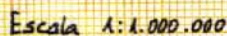


**ESTUDIO GEOLOGICO A E. 1:50.000
DE LAS HOJAS N° 553, 554, 555, 556,
576 y 579 Y ESTUDIOS COMPLEMEN-
TARIOS**

**SINTESIS GEOLOGICA A E. 1:200.000 (44 AVILA)
Y ESTUDIO GEOFISICO**

COMPAÑIA GENERAL DE SONDEOS, S.A.

7



 Terciario

Ordovício inferior - Silúrico

 Precámbrico - Cámbrico inferior

ROCAS IGNEAS PREHERCINICAS

Ortneises

ROCAS Ígneas Hercínicas

Granitoides sin/tardi-cinematósicos

Granitoides intrusivos y migmatitas s.l.,
granitos de dos micas y granitos biotíticos

Leucocitos con nodulos

 Gneodiorites

granitoides tardi/post-cinemáticos

Granodioritas - monzogranitos

Granitos porfíricos heterogéneos de 40, micas

Granitos y monzogranitos biotíticos

Gravitos de dos milas

Leviogrinites aplites subalkalines

ROCKS IGNEAS EDALPINAS

Dique de rocas básicas Alentejo - Placencia

Rocas básicas e intermedias

INDICE

INDICE

	Pags.
1.- INTRODUCCION	1
1.1. OBJETIVOS	2
2.- MARCO GEOLOGICO	4
3.- ESTRATIGRAFIA	8
3.1. GNEISES BANDEADOS Y ORTOGNEISES (9)	9
3.1.1. Gneises bandeados	9
3.1.2. Ortogneises de la Almohalla	10
3.1.3. Ortogneises biotíticos glandulares de Castellanos	11
3.1.4. Ortogneises biotíticos de Bercimuelle	11
3.1.5. Ortogneises de la Sierra de Yemas	13
3.1.6. Leucogneises	14
3.2. METOSEDIMENTOS (19)	14
3.2.1. Formación Monterrubio	15
3.2.2. Formación Aldeatejada	15
3.2.3. Formación Areniscas de Tamames-El Endrinal	16
3.2.4. Formación calizas de Tamames-El Endrinal	16
3.2.5. Pizarras de El Endrinal	17
3.3. Terciario	18
3.3.1. Cuenca del Amblés	18
3.3.1.1 Oligoceno	18
3.3.2. Cuenca del Corneja	20
3.4. CUATERNARIO	21

4.-	SINTESIS ESTRUCTURAL	25
4.1.	OROGENIA HERCINICA	28
4.1.1.	Primera Fase de deformacion hercínica (D_1)	28
4.1.2.	Segunda Fase de deformación hercínica (D_2)	29
4.1.3.	Tercera fase de deformación hercínica (D_3)	30
4.1.4.	Cuarta fase de deformacion hercinica (D_4)	31
4.1.5.	Fracturación tardihercínica	31
4.1.5.1.	Fallas	33
4.2.5.2.	Diques	36
4.2.	OROGENIA ALPINA	37
5.-	PETROLOGIA	41
5.1.	GRANITOIDES PREHERCINICOS	42
5.2.	GRANITOIDES HERCINICOS TARDI-SINCINEMATICOS	42
5.2.1.	Granitoides meso-catazonales	43
5.2.2.	Granitoides meso-epizonales	50
5.3.	GRANITOIDES HERCINICOS TARDI-POSTCINEMATICOS	53
5.4.	ROCAS FILONIANAS	65
6.-	METAMORFISMO	75
6.1.	METAMORFISMO M_1	76
6.2.	METAMORFISMO M_2	78
6.3.	METAMORFISMO M_3	83
6.4.	METAMORFISMO DE CONTACTO	83
7.-	ESTUDIO GEOFISICO	85
7.1.	ANOMALIA DE BOUGUER	87
7.2.	SUSCEPTIBILIDAD MAGNETICA	89
7.3.	ANOMALIA DE POTASIO	93
7.4.	ANOMALIA DE URANIO	95
8.-	BIBLIOGRAFIA	99

1.- INTRODUCCION

1.- INTRODUCCION

Las investigaciones geológicas realizadas en el proyecto "Estudio geológico a E. 1:50.000 de las hojas N^{os}. 553, 554, 555, 556, 576 y 579 y estudios complementarios", ponen de manifiesto el gran interés de agrupar las diversas unidades ígneas de intrusión y los afloramientos metamórficos existentes en el área estudiada, en conjuntos de orden superior, representativos de la evolución geodinámica del sector de Gredos en la Orogenia Hercínica. Para ello, se ha realizado una síntesis geológica a E. 1:200.000 de las citadas hojas y se revisaron en campo los materiales ígneos y metamórficos de las hojas N^{os}. 577 (Bohoyo) y 578 (Arenas de San Pedro), realizados hace varios años, con objeto de unificar criterios con las de reciente realización e incorporarlas a la citada síntesis.

1.1. OBJETIVOS

El Objetivo principal de esta síntesis es su utilización como base para estudios e interpretaciones geofísicas a partir de los datos gravimétricos, aeromagnéticos y radiométricos, con el fin de conocer las respuestas físicas a los grandes contrastes que se observan entre las características termobáricas de los afloramientos metamórficos del sector Bejar-Piedrahita y los situados al norte en el área de Bercimuelle-Sta. M^a del Berrocal, que podrían evidenciar la existencia de un importante accidente hercínico, de trascendencia cortical, sellado posteriormente por la intrusión de rocas básicas y granitoides tardicinemáticos.

Otro de los objetivos de estos estudios, consisten en la caracterización radiométrica y magnética de las grandes unidades plutónicas y metamórficas establecidas en la síntesis geológica, y la identificación de la respuesta geofísica a los grandes accidentes posthercánicos, como la falla y el dique de Plasencia-Alentejo y las fracturas que determinan el sistema de "fosas y bloques" que compartimentan el área objeto de estudio.

Para alcanzar los objetivos planteados se consideró imprescindible incorporar a la síntesis los materiales ígneos y metamórficos de las hojas MAGNA N^{os}. 728 (Guijuelo), 729 (Sta. Maria del Berrocal, 730 (Vadillo) y 731 (Avila de los Caballeros).

La información geológica referente a estas cuatro hojas MAGNA, actualmente en fase de edición, así como los datos geofísicos del área de estudio, han sido facilitados por el ITGE.

2.- MARCO GEOLOGICO

2.- MARCO GEOLOGICO

El área de estudio de estas hojas se encuentra encuadrada en la hoja a escala 1:200.000 de Avila. La mayor parte del territorio pertenece a la provincia de Avila, comprendiendo superficies menores de las provincias de Salamanca, Cáceres y Toledo (Fig. nº 2.1).

Geográficamente esta zona comprende un amplio sector de la Sierra de Gredos y se extiende al este hacia la Paramera de Avila.

Desde el punto de vista geológico, el área está situada por completo en el ámbito del Macizo Hesperico, dentro de la zona Centroiberica, y dentro de esta zona, en un subsector, en el que predominan las rocas plutónicas graníticas y los materiales metamórficos de alto grado, que correspondería a la antigua Zona Galaico-Castellana. (Fig. 2.2).

La presencia en esta zona de materiales sedimentarios postpaleozoicos se restringe casi exclusivamente a los rellenos de materiales detríticos terciarios de las depresiones tectónicas (Amblés y Corneja), y a sedimentos cuaternarios fluviales, glaciares o coluvionares.

Con respecto a los materiales del Macizo Hespérico, los más antiguos corresponden principalmente a metasedimentos y ortoneises fuertemente migmatizados que afloran en un area alargada en dirección E-O entre las localidades de Béjar y San Martín de la Vega del Alberche, extendiéndose hacia el sur por las hojas de Cabezuela del Valle (576) y Bohoyo (577), principalmente. Estas rocas proceden de la transformación de series pelítico-grauváquicas con intercalaciones de cuarcitas y algunas rocas calcáreas de edad preordovicio-precámbrico, así como de ortoneises que corresponden a rocas ígneas ácidas plutónicas y volcánicas asociadas a un magmatismo pre-hercínico, posiblemente finicadomiense. Todos estos materiales se encuentran intensamente afectados

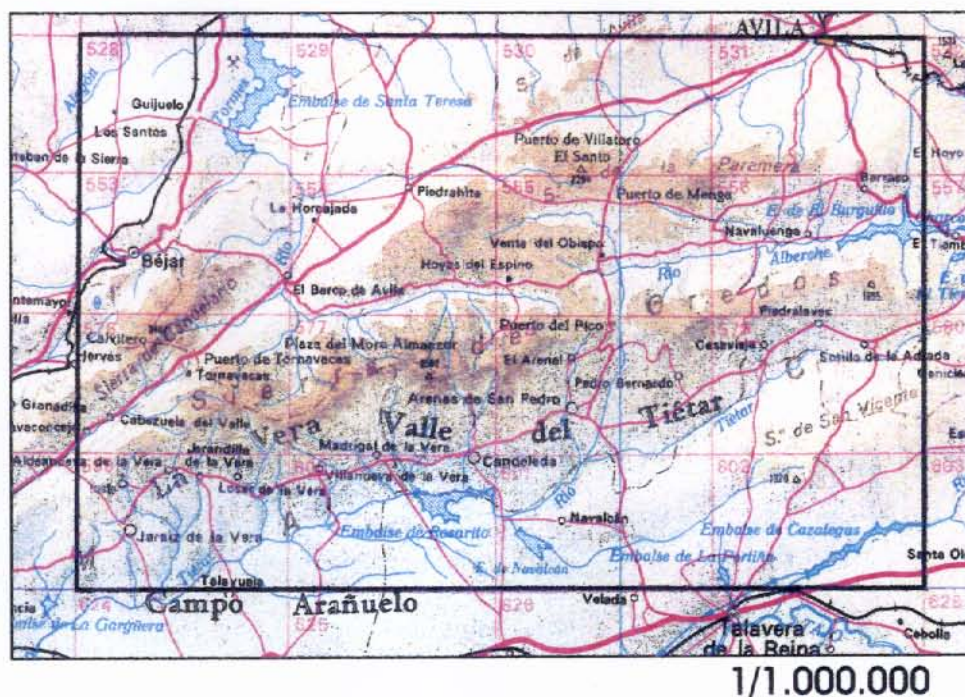
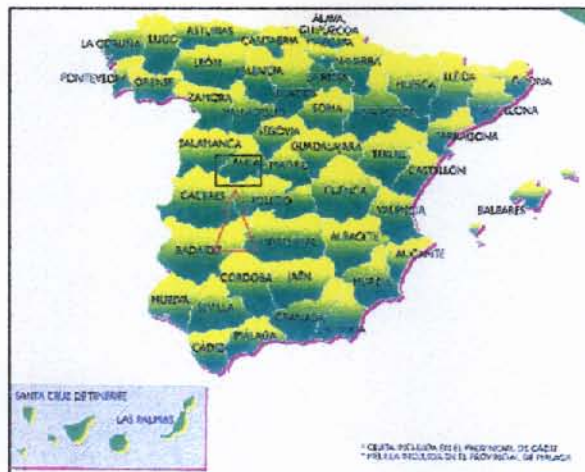


Fig.2.1. Situación geográfica de la hoja 1:200.000 nº 44 (AVILA).

