

HOJA 17-21
NAVAS DEL MARQUES

MEMORIA EXPLICATIVA

DEPARTAMENTO DE
PETROLOGIA Y GEOQUIMICA
(UNIVERSIDAD COMPLUTENSE)

2.- PETROLOGIA

2.1- Descripción de los materiales	2
2.1.1.- Metasedimentos en el Dominio de La Cañada ,...	2
2.1.1.1.- Metasedimentos pelíticos y samíticos de grado bajo del Macizo de La Caña- da	2
2.1.1.2.- Metasedimentos del sector central ..	8
2.1.2.- Metasedimentos del Dominio de El Escorial	14
2.1.3.- Ortoneises	18
2.1.3.1.- Ortoneises glandulares	18
2.1.3.2.- Ortoneises glandulares melanocratos	21
2.1.3.3.- Ortoneises con glandulas homométricas	22
2.1.3.4.- Leuconeises	23
2.1.4.- Rocas graníticas hercínicas	24
2.1.4.1.- Leucogranitos y cuerpos pegmatíticos deformados	24
2.1.4.2.- Cuarzodioritas y tonalitas deforma- das	26
2.1.4.3.- Adamellitas porfídicas con cordieri- ta (Tipo Hoyo de Pinares)	28
2.1.4.4.- Adamellitas con cordierita y mega- cristales	33
2.1.4.5.- Adamellitas con megacristales y mi- agregados biotíticos (tipo Navas del Marques)	34
2.1.4.6.- Adamellitas porfídicas con cordieri- ta (Tipo Ciudad Ducal)	38
2.1.4.7.- Leucogranitos de grano grueso (Tipo Peguerinos)	39
2.1.4.8.- Leucogranitos	41
2.1.5.- Rocas filonianas	42
2.1.5.1.- Aplitas	43
2.1.5.2.- Microdioritas	43
2.1.5.3.- Pórfidos graníticos	45
2.1.5.4.- Diabasas	46

2.1.5.5.-	Camptonitas	47
2.1.5.6.-	Cuarzo	47
2.2.-	Metamorfismo	48
2.2.1.-	Metamorfismo regional	49
2.2.2.-	Metamorfismo de contacto	51
2.3.-	Geoquímica y Petrogénesis	53
2.3.1.-	Rocas metamórficas paraderivadas	54
2.3.2.-	Rocas igneas prehercínicas	55
2.3.3.-	Rocas igneas hercínicas	56
2.3.3.1.-	Leucogranitos deformados	56
2.3.3.2.-	Cuarzodioritas y tonalitas deformadas	56
2.3.3.3.-	Adamellitas Tipo Hoyo de Pinares ...	57
2.3.3.4.-	Adamellitas Tipo Navas del Marques .	58
2.3.3.5.-	Leucogranitos	58
2.3.3.6.-	Consideraciones generales sobre la - variabilidad de las series igneas - granitoides	59
2.4.-	Geocronologia	60
BIBLIOGRAFIA		62

2,- PETROLOGIA

2.1.- DESCRIPCION DE LOS MATERIALES

La superficie de la Hoja de las Navas del Marques está ocupada en algo más de un 60% por granitoides hercínicos intrusivos en materiales metamórficos, separados en dos dominios diferentes: el de La Cañada al oeste, y el de El Escorial al este, que constituyen macroenclaves de varios kilómetros de longitud y anchura moderada, aislados entre los granitoides.

Cada uno de ellos está formado por diferentes proporciones de materiales metasedimentarios y ortoneises. Dadas las diferencias litológicas y de grado metamórfico existentes entre los metasedimentos de ambos dominios se describen por separado.

2.1.1.- METASEDIMENTOS DEL DOMINIO DE LA CAÑADA

Dentro de los metasedimentos del Macizo de La Cañada se han distinguido dos conjuntos cartográficos, atendiendo a su grado metamórfico. El conjunto de menor grado se sitúa en el extremo meridional, por encima del conjunto inferior, en la zona central. En ambos casos sus límites oriental y occidental están determinados por intrusiones graníticas tardí y posthercínicas.

2.1.1.1.- Metasedimentos pelíticos y samíticos de grado bajo del Macizo de La Cañada

Los materiales incluidos en este epígrafe corresponden a los metasedimentos que afloran en la zona sur del sector del Macizo de la Cañada comprendido en esta Hoja. Equivalen aproximadamente a las micacitas de FUSTER y MORA (1970) y a la formación de El Hornillo de CAPOTE (1973).

Las relaciones de estos materiales con los metasedimentos de la zona septentrional son generalmente de concordancia, diferenciándose de ellos principalmente por su menor tamaño de grano, resultado de su menor grado metamórfico.

En su conjunto, estos metasedimentos corresponden a una serie de esquistos de grano fino y filitas con intercalaciones de metaareniscas en proporciones subordinadas. Los afloramientos de esta unidad son, con frecuencia, bastante deficientes, sobre todo en las zonas de topografía plana o suavemente alomada.

Las filitas, que son los materiales más representativos de la unidad, muestran grano fino, color dorado o plateado y frecuentes granates dispersos hasta de un milímetro de tamaño con sombras de presión orientadas concordantemente con la lineación mineral. También se observa, con relativa frecuencia, la presencia de porfidoblastos de andalucita sobre las superficies de esquistosidad; estos porfidoblástos, con secciones rectangulares alargadas y bordes desflecados, pueden alcanzar ocasionalmente dimensiones de 15 x 1 cm., visibles en la zona de las Lagunillas. Su orientación sobre la superficies de esquistosidad no es muy acentuada pero tiende a coincidir con la lineación mineral de la matriz. Afloramientos característicos de estos materiales pueden observarse en los cortes de la carretera de La Cañada a Cebreros en el vértice suroccidental de la Hoja, y en las zonas comprendidas entre las Lagunillas y el manantial de Palancarejo.

Aparte de estos materiales, se encuentran intercalados entre las filitas fundamentalmente hacia su base unos tipos de color gris oscuro o negruzco con oquedades de tamaños inferiores a 1 mm., que parecen corresponder a la alteración de sulfuros, teñidas por una patina pardorrojiza de óxidos de hierro. Su importancia volumétrica es bastante restringida y sólo aparecen en algunos afloramientos cuya potencia visible no supera los 2 metros. Sus mejores afloramientos se encuentran junto al cauce del arroyo de Las Peñas en la zona de Las Lagunillas, donde aparecen

en la base de una alternancia de filitas y areniscas.

La composición mineralógica de las filitas consta de cuarzo, biotita y moscovita, pudiendo con bastante frecuencia aparecer plagioclasa. Dependiendo fundamentalmente de las condiciones de metamorfismo, y en cantidades variables pero siempre accesorias, pueden encontrarse andalucita, cordierita y granate. Es también posible que en alguna de las rocas de grado más bajo exista algo de clorita primaria, extremo que no se puede afirmar con certeza. Entre otros accesorios aparecen circón, apatito, rutilo, opacos y feldespatos potásicos. Como secundarios clorita, sericita, pinnita, opacos y rutilo que proceden de la cloritización de micas y granate, sericitización de plagioclasa y pinnitización de cordierita.

La textura de estas rocas varía entre granolepidoblastica de grano fino a medio y porfidoblástica con matriz esquistosa, dependiendo el carácter porfidoblástico del desarrollo de andalucita, granate, cordierita y biotita principalmente.

La masa principal de las rocas sin porfidoblastos y la matriz de las porfidoblásticas está constituida en la mayoría de los casos por un conjunto granolepidoblástico de cuarzo, moscovita y biotita, con o sin plagioclasa en el que el cuarzo y los feldespatos tienen hábitos alotrioblásticos y las micas son alotrioblásticas o subidioblásticas.

El granate es alotrioblástico a subidioblástico, y puede contener inclusiones de cuarzo, que a veces definen esquistosidad interna suavemente sinoidal, discordante con la esquistosidad externa por la que suelen estar rodeados, su tamaño no suele superar 1 mm., y con frecuencia están bastante retrogradados a productos micáceos.

La andalucita aparece en disposiciones variadas, es escasa como porfidoblastos envueltos por la esquistosidad externa,

probablemente F2 o F3 con desarrollo de una esquistosidad interna de traza sinoidal. Con frecuencia forma grados porfidoblasticos cribosos ordenados groseramente según las estructuras de F3, y por último aparece con morfología irregular, asociada al metamorfismo de contactó.

La biotita puede, en ocasiones, formar pequeños fenoblastos preesquistosos en la segunda fase con inclusiones cribosas de cuarzo rara vez rectilíneas.

La cordierita en estas rocas se restringe a las afectadas por metamorfismo de contacto, pudiendo aparecer como porfidoblastos aislados o en agregados formados a expensas de los elementos micáceos; algunos pueden presentar aplastamiento. Está con frecuencia totalmente retrogradada y por lo tanto alterada a pinnita y a productos micáceos.

En las filitas de color oscuro de grano muy fino, que corresponden por lo tanto a materiales arenosos con gran reducción de tamaño de grano, la mineralogía principal está compuesta por cuarzo, plagioclasa y biotita, con escasos granates cribosos de pequeño tamaño. Los accesorios son, rutilo y feldespató potásico, además de abundantes opacos, probablemente grafito, que condicionan su color.

Las metareniscas, constituyen como ya se ha indicado intercalaciones de escasa importancia, en bancos y capas tableadas cuya potencia unitaria no suele superar los 60 centímetros. Las potencias máximas observadas para los conjuntos de intercalaciones de metasamitas son del orden de unos 12 m. y se encuentran unos 700 m. al sur del manantial del Palancarejo.

Las rocas más frecuentes de este conjunto son metaareniscas de color grisáceo o crema, de grano fino, con moscovita y biotita, con algunas capas muy ricas en cuarzo y cuarcitas de color blanquecino. En algunas de estas metaareniscas pueden encontrarse pequeños granates milimétricos.

En relación con estas rocas aparecen en algunos casos niveles y lentejones de cuarcitas de grano grueso de origen microconglomerático, de color blanquecino o crema cuyos clastos tienen tamaños comprendidos generalmente entre 2 y 5 mm. Muestran menos afloramientos en el camino que desciende al Arroyo de las Peñas a la altura de la Dehesa Boyal, dentro de la zona corneanizada por la intrusión de las adamellitas de Hoyo de Pinares.

El cuarzo es el mineral predominante, a veces casi exclusivo; hay también proporciones variables de clastos de plagioclasa, feldespato potásico y escasas láminas de moscovita y biotita. Como minerales accesorios más comunes pueden encontrarse circón, opacos y rutilo, como secundarios hay clorita y sericita en relación con la alteración de biotita y plagioclasa, respectivamente.

En las rocas de granulometría original más gruesa (microconglomerados y areniscas groseras) se observa que la mayoría de los clastos son de cuarzo, pudiendo aparecer esporádicamente clastos gruesos de plagioclasa estirados y poligonizados. En todas estas rocas los componentes micáceos son escasos, lo que contribuye a que la esquistosidad esté poco definida. Sus texturas varían entre granoblásticas y blastosefíticas.

En relación con dichas metasamitas se encuentran además términos anfibólicos debidos, a la presencia de niveles con componente calcareo, presentan un bandeo composicional muy marcado con bandas de dimensiones milimétricas, que corresponde a la estratificación y está definido por diferencias de coloración dadas por la alternancia de capas más ricas en anfíbol, de color verdoso y capas blanquecinas con plagioclasa y cuarzo.

Sus componentes mineralógicos principales son de cuarzo, plagioclasa cálcica y biotita, con proporciones subordinadas de granate y anfíbol. Como minerales accesorios se encuentra circón,

esfena, opacos y apatito, y entre los secundarios aparecen clorita, sericita, clinozoisita y prehnita.

El anfíbol es una hornblenda verde pálida y se encuentra como pequeños poiquiloblastos cribosos, con inclusiones de cuarzo y plagioclasa, y en rosetas, ambos aparentemente desorientados, o como individuos orientados según la esquistosidad con tamaños de hasta 2 mm., se transforma parcialmente en mica magnésica orientada según el bandeado.

El granate es escaso y su hábito varía de subidioblástico a alotrioblástico, con abundantes inclusiones poiquilíticas de cuarzo y ocasionalmente de anfíbol que le confieren aspecto criboso.

La matriz de estas rocas está constituida por un conjunto granoblástico orientado de grano fino-medio de cuarzo y plagioclasa con cantidades subordinadas de biotita, lo que contribuye a que los planos de esquistosidad esten mal definidos.

Con respecto a la deformación, en la mayoría de estas rocas, se observa la existencia de una esquistosidad principal (S2) crenulada, que muestra en algunos casos microlitones o arcos poligonales que indican la existencia de una esquistosidad previa. La esquistosidad principal es posterior a granate, anfíbol, a algunos porfidoblastos de biotita y a escasas adamellititas; a su vez se neoforman sobre ella andalucita y cordierita y placas de mica blanca.

Cuando estan afectadas por micropliegues posteriores las micas muestran poligonización parcial.

En algunas zonas se genera una tercera esquistosidad asociada a bandas de cizalla que borra casi completamente la esquistosidad previa de F2. En estas zonas se encuentran venitas de cuarzo con pliegues desgajados cuyo plano coincide con el de esquistosidad, y la retrogradación de las micas suele ser muy intensa, estando la mayor parte de la biotita cloritizada.

Por último se observa una intensa recrystalización en relación con el metamorfismo de contacto, con obliteración parcial de las estructuras previas aunque se mantiene la trama orientada.

2.1.1.2.- Metasedimentos del sector central

Este conjunto de metasedimentos constituye la zona central del Macizo metamórfico de La Cañada. Corresponde a los neises de grano fino de FUSTER y MORA (1980) y a las formaciones de La Cañada y Navacarros de CAPOTE (1973), está compuesto por una serie de materiales de composición predominantemente pelítica con intercalaciones de rocas metasamíticas. El límite sur queda definido por el tránsito a los metasedimentos filíticos y esquistosos de inferior grado metamórfico, mientras que por el norte, y en la zona noroccidental estos metasedimentos se encuentran en contacto con los ortoneises glandulares. El contacto con estos últimos materiales es neto y concordante bajo el punto de vista estructural.

Dentro del área de afloramiento de estos metasedimentos se localiza una pequeña intrusión de rocas cuarzodioríticas y un importante número de pequeñas masas paraconcordantes y discordantes de leucogranitos y pegmatitas heterogéneas con una intensidad de deformación variable.

