

HOJA 17-18
NAVA DE LA ASUNCION

MEMORIA EXPLICATIVA

DEPARTAMENTO DE
PETROLOGIA Y GEOQUIMICA
(UNIVERSIDAD COMPLUTENSE)

INDICE

2.- Petrologia	2
2.1.- Descripción de los materiales	3
2.1.1.- Complejo esquisto-grauváquico	3
2.1.1.1.- Pizarras, cuarcitas y rocas asociadas en zonas de bajo grado metamórfico	4
2.1.1.2.- Esquists metapelíticos y metasamíticos con estaurom- ta y granate	7
2.1.1.3.- Esquists metapelíticos- metasamíticos en granitos deformados	10
2.1.2.- Ordovícico	11
2.1.3.- Rocas ígneas prehercínicas	14
2.1.3.1.- Ortoneises glandulares	14
2.1.4.- Rocas graníticas Hercínicas	15
2.1.4.1.- Leucogranitos de dos micas esquistosados	16
2.1.4.2.- Granitos (Tipo Aragoneses). .	19
2.1.4.3.- Adamellitas (Tipo Armuña) ..	21
2.1.4.4.- Adamellitas (Tipo Balisa) ..	23
2.1.5.- Rocas filonianas	26
2.2.- Condiciones del Metamorfismo	30
2.2.1.- Metamorfismo regional	30
2.2.2.- Metamorfismo térmico	32
3.- Bibliografía	34

2.- PETROLOGIA

2.1.- DESCRIPCION DE LOS MATERIALES

2.1.1.- Complejo Esquisto-Grauváquico

Se atribuyen a esta formación la extensa serie de pizarras, filitas y esquistos que se extienden por el Sur hasta los accidentes tectónicos que la separan de los granitoideos hercínicos.

Aparte de las diferencias debidas al aumento del metamorfismo regional, creciente hacia el E de la hoja, y de las debidas al metamorfismo térmico en las zonas inmediatas a los granitoideos, existen variaciones litológicas primarias debidas fundamentalmente a la naturaleza de los sedimentos iniciales, unas veces más arcillosos o lutíticos y otras más siliceos o grauváquicos. No es infrecuente encontrar dentro de la serie niveles arenosos o cuarcíticos de poco espesor (en general decimétricos) interestratificados entre otros más pizarrosos especialmente en las zonas más meridionales de la formación. Aunque de escasa extensión superficial, se han encontrado también algunos bancos de espesor métrico de mármoles y esquistos calcáreos en las proximidades de las ruinas del poblado de Fuentes de Carbonero y al NO de esta localidad cerca de la carretera a Bernardos. Por último, en las cercanías de Pinilla-Ambroz aparecen algunos pequeños niveles de pizarras negras grafitosas que incluyen lentejones líticos de hasta varios decímetros de espesor. Estos niveles no parecen tener gran continuidad lateral.

Se describen separadamente los materiales predominantemente pizarrosos, que no ha sobrepasado el grado bajo de metamorfismo y que se extienden por las zonas centrales de

la Hoja, hasta los granitoídes hercínicos, de los de carácter esquistoso que aparecen en las zonas más orientales de la formación esquisto-grauváquica. También se describen por separado los pequeños afloramientos de esquistos metapelíticos-metasamíticos que están incluidos dentro de los granitoídes más deformados pues no tienen continuidad espacial con el resto de la formación.

2.1.1.1.- Pizarras, cuarcitas y rocas asociadas en zonas de bajo grado metamórfico

Los materiales predominantes son pizarras de color gris ceniza en corte reciente y más claro a veces verdoso en las zonas meteorizadas. En general son bastante homogéneas, aunque en numerosos puntos se aprecian bändeos composicionales debidos a la alternancia de niveles más claros, arenosos con otros algo más oscuros lutíticos; las capas de distinta composición son en general de pocos milímetros de espesor.

Las pizarras al E de Bernardos, de tonalidad más oscura, se han explotado artesanalmente, y en la actualidad en canteras más industriales, para la obtención de placas de techar y losas de pavimentos. Forman un nivel bastante homogéneo en el que, además de los componentes detriticos, aparece una proporción apreciable de carbonatos.

Salvo en zonas de accidentes tectónicos locales la pizarrosidad está suavemente inclinada hacia el N (por término medio unos 20°). La dirección, que en los sectores más occidentales está orientada más de 100°E, varía gradual-

mente hasta valores cercanos a los 30°E en las zonas más orientales.

La foliación corresponde a los planos axiales de D₁(S₁) con dispersión de ejes debida probablemente a una etapa deformativa anterior que afectó al Complejo esquistograuvaquico; el buzamiento al N se debe al plegamiento por una fase posterior (D₂) que formó pliegues de dirección NO-SE vergentes al SO. Con frecuencia se observan kinkados y crenulaciones de la pizarrosidad con ejes orientados en general en dirección submeridiana.

Al microscopio los materiales dominantes de esta serie muestran pequeñas diferencias de granulometría y en el contenido en cuarzo y plagioclasa detriticos. Incluso en las pizarras aparentemente más homogéneas, se perciben bandeados composicionales de espesor hasta milimétrico. Según la proporción de microclastos y matriz se pueden denominar filitas cuarzofilitas plagioclásicas, metagrauvaclas o metasamitas.

La plagioclasa detritica está macuada polisintéticamente y el cuarzo, además de formar granos aislados, puede aparecer en forma de fragmentos de cuarcita de tamaño algo mayor. Son frecuentes pequeñas placas de mica blanca y de clorita, precinemáticas, paralelas a los planos de bandeados composicionales. La matriz, en general abundante, está formada por cuarzo, fengita y clorita y a veces estilpnomelana.