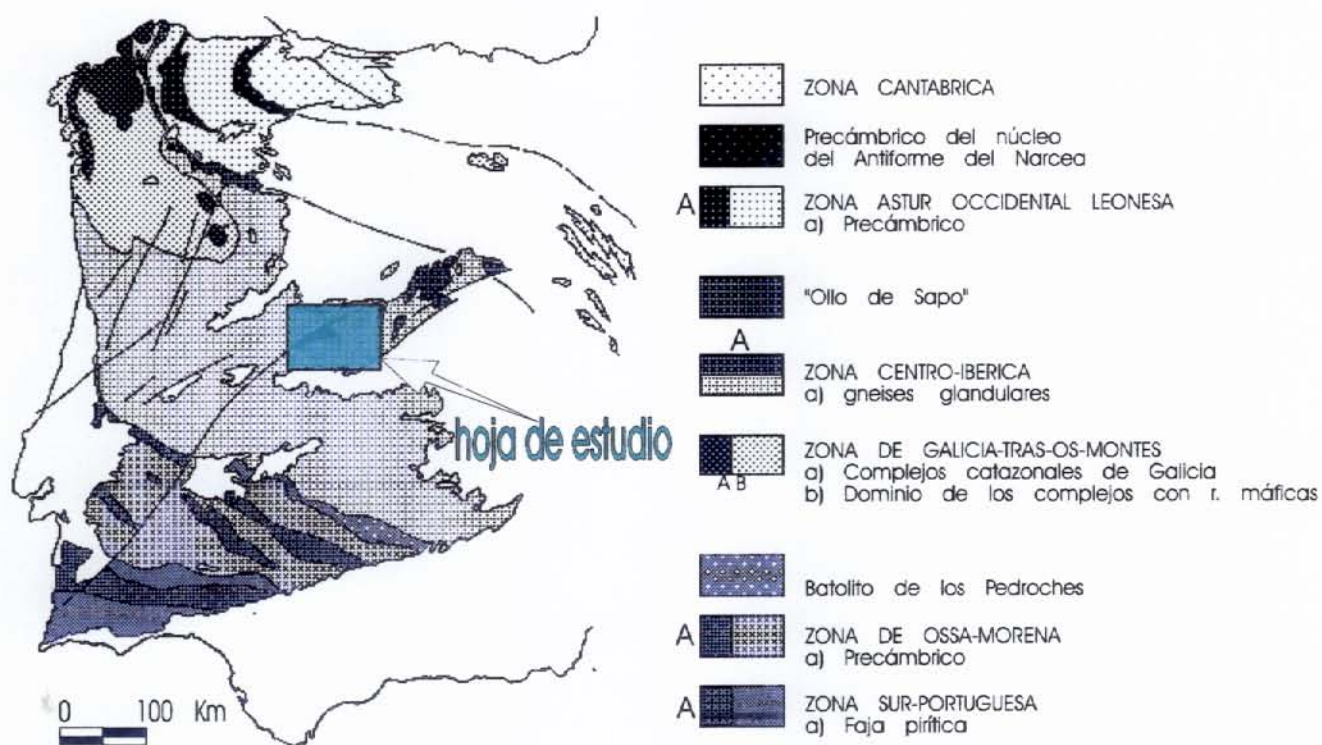


FIG. 2.2. División en zonas del Macizo Ibérico, modificado de JULIVERT et al. (1972), según MARTINEZ CATALAN (1981). Situación de la hoja nº 44 (AVILA).

por un metamorfismo hercínico de carácter plurifacial y polifásico, que en esta zona ha determinado asociaciones minerales con cuarzo-plagioclasa-feldespato potásico-biotita-andalucita-cordierita y sillimanita, produciéndose con carácter prácticamente generalizado en el sector, una intensa migmatización que se extiende hasta etapas muy tardías con respecto a los episodios deformativos principales.

Las rocas graníticas constituyen la mayor parte de los materiales aflorantes y su estudio presenta una notable complejidad debido a la abundancia y a la variedad tipológica.

Dentro de este sector, se encuentran importantes extensiones de afloramientos de granitoides migmatíticos sin-tardicinemáticos, que proceden de la fusión prácticamente in situ de metasedimentos grauváquico-pelíticos y de ortoneises leucocráticos. Estos granitoides se presentan muy entremezclados con migmatitas menos evolucionadas, de las que a menudo resulta muy compleja su separación cartográfica. Los materiales graníticos más abundantes, son granodioritas y monzogranitos biotíticos, tardi-postcinemáticos, que muy frecuentemente tienen carácter porfídico. Estos granitoides forman parte de un gran número de unidades de intrusión y presentan una notable variedad en cuanto a sus características composicionales, texturales y mineralógica. Esta variabilidad está reforzada por la actuación de los diversos episodios tectónicos hercínicos sobre varios de los plutones aflorantes, así como por la imbricación de los procesos intrusivos y el metamorfismo regional de alto grado, lo que ha dado lugar a intensas polémicas en cuanto a las características mineralógicas de alguno de estos granitos (presencia de cordierita) y a su génesis.

Por lo que respecta a la problemática estructural, esta zona se localiza en el "Dominio de los Pliegues Verticales" (DIEZ BALDA et al 1990) de la Zona Centroibérica. La deformación hercínica presenta tres episodios principales. El primero produce pliegues subverticales con una foliación paralela a los planos axiales y unas directrices predominantes NO-SE. El segundo corresponde a la formación de zonas de cizalla subhori-

zontales con desarrollo de una fuerte esquistosidad. El tercero produce pliegues que afectan a los elementos previos y siguen direcciones N 100°-120°E con planos axiales subverticales, no generando más que localmente una esquistosidad de crenulación.

También pueden encontrarse bandas de cizalla subverticales posteriores observándose sistemas N 70-130°E sinistres y N 130-170°E dextrales que desvían las directrices de plegamiento previas.

Otro apartado estructural de interés, es el representado por la fracturación frágil tardihercínica, que en algunos casos ha sido aprovechada por manifestaciones filonianas de naturaleza muy diversa (pórfitos graníticos, lamprófitos, sienitas y cuarzo, principalmente). Asimismo determinadas directrices de fracturación tardihercínicas, han sido reactivadas por los esfuerzos alpinos. También es de destacar entre los aspectos estructurales de la zona, que esta es atravesada por la Falla y el Dique de Plasencia, cuya intrusión se produjo en un periodo durante el Mesozoico, relacionado posiblemente con la apertura del Océano Atlántico.

3.- ESTRATIGRAFIA

3.- ESTRATIGRAFÍA

En este apartado se van a describir los materiales metamórficos y los cuerpos de origen ígneo que muestran una fábrica interna foliada concordante con la que presentan las rocas encajantes.

Dentro de estos materiales se encuentra el posible protolito que da lugar a los materiales migmatítico-anatéticos (10, 11), que corresponderían a las formaciones Monterrubio y Aldeatejada, las cuales son más ricas en materiales porfiroides cuarzo-feldespáticos que los materiales de las mismas formaciones que afloran hacia el NO, y con la participación de un importante volumen de ortogneises (ortogneises tipo La Almohalla, Bercimuelle, Castellanos) y gneises bandeados.

3.1. GNEISES BANDEADOS Y ORTOGNEISES (9)

Este tipo de materiales afloran, principalmente, en las hojas MAGNA de Santa María del Berrocal (529) y Piedrahita (554), y en los cuales se han diferenciado varias unidades, por lo que se cree conveniente incluir una descripción de cada una de ellas, tanto de su aspecto macroscópico como de su composición mineral. Una característica común de estos materiales es que afloran siempre en niveles metamórficos mesocatazonales.

3.1.1. GNEISES BANDEADOS

Se encuentran en la mitad norte de la hoja de Piedrahita. Afloran en bloques de tamaño métrico con formas poco redondeadas y cuya morfología está condicionada por la estructuración.

La foliación tectónica gneísica o la esquistosidad está marcada por una alternancia de capas biotíticas y capas leucocráticas con un tamaño de grano medio y de composición

granítica. Esta foliación muestra una dirección predominante según N 40°E/ 40°SE y en menor medida se observan direcciones E-O/45°S. Estas orientaciones se pueden atribuir a la segunda fase de deformación hercínica.

Estos gneises están fuertemente migmatizados y dan lugar a la formación de un granitoide de grano medio-fino a medio, biotítico, de aspecto leucocrático. Cuando la migmatización es muy intensa se observa al gneis bandeado parcialmente fundido y desestructurado. El contacto entre los gneises y el granitoide es gradual y es muy difícil poner un límite entre ambas rocas. En el granitoide la orientación relictiva gneílica se sigue observando en menor medida y está marcada por la orientación de pequeños schlieren y restitas biotíticas.

Las características más destacables de los afloramientos de los granitoides son el tamaño de grano medio-fino, con biotitas de 1-2 mm. Esporádicamente se observan pequeños cristales de moscovita.

La mineralogía principal está compuesta por cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa y biotita. El feldespato potásico puede quedar restringida a proporciones accesorias. Como minerales accesorios presenta opacos, apatito, circón, cordierita, granate y espinela. Entre los minerales secundarios se encuentra sericita, moscovita, clorita, feldespato potásico, pinnita.

3.1.2. ORTOGNEISES DE LA ALMOHALLA

Afloran en la Hoja de Piedrahita y cartográficamente se han incluido con los gneises bandeados (9). Se trata de rocas de aspecto muy leucocrático, con un tamaño de grano medio-grueso. Muestran un bandeo marcado por una alternancia de capas biotíticas y capas leucocráticas de composición cuarzo-feldespática, que se encuentran plegadas. Las glándulas de feldespato potásico son de 2-3 cm., con formas redondeadas o alargadas en el sentido de la deformación.