Los materiales más representativos de este conjunto de metasedimentos son esquistos y paraneises metapelíticos con un bandeo metamórfico más o menos marcado, definido por la segregación de bandas cuarzofeldespáticas y lentejones de cuarzo de anchura variable según la intensidad del metamorfismo regional. La intensidad del bandeo está en función de la intensidad del metamorfismo, alcanzando su mayor desarrollo en la zona septentrional en la que se alcanzan grados apreciables de migmatización, observándose un fuerte engrosamiento de estas bandas y una segregación importante de leucosomas, que llegan a coalescer según una red que interrumpe las estructuras previas dando morfologías de tipo estromatítico y flebítico.

En la zona septentrional los componentes minerales no cuarzofeldespáticos de estas rocas están representados fundamentalmente por biotita con proporciones subordinadas de moscovita y sillimanita. La cantidad de moscovita aumenta hacia el sur, en sentido inverso a la variación de intensidad del metamorfismo. La proporción de minerales micáceos es variable encontrándose desde paraneises relativamente ricos en elementos cuarzofeldespáticos a micaesquistos de grano medio-grueso en los que las micas son los componentes más abundantes. A pesar de que el bandeo metamórfico está mejor definido en la zona septentrional, de más alto grado, próxima a la localidad de La Cañada, también se encuentran bandeos de segregación bien definidos en afloramientos meridionales, como la zona de La Fuente del Coreo y en el límite occidental de la Hoja, al este del camino a San Bartolomé de Pinares.

Dentro de este conjunto de metasedimentos se encuentran con relativa frecuencia intercalaciones de rocas metasamíticas que destacan por una mayor resistencia a la erosión, formando bancos y capas tableadas que resaltan frente a los materiales metapelíticos, en los que la erosión no pone en evidencia la estratificación.

Al igual que en los materiales más pelíticos, sus minerales no cuarzofeldespáticos están representados fundamentalmente por biotita y moscovita, con sillimanita. Con respecto a su composición, entre estas rocas predominan los tipos areniscos no cuarcíticos, aunque se encuentran algunos bancos blanquecinos de rocas muy ricas en cuarzo. Su color varía entre grisáceo más o menos oscuro y crema, en función de la proporción de biotita y del grado de alteración. En el se conservan, en ocasiones, estructuras sedimentarias como estratificación y laminaciones. Afloramientos representativos de estas rocas se pueden observar en los taludes de la carretera a Avila en el límite occidental de la Hoja y en algunos resaltes de los taludes de la carretera de La Cañada a Cebreros, y entre los Kms. 5 y 7.

Se intercalan lentejones y capas de areniscas anfibólicas y de rocas calcosilicatadas que corresponden a bancos con componentes calcáreos, en los que la estratificación se encuentra bien marcada por bandas de distinta composición mineralógica, con colores blanco-verdoso o cremas.

La mineralogía fundamental de los esquistos y neises que proceden de lutitas y grauvacas, está representada por cuarzo, plagioclasa, biotita y moscovita, pudiendo estar presente el feldespató potásico y faltar la moscovita primaria en las rocas de más alto grado. No obstante, la presencia del feldespató potásico no implica la desestabilización total de la moscovita primaria. Aparte de esta mineralogía básica pueden aparecer, dependiendo de la litología original y del grado de metamorfismo, granate, estaurolita, andalucita, sillimanita, cordierita, y distena de aparición puntual, citada por LOPEZ RUIZ et al. (1975), al sur del Verceguelo.

Como otros minerales accesorios se encuentran circón, apatito, opacos, turmalina y ocasionalmente monacita.

Los minerales secundarios se asocian a la retrogradación de plagioclasa, biotita y minerales alumínicos y entre ellos se encuentran clorita, sericita, pinnita, rutilo, moscovita y clinozoisita.

Su textura es en general granolepidoblástica, de grano medio a grueso, eventualmente porfidoblástica y frecuentemente crenulada, la anchura del bandeo es variable, llegándose a un grado apreciable de removilización y de pérdida de estructuración en las rocas migmatizadas.

El granate, se encuentra como relictos de porfidoblastos muy desestabilizados y transformados a un agregado de grano fino de micas, plagioclasa y cuarzo.

La estaurolita escasa quizás a causa de restricciones composicionales, muestra porfidoblastos de morfología sigmoidal con esquistosidad interna conforme a la externa que a su vez deflece frente al porfidoblasto, indica por lo tanto un crecimiento en un momento temprano del desarrollo de la esquistosidad de segunda fase dominante. Está intensamente sericitizada.

La distena forma porfidoblastos tabulares precinemáticos, pseudomorfizados por andalucita en mosaico. La sillimanita es sincinemática con la fase dos según la cual se oriente y esté incluida en plagioclasa, cuarzo y cordierita. La biotita además de ordenada en la esquistosidad forma porfidoblastos helicíticos precinemáticos con inclusión de cuarzo discordantes con la esquistosidad externa. La andalucita pseudomorfiza además de a la distena, también a la estuarolita y muestra un periodo de cristalización dilatado puesto que aparece como porfidoblastos con inclusiones sigmoidales de opacos, precinemáticos y lo más frecuente porfidoblastos tardíos ordenados incluyendo la esquistosidad de fase 2 e incluso a micropliegues de tercera fase. Incluye fibrolita y está incluida en cordierita que forma porfidoblastos alineados con la esquistosidad formados a expensas de biotita. También se neoforma en la aureola de contacto perigraníticos. Esta frecuentemente pinnitizada.

Las migmatitas muestran leucosomas intensamente poligonizados y recrystalizados escasamente deformados, debido a su formación tardía.

Las areniscas están constituidas por cuarzo, plagioclasa, biotita y moscovita, apareciendo con menor abundancia y frecuencia feldespato potásico. Dependiendo de las condiciones metamórficas y de la composición inicial pueden aparecer también granate, cordierita o sillimanita. Como accesorios hay circón, apatito, opacos, esfena, rutilo y monacita.

Los secundarios proceden de la alteración de micas, de plagioclasa y de cordierita y los más comunes son clorita, sericita, pinnita, rutilo y opacos.

Las texturas más comunes son, dada su composición, granoblásticas orientadas de grano fino, con tránsitos a tipos granolepidoblásticos por aumento en la proporción de micas. Presentan a veces un bandeo composicional debido a variación en la abundancia relativa de minerales, bandeo que coincide con la esquistosidad.

Los granates de pequeño tamaño son cribosos, con abundantes inclusiones de cuarzo, parcialmente alterados a micas. La sillimanita es fibrosa orientada y fuertemente moscovitizada. La cordierita aparece en rocas afectadas por metamorfismo de contacto como agregados pinnitizados formados a expensas de las micas.

Las rocas calcosilicatadas muestran cuarzo y plagioclasa formando un agregado granoblástico con granate, zoisita-clinozoisita, hornblenda y diopsido en proporciones variables. Sus texturas varían entre granoblásticas y porfidoblásticas orientadas de grano fino-medio.

El granate forma poiquiloblastos irregulares, con abundantes inclusiones que le confieren un aspecto criboso, y como pequeños cristales subidiomorfos se encuentra parcialmente sustituido por clinozoisita.

El clinopiroxeno de tipo diopsídico, puede formar blastos subidiomorfos o alotriomorfos de color verde pálido o incoloro, parcialmente sustituido por anfíbol.

El anfíbol, hornbléndico, es de color verdoso a veces con ligera tonalidad olivàcea. Formar cristales alotrioblásticos a subidioblásticos o pequeños agregados policristalinos. También puede encontrarse como fenoblastos cribosos asociados a crecimientos de sustitución sobre el piroxeno.

La zoisita y la clinozoisita pueden formar pequeños agregados donde la clinozoisita parece sustituir a la zoisita. En algunos casos se asocian a transformaciones de la plagioclase, que suele estar retrogradada a sericita y zoisita.

Entre los minerales accesorios es característica la presencia y relativa abundancia de esfena como pequeños gránulos alotriomorfos o subidiomorfos dispersos. En una ocasión se ha detectado la presencia de scheelita con hábito alotriomorfo y equidimensional. Además hay circón y opacos.

Con respecto a la deformación, generalmente se observa en una esquistosidad principal crenulada, apreciándose en ocasiones la presencia de arcos poligonales y posibles relictos de una esquistosidad previa.

Las micas que definen la esquistosidad y las crénulas suelen estar poligonizadas, encontrándose únicamente afectadas por flexiones suaves. El grado de poligonización de las micas puede ser menor en las rocas de grado más bajo.

En algunas rocas afectadas por deformaciones de carácter milonítico, se observa un fuerte acintamiento del cuarzo, así como una intensa granulación y poligonización del cuarzo, los feldespatos y las micas, que definen un bandeo que puede rodear a porfidoclastos de plagioclase, micas y a lentejones policristalinos.

En las rocas afectadas por metamorfismo de contacto suele haber una recristalización intensa con neoformación de micas cruzadas, apreciándose sólo extinción ondulante y cuarteamiento del cuarzo así como flexiones débiles de micas asociadas a deformaciones tardías.

La esquistosidad principal rodea a los porfidoblastos de granate así como al anfíbol y al clinopiroxeno en las rocas

calcosilicatadas, aunque en estas últimas algunos anfíboles parecen ser discordantes con la esquistosidad principal.

2.1.2.- METASEDIMENTOS DEL DOMINIO DE EL ESCORIAL

Son materiales muy escasos en este dominio, se limitan al núcleo de la estructura de Santa María de la Alameda; a estrechas bandas en zonas de cizalla, donde son cabalgados por ortoneises glandulares; al afloramiento de la ladera oriental del Cerro de San Pedro, -sur de Valdemaqueda-, y a enclaves de centimétricos a decimétricos en ortoneises glandulares.

Se trata de materiales fundamentalmente pelíticos con bandas semipelíticas, o grauvaquicas que incluyen paquetes de rocas carbonáticas y que están, en general, abundantemente migmatizados.

Los materiales pelíticos muestran estructura bandeada con espesor en general de 1 a 2 cms. con venulación migmatítica de espesor y morfología variables, desde estromatitas, plegadas con schlieren, a lo más frecuente nebulitas.

Sus texturas son granolepidoblásticas con escasos porfidoblastos, de granate o cordierita.

Mineralógicamente están constituidos fundamentalmente por cuarzo, oligoclasa ácida, biotita y sillimanita. Los dos últimos definen la foliación principal, la sillimanita es a veces palmeada en grandes prismas fuertemente deformados. Con carácter precinemático aparecen granate y distena residual, el primero con escasas texturas rotacionales. Asociada a los planos de foliación elongada, relacionada con biotita y sillimanita, y también a expensas de granate se forma cordierita; el feldespato potásico es muy escaso, limitado a escasos centímetros adyacentes a algunos contactos con ortoneises. Esporadicamente se forma andalucita en

bordes de ortoneises y la moscovita es exclusivamente secundaria sobre silicatos de aluminio; como accesorios aparecen circòn, apatito y turmalina.

En los niveles màs migmatizados las bandas restìticas se reducen a agregados refractarios de biotita, sillimanita, cordierita y escaso cuarzo.

Los niveles semipelìticos, de grano fino, son màs abundantes que los otros en plagioclase prismàtica, dando texturas granoblàsticas, dichos feldespatos incluyen relictos de granate y distena. Esta litologìa, màs refractaria a la fusiòn parcial queda con frecuencia en forma de "boudins", de espesor decimètrico, en los neosomas.

En los contactos no milonìticos con ortoneises, como en el arroyo de Robledondo, los metasedimentos muestran aspecto corneànico con texturas granoblàsticas y abundante sillimanita prismàtica ordenada al azar y como ya se ha indicado, bien cordierita o andalucita, y eventualmente ortosa intersticial.

En las zonas de cizalla muestran bandeado milimètrico regular, grano muy fino, fuerte recrystalizaciòn, dando texturas granoblàsticas en una matriz que rodea a los porfidoblastos fracturados.

Los diferenciados migmatìticos aparecen formando venas de leucosomas centimètricos concordantes y plegados con fuerte engrosamiento en las charnelas y estructuras ptigmàticas, como neosomas de trànsitos progresivos a los restos refractarios y como masas discretas de dimensiones mètricas discordantes.

Los paquetes carbònaticos intercalados entre los paraneises tienen un espesor reducido, probablemente de 10 a 20 m., engrosados por repeticìòn tectònica. Constituyen bandas continuas aunque estan "aboudinadas" con la consiguiente interrupciòn y adelgazamiento.

Sus contactos con los paraneises se observan raramente debido a la introducción de pegmatitas a favor de los mismos. En ausencia de estas últimas hay unos materiales micáceos de grano fino, bien estructurados y potencia métrica.

Muestran un bandeo de composición calcítica y dolomítica de color blanco a ocre, que se convierte en magnesítico, en la banda que transcurre por el puerto de la Cruz Verde, también aparecen magnesitas en bolsas en las bandas occidentales.

Al borde de las mismas y en delgadas capas intercaladas aparecen rocas de silicatos calcícos, o skarnoides de grano fino y color verde. Sin embargo en el borde entre los ortoneises de la Hoya y las metapelitas en la parte externa de la estructura de Santa María de la Alameda, (arroyo de Robledondo, en el collado entre el cerro Calamocho y el cerro Cabezuelo), aflora un nivel de skarn no asociado de manera visible a ningún paquete carbonático.

Composicionalmente los paquetes carbonáticos, son calizas y dolomías bandeadas por diferentes proporciones de silicatos tales como flogopita, la más frecuente, que forma los planos de foliación, diopsido, forsterita, clinohumita, espinela, más raramente tremolita, clintonita, escapolita, meionítico, y en los niveles más impuros, plagioclasa y microclina, nunca aparece cuarzo libre. Como otros accesorios se encuentran pirita, magnetita y como elementos secundarios, clorita sobre espinela y flogopita y serpentina a expensas de forsterita.

Las texturas son granoblásticas con fábricas direccionales locales en los carbonatos.

Los niveles de magnesita tienen texturas granoblásticas decusadas con talco y cuarzo intersticial.

Los niveles de silicatos cálcicos constan fundamentalmente de asociaciones según bandas milimétricas de diopsido-plagioclasa y diopsido microclina, con flogopita y anfíbol, a los que se asocian bandas de grosularia y vesubiana. Como elementos tardíos aparecen prehnita y clinozoista/epidota.

Los skarns del arroyo de Robledondo estan compuestos por un bandeo de diopsido salítico, granate andradítico y plagioclasa cálcica, mostrándose a veces texturas de intercrecimientos simplectíticos entre clinopiroxeno y plagioclasa en torno a los granates; llevan como accesorios rutilo, esfena y opacos.

Esta unidad muestra un bandeo entre unos términos anfibólicos y otros con anfíbol verde plagioclasa, donde el ferromagnesiano muestra exsoluciones de anfíbol incoloro según planos estructurales, se asocian también bandas de plagioclasa predominante, monominerales o de plagioclasa-clinopiroxeno con anfibolitización tardía, lleva como accesorios, rutilo, allanita y opacos. La plagioclasa tiene en estas rocas zonaciones simples de dos ó tres individuos y presentan texturas granoblásticas de tipo poligonal.