En algunos niveles, y más especialmente en los bancos explotados de Bernardos, existen carbonatos intersticiales. Estas muestras con carbonatos tienen además pequeñas biotitas de fuerte pleocroismo.

Los accesorios más frecuentes son apatito, turmalina, círcón, pirita, ilmenita y más esporádicamente rutilo. El apatito, especialmente hacia el techo de la formación, se concentra a veces en niveles lenticulares de hasta un cm. de espesor, asociado a mica blanca.

Los niveles metasamíticos son cuarcitas con algo de fengita y clorita verde o marrón intersticiales. Tienen apatito, círcón, turmalina y opacos accesorios. También hay cuarcitas plagioclásicas con proporciones elevadas de este último mineral; en estas últimas se han encontrado también lentejones milimétricos de apatito y a veces carbonatos y biotita.

Algunos "boudins" centimétricos donde destacan porfido-bálgostos de color oscuro, están formados por cuarzo, plagioclasa y haces de estilpnomelana.

Los paquetes carbonáticos del NO de Carboneros están formados por mármoles y calcofilitas. Los mármoles tienen textura granoblástica y están formados por carbonatos, cuarzo intersticial, mica incolora y opacos tabulares dispersos. Las calcofilitas están formadas por una matriz fina de filosilicatos (probablemente talco), placas de mica marrón y clorita, y nódulos de carbonatos con opacos y microclina.

Las pizarras negras de Pinilla Ambroz son de grano muy fino y están constituidas por mica blanca, cuarzo y materia carbonosa dispersa; se encuentran diminutas laminillas de clorita marrón. Los niveles litíticos asociados están

formados por cuarzo criptocristalino, con materia carbonosa finamente dispersa; en ellos hay venillas posteriores de cuarzo recristalizado.

En la zona meridional, en las proximidades de las rocas graníticas y de la unidad de leucogranitos y esquistos, se observa una fuerte recristalización térmica ya descrita por RZEPKA (1979) y ALVAREZ (1982), que origina la formación de porfidoblastos helicíticos de cordierita, cuya fábrica interna es rectilínea. Posteriormente han sido afectados por una crenulación, que se deforma frente a los porfidoblastos y que está acompañada por neoformación de biotita en pequeñas placas rectangulares. Estas biotitas tienen elongación paralela a los planos axiales de las crénulas; se forma también sobre los porfidoblastos de cordierita o sus productos de alteración. Es de resaltar que aunque el grado de pinitación de la cordierita es muy intenso, la biotita no se encuentra alterada.

En las proximidades de Armuña los fenómenos de contacto están asociados a una fuerte hidrotermalización, turmalinización y moscovitización tardías.

2.1.1.2.- Esquistos metapelíticos y metasamíticos con estaurolita y granate.

El complejo esquistograuváquico hacia el E de la Hoja está formado por esquistos de dos micas que han alcanzado el grado medio de metamorfismo regional. En ellos son visibles a simple vista pequeños prismas alargados de estaurolita en los niveles metapelíticos y también pequeños granates, estos más abundantes en los niveles más metasamíticos.

Litológicamente el conjunto forma una serie en donde alternan capas metapelíticas, en general de espesores métricos, con otras metasamíticas, de espesor decimétricos. Esporádicamente, como al O del Molino de la Quintana, aparecen niveles métricos de cuarcitas. La serie está penetradas por venas aplópegiticas y turmalinitas y por venas irregulares de cuarzo orientadas 30°E.

La estaurolita comienza a aparecer al E de una linea orientada en dirección NNE que pasa algo al O de la carretera 601 de Carbonero a Valladolid. El recubrimiento del Terciario Superior, bastante extenso en esta zona, impide fijar con precisión esta isograda y deducir si el tránsito es progresivo o brusco. Esquistos o pizarras esquistosas solamente con granate y con pseudomorfos de probable estaurolita se siguen viendo al O de esta linea. La estaurolita y el granate son visibles en muestra de mano, la primera como prismas alargados que raramente sobrepasan los dos milímetros de dimensión mayor.

La esquistosidad principal en el sector de mayor grado metamórfico está orientada en general entre el N y el NE con buzamientos moderados hacia el O (15° a 40°) es decir bastante cruzada con respecto a la orientación dominante en las pizarras con menor grado metamórfico. Las alineaciones minerales (estaurolita) están orientadas prácticamente en la dirección 90° con sumersión en general débil (15°) hacia el O. Los ejes de crenulación y kinkado se orientan y sumergen en dirección N.

Petrográficamente los esquistos tienen grano medio y fino y una esquistosidad bien definida afectada por crenulación heterogénea en cuyos flancos llega a formarse una nueva

generación de micas. En su borde occidental, al norte de Carbonero el Mayor se encuentra fuertemente filonitzados.

Están formados por cuarzo, plagioclasa, moscovita, biotita, estaurolita, granate y distena esporádica. Como otros accesorios hay ilmenita, sulfuros, turmalina, círcón y apatito.

La esquistosidad dominante es de segunda fase dada la presencia de arcos poligonales y elementos residuales.

La biotita es escasa en los planos de esquistosidad y forma cristaloblastos con inclusiones helicíticas de cuarzo que sugieren su crecimiento intercinemático o en un momento temprano de la segunda fase. La estaurolita es idioblástica, a veces con textura rotacional, así como el granate. La distena, muy escasa, está contenida en los planos de S₁. No se han visto relaciones mutuas entre dichos minerales índice. Los sulfuros son también previos a la fase 2.