Las formas estructurales que se pueden observar en ellas son pliegues de tamaño decimétrico con el plano axial subhorizontal, bandas miloníticas con un espesor aproximado de 5 cm. y con dirección E-O, buzando unos 10° al N y pequeñas cizallas subverticales más tardías.

Su mineralogía principal está compuesta por cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa y biotita. Como minerales accesorios se encuentran opacos (ilmenita), apatito y circon. Entre los minerales secundarios hay sericita, moscovita, clorita y opacos.

3.1.3. ORTOGNEISES BIOTÍTICOS GLANDULARES DE CASTELLANOS

Afloran en el norte de la hoja de Santa María del Berrocal. Corresponden a ortogneises de composición granítica, de dos micas, con textura porfídica. También se pueden identificar diques de aplitas y pegmatitas afectados por la segunda fase de deformación hercínica. En general, presentan características texturales, deformativas y metamórficas semejantes a los ortogneises de Bercimuelle.

Estructuralmente, se encuentran en el núcleo de una antiforma de tercera fase hercínica, de dirección NNO-SSE.

Al microscopio, los ortogneises muestran una textura gneísica con foliación marcada por biotita, cuarzo, moscovita. Todo ellos están afectados por recrystalizaciones, y los granos muestran formas poligonales con puntos triples de unión. Los procesos de recrystalización se deben al M_2 y a la intrusión de los granitoides hercínicos tardíos y postcinemáticos (14, 15).

3.1.4. ORTOGNEISES BIOTÍTICOS DE BERCIMUELLE

Afloran al SE de la hoja de Santa María del Berrocal. Corresponden a granitoides densamente porfídicos con megacristales de feldespato potásico, tabulares alargados y

separados entre si a una distancia menor de 1 cm y son casi exclusivamente, biotíticos.

Presentan, sin embargo, una cierta heterogeneidad de facies posiblemente condicionada por la deformación, siendo frecuente observar tramos de afloramientos en los que los megacristales de feldespato potásico tienen hábitos subredondeados con sombras de presión y rodeados por la foliación S_2 , que está definida por una orientación preferente de los componentes de la mesostasis. Se observa una foliación de estiramiento del cuarzo y feldespato potásico y una alineación grosera de filosilicatos, que en conjunto definen una foliación con orientación N 110°E y buzamientos entre 25° y 40°N. Entre los tramos más deformados, se conservan porciones de roca, en forma de huso, donde la deformación es escasa o nula, observándose porfiroclastos con hábito prismático, idiomorfos, con tamaños que oscilan de 1 a 4 cm de longitud y de un grosor que no supera 0,5 cm, dentro de una mesostasis de granulometría gruesa.

Asociados a estos ortogneises se encuentran diques de leucogranitos y aplitas, con turmalina y microenclaves surmicáceos que están fuertemente estirados por la deformación.

Estos ortogneises presentan texturas inequigranulares, blastoporfídicas, foliadas de grano grueso, que corresponden a la recrystalización metamórfica de un protolito granítico porfídico, inducida por el M_2 y en menor grado por la intrusión de los granitoides tardihercínicos.

Su mineralogía principal consta de cuarzo, plagioclasa ácida, microclina, biotita, sillimanita, andalucita y cordierita, encontrándose también moscovita de crecimiento tardío, retrometamórfica.

3.1.5. ORTOGNEISES DE LA SIERRA DE YEMAS

Estas rocas afloran en la hoja MAGNA de Ávila (531), en dos afloramientos, uno en la esquina NE (Macizo de La Cañada) y otro en el centro de la hoja (Sierra de Yemas). Se pueden separar dos grupos litológicos atendiendo a su composición y características texturales:

A/ Ortogneises biotíticos bandeados y glandulares.

B/ Ortogneises leucocráticos.

A.- Ortogneises biotíticos bandeados y glandulares

Estos materiales se encuentran en ambos afloramientos (La Cañada y Sierra de Yemas). Se trata de rocas cuarzo-feldespáticas, predominantemente biotíticas, que pueden mostrar texturas glandulares debido a la presencia de fenocristales de feldespato potásico. Estos tienen formas redondeadas o secciones idiomorfas. Materiales semejantes se encuentran en el núcleo de la sinforma constituida por el leucogranito de nódulos (10d), dentro de la Hoja de Béjar (553).

La foliación que se observa es de segunda fase (F_2) y está definida por biotita y sillimanita.

Composicionalmente están constituidos por cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico y biotita. Como minerales accesorios se encuentran moscovita, cordierita, opacos, apatito, circón y sillimanita.

B.- Ortogneises leucocráticos

Estos ortogneises pueden asemejarse a los leucogneises que se describen en el apartado siguiente.

Aparecen intercalados en la serie metasedimentaria de alto grado metamórfico, junto con los ortogneises biotíticos glandulares. Presentan una foliación principal de segunda fase hercínica (F_2) y posteriormente están afectados por el metamorfismo M_2 .

Están constituidos principalmente por cuarzo, feldespato potásico y plagioclasa, y en menor proporción por biotita, moscovita, cordierita y sillimanita. Como minerales accesorios se encuentran opacos, apatito, circón y andalucita.

3.1.6. LEUCOGNEISES

Estos materiales sólo se encuentran como enclaves o relictos de un tamaño centimétrico en los leucogranitos de nódulos (10d). Estos leucogranitos están intercalados dentro de la serie que constituye el complejo anatético de Béjar-Piedrahita.

Estos gneises proceden de leucogranitos biotíticos, deformados por la primera y segunda fase de deformación hercínica, en su etapa de engrosamiento cortical y sobre el que ha actuado el metamorfismo de bajas presiones y puede que el M_1 en sus últimos momentos, dando lugar a la formación de los leucogranitos de nódulos, hecho que se puede comprobar a partir de la visita a los distintos afloramientos.

3.2. METASEDIMENTOS (19)

Para el conjunto de sedimentos precámbricos-cámbricos de la mitad sur-oriental de la Zona Centro Ibérica se han establecido recientemente, ALVAREZ NAVA *et al.* (1988), tres grupos litoestratigráficos separados entre sí por discordancias. Se les ha denominado de más antiguo a más moderno: **Grupo del Domo Extremeño**, al que se atribuye una edad Rifeense Superior-Vendiense; **Grupo de Ibor**, al que se le asigna una edad Vendiense Superior y, **Grupo de Valdelacasa**, con una edad Vendiense Superior-Cámbrico Inferior. Este último Grupo comprende varias formaciones, que de

muro a techo son: Fm. Monterrubio, Fm. Aldeatejada, Fm. Areniscas de Tamames, Fm. Calizas de Tamames y Fm. Pizarras de El Endrinal.

Los metasedimentos que afloran en la zona de estudio pertenecen al grupo Valdelacasa.

3.2.1. FORMACIÓN MONTERRUBIO

La Fm. Monterrubio es una sucesión de más de 1500 m. de potencia constituida por pelitas y limolitas grises y verdes, pelitas microbandeadas, así como numerosas intercalaciones de areniscas, cuarcitas y conglomerados. Es frecuente observar la presencia de niveles de "porfiroides" (rocas porfídicas con participación ígnea) y metareniscas con anfíbol y abundantes paraanfíbolitas. En dirección SE aumentan los niveles de cuarcitas anfibólicas y de porfiroides.

3.2.2. FORMACIÓN ALDEATEJADA

Se sitúa concordantemente sobre la Fm. Monterrubio. Sus características litológicas son semejantes a las descritas para la Fm. Monterrubio, aunque varían las proporciones de litologías dentro de la columna sedimentaria. Para la Fm. Aldeatejada hay una gran predominancia de términos limolíticos y pelítico-arenosos, potentes niveles de pizarras microbandeadas y una disminución considerable de los niveles conglomeráticos, así como la desaparición de los niveles de porfiroides.

En la esquina NE (Hoja MAGNA de Ávila, 531) se encuentran las denominadas "Capas del Mediana", formadas por una serie monótona de filitas grises y grises verdosas con numerosas intercalaciones de metaareniscas, a veces feldespáticas o anfibólicas. Esta serie se asocia a la Fm. Aldeatejada, aunque tiene características que son asociables con la Fm. Monterrubio.

3.2.3. FORMACIÓN ARENISCAS DE TAMAMES-EL ENDRINAL

Esta formación es concordante con la Fm. Aldeatejada. Aflora en la Hoja MAGNA de Guijuelo (528), en el área de El Endrinal-Monleón. Está constituida por una alternancia de areniscas y pizarras, siendo las areniscas predominantes hacia la base y aumentando hacia el techo los términos pizarrosos.

Petrográficamente, las areniscas son metagrauvacas de grano fino con algunos fragmentos metapelíticos. Están constituidas por cuarzo, clorita, plagioclasa y sericita. Las metapelitas tienen como componentes más importantes sericita, cuarzo, clorita, moscovita, plagioclasa, feldespato potásico y opacos.

3.2.4. FORMACIÓN CALIZAS DE TAMAMES-EL ENDRINAL

Esta formación aflora en la zona de El Endrinal, en el sinclinal de primera fase del mismo nombre, o bien en pequeños retazos por la zona. En la cartografía puede apreciarse que el mejor afloramiento y el único señalado corresponde al sinclinal de El Endrinal (NO de la zona de estudio).

La Fm. calizas de Tamames-El Endrinal está afectada por una fuerte recristalización y, a veces, dolomitización que han hecho perder completamente las texturas deposicionales originales.

Esta facies se compone de calizas, a veces dolomitizadas, nodulosas, de color blanco o rosa con un elevado contenido en arqueociatos. Se presenta estratificada en bancos de 30-50 cm de espesor o bien masiva. Con frecuencia presenta cambios laterales a materiales siliciclásticos, sobre todo pizarras, a veces, con arqueociatos y en menor medida a grauvacas.

Esta facies se caracteriza por la presencia y abundancia de arqueociatos, que se encuentran tanto fragmentados y removilizados como en posición de vida. En el primer caso suelen encontrarse asociados a estructuras tractivas, mientras que en el segundo caso dan lugar a edificios bioconstruidos (arrecifes), los cuales se reconocen mal por la fuerte recristalización que les afecta.

La presencia constante y en ocasiones relativamente abundantes de componentes siliciclásticos de tamaño de arena fina y sobre todo limo, que llega a ser superior al 20%, fue quizás una de las causas de que no se pudiese desarrollar un verdadero edificio arrecifal.