A las bandas masivas de tipo plagioclasa-piroxeno se asocia un skarn de baja temperatura con cuarzo e hidrogrosularia.

Asociadas a la zona de cizalla del arroyo de la Umbria aparecen masas de clorita verde prismática, con abundantes opacos y apatito.

Al borde del afloramiento de las proximidades de la Paradilla más niveles métricos de grano muy fino, y color oscuro, compuestos por flogopita, plagioclasa (andesina-labrador) cuarzo intersticial y abundante pirotina, de composición típica (S= 40.33, Fe= 59,68) en dos morfologías, los cristales de mayor tamaño dentados, los pequeños prismáticos, además ilmenita en cristales aislados, con un 5% de MnO, grafito, escasa calcopirita, epidota y allanita.

Las pegmatitas que usualmente marginan los niveles carbonáticos constan de cuarzo, ortosa, plagioclasa y prismas de 2-3 cms. dispersos de clinopiroxeno, marginado por anfíbol verde que a su vez lo está por biotita.

2.1.3.- ORTONEISES

Los ortoneises ocupan la mayor superficie de afloramiento del Macizo de El Escorial y el tercio septentrional de La Cañada. Aunque existen numerosas variedades locales atendiendo al aspecto morfológico, se han distinguido cuatro variedades diferentes: ortoneises glandulares, ortoneises glandulares melanocrátos, ortoneises con glándulas homométricas y leuconeises.

2.1.3.1.- Ortoneises glandulares

Se agrupan en este epígrafe el afloramiento de La Cañada y los externos de El Escorial, en la primera localidad forman una banda irregular con dirección N-S, interrumpida en el extremo meridional por el asomo granítico del arroyo de la Gaznata. En la segunda se superponen estructuralmente a los neises femicos en el lado meridional y a la unidad metasedimentaria que transcurre por Santa María de la Alameda-Robledondo. Referencias sobre las mismas se encuentran en SAN MIGUEL et al. 1960, PEINADO, 1973; NAVIDAD y PEINADO, 1974; PEINADO y ALVARO, 1981.

Los contactos con dichas unidades son en general netos y concordantes, a lo largo del último citado aparecen facies leucocráticas con abundantes nódulos elongados de granate, turmalina o ambas fases intercrecidas, lo que sugiere una antigua facies leucocrática marginal.

Esporadicamente muestran enclaves y septa metasedimentarios desde dimensiones decimétricas a decamétricas, entre los enclaves más grandes, el de la carretera de Avila a La

Cañada al SE del manantial de la Ventilla, posible enclave o parte de un pliegue, los de la zona de Serones también en La Cañada, al N de la Hoja, el cortado por la carretera de El Escorial a Robledo de Chavela en las cercanías al puerto de la Cruz Verde y otro al SO de Navalespino. Entre los de dimensiones reducidas destacan los visibles en el estrecho afloramiento incluido en los metasedimentos del núcleo de la estructura de Santa María de la Alameda, en el corte del río Aceña y en la banda de Santa María de la Alameda a Robledondo.

Por lo general el aspecto de estas rocas es bastante homogéneo con algunas variaciones debidas tanto a diferencias texturales originales, en la cantidad de deformación y al grado de migmatización, este último irregular pero muy desarrollado en los contactos occidentales del dominio de El Escorial.

Suelen aflorar como bloques y bolos irregulares de superficie rugosa, aunque hay extensiones considerables con mala exposición, sin resaltes morfológicos, en la zona de La Cañada.

El tipo más común es el de una roca con monocristales de feldespatos potásico, donde se ven a menudo maclas de tipo Carlsbad, de dimensión comprendida entre 2 y 6 cms. aunque pueden llegar a tener unos 12 cms., de contorno, en general, redondeado como consecuencia de la deformación o estirado en una matriz bandeada, donde la biotita suele ser lo bastante abundante para definir la foliación junto con haces de sillimanita, en esta matriz existen también feldespatos de dimensión menor a los que forman las glándulas.

Incluyen bandas más pobres en mica con la biotita en agregados, y los monocristales de 2 a 4 cms., visibles en la zona de La Cañada junto al límite septentrional de la Hoja, al N de la Casa de Ciervos, donde muestra transición al tipo común; del mismo aspecto son algunas bandas al N de Robledondo en el macizo de El Escorial, así como en el área de Espinosillo y la zona del arroyo la Cuerda, cerca de Peguerinos, donde las glándulas pueden ser más escasas adoptando una estructura planolinear.

Petrográficamente muestran una textura blastoporfídica donde las grandes glándulas son de ortosa monomineral, maclada con contornos unas veces engranados con los tectosilicatos de la matriz, otras, delimitada por la foliación micácea. Muestra parcialmente macla en enrejado y es generalmente pertítica, desde finos "films" a venas o parches, éstos predominantes en los neises del N de Santa María de la Alameda; ocasionalmente, presentan poligonización y granulación marginales.

La matriz es granolepidoblástica con cuarzo, feldespato potásico y plagioclasa, en general maclada, y eventual zonación residual, que muestra mirmequitas en contacto con la ortosa.

La biotita, rojiza, aparece incluida en feldespatos y definiendo los planos de esquistosidad donde se asocia a sillimanita como madejas de fibrolita y finos prismas a veces incluidos en plagioclasa. Esporádicamente, aparecen prismas dispersos de distena, incluidas en feldespatos.

En las proximidades de los granitoides hercínicos aparece además cordierita a veces pinnitizada y/o andalucita esta última en los neises más luecócratos.

Como elemento secundario es frecuente la moscovita desarrollada sobre feldespatos, biotita y sillimanita, en este aspecto es de resaltar la fuerte moscovitización de los neises al N de Santa María de la Alameda, también se forma clorita acompañada de rutilo sagenítico sobre biotita.

Como accesorios hay grandes apatitos, circones alotriomorfos y xenomorfos, frecuentemente recrecidos, monacita, topacio y turmalina azulada.

Los enclaves encontrados son de procedencia sedimentaria, de metapelitas y metagrauvacas, así como de rocas de silicatos cálcicos. En el cauce del río Aceña al N de la carretera

de Robledondo a Santa María de la Alameda, se encuentran enclaves hipermicáceos con biotita predominante, algo de plagioclasa y sillimanita, y en las proximidades de Navalespino enclaves variados entre los cuales de metasedimentos ricos en cuarzo y cordierita y de agregados de plagioclasa y biotita con haces neoformados de sillimanita.

2.1.3.2.- Ortoneises glandulares melanocratos

Afloran en pequeñas bandas asociadas a metasedimentos, generalmente afectados por cizallas de fase 2 y en la zona de San Benito.

Muestran por lo general glándulas abundantes de dimensión regular, entre 5 y 6 cms., y con escasa matriz, incluyen pequeños paquetes de metasedimentos muy biotíticos y bandas de aproximadamente medio metro de espesor de grano fino y glándula dispersa.

Mineralógicamente se caracterizan por poseer las glándulas de mayor dimensión de feldespato potásico y las de menor tamaño de plagioclasa. Es característica la presencia de una fuerte poligonización de los feldespatos, particularmente de los calcosódicos que se presentan como lentejones de textura granoblástica poligonal donde pueden quedar núcleos de plagioclasa con zonado residual. Estas muestran con frecuencia pequeños prismas de sillimanita con orientación reticular y prismas de distena, incluidos en feldespatos o dispersos. El granate es esporádico y muestra transformación marginal a cordierita.

La sillimanita es en general prismática, deformada y marginada por fibrolita.

Las bandas con glándulas de dimensión más reducida, distribución bimodal, tienen matriz acintada donde es rara la poligonización de plagioclasa y la sillimanita suele ser siempre

fibrosa, ordenada en los planos de deformación. Muestran enclaves ricos en biotita y sillimanita de tipo hipermicáceos.

En las zonas de cizalla asociadas a los cabalgamientos de segunda fase se producen milonitas y blastomilonitas con poligonización a veces total de plagioclasa y parcial, en general, de feldespato potásico. Aparece biotita en los planos de foliación y se neoforma eventualmente cordierita, así como recristalización de sillimanita. Son muy frecuentes los cuarzos fuertemente acintados. En etapas tardías estas rocas sufren una importante sericitización y cloritización.

2.1.3.3.- Ortoneises con glándulas homométricas (La Hoya)

Es un afloramiento relativamente reducido que forma un anillo en la estructura de Santa Maria de la Alameda fue resaltado por SAN MIGUEL et al. (1960) y citado como neis de Santa Maria de la Alameda en PEINADO y ALVARO, (1981)

Sobre el terreno se distinguen por la presencia de glándulas de tamaño homogéneo, aproximadamente unos 2-2,5 cms. de dimensión, con distribución regular. Muestran enclaves de tonalitas biotíticas y anfibólico-biotíticas de dimensiones centimétricas a decimétricas, visibles, entre otros puntos, en los alrededores del arroyo de los Sauces y en el cauce del río Aceña cerca de la desembocadura del arroyo Robledondo.

Muestran fundidos parciales los contactos de los ortoneises con la serie metasedimentaria y también según pequeñas zonas de cizalla de dirección E-O con suave buzamiento hacia el S.

Mineralógicamente los ortoneises constan de feldespato potásico maclado, algo pertítico, oligoclasa-andesina con zonación residual, irregular y albita marginal, cuarzo y biotita, son raros los silicatos de aluminio y la moscovita tardía, como accesorios circón recrecido, apatito, allanita e ilmenita.

Los enclaves tonalíticos muestran también estructuración interna y corresponden a agregados blastogranudos con plagioclasa reequilibrada con múltiples inclusiones de cuarzo en gotas, cuarzo, anfíbol de tipo hornblenda, biotita y como accesorios abundante esfena, apatito acicular y globular, y circón.

Están afectados en su borde meridional por la falla dúctil descrita en el apartado de tectónica, donde se imbrican estrechamente con escamas metasedimentarias. La reducción de tamaño de grano de los ortoneises es importante llegando los porfidoclastos a 1-2 milímetros; aparecen texturas filoníticas con neoformación de mica blanca y clorita en los planos de deformación. Los porfidoclastos están afectados por fracturación y recristalización somera en zonas trituradas.

2.1.3.4.- Leuconeises

Los leuconeises se asocian a todos los ortoneises, en bandas de dimensiones centimétricas a decamétricas. Hay algunos cuerpos de mayor dimensión individualizados cartográficamente, de ellos el que transcurre a lo largo del río Cofio, está afectado en su borde occidental por una banda de cizalla.

Pueden ser glandulares o no, aunque en el primer caso los megacristales de feldespato están dispersos; éstos son semejantes a los de los tipos glandulares ya descritos y la matriz es de grano fino y composición leucogranítica, dada por un agregado de cuarzo, plagioclasa y feldespato potásico, con escasa biotita. Muestran como accesorios bien granate, bien andalucita o sillimanita y escasa moscovita secundaria. Como accesorios circón apatito y a veces turmalina.

En las bandas del cerro San Benito aparece además de granate una escasa proporción de distena residual, incluida en feldespatos.

2.1.4.- ROCAS GRANITICAS HERCINICAS

Las rocas graníticas hercínicas presentes en la Hoja son variadas en cuanto a su tipología y a la edad relativa de emplazamiento.

Los más tempranos son leucogranitos autóctonos o parautoctonos consecuencia local del metamorfismo regional postdatado por diversos materiales intrusivos, los más antiguos deformados. Los materiales intrusivos constan de diversas unidades: cuarzodioritas y tonalitas de La Cañada; adamellitas porfidicas de tipo Hoyo; adamellitas con fenocristales de Navas y leucogranitos en orden cronológico deducido de la relaciones intrusivas vista en el terreno. Han sido tratados parcialmente o de manera global en diversos trabajos como los de SAN MIGUEL et al (1960); APARICIO, et al (1975); BELLIDO, et al. (1983); BRANDERBOURGER, et al. (1985); CASILLAS y PEINADO (1987); VILLASECA (198); FUSTER Y VILLASECA (1987).

2.1.4.1.- Leucogranitos y cuerpos pegmatíticos deformados

Bajo este epígrafe pueden agruparse tanto las masas graníticas autóctonas como las paraautóctonas que se asocian y cortan las estructuras de segunda fase de las rocas metamórficas, metasedimentos y ortoneises, y se orientan en su mayor parte según pliegues de tercera fase, de lo que pueden mostrar esquistosidad.

Los cuerpos autóctonos se generan en relación con ortoneises, afectando fundamentalmente a los de glándulas homométricas y a los ortoneises glandulares, aunque también están presentes en los melanocratos. Muestran contactos difusos y numerosas inclusiones tanto de "schlieren" biotíticos de orientación semejante al paleosoma como xenocristales de ortosa residuales.

Los paraneises muestran también como ya se ha indicado, un avanzado grado de migmatización, de manera que existe una facies de tipo estromatítico, más precoz, así como cuerpos métricos de tipo leucogranítico. Los contactos con estos materiales, son, dada su naturaleza más contrastados, las restitas son bien agregados de biotita-sillimanita-cordierita, refractarios, bien "boudins" de metagrauvacas, algunas de las cuales muestran la esquistosidad plegada. Son muy abundantes en el núcleo de Santa María de la Alameda, particularmente en su lado N.

Otros cuerpos, son intrusivos, más escasos en relictos, pero con la misma disposición y estructura, pueden mostrar en el contacto una fina banda pegmatítica de unos 2 cms. de anchura; también pueden formar sistemas de venas e inyecciones a favor de los planos de foliación.

En algunos cuerpos la deformación no es evidente por lo que hay que admitir para ellos un carácter más tardío y en otros la estructuración es muy importante en relación con cizallas de fase 4 en La Cañada donde aparecen muy fuertemente deformados en una banda de dirección N 15° E localizada al E de dicha localidad, o en las asociadas al cabalgamiento meridional en el macizo de El Escorial, visibles en la carretera de Avila.

Pueden mostrar estructuras fluidales con bandeo de biotita paralelo al límite externo del cuerpo.

Las texturas son muy variables desde términos aplíticos de grano fino a pegmatíticos, muy desarrolladas al S de La Cañada, con relaciones mutuas graduales y complejas.

En general muestran, salvo las heterogeneidades antes dichas, texturas granudas con trituración marginal de los cristales que tienen contornos engranados y en mosaico, y morfología subredondeada.

Los componentes fundamentales son cuarzo, albita-oligoclasa con zonación poco contrastada y maclas deformadas, y ortosa peritética, en proporciones equivalentes;

además biotita accesoria en placas dispersas, moscovita y de manera esporádica granate y andalucita, en La Cañada y nódulos de sillimanita probablemente refractaria, así como andalucita en El Escorial, como accesorios apatito, circones recrecidos, opacos y turmalina verde, pirita en los relacionados con cizallas.

