipos de granitos descritos en esta memoria.

Petrográficamente estos granitos son rocas hipidiomorfos, equigranulares y a veces porfídicos

Mineralógicamente están constituidos por cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, biotita, cordierita y moscovita como minerales principales. Los minerales accesorios son: apatito, circón, andalucita, turmalina, así como allanita y monacita. Ocasionalmente

se observa silimanita en las proximidades del encajante metamórfico. Los minerales secundarios más frecuentes son: esfena, sericita, clorita, opacos, rutilo, pinita, prehnita y moscovita.

El cuarzo es el mineral más abundante de la paragénesis. Se presenta corrientemente en cristales globulosos de bordes consertales. En las facies más porfídicas se presenta además como componente de la matriz en cristales de tendencia subidiomorfa, frente al feldespató potásico. Muestra por lo general, inclusiones de biotita así como de plagioclasa. En las proximidades del contacto con los ortoneises glándulares presenta indicios de deformación débil con poligonización y recristalización superpuestas.

El feldespató potásico es una ortosa microclinizada que forma generalmente cristales intersticiales respecto al resto de la paragénesis. En los tipos porfídicos se presenta asimismo como el componente principal de la población de fenocristales, junto al cuarzo. Tiene inclusiones de plagioclasa, biotita y cuarzo, así como abundantes pertitas en venas, llamas y en parches, éstas últimas en menor proporción. Con frecuencia se observan coronas policristalinas de albita en los bordes de grano o a lo largo de las fracturas intercristalinas que presentan los fenocristales.

La plagioclasa forma cristales subidiomorfos con núcleos de An_{17-12} y bordes albíticos (An_5) en los que se desarrollan crecimientos mirmequíticos. Por lo general presenta zonado normal, continuo y oscilatorio, así como inclusiones de biotita, cuarzo y esporádicamente andalucita. En las proximidades con las rocas metamórficas se han observado cristales con granulación en algunos de sus bordes y con evidencias de deformación en los planos de macla. Se altera, fundamentalmente en el núcleo, a sericita y moscovita.

La biotita cristalizó en los primeros estadios y se presenta en láminas o en agregados subsféricos. Por lo general suele estar ligeramente flexionada y cuando se altera lo hace fundamentalmente por los bordes a clorita con liberación de opacos y esfena.

La moscovita forma láminas con bordes dactilíticos. Por lo general aparece blindando granos de andalucita, aunque en las proximidades con el encajante metamórfico engloba agujas de silimanita.

También se han observado pequeños cristalitos aciculares de moscovita secundaria que están reemplazando a los feldespatos, biotita y cordierita existentes en este tipo de granitos, así como rellenando las microfisuras que hay en la roca.

La cordierita se presenta en cristales idiomorfos-subidiomorfos intensamente transformada a biotita verde y moscovita+sericita (pinita).

Leucogranitos de grano grueso. Tipo La Pedriza

Las rocas de esta unidad litológica presentes en la Hoja, pertenecen principalmente a dos unidades intrusivas bien definidas: el plutón de La Pedriza, al E y el de Peguerinos al SO. El primero, con un alargamiento E-O se inicia en la vecina Hoja de Torrelaguna y se prolonga hasta el río Navacerrada. El segundo se localiza principalmente en las Hojas de El Espinar y Las Navas del Marqués, y de él entra en esta Hoja su terminación oriental en las proximidades de La Jarosa.

En la Pedriza, estos granitos son claramente posteriores a las adamellitas de la Sierra del Francés, cuyas estructuras internas truncan. Además, los leucogranitos presentan frecuentemente facies de borde más leucocráticas, de grano más fino y porfídicas en las que son corrientes las estructuras de tipo pegmatítico y miarolítico. Por otro lado son anteriores a los leucogranitos de dos micas del pequeño stock de Manzanares El Real. Respecto a sus relaciones con las adamellitas de tipo Alpedrete, los datos de campo son más ambiguos, aunque las determinaciones geocronológicas realizadas (IBARROLA et al. in press. 1986) indican que son más recientes (305 ± 6 m.a. el granito de La Pedriza y 327 ± 8 m.a. las adamellitas).

El granito de Peguerinos se asimila en principio, por su semejanza composicional y textural a el de La Pedriza, razón por la cual se describen conjuntamente. No obstante, su edad absoluta se desconoce por el momento. Son anteriores a los leucogranitos de grano fino porfídicos de Cabeza Lijar, y probablemente anteriores a las adamellitas con anfíbol porfídicas de La Jarosa que los limitan por el E (éstas últimas son equivalentes a las adamellitas tipo

La Granja, que han sido datadas y dan la edad más joven obtenida hasta el momento: 267 ± 8 m.a. IBARROLA et al in press.). Los contactos con ambas unidades litológicas son subverticales.

Junto a los mencionados, existen también granitos de tipo Pedriza en pequeños macizos, como el de Camorritos o los que afloran en las proximidades de Los Molinos y Cerceda.

Los granitos de tipo Pedriza son mayoritariamente tipos biotíticos, aunque a veces muestran algo de moscovita visible a simple vista. Generalmente son rocas de grano grueso, aunque también pueden llegar a ser de grano muy grueso (más de 1 cm). Muestran una coloración clara y destacan en ellos la ausencia casi total de enclaves microgranudos, así como de orientación visible de los minerales (granitos isotrópos). No obstante, localmente, se encuentran "schlierens" micaceos y bandeados composicionales-texturales que representan estructuras de flujo ígneo. Asimismo y también con carácter local (por ejemplo al S. de las Casas de la Garganta, en La Pedriza) se observa cierto estiramiento del cuarzo y débil orientación de la biotita que pueden relacionarse con el funcionamiento de una importante falla próxima de dirección $15^\circ E$.

Texturalmente son rocas heterogranulares, en las que se observan excepcionalmente fenocristales de feldespatos potásicos. Con frecuencia presentan síntomas de cataclasis, con mayor o menor grado de recristalización.

Mineralógicamente están constituidas por cuarzo, feldespatos potásicos, plagioclasa y biotita, así como localmente cantidades más subordinadas de moscovita y cordierita. Los minerales accesorios son apatito, circón, opacos, y ocasionalmente fluorita, allanita y monacita. Los minerales secundarios más abundantes son clorita, sericita, rutilo epidota, opacos, esfena, prehnita y pinita.

El cuarzo suele presentarse en cristales globulosos de tamaño centimétrico. Ocasionalmente forma mosaicos granoblásticos producto de recristalización con tendencias a mostrar puntos triples.

El feldespatos potásico es una ortosa ligeramente microclinizada con textura alotriomorfa respecto al resto de los minerales de

la roca. Presenta abundantes pertitas en venas y en parches así como inclusiones de cuarzo, plagioclasa y biotita. Ocasionalmente forma fenocristales idiomorfos con extinción ondulante.

La plagioclasa forma cristales idiomorfos con núcleos de oligoclasa y bordes prácticamente albíticos, donde se desarrollan mirmequitas. Con frecuencia muestra deformación mecánica de los planos de macla así como granulación de los bordes de los cristales.

La biotita se presenta en láminas kinkadas, en grado variable, o bien en agregados subsféricos. Por lo general se altera por los bordes a clorita, rutilo sagenítico, esfena y epidota en proporción variable.

La moscovita es mayoritariamente secundaria y proviene de la alteración y reemplazamiento de los feldespatos, biotita y cordierita. No obstante en el afloramiento de Peguerinos se han observado láminas subidiomorfas de probable cristalización primaria tardí magmática con intercrecimientos dactíliticos de albita.

La cordierita aparece localizada exclusivamente en el afloramiento de Peguerinos, donde forma prismas totalmente transformados a biotita verde y moscovita-sericita (pinita).

Las escasas inclusiones microgranudas existentes en este tipo de rocas son composicionalmente granodioritas-tonalitas y están constituidas en su mayor parte por plagioclasa, biotita y cuarzo. Ocasionalmente también pueden contener cantidades subordinadas de feldespato potásico.

Granitos con cordierita porfídicos. Tipo Mataelpino

Estos granitos son semejantes a algunos de los tipos que integran el conjunto de granitos porfídicos de El Cardín-Los Molinos. No obstante se han distinguido sobre la base de una probable diferencia en la edad de emplazamiento. Mientras que estos últimos parecen anteriores al granito de tipo Pedriza, el granito de Mataelpino es claramente posterior.

Los granitos de esta unidad forman un pequeño macizo al norte de Mataelpino, emplazado entre las adamellitas de tipo Alpedrete y

el borde sur del leucogranito de La Pedriza. Son rocas porfídicas con frecuentes fenocristales de feldespato de 2-3 c., en una matriz de grano medio en la que es visible la cordierita y algo de moscovita. Los fenocristales dan una estructura planar tendida hacia el norte. En el contacto con el granito de tipo Pedriza, junto al Arroyo del Palancar, se observa entre ambos granitos una franja aplo-pegmatítica con moscovita, bandeada con crecimientos de los cristales de los feldespatos pegmatíticos perpendiculares al contacto. Esta franja se puede interpretar como un "stocksider" del granito porfídico.

Los enclaves microgranulares son relativamente frecuentes en estas rocas.

Mineralógicamente están constituidos por cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, biotita y cordierita como minerales principales. Los accesorios más frecuentes son apatito, circón y opacos.

Las características petrográficas que presentan estos granitos son similares a las de los granitos de El Cardín-Los Molinos.

Leucogranitos de grano fino-medio

Las rocas de esta unidad se presentan en forma de múltiples macizos de extensión y forma variables. Se trata de cuerpos con geometría frecuentemente tabular, de contactos verticales o tendidos, así como de stocks de forma groseramente circular o elíptica circunscritos.

Los datos de campo indican que estos granitos son relativamente tardíos, ya que cortan a todos los tipos descrito hasta aquí. La edad obtenida por métodos radiométricos para el macizo de Cabeza Mediana, dentro de esta Hoja (291 ± 6 m.a.; IBARROLA et al. 1986) son coincidentes con los obtenidos para otros macizos semejantes dentro de la misma región (287 ± 5 m.a. para los leucogranitos de La Cabrera) según VIALETTE et al. (1981) y 286 ± 18 m.a. en base a una isocrona con muestras de varios macizos del Guadarrama según BRANDEBOURGUER (1984). Estos datos confirman la edad tardía, Estefaniense - Pérmico de estas rocas y su notable isocronicidad en el área. Conviene resaltar que en el ámbito de la Hoja, existen

también cuerpos menores de leucogranitos (aplitas y pegmatitas), no cartografiables, ligados directamente a las unidades litológico-intrusivas descritas, que son más antiguos.

Aunque los distintos macizos que se han distinguido tienen en común su quimismo leucogranítico peraluminico, existen diferencias entre ellos, principalmente de carácter textural, que reflejan condiciones diferentes de cristalización. Se pueden distinguir dos tipos extremos de texturas: la porfídica, consistente en fenocristales globulosos de cuarzo de hasta 1 cm y otros menores y más escasos de feldespato, y la granuda, sin fenocristales, con tamaños de grano fino-medio. El primer tipo es dominante en los macizos de Cabeza Lijar y Cabeza Reina, en la parte oeste de la Hoja, y en la mayor parte del macizo de Fuente La Reina, en el este, principalmente en su parte externa. La segunda textura es característica de macizos como el de Manzanares El Real, Cabeza Mediana, Los Molinos, parte más interna del macizo de Fuente La Reina y Cotos.

Los cuerpos de leucogranitos son bastante homogéneos en su interior y suelen mostrar cierta zonación textural hacia los bordes consistente en una disminución del tamaño de grano y la aparición de zonas más heterogéneas junto al borde, pegmatíticas y miarolíticas así como de nódulos más oscuros de tamaño centimétrico de cordierita (FUSTER y HUERTAS, 1984). Estas heterogeneidades son generalizadas en los cuerpos leucograníticos de pequeño tamaño, como el que aflora sobre las adamellitas de tipo Alpedrete al este de Tablada. Aparecen entonces frecuentes bandeados aplopegmatíticos. En los leucogranitos solo excepcionalmente se encuentran enclaves microgranudos.