Las relaciones temporales observadas entre las fases de deformación y las de blastesis de los minerales índice son análogas a la interpretación realizada por ALVAREZ LOBATO (1982). Según este autor la esquistosidad visible en la serie de grado bajo antes descrita sería la primera.

Los niveles samíticos intercalados están formados por cuarzo y plagioclasa en proporciones equivalentes con escasa mica blanca y clorita en agregados. Muestran granate en cristales centimétricos esqueléticos, con estructura rotacional.

Aunque pudiera haber una fractura en el contacto entre la serie de grado bajo y la de grado medio, el tránsito parece ser progresivo a través de unas facies de cristalinidad gradualmente más elevada con biotitas o estilpnomelanas precinemáticas.

2.1.1.3.- Esquistos Metapelíticos-Metasamíticos en granitos deformados.

En el sector comprendido entre Hoyuelos y el Arroyo de Balisa, dentro de leucogranitos deformados aparecen inclusiones de esquistos metapelíticos-metasamíticos, de dimensiones variables entre unos decímetros y unos pocos hectómetros. En el plano se han representado las de dimensiones mayores, situadas al N de Hoyuelos y al E del Vértice Liebreros.

Las estructuras internas de los esquistos son, a grandes rasgos, concordantes con las de los granitoides esquistosados, pero no en el detalle. Por otra parte, en algunos casos es visible una crenulación y deformación posterior a la esquistosidad principal, que no es perceptible en los granitoides encajantes, que penetran en forma de venas y diques aplítico-pegmatíticos subconcordantes y discordantes en las zonas de contacto de las inclusiones de mayor tamaño.

Desde el punto de vista litológico, los esquistos son rocas oscuras muy micáceas con intercalaciones centimétricas a decímetricas de cuarcitas impuras. Con frecuencia se encuentran en ellos venas y "boudins" de cuarzo y pegmatitas. Los esquistos parecen más fragmentos del sustrato

metamórfico pregranítico que de las pizarras de Santa María de Nieva situadas al norte del accidente tectónico principal.

Microscópicamente son rocas de grano medio y bandeados bien definidos. Las bandas claras están formadas por cuarzo y oligoclase maclada; las micasas por moscovita y biotita con eventual cordierita en cristales elongados. Como accesorios aparecen círcón, turmalina, apatito y opacos. Los niveles samíticos son de cuarzo y plagioclase con escasas biotita y moscovita formando planos espaciados; llevan círcón, opacos y apatito, el último removilizado a veces en venas de cuarzo.

Están afectados por pliegues de tercera fase, en cuyas charnelas se poligonizan las micas y a veces se neoforma moscovita según sus planos axiales. Puede haber bandas de fractura oblicuas con adularia.

2.1.2.- Ordovícico

Esta unidad está formada por bancos de espesor decimétrico a métrico de cuarcitas y metaconglomerado siliceos con frecuentes alternancias hacia el techo de niveles de metapelitas siliceas y pizarras de tonalidades gris claro. Los afloramientos, desconectados en el nivel actual de erosión, insinúan una banda orientada en dirección NE-SO desde los relieves de Cuesta Grande, al S de Domingo García, hasta la orilla izquierda del Río Pirón, junto al Molino de Carrascal.

En las cuarcitas se conservan con frecuencia las primitivas estructuras sedimentarias (estratificaciones cruzadas, "ripples" y huellas de superficie), que indican techo hacia el N.

Los conglomerados son de cantos cuarzosos en matriz silicea grosera, presentando los clastos subrodados o rodados deformaciones acordes con la pizarrosidad general.

En los afloramientos del relieve de Cuesta Grande se han encontrado bien conservadas pistas de Cruciana furcifera y Cruciana boldfussi (ALVAREZ LOBATO, 1982), además de "scholitus" deformados en los niveles más finos. En los otros afloramientos señalados en el plano, son más escasas las huellas de superficie. La ausencia de potentes niveles cuarcíticos con la facies típica de la Cuarcita Armoricana hacen suponer que esta unidad puede corresponder al Tremadoc.

En la base de la formación ordovicica, debajo de las cuarcitas, aparecen pizarras muy siliceas que contienen cantos de pizarras más cloríticas y de color verdoso; estos clastos aunque muy aplastados y estirados, están claramente delimitados de las pizarras que los contienen, en ellos se encuentra a veces laminaciones de espesor milimétrico debidas al mayor o menor contenido en clorita y con frecuencia pequeños fenoblastos idiomorfos y deformados de pirita limonitizada. En algunos casos la esquistosidad interna de estos clastos pizarrosos no es totalmente coincidente con la esquistosidad principal de las pizarras que los contienen.

Estos niveles con cantos pizarrosos pueden corresponder a la base de la formación ordovícica o al techo de las pizarras del conjunto esquisto-grauváquico.

Al igual que los materiales del Complejo Esquisto-Graváquico, las cuarcitas y niveles pizarrosos interestratificados presentan una foliación principal de tipo "slaty cleavage" que corresponde a planos axiales de pliegues de D₁(S₁). La foliación está plegada y retrovergida por pliegues posteriores de la D₂ hercínica con vergencia hacia el SO.

En observación microscópica, las cuarcitas están constituidas por cuarzo de bordes suturados con variable y, en general, escasa proporción de plagioclasa, mica blanca, clorita y turmalina, círcón, apatito y opacos como accesorios.

Los niveles más conglomeráticos están formados por fragmentos a veces centimétricos de cuarzo, cuarcitas y algunos pizarrosos en una matriz en proporciones variables de mica blanca, y clorita con pleocroismo verde o marrón. Como accesorios existen círcón, turmalina, apatito y opacos.