Al microscopio, en los tramos carbonatados se pueden reconocer calizas micríticas y doloesparitas, aunque lo más frecuente es encontrar alternancias areniscosas-carbonatadas con textura blastosamítica en la que se reconocen carbonatos, cuarzo, sericita, plagioclasa, moscovita, circón y pirita. En las facies arenosas intercaladas se reconocen metagrauvacas, en general, de grano fino.

3.2.5. PIZARRAS DE EL ENDRINAL

Afloran en el núcleo del sinclinal de El Endrinal. Esta formación está constituida por pizarras arenosas en niveles centimétricos a métricos predominantes hacia la base y pizarras bandeadas. Las pizarras bandeadas presentan niveles amarillentos ricos en limonita y pirita alternando con otros exclusivamente pelíticos. Se calcula un espesor de 150 m como máximo, aunque la potencia real no se conoce, pues no aflora el techo. Probablemente, el depósito de estos sedimentos se realiza en un ambiente intermareal y junto con los de la formación infrayacente representen una secuencia regresiva, ya que el arrecife dejaría de crecer al aumentar el aporte detrítico.

3.3. Terciario

Dentro del sector estudiado de la Hoja de Avila, los materiales pertenecientes a este sistema se localizan casi de forma exclusiva en las Depresiones del Amblés y del Corneja.

En la fosa del Tietar (Hoja de Sotillo de la Adrada, nº 579 se atribuyen al Mioceno dos pequeños afloramientos situados al sur de Casavieja, consistentes en unos 4-5 m de espesor visible de fangos arcósicos de tonos rojizos y pardos con abundantes cantos subredondeados.

3.3.1. CUENCA DEL AMBLES

Ocupa gran parte de las hojas de Vadillo (530) y de Avila (531), localizados en el cuadrante nororiental de la Hoja a E. 1:200.000, nº 44, Avila.

El estudio de los materiales terciarios de esta cuenca presenta una gran dificultad debido a la escasez y mala calidad de los afloramientos.

3.3.1.1 OLIGOCENO

■ Arcosas, cantos y bloques dispesos

Esta unidad comprende la mayor parte de los sedimentos terciarios aflorantes en la cuenca del Amblés. Se trata de arcosas amarillentas con cantos o bloques dispersos, poco organizadas. Existe una disminución general del tamaño del grano de sur a norte de la depresión.

Al oeste del Pradosegar, en las proximidades de la falla inversa que pone en contacto el basamento granítico con estos sedimentos, se describe un paquete de unos 2 m de

grandes bloques graníticos (50-60 cm de diámetro), muy verticalizado e intensamente fracturado.

La potencia de esta unidad supera los 200 m en algunos puntos de la cuenca, según datos de sondeos (AGESA, 1987); según perfiles eléctricos (INFIG, 1978), al noroeste de Aldea del Rey Niño, esta unidad podría alcanzar los 1000 m.

■ Areniscas cementadas por carbonatos

Se trata de arcosas con matriz micrítica y cemento esparítico, dispuestas por inconformidad directamente sobre los granitoides del zócalo. La potencia de esta unidad no supera los 3 m.

■ Arcosas, cantos y arcillas rojas

Se trata de arcosas con cantos y arcillas arenosas de colores rojizos, relativamente compactados. Los cantos y bloques son de naturaleza metamórfica pero pueden encontrarse también en rocas ígneas.

Se organizan en cuerpos de 1,5 m de potencia sin estructuras internas apreciables.

■ Arcosas y arcillas

Se trata de arcosas arcillosas de colores blanco amarillentos y de arcillas de tonalidades pardas. En esta unidad es donde se han obtenido los únicos restos fósiles del Valle del Amblés. En el yacimiento de Los Barros, al SE de Avila. GARZON y LOPEZ MARTINEZ, 1976; SACRISTAN, 1986 y 1988; y JIMENEZ et al, 1986; han reconocido distintas especies de anfibios, reptiles y mamíferos que indican una edad Oligoceno temprano, situándose la asociación en la unidad Q de la división del Oligoceno español de ALVAREZ et al (1987).

El yacimiento de Los Barros, inexistente en la actualidad, fue destruido por los trabajos para la explotación de arenas.

■ Calizas micríticas y margas

Se localizan al Este de Avila y afloran en los campos de cultivo en forma de fragmentos de calizas y margas calcáreas empastados en arcillas margosas. Su posición estratigráfica es incierta aunque se supone relacionada con depósitos distales de los sistemas sedimentarios paleógenos.

3.3.2. CUENCA DEL CORNEJA

Se localiza entre las hojas de Piedrahita (554) y Santa Maria del Berrocal (529). En esta zona afloran sedimentos arcósicos, generalmente recubiertos por los diferentes sistemas de glaciares procedentes de los relieves graníticos de la Sierra de la Ventosa.

■ Arcosas con cantos dispersos y limos.

Se trata de arcosas de colores blancos, amarillos y pardo rojizo, cuyo tamaño de grano varia de medio a grueso, entre los cuales se incluyen cantos de variada naturaleza y tamaño. En ocasiones aparecen intercalados niveles de limos marrones y rojizos mezclados con arcillas, de muy escasa continuidad lateral.

3.4. CUATERNARIO

Por razones de escala, no se han representado en el mapa de síntesis a E: 1:200.000 la totalidad de los depósitos cuaternarios, incorporando tan sólo aquellos de mayor expresión cartográfica.

■ Cantos en matriz areno-limosa. Glacis y glacis degradados (Pleistoceno)

Se localizan en distintos puntos de la hoja recubriendo el basamento metamórfico y plutónico, así como rellenando gran parte de las depresiones internas (Amblés, Corneja, Tietar, etc.).

Están constituidos por cantos, arenas arcósicas y limos, presentan morfología de glacis y forman la articulación entre los relieves montañosos y los fondos de valle. Su potencia no rebasa habitualmente los 2 m.

■ Gravas y arenas. Terrazas (Pleistoceno)

Estos depósitos alcanzan un mayor desarrollo en el Valle del Amblés, donde alcanzan extensión kilométrica.

En esta zona, el Adaja presenta un nivel de terraza a +5-6 m sobre el cauce actual, compuesta por gravas poco organizadas, con una matriz muy abundante de arcosas y limos.

■ Cantos y bloques en matriz limo-arcillosa. Depósitos morrénicos y fluvio-glaciares (Pleistoceno superior).

Este tipo de depósitos se localizan principalmente en las Sierras del Calvitero y la Serenita (Hojas de Béjar, 553, y Cabezuela del Valle, 576) donde constituyen una

serie de depósitos, de espesor métrico, relacionados con las morfologías de génesis glaciar existentes en estas áreas.

Se trata de materiales compuestos por cantos y bloques, poco elaborados, englobados en una matriz arcillo-limosa más o menos abundantes. En la Tesis Doctoral de RUBIO, J.C. (1990), se diferencian dos episodios de actividad glaciar en el área, ambos localizados en el pleistoceno superior.

■ Arcillas y fangos. Zonas endorréicas y semiendorréicas. (Holoceno).

Corresponden a zonas de drenaje deficiente, que provocan la presencia de áreas, habitualmente poco extensas, con tendencia endorreica o semiendorreica. Están compuestas por materiales finos, arcillas y limos dominantes, que pueden presentar, en ocasiones un cierto contenido en materia orgánica.

■ Cantos en matriz limo-arenosa. Conos de deyección (Holoceno)

Estos depósitos están relacionados con las salidas de algunos barrancos, generándose morfologías en cono de reducido desarrollo.

Se componen de arcosas y cantos en materia limosa abundante. Su litología depende de la naturaleza de los materiales de sus respectivas cuencas de alimentación.

■ Cantos, arenas y limos. Glacis actual-subactal (Holoceno)

Sobre todo en la zona occidental del Valles del Amblés, así como en el del Corneja, se localizan unas morfologías de glacis, que constituyen la vertiente de enlace con los fondos de valle actuales. Están formados por cantos, con matriz areno-limosa, y su potencia es reducida (1-2 m).

■ Cantos en matriz limo-arenosa y arcillosa. Aluvial-coluvial (Holoceno)

Son materiales formados por procesos mixtos de transporte gravitacional y de arroyada.

Litológicamente están relacionados con sus áreas de aporte, y se trata de depósitos muy variados, de gruesos a finos, y de matriz, en general, abundante.

■ Canos en matriz limo-arenosa. Coluviones (Holoceno)

Asociados a algunos relieves se encuentran depósitos de coluvión, con extensión y desarrollo variable, en función de la morfología y el ángulo de la pendiente de la ladera a la que se encuentren asociados.

Su litología depende de las características del relieve de procedencia, y su espesor, irregular, no sobrepasa habitualmente los 2 m. Se trata de cantos, más o menos elaborados, englobados en una matriz arenosa y limosa.

■ Fangos y cantos dispersos. Llanura de inundación (Holoceno)

Relacionados con el cauce del río Adaja, aparecen unos depósitos de este tipo en las proximidades de Avila.

Corresponden a materiales de tamaños finos, limos y arcillas, y en menor proporción arenas. Presentan ocasionalmente restos de bioturbación y niveles con precipitación de óxidos de hierro. Pueden aparecer con un ligero tono grisáceo cuando han conservado algo de materia orgánica. En general son de poca potencia.

- Cantos, gravas y arenas. Fondos de valle (Holoceno)

Estos ligados a los cursos fluviales (estacionales o no), y están constituidos por gravas y cantos con abundantes arenas. El más importante corresponde al río Adaja.

4.- SINTESIS ESTRUCTURAL

4.- SINTESIS ESTRUCTURAL

La práctica totalidad de las hojas estudiadas se localizan dentro del "Dominio de los Pliegues Verticales" (DIEZ BALDA et al 1990) (Fig. nº 4.1) de la zona Centro-Ibérica de JULIVERT et al (1972).

En este Dominio estructural las deformaciones precámbricas produjeron plegamientos y discordancias muy locales, en tanto que el episodio extensional preordovícico dió lugar a una tectónica de bloques y basculamientos responsables de la distribución de las facies del Ordovícico Inferior y de sus variaciones de potencia según sectores (HAMANN et al, 1982; McDOUGALL et al, 1987; en DIEZ BALDA y VEGAS 1992).

La Orogenia hercínica, sin embargo, es la responsable de los principales eventos tectónicos y plutonometamórficos que deformaron los materiales Precámbricos y Paleozóicos y dieron lugar a procesos de anatexia y migmatización y al emplazamiento de grandes volúmenes de granitoides.

La Orogenia Alpina, finalmente, produce la fracturación en grandes bloques del basamento granítico-metamórfico de la zona y la reactivación de la fracturación de la zona. Esta orogenia, además, asocia un magmatismo básico y alcalino que produjo rellenos de fracturas.