La composición mineralógica de estas rocas la integran principalmente cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, biotita y moscovita siendo también corriente la cordierita en cantidades más subordinadas. Como accesorios se observan apatito, circón, opacos, sillimanita (macizo de Los Molinos), turmalina (Navacerrada), granate y allanita (macizo de Cabeza Lijar) y andalucita y fluorita desigualmente distribuidas. Los minerales secundarios más frecuentes son: clorita, esfena, opacos, pinita, clinozoisita y prehnita.

El cuarzo se presenta, en las variedades porfídicas, de dos maneras: como componente a veces exclusivo de la población de fenocristales, en forma de gruesos granos globulosos de hasta 1 cm. de tamaño, y en la matriz, frecuentemente en forma de intercrecimientos gráficos y granofídicos con el feldespató potásico. En la facies granudas se presenta como cristales subidiomorfos frente al feldespató potásico y alotriomorfos con respecto a la plagioclasa de cristalización ligeramente más temprana.

El feldespató potásico es corrientemente una microclina poco pertítica y, aunque a veces forma fenocristales relativamente tempranos, lo normal es encontrarlo como mineral de cristalización tardía, alotriomorfo respecto a los demás minerales de la roca.

La plagioclasa se presenta en forma de cristales idiomorfos o subidiomorfos, a veces como componente de la población de fenocristales, en cuyo caso muestra un zonado normal oscilatorio, pero corrientemente como componente de la matriz con un zonado menos acusado o inexistente. Aunque los núcleos de algunos fenocristales pueden tener una composición de tipo oligoclasa básica, la mayor parte de los mismos y los cristales de la matriz son oligoclasa ácida-albita ($An \approx 15\%$).

La moscovita se presenta en forma de placas bien definidas con bordes simplectíticos de cuarzo y albita, sugiriendo así, una cristalización tardía y postmagmática temprana. También se encuentra, con texturas frecuentemente en rosetas, como componente de los rellenos pegmatíticos de las cavidades miarolíticas en las zonas de fuerte heterogeneidad estructural de estos macizos. No obstante parte importante de esta moscovita es claramente deutérica, como lo atestiguan las texturas de reemplazamiento del feldespató potásico y de la cordierita.

La cordierita, aunque reemplazada corrientemente en su totalidad por pinita (agregados de moscovita y biotita verde), se presenta con frecuencia en forma de cristales subidiomorfos y también en nódulos oscuros, junto con cuarzo y albita, y en este caso intersticial respecto a ellos. Así mismo se encuentra también cordierita

en las miarolas pegmatíticas. Composicionalmente las cordieritas de los leucogranitos son relativamente ricas en hierro ($Fe/Fe+Mg=0.62$ FUSTER y HUERTAS, 1984).

La biotita es también relativamente rica en hierro, presentando una relación $Fe/Fe+Mg=0.76$ para el caso de Cabeza Mediana (FUSTER y HUERTAS, 1984).

En cuanto a los minerales accesorios, el granate, que se observa en la parte más septentrional del macizo de Cabeza Lijar se presenta como un archipiélago de fragmentos aparentemente reabsorbidos por el cuarzo y los demás minerales de la roca. La andalucita se presenta en pequeños granos corrientemente incluidos en moscovita o en plagioclasa. La silimanita, cuando está presente en la roca, lo hace en forma de cristales aciculares englobada en los cristales de plagioclasa.

Adamellitas con anfíbol ocasional, porfídicas de grano grueso. Tipo La Granja

Ocupan una importante extensión en la parte central de la Hoja definiendo un macizo, que alargado en dirección N-S, se prolonga en la vecina Hoja de Segovia, por el valle del río Eresma, hasta La Granja. También afloran estas rocas al norte de La Jarosa, limitadas por el sur por una importante falla.

Las relaciones de contacto con los otros granitos suelen ser complejas. No obstante, en algún punto, se aprecia bien su posterioridad. Así en la cantera del estribo izquierdo de la presa de Navacerrada, estas adamellitas truncan, mediante un contacto neto e irregular, a las estructuras de flujo ("schlieren" y bandeados pegmatíticos), que aparecen localmente dentro del granito tipo Pedriza. La edad obtenida radiométricamente para estas rocas es de 276 ± 16 m.a. (IBARROLA et al. 1986). Esta edad, Pérmico Inferior, constituye el valor más reciente encontrado hasta el momento en la Sierra de Guadarrama, y confirma la cronología relativa en base a datos de campo.

Estas adamellitas son tipos muy porfídicos de grano medio-grueso, con fenocristales abundantes de feldespato de hasta 3-4 cm. Son frecuentes las estructuras de flujo debidas a la disposición planar o plano-lineal de los fenocristales, así como a la presencia de heterogéneidades de tipo "schlieren". Suelen contener enclaves microgranudos melanocrátos, aunque poco frecuentes.

Están constituidos mineralógicamente por cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico y biotita como minerales principales y ocasionalmente anfíbol. Los accesorios frecuentes son apatito abundante, circón, allanita, monacita, opacos y fluorita. Los minerales secundarios que se han observado son clorita, esfena, rutilo, sericita, prähnita epidota y clinozoisita.

Es de destacar en estas rocas la existencia de texturas de de formación-recristalización frecuentes, que afectan a la mayor parte de los minerales de la roca (fracturas, extinción ondulante, bordes suturados, etc.).

Respecto al cuarzo, se han observado tres tipos texturales, semejantes al de otras rocas existentes en la Hoja. El primero consiste en cristales grandes (hasta 1 cm.), subidiomorfos que suelen mostrar recristalización a un agregado granoblástico poligonal de cristales menores. El segundo lo integra una segunda generación de cristales más pequeños, componentes de la matriz, alotriomorfos respecto a la plagioclasa y biotita, a las que a veces engloba junto con cristalitos de apatito y circón. El tercer tipo se origina y se manifiesta en texturas micrográficas y granofídicas con el feldespato potásico.

El feldespato potásico es una ortosa microclinizada y se presenta como fenocristales con macla de Carsbald, y en la matriz de la roca en forma de cristales intersticiales tardíos. Es muy perfitico, en especial los fenocristales, los cuales contienen corrientemente inclusiones poiquilíticas de plagioclasa, cuarzo, biotita y ocasionalmente anfíbol. Estos fenocristales presentan a veces indicios de deformación consistente en fracturación y cierta granulación de los bordes de grano, con exsoluciones, probablemente sincrónicas, de albita.

La plagioclasa se presenta corrientemente como componente de la matriz en cristales subidiomorfos, y también aunque en menor proporción, como componente de la población de fenocristales. Por lo general presenta un zonado normal debilmente oscilatorio, entre núcleos de andesina básica (An_{45-50} , en contacto con anfíboles relictos) y bordes de oligoclasa básica (An_{20-30}). Presentan corrientemente rebordes ricos en albita (An_{5-15}) que a veces contienen cuarzos mirmequíticos en contacto con el feldespato potásico. Se observan asimismo reemplazamientos mirmequíticos a lo largo de fisuras en los cristales de feldespato potásico.

Un mineral significativo en estas rocas es el anfíbol, que se presenta distribuido por zonas dentro de los macizos (RUBIO y VILLASECA, 1981, constatan cierta relación espacial con los bordes de la intrusión). Se trata de una hornblenda verde que puede presentarse como granillos aislados e incluidos en los núcleos de cristales de plagioclasa y a veces de feldespato potásico o como componente de microenclaves de composición diorítica o cuarzodiorítica ($Plag+Anf+Bio+Q$). Esto sugiere un posible origen del anfíbol por hibridación del magma granítico con materiales más básicos subalumínicos.

Es de destacar en estas rocas la abundancia de determinados minerales accesorios, como esfena, allanita y apatito. Se observa también con cierta frecuencia venillas hidrotermales tardías de adularia y cuarzo.

Los enclaves microgranulares existentes en estas rocas, son de composición diorítica a tonalítica. Presentan texturas intergranulares y ocasionalmente porfídicas. Están deformados por plagioclasa y biotita, a los que se añade cuarzo en proporciones variables y anfíbol en los tipos más básicos. En las variedades porfídicas los fenocristales son de plagioclasa y de biotita, así como anfíbol en los tipos más básicos.

Episienitas.

Se trata de rocas de coloración rojiza que aparecen en múltiples puntos de la Hoja. Se forman por sustitución en condiciones

postmagmáticas de los granitos mediante un proceso de pérdida progresiva del cuarzo acompañado por la substitución de los feldespatos por un feldespato alcalino (albita principalmente y en menor proporción feldespato potásico) y alteración de la biotita a clorita.

Estas rocas se encuentran asociadas aparentemente a todos los tipos de granitos. En la mayoría de los casos se localizan a favor de zonas de fractura importantes que han debido de servir de vía de circulación de los fluidos hidrotermales (LOCUTURA y TORNOS, 1985).

Mineralógicamente están formadas por feldespato alcalino (generalmente albita) en forma de cristales subidomorfo, en cuyos intersticios se aloja una clorita algo más tardía y el cuarzo, cuya proporción aumenta progresivamente en dirección al granito no alterado. Como accesorios es corriente un mineral de tipo esfena y a veces algo de fluorita. Asimismo se pueden encontrar con cierta frecuencia en estas rocas minerales de interés como casiterita, en el caso de una episienita cercana al Puerto de Los Leones.

La edad de la mayoría de las episienitas debe de ser bastante tardía ya que como se ha dicho afectan a todas las litologías, incluidos los pórfidos. No obstante algunas masas episieníticas, con morfología de chimeneas hidrotermales podrían estar más directamente ligadas a los episodios intrusivos.

2.1.2.2.- ROCAS FILONIANAS

Se han distinguido varios tipos de rocas filonianas atendiendo fundamentalmente a su composición: aplitas, microdioritas, pórfidos graníticos-adamellíticos, pórfidos leucocráticos, pórfidos monzoníticos y filones de cuarzo. A estas hay que añadir un grupo de diques de composición variable y no cartografiables, que se conservan muy deformados en el interior de los dominios metamórficos. Los consideramos como rocas filonianas hercínicas precoces.

Las rocas filonianas se describen seguidamente en el orden de antigüedad decreciente probable.

Rocas filonianas hercínicas precoces

En el interior de los dominios metamórficos, principalmente en el de la Mujer Muerta y Cerceda, se encuentra con cierta frecuencia retazos de diques con poca continuidad lateral, y que muestran una intensa deformación, frecuentemente de tipo milonítico. Son de dos tipos. Los más abundantes son de composición intermedia-básica (microdioritas-granodioritas) de color gris oscuro. Están formados por fenocristales milimétricos de plagioclasa sobre una pasta integrada por biotita, anfíbol y plagioclasa y cantidades accesorias de cuarzo intersticial.

El otro tipo, más escaso, corresponde a diques de pórfido granítico-adamellitico (Valle del Río Moros)

Aplitas

Los filones aplíticos se concentran en un haz de dirección 130°E, que discurre próximo al pueblo de Los Molinos.

Son rocas generalmente con textura hipidiomorfa de grano fino aunque a veces presentan fenocristales milimétricos de cuarzo y feldespatos inmersos en una matriz microcristalina en la que pueden encontrarse texturas micropegmatíticas y esferulíticas.

Mineralógicamente están formados por cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa (An_{10-15}), moscovita y biotita en menor proporción. Los accesorios más frecuentes son apatito, circón, opacos y a veces turmalina, andalucita (transformada parcialmente en moscovita), cordierita pinitizada, monacita y allanita. Como minerales secundarios se encuentran pequeñas cantidades de clorita, sericita, rutilo y prehnita.