Los fragmentos de rocas cloríticas situados debajo de las cuarcitas ordovícicas están constituidos bien por clorita y cuarzo, bien por sericita con cuarzos de gran tamaño con extinción ondulante, en una matriz cuarzo-sericitica con opacos. Se observan dos planos de esquistosidad cruzada y estructuras S-C.

2.1.3.- Rocas ígneas prehercínicas

2.1.3.1.- Ortoneises glandulares.

Aparecen en un pequeño afloramiento en el fondo del Valle del Arroyo de Balisa, al O del vértice de Termesado. Son neises con megacristales de 4 a 6 cm de dimensión mayor rodeados de una matriz cuarzofeldespática rica en biotita. En la zona meridional del afloramiento, cerca del contacto con el granito de Balisa, dentro del neis se han encontrado inclusiones lenticulares de grano fino más ricas en mica con esquistosidad interna concordante con la del neis: pueden ser antiguas inclusiones microgranudas del protolito granítico inicial.

En las vertientes del valle estos neises glandulares están infiltrados por leucogranitos de dos micas también esquistosados por lo que a lo largo del corte del arroyo se suceden paquetes de neis y de aplitas y pegmatitas deformadas de espesor decamétrico a hectométrico. La esquistosidad general está orientada en este sector entre 60° y 90° con buzamientos en general superiores a los 50° hacia el NNO. El conjunto está además afectado por fallas normales orientadas 45°-55° buzando también hacia el NO.

Petrográficamente estos neises están constituidos por porfidoblastos elongados de feldespato potásico pertítico, y de plagioclasa prismática con zonación marginal y múltiple, e inclusiones de cuarzo globular cuando está incluida en el feldespato alcalino. Tienen a veces prismas de andalucita moscovitizada.

La biotita es rejiza y conforma los planos de foliación; con ella se asocian, y se generan a sus expensas, cordierita y sillimanita fibrosa. De manera tardía se neoforma moscovita. Como accesorios tienen apatito, círcón y opacos.

En el borde norte del afloramiento aparecen intensamente filonitzados y con neoformación de clorita en los planos de deformación.

2.1.4.- Rocas graníticas Hercinicas

El conjunto de rocas plutónicas forman un estrecho afloramiento orientado en dirección general NE-SO desde el pueblo de Armuña hasta el límite meridional de la Hoja en Hoyuelos, prolongándose algo al S dentro de la Hoja inmediata de Valverde del Majano. Por su flanco NO los granitoides entran en contacto tectónico con la formación esquistogravacuica. Por su flanco meridional el límite está marcado por fallas alpinas sobre las que apoya flexionado el Cretácico o el Terciario de la cuenca segoviana.

En el conjunto de granitoides, desde el punto de vista estructural, son diferenciables dos tipos muy contrastados: unos leucogranitos moscovíticos o de dos micas (con texturas aplíticas, pegmatíticas o de pórfidos) muy esquistosados, que se extienden por el flanco más septentrional del afloramiento desde Hoyuelos hasta el meridiano de Pascuales. Otro tipo lo forman los granitos y adamellitas poco o nada deformados, salvo en zonas de fracturación, que se extienden por el flanco sur del afloramiento plutónico. A su vez en este último tipo son diferenciables tres unidades: granitos

bastante leucocráticos a veces moderadamente deformados (Tipo Aragoneses), adamellitas (Tipo Armuña) y adamellitas porfídicas (Tipo Balisa). Los contactos entre estas tres unidades se establecen mediante fallas por lo que es difícil establecer sus relaciones temporales mutuas; no obstante, por el grado de deformación, más patente en el granito de Aragoneses, parece que éste sea el más temprano. La adamellita de Balisa, poco deformada parece la más tardía. Sin embargo, teniendo en cuenta que el accidente tectónico que separa a los granitoides del complejo esquisto-grauváquico, puede haber actuado en un periodo de tiempo prolongado, la mayor o menor deformación no es un criterio cronológico definitivo.

2.1.4.1.- Leucogranitos de dos micas esquistosados.

Forman una banda alargada en las direcciones NE-SO y E-N desde la zona de Hoyuelos hasta las proximidades de la carretera de Segovia a Santa María de Nieva. Se ensancha hacia el SO aunque está en buena parte cubierta por arcosas transgresivas de Terciario superior.

El contacto septentrional es el accidente tectónico de Santa María de Nieva (BERGAMIN, et al., 1988), que tiene una orientación NE-SO entre la zona de Hoyuelos y el Arroyo de Balisa y E-O entre este último río y las proximidades de Pascuales. Fallas tardihercínicas y alpinas desplazan este contacto septentrional en varios sectores. Por el sur también existe contacto tectónico con el Cretácico a veces jalónado con inyecciones de cuarzo. Los granitos de Balisa al N de este pueblo penetran intrusivamente a estos grani-

toides muy esquistosados. El contacto E con los granitos de tipo Aragoneses es brusco, aunque difícil de precisar dada la pobreza de afloramientos. Se supone que es una falla transversal a los accidentes principales.

Dentro del afloramiento el grado de deformación de estos granitoides es variable, acentuándose en general hacia las proximidades del contacto septentrional, en donde puede definirse una esquistosidad penetrativa generalizada. Al alejarse del accidente de Santa María se encuentran sectores en donde existe filonitzación y esquistosidad de fractura con pautas análogas de orientación. La orientación de estas estructuras es subparalela a la traza del accidente septentrional, dominando las direcciones comprendidas entre los 60 y los 100-110° con buzamientos en general al NO, con frecuencia superiores a los 50°.