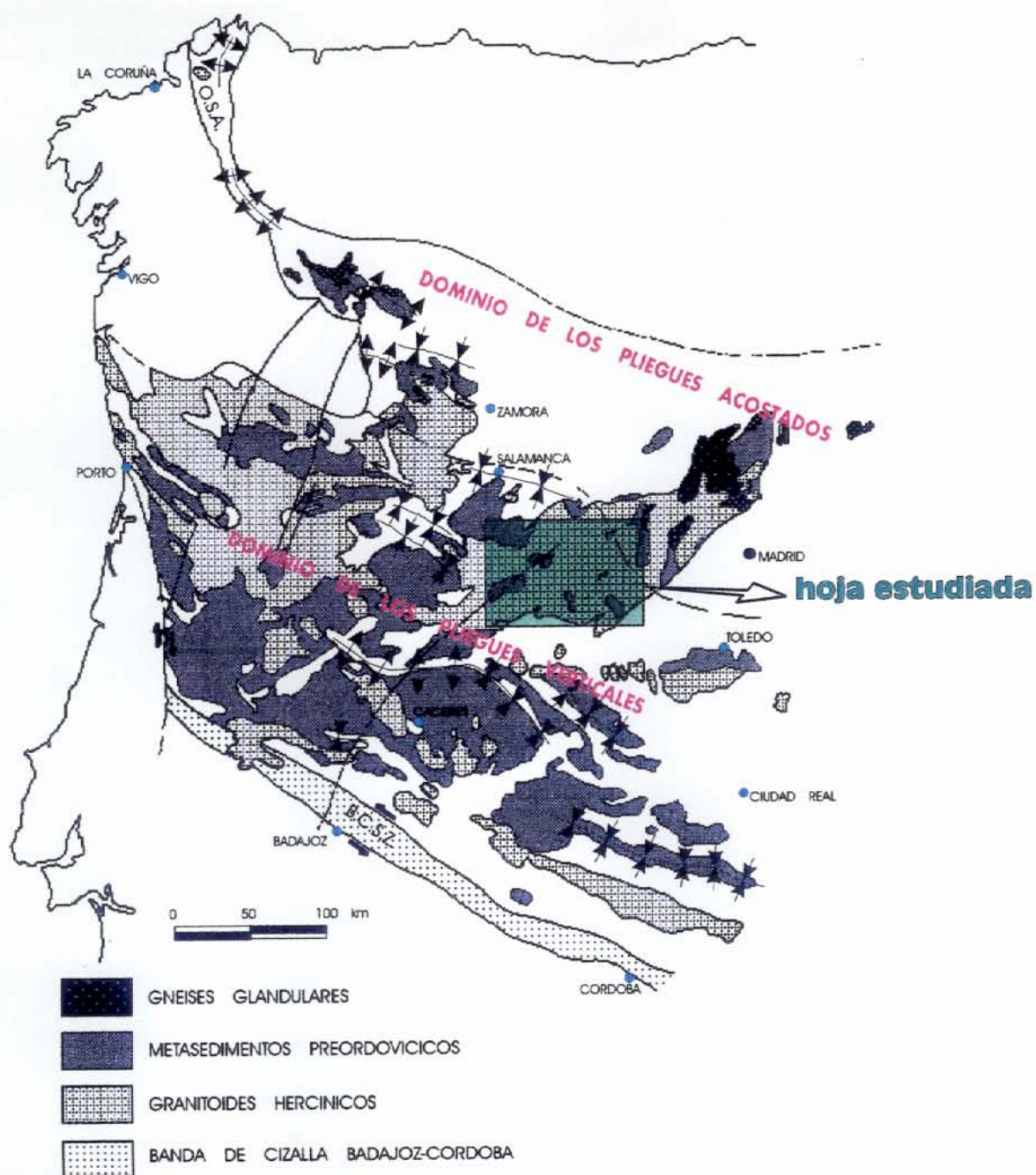


FIG nº 4.1. Dominios estructurales de la Zona Centro Ibérica según Díez Balda et al. (1990).
Situación de la hoja nº44 (AVILA).

4.1. OROGENIA HERCINICA

La orogenia hercínica produjo una deformación de carácter polifásico, distinguiéndose tres fases principales de plegamiento, una cuarta fase de menor entidad y una etapa de fracturación denominada tardihercínica.

La primera fase de deformación (D_1) generó pliegues de plano axial vertical y con foliación penetrativa.

Asociado al engrosamiento cortical producido durante la primera fase tuvo lugar un metamorfismo progrado de presión intermedia que alcanzó el grado medio-alto en los primeros estadios de la deformación D_2 . Posteriormente, durante D_2 se detecta un cambio hacia condiciones de menor presión que pudo ser isotérmico y que se relaciona con un régimen extensional producido durante esta segunda fase. Una tercera fase (D_3) genera estructuras de replegamiento abiertas, sin esquistosidad o escasamente desarrollada. Posteriormente se reconoce una cuarta fase (D_4) que repliega suavemente a las estructuras anteriores y que puede observarse localmente en los granitoides tardíos.

4.1.1. PRIMERA FASE DE DEFORMACION HERCINICA (D_1)

La primera fase de deformación desarrolló una foliación S_1 , muy penetrativa, reorientada por las deformaciones posteriores y, en ocasiones, recrystalizada por efectos del metamorfismo y procesos anatéticos. Los pliegues que se observan en las áreas próximas a las hojas estudiadas, donde afloran extensamente materiales afectados por esta primera fase de deformación, son de todos los órdenes y de plano axial subvertical con dirección variable entre NO-SE y E-O. Entre las más notables se encuentran el sinclinal de Galunduste-Negrillos, el anticlinal del Berrocal-Las Veguillas, el sinclinal de Endrinal, etc, en las vecinas hojas de Sta. Maria del Berrocal (529) y Guijuelo (528).

4.1.2. SEGUNDA FASE DE DEFORMACION HERCINICA (D_2)

Esta segunda fase, según DIEZ BALDA et al (1992), se caracteriza por la generación de espesas zonas de cizallas dúctiles subhorizontales y con una dirección de flujo NO-SE, que desplazó los bloques superiores hacia el SE con respecto a los inferiores. Otras estructuras asociadas son pliegues de geometría muy variable con el plano axial subhorizontal, angulares y abiertos en áreas epizonales. Pliegues apretados y en vaina se observan en áreas más profundas, normalmente asociados a una esquistosidad S_2 que varía desde un bandeo tectónico a una "schistosity".

DIEZ BALDA et al (1992) indican que estas zonas de cizalla corresponden a un régimen extensional. Esta extensión siguió a un engrosamiento de, al menos, la parte superior de la corteza, generado por un acortamiento horizontal NE-SO y un estiramiento en la dirección NO-SE, tanto horizontal como verticalmente. Dado que el proceso extensional se produjo entre las fases compresivas D_1 y D_3 , no puede atribuirse a un episodio post o tardiorogénico, siendo lo más probable que refleje el colapso de una corteza engrosada.

En áreas epizonales las macroestructuras de la deformación D_2 no son muy evidentes. DIEZ BALDA (1986) indica que son pliegues poco apretados con ángulos entre flancos de 90° a 130° , longitud de onda kilométrica, amplitud hectométrica y con plano axial subhorizontal. Debido al efecto de estas estructuras, la vergencia de las estructuras de primera fase cambia. Los pliegues menores son angulares, poco apretados, con ángulos entre los flancos que varían de 80° a 110° , longitud de onda decimétrica y amplitud centimétrica.

En las áreas meso-catazonales los pliegues son isoclinales, más apretados, con ángulos entre los flancos que varían de 10° a 30° , a veces son fuertemente asimétricos con charnelas que presentan dispersión y que a menudo son curvas, siendo frecuentemente las formas cerradas (vaina).

En áreas meso-catazonales próximas a la zona estudiada (p.e. el SE de la hoja de Guijuelo, NO de la hoja de Avila se describen pliegues D_2 de escala decimétrica, isoclinales, con ángulos entre flancos que varían entre 0° y 30° , en ocasiones muy asimétricos y de charnelas curvas que con frecuencia se observan con formas cerradas (vaina).

4.1.3. TERCERA FASE DE DEFORMACION HERCINICA (D_3)

La tercera fase produjo pliegues de todos los órdenes, abiertos, de pequeña amplitud y plano axial subvertical que deforman a la S_2 , y a las isogradas metamórficas. Estos pliegues tienen un plano axial de dirección $N 100^\circ-120^\circ E$ vertical. También se relaciona con esta deformación D_3 zonas y superficies de cizallas subverticales de dirección $N 70^\circ E$ y $N 130^\circ E$ y con desplazamiento sinestro, coherente con un acortamiento NNE-SSO, que es el mismo deducido para los pliegues y esquistosidades de tercera fase. En la zona oeste de la provincia de Salamanca, estas cizallas con direcciones según $N 70^\circ E$ y sinistras, cortan a las estructuras de tercera fase, siendo claramente posteriores a dicha deformación (D_3).

Dentro del área estudiada se atribuye a esta fase de deformación el sinforme de dirección NE-SO que dibuja la granodiorita paraautóctona en el Complejo Anatéctico de Peña Negra, y la disposición de la fábrica submagmática de dirección EO con débiles buzamientos al Norte que presentan los granitoides inhomogéneos y diatexíticos de la Sierra del Valle.

Finalmente, también son atribuidas a este episodio deformativo las estructuras sinforme y antiforme que dibujan los leucogranitos de nódulos en la Sierra de Béjar.