Microdioritas

Estas rocas se presentan en diques de pequeña potencia

(1.5 a 2 m.) y recorrido no superior a 3 km. Se agrupan en esta Hoja en dos haces fundamentales, asociados a los pórfidos granítico-adamellíticos, con dirección aproximada E-O: el de San Rafael-La Pedriza al norte y el de Navacerrada más al sur. La proporción de diques microdioríticos es más alta en el primero que en el segundo.

Suelen presentar contactos netos y bordes de enfriamiento afaníticos, así como enclaves del material encajante granítico y otros más oscuros y de grano más fino.

Texturalmente son rocas holocristalinas más o menos porfídicas, con fenocristales esporádicos de tamaño milimétrico de plagioclasa, anfíbol y biotita, incluidos en una matriz subafanítica o microgranuda con textura intergranular.

Composicionalmente son dioritas y cuarzo-dioritas constituidas por plagioclasa (andesina-labradorita), hornblenda, y biotita como minerales principales y cuarzo, opacos, feldespatos potásicos y clinopiroxeno: accesorios.

Es destacable en estas rocas la presencia de dos tipos de cuarzo. Uno de ellos consiste en xenocristales subredondeados con tamaños de hasta 1 cm. y bordes de reacción con un espesor medio de 1 mm. Los bordes de reacción están formados por un intercrecimiento radial de anfíboles hornbléndicos y actinolíticos, epidota, clorita, opacos y a veces piroxeno (cuando este mineral forma también parte de la asociación ígnea). El segundo tipo de cuarzo consiste en pequeños cristales intersticiales y de cristalización tardía restringidos a la matriz de la roca.

El grado de alteración en estas rocas es, por lo general, elevado. Son abundantes los siguientes minerales secundarios: actinolita, clorita, clinozoisita-epidota, prehnita, esfena, sericita y carbonatos.

Pórfidos graníticos y adamellíticos

Son, con mucho, las rocas filonianas más abundantes de la Hoja.

Se presentan en diques de espesor muy variable (entre 0.5 y 25 m.) y recorridos, por lo general no superiores a los 5 km.

Se concentran en tres haces fundamentales: El haz de San Rafael-La Pedriza al norte, de dirección E-O; el haz de Navacerrada, más al sur, también de dirección E-O y el haz de Cabeza Mediana de dirección N-S que corta con desplazamientos dextrales a los diques de dirección E-O.

Los contactos con las rocas encajantes son netos y muestran bordes de enfriamiento que pueden llegar a tener 30 cm de espesor. No obstante, en el caso del haz de Cabeza Mediana, se observan algunos diques cuyos contactos son más soldados y de trazado irregular sugiriendo cierta contemporaneidad con la roca de caja.

Son corrientes las estructuras de flujo magmático consistentes en orientaciones planares de los fenocristales paralelas al trazado del dique.

Son frecuentes enclaves de naturaleza muy variada. Por un lado los de la roca encajante con aureolas feldespáticas o biotíticas y fenómenos de contacto térmico (vitrificación y cataclasis). Por otro inclusiones de pórfidos de naturaleza más básica que el encajante, así como enclaves microgranudos oscuros de diverso tamaño. Ocasionalmente se han encontrado enclaves de material metamórfico muy biotíticos.

Texturalmente los pórfidos graníticos-adamellíticos son rocas holocristalinas e hipidiomorfas que presentan fenocristales idiomorfos de feldespatos, cuarzo y a veces biotita, inmersos en una pasta microgranuda e criptocristalina, en la que con frecuencia se observan texturas esferulíticas y proto-esferulíticas en las facies marginales de los diques, así como crecimientos micrográficos y granofídicos (estas últimas en los diques adamellíticos, que llegan a ser verdaderos granófidos).

Composicionalmente están formados por cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico y biotita. Los accesorios corrientes son apatito acicular o en granos subredondeados, circón, opacos y esporádicamente allanita. En el haz de Cabeza Mediana se observan como componentes adicionales de la mineralogía de estas rocas, moscovita

en láminas subidiomorfos, andalucita y, cristales intersticiales de cordierita.

Los fenocristales de plagioclasa son de composición oligoclásica en los diques más ácidos y andesínica en los menos ácidos. Presentan corrientemente zonado normal oscilatorio y en damero, éste último solo observado en los diques de dirección submeridiana.

Los fenocristales de feldespatos potásicos son ortosas por lo general muy perfitas con exoluciones marginales más albiticas. En la matriz, este mineral constituye una segunda generación más tardía pues se presenta siempre como granos intersticiales.

La biotita presenta textura seriada y a veces como microagregados con textura decusada procedentes de la transformación (recristalización) probablemente de otra biotita previa.

En general todos estos diques han experimentado una alteración deutérica moderada que se manifiesta en: sericitización de los cristales de plagioclasa (principalmente los núcleos más básicos), transformación en los bordes de la biotita a un agregado de clorita, rutilo y esfena, y abundancia relativa de moscovita, epidota-clinozoisita y carbonatos diseminados por la roca.

Pórfidos leucocráticos

Se localizan asociados a los pórfidos granítico-adamellíticos del haz de Navacerrada, aunque en la zona de Cerceda se encuentra un importante dique de pórfido leucocrático de dirección 135°-E.

El espesor medio de estos diques es de 8-10 m con un recorrido inferior a los 6 km.

Los bordes de estos diques son netos y afaníticos y carecen de enclaves. En las inmediaciones de Cabeza Reina, se han observado estructuras típicas de flujo magmático en régimen turbulento (vórtices).

Texturalmente son rocas holocristalinas e hipidiomorfos con fenocristales milimétricos de feldespatos y de cuarzo inmersos en una matriz criptocristalina felsítica con texturas de tipo esferulítico y protoesferulítico.

Composicionalmente son diques muy evolucionados constituidos por cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa y moscovita como componentes principales. La biotita está presente en cantidades subordinadas. Los accesorios más frecuentes son apatito, circón y granate accidental.

Los fenocristales de estas rocas tienden a presentar bordes imbricados con la matriz, así como coronas granofídicas. Tienden también, a presentarse en agrupaciones glomeroporfídicas. La matriz está formada principalmente por feldespato potásico además de cuarzo, plagioclasa, biotita y moscovita, estos dos últimos como láminas aciculares desorientadas.

La alteración hidrotermal deutérica en estos diques muestra una intensidad moderada-alta. Se manifiesta en la sericitización casi completa de la plagioclasa y la cloritización, principalmente en los bordes, de las láminas de biotita, con liberación de opacos y de esfena.

La diferencia de estos diques con los aplíticos, descritos antes se basa: en el contenido de fenocristales e idiomorfismo de los mismo (alto y acentuado respectivamente en el caso de los pórfidos) y en el tamaño de grano de la matriz, siempre muy fino en el caso de los pórfidos.

Pórfidos Monzoníticos

Se incluyen en este grupo, una serie de diques que petrográficamente varían composicionalmente entre cuarzo-dioritas y monzonitas.

Constituyen un único enjambre de dirección N-45-E y subverticales al SE, que pasa por las inmediaciones de Collado Mediano.

El espesor medio de estos diques es de 3 m. con un recorrido inferior a 5 km.

Estos diques son a excepción de los filones de cuarzo, los más tardíos de todos los que se han distinguido en esta Hoja, ya que en las inmediaciones de Cabeza Mediana se observan relaciones de intersección con los diques de pórfido norteados.

Son corrientes y muy características de estos diques, las estructuras amigdalares. Estas amigdalas de forma subesférica y con tamaños de hasta 8 cm., consisten en un núcleo de calcita y cuarzo, envuelto en anillos concéntricos de clorita, feldespato potásico y albita, éstos a su vez están rodeados por una corona consistente en un agregado de epidota, actinolita-tremolita, clorita, opacos y esfena.

Estos diques contienen gran cantidad de enclaves de naturaleza muy variada. Los más abundantes son los del propio material granítico encajante. También son frecuentes los enclaves de otros pórfidos monzoníticos, enclaves microgranulares tonalíticos (gabarros) y otros de composición gabroidea. La proporción de enclaves en estos diques es la más alta de todo el conjunto filoniano.

Texturalmente son rocas holocristalinas e hipidiomorfas en las que destacan xenocristales de cuarzo y abundantes fenocristales de plagioclasa y cuarzo (éstos últimos solo en los tipos más diferenciados), inmersos en una matriz microcristalina, intergranular en los tipos más básicos y protoesferulítica en los ácidos.

Composicionalmente los términos más evolucionados están constituidos por feldespato potásico, plagioclasa, cuarzo y biotita. Los diques más básicos (cuarzo-dioríticos), contienen además de plagioclasa, clinopiroxeno (diopsido augítico), biotita y anfíbol adicional. Los accesorios son apatito muy abundante, al igual que allanita, y en menor proporción opacos y circón.

La plagioclasa se presenta en todos los tipos como fenocristales idiomorfos y agregados en sinneusis, poco zonados y con una composición de An_{20-35} . En los tipos más básicos se encuentran núcleos con bordes irregulares de reabsorción. Asimismo la plagioclasa es componente de la matriz donde forma cristales idiomorfos a veces con cierta disposición orientada traquítica (en los términos más básicos.).

El cuarzo se presenta como xenocristales en todos los términos de la serie, aunque se han observado fenocristales idiomorfos en los pórfidos de composición monzonítica. Al igual que en otros pórfidos

fidios, el cuarzo se presenta también en la matriz aunque naturalmente más abundante en los términos más ácidos.

El feldespatos potásico aunque forma fenocristales idiomorfos en los tipos monzoníticos es siempre más abundante en la matriz, estando prácticamente ausente en los tipos cuarzo-dioríticos.

La biotita se presenta raramente como fenocristal y más corrientemente como agregados microglomeroporfídicos o en pequeñas láminas alotriomorfas que definen junto con la plagioclasa la textura intergranular.

El clinopiroxeno y el anfíbol se observan sólo restringidos a los términos más básicos. Forman respectivamente fenocristales subidiomorfos zonados y maclados y fenocristales poiquilíticos, con inclusiones de plagioclasa. En la matriz el piroxeno es más alotriomorfo que el anfíbol estando frecuentemente uralitizado.

El grado de alteración experimentado por estas rocas es medio-alto llegando a ser extremo en los tipos más básicos, de ahí que la proporción de clorita, esfena, sericita, talco, rutilo, epidota y carbonatos sea en algunos casos muy destacable.

Cuarzo

Los diques de cuarzo existentes en la Hoja se distribuyen maritariamente en dos enjambres: que se sitúan respectivamente al O de Cercedilla y al E de Cerceda. El primero de estos haces está constituido por aproximadamente una decena de diques de dirección 10-20 E y recorrido de hasta 3 km. El segundo haz, menos denso que el anteriormente descrito, está integrado por 4-6 diques de dirección prácticamente N-S y longitud de afloramiento continuo inferior a 2 km.

Así mismo se ha observado en las inmediaciones del término de Los Molinos un dique de cuarzo de dirección N-30-E y recorrido continuo de 6-7 Km.

En conjunto todos estos diques de cuarzo, cuya anchura no supera los 3-4 metros, parecen representar desgarres destrales probablemente tardihercínicos.

2.2.- CONDICIONES METAMORFICAS

2.2.1.- METAMORFISMO REGIONAL

El estudio del metamorfismo regional en esta Hoja, se ve dificultado por la pobreza paragénética de las rocas. No obstante y al igual que en el resto del Guadarrama, existe evidencia suficiente de una evolución en el tiempo de las condiciones regionales de presión (P_L) y de temperatura (T).

Por un lado la existencia de relictos de distena, en Cerceda, y de granate rico en almandino en casi todas las litologías (VILLA SECA, 1984), apunta hacia el primer evento ó etapa metamórfica (M_1), en régimen de presiones intermedias por encima del punto invariante del sistema Al_2SiO_5 .