En amplios sectores, especialmente desde la zona de Hoyuelos hasta el Arroyo de Balisa, predominan leucogranitos de dos micas de grano medio a grueso con frecuentes bandeados en los que alternan capas de espesor decimétrico con texturas aplíticas con otras de carácter pegmatítico. Las bandas aplíticas tienen contenidos variables de micas y turmalina con distribución gradada en sentido normal al espesor; las de carácter pegmatítico suelen tener menor continuidad lateral, formando lentejones sin contactos definidos con las facies aplíticas en los que destacan cristales de dimensiones centimétricas de cuarzo, feldespato moscovita, turmalina negra y berilo.

Aunque no siempre coincidentes, las estructuras composicionales son subparalelas a las estructuras deformativas (esquistosidad de flujo o de fractura), lo cual apoya la

idea de que el emplazamiento y cristalización de estos leucogranitos está estrechamente relacionado con el tiempo con los fenómenos de deformación.

En la parte más oriental del afloramiento de leucogranitos son frecuentes los tipos de grano medio a fino con estructuras algo porfídicas debidas a la aparición de pequeños fenocristales, de menos de 1 cm, de cuarzo y también de feldespato. También están deformados, observándose el estiramiento de los fenocristales de cuarzo y una foliación incipiente dentro de la matriz marcada por la orientación subparalela de los minerales micáceos.

A pesar de las heterogeneidades texturales mencionadas estas rocas son siempre leucograníticas, con una gran variación en la proporción relativa entre plagioclasa y feldespato potásico, llegado este último mineral a estar en proporciones accesorias. La plagioclasa es siempre albítica u oligoclásica ácida.

Bajo el microscopio sus texturas son porfidoclásticas, con sectores más o menos deformados y orientados, encontrándose protomilonitas y milonitas según el grado de deformación que se concentra en bandas preferentes. Las rocas menos deformadas tienen textura hipidiomorfa con los feldespatos alineados y cuarzo intersticial.

La plagioclasa aparece en prismas maclados con lógicos síntomas de deformación y a veces zonación marginal. El feldespato potásico está en cristales xenomorfos con más frecuencia intersticiales y muestra variable pertitización, en varios sistemas, desde "films" a parches.

La cantidad de biotita de color rojizo es siempre accesoria, y es frecuente la presencia de granate rosado disperso, de andalucita prismática, a veces cordierita totalmente pinnitizada y muy escasa sillimanita. La turmalina es muy frecuente sobre feldespatos y en ocasiones está alterada a productos micáceos; es más abundante en las rocas de textura pegmatítica.

Se genera moscovita sobre fases previas, feldespatos o silicatos ricos en aluminio y en los planos de foliación. Como otros accesorios hay berilo, a veces intercrecido con granate, apatito y círcón.

2.1.4.2.- Granitos (Tipo Aragoneses).

Forman un afloramiento alargado en dirección SO-NE separado por fallas tardí o posthercínicas de las unidades litológicas que le rodean. A su vez está fragmentado por fallas NO-SE con alguna componente lateral en una serie de pequeñas unidades escalonadas hacia el NE. El pequeño afloramiento de granitos rodeado de Cretácico situado en el sector de la Cuesta del Moro, al SO de Aragoneses, es también del mismo grupo.

Los granitos de este tipo son rocas de color crema, en general muy desagregadas superficialmente, por lo que en el terreno es muy frecuente encontrar solamente leim granítico, en el que abundan fragmentos de las venas y diques de aplita a ellos asociados, dando la falsa impresión de que están recubiertos por depósitos sedimentarios.

Los granitos de tipo Aragoneses son rocas bastante leucocráticas con contenidos muy bajos en minerales micáceos, casi siempre menores del 5%. Se observa en ellos, además de biotitas idiomorfas, algo de moscovita secundaria y en algunos casos agregados milimétricos de clorita y moscovita. El carácter textural más sobresaliente es la tendencia a presentar estructuras porfídicas, con cuarzos redondeados o subidiomorfos y cristales de feldespato de hasta 1 cm. de diámetro en una matriz de grano fino fundamentalmente cuarzofeldespática.

En estos granitos no se han observado xenolitos ni inclusiones microgranudas. Por el contrario, son en ellos muy frecuentes diques o venas aplíticas en general de poco espesor y de traza irregular, con contactos netos aunque indentados con los minerales del propio granito.

En este grupo de granitos, especialmente en el sector de Tabladillo y al SE de Pinilla Ambroz, se observan estructuras de foliación magmática con direcciones comprendidas entre los 60° y 120°, y buzamientos elevados. Están además afectados por fracturación frágil que en algunos casos produce filonitzación. En amplios sectores asociados a la fracturación tardihercínica se desarrollan fenómenos de alteración hidrotermal con formación de episienitas (Norte de Tabladillo).

Petrográficamente estos materiales son leucogranitos, en general isotropos estructuralmente, aunque deformados de modo cataclástico en zonas de fractura. Parecen estar vinculados con los de tipo Balisa por sus afinidades mineralógicas.

Son porfiríticos con gran desarrollo de cuarzo de morfología globosa y crecimiento temprano, cuya textura parece indicar un emplazamiento somero; también se observan crecimientos gráficos en la matriz. Son de grano fino a medio a veces grueso, con plagioclasa prismática de composición albita a oligoclasa ácida maclada. En algunos casos tienen núcleos más ricos en anortita, corroídos, zonación oscilatoria de pequeña variación; los márgenes albiticos son muy frecuentes. El feldespato potásico es intersticial, escasamente pertítico con desarrollo de pertitas en parches. También forma cristales con maclas de tipo Carlsbad y albitización en las intercaras de dos individuos, hay intercrecimientos frecuentes entre ambos feldespatos.