4.1.4. CUARTA FASE DE DEFORMACION HERCINICA (D₄)

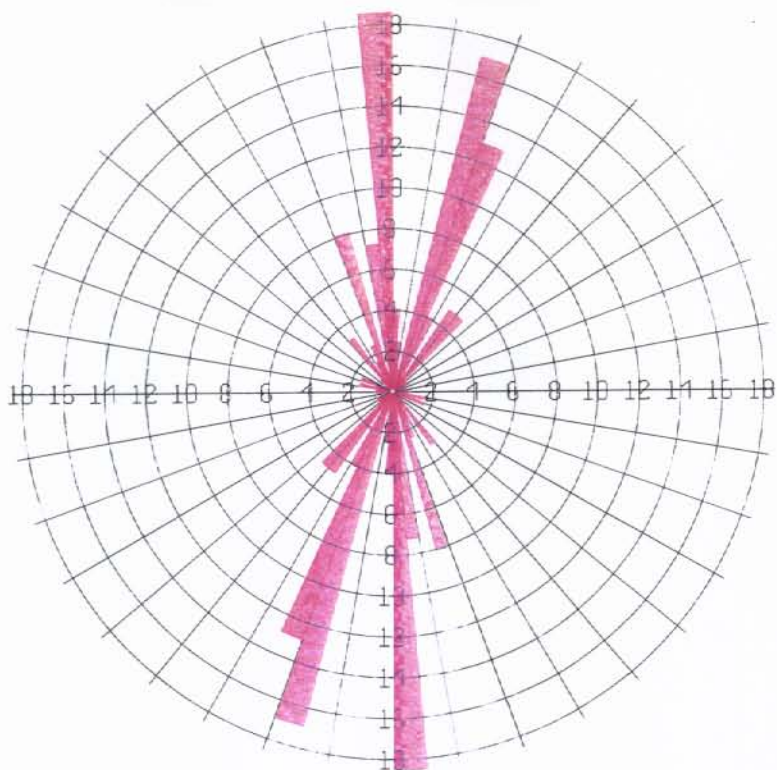
Con posterioridad a la tercera fase de deformación hercínica se describe en este sector de la Zona Centro-Ibérica una cuarta fase de deformación (D₄) que dió lugar a pliegues de gran longitud de onda y pequeña amplitud, los planos axiales subverticales.

En los granitoides tardíos del área estudiada se manifiesta localmente como una fábrica submagmática-deformativa subvertical marcada, principalmente, por los megacristales de feldespato y, en menor medida, por las biotitas. La orientación de esta fábrica está comprendida entre aproximadamente N-S y N 20°E. (Fig.4.2).

La fase D₄ queda incluida dentro de las fases tardías hercínicas que describen MACAYA, J. et al (1991), caracterizadas por no desarrollar de forma generalizada estructuras penetrativas.

4.1.5. FRACTURACION TARDIHERCINICA

Gran parte de la fracturación en el área estudiada se atribuye a las etapas de deformación tardihercínica, reconocidas en todo el Macizo Hespérico (PARGA, 1969; ARTHAUD y MATTE, 1975; VEGAS, 1975, etc.) y estudiadas en distintos sectores del Sistema Central (GARZON-HEYDT et al 1976; BABIN, 1978, UBANELL 1981a b, 1982; DOBLAS, 1990, 1991), estableciéndose relaciones entre la tectónica tardihercínica y el emplazamiento de cuerpos ígneos (UBANELL, 1977; UBANELL y DOBLAS 1987; CASQUET et al 1988; DOBAS y UBANELL, 1991; VILLASECA et al, 1992) o con los diferentes episodios de hidrotermalismo (CABALLERO et al, 1992; CABALLERO et al, 1993; GONZALEZ CASADO et al 1993).



124 datos
 Porcentaje máximo 18.5 %
 Porcentaje medio 4.5 %
 Desviación estándar 5.17 %
 Vector medio 8.21 grados
 Intervalo de confianza 9.07 grados

Fig. 4.2. Foliación submagmática en granitoides tardi-postcinemáticos.

4.1.5.1 FALLAS

A partir de la cartografía a E. 1:200.000 de la Hoja n° 44 (AVILA) puede establecerse un patrón estructural definido por los siguientes sistemas de fallas.

- a) Fallas E-O/ONO-ESE
- b) Fallas N-S a NNE-SSO
- c) Fallas NE-SO
- d) Fallas NO-SE

No es posible establecer una cronología precisa entre las diferentes familias de fallas, no obstante las más antiguas parecen ser las relacionadas con los diques de pórfidos (E-O) ya que, en ocasiones, son cortadas y desplazadas por las demás. Las fracturas NE, por su parte, parecen ser las más modernas.

A) FALLAS E-O/ONO-ESE

Este grupo de fracturas aparece bien desarrollado en el área estudiada, en especial, en su mitad oriental, donde constituyen importantes bandas constituidas por fallas subverticales dispuestas, en ocasiones, subparalelas a diques de pórfido granítico (Fallas de El Zapatero-El Barraco, Navarredondilla, Navalacruz, además de la Falla de la Rinconada, Falla Sur de la Sierra del Valle, etc.).

Se trata de fracturas de morfología curva, en ocasiones algo sinuosa, que a escala cartográfica no presentan grandes desplazamientos relativos entre sus labios.

Se trata de uno de los sistemas de fracturación tardihercínicos más antiguos, que constituyeron un fuerte control estructural para el emplazamiento de los monzogranitos tardíos y de los haces de pórfidos y de aplitas (UBANELL, 1981b; UBANELL Y DOBLAS, 1987; CASQUET et al, 1988). En algunas milonitas en fracturas NE-SO

(Hoja de Navatlgordo) se observan foliaciones dúctiles de orientación N 105 E/90 sobreimpuestas a la fábrica S-C. Con cierta frecuencia, asociadas a fracturas frágiles E-O. Se aprecian pequeñas bandas centimétricas de pseudotaquilitas, muy irregulares y discontinuas.

B) FALLAS N-S a NNE-SSO

En este grupo se incluyen fracturas subverticales de direcciones norteadas que suelen tener morfologías rectas o algo sinuosas, adoptando direcciones que varían entre N 30°E y N 30°O.

Estas fallas aparecen con mayor desarrollo en la mitad oriental de la Hoja de Avila; a este grupo pertenecen entre otras, las fallas del Puerto del Pico-La Serrota, Lanzahita-Sierra de las Yemas y la falla de El Herradón-Casillas.

Las fallas de este grupo son, en general, de gran longitud, con evidencias de movimientos distensivos en alguna etapa de su evolución; ocasionalmente presentan alteración episienítica asociada.

La orientación de estas fracturas es compatible con las de naturaleza transcurrente generadas durante las etapas tardihercínicas más tempranas (Fase Robledo de MARTIN ESCORZA, 1988 y movimientos tempranos de la fase Malagón de CAPOTE et al 1987), siendo equiparables a las fracturas "transfer" del episodio "dúctil extensional" de DOBLAS (1990). El episodio extensional al que se asocian los rellenos alcalinos en algunas de estas fracturas se sitúa en las etapas eoalpinas, durante el Triásico Sup-Jurásico Inf. (VILLASECA et al, 1992).

C) FALLAS NE-SO

Dentro del esquema de fracturación tardihercínica del Macizo Hespérico, las fallas de este grupo actuaron inicialmente como fallas transcurrentes sinistras en un periodo de tiempo estimado entre los 305 M.a (edad media de los plutones calco-alcalinos) y los 270 M.a (Pérmico Inferior), para rejugarse desde el Pérmico como fallas con movimiento vertical (ARTHAUD Y MATTE; 1975).

Este sistema de fallas aparece bien representado en el área estudiada. Se trata de fallas cuyas direcciones varían entre N 30°E a N 50°E con buzamientos generalmente verticales y gran longitud. A este grupo pertenece el accidente de Plasencia-Alentejo, al NO del cual se localizan las fallas de Castellanos, Guijuelo y Los Santos (al norte del bloque estudiado), y al SE las de Navadijos, Navarrevisca-Burgohondo, falla del Tietar y Guadayervas. Todas estas fallas, y otras de menor desarrollo, pertenecen a este sistema.

En relación a este grupo de fracturas se observan deformaciones dúctiles-frágiles tales como foliaciones miloníticas e incluso ultramiloníticas, a veces en bandas de espesor métrico. Esta deformación evoluciona lateralmente a tipos frágiles con desarrollo de cataclasitas.

Respecto al momento relativo de estas estructuras, existen criterios cartográficos que parecen indicar tanto movimientos dextrosos como sinestrales en relación con estas fallas. El movimiento relativo deducido para algunas fracturas (p.e. Falla de Navadijos) es de desgarre dextro (HERREROS V. et al 1993).

La edad tardihercínica temprana de algunas de estas fracturas se pone de manifiesto en sectores próximos al área estudiada (p.e. Hoja 557, San Martín de Valdeiglesias) donde aparecen asociadas a deformaciones de diques de pórfido, cuya morfología sugiere que estos fueron afectados por cizallas subverticales dextrales cuando aún no

se habían consolidado. En la zona de estudio, algunos diques de aplita de dirección E-O presentan retoques en su orientación atribuibles a deformaciones similares compatibles con las condiciones dominantes en la etapa Malagón de fracturación tardihercínica descrita por DE VICENTE et al (1986), en este caso equivalente al episodio dúctil-frágil transcurrente de DOBLAS (1990).

Datos radiométricos publicados en HERREROS et al op. cit, indican una edad de 274 m.a +/- 6 m.a para una zona milonítica desarrollada en relación a la falla de Navadijos, en la hoja de Navatalgordo.

D) FALLAS NO-SE

Se trata del grupo de fracturas con más escasa representación cartográfica dentro del conjunto de la fracturación tardihercínica. En general presentan un buzamiento vertical y pueden asociar cataclasitas y alteración episienítica en las rocas graníticas.

De acuerdo a los datos publicados por diferentes autores procedentes de distintos sectores del Sistema Central, el grupo de fracturas N-S, asociado con diques de pórfidos, podría corresponder con la etapa Malagón de fracturación tardihercínica descrita por DE VICENTE et al (1986). Los sistemas NE-SO y NO-SE por su parte, podrían atribuirse a la etapa Hiendelaencina de DE VICENTE et al (1986).

4.1.5.2 DIQUES

Dado el carácter polifásico de la fracturación que afecta a los materiales que afloran en el área estudiada en muchos casos los rellenos filonianos constituyen los únicos marcadores que permiten establecer las edades relativas de etapas de apertura de las distintas familias de fracturas.

Los rellenos filonianos más antiguos en este sector del Sistema Central son los diques de pórfido granítico y/o granodiorítico, los diques aplíticos, de granófiro y los pegmatíticos (UBANELL, 1981B; UBANELL Y DOBLAS 1987; DOBLAS Y UBANELL, 1991; VILLASECA et al, 1992).

Todos estos diques siguen una dirección común en torno a E-O (ENE-OSO/ONO-ESE) y son más frecuentes hacia el cuarto oriental del área estudiada.

Los diques de pórfido y las fracturas E-O a las que se asocian, según UBANELL y DOBLAS, 1988, responden a un esquema de "detachments" extensionales de escala cortical según una dirección media E-O a ONO-ESE, con un buzamiento hacia el N ó NNE.