Asimismo, la formación posterior de cordierita, principalmente en las litologías mesócratas (metapelitas y neises glándulares mesócratos), acompañada por abundante silimanita, indica unas nuevas condiciones metamórficas de más baja presión (evento ó etapa metamórfica M_2). La sucesión de transformaciones minerales observadas en el macizo de Cerceda, distena---->andalucita--->silimanita, sugiere además, que las trayectorias P-T seguidas por las rocas de la Hoja durante M_2 , pasaron, al menos en Cerceda por debajo del punto invariante del sistema Al_2SiO_5 (Fig.). En cualquier caso, durante M_2 la región estuvo sometida a presiones litostáticas inferiores a las de M_1 con temperaturas en aumento progresivo, alcanzándose condiciones de alto grado con desaparición de moscovita y comienzo de migmatización en rocas de quimismo adecuado. Esto último parece probable en el caso de los ortoneises glándulares graníticos y de los leuconeises. Estas rocas tienen quimismo peraluminico y son semejantes a las que afloran en grado medio en la región de Buitrago de Lozoya y Hiendelaencina al este de la Hoja, y que contienen moscovita, a veces abundante, como mineral primario (v. BELLIDO et al., 1981). El hecho petrográfico de que toda la moscovita presente en las rocas metamórficas de esta Hoja sea histerógena, indica que este mineral desapareció durante el metamorfismo progrado, traspasándose el límite del grado alto (WINKLER, 1974).

Estos dos eventos metamórficos, M_1 y M_2 , han sido reconocidos de antiguo en el Guadarrama y correlacionados con la evolución metamórfica también en dos eventos ó etapas progresivas en el tiempo, que se observan en la región de Buitrago-Somosierra (FUSTER, et al., 1974; LOPEZ RUIZ, et al., 1975; BELLIDO, et al., 1981). Asimismo, el metamorfismo regional se ha considerado tradicionalmente como hercínico, aunque recientemente CASQUET y NAVIDAD (1985) cuestionan ésta generalización, al menos para parte del Guadarrama.

La evolución metamórfica retrógrada caracterizada por la formación de minerales histerógenos, transforma en mayor o menor grado las paragénesis generadas durante la evolución metamórfica progradada. VILLASECA (1983) las incluye a efectos de sistemática dentro del que denomina metamorfismo M_3 . Los efectos de M_3 , principalmente moscovitización, tienen lugar en codiciones de grado medio y van seguidos ya en bajo grado por otros tales como cloritización de la biotita, pinitización de la cordierita, sericitización, etc.

Las relaciones temporales entre M_1 , M_2 y M_3 con las deformaciones constituyen uno de los puntos más problemáticos debido, entre otros a los problemas de interpretación y correlación de las deformaciones observadas. Las observaciones efectuadas en esta Hoja conducen a las siguientes interpretaciones:

- a) El metamorfismo M_1 , es claramente anterior, por lo menos al desarrollo de la S_2 . La existencia de silimanita sobre S_1 , sugiere además que la formación de distena fué anterior o temprana con relación al desarrollo de dicha estructura.
- b) La cordierita observada, parece en todos los casos disponerse sobre los planos S_2 con orientación dimensional de los nodulos (lineación mineral L_2 coincidente con la lineación de estiramiento de esta fase). Esto sugiere, que el tránsito M_1 - M_2 tiene lugar con anterioridad o tempranamente respecto al desarrollo de la S_2 , lo que se ve confirmado por el análisis textural del granate que muestra siempre texturas precinemáticas (Pre- S_2).

c) Las condiciones migmatíticas parecen claramente alcanzadas durante el desarrollo de la S_2 , con formación de bandeados composicionales concordantes con dicha estructura. Estas condiciones debieron persistir bastante en el tiempo en esta zona estructuralmente profunda del Sistema Central como han propuesto CAPOTE, et al (1981) y CASQUET y NAVIDAD (1985), en base a las estructuras nebulíticas y crocidíticas. Estas condiciones debieron de persistir hasta después de la F_3 retrovergente que se observa en la región de Buitrago de Lozoya.

d) La historia retrógrada se inicia, pués tardíamente en un momento todavía no bién establecido en esta zona pero coincidente con el levantamiento isostático de la cadena (VILLASECA 1983 ; CASQUET y NAVIDAD, 1985; CASQUET, 1986). La entrada de fluidos, principalmente agua, requerida para la formación de la mayoría de los minerales histerógenos, debió de estar controlada por las discontinuidades tectónicas anteriores ya que como se ha visto, se ha podido constatar un aumento en la intensidad de las transformaciones en las bandas de cizalla dúctil.

2.2.2.- METAMORFISMO DE CONTACTO

Debido a que durante el metamorfismo regional se alcanzaron condiciones de alto grado en toda la región que abarca esta Hoja, las transformaciones minerales provocadas por las intrusiones graníticas están pobremente desarrolladas.

Los efectos más significativos se han observado en la parte noroccidental de la Hoja, en relación con el macizo granítico de la Peña del Hombre. Se trata de la formación de andalucita y cordierita así como otros efectos secundarios tales como recristalización del cuarzo de la mesostasia. Estos efectos parecen ser más intensos en la zona de cúpula que en los flancos del plutón ya que todas las muestras con metamorfismo de contacto significativo proceden de la parte alta (cuerda del Pasapán-Camorcho).

Las condiciones P-T del metamorfismo de contacto son difíciles de establecer en base a la sola evidencia petrográfica. La formación de cordierita indica que dichas condiciones se situaron por lo menos por encima del límite grado bajo-medio en una zona relativamente extensa.

2.3.- GEOQUIMICA Y PETROGENESIS

En el tratamiento general de los datos sobre composición química de la Hoja se utilizan, para los elementos mayores los parámetros:

$$R_1 = 4 \text{ Si} - 11 (\text{Na} + \text{K}) - 2 (\text{Fe} + \text{Ti})$$

$$R_2 = 6 \text{ Ca} + 2 \text{ Mg} + \text{Al}$$

de DE LA ROCHE et al. (1980), que son bastante discriminantes en cuanto al ambiente geotectónico de formación de los magmas granitoides (BATCHELOR y BOWDEN, 1985). Para los elementos traza se utilizan las proporciones relativas (reducidas a 100) de Ba, Sr, y Rb los más significativos en las rocas cuarzofeldespáticas (EL BOUSELY y EL SOKKARY, 1975).

2.3.1.- ROCAS METAMORFICAS ORTODERIVADAS

Los análisis disponibles de los diferentes tipo de series considerados de procedencia ígnea (Tabla 1) muestran un margen de variación relativamente reducido. Corresponden a rocas de composición granodiorítica-adamellítica con relaciones Or/Ab superiores a la unidad. Tanto el diagrama R_1 - R_2 (Fig. 1) como en el correspondiente a elementos traza (Fig. 2) las muestras proyectan en el campo de los granitoides postorogénicos formados en ambiente tectónico compresivo con evolución magmática moderada.

Los neis más básicos son, uno de tipo glandular mesocrato (9412) y otro del grupo de ortoneis granítico (9066), los dos del afloramiento cercano a Cerceda; ambos tienen una proporción muy elevada de corindón normativo quizás debida a la existencia en estos neis de numerosos xenolitos o restitas de rocas metasedimentarias. El resto de los tipos analizados son también relativamente peraluminícos (C 3%) como es usual en los ortoneises del Sistema Central y en general en los ortoneis hercínicos.

Las anfibolitas asociadas a los neis glandulares (Tabla 1, 9297) son rocas de composición basáltica toleítica ligeramente sobresaturadas en sílice. Representan probablemente a un episodio básico distensivo posterior a los granitoides y anterior a las deformaciones y metamorfismo hercínicos.

2.3.2.- ROCAS IGNEAS HERCINICAS

2.3.2.1. TONALITAS DEFORMADAS (Tipo La Jarosa)

En la Sierra de Guadarrama Oriental las rocas básicas o intermedias previas a las grandes intrusiones granitoides son muy escasas. La tonalita de La Jarosa (nº 9209, Tabla 2) considerada la más antigua dentro de las rocas de este grupo es el único tipo claramente metaaluminico de toda la serie. Dada la falta de términos intermedios entre estos tipos y el resto de los granitoides posteriores resulta difícil establecer relaciones genéticas entre ambos grupos.

2.3.2.2.- ADAMELLITAS CON CORDIERITA (Tipo Alpedrete)

Este tipo granitoide presenta una considerable homogeneidad composicional (Tabla 2). En conjunto se caracterizan por tener una proporción de SiO_2 inferior al 70% relaciones Or/Ab algo inferiores a la unidad y carácter peraluminico moderado, pues el corindón normativo en general, es inferior al 2%. Son análogas a las rocas de este grupo de la Hoja de El Espinar (definidas como facies de El Espinar) y a las de la Hoja de Las Navas del Marques (facies Hoyo de Pinares). La roca nº 9203, cercana al contacto con los granitos porfídicos se aparta algo de la tónica general tanto por su menor contenido en sílice como por la proporción relativamente elevada de C normativo, debido a la presencia relativamente elevada de cordierita.

En conjunto, las rocas de esta facies presentan una dispersión reducida de composición, tanto en elementos mayores como en elementos traza, proyectandose en los diagramas en sectores bastante concretos. En el diagrama R_1-R_2 (Fig. 3) el centro de gravedad de la nube de puntos queda situado por encima del valor 500 de R-2 para valores de R-1 inferiores a 2500, sector frecuente en los granitos tardi-orogénicos. En el diagrama Ba-Rb-Sr (Fig. 4) se alinean claramente marcando una pauta de fraccionamiento con aumento progresivo de Rb para contenidos relativos de Sr practicamente

constantes, en torno al 20%, más elevados que el del resto de los granitoides. Estos valores corresponden composicionalmente a las rocas granodioríticas aunque quedan en buena parte dentro del campo de los denominados "granitos anómalos" por EL BOUSEILY y EL SO_KKARY (1975).

2.3.2.3.- ADAMELLITAS PORFIDICAS ORIENTADAS (Tipo Sierra del Frances)

Son granitoides (Tabla 2) bastante silíceos con relaciones Or/Ab cercanas a la unidad y con carácter peraluminico moderado. A juzgar por los dos análisis disponibles puede existir dentro de ellos una variabilidad debida tanto a la proporción de fenocristales de feldespato alcalino como a la mayor o menor proporción de biotita.

En los diagramas (Fig. 3 y 4) los granitoides de este grupo parecen estar relacionados con las adamellitas de Alpedrete, situandose en sectores de rocas algo más diferenciados. Probablemente están relacionados genéticamente con ellos aunque las de Alpedrete por estar menos orientadas, representarían una intrusión ligeramente posterior.

2.3.2.4.- GRANITOS CON CORDIERITA (Tipos Cardín, Peña del Hombre y Mataelpino)

Aunque pertenecen a macizos diferentes, todos estos tipos presentan considerables analogías composicionales (Tabla 3).

Prácticamente todos tienen contenidos en sílice superiores al 70% y lógicamente proporciones de corindón normativo cercanas o superiores al 2 % consecuencia de la presencia en estos tipos de cordierita y otros minerales aluminicos. En todos ellos la relación Ab/Or es cercana a la unidad con proporciones de albita normativa poco variables, mientras que la ortosa presenta mayores oscilaciones. El contenido en componentes ferromagnesianos es siempre bajo, con valores HY siempre por bajo del 5%.

Las rocas del Cardín (9212, 9030) y Mataelpino (9025) son moderadamente peraluminicas mientras que las de Peña del Hombre (9104, 9105, 9103, 9107 y 9106) siempre tienen cerca del 3% de alúmina libre, consecuencia de la proporción elevada de silicatos aluminicos en su composición petrográfica.

En los diagramas (Fig. 3 y 4) las rocas de estos tres grupos se proyectan en un sector intermedio entre las adamellitas tipo Alpedrete y las rocas más diferenciadas o evolucionadas que se tratan a continuación. El granito de Mataelpino queda prácticamente encajado entre las adamellitas de Alpedrete. Los de Peña del Hombre señalan en cambio, una tendencia específica con escasa variación del parámetro R-2. Los de Cardín (Fig. 4) prolongan hacia sectores más diferenciados la concentración relativamente alta de Sr.