En la proximidad espacial de estos cuerpos aparecen turmalinitas, concordanteso no así como fuerte turmalinización de los materiales encajantes.

2.1.4.2.- Cuarzodioritas y tonalitas deformadas

Rocas de esta naturaleza aparecen en diferentes localidades, intrusivas en ambos casos sobre rocas metamórficas, una de ellas se situa en el macizo de La Cañada al S del pueblo del mismo nombre en pequeños stocks de dimensiones inferiores a 1 Km², intrusivos en metasedimentos, la deformación es bien visible en los bordes, son de color verdoso con erosión en bolos métricos.

La otra se encuentra en la zona del Portacho, en el borde suroriental del afloramiento de El Escorial donde hay una banda de unos 500 m. de longitud en la Hoja, intrusiva en ortoneises glandulares, de coloración intermedia, posee fuerte deformación y está atravesada por venas leucocráticas centimétricas que señalan movimiento de cizalla dextral.

Las de la primera localidad corresponden a cuarzodioritas anfibólico-biotíticas. Su textura es granuda hipidiomorfa de grano medio ligeramente modificada por deformación. Sus componentes fundamentales son plagioclasa, hornblenda, biotita y cuarzo intersticial. La plagioclasa forma cristales en general menores de 2 mm., con maclación compleja muy nítida y bien definida y zonado oscilatorio neto o en algún caso en parches. Los individuos son algo subidiomorfos o alotriomorfos y con frecuencia se observan grupos de cristales que proceden de la poligonización irregular de una plagioclasa de mayor tamaño. También son bastante comunes los agregados en sinneusis. Puede tener maclas mecánicas y fuerte deformación de maclas con feldespató potásico infiltrado a favor de las grietas de los cristales.

El anfíbol, muy abundante, es una hornblenda verde pálida que puede tener zonación irregular con tintes castaños débiles. Forma cristales de tamaño heterogéneo que alcanzan hasta 3 mm., con hábitos que varían de subidiomorfos a alotriomorfos a veces maclados. Los cristales tienen tendencia a constituir grupos irregulares que en ocasiones proceden de poligonización de un individuo mayor. Se encuentra afectado por transformación a biotita, que crece en forma de parches irregulares.

El anfíbol puede estar en algún caso incluido en plagioclasa, y también se observan inclusiones de plagioclasa en anfíbol. Asimismo este mineral puede englobar opacos y apatito.

La biotita se encuentra en menor proporción que el anfíbol, y forma cristales algo subidiomorfos o alotriomorfos con bordes irregulares y de tamaño variable, que puede alcanzar hasta 4 mm., en ocasiones deformados. Tiene color castaño o castaño-rojizo, pleocroico a todos amarillentos claros. Con mucha frecuencia en sus bordes o en los contactos entre distintos cristales se encuentra un conjunto de gránulos de opacos inmersos en una base de cristalitos de cuarzo y plagioclasa que proceden de la desestabilización de este mineral. No es tampoco raro que en torno a los opacos incluidos en ella, se desarrolle una fina corona irregular de cuarzo y plagioclasa.

El feldespató potásico es muy escaso, y se encuentra como pequeños cristales intersticiales, menores de 0,3 mm. o parches en las plagioclasa, carece de perititas.

El cuarzo se presenta en cantidades subordinadas como cristales alotriomorfos que en la mayoría de los casos son inferiores a 1,5 mm. Está roto y cuarteado en subgránulos con límites suturados irregulares y extinción ondulante.

El apatito forma prismas subidiomorfos e idiomorfos de hasta 2 x 0,5 mm., que se encuentran dispersos en el conjunto. Los

opacos, son bastante abundantes en gránulos de tendencia equigranular alotriomorfa, bien individualizados y con tamaños de 0,5 mm. Pueden incluir plagioclasa y anfíbol pero a su vez pueden estar incluidos en estos minerales y en la biotita, asociándose fundamentalmente a los minerales ferromagnesianos, corresponde a ilmenita ($\text{TiO}_2 = 51,33-52,70$; $\text{FeO} = 42,14$; $\text{MnO} = 6,53-6,26$). También se encuentra como pequeños gránulos asociados a la destrucción de biotita. El circón se encuentra como cristales independientes, idiomorfos o subidiomorfos de hasta 6 mm. de longitud, dispersos en la roca. La allanita forma cristales subidiomorfos zonados de hasta 0,7 mm. asociados a la biotita. La esfena esta en prismas idiomorfos.

La banda del Portacho tiene más abundancia de cuarzo, corresponde por lo tanto a tonalitas, con deformación variable según su proximidad a la zona de cizalla. Tienen por lo tanto texturas porfidoclásticas con prismas cuadrangulares de andesina-labrador con zonación compleja, cuarzo intersticial y hornblenda y biotita en análoga disposición que en las ya descritas.

Parece apreciarse una zonación-litológica puesto que los términos orientales del cuerpo muestran feldespatos potásico intersticial y clinopiroxeno residual incluido en cristales de anfíbol, los accesorios son de la misma naturaleza ya comentada.

En este afloramiento no se ha apreciado metamorfismo de contacto sobre los neises glandulares, sin embargo los apuntamientos al S de La Cañada provocan una fuerte exocontacto de anchura centimétrica con neoformación de espinela, corindón, cordierita y andalucita.

2.1.4.3.- Adamellitas porfidicas con cordierita. (Tipo Hoyo de Pinares)

Este plutón adamellítico aflora en el cuadrante

suroccidental de la Hoja, donde ocupa una extensión de unos 85 Km² y en el ángulo suroriental en un afloramiento de unos 12 km².

En ambos casos intruye sobre materiales metamórficos que los limitan por el O, de bajo y alto grado en La Cañada y sólo alto grado en el macizo de El Escorial, sobre los que induce metamorfismo de contacto.

El primer afloramiento queda limitado por la intrusión posterior del stock de las adamellitas de Las Navas del Marques.

Presenta buenos afloramientos con morfologías graníticas características, con desarrollo de lanchares y berrocales de coloración blanca grisácea. Es un material canterable y se encuentran numerosas explotaciones actuales en el término municipal de Hoyo de Pinares. Entre los afloramientos representativos se encuentra la zona de La Cancha, de Valdegarcía al O y la zona al S del ferrocarril Madrid-Avila al E.

En las proximidades de ambos contactos occidentales aparecen estructuras deformativas de intensidad variable con orientación planar de micas y deformación de fenocristales que se hacen menos apreciables de manera gradual hacia el E, y se asocian a planos de cizalla de desplazamiento dextral. Estas estructuras son muy bien visibles en los cortes de la carretera de Avila a unos 3 km. al O de La Cañada y en la carretera de Fresnedillas a Robledo de Chavela. En esta última localidad el contacto es múltiple de manera que las adamellitas aparecen fuertemente imbricadas con bandas de materiales metamórficos, en general neises glandulares, salvo la banda exterior que está constituida por paraneises, en una anchura de unos 2 km. Son además muy frecuentes las estructuras fluidales allí donde la deformación no es apreciable con formación de bandas de concentración de biotita y/o de fenocristales, estas bandas pueden ser multiples y se asocian a concentraciones planares y bolsadas pegmatíticas, de las que se encuentran ejemplos espectaculares en el cerro de Valdeagarcía y en la zona de Valvellido, al N de Hoyo de Pinares.

Su aspecto es bastante homogéneo de unos afloramientos a otros con pequeñas variaciones de abundancia y tamaño de fenocristales y de proporción de cordierita.

Los fenocristales disminuyen de tamaño en las bandas deformadas, pero suelen ser prismas de una longitud media entre 2 y 4 cms., anchuras de 1-1,5 aunque alcanzan localmente longitudes de hasta 7 cms.

Los megacrístales son de feldespatos potásicos automorfos, con inclusiones zonales de biotita, maclas de tipo Carlsbad y a veces zonación marginal bien visible en muestra de mano. Los límites externos de los megacrístales están con frecuencia limitados por biotitas.

La matriz granítica es de grano medio con cristales comprendidos entre 2 y 5 mm., donde destacan monocristales de cuarzo, subredondeados de hasta 8 ó 9 mm.

La biotita se presenta en general como placas de hasta 7 mm. en un 10-12% y es frecuente la presencia de prismas idiomorfos de cordierita de hasta 6 mm. de anchura, en general de color verdoso por alteración o sericitizadas, asociada a la cordierita puede observarse pequeña cantidad de moscovita. La cordierita es sin embargo escasa en el afloramiento oriental de la zona del Portacho.

Son muy frecuentes además los microagregados biotíticos por lo general de dimensión hasta centimétrica. Aparte de los microagregados biotíticos la población de enclaves es numerosa y variada, por un lado los de indole metamórfica y por otro los de origen igneo. Los primeros son de dimensión variable, morfologías angulosas y aplanadas, y corresponden a paraneises y a ortoneises glandulares, son más frecuentes en las zonas próximas a los límites del cuerpo adamellítico tanto al occidental como al oriental, este borde oriental ha sido interpretado (CASILLAS y PEINADO 1987), como un paleocontacto.

Entre los de origen igneo se distinguen enclaves microgranulares de color oscuro de forma elipsoidal y dimensión medía entre 5 y 15 cms., y de granitos microporfídicos, de dimensión variables desde centimétricas a decamétricas, visibles las de mayor dimesión en la zona occidental y muy frecuentes en los alrededores del vertice Llanada y en la Moñigosa.

Son relativamente abundantes los conductos pegmatíticos verticales donde se encuentran enclaves variados, predominando los microgranulares, estos tubos pegmatíticos son muy frecuentes al S del arroyo Valdegarcía.

Se observan también bandas subhorizontales, de 3 a 5 m. de espesor, de grano y leucocristales de menor tamaño con contactos graduales a los tipos más habituales estas heterogeneidades son más frecuentes en el extremo oriental.

Bajo el microscopio presentan texturas porfídicas plagidiomorfos con la matriz equigranular. El feldespatos potásico es ortosa con maclas de tipo Carlsbad, discretamente peritíticas, con morfologías de venas y films, incluyen al resto de las fases minerales incluso a cuarzo, y muestra parcialmente macla de microclina en algunos casos es escaso por lo que localmente la roca corresponde a granodiorita. La plagioclasa es en general automorfa, y frecuentemente en sinneusis, está maclada y presenta zonación compleja, normal, y oscilatoria, con núcleos residuales a manera de parches, muestra un margen albítico y aparece en delgados bordes intersticiales entre cristales de ortosa; en contacto con esta última desarrolla frecuentes mirmequitas, en algunos casos existen parches de albitización con macla en damero.

El cuarzo forma cristales individuales de unos 5 mm. de media, previo a ortosa. La biotita está en placas auto o subautomorfos o en agregados, tiene pleocroismo de rojizo a incoloro.

La cordierita, es muy frecuente, aunque siempre accesoria es muy escasa en las facies deformadas, se muestra en prismas aislados con maclas ciclicas.

Como fases accesorias aparecen además circón, en dos poblaciones diferentes, automorfo y xenomorfo a veces recrecido con el margen automorfo, apatito en grandes prismas que incluye al anterior, opacos de composición ilmenítica ($\text{TiO}_2 = 52.48-55.39$; $\text{FeO} = 41.48-39.49$; $\text{MnO} = 5.94-5.02$) en relación con biotita, y en ocasiones monacita y esfena en los términos deformados.

Con carácter tardío se forma moscovita con bordes irregulares de crecimiento, en estado sólido.

Los agregados biotíticos muestran ordenación morfológica de las micas y se pueden asociar a plagioclasa prismática granoblástica, con inclusiones de espinela, andalucita, sillimanita y corindón.

Como fases secundarias, además de moscovita aparece sericita, clorita y pinnita, mica blanca, a partir respectivamente de núcleos de plagioclasa, biotita y cordierita.

Los enclaves de granito microporfídico muestran fenocristales de ortosa, plagioclasa zonada, cuarzo y biotita, en una matriz con los mismos componentes, donde se observa también cordierita, sillimanita incluida en plagioclasa y biotitas aciculares. Están fuertemente recrystalizados dando una matriz granoblástica y los fenocristales de biotita pueden estar total o parcialmente sustituidos por agregados policristalinos de la misma especie.

Los enclaves microgranulares tienen a veces fenocristales de plagioclasa con zonación compleja, son biotíticos o biotítico-anfibólicos.

En los términos deformados, aparte de alineación de biotita, es patente una granulación y recrystalización del cuarzo, anomalías ópticas en el feldespato alcalino, deformación de planos de macla de plagioclase y neoformación de mica blanca junto con opacos esqueléticos en los márgenes de la biotita.

2.1.4.4.- Adamellititas con cordierita y megacristales

Este pequeño cuerpo plutónico tiene un afloramiento de forma cuadrangular, ocupa una extensión aproximada de 1,5 Km² y se sitúa en el centro del borde occidental de la Hoja. Intruyen sobre el conjunto de metasedimentos y ortoneises glandulares migmatizados del macizo de La Cañada y sus contactos, cuando son observables, son intrusivos y discordantes, pudiendo encontrarse enclaves de dimensiones centimétricas a decamétricas de dichos materiales en los granitoides; los contactos entre la roca plutónica y los movilizadores migmatíticos de los neises glandulares se encuentran fuertemente soldados. En su zona oriental los granitoides se encuentran en contacto con las adamellititas del macizo de las Navas del Marques de modo que si bien el contacto entre estas dos unidades es de carácter brusco, las condiciones de afloramiento no permiten establecer de forma clara las relaciones de intrusión.

Este afloramiento granítico está intruído en un sector septentrional por una importante red de diques de pórfido granítico así como por algún otro de leucogranitos de grano fino.

Las rocas que forman esta unidad son unos granitos biotíticos de grano medio (1-3 mm.), en los que se encuentran dispersos escasos megacristales de feldespato potásico de color blanco, equidimensionales que pueden alcanzar tamaños de hasta 3 cm. pero que en general son menores. El cuarzo tiende a destacarse con frecuencia como pequeños fenocristales subredondeados con dimensión de hasta 6 mm. La proporción de biotita no es muy

abundante, observándose tipos de aspecto leucoadamellítico a nivel de afloramiento. El color de la roca en fresco es grisáceo-claro aunque pueden presentar enrojecimientos ocasionales.

Los enclaves observados son xenolitos de rocas metamórficas, con formas angulares o aplanadas y de dimensión centimétrica. Por su naturaleza, puede tratarse de enclaves de neises glandulares o de metasedimentos, pequeños enclaves micáceos y algunas glándulas procedentes de la disgregación de los neises.