La biotita es escasa y forma placas aisladas de color pardo y bordes blásticos de color verdoso; como accesorios tienen círcón, opacos, apatito y allanita metamictica.

En los afloramientos situados más al NE aparecen esporádicamente cordieritas prismáticas pinnitizadas; al mismo tiempo la biotita tiene pleocroismo rojizo existiendo en la roca síntomas de moscovitización tardía.

2.1.4.3.- Adamellitas (Tipo Armuña).

Forman un pequeño afloramiento de adamellitas moderadamente micáceos ($\approx 10\%$) de grano medio a grueso, con escasos fenocristales centimétricos de feldespato potásico. Muy esporádicamente presenta algunos enclaves microgranudos de dimensiones centimétricas. En algunos puntos se han observa-

de bandeados composicionales con capas de espesor menor a un decímetro con contenidos variables de biotita.

El afloramiento está limitado al N por las pizarras del esquisto-grauváquico y al S por los materiales arenosos del Cretácico inferior apoyados sobre una fractura con buzamiento alto al SE. Por el O están separados del granito, de Aragoneses por una zona de fractura orientada en dirección NO-SE.

Estas rocas corresponden a adamellitas de grano grueso, escasas granodioritas, y a leucogranitos de grano fino, todas ellas peraluminosas.

Las primeras tienen textura hipidiomorfa en ocasiones deformadas con plagioclasa prismática, a veces en sinneusis, con núcleos corridos, zonado oscilatorio y albita marginal. El feldespato potásico es pertítico en varios sistemas, a veces con macetas de tipo Carlsbad y de microclina tardía; el cuarzo es de cristalización anterior a él. Se encuentran mirmequitas en los contactos entre ambos feldespatos, que pueden estar indentados. La biotita rojiza forma placas aisladas y son frecuentes los prismas redondeados de cordierita, en general pinnitizada. Se aprecia una intensa moscovitización subesólidas. Los accesorios son círcano, apatito y escasos opacos, y esporádicamente turmalina aislada, asociada a biotita o a cordierita.

Las facies de grano fino están eventualmente deformadas; en ellas predomina el feldespato alcalino sobre la plagioclasa. Tienen iguales características mineralógicas que en los de grano grueso, pues existen también ellos cordierita abundante y moscovita tardía.

2.1.4.4.- Adamellitas (Tipo Balisa).

Las rocas de este grupo aparecen en varios afloramientos, uno al N del pueblo de Balisa y dos muy reducidos en el borde S de la Hoja al S y E de Hoyuelos.

El afloramiento principal situado en las inmediaciones del pueblo de Balisa tiene una extensión inferior a los 3 Km². Son rocas de grano medio a fino con megacristales de feldespato potásico de 3-4 cm de dimensión mayor que a veces presentan estructuras de flujo magmático de orientación variable.

Estos granitoides en superficie producen berrocal con grandes bolos aislados, uno de los cuales, el Botón de Balisa, culminado por un crucero, representa un punto de singular interés en el interior del pueblo.

Tienen inclusiones básicas microgranudas distribuidas muy irregularmente y esporádicamente "schlieren" más micáceos de traza sinuosa e irregular. El afloramiento por su flanco sur está limitado por accidentes tectónicos de las cubetas llenas de sedimentos cretácicos o neogenos. Por su flanco N, al E del Arroyo de Balisa, penetra intrusivamente en los neises glandulares del Termesado. Al E del Arroyo de Balisa las adamellitas, por el contrario, desarrollan una facies microgranuda de aplitas bictíticas no orientadas con tendencia a pasar a texturas porfídicas que a su vez están separadas por una fractura de desgarre lateral de los leucogranitoides esquistosados asociados con los neises de la zona del Termesado.

Los pequeños afloramientos situados al S y E de Hoyuelos están rodeados de Cretácico inferior arenoso. El de mayor dimensión se prolonga hacia el Sur dentro de la Hoja de Valverde del Majano (nº 482). Son rocas de grano medio a grueso, sin orientación apreciable, en los que destacan fenocristales de 3-4 cm. de feldespato potásico irregularmente distribuidos. Tienen también algunas inclusiones básicas microgranudas y xenolitos de rocas metamórficas. Están transformadas en leim granítico por lo que apenas pueden reconocerse los afloramientos. En ellos son muy frecuentes diques de espesor reducido de aplitas y pegmatitas rosadas, más resistentes a la erosión, que dan bloques sueltos en la superficie del terreno.

Petrográficamente las rocas de este grupo varían entre adamellitas y granodioritas biotíticas de grano medio a grueso. Las adamellitas tienen por término medio menos del 30% de cuarzo, más del 30% de plagioclasa (oligoclasa), proporciones algo menores de feldespato potásico y cantidades de biotita cercanas o superiores al 10%. Tienen texturas monzoníticas típicas, con cristales de plagioclasa subidiomorfos con núcleos cárnicos corroídos y zonación normal y oscilatoria y zonas externas más albíticas en las que se desarrollan mirmequitas cuarzosas en contacto con el feldespato potásico. También el cuarzo se presenta en fenocristales centimétricos de cristalización anterior al feldespato potásico; a veces se han transformado en mosaicos policristalinos con bordes suturados.