2.3.2.5.- LEUCOGRANITOS

Aunque las rocas de esta composición forman macizos emplazados en diferentes momentos de la secuencia granitoide, en conjunto tienen características bastante definidas. Todos ellos (Fig. 4) se proyectan en el campo de los "granitos fuertemente diferenciados" con enriquecimiento progresivo de Rb para valores relativos de Sr variables entre estrechos límites. Igualmente (Fig. 5) la proporción de Ca, Mg y Al (R-2) se mantienen en valores bajos (en torno a 400) sin que se puedan discriminar en este diagrama diferencias significativas entre unos y otros macizos.

Los leucogranitos de grano grueso tipo La Pedriza (Tabla 3) son todos ellos bastante análogos, con relaciones Or/Ab ligeramente inferiores a la unidad y exceso de alúmina reducido. Su proporción de SiO_2 es siempre muy elevada ($\approx 75\%$).

Del único macizo en que se dispone de datos suficientes es del de Cabeza Mediana (Tabla 4) en el que se ha deducido una variación continua entre leucoadamellitas pobres en Sr y leucogranitos con enriquecimiento extremo en Rb (Tabla 4). Todos ellos son moderadamente peraluminicos. En el trabajo de FUSTER y HUERTAS (1984) se puede encontrar información sobre la variación de estos granitoides.

Otros leucogranitos de menor extensión superficial son los de Cabeza Lijar (9201, 9210, Tabla 4) y Cabeza Reina (9207, 9206), relativamente ricos en Na. Estos dos últimos y los de el Pto. de Navacerrada (9102) y de Los Molinos (9213) son bastante peraluminicos teniendo en cuenta su elevada proporción de SiO_2

2.3.2.6.- ADAMELLITAS (Tipo La Granja)

Las rocas de este grupo (Tabla 4) presentan un espectro composicional relativamente amplio. Se diferencian de los demás tipos estudiados por presentar contenidos en CaO relativamente elevados y valores de corindón normativo más bajo que lo usual teniendo en cuenta su grado de acidez. Incluso una de las rocas (9273) es metaaluminica (diopsido normativo). Todos estos rasgos son consecuencia de la existencia de anfíboles esporádicos además de la biotita entre los minerales ferromagnesianos y de plagioclasas relativamente ricas en anortita entre los minerales feldespáticos. Los análisis (Fig. 3 y 4) se proyectan según líneas bastante definidas que sugieren la existencia de un proceso de diferenciación controlado fundamentalmente por el fraccionamiento de anfíbol y quizás de la plagioclasa; también puede intervenir en esta seriación la mayor o menor acumulación de los fenocristales de feldespato alcalino que es bastante variable dentro del macizo.

2.3.2.7.- ROCAS FILONIANAS

Los diques de pórfidos analizados corresponden a tipos graníticos (9018) y adamelliticos (9019, 9020) tienen una composición normal para este grupo de rocas, con relaciones Or/Ab algo menores que la unidad. Son, como los granitos encajantes, moderadamente peraluminicos. Los tres diques analizados corresponden a los orientados en dirección N-S.

En el trabajo de FUSTER (1951) existe un análisis químico de una roca básica del grupo de las microdioritas de las proximidades del Puerto de Navacerrada.

2.3.3.- CONSIDERACIONES GENERALES SOBRE EVOLUCION DE LAS ROCAS IGNEAS

Si se comparan simultaneamente las figuras en las que se han presentado los parametros de rocas ígneas metamorfizadas (Fig. 1 y 2) con las correspondientes a las rocas ígneas hercínicas poco o nada deformadas se llega a la conclusión de que ambos grupos coinciden a grandes rasgos en su evolución.

El magmatismo en este sector del Sistema Central se ha establecido en dos ciclos análogos caracterizados por la abundancia de rocas ígneas granitoides peraluminicas, siendo excepcionales las rocas con tendencias metalumínicas (adamellitas de La Granja). Aunque cada uno de los macizos y grupos litológicos establecidos tienen logicamente sus particularidades de detalle, todos ellos corresponden al campo de los granitos tardi-orogénicos de BATCHELOR y BOWDEN (1985).

Aunque los datos cronológicos no permiten establecer aún una escala temporal precisa, la ordenación establecida por criterios fundamentalmente geológicos, indica que, a grandes rasgos, el magmatismo evoluciona en el sentido de producir, a medida que pasa el tiempo, materiales menos básicos más potásicos y en general más aluminicos. No es posible a la escala de esta Hoja, establecer conclusiones definitivas sobre los mecanismos responsables de esta variabilidad, aunque en buena parte parecen deberse a procesos de fraccionamiento cristalino (anfíbol, biotita y en menor grado plagioclasa).

Isotopicamente de las rocas hercínicas existen los siguientes datos (IBARROLA et al., 1986):

	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$
Adamellitas tipo Alpedrete	0.7084 ± 0.0002
Leucogranitos tipo Pedriza	0.7073 ± 0.0012
Leucogranitos de Cabeza Mediana	0.7113 ± 0.0002
Adamellitas de La Granja	0.7129 ± 0.0003

Todos estos valores son normales para granitos de procedencia cortical; la relación isotópica es más elevada para los leucogranitos de Cabeza Mediana y las adamellitas de La Granja, es decir los más recientes. Este hecho indica que la procedencia de los magmas dentro de la corteza no es la misma para todas las facies graníticas. El factor de procedencia (anatexis en distintos niveles de la corteza) puede ser responsable en buena medida de las diferencias existentes entre los diferentes macizos, mientras que el de fraccionamiento cristalino antes mencionado, explicaría en buena parte las diferencias internas dentro de cada asociación.

2.4.- GEOCROLOGIA

No existen datos geocronológicos sobre las rocas metamórficas ortoderivadas de la Hoja de Cercedilla. Por analogías con tipos litológicos análogos de otros sectores del Sistema Central puede suponerse que las rocas ígneas primitivas de estos materiales hicieron intrusión en el Ordovícico Inferior.

De las rocas ígneas hercínicas, IBARROLA et al. (1986), se han obtenido por el método Rb-Sr, roca total, los siguientes valores:

Adamellitas del sector Moralzarzal-	
-Colmenar	327 ± 4 m.a. (2σ)
Leucogranitos de La Pedriza	305 ± 6 m.a. (2σ)
Leucogranitos de Cabeza Mediana	291 ± 3 m.a. (2σ)
Adamellitas tipo La Granja	275 ± 11 m.a. (2σ)

Estos datos acreditan que los periodos de intrusión granítica en el Sistema Central se han prolongado durante un periodo de tiempo considerable durante la orogénesis hercínica.

BIBLIOGRAFIA

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

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

BELLIDO, F. (1981)

Libro guía de la excursión geológica del VII Congreso de Geología del W Peninsular". Cuad. Geol. Iber., 7, 15-104.

BRANDEBOURGUER, E. (1984)

Les granitoides hercyniens tardifs de la Sierra de Guadarrama (Systeme Central, Espagne). Petrographie et geochemie. These Inst. Nat. Pol., Lorraine, 209 pp.

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

La tectónica hercínica de cabalgamientos en el Sistema Central Español. Cuad. Geol. Iber., 7, 455-469.

CASQUET, C. (1986)

C-O-H-N- fluids in quartz segregations from a major ductile shear zone: The Berzosa Fault, Spanish Central System. J. Metamorphic geol., 4, 117-130.

CASQUET, C. y NAVIDAD, M. (1985)

El metamorfismo en el Sistema Central Español. Comparación entre el sector central y el oriental en base al zonado del granate. Rev. R. Acad. Ciencias Fis. Exac. Nat., 79, 523-548.

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

Metamorfismo regional e implicaciones geotermométricas en el Alto Valle del Lozoya (Sistema Central Español). Cuad. Geol. Iber., 7, 135-150.

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

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

FUSTER, J.M. (1951)

Rocas de España Central. III: Granitos y lamprofidos del Puerto de Navacerrada (Segovia). Estudios Geologicos 7, 431-441.

- FUSTER, J.M.; APARICIO, A.; CASQUET, C.; GARCIA CACHO, L.; MORA, A. y PEINADO, M. (1974)
Interacciones entre los metamorfismo plurifaciales y polifásicos del Sistema Central Español. Bol. Geol. Min. 85-V, 595-600.
- FUSTER, J.M. y HUERTAS, M.J. (1984)
El macizo peralumínico de Cabeza Mediana (Sierra de Guadarrama) I Congr. Esp. Geol. Tomo II, 109-129.
- LA ROCHE, H.; STUSSI, J.M. y CHAURIS, L. (1980)
Les granites a deux micas hercyniennes francaises. Essai du cartographie et correlations geochemiques appuyes sur une banque de donnees. Implications petrologiques et metallogeniques. Sci. Terre, 24, 1, 5-124.
- LOCUTURA, J. y TORNOS, F. (1985)
Consideraciones sobre la metalogenia del sector medio del Sistema Central Español. Rev. R. Acad. Ciencias Fis. Exac. Nat., 59, 589-623.
- LOPEZ RUIZ, J.; APARICIO, A. y GARCIA, L. (1975)
El metamorfismo de la Sierra de Guadarrama, Sistema Central Español. Mem. IGME, 86, Madrid, 127 pp.
- TORNOS, C., y CASQUET, C. (1982)
Caracterización de gneises glandulares del Alto Valle del Lozoya (Sistema Central Español), en base al quimismo de las biotitas y estado estructural del feldespatos potásico. Bol. Geol. Min., 93-1, 68-78.
- TORNOS, F. y CASQUET, C. (1985)
Rasgos generales de los skarns y mineralizaciones asociadas del Sistema Central Español. Cuad. Lab. Geol. Laxe. 10, 311-329.
- VIALETTE, Y.; BELLIDO, F.; FUSTER, J.M. y IBARROLA, E. (1981)
Datos geocronológicos sobre el granito de La Cabrera. Cuad. Geol. Iberica, 7, 327-335.

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

Orogenic granitic magmatism of pre-hercynian age in the Spanish Central System (S.C.S.). Terra Cognita, 6, 2, Abstract L6

VILLASECA, C. (1983)

Evolución metamórfica del sector centro septentrional de la Sierra de Guadarrama. Tesis doctoral. Depto. Petrología. U. C.M., 327 pp.

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

Dating of hercynian granites in the Sierra de Guadarrama (Spanish Central System) Abstract of International Conference on Iberian Terranes and their regional correlation. pag.: 31.

TABLA 1

	9297	9412	9066	9139	9140	9244
SiO ₂	49.49	66.40	66.71	69.97	70.33	71.73
Al ₂ O ₃	16.83	16.73	16.47	15.50	15.06	14.87
Fe ₂ O ₃	1.84	.77	.80	.59	.49	.49
FeO	9.21	3.87	3.99	2.95	2.43	2.43
MgO	4.83	1.51	2.11	.46	.81	.90
CaO	9.62	.99	.86	1.40	1.12	.78
Na ₂ O	.66	2.09	2.24	2.78	2.39	2.60
K ₂ O	1.99	4.28	3.91	4.61	5.28	4.32
MnO	.14	.06	.05	.05	.04	.04
TiO ₂	3.48	.68	.72	.58	.45	.38
H ₂ O	.88	2.17	1.20	.78	1.34	1.21

	90	210	180	160	150	220
Q	8.01	31.00	31.19	30.62	31.07	35.46
OR	11.76	25.29	23.11	27.24	31.20	25.53
AB	5.58	17.69	18.96	23.52	20.22	22.00
AN	37.08	4.91	4.27	6.95	5.56	3.87
DI	8.75					
HY	17.63	9.22	10.82	5.21	5.41	5.75
MT	2.67	1.12	1.16	.86	.71	.71
IL	6.61	1.29	1.37	1.10	.85	.72
C		6.86	6.99	3.39	3.38	4.50

	90	210	180	160	150	220
RB	90	210	180	160	150	220
SR	620	160	150	130	120	100
BA	460	1300	670	770	790	450

Rocas metamórficas ortoderivadas. Anfibolita: 9297.- Neis glandular:
 9412.- Neis Tipo Cerceda: 9066.- Ortoneises glandulares: 9139,
 9140, 9244.