La actividad filoniana propia de estos granitos es escasa y se restringe a algunas venas y pequeños diques aplíticos. También se encuentran algunas pequeñas masas leucograníticas en el área de afloramiento de estas adamellitas.

En algún afloramiento de estas rocas se han observado una cierta orientación de micas pero en la mayoría de los casos no se aprecia orientación de ningún tipo.

Respecto a la morfología de los afloramientos, estos granitos pueden formar lanchares o algunos bolos métricos pero no es característico de ellos un buen desarrollo de berrocales.

Petrograficamente son en todo semejantes a las descritas como tipo Hoyo de Pinares.

2.1.4.5.- Adamellitas con megacristales y microagregados biotíticos. (Tipo Navas del Marques)

Constituyen un cuerpo de gran extensión (280 Km² en la Hoja), que se extiende por el N y el S en las vecinas Hojas de El Espinar y San Martin de Valdeiglesias.

Cartográficamente este cuerpo tiene una forma irregular: en el S forma una banda submeridiana limitada por el metamórfico del macizo de El Escorial por E y las adamellitas de tipo Hoyo de

Pinares por el O. Cerca de la Ciudad Ducal, el contacto con estas últimas gira al NO hasta entrar en contacto con el metamórfico de La Cañada, de tal forma que en la parte septentrional de la Hoja, las adamellitas de tipo Navas afloran de manera continua entre los dos macizos metamórficos.

Los contactos de estas adamellitas con el encajante metamórfico, así como con las adamellitas de tipo Hoyo, son netos e intrusivos. Respecto a estas últimas, y en la parte central de la Hoja, donde el contacto sigue un trazado NO-SE, se puede observar el truncamiento de sus estructuras internas por la adamellita de tipo Navas.

En los contactos con las adamellitas de tipo Hoyo aparece una facies de borde de tipo pegmatítico con numerosos enclaves microgranulares y zonados.

Las adamellitas de tipo Navas contactan también en el extremo NE de la Hoja, con los leucogranitos de tipo Peguerinos. El contacto es rápido, pero no existen criterios claros sobre la edad relativa, debido a las malas condiciones de afloramiento y a la existencia de un contacto mecánico. Al igual que en las Hojas limitrofes (p. ej. El Espinar), se ha optado por considerar las adamellitas de tipo Navas, como más antiguas en la columna de la Hoja.

Las adamellitas de tipo Navas son rocas de grano medio a grueso con porfidismo variable, los fenocristales son de feldespatos potásicos, relativamente equidimensionales con una longitud media entre 2 y 5 cm., su frecuencia varía a lo largo del plutón de manera que son más escasos en la zona media de la parte meridional del afloramiento y en el N de la Hoja, por el contrario en el S, las zonas periféricas del cuerpo son muy abundantes en megacrístales, por lo que se han sobretramado en el mapa. En muchos casos, dichos megacrístales aparecen indentados con el resto de los componentes de la roca, dando así contornos poco

nítidos de "visu". Los restantes minerales tienen una dimensión media de 2 a 5 mm. donde destacan cristales individuales de cuarzo de hasta 1 cm., la biotita forma agregados de individuos de dimensión inferior a 2 mm.

Es muy característica la presencia de agregados de aproximadamente 1 cm. de diámetro de biotita o biotita-plagioclasa.

Estructuralmente son rocas bastante isótropas, aunque localmente, junto a los contactos, muestran "schlieren" y bandeados, visibles por ejemplo en las inmediaciones de Navalperal de Pinares en la carretera de Avila. Son también muy frecuentes las cavidades miarolíticas de morfología irregular.

La población de enclaves es variada, xenolitos de origen metamórfico y enclaves microgranulares de dimensión centimétrica a métrica entre los que destaca un grupo de textura monzonítica.

Con respecto a los aspectos morfológicos es de destacar que el relieve asociado a los afloramientos de estos granitoides esta bastante degradado debido a los procesos de meteorización, que determinan en extensas zonas el desarrollo de importantes coberteras de lehm granítico, en las que la mayor parte de los afloramientos de roca viva corresponden a porfidos o leucogranitos. No obstante pueden encontrarse zonas de berrocales y lanchares, fundamentalmente en algunas áreas de cumbre o de hombreras topográficas.

Petrográficamente, las adamellitas de tipo Navas son rocas homo a inequigranulares e hipidiomorfas. Los minerales principales son: cuarzo, ortosa, plagioclasa y biotita, con apatito, a veces abundante, circón, monacita y allanita como accesorios más o menos frecuentes. Esporádicamente se observan pequeños granos de anfíbol de tipo hornblenda en cantidades accesorias. Los minerales secundarios más corrientes son: clorita,

esfena, sericita, clinozoisita, ilmenita ($\text{TiO}_2 = 52.34$; $\text{FeO} = 40.33$; $\text{MnO} = 7.33$), y probablemente anatasa.

El cuarzo es globuloso y más o menos recrystalizado. La plagioclase presenta zonado oscilatorio, con núcleos de An 25-35 (excepcionalmente An 50) y rebordes de albita (An 10) muy acentuados en contacto con los granos de feldespato. Este último mineral suele ser intersticial a los dos anteriores, lo que indica una cristalización tardía, aunque, por otro lado, forma los fenocristales, lo que sugiere una cristalización en dos etapas. Es ortosa, poco peritítica en la matriz y más peritítica en los fenocristales. La biotita es un tipo pardo. El anfíbol, esporádico, es hornblenda, y se encuentra como prismas irregulares pequeños, incluidos en otros minerales.

Los procesos secundarios deutéricos son corrientes, consisten en cloritización de la biotita, con formación complementaria de esfena, feldespato potásico probable, anatasa y a veces clinozoisita, y saussuritización de la plagioclase (sericita+clinozoisita+clorita).

Los microenclaves son de composición tonalítica a cuarzodiorítica (plagioclase + biotita + cuarzo + anfíbol), semejantes mineralógicamente a los enclaves mesoscópicos básicos, cuya población observada de microgranulares varía petrográficamente desde cuarzodioritas a micro-adamellitas porfidicas.

Los enclaves microgranulares monzoníticos suelen tener anfíbol y poiquilocristales de ortosa fuertemente peritítica.

Un rasgo interesante superpuesto a estas rocas es la episienitización en forma de zonas irregulares o bandas. El fenómeno comienza con un enrojecimiento de los feldespatos, acompañado de cloritización de la biotita, y culmina en la formación de episienitas de color rojizo en las que ha sido lixiviado por completo el cuarzo ígneo. Consisten principalmente

en albita y clorita, de modo que la primera forma un mosaico de cristales de tendencia euhedral. La segunda es interstiticial o bien forma reemplazamientos de la albita con algo de clinozoisita. En algún caso se conservan placas relictas de la biotita ignea, totalmente cloritizadas. Como minerales tardíos se observan cuarzo y feldespatos potásicos en rellenos interstiticiales.

Los efectos de la episienitización son particularmente importantes en los alrededores de Las Navas del Marques, donde fueron clasificados por SAN MIGUEL et al (1960), como granitos rojos.

2.1.4.6.- Adamellitas porfidicas con cordierita. (Tipo Ciudad Ducal)

Estas rocas forman un pequeño macizo situado al S de la Ciudad Ducal, en la zona del embalse, cuyo afloramiento tiene una forma groseramente elíptica, que se estrecha hacia el SE. Su extensión superficial no supera los 3 Km².

El límite septentrional de este pequeño macizo está definido por las adamellitas de tipo Navas con las que muestra contactos netos. Por el S el contacto es con las adamellitas de tipo Hoyo. Este contacto es aparentemente más confuso aunque el paso de unas rocas a otras es muy rápido y se realiza en unos pocos metros. Localmente se ha podido observar una facies de borde de grano más fino en estas adamellitas, frente a las de tipo Hoyo.

Dentro de este macizo se observa una orientación de flujo magmático de los fenocristales bien definida. Es paralela a los contactos con los tipos limitrofes de adamellitas y en algunas zonas, como a lo largo del borde con el tipo Navas, muy tendida o con buzamiento pequeño al OSO. Estos datos sugieren que este pequeño macizo adamellítico es intrusivo en el tipo Hoyo y probablemente también, aunque no tan clara, en el tipo Navas del Marques.

Este macizo lo constituyen principalmente adamellititas biotíticas porfidicas con enclaves microgranulares. Los fenocristales son de feldespato potásico y pueden llegar a constituir el 25% de la roca. Su tamaño varía entre 1-4 cm., destacando sobre una matriz de grano medio. Se encuentran normalmente orientados con una disposición plano-lineal (la lineación es debida a la disposición cozonal de los cristales).

Mineralógicamente estas rocas están formadas por cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa y biotita como componentes principales. Con carácter accesorio se observan algunos prismas de cordierita y moscovita secundaria.

Los enclaves son por lo general poco abundantes. Tienen composición tonalítica o granodiorítica y pueden alcanzar un tamaño de hasta 15 cm. Se han observado también algunos enclaves micáceos, de tamaño centimétrico.

A diferencia de los granitos de tipo Navas del Marques, los fenómenos de episienitización son muy locales en estas adamellititas.

2.1.4.7.- Leucogranitos de grano grueso (Tipo Peguerinos)

Aflora en la esquina nororiental de la Hoja en la serranía de las inmediaciones de Peguerinos, continuandose en las tres Hojas limitrofes. Los contactos con la unidad adamellítica adyacente son netos aunque no ha podido deducirse criterios claros de intrusividad por ser en su mayor parte contactos mecánicos y por la dificultad de afloramiento en las áreas boscosas.

Es un leucogranito con proporciones por lo tanto accesorias de biotita, de grano grueso. Hay sectores donde la textura puede variar y el grano puede ser medio o fino con muy escasa continuidad. Es característico el cuarzo alotriomorfo de 5-8 mm. de tono violáceo, así como la tonalidad frecuentemente

sonrosada de los feldespatos. Muy excepcionalmente puede encontrarse algún megacrystal de pocos centímetros de feldespato potásico.

Carece de variaciones composicionales, bandeado o acumulados, significativos. Es un tipo muy homogéneo aunque localmente aparecen vénulas o bolsadas dispersas de carácter aplopegmatítico. Son muy raros los enclaves, solo se ha observado tipos microgranulares mesócratos de dimensión centimétrica.

En zonas de fracturación local se genera una esquistosidad tectónica espaciada con fenómenos de microcizallamiento.

Texturalmente son inequigranulares panalotriomorfos de grano grueso. Presentan como minerales principales: cuarzo, feldespato potásico y plagioclase. Entre los accesorios frecuentes están biotita, moscovita, circón y opacos; mientras que esporádicamente se han encontrado, granate, apatito, monacita, allanita y fluorita. Como elementos secundarios: moscovita, clorita, esfena e ilmenita rica en MnO ($TiO_2 = 48.82-48.46$; $FeO = 36.37-37.10$; $MnO = 14.80-14.49$).

El cuarzo suele ser de tendencia automorfa aunque hay generaciones que intercrecen con el feldespato potásico.

La plagioclase, oligoclase ácida o albita, en raras ocasiones aparece agregada en sinneusis. Los individuos subidiomorfos suelen estar sin zonar o con ligera zonación directa con mirmequitas ocasionales, también pueden observarse albita intergranular. En las facies tectónizadas se observan además de deformación de planos y maclas mecánicas, ligeros fenómenos de antipertitización así como otras sustituciones secundarias.

El feldespato potásico es microclina con pertitas en venas, a veces interpenetradas, y también en damero y films. Puede ser intersticial respecto a prismas subidiomorfos de plagioclase y

cuarzo. En general es de tendencias poiquilíticas incluyendo cristales previos de las otras especies minerales principales del granito.

La biotita primaria, de tonalidades pardo-rojizas, rica en minerales accesorios, suele estar recrystalizada por generaciones tardí o postmagmáticas de biotita verdosa que puede formar agregados decusados o lepidoblásticos, a veces simplectíticos, que sustituyen y pseudomorfizan no solo la biotita más antigua sino también en ocasiones, plagioclase albitica. Esta biotita verde-palida de segunda generación puede intercrecer simplectíticamente con feldespato potásico y, en ocasiones, con moscovita y opacos.

La moscovita es marcadamente intersticial y tardía, definiendo a veces agregados radiales, es por lo tanto postmagmática. Incluida en feldespatos, o a favor de microfracturas, hay fluorita. Los circones accesorios pueden presentar crecimiento zonal.

2.1.4.8.- Leucogranitos

Los cuerpos leucograníticos son muy frecuentes en esta Hoja, se asocian a todos los tipos graníticos, pero en diferente proporciones.

Composicionalmente hay dos tipos diferentes unos con silicatos aluminicos y otros carentes de ellos. Los primeros se asocian al plutón de Hoyo de Pinares donde aparecen como masas tabulares de contactos tendidos, y del mismo estilo son los de Peña del Cuervo y Peña del Aguila en el cuadrante NO, en relación con la adamellita de Navas; son cuerpos heterogéneos con fuerte variación textural y composicional, estructuras de flujo paralelas a los bordes de los cuerpos, y presencia de cavidades pegmatíticas. Texturalmente son equigranulares hipidiomorfos, a veces con crecimientos gráficos, tienen composición de leucogranitos con biotita accesoría, así como moscovita subsólida,

en general visible a ojo desnudo. Como otros accesorios muestran cordierita pinnitizada, andalucita, turmalina, granate, topacio, circón y apatito.

Asociados al plutón de las Navas hay cuerpos leucograníticos intrusivos en su periferia con zona de borde microporfídica y cuerpos de gran tamaño como en el stock del Turrál, que pasa a la vecina Hoja de San Martín de Valdeiglesias y del que aflora en la Hoja una extensión de unos 12 Km², es alargado en dirección submeridiana.

Esta familia de leucogranitos es muy homogénea, con tamaño de grano medio (2 mm.), y fino-medio (1-2 mm.) hacia el borde donde muestra cavidades miarolíticas muy frecuentes y pequeñas bolsadas pegmatíticas.

Son biotíticos y como accesorios llevan además circón, apatito y allanita; el feldespato potásico esta variablemente microclinizado, la plagioclasa, albita-oligoclase ácida, muestra además zonación y bordes albiticos; como minerales secundarios aparecen clinozoisita, biotita verde, clorita y esfena, a veces con fisuritas.

Los macizos leucograníticos tienden a dar resaltes morfológicos y pueden mostrar zonas locales de enrojecimiento en relación con fracturas, y silicificaciones en forma de venulaciones de cuarzo.

2.1.5.- ROCAS FILONIANAS

En la Hoja existe una importante red filoniana de distintas direcciones, mostrada por SAN MIGUEL et al. (1960), y UBANELL (1981) donde destacan dos importantes haces de diques de dirección general E-O. El septentrional tiene una anchura de unos 5 km., atraviesa la Hoja en toda su anchura prolongandose hacia el O.