El feldespato potásico forma cristales prismáticos centimétricos intercrecido en los bordes con cuarzo y plagioclasa; está maclado según Carlsbad y pertitizado según dos sistemas con morfología de "films" y venas; hay además

feldespato potásico intersticial. Existen albítizaciones y recristalizaciones en los contactos mutuos entre feldespatos potásicos.

La biotita en láminas de color rojo-pardo, tiene bordes dactilíticos de color más verdoso e incluye círcón y apatito dispuestos concentricamente. No obstante, la desagregación superficial de estos granitos, la mica está poco cloritizada. Esporádicamente aparece hornblenda verde incluida en los núcleos de la plagioclasa.

Además de círcón y apatito incluidos en la biotita, aparecen apatitos aciculares con núcleos huecos, allanita metamictica y escasa clinozoisita intersticial. La moscovita secundaria es muy escasa; no se han encontrado en estas rocas silicatos aluminicos.

En la facies de borde que aparece al N del afloramiento de Balisa dominan los tipos microgranudos prácticamente hololeucocráticos sin ninguna orientación visible. Están formados por un mosaico de cuarzo, feldespato potásico y plagioclasa con escasas láminas de biotita parda y algo de moscovita secundaria. En algunos casos destacan por su mayor tamaño pequeños fenocristales redondeados de cuarzo y más escasos de feldespato.

Los enclaves microgranudos de origen ígneo son cuarzo-dioritas biotíticas, con textura plagiidiomorfa, con plagioclásas macladas y zonadas, y cuarzo intersticial; tienen abundantes cristales de círcón, esfena, opacos y apatito acicular. Las inclusiones de origen metamórfico son de micas biotíticas en los que por efectos térmicos se ha formado espinela, cordierita y corindón.

Las venas aplíticas que atraviesan las adamellitas son muy leucocráticas; las más frecuentes tienen texturas sacaroídeas con proporciones equivalentes de cuarzo, feldespato alcalino y plagioclasa. La mayor parte de ellas tienen menos del 1% de biotita y algo de moscovita hidrotermal. Hay algunas con abundante moscovita secundaria que crece sobreimpuesta al resto de los minerales; tienen escasa bictita, turmalina y algo de granate alotriomorfo con crecimiento intersticial y poiquilitico.

2.1.5.- Rocas filonianas

Aparte de las pequeñas venas o diques aplíticos asociados a los distintos tipos de granitoides anteriormente descritos, en esta Hoja aparecen diques de rocas granitoides y de rocas intermedias de cierta continuidad lateral, además de crestones de cuarzo hidrotermal que en general jalonan zonas de fractura. Son más abundantes en los sectores de rocas graníticas hercínicas que en el complejo esquistográvico.

Entre las aplitas destaca un dique de más de 10 m. de potencia orientado unos 60°E, al S de Santa María la Real de Nieva que atraviesa las pizarras afectadas por metamorfismo térmico cerca del contacto con los granitoides deformados.

Su composición mineralógica es muy variable de acuerdo con su variación textural. Son en general leucogranitos y leucomonzogranitos con textura de aplítica a pegmatítica. La plagioclasa, que varía de albita a oligoclasa ácida, es prismática; rara vez está levemente zonada y es mirmequítico.

ca; junto con cuarzo forma fenocristales de hasta 1 cm., con feldespato potásico intersticial. Puede haber crecimientos gráficos entre ambos feldespatos y cuarzo.

La biotita está en placas esqueléticas o agrupada en bandas de flujo. Como accesorios se encuentran circon escaso, apatito, berilo, turmalina y en algunos diques granate rosado disperso, así como andalucita. Esporádicamente aparece casiterita y en venas en la serie metamórfica scheelita ocasional. Suele haber una moderada moscovitización, a veces en rosetas.

En las formaciones graníticas los diques más abundantes son de pórfidos; en general tienen trazas sinuosas con direcciones cercanas a los 100° y espesores reducidos que no sobrepasan nunca los 5 m. Algunos, como los situados al O de Balisa son de carácter felsítico, con bandeados magnéticos plegados fluidalmente; se han emplazado como vidrios en condiciones muy superficiales aunque están hoy recristalizados. Alguno de los diques de pórfido situados en los granitoides deformados han experimentado también una fuerte deformación originándose texturas miloníticas.

También hay un dique de pórfido en el ángulo NE de la Hoja al N del Molino de la Quintana con pequeños fenocristales de cuarzo y feldespatos.

La composición de los pórfidos es monzogranítica y granítica. Los fenocristales son de cuarzo ameboide, plagioclasa maclada, feldespato potásico y biotita. En los más básicos se encuentra epidota intersticial y esfena y en los graníticos, moscovita secundaria, pseudomorfos de probable cordierita y granate esporádico.

Las texturas de la matriz son microcristalinas, a veces esferulíticas con intercrecimientos gráficos y con aureolas granofídicas en torno a los fenocristales.

Los diques bandeados antes mencionados están descritos en RZEPKA (1979). Son de composición leucogranítico con los fenocristales algo deformados por el flujo plástico y cierta diferenciación composicional entre cuarzo y feldespato según el bandeados.

Los diques básicos e intermedios son poco abundantes y sólo se han encontrado en el granito de Balisa. Uno de ellos tiene dirección E-O y corresponde a una microdiorita. Otro con dirección NE-SO es una micromonzodiorita posterior a los diques de pórfido. El primero tiene textura microdiabásica. está constituido por plagioclasa zonada y maclada, clinopiroxeno incoloro y hornblenda verde, ambos intersticiales a los feldespatos. Puede haber cuarzo intersticial y está hidrotermalizado con formación de anfibol de tipo actinolítico, clorita, carbonatos, prehnita y epidota. Como accesorios tiene opacos, esfena y apatito.