4.2. OROGENIA ALPINA

Durante el Mesozoico y previamente a las etapas principales de la Orogenia Alpina, el área estudiada estuvo sometida a una tectónica transtensional que se relaciona, en otras regiones de la Península Ibérica, a la formación de cuencas (p.e. la cuenca Lusitana) y a la apertura del Atlántico Norte. Estos movimientos eoalpinos aparecen registrados mediante rellenos y alteraciones hidrotermales (CABALLERO et al, 1992) y rellenos de rocas de tendencia alcalina saturada en fracturas de edad tardihercínica (VILLASECA et al, 1991). La actividad tectónica alpina (s.s.) abarca un periodo de tiempo desde el Cretácico Superior hasta el Mioceno Medio (VEGAS et al 1986), estableciéndose diversos modelos alternativos que intentan explicar la estructuración del Sistema Central, como el modelo de "Rhomb-Horst" de PORTERO Y AZNAR (1984), el modelo de Deformación Distribuida de VEGAS et al (1986, 1990), y el modelo de despegues subhorizontales de escala cortical de WARBUTTON Y ALVAREZ (1990), éste último matizado para el sector oriental del Sistema Central por DE VICENTE et al, (1992), quienes calculan el acortamiento mínimo total del 11% como efecto de una compresión de dirección N 155°E, con transporte tectónico hacia el

NO. Es durante este episodio de edad Aragoniense Medio (CALVO et al, 1991), denominado etapa Guadarrama, cuando tienen lugar los máximos esfuerzos compresivos regionales (CAPOTE et al, 1990).

FALLAS

Con frecuencia, supuestas fracturas alpinas representan antiguas fracturas tardihercínicas reactivadas con un movimiento diferente del que tuvieron durante el ciclo hercínico. Por ello, en principio, tan solo deberían considerarse fracturas alpinas aquellas que afecten a algún marcador alpino o posthercínico, como son los diques Pérmicos o Mesozoicos (sienitas, gabros del dique Alentejo-Plasencia) y los sedimentos terciarios y cuaternarios.

A) FALLAS N-S

Un primer grupo de fracturas con actividad en tiempos alpinos, estaría constituido por la directriz N-S a N 30°E, principalmente y en menor cuantía por fracturas N 115°-150°E, subverticales. En relación con estas fracturas se produce la intrusión de rocas de tendencias sienítica y de lamprófidos. Se trata de fracturas profundas, pues se han encontrado enclaves de carácter granulítico en los lamprófidos (DE LA NUEZ et al, 1982; MARTIN PARRA et al, 1991).

B) FALLAS NE-SO

Otro juego de fracturas está relacionado con la intrusión del dique de Plasencia-Alentejo, de dirección NE-SO (aproximadamente N 55°E) que atraviesa el área de estudio en diagonal por la mitad occidental de la misma; se trata de un accidente profundo de gran importancia y con un recorrido de aproximadamente unos 550 km.

Diversos autores (GARCIA DE FIGUEROLA y CARNICERO, 1973; GARCIA DE FIGUEROLA et al, 1974; SCHERMERHORN et al; UBANELL, 1982) han estudiado el dique de Plasencia-Alentejo, al cual atribuyen una edad mesozoica (Triásico medio a Jurásico).

Estas fracturas son posteriormente reactivadas, de modo que el contacto del dique de Plasencia-Alentejo con el encajante esta mecanizado en gran parte, debido a una fractura subparalela con componente de desgarre siniestro.

También con dirección NE-SO son muy comunes en la hoja rellenos de cuarzo en los que se aprecian varios pulsos de rotura e inyección hidrotermal. En ocasiones rellenan fracturas dúctiles-frágiles dextrales en la parte central del área estudiada (p.e. falla de La Paramera, falla de Navadijos, etc.). Aunque algunas de estas fallas se generaron durante las etapas iniciales tardihercínicas, su orientación es compatible con movimientos netos de apertura durante las últimas etapas tardihercínicas (etapa Hiendelaencina, CAPOTE et al, 1987) o durante las etapas eoalpinas, durante el Triásico Sup.-Jurásico Medio (edad de emplazamiento del dique de Plasencia) o incluso durante el Cretácico Inferior (CABALLERO et al 1992).

C) FALLAS E-O Y NNE-SSO

Ambos sistemas de fracturas afectan al contacto entre el zócalo granítico y los materiales terciarios de las cuencas de Corneja y del Ambles, esta última fuera del area de estudio.

El primer sistema sigue una dirección E-O variando a ONO-ESE. Se trata de fallas de componente inversa que buzan entre 70°-80° al Norte y que sitúan los materiales del zócalo sobre los terciarios.

El sistema de dirección NNE-SSO son asimismo, fallas de componente inversa y gran ángulo que afectan a los materiales terciarios y al sistema de fallas anterior.

5.- PETROLOGIA

5.- PETROLOGIA

5.1. GRANITOIDES PREHERCÍNICOS

Se incluyen en este grupo aquellos granitoides cuyo emplazamiento tuvo lugar antes del climax orogénico hercínico, y por tanto, se encuentran afectados por los eventos tectonometamórficos hercínicos.

■ Ortogneises (9).

En la Hoja de Avila afloran un conjunto de cuerpos que presentan, como característica más sobresaliente, una fábrica deformativa penetrativa generalmente concordante con la fábrica que muestran las rocas encajantes, y que corresponde a la foliación S1 desarrollada en la primera fase hercínica F1, o a la foliación S2 de la segunda fase F2, o quizás a la suma de ambas. En la cartografía se han representado los siguientes cuerpos:

- Ortogneises de Carpio Medianero-Castellanos.
- Ortogneises de Bercimuelle-Narillos.
- Ortogneises de La Almohalla.
- Ortogneises de la Sierra de Las Yemas.
- Ortogneises de La Cañada.

Los granitoides pertenecientes a este grupo se aparecen descritos en el apartado 2 de esta memoria.

5.2. GRANITOIDES HERCÍNICOS TARDI-SINCINEMÁTICOS.

En este grupo se incluyen aquellos granitoides cuyo origen se atribuye al segundo gran episodio plutónico hercínico reconocido en este sector del Sistema Central, con

relación a los procesos de migmatización que se produjeron durante el clímax térmico del ciclo Hercínico que tuvo lugar según PEREIRA (1992) Y PEREIRA et al. (1992) hace 310 ± 6 M.a. Se les asigna, por tanto, una edad relativa sin/tardi-F2 a sin-F3, aunque se interpreta que emplazamiento estuvo provocado por el régimen extensional que caracterizó a la Fase 2 (véase DIEZ BALDA et al., 1990).

5.2.1. GRANITOIDES MESO-CATAZONALES

En este grupo se incluyen aquellos granitoides cuyo nivel del emplazamiento se establece en la meso-catazona por su relación espacial con rocas migmatíticas y metamórficas de grado medio-alto, considerándose que son unidades intrusivas para autóctonas con respecto a su área de formación. Presentan fábricas magmatodeformativas de aplastamiento/estiramiento coherentes con los campos de esfuerzos dominantes en las fases F2 y F3 de deformación hercínica. Además estas unidades forman macizos alargados en la dirección ENE-OSO, en ocasiones como estructuras sinformales/anti-formales (p.e. Macizo de Peña Negra-Béjar) con la traza axial en esa dirección y que se atribuyen a la fase F3.

Se hallan variablemente afectados por cizallas dúctiles y fracturas frágiles que se desarrollaron durante las fases posteriores hercínicas y posthercínicas. En ocasiones, estas fracturas se encuentran con rellenos de pórfidos graníticos, pegmatitas y gabros.

■ Conjunto Litológico de La Sierra del Valle (11).

Este conjunto incluye varias unidades de granitoides (composicionalmente monzogranitos y granodioritas) inhomogéneos que afloran en la Sierra del Valle, que constituye la divisoria entre el río Alberche y el río Tiétar, definiendo un macizo de morfología alargada en dirección NE-SO. Los granitoides de este conjunto presentan un gran número de enclaves de tamaño variable de metasedimentos y rocas de composición intermedia-básica. En general, las distintas unidades muestran una fábrica magmatode-

formativa con buzamientos suaves o poco pronunciados hacia el N o el NNE y morfologías de cuerpos laminares coherentes con ella. Otra característica notable de este macizo son los innumerables diques de pegmatitas de potencias métricas o decamétricas, de direcciones que suelen estar entre N60° y N120° y de buzamientos variables, que afloran en la ladera meridional de la Sierra del Valle.

Se han diferenciado las siguientes unidades:

- Granitoide inhomogéneo de dos micas (11a).
- Granitoide diatexitico porfídico (11b)
- Granodiorita inhomogénea foliada (11c).

Los contactos entre el granitoide inhomogéneo de dos micas y el granitoide diatexitico son graduales, por lo general muy difusos, aunque ocasionalmente muy rápidos. Los contactos entre estas dos unidades y la granodiorita inhomogénea foliada son netos e intrusivos.

Los cuerpos intrusivos suelen aflorar en extensos berrocales, a excepción de aquellos situados en las cotas más altas, que aparecen formando pequeños circos o crestas.

PETROGRAFÍA:

Debido a la característica heterogeneidad de estas rocas, sobre todo el granitoide diatexitico, las muestras correspondientes a la misma unidad pueden mostrar diferencias texturales y, en ocasiones, composicionales notables. En general, los granitoides inhomogéneos de dos micas (11a) son monzogranitos y granodioritas de grano medio-grueso, de textura heterogranular o porfídica plagiodiomórfica que puede variar a texturas granoblásticas/lepidoblásticas. Los componentes principales son: cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico, biotita, y moscovita. Como minerales accesorios se encuentran apatito, circón, rutilo, turmalina, minerales opacos y distribuidos de

forma variable, sillimanita, distena, y andalucita. Los minerales secundarios más frecuentes son sericita, clorita, moscovita y minerales opacos.

El granitoide diatexítico porfídico (11b) son rocas muy heterogéneas de tendencia granodiorítica de grano medio-grueso que presentan una textura heterogranular o porfídica hipidiomórfica, con frecuentes variaciones a texturas granoblásticas/lepidoblásticas. Como componentes principales se encuentran cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico, biotita y moscovita. Los minerales accesorios son cordierita, minerales opacos, circón, apatito, titanita y rutilo. Entre las fases secundarias se encuentran minerales opacos, sericita, prehnita y clorita.

La granodiorita inhomogénea foliada (11c) presenta textura inequigranular plagidiomórfica foliada de grano medio, medio-grueso. Su mineralogía principal está constituida por cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico y biotita. Como minerales accesorios se encuentran apatito, minerales opacos, circón y allanita. Las fases secundarias más frecuentes son sericita, moscovita, clorita, prehnita, epidota.

CARACTERÍSTICAS GEOQUÍMICAS:

Composicionalmente, los granitoides del Conjunto Litológico de la Sierra del Valle son mayoritariamente granodioritas y monzogranitos. Los granitoides inhomogéneos de dos micas (11a) y diatexíticos (11b) pueden ser muy peralumínicos, mientras que la granodiorita inhomogénea foliada es una roca moderadamente peraluminica. En general, las variedades más alumínicas son también más ricas en TiO_2 , Fe_2O_3 , MgO , y MnO y más pobres en Na_2O y K_2O . En cuanto a los elementos traza, las muestras menos silíceas presentan enriquecimientos notables en Cr, Ni, Cu, Nb, y Ta, y moderadamente altos en U y Th. Hf, Y y Zr se presentan en concentraciones moderadas o bajas.

Los espectros condriticos de tierras raras revelan una fraccionación bastante continua y poco acusada, definiendo el típico perfil pelítico, similar al de unidades granodioríticas tardi/post-cinemáticas, aunque con una mayor relación MREE/HREE, lo que representa un significativo empobrecimiento en tierras raras.

GEOCRONOLOGÍA:

Unicamente se dispone de una referencia bibliográfica relativa a estas unidades que señala una edad absoluta Rb-Sr de 293 ± 5 M.a. (SANZ GARCIA, 1985, en SERRANO PINTO et al., 1987) para el denominado "granito de Mijares", el cual debe corresponder a los granitoides inhomogéneos de dos micas, aunque no existe referencia alguna a la litología o situación de las muestras analizadas.

■ Conjunto Litológico de Peña Negra-Béjar (10).

Este conjunto incluye un grupo de granodioritas, granitoides inhomogéneos, y leucogranitos, que forman un macizo que se extiende desde la pequeña fosa de San Martín de la Vega del Alberche hasta Béjar, aflorando en la Sierra de Villafranca, Sierra de La Alberca y Sierra de Candelario. A grandes rasgos, el Macizo de Peña Negra forma una gran estructura sinforme que se interrumpe en el oeste por el accidente del Dique de Plasencia. En el Macizo de Béjar, situado al oeste del Dique, esa estructura sinforme se halla peor definida, articulandose en una serie de antiformal/sinforas de menor escala.

Algunas unidades de este conjunto (donde los enclaves de metasedimentos, ortogneises glandulares y gneises bandeados pueden ser muy abundantes) incluyen zonas migmatíticas, con estructuras relictas de la esquistosidad subhorizontal de fase F2 hercínica (en el caso de los materiales menos desestructurados) o concordantes con las estructuras atribuibles a la fase F3 hercínica. Además estas rocas aparecen configurando

macizos alargados en la dirección ENE-OSO, en sinformas/antiformas (p.e. Macizo de Peña Negra-Béjar) con la traza axial en esa dirección que se atribuyen a la fase F3.

En el Conjunto Litológico de Peña Negra-Béjar se han identificado las siguientes unidades:

- Granitoide inhomogéneo (10a).
- Granodiorita biotítica porfídica (tipo La Lastra del Cano) (10b).
- Granodiorita biotítica porfídica (tipo Hoyos del Espino) (10c).
- Leucogranito de nódulos (10d).

Los contactos entre estas unidades suelen ser graduales, aunque en ocasiones pueden aparecer como intrusivos netos, frecuentemente subhorizontales.

En general, estos granitoides afloran como berrocales, en bolos métricos o como lastras a ras de suelo, excepto en las cotas más altas donde aparecen como crestas, etc.

PETROGRAFÍA:

A causa de la relativa heterogeneidad de algunas unidades, las muestras correspondientes a la misma unidad pueden mostrar diferencias texturales, y en ocasiones composicionales, notables. El granitoide inhomogéneo (10a) es una roca heterogénea cuya textura más común es inequigranular de grano medio-fino a medio, variando desde alotriomórfica a hipidiomórfica, y a veces bastante idiomórfica. También presentan texturas porfídicas definidas por fenocristales de feldespato potásico, y en ocasiones de plagioclase. Entre los minerales principales están cuarzo, feldespato potásico, plagioclase, biotita y cordierita. Como fases accesorias aparecen minerales opacos, apatito, circón, sillimanita, andalucita, rutilo y granate. Entre las fases secundarias

más frecuentes aparecen sericita, moscovita, clorita, rutilo sagenítico, minerales opacos, esfena, feldespato potásico y pinnita.

Son leucogranitos, monzogranitos y granodioritas de tamaño de grano variable, de textura heterogranular, que varía de alotriomórfica a hipidiomórfica. También son frecuentes las texturas porfídicas definidas por los fenocristales de feldespato potásico y, a veces, de plagioclase.

Entre los minerales principales de estas rocas se encuentran: cuarzo, feldespato potásico, plagioclase, biotita y, ocasionalmente, cordierita. Como fases accesorias aparecen minerales opacos, apatito, circón, cordierita, granate. En los granitoides inhomogéneos aparecen además turmalina, sillimanita, andalucita, rutilo. Como fases secundarias se encuentran sericita, moscovita, clorita, rutilo sagenítico, minerales opacos, esfena, feldespato potásico, y pinnita.

La granodioritas biotíticas porfídicas, tipo La Lastra del Cano (10b) y tipo Hoyos del Espino (11c) muestran texturas inequigranulares de grano-medio, de alotriomorfas a hipidiomorfas, porfídicas, en ocasiones, granoblásticas/lepidoblásticas. La mineralogía principal está constituida por cuarzo, plagioclase, feldespato potásico, y biotita. Los minerales accesorios son minerales opacos, apatito, circón, granate, cordierita, turmalina y xenotina. Como minerales secundarios se encuentran sericita, moscovita, clorita, rutilo sagenítico, esfena, feldespato potásico y pinnita.

El leucogranito de nódulos (10d) presenta textura heterogranular de grano fino a medio-fino, alotriomorfa, a veces algo hipidiomorfa, definida por los cristales de plagioclase. La mineralogía principal está compuesta por cuarzo, feldespato potásico, plagioclase y biotita. Como minerales accesorios hay minerales opacos, apatito, circo, esfena, y andalucita. Entre los minerales secundarios más frecuentes se encuentra sericita, moscovita, clorita, feldespato potásico y rutilo sagenítico.

CARACTERÍSTICAS GEOQUÍMICAS:

Los granitoides del Conjunto Litológico de Peña Negra-Béjar son rocas moderadamente silíceas, muy aluminosas en el caso de los granitoides inhomogéneos y los leucogranitos, con contenidos variables de CaO, y moderadamente bajos en Na₂O y K₂O. Los contenidos de P₂O₅ son muy elevados en las unidades granodioríticas. Respecto a los elementos traza tienen contenidos moderados de Li y Rb, pero relativamente altos de Sr y Ba. Son rocas moderadamente ricas en Zn, Y, Nb y Zr, y con contenidos medios de U y Th. Los tipos más leucocráticos son muy pobres en elementos traza, excepto Pb.

Los contenidos en tierras raras son muy variables, con tendencia a valores elevados. Los espectros condriticos son muy similares a los de materiales pelíticos post-arcaicos, caracterizandose por una fraccionación moderada de tierras raras ligeras a pesadas, y una persistente, aunque variable, anomalía negativa de Eu.

GEOCRONOLOGÍA:

Los únicos datos existentes proceden de PEREIRA (1992), que establece una misma isócrona para los materiales migmatíticos (granitoide inhomogéneo) y el ortogneis de la serie de la Peña Negra, obteniendo una edad de 528 +/- 14 M.a., con una relación $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ inicial = 0,7071 (MSWD = 0,994). El mismo autor obtiene una isócrona bien definida para la granodiorita biotítica porfídica (tipo La Lastra del Cano), que da una edad de 310 +/- 6 M.a., con una relación de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ inicial = 0.7079 (MSWD = 0,322).

5.2.2. GRANITOIDES MESO-EPIZONALES

■ Granitoides de dos micas (12)

Este grupo comprende un conjunto de granitoides de dos micas cuyo nivel estructural de emplazamiento se establece en la meso-epizona, al no relacionarse espacialmente con rocas migmatíticas o de alto grado, estando el sustrato encajante formado por granitoides o por rocas metamórficas de grado medio-bajo. Son, por tanto, unidades intrusivas relativamente alóctonas con respecto a su lugar de formación. Este grupo de granitoides no se encuentra afectado por la fase F2, aunque la cartografía de las unidades define geometrías alargadas, subparalelas a los ejes o lineaciones de fase F3.

Se hallan afectados de forma variable por cizallas dúctiles y fracturas frágiles que se desarrollaron durante las fases posteriores hercínicas y posthercínicas. En ocasiones, estas fracturas se encuentran con rellenos de pórfidos graníticos, y gabros.

En este conjunto de granitoides de dos micas (12) se han distinguido las siguientes variedades:

- Granitoide de dos micas cordierítico (Tipo Santibáñez de Béjar-Venero Claro) (12a).
- Granitoide de dos micas inequigranular (tipo Peña Negra) (12b).

El granitoide cordierítico, tipo Santibáñez de Béjar, aflora escasos Km. al norte de dicha localidad (con una extensión aproximada de 12 Km), en el contacto de las rocas básicas-intermedias y los monzogranitos-granodioritas tardi-postcinemáticos con el sustrato metamórfico. Incluye variaciones desde leucogranitos inequigranulares a tipos monzograníticos biotíticos porfídicos.

El granitoide de dos micas de Peña Negra aflora como un conjunto de cuerpos de granitos de dos micas que muestran variaciones texturales entre sí, desde leucograni-

tos de grano medio-fino hasta granitos de grano grueso, porfídicos. Estos cuerpos no se restringen al Macizo de Peña Negra, sino que aparecen más al sur, en el Macizo Central de Gredos. Los enclaves microgranudos son escasos, aunque los xenolitos metamórficos micáceos y los enclaves de granitos inhomogéneos pueden ser frecuentes.

Muestran contactos netos con los granitoides sincinemáticos meso-catazonales, sobre los que intruyen. A su vez han sido intruidos por rocas básicas-intermedias y por los monzogranitos-granodioritas tardíos. Tales intrusiones han llegado a causar localmente metamorfismo de contacto en los granitoides de dos micas (p.e. en el tipo Santibáñez de Béjar). Afloran formando berrocales bien desarrollados, o en lomos de ballenas aislados o en pequeños bolos. Los tipos leucograníticos se encuentran en los típicos afloramientos de bloques tabulares y en lastras a ras de suelo, o cuando el diaclasado