El meridional abarca una anchura de unos 6 km. en la Hoja continuandose hacia el S en la vecina Hoja de San Martin de Valdeiglesias.

Este sistema esta cortado por otra red más dispersa de dirección 200, cortada a su vez por diques singulares de 1500. Por último los diques de cuarzo son en general norteados, aunque hay algunas excepciones E-O.

2.1.5.1.- Aplitas

Los diques de aplita son escasos y pueden mostrar una zona marginal microporfídica semejante a los diques leucograníticos. En su zona central, pueden tener estructuras nodulares. Cuando son porfídicas los fenocristales son de cuarzo, feldespatos potásico y albita-oligoclasa ácida, muestran nódulos de biotita y probablemente cordierita, transformada en micas, eventualmente pueden tener granate.

2.1.5.2.- Microdioritas

Aparecen asociadas a los mismos haces filonianos que los pórfidos granitoídicos, es decir, según direcciones aproximadas E-O. Los diques de microdioritas son de potencia reducida, en general inferior a unos 2 m. y muestran una gran continuidad. Su relación con los pórfidos graníticos es compleja y variable, de manera que con frecuencia se mantienen paralelos a ellos, por lo general en la salbanda meridional del granítico de manera continua, sin que las relaciones mutuas puedan siempre determinarse.

En otros casos como en el filón de leucogranitos que corta a la carretera de Valdemaqueda a Hoyo de Pinares en el Km 15, la microdiorita intruye sobre el anterior. Por el contrario, hay diques de pórfido que cortan a los de microdiorita, como el

que pasa por la ladera septentrional del cerro del Yuste, en cuyo caso la enclavan, y por último pueden aparecer hibridaciones entre los diques de pórfido y los básicos, con formación de una facies intermedia de unos 3 m. de potencia y de una brecha con enclaves mutuos como se observa en el contacto meridional de uno de los diques del alto de la Cabeza.

Composicionalmente estos diques básicos corresponden a microdioritas con texturas microgranudas hipidiomorfas de tipo dolerítico a veces porfídicas. Los fenocristales de hasta 1 cm., son de plagioclasa zonada o de ferromagnesianos. La matriz es de andesina-labrador prismática en cuyos intersticios cristaliza clinopiroxeno y anfíbol verde-marrón o biotita. De manera intersticial, puede aparecer cuarzo y escaso feldespato potásico, como accesorios, opacos, apatito, circón y esfena. Cuando el cuarzo está en grandes cristales tiene una aureola reaccional de clinopiroxeno, es por lo tanto xenolítico.

El grado de alteración es importante, de manera que el clinopiroxeno aparece frecuentemente uralitizado a un anfíbol verde con formación de clorita, epidota y sericita.

Algunos diques muestran venulación leucocrática con venas de 10,2 cm. de composición monzonítica a cuyo borde la proporción de feldespato potásico en la roca básica es abundante. Estas vénulas incluyen anfíbol castaño esquelético.

Pueden tener enclaves, tanto de rocas metamórficas como graníticas, en el primer caso se neoforman espinela y corindón, y en el segundo caso se produce fusión parcial intersticial dando buchitas, una cristalización grnofídica.

Estas rocas, denominadas previamente como lamprófidos calcoalcalinos, se consideran microdioritas de acuerdo con HUERTAS (1985).

2.1.5.3.- Pórfidos graníticos

Aunque cartográficamente se han distinguido los tipos leucograníticos de los de composición intermedia (granodioríticos-graníticos), los describiremos conjuntamente debido a sus caracteres mineralógicos similares.

Son los diques mayoritarios en los dos grandes enjambres filonianos que de E a O atraviesan toda la Hoja. En general tienen una potencia comprendida entre 10 y 40 m. con buzamientos casi verticales, con una inclinación de unos 70-80° hacia el N, y su composición varía desde granodiorítica a leucogranítica. En contacto con la roca encajante muestran estructuras de cizalla con planos S-C, como consecuencia de su emplazamiento.

Los pórfidos graníticos muestran lógicamente textura porfídica con variación de tamaño de grano de centro a borde, las zonas centrales de los más potentes, son casi equigranulares, las marginales con fuerte contraste de tamaño de grano presentan textura esferulítica. Parece haber dos familias composicionales en una de ellas los fenocristales son de cuarzo, ortosa algo pertítica con frecuente macla de tipo Carlsbad y plagioclasa zonada y/o maclada. Hay algunos donde los ferromagnesianos presentes son hornblenda verde y biotita de coloración verde, con accesorios tales como circón, apatito, allanita y eventual esfena.

El otro tipo composicional es similar pero carece de anfíbol y allanita, muestran biotita rojiza y moscovita tardía en matriz.

Están frecuentemente hidrotermalizados con clorita, epidota, sericita y esfena como minerales secundarios.

2.1.5.4.- Diabasas

Aparecen como diquecillos de dirección aproximada N20E, de escasa potencia (1-2 m.) y por ello de afloramiento malo y discontinuo. Aunque aparecen dispersos por gran parte de la Hoja son más numerosos en las laderas meridionales de la Sierra de Malagón y a lo largo del Rio Cofio. Tipos equivalentes son descritos en otros sectores por NUEZ et al (1982).

Las diabasas presentan variaciones petrográficas de centro a borde del dique. Los bordes enfriados son afaníticos y ocasionalmente con flujo laminar, mientras que el interior del dique es de tendencia porfídica con fenocristales visibles de plagioclasa y de máficos pseudomorfizados por clorita y epidota. En estas zonas centrales pueden aparecer xenolitos diversos, no solo de material granítico encajante y cuarzo xenocristalino, sino también, enclaves granulíticos y metamórficos más profundos, transformados.

Petrográficamente son rocas holocristalinas de tendencia porfídica con plagioclasa en fenocristales de tamaño seriado, ligeramente zonados y corroidos. Los máficos, clinopiroxeno y olivino, también en microfenocristales fuertemente alterados a minerales secundarios que los pseudomorfizan. En la matriz de la diabasa hay plagioclasa y clinopiroxeno como fundamentales, y biotita, feldespato potásico, opacos, espinela y rutilo, como accesorios. Muy frecuentes los minerales epizonales: tales como cloritas, epidotas, carbonatos, talco, ceolitas, sericita, que las transforman en grado variable.

Son frecuentes las estructuras de aspecto ocelar con feldespato alcalino o simplemente amigdalar con minerales tardíos, normalmente postmagmáticos.

2.1.5.5.- Camptonitas

Aparece un único dique que en realidad es la terminación septentrional del gran dique de Hoyo de Pinares, de afloramiento prácticamente continuo en la Hoja de San Martín de Valdeiglesias. Es éste un dique, a veces ramificado, de 1 m. aproximado de potencia y de rumbo N155E. Forma parte del conjunto de lamprófidos alcalinos más o menos norteados, que atraviesan el Sistema Central Español (VILLASECA y NUEZ, 1986).

La camptonita se presenta como un dique heteromorfo con bordes afaníticos fluidales y centro porfídico, típicamente lamprofídico, ocasional con microenclaves xenolíticos. Localmente presentan amígdalas carbonatadas. Los fenocristales son de clinopiroxeno titanosalítico, clinoanfíbol kaersutítico y olivino pseudomorfizado posttalco (VILLASECA y NUEZ, op. cit.). numerales). La matriz del lamprófido, fluidal en zonas de borde, presenta textura intergranular con prismas idiomorfos de plagioclasa, anfíbol y clinopiroxeno, con opacos accesorios. Diversos minerales xenolíticos o secundarios (carbonatos, cloritas, epidotas, talco, cuarzo) abundan en la roca.

2.1.5.6.- Cuarzo

Los diques de cuarzo principales de esta Hoja son los enjambres de dirección N10-N20E que recortan las redes filonianas previamente descritas. Son equivalentes a las denominadas serrotas o guijos que aparecen en casi todo el Sistema Central Español con esta dirección dominante. Son diques casi monominerales con algún sulfuro u oxido intersticial, normalmente alterados a carbonatos o hidroxidos.

Otro sistema filoniano de cuarzo aparece con direcciones próximas a E-O en las áreas meridionales de la Hoja, con características similares.

2.2.- METAMORFISMO

2.2.- METAMORFISMO

Los materiales prehercínicos de la Hoja están afectados por metamorfismo regional, de distinto grado en cada dominio, al que se superpone el efecto térmico de los cuerpos graníticos hercínicos intrusivos, que originan metamorfismo de contacto de extensión limitada.

2.2.1.- METAMORFISMO REGIONAL

El metamorfismo regional se produce a lo largo de tres etapas principales. La más visible es contemporánea de la fase de deformación dominante, considerada como la segunda hercínica. Con carácter precinemático a esta fase se presentan en los dos dominios fases relictas, tales como granate y distena.

Esta etapa principal se manifiesta de manera diversa en ambos dominios. En La Cañada, la zona meridional muestra la asociación: cuarzo + mica blanca + biotita + plagioclasa + andalucita + (granate) en pelitas y areniscas, y cuarzo + plagioclasa + hornblenda + granate en las de procedencia margosa.

En la primera paragénesis la andalucita, escasa, es sincinemática temprana, dados su disposición rotacional con ligera deformación de la esquistosidad externa. El feldespato potásico se limita a clastos en las areniscas y microconglomerados y a venas.

Hacia el N aparece, restringida a una zona de 1 ó 2 Km. aproximadamente, estaurolita, de textura rotacional coherente con la esquistosidad de segunda fase aunque ésta se deforma frente a los porfidoblastos. La paragénesis, característica del grado medio o facies de las anfibolitas es pues, cuarzo + biotita + estaurolita + plagioclasa + (granate).

Hacia el N se desarrolla sillimanita, orientada con la foliación así como cordierita y aparece eventualmente feldespato potásico. La moscovita llega probablemente a desaparecer aunque se neoforma con posterioridad, a veces mimética con los silicatos aluminícos en la foliación. La paragénesis característica es pues, cuarzo + biotita + plagioclasa + sillimanita + cordierita.

El metamorfismo de segunda fase es por lo tanto progresivo desde la facies de esquistos verdes o el grado bajo en su parte alta, puesto que siempre hay biotita, hasta el alto, acompañado de anatexis parcial, bajo un gradiente geotérmico elevado.

En el dominio de El Escorial el grado metamórfico es siempre el alto acompañado de fusión parcial. La paragénesis característica en esta fase es:
cuarzo + biotita + sillimanita + plagioclasa + cordierita.

La sillimanita es frecuentemente prismática y tanto ella como la cordierita se generan a expensas de biotita, según reacción sistema es del tipo de
 $| \text{biotita} + \text{Si. Al.} | = | \text{cord.} + \text{Fk.} |$.

El feldespato potásico esta presente en los leucosomas y en las rocas metagraníticas pero es muy escaso en los metasedimentos, debido probablemente a su incorporación a los fundidos parciales.

Las rocas carbonáticas muestran asociaciones variadas según su composición pero compatibles con el grado alto reflejado por pelitas y semipelitas. El carácter tardío de la clinohumita, la presencia de escapolita, la formación de idocrasa a expensas de grosularia y la evolución hacia fases hidratadas de los clinopiroxenos en las pegmatitas que intruyen sobre los marmoles implica la presencia progresiva de una fase fluida con cloro y fluór aunque, dadas las texturas de este tipo de rocas resulta

difícil de precisar si tuvo lugar en relación a la etapa metamórfica principal o con posterioridad.

El granate y la distena previos se manifiestan de diverso modo según las características de la fase metamórfica principal. En la zona de grado bajo de la Cañada los granates precinemáticos se conservan sin apenas síntomas de metaestabilidad o eventualmente transformados a biotitas. La distena, en relación con las rocas con estauroлита, se pseudomorfizan a andalucita de manera probablemente precoz a la formación de sillimanita durante la etapa principal.

En El Escorial el granate es puntual y suele estar transformado a cordierita según la reacción

$$|\text{granate} + \text{Si. Al} + \text{cuarzo}| = |\text{cordierita}|$$

Lo que acredita una temperatura superior a la del dominio oriental. La distena se conserva únicamente incluida en plagioclasa y es probablemente el antecedente de los primas de sillimanita palmeadas.

En las zonas de cizalla asociadas a cabalgamientos de segunda fase se neoforma también sillimanita y cordierita, unido a un fuerte estiramiento dúctil.

Con carácter tardía a la segunda etapa, climax del metamorfismo, se siguen produciendo leucosomas de composición mínima granítica con algunos nodulos residuales de sillimanita.

Una tercera etapa de recrystalización, homogénea en ambos dominios consiste en la neoformación de andalucita y de moscovita que coincide con la cristalización de los leucogranitos, autoctonos o ligeramente extravasados.

2.2.2.- METAMORFISMO DE CONTACTO

El metamorfismo de contacto, más patente en La Cañada, debido al menor grado del metamorfismo regional, consiste en la

neoformación de andalucita y cordierita en los exocontactos de los granitoides y de espinela y corindón, en los dominios pobres en sílice y de andalucita y cordierita en sus endocontactos así como en la aureola externa de las cuarzodioritas con una anchura decimétrica. Estas mismas transformaciones afectan a los enclaves en microdioritas donde los xenolitos graníticos pueden sufrir fusión parcial.

2.3.- GEOQUIMICA Y PETROGENESIS

La información sobre quimismo de los materiales de esta Hoja está agrupada en las Tablas 1 a 6. En todos los casos, para poder realizar comparaciones homogéneas los valores de FeO y Fe₂O₃ se han recalculado con la reacción $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO} = 0,20$.

Para el tratamiento genérico de las rocas de cada grupo se han calculado con los elementos mayores, además de la norma C.I.P.W. los parámetros R1 y R2 de DE LA ROCHE et al. (1980) proyectados en el diagrama de BATCHELOR y BOWDEN (1985). Estos parámetros son los siguientes:

$$R1 = 4 \text{ Si} - 11 (\text{Na} + \text{K}) - 2 (\text{Fe} + \text{Ti})$$

$$R2 = 6 \text{ Ca} + 2 \text{ Mg} + \text{Al}$$

Para los elementos menores, en los casos en que se dispone de datos, se han recalculado los valores de Rb, Sr y Ba a 100 y proyectado en el diagrama triangular de EL BOUSEILLY y EL SOKKARY (1975) especialmente apropiado para rocas granitoides.