TABLA 2

	9209	9514	9203	9029	9211	9204	9028	9205	9027	9023	9022	1	9021
SiO2	57.93	72.53	65.57	67.96	68.72	68.80	68.80	68.89	69.22	69.39	69.94	70.20	70.22
Al2O3	17.96	14.14	16.77	15.90	15.27	15.91	15.50	15.37	15.43	15.29	15.44	16.48	15.03
Fe2O3	1.02	.41	.55	.54	.46	.48	.50	.48	.51	.46	.47	.39	.45
FEO	5.08	2.03	2.73	2.71	2.31	2.39	2.49	2.42	2.53	2.28	2.37	1.95	2.23
MGO	3.62	.56	1.33	1.20	.95	.87	1.11	1.11	.96	.93	1.00	.71	.93
CAO	7.22	1.58	2.07	2.89	2.24	2.14	2.47	2.14	2.57	2.37	2.18	1.92	2.36
NA2O	2.89	3.03	3.71	3.31	3.29	3.24	3.36	3.26	3.33	3.31	3.40	3.00	3.28
K2O	2.17	4.50	4.54	3.57	3.97	3.79	3.92	4.12	3.74	3.99	3.81	4.00	3.62
MNO	.11	.06	.08	.06	.06	.06	.06	.06	.06	.06	.06	.06	.06
TiO2	.75	.31	.51	.53	.39	.51	.47	.41	.57	.43	.46	.16	.42
P2O5	.12	.12	.16	.12	.09	.17	.12	.15	.15	.10	.09	.09	.08
H2O	1.00	.62	1.12	.87	.87	.92	.83	.75	.86	.86	.97	.52	.86
Q	10.06	32.10	18.88	25.68	26.91	28.56	26.05	26.75	27.47	27.22	28.16	30.85	29.64
OR	12.82	26.59	26.83	21.10	23.46	22.40	23.17	24.35	22.10	23.58	22.52	23.64	21.39
AB	24.46	25.64	31.39	28.01	27.84	27.42	28.43	27.59	28.18	28.01	28.77	25.39	27.76
AN	29.63	7.84	9.23	13.55	10.53	9.51	11.47	9.64	11.77	11.11	10.23	9.53	11.19
DI	4.45												
HY	14.28	4.38	7.18	6.76	5.70	5.43	6.26	6.25	5.79	5.52	5.81	4.87	5.46
MT	1.48	.59	.80	.78	.67	.70	.72	.70	.74	.67	.68	.57	.65
IL	1.42	.59	.97	1.01	.74	.97	.89	.78	1.08	.82	.87	.30	.80
AP	.28		.37	.28	.21	.39	.28	.35	.35	.23	.21		.19
C		1.41	2.37	1.62	1.70	2.99	1.53	2.02	1.59	1.46	1.97	3.72	1.62
RB	80	230	253	168	208	202	158	211	161	159	161		164
SR	210	90	144	192	139	140	171	158	192	179	169		165
BA	378	400	426	468	415	361	510	478	531	510	484		490

Tonalita (Tipo la Jarosa): 9209.- Adamellititas porfídicas orientada (Tipo Sierra del Frances):
 9514.- Adamellititas (Tipo Alpedrete): 9203, 9029, 9211, 9204, 9028, 9025, 9027, 9023, 9022,
 1, 9021.

TABLA 3

	9212	9030	9104	9105	9103	9107	9106	9024	9071	2	9026	9202	9025
SiO2	69.36	74.06	70.75	71.71	72.36	72.79	73.62	74.02	74.83	75.80	76.09	76.24	70.24
Al2O3	15.23	13.93	15.43	14.85	15.10	14.38	14.27	13.57	13.27	14.03	12.26	13.03	14.77
Fe2O3	.46	.27	.14	.26	.26	.27	.26	.28	.26	.21	.22	.18	.39
FEO	2.31	1.36	.69	1.30	1.29	1.33	1.28	1.41	1.29	1.07	1.11	.91	1.94
MGO	.95	.38	.38	.59	.56	.29	.47	.91	.40	.17	.15	.61	.61
CAO	2.42	.89	.99	1.17	1.22	.74	.66	.91	.93	.73	.57	.71	1.77
NA2O	3.40	3.33	3.67	3.79	3.73	3.42	3.32	3.56	3.24	2.95	3.21	3.46	3.30
K2O	3.75	4.48	4.76	3.91	3.98	5.10	4.81	5.04	4.64	4.64	4.86	4.68	4.12
MNO	.11	.06	.05	.06	.10	.04	.04	.05	.04	.03	.04	.05	.05
TiO2	1.48	.22	.11	.20	.08	.14	.13	.17	.17	.16	.14	.15	.36
P2O5	.13	.06	.25	.20	.14	.19	.22	.01	.17	.16	.14	.15	.13
H2O	.62	.89	1.21	.90	1.12	.99	.82	.65	.79	.52	.52	.81	.86

Q	28.26	34.32	28.72	30.99	31.37	30.95	33.49	31.11	34.75	38.34	36.60	36.06	29.69
OR	22.16	26.48	28.13	23.11	23.52	30.14	28.43	29.79	27.42	27.42	28.72	27.66	24.35
AB	28.77	28.18	31.06	32.07	31.56	28.94	28.09	30.13	27.42	24.96	27.16	29.28	27.92
AN	11.16	4.02	3.28	4.50	5.14	2.43	1.84	4.45	4.61	3.62	2.83	3.52	7.93
HY	3.99	2.97	2.01	3.42	3.60	2.78	3.17	2.17	2.94	2.01	2.07	1.37	4.26
MT	.67	.39	.20	.38	.38	.39	.38	.41	.38	.30	.32	.26	.57
IL	2.81	.42	.21	.38	.15	.27	.25	.32	.32	.30	.27	.28	.68
AP	.30	.14	.58	.46	.32	.44	.51	.02	.32	.30	.27	.28	.30
C	1.49	2.13	3.04	2.73	2.77	2.34	2.93	.63	1.23	2.83	.68	.98	1.97

RB	176	233	246	208	245	265	264	247	270	231	233	297	184
SR	200	93	128	135	13	58	58	56	50	28	16	48	139
BA	507	285	256	244	229	351	329	369	130	89	71	155	478

Adamellitas- granitos con cordierita (Tipo Cardín-Los Molinos): 9212, 9030.- Granitos con cordierita (Tipo Peña del Hombre): 9104, 9105, 9103, 9107, 9106.- Leucogranitos grano grueso (Tipo Pedriza): 9024, 9071, 2, 9026, 9202.- Granito con cordierita (Tipo Mataelpino): 9025.

TABLA 4

	9005	9011	9006	9010	9016	9013	9003	9012	9009	9004	9002	9015	9007	9008	9014
SIO2	66.68	69.40	70.43	71.74	73.03	73.32	73.27	74.05	74.41	74.52	75.09	74.81	74.99	75.85	9014
AL2O3	15.56	14.59	14.98	14.04	13.02	13.83	13.57	13.60	14.42	13.03	13.03	13.55	13.46	13.46	75.93
FE2O3	.68	.52	.47	.36	.19	.31	.28	.36	.19	.24	.22	.27	.16	.14	13.42
FEO	3.42	2.58	2.34	1.81	.97	1.54	1.40	1.78	.95	1.21	1.08	1.33	.81	.72	.20
MGO	1.13	.87	.55	.59	.17	.34	.26	.21	.12	.33	.12	.19	.15	.31	1.02
CAO	2.48	1.93	1.88	1.53	.44	1.42	1.24	1.29	.38	.87	.54	.92	.25	.20	.14
NA2O	3.83	3.11	3.04	3.25	3.29	3.54	3.42	2.94	3.63	3.16	3.30	3.23	3.79	3.86	.44
K2O	3.30	4.45	5.12	4.45	4.83	3.99	4.05	4.59	4.78	4.70	4.71	4.63	4.39	4.32	3.35
MNO	.10	.08	.06	.06	.05	.05	.05	.07	.05	.05	.05	.06	.05	.04	4.81
TIO2	1.46	.56	.46	.33	.11	.18	.08	.27	.10	.08	.13	.20	.08	.11	.05
P2O5	.35	.19	.16	.13	.12	.08	.01	.08	.35	.13	.05	.05	.13	.08	.11
H2O	1.06	.83	.70	.63	.60	.47	.95	.83	.95	.42	.50	.52	.71	.82	.72

	Q	OR	AB	AN	HY	MT	IL	AP	C	RB	SR	BA		
Q	24.17	27.77	27.27	30.83	33.85	32.83	33.81	35.32	34.13	35.26	35.91	35.15	35.70	36.17
OR	19.50	26.30	30.26	26.30	28.54	23.58	23.93	27.13	28.25	27.78	27.83	25.94	25.53	28.43
AB	32.41	26.32	25.72	27.50	27.84	29.96	28.94	24.88	30.72	26.74	27.92	32.07	32.66	28.35
AN	10.02	8.33	8.28	6.74	1.40	7.04	6.09	5.88	1.81	3.47	2.35	.39	.47	2.12
HY	6.31	5.70	4.63	4.06	1.96	3.21	2.95	3.18	1.81	2.81	1.98	1.69	1.87	1.97
MT	.99	.75	.68	.52	.28	.45	.41	.52	.28	.35	.32	.23	.20	1.22
IL	2.77	1.06	.87	.63	.21	.34	.15	.51	.19	.15	.25	.15	.21	.29
AP	.81	.44	.37	.30	.28	.34	.02	.19	.67	.30	.12	.30	.19	.21
C	2.02	1.60	1.40	1.41	1.87	1.11	1.33	1.64	3.27	1.47	1.64	2.33	.19	.02
RB	254	252	242	222	314	193	247	249	354	258	335	368	356	338
SR	13	116	108	99	16	109	13	89	37	13	24	13	16	15
BA	497	542	482	376	62	437	369	380	140	301	73	22	24	62

Leucogranitos del Macizo de Cabeza Mediana: Todos los análisis.

TABLA 4 (Cont.)