El segundo tiene fenocristales de cuarzo con aureolas reaccionales de clinopiroxeno y de plagioclasa corroída con núcleos micrográficos con feldespato potásico. La matriz consta de microlitos de plagioclasa con núcleos de feldespato potásico y láminas aciculares cloríticas procedentes de biotita y probable anfibol.

Los crestones de cuarzo en su mayoría están orientados dentro del primer cuadrante y tienen espesores muy variables a lo largo de su trazado. Los más notables son el que pasa por el vértice Termesado al NO de Balisa y el de Pinilla

ambroz. Están formados por cuarzos brechoides con varias épocas de crecimiento.

2.2.- CONDICIONES DEL METAMORFISMO

Los materiales de la Hoja están afectados por un metamorfismo regional y un metamorfismo térmico sobreimpuesto, que aparece al N del "detachment" que separa los granitoides del conjunto esquitoso-grauváquico.

2.2.1.- Metamorfismo regional

Es plurifacial y muestra diferentes características a uno y otro lado de la zona de "detachment" de Santa María de Nieva. En el bloque relativamente hundido, el grado metamórfico aumenta hacia el Este, de manera que los materiales ordovícicos y el techo de los de edad precámbrica superior se mantienen en grado bajo, en su mayor parte dentro del campo de estabilidad de clorita + fengita.

Eventualmente, si la composición es adecuada, con mayor probabilidad en los materiales con proporciones relativas elevadas en hierro, aparece estilpnomelana. En rocas con carbonatos aparece biotita precoz, debido probablemente a la baja temperatura de reacción de la dolomita con feldespato potásico.

La temperatura mínima del metamorfismo estos casos debió estar en torno a los 400° (NITSCH, 1970) sin que se pueda en este caso aquilar las condiciones báricas.

La asociación común es por tanto:
cuarzo + albita + fengita + clorita ± estilpnomelana ±
biotita

En los esquistos del área de Carbonero el Mayor y hacia el NE de la Hoja, se alcanza el grado medio con la aparición de la paragénesis siguiente:

cuarzo + plagioclasa + moscovita + biotita + estaurolita ± granate ± distena

En estas rocas, con dos esquistosidades visibles, los minerales índice se forman en relación con la primera esquistosidad y en la interfase, pero permanecen estables durante la segunda, salvo en zonas de filonitización que se produce en grado bajo con neoformación de clorita y fengita.

Se trata de una asociación que aparece en el Guadarrama Oriental y en sectores locales del Sistema Central (Hoja nº 532) donde evoluciona hacia paragénesis de menor presión, hecho no observado en esta Hoja, quizás por la escasa extensión de los afloramientos. Las condiciones mínimas para esta asociación son de unos 5 Kbs-550°C.

No está claro si la transición del grado bajo al medio es progresiva o no, dada la presencia de recubrimientos que impiden una observación continuada sobre el terreno. Sin embargo, la presencia de biotitas intercinemáticas en las rocas más avanzadas del grado bajo, de estaurolitas con pequeña cristalinidad, y la presencia de granate en rocas pobres en micas, hacen pensar en un incremento térmico gradual aunque no se puede excluir un pequeño salto debido a una fractura de orientación submeridiana.

En el labio levantado de la estructura de desgarre existe también metamorfismo de grado medio en los esquistos incluidos como "septa" en los leucogranitos orientados, con una asociación mineral:

cuarzo + moscovita + biotita + plagioclasa + cordierita que representa una presión inferior a la del grado medio del sector norte ya citado. Eventualmente, se pudo haber llegado a grado alto con desestabilización de moscovita y aparición en los ortoneises de cordierita y sillimanita.

En estos materiales hay una importante recristalización con posterioridad a la segunda fase, con neoformación de moscovita sobre las fases anteriores. La deformación de los granitoides se verifica también en condiciones de estabilidad de moscovita, desarrollada ampliamente en los planos de foliación.

2.2.2.- Metamorfismo térmico

El metamorfismo local que aparece en el borde y al N del "detachment", tiene carácter térmico y presenta distintas pautas. El más llamativo es una banda que delimita el lado meridional del bloque relativamente hundido con neoformación de blastos de cordierita sobre una fábrica ya orientada por la primera fase deformativa.

Con posterioridad a la blastesis de cordierita se genera una crenulación acompañada de formación de biotita de menor tamaño que la cordierita; esta crenulación fue considerada como debida a la segunda fase por RZEPKA (1979) y ALVAREZ LOBATO (1982). Se alcanzó allí una temperatura mínima de unos 500°C, con presión moderada. En el trabajo de BERGAMIN et al. (1988), se sugiere que el aumento térmico se deba a la superposición de un bloque cortical a más temperatura como consecuencia del "detachment" que limitaría ambos

sectores, aunque no se puede descartar el efecto térmico pregranítico.

En la zona de Armuña aparece neoformación de quiastolita sobre esquistos grafitosos y neoformación de moscovita en condiciones posttectónicas (ya descritas en RZEPKA, 1979), debidas a la influencia térmica del granito del mismo nombre que en este sector es a veces intrusivo sobre los materiales pizarrosos.

También la andalucita presente en los ortoneises glandulares del sector del Termesado pudiera ser debida a metamorfismo de contacto del granitoide de Balise.

Por último se alcanzan condiciones de corneanas piroxénicas en los endocontactos sobre enclaves centimétricos con la neoformación de corindón, espinela, corrdierita y desestabilización de sillimanita y biotita. RZEPKA (1979), cita en estos endocontactos fusión parcial local de los materiales xenolíticos..