2.3.1.- ROCAS METAMORFICAS PARADERIVADAS

Las cuatro rocas analizadas (Tabla 1) corresponden a materiales de ascendencia pelítica. La nº 1 y la nº 9020 son neises del dominio de El Escorial, la primera de carácter milonítico. De las correspondientes al dominio de La Cañada la nº 2 es un neis de bajo grado. Todos estos materiales corresponden al metamorfismo de rocas arcillosas relativamente ricas en Fe y Mg y pobres en Ca con relaciones Or/Ab normativa bastante elevadas. El contenido en corindón normativo, siempre superior al 7%, está de acuerdo con su procedencia. Aunque el número de análisis es escaso no parecen existir diferencias significativas entre los materiales analizados de los dos dominios.

2.3.2.- ROCAS IGNEAS PREHERCINICAS

Solo se dispone de dos análisis de ortoneises glandulares melanocratos publicados por NAVIDAD y PEINADO (1977). Estas rocas (nº 3 y 4, Tabla 1) tienen un quimismo equivalente a granodioritas con relaciones Or/Ab cercanas a la unidad, y contenido en minerales oscuros (Hy) del orden del 12%. Ambas rocas tienen un exceso de alúmina considerable, a veces comparable al de las rocas paraderivadas; quizás sea debido a que estas rocas, como consecuencia de su intensa milonitización, tienen gran parte de los minerales micáceos transformados en clorita con la consiguiente pérdida de elementos alcalinos.

Los ortoneises glandulares (Tabla 1) son rocas de composición adamellítica o leucoadamellítica con contenidos en cuarzo normativo cercanos o superiores al 30% y relaciones Or/Ab por término medio superiores a la unidad. Algunos de ellos (9033, 9030) tienen exceso de corindón normativo en valor superior a lo normal en este tipo de rocas.

Por último, los leuconeises (Tabla 2), responden a composiciones típicas de leucogranitos con contenidos en Q por encima del 30% y relaciones Or/Ab decididamente muy superiores a la unidad. Como es natural son todas ellas rocas muy pobres en componentes ferromagnesianos (Hy 5%). Una de las rocas (nº 10) debe corresponder un antecesor granítico muy evolucionado, tanto por su elevado contenido en Q como por su relación Or/Ab cercana a la unidad. Consideradas en conjunto en el diagrama R1-R2 (Fig. 1) las rocas ortoderivadas se sitúan en el campo de los granitoides tardi-orogénicos, los ortoneises glandulares y leuconeises dentro del sector de granitoides bastante evolucionados. Al existir pocos datos analíticos no es posible deducir si estos neises, así como los de carácter melanocrato forman una o varias líneas de evolución magmática.

En lo que se refiere a los elementos traza las rocas metamórficas ortoderivadas quedan todas ellas (Fig. 2) en una banda con proporciones de Sr reducidas, que aumentan algo a medida que se acentúa la diferenciación. Son el Rb y el Ba los elementos que más varían; el primero aumentando y el segundo disminuyendo, en el mismo sentido evolutivo. La mayor parte de las rocas analizadas, incluso algunas consideradas como ortoneises, quedan en el campo de los granitos fuertemente diferenciados (Fig. 3).

2.3.3.- ROCAS IGNEAS HERCINICAS

2.3.3.1.- LEUCOGRANITOS DEFORMADOS

Muchos de los leucogranitos deformados son pequeñas masas que por observaciones sobre el terreno pueden definirse como pequeñas masas de granitoides formados por anatexis de los propios neises encajantes

Estos granitoides tempranos (Tabla 2), aun dentro de su carácter leucocrático presentan un espectro composicional relativamente amplio. Geoquímicamente son bastante parecidos a los leuconeses incluidos en la serie prehercinica, ocupando en los diagramas (compárense la Fig. 1 con la 3 y la 2 con la 4) campos análogos.

Todos ellos se caracterizan por tener relaciones Or/Ab superiores a la unidad, bajos contenidos de Hy normativa y proporciones moderadas de corindón. Esta analogía composicional indicaría que a las facies granitoides leucocráticas se puede llegar tanto por fusión parcial de rocas cuarzofeldespáticas como por procesos de diferenciación avanzada.

2.3.3.2.- CUARZODIORITAS Y TONALITAS DEFORMADAS

De las rocas intermedias más antiguas existe un análisis de una cuarzodiorita de La Cañada (Tabla 2, nº 9034) y de una

tonalita de la zona de El Portacho (nº 9158). Ambas rocas son bastante diferentes entre sí. La cuarzódiorita es un tipo ligeramente sobresaturado pobre en potasio y más básico que la tonalita. Esta última en realidad se comporta como un tipo granitoide sobresaturado en sílice, con contenido en ortosa normativa elevado. Ambos son metaaluminicos lo cual les diferencia del resto de los granitoides caracterizados por exceso en aluminio.

2.3.3.3.- ADAMELLITAS TIPO HOYO DE PINARES

En la Tabla 3 estan incluidos todos los análisis de este grupo petrografico que tiene bastantes analogías con las rocas de este tipo, denominadas Tipo El Espinar en la Hoja de este nombre y Tipo Alpedrete en la Hoja de Cercedilla.

Los cuatro primeros análisis de la Tabla corresponden a adamellitas en las que en el terreno se observan orientaciones tectonicas de fase 4; los restantes son de rocas no deformadas. No existen diferencias significativas entre ambas variedades desde el punto de vista geoquímico.

Como ocurre en las rocas de este grupo de las Hojas proximas las adamellitas con algo de cordierita (y en esta Hoja porfídicas) tienen escasa variación composicional: contenido en Q entre el 25 y el 30%, relaciones Or/Ab en general algo inferiores a la unidad y carácter peraluminico moderado, variable con la proporción de cordierita en la roca analizada. En el diagrama R1-R2 (Fig. 3) las adamellitas tipo Hoyo de Pinares quedan bastante agrupadas en torno a la intersección entre el valor R1 de 2400 y el valor R2 de 600, aproximadamente. En el diagrama Ba-Rb-Sr (Fig. 4) todas las rocas se proyectan en el campo de los granitoides no muy diferenciados con un valor relativo constante de Sr del 15%. El contenido de Rb aumenta en el sentido de una posible diferenciación fraccionada hacia tipos ligeramente leucocráticos.

2.3.3.4.- ADAMELLITAS TIPO NAVAS DEL MARQUES

Las rocas de este grupo (Tabla 4 hasta el nº 9683 inclusive) presentan como el tipo anterior una variabilidad geoquímica reducida. Son ligeramente más silíceas que el tipo Hoyo de Pinares y tienen también una relación Or/Ab en general menor que 1. Se diferencian de estas últimas por su menor contenido en corindón normativo, aunque todas ellas son algo peraluminicas si se exceptua la roca 9683 que llega a ser metaaluminicas. En los diagramas (Fig. 3 y 4) los campos de situación de las adamellitas tipo Navas se superpone al de las adamellitas tipo Hoyo de Pinares, aunque en niveles algo más diferenciados.

Dos de los enclaves analizados (nº 9026 y 9024) corresponden a tipos tonalíticos-cuarzodioríticos. No obstante su mayor contenido en calcio estos enclaves son rocas más peraluminicas que las adamellitas encajantes.

Un análisis de una adamellita con cordierita del tipo Ciudad Ducal (Tabla 4, nº 9967) se asemeja bastante a las adamellitas antes descritas, aunque con proporciones relativamente bajas de Na. Por otra parte también tiene analogías con las adamellitas tipo Hoyo de Pinares.

2.3.3.5.- LEUCOGRANITOS

Las facies más tardías de los granitoides de la Hoja, como en general en todo el Sistema Central, son siempre muy silíceas, con relaciones Or/Ab bastante variables y contenidos en alúmina libre bajos (2%).

El análisis 9001 (Tabla 5) correspondiente al tipo Peguerinos no es químicamente muy diferente de los leucogranitos asociados a las facies de adamellitas tipo Navas o al asociado a

las adamellitas de tipo Hoyos (nº 9079). Tampoco existen diferencias significativas entre estos dos últimos tipos de leucogranitos.

En los diagramas utilizados (Fig. 3 y 4), todos los leucogranitos se proyectan en los sectores correspondientes a las zonas donde se sitúan los granitoides con diferenciación o evolución extrema, con una cierta continuidad con las tendencias señaladas por los granitoides menos evolucionados descritos anteriormente.

2.3.3.6.- CONSIDERACIONES GENERALES SOBRE LA VARIABILIDAD DE LAS SERIES IGNEAS GRANITOIDES

Dentro de la Hoja de Navas del Marques se manifiestan las tendencias ya puestas de manifiesto en otras Hojas de la Sierra de Guadarrama:

Los granitoides, tanto los correspondientes al ciclo prehercinico como los del ciclo hercínico, tardi o post-orogénicos, forman series que corresponden a rocas de este carácter formadas por magmas generados en ambiente compresivo, repitiéndose a grandes rasgos una evolución dentro de cada ciclo en el sentido de la generación de magmas más "diferenciados" a medida que avanza el tiempo. Los datos existentes indican que dentro de cada grupo establecido se produce una diferenciación moderada, lo cual no quiere decir que todos los grupos estén ligados entre sí por un proceso unico de diferenciación progresivo. Para establecer esto se requieren datos geoquímicos adicionales, especialmente de carácter isotópico.

En cuanto a sus condiciones de fusión y cristalización la presencia sistemática de ilmenita en las rocas graníticas indica unos índices de oxidación moderados. El contenido en manganeso de la ilmenita incrementa en los tipos diferenciados, llegando a obtener un valor del 14,8 % en los leucogranitos de grano grueso.

2.4.- GEOCRONOLOGIA

Los unicos datos existentes sobre los materiales de origen igneo en esta Hoja son los publicados por VIALETTE et al (1987) de los ortoneises de la zona de Abantos (Dominio de El Escorial). Para los neises estos autores han obtenido una isocrona a base de siete muestras que corresponde a una edad de 474 ± 13 m.a. con una relación inicial $87\text{Sr}/86\text{Sr}$ de $0,7069 \pm 0,0028$ que es compatible con un origen de los magmas predecesores de estos neises por fusión de materiales corticales no muy evolucionados.

BIBLIOGRAFIA

APARICIO, A.; BARRERA, J.L.; CARABALLO, J.M., PEINADO, M. y TINAO, J.M. (1975).

Los materiales graníticos hercínicos del Sistema Central Español. Mem. Inst. Geol. Min. España 88, 145 pp.

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

Petrogenetic interpretation of granitoid rock series using multicationic parameters Chemical Geol. 48, 43-55.

BELLIDO, F.; APARICIO, A.; BRANDLE, J.L.; GARCIA CACHO, L. y SANTOS, V. (1983).

Caracterización de los granitoides hercínicos del sector Centro-Oriental del Sistema Central Español. Est. Geol., 39, 271-306.

BRANDEBOURGUE, E.; CASQUET, C.; DEBON, F.; FUSTER, J.M.; IBARROLA, E.; ISNARD, P.; LE FORT, P.; NAVIDAD, M.; PEINADO, M.; STUSSI, J.M. y VILLASECA, C. (1983).

Nota previa sobre la petrología y geoquímica de los granitoides de la Sierra de Guadarrama (España) (Studia Geol. Salmant. 18, 251-264.

CAPOTE, R. (1873).

Estudio geoestructural de los afloramientos metamórficos del norte de la provincia de Avila. Bol. Geol. Min. 86, 209-228.

CASILLAS, R. y PEINADO, M. (1987).

Secuencias graníticas en el area de San Martin de Valdeiglesias (Sistema Central Español). Libro Jubilar de García de Figuerola, 12 pp.

DE LA ROCHE, H.; STUSSI, J.M. y CHAURIS (1980).

Les granites a deux micas hercyniens français. Essais de cartographie et de correlations geochemiques appuyés sur une banque de données (Implications petrologiques et metallogeniques). Sic. de la Terre, 84, 5. 121.

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. y MORA, A. (1970).

El carácter del metamorfismo en el macizo de La Cañada
(Sistema Central Español). Est. Geol. 26, 317-321.

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

El complejo plutónico hercínico-tardihercínico del
Sistema Central Español. Libro Jubilar de García de
Figuerola.

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

El metamorfismo de la sierra de Guadarrama. Sistema
Central Español. Mem. Ints. Geol. Min. España 86, 127
pp.

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

Facies volcano-sedimentarias en el Guadarrama Central
(Sistema Central Español). Studia Geol. 12, 135-159.

NUEZ, J.; UBANELL, A.G. y VILLASECA, C. (1982).

Diques lamprofídicos norteados con facies brechoidales
eruptivas en la región de la Paramera de Avila (Sistema
Central Español). Cuad. Lab. Xeol. Laxe 3, 53-73.

PEINADO, M. (1973).

Evolución metamórfica en el macizo El Escorial-Villa del
Prado (Sistema Central Español). Tesis Doctoral,
Universidad Complutense de Madrid, 200 pp.

PEINADO, M. y ALVARO, M. (1981).

Nota sobre el magmatismo pre e intrahercínico del sector
metamórfico de El Escorial. Cuad. Geol. Iberica 7,
201-218.

SAN MIGUEL, M.; GARCIA DE FIGUEROLA, L.C. y DE PEDRO, F. (1960).
Explicación de la Hoja 532. Las Navas del Marques. Inst.
Geol. y Min de España 87 pp.

UBANELL, A.G. (1981).
Significado tectónico de los principales sistemas de
diques en un sector del Sistema Central Español. Cuad.
Geol. Iberica, 7, 607-624.

VILLASECA, C. (1985)
Los granitos de la Sierra de Guadarrama. Rev. R. Acad.
Cc. Exact. Fis. y Nat. 79, 573-587.

VILLASECA C. y NUEZ, J. (1986).
Diques camptoníticos en el Sistema Central Español. Est.
Geol. 42, 69-77.