	9001	9017	9213	9207	9206	9102	9201	9210	9273	9208	9200	3	9020	9019	9018
SiO2	76.07	76.87	71.84	72.74	73.50	73.71	75.60	76.50	67.79	69.78	71.66	72.00	68.76	69.38	72.59
Al2O3	13.32	13.04	14.76	14.22	14.01	13.91	12.82	12.87	15.58	14.54	14.51	14.05	14.99	15.24	14.14
Fe2O3	.21	.21	.33	.23	.26	.18	.21	.12	.60	.50	.47	.42	.55	.51	.33
FeO	1.04	1.03	1.66	1.13	1.28	.88	1.07	.60	3.01	2.51	2.37	2.08	2.75	2.53	1.65
MgO	.03	.16	.59	.36	.37	.21	.03	.03	.98	.73	.38	.91	.76	.54	.40
CaO	.54	.37	1.08	.42	.65	.25	.68	.14	3.45	2.48	2.01	2.24	2.60	2.35	1.33
Na2O	3.27	3.23	3.30	2.83	3.31	3.68	3.30	4.04	3.26	3.04	3.27	3.45	3.23	3.35	3.47
K2O	4.95	4.78	4.76	5.77	5.09	5.16	4.51	4.22	3.86	4.23	4.30	3.66	4.00	4.18	4.34
MNO	.11	.06	.04	.03	.05	.06	.06	.12	.06	.05	.05	.06	.08	.06	.06
TiO2	.08	.09	.31	.23	.26	.07	.01		.53	.47	.25	.33	.51	.49	.26
P2O5	.01		.15	.19	.14	.25				.07	.06	.08	.14	.15	.10
H2O	.70	.45	.76	1.68	1.24	1.01	.74	.65	.56	.62	.59	.55	.77	.79	.87
Q	36.11	37.99	30.59	32.58	32.40	31.57	36.78	35.94	23.39	28.10	29.82	30.61	26.57	26.87	31.52
OR	29.25	28.25	28.13	34.10	30.08	30.49	26.65	24.94	22.81	25.00	25.41	21.63	23.64	24.70	25.65
AB	27.67	27.33	27.92	23.95	28.01	31.14	27.92	34.19	27.59	25.72	27.67	29.19	27.33	28.35	29.36
AN	2.61	1.84	4.38	.84	2.31		3.37	.69	16.48	11.85	9.58	10.59	11.99	10.68	5.95
DI									.54						
HY	1.88	2.08	3.81	2.46	2.72	1.99	1.96	1.30	6.44	5.33	4.59	5.31	5.79	4.87	3.44
MT	.30	.30	.48	.33	.38	.26	.30	.17	.87	.72	.68	.61	.80	.74	.48
IL	.15	.17	.59	.44	.49	.13	.02		1.01	.89	.47	.63	.97	.93	.49
AP	.02		.35	.44	.32	.44				.16	.14	.19	.32	.35	.23
C	1.63	1.88	2.57	3.01	2.21	2.27	1.27	1.40	.62	.62	.97	.53	.95	1.29	1.56
RB	334	328	254	325	291	269	349	600	160	172	203	214	240	211	253
SR	13	25	78	58	69	69	42	102	140	124	103	95	183	147	84
BA	92	65	354	349	316	201	193	64	700	550	523	348	516	434	243

Leucogranitos del Macizo de Cabeza Mediana: 9001, 9017.- Leucogranitos de Los Molinos: 9213.- Leucogranitos de Cabeza Reina: 9207, 9206.- Leucogranito de Navacerrada: 9102.- Leucogranitos de Cabeza Lijar: 9201, 9210.- Adameilitas con anfibol ocasional (Tipo La Granja): 9273, 9208, 9200, 3.- Porfidos graníticos: 9020, 9019, 9018.

HOJA 18-20 CERCEDILLA

ROCAS METAMORFICAS ORTODERIVADAS

- NEISES MESO-MELANOCRATOS
- ORTONEISES GLANDULARES

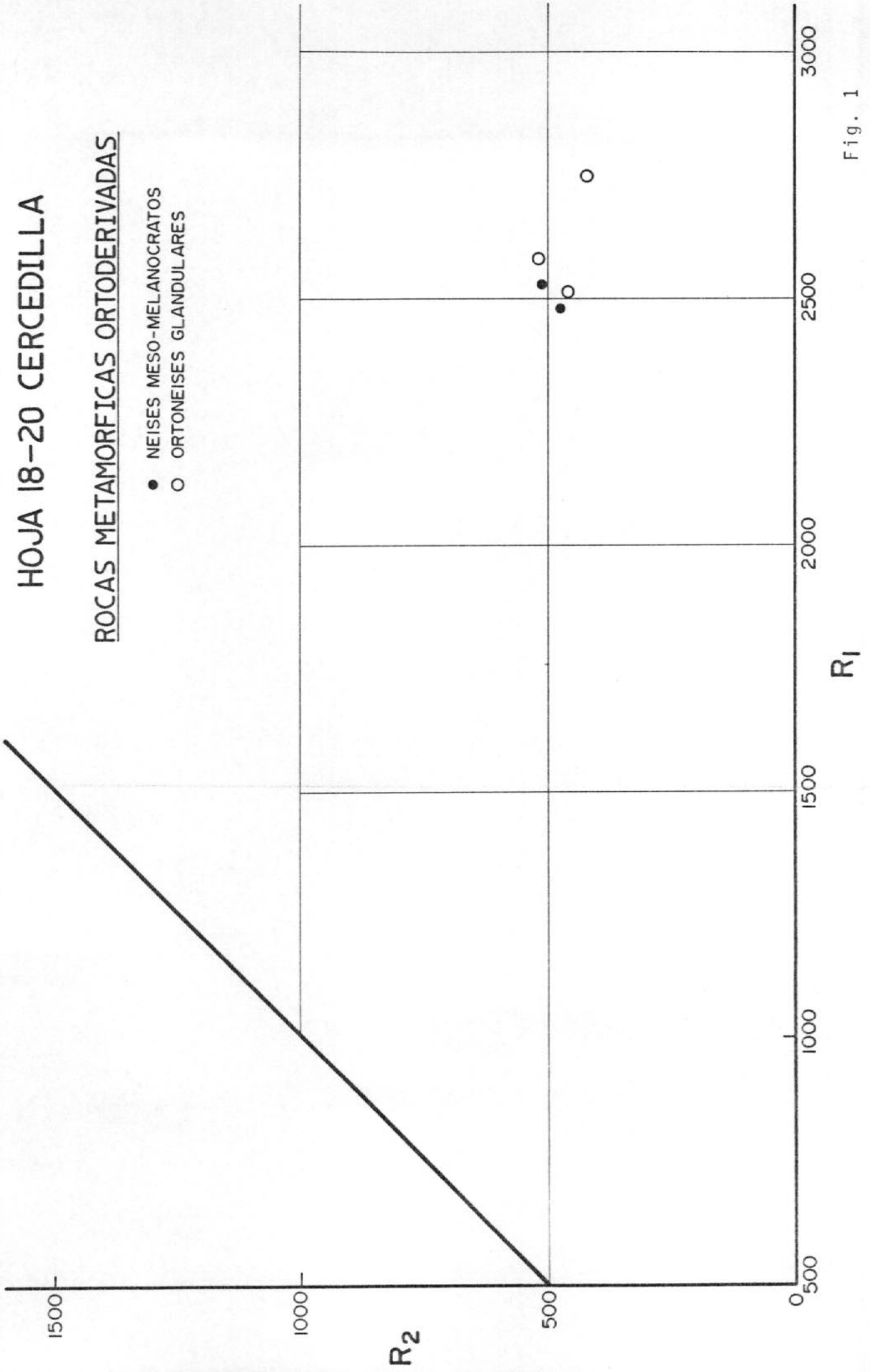


Fig. 1

HOJA 18-20 CERCEDILLA

ROCAS METAMORFICAS ORTODERIVADAS

- NEISES MESO-MELANOCRATOS
- ★ ORTONEISES
- ⊙ ANFIBOLITA

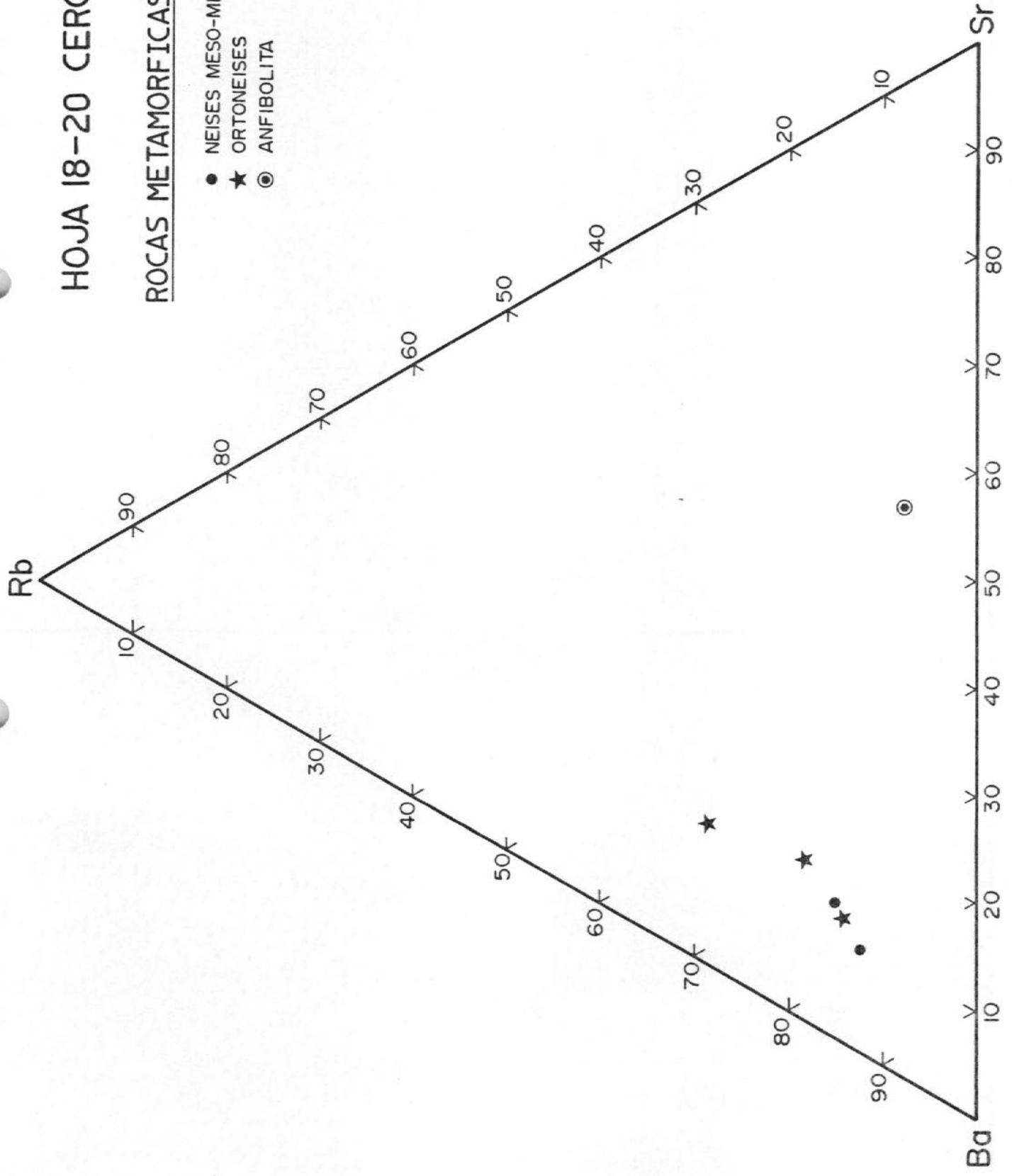


Fig. 2

HOJA 18-20 CERCEDILLA

GRANITOIDES HERCINICOS

- ◇ TIPO SIERRA DEL FRANCES
- TIPO ALPEDRETE
- TIPO EL CARDIN
- ▼ TIPO PEÑA DEL HOMBRE
- TIPO LA PEDRIZA
- ☆ TIPO MATAELPINO
- △ LEUCOGRANITOS
- ★ TIPO LA GRANJA

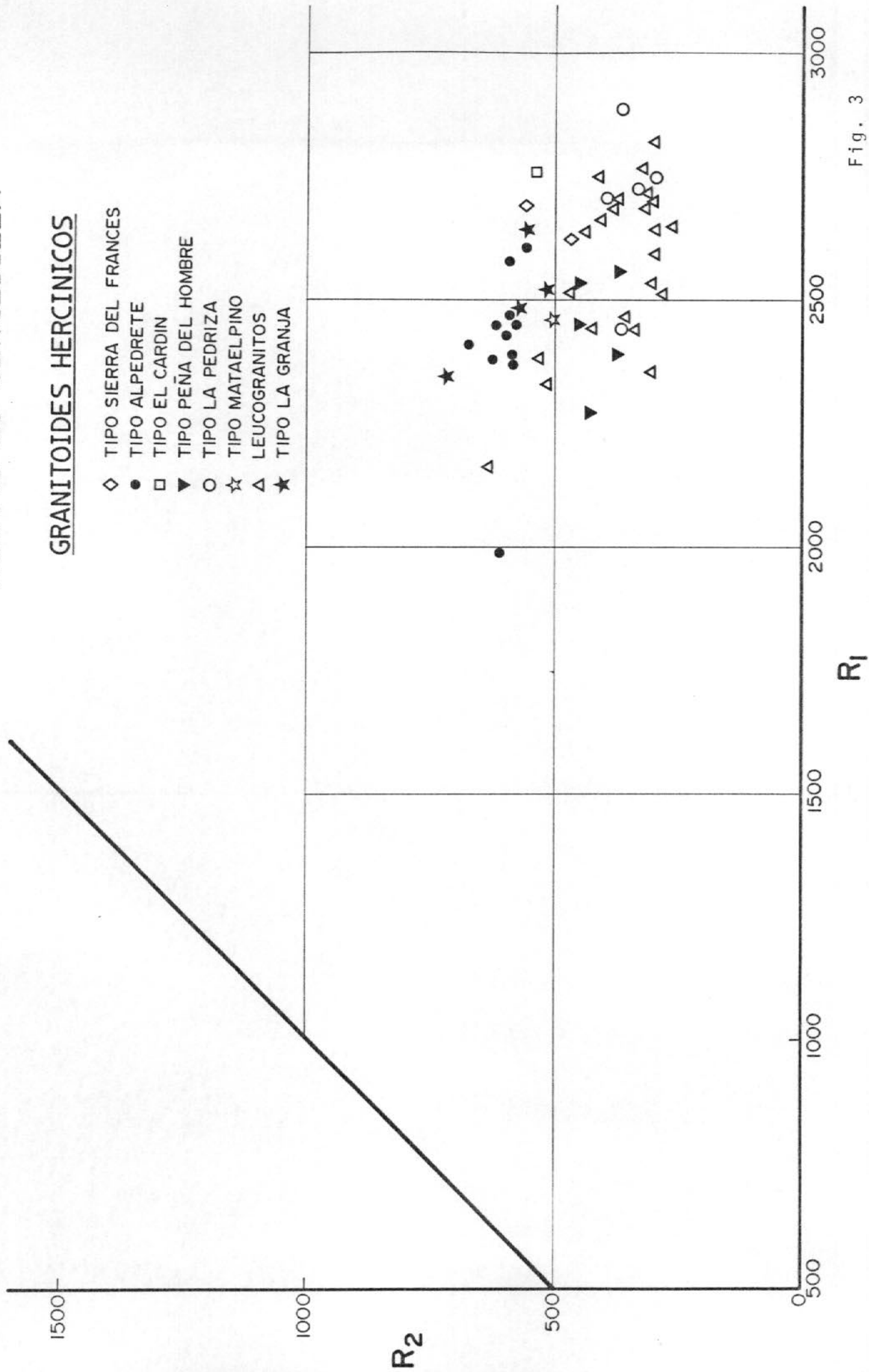


Fig. 3

HOJA 18-20 CERCEDILLA

GRANITOIDES HERCINICOS

- ◇ TIPO SIERRA DEL FRANCES
- TIPO ALPEDRETE
- TIPO EL CARDIN
- ▼ TIPO PEÑA DEL HOMBRE
- TIPO LA PEDRIZA
- ☆ TIPO MATAELPINO
- △ LEUCOGRANITOS
- ★ TIPO LA GRANJA

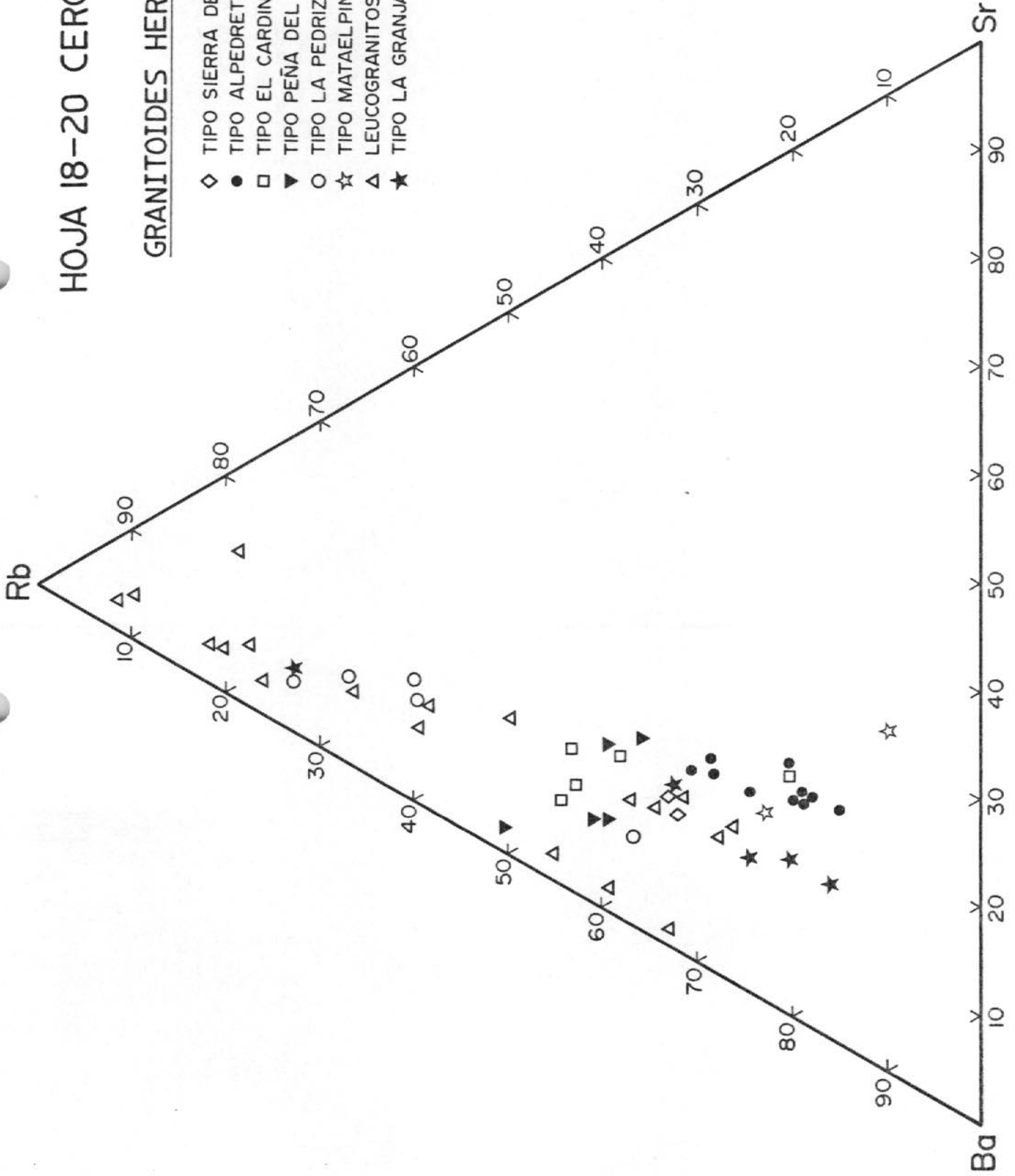
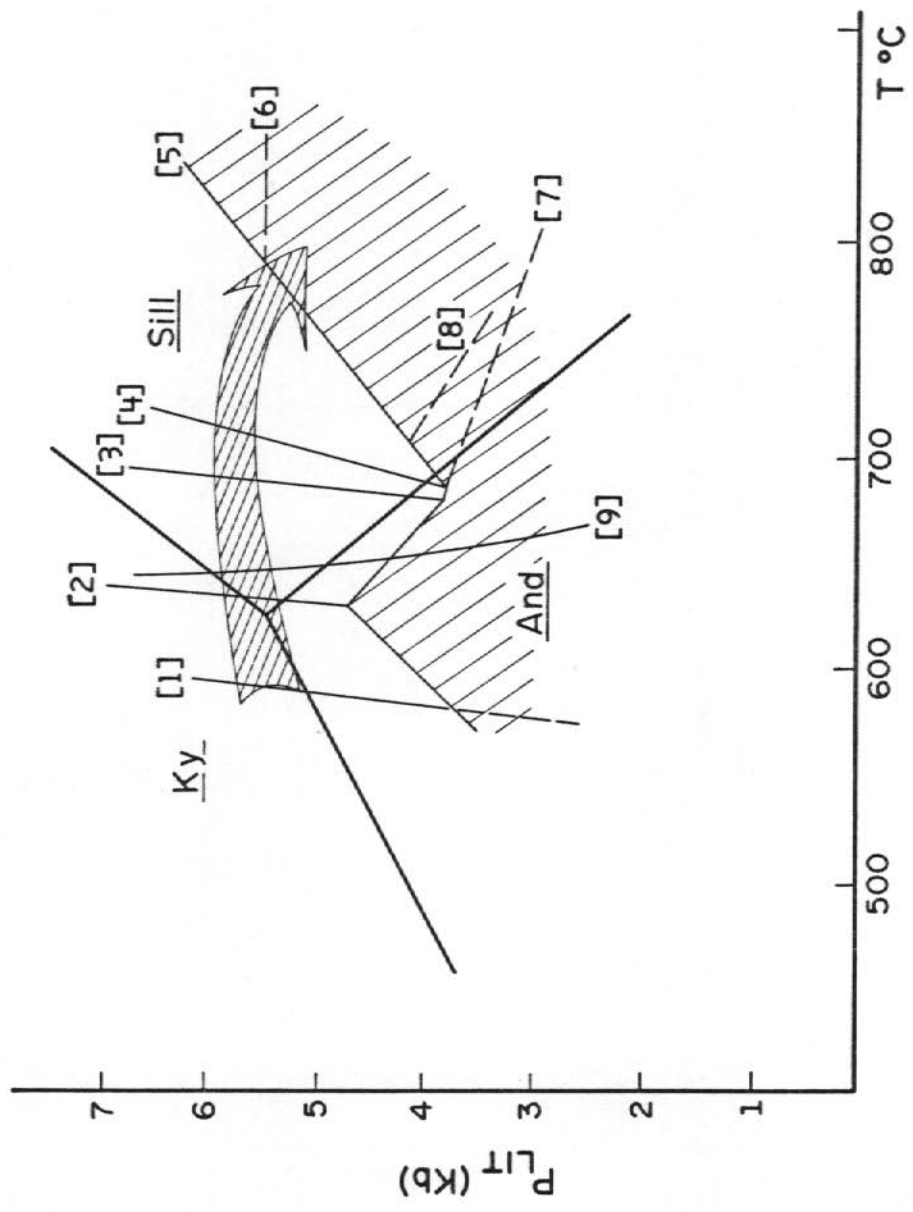


Fig. 4



(18-20) Cercedilla Fig 5

INDICE

2.- PETROLOGIA

2.1.- Descripción de los materiales	1
2.1.1.- Rocas metamórficas	2
2.1.1.1.- Metasedimentos	2
- Paraneises	2
- Metasamitas	4
- Rocas de silicatos cálcicos ..	4
2.1.1.2.- Rocas igneas pre-hercínicas	5
- Ortoneises glandulares mesocra-	
tos y melanocráticos	7
- Leuconeises	10
- Ortoneises de tipo Cerceda	13
- Ortoanfíbolitas	15
2.1.2.- Rocas igneas hercínicas	17
2.1.2.1.- Rocas plutónicas	17
- Tonalitas deformadas. Tipo La	
Jarosa	17
- Adamellitas porfídicas orienta-	
das Tipo Sierra del Frances ...	19
- Adamellitas con cordierita y a-	
bundantes enclaves microgranu-	
dos. Tipo Alpedrete.	21
- Granitos con cordierita porfídi-	
cos. Tipo el Cardín-Los Molinos	24
- Granitos de grano grueso. Tipo	
Peña del Hombre	26
- Leucogranito de grano grueso.	
Tipo La Pedriza	28
- Granitos con cordierita porfídi-	
cos. Tipo Mataelpino	30
- Leucogranitos de grano fino-medio	31
- Adamellitas con anfíbol ocasio-	
nal, porfídicas de grano grueso	
Tipo La Granja	34
- Episienitas	36