TABLA 1

	1	9029	9031	2	3	4	9033	9030	9156	9155	5
SiO2	56.20	57.90	59.15	59.20	61.80	62.45	69.00	69.30	71.45	71.63	71.70
Al2O3	20.54	19.41	20.18	19.50	17.53	18.12	15.34	15.33	13.01	14.37	13.00
Fe2O3	1.53	1.17	1.05	1.13	1.02	1.00	.63	.60	.55	.41	.39
FeO	7.64	5.83	5.27	5.64	5.08	5.01	3.13	3.02	2.75	2.06	1.94
MgO	3.26	3.10	2.50	2.44	2.13	1.92	1.40	1.50	.61	.40	2.85
CaO	.85	1.53	.56	1.70	1.97	1.97	1.25	.83	1.06	.94	1.41
Na2O	1.08	2.70	3.18	1.29	2.48	2.00	3.00	2.46	2.43	2.32	2.85
K2O	3.41	4.68	5.68	3.13	3.52	2.70	4.00	3.86	5.42	6.28	4.86
MnO	.03	.05	.06	.12	.08	.10	.05	.03	.05	.03	.07
TiO2	1.25	.96	.50	.91	.90	.79	.58	.48	.45	.35	.24
P2O5	.02	.09	.07	.10	.24	.19	.15	.13			.10
H2O	3.88	2.50	3.33	4.29	2.76	3.59	1.35	2.24	.54	.51	.60
Q	25.34	12.88	10.50	29.01	23.93	30.63	29.91	34.60	31.59	30.16	28.18
OR	20.15	27.66	33.57	18.50	20.80	15.96	23.64	22.81	32.03	37.11	28.72
AB	9.14	22.85	26.91	10.92	20.99	16.92	25.39	20.82	20.56	19.63	24.12
AN	4.09	7.00	2.32	7.78	8.21	8.53	5.22	3.27	5.26	4.66	6.34
HY	18.88	15.97	14.32	14.22	12.45	12.04	7.85	8.05	5.46	3.92	10.07
MT	2.22	1.70	1.52	1.64	1.48	1.45	.91	.87	.80	.59	.57
IL	2.37	1.82	.95	1.73	1.71	1.50	1.10	.91	.85	.66	.46
AP	.05	.21	.16	.23	.56	.44	.35	.30			.23
C	13.57	7.34	7.95	11.14	6.63	8.78	4.16	5.91	1.22	2.05	.73
RB					143	99			240	240	
SR					36	51			80	60	
BA					577	824			380	220	

Paraneises: 1, 9029, 9031, 2.- Neises glandulares fémicos: 3, 4.- Ortoneises glandulares:
9033, 9030, 9156, 9155, 5.

TABLA 2

	9119	6	7	9105	8	9166	9	9028	9036	9027	9034	9158
SiO ₂	72.65	73.00	74.00	75.60	75.70	69.93	70.30	73.10	74.00	74.65	52.60	61.79
Al ₂ O ₃	13.35	13.58	12.92	13.62	13.00	15.45	15.32	14.40	13.50	12.62	17.97	16.96
Fe ₂ O ₃	.23	.38	.30	.28	.16	.26	.36	.27	.32	.27	1.30	.90
FeO	1.16	1.89	1.50	1.38	.82	1.31	1.78	1.33	1.59	1.34	6.52	4.52
MgO	.37	.51	.30	.40	.41	.38	.80	.80	.70	.71	5.04	1.59
CaO	.43	.84	.57	.71	.57	1.22	1.68	.98	.84	.84	8.69	5.32
Na ₂ O	2.22	2.70	2.00	2.72	3.28	3.07	3.45	3.03	2.92	3.13	2.51	2.72
K ₂ O	7.00	5.30	5.88	4.02	5.29	5.53	4.32	4.88	5.05	5.06	1.28	3.18
MnO	.02	.03	.03	.02	.07	.02	.02	.02	.02	.03	.13	.09
TiO ₂	.17	.20	.14	.16	.03	.17	.24	.26	.30	.27	1.65	.99
P ₂ O ₅		.13	.16		.08		.12	.09	.11	.09	.66	
H ₂ O	.36	1.42	1.76	.77	.43	.74	1.65	.60	.53	.50	1.28	1.32
Q	30.70	33.50	37.58	41.33	34.10	26.84	28.05	32.93	34.15	33.63	6.03	17.62
OR	41.37	31.32	34.75	23.76	31.26	32.68	25.53	.28.84	29.84	29.90	7.56	18.79
AB	18.79	22.85	16.92	23.02	27.76	25.98	29.19	25.64	24.71	26.49	21.24	23.02
AN	2.13	3.32	1.78	3.52	2.31	6.05	7.55	4.27	3.45	3.58	33.99	24.68
DI											3.93	1.44
HY	2.62	4.15	3.08	3.07	2.48	2.89	4.60	3.82	3.94	3.62	19.04	9.32
MT	.33	.55	.43	.41	.23	.38	.52	.39	.46	.39	1.88	1.30
IL	.32	.38	.27	.30	.06	.32	.46	.49	.57	.51	3.13	1.88
AP		.30	.37		.19		.28	.21	.25	.21	1.53	
C	1.34	2.19	2.61	3.50	1.03	2.20	2.20	2.57	1.97	.68		
RB	250	170	234	190		150	197					120
SR	80	31	27	60		320	30					220
BA	160	458	191	120		950	254					830

Leucones: 9119, 6, 7, 9105, 8.- Leucogranitos deformados: 9166, 9, 9028, 9036, 9027.- Cuarzodiori-
tas y tonalitas deformadas: 9034, 9158.

TABLA 3

	9139	9318	9009	9010	9032	9020	9019	9021	9023	9614	9022
SiO ₂	66.99	67.38	68.92	69.38	67.75	67.93	69.39	69.49	70.24	71.20	71.32
Al ₂ O ₃	15.89	15.84	14.83	15.27	15.45	15.34	15.28	14.58	14.68	14.51	14.81
Fe ₂ O ₃	.68	.64	.50	.46	.58	.61	.51	.48	.46	.43	.38
FeO	3.40	3.21	2.49	2.29	2.91	3.04	2.53	2.40	2.32	2.14	1.88
MgO	1.36	1.34	.94	1.34	1.40	.76	.91	.94	.66	.81	.88
CaO	3.18	3.12	2.04	1.90	2.78	2.44	1.98	1.67	1.92	1.81	1.63
Na ₂ O	2.74	2.97	3.15	3.46	3.10	3.00	3.39	3.15	3.17	3.45	3.27
K ₂ O	4.10	3.75	4.18	3.80	4.04	4.48	4.30	4.59	4.19	4.45	4.18
MnO	.06	.06	.06	.06	.14	.07	.06	.06	.06	.05	.05
TiO ₂	.68	.62	.46	.36	.49	.59	.48	.49	.41	.40	.35
P ₂ O ₅			.13	.17	.11	.16	.21	.26	.35		.30
H ₂ O	.54	.72	.62	.62	.84	.68	.51	.88	.83	.52	.83
Q	24.39	25.04	27.59	27.60	24.56	25.49	26.59	27.84	30.14	27.64	31.13
OR	24.23	22.16	24.70	22.46	23.88	26.48	25.41	27.13	24.76	26.30	24.70
AB	23.19	25.13	26.66	29.28	26.23	25.39	28.69	26.66	26.82	29.19	27.67
AN	15.78	15.48	9.27	8.32	13.07	11.06	8.45	6.59	7.24	8.98	6.13
HY	8.06	7.79	5.85	6.68	7.80	6.13	5.81	5.65	4.96	5.02	4.84
MT	.99	.93	.72	.67	.84	.88	.74	.70	.67	.62	.55
IL	1.29	1.18	.87	.68	.93	1.12	.91	.93	.78	.76	.66
AP			.30	.39	.25	.37	.49	.60	.81		.70
C	1.16	1.22	1.73	2.42	1.19	1.50	1.95	2.02	2.28	.73	2.66
RB	160	160	164	203		205	213	205	236	230	212
SR	160	170	132	105		123	113	106	107	110	125
BA	780	790	479	392		573	442	444	337	430	364

Adameilitas Tipo Hoyo de Pinares: Algo deformadas: 9310, 9318, 9009, 9010.- Tipos Normales: 9032, 9020, 9019, 9021, 9023, 9164, 9022.

TABLA 4

	9017	9015	9006	9012	9025	9008	9011	10	9035	9002	9683	9026	9024	9967
SiO2	70.64	70.78	70.80	71.16	71.27	71.53	71.55	71.80	72.30	72.32	73.15	64.84	67.41	72.38
Al2O3	14.83	14.34	14.80	14.48	13.79	14.53	14.40	14.13	13.92	14.01	13.31	15.89	15.65	14.01
Fe2O3	.50	.47	.49	.46	.39	.43	.44	.33	.41	.32	.35	.72	.62	.39
FeO	2.48	2.35	2.44	2.30	1.94	2.17	2.19	1.67	2.04	1.62	1.75	3.62	3.12	1.97
MgO	.83	.82	.56	.77	.66	.60	.73	.71	.80	.56	.58	1.13	.89	.78
CaO	2.21	1.99	2.25	1.98	1.56	1.83	1.91	1.68	1.66	1.11	1.68	2.09	2.69	1.48
Na2O	3.41	3.22	3.44	3.40	3.32	3.51	3.35	3.56	3.10	3.38	3.37	4.20	4.21	2.78
K2O	3.81	4.54	4.19	4.38	4.54	4.58	4.53	4.24	4.40	4.96	4.57	3.62	2.77	4.80
MNO	.06	.06	.07	.07	.06	.05	.06	.04	.04	.05	.05	.09	.08	.05
TiO2	.44	.48	.44	.36	.32	.37	.32	.29	.37	.25	.30	.69	.65	.36
P2O5	.09	.08	.09	.09	.07	.06	.11	.10	.07	.04	.14	.18	.14	
H2O	.32	.39	.54	.74	.56	.54	.63	1.96	.78	.93	.70	1.39	.57	.79
Q	28.90	27.93	27.77	27.94	29.17	27.52	28.38	29.40	31.57	29.49	30.58	18.58	23.67	32.23
OR	22.52	26.83	24.76	25.88	26.83	27.07	26.77	25.06	26.00	29.31	27.01	21.39	16.37	28.37
AB	28.86	27.25	29.11	28.77	28.09	29.70	28.35	30.13	26.23	28.60	28.52	35.54	35.63	23.52
AN	10.38	9.35	10.58	9.24	7.28	8.69	8.76	7.68	7.78	5.25	7.69	9.19	12.43	7.34
DI	5.59	5.29	4.87	5.30	4.47	4.61	5.06	4.16	4.86	3.79	.54	7.89	6.51	4.74
HY	.72	.68	.71	.67	.57	.62	.64	.48	.59	.46	.51	1.04	.90	.57
MT	.84	.91	.84	.68	.61	.70	.61	.55	.70	.47	.57	1.31	1.23	.68
IL	.21	.19	.21	.21	.16	.14	.25	.23	.16	.09	.42	.42	.32	
AP	1.29	.70	.73	.76	.75	.61	.78	.87	1.21	1.16		1.69	1.17	1.55
C														
RB	193	190	176	182	239	163	204	230		213	190	211	211	230
SR	101	108	111	91	86	81	91	89		12	80	85	100	90
BA	434	472	434	401	350	321	428	314		331	320	297	296	370

Adamellitas Tipo Navas del Marques: 9017, 9015, 9006, 9012, 9025, 9008, 9011, 10, 9035, 9002, 9683, - Enclaves en el tipo anterior. Adamellitas Tipo Ciudad Ducal: 9967,

TABLA 5

	9001	9013	9014	9968	9005	9291	9281	9079	9007
SiO ₂	75.87	73.26	75.17	75.75	75.98	76.49	76.53	76.87	77.26
Al ₂ O ₃	13.06	13.88	12.80	12.90	12.78	12.82	13.28	13.02	12.38
Fe ₂ O ₃	.16	.29	.11	.21	.11	.19	.11	.12	.13
FeO	.79	1.44	.56	1.05	.56	.94	.56	.61	.67
MgO	.03	.32	.03	.22	.13	.13	.18	.22	.03
CaO	.38	1.20	.53	.94	.43	.80	.57	.56	.48
Na ₂ O	3.82	3.32	3.14	3.53	3.65	3.01	3.06	2.79	3.31
K ₂ O	4.70	5.14	5.86	4.54	4.67	4.99	5.04	5.09	5.12
MnO	.06	.05	.03	.06	.04	.04	.03	.03	.04
TiO ₂	.04	.24	.06	.12	.06	.17	.10	.11	.06
P ₂ O ₅	.01	.06							
H ₂ O	.58	.55	.35	.57	.63	.31	.36	.39	.36
Q	34.21	30.44	32.89	34.74	35.54	37.35	37.57	39.22	36.84
OR	27.78	30.38	34.63	26.83	27.60	29.49	29.79	30.08	30.26
AB	32.33	28.09	26.57	29.87	30.89	25.47	25.89	23.61	28.01
AN	1.82	5.56	2.63	4.66	2.13	3.97	2.83	2.78	2.38
HY	1.44	2.90	.97	2.22	.91	1.69	1.28	1.44	1.17
MT	.23	.42	.16	.30	.16	.28	.16	.17	.19
IL	.08	.46	.11	.23	.11	.32	.19	.21	.11
AP	.02	.14							
C	1.02	.82	.33	.47	.94	1.01	1.75	1.90	.52
RB	328	219	237	270	288	300	190	190	248
SR	10	60	39	30	10	20	30	30	17
BA	40	327	136	110	13	80	70	60	28

Leucogranito Tipo Peguerinos: 9001,- Leucogranitos: 9013, 9014, 9968, 9005, 9291, 9281, 9079, 9007.

TABLA 6

	9722	9558	9958	9004	9016	9526	9969	9232
SiO ₂	60.92	70.48	70.87	70.87	72.25	73.36	73.75	73.80
Al ₂ O ₃	15.90	14.34	14.41	14.43	14.00	13.87	13.84	14.33
Fe ₂ O ₃	.93	.49	.40	.50	.38	.26	.24	.23
FeO	4.64	2.43	2.02	2.49	1.91	1.30	1.20	1.13
MgO	3.30	.75	.76	.71	.42	.40	.42	.48
CaO	4.28	2.07	1.67	2.09	1.56	.75	.43	.39
Na ₂ O	2.64	3.03	3.56	3.41	3.41	3.14	3.10	2.74
K ₂ O	3.10	4.63	4.54	4.38	4.57	5.27	5.44	5.47
MnO	.08	.05	.05	.06	.05	.03	.03	.03
TiO ₂	1.02	.38	.37	.40	.29	.28	.22	.21
P ₂ O ₅				.40	.07			
H ₂ O	2.67	1.12	1.12	.67	.79	1.20	1.20	1.15
Q	16.78	27.98	26.77	28.22	29.87	31.92	32.58	34.65
OR	18.32	27.36	26.83	25.88	27.01	31.14	32.15	32.33
AB	22.34	25.64	30.13	28.86	28.86	26.57	26.23	23.19
AN	21.23	10.27	8.29	7.76	7.28	3.72	2.13	1.93
HY	14.43	5.39	4.75	5.38	3.85	2.76	2.74	2.79
MT	1.35	.71	.58	.72	.55	.38	.35	.33
IL	1.94	.72	.70	.76	.55	.53	.42	.40
AP				.93	.16			
C	.42	.58	.60	1.24	.78	1.64	2.07	3.19
RB	130	20	220	192	213	270	260	270
SR	230	100	100	94	78	80	60	50
BA	630	520	480	457	351	390	370	340

Rocas Filonianas.- Microdiorita: 9722.- Porfidos graníticos-granodioríticos: 9558, 9958, 9004, 9016. Aplitas: 9626, 9969, 9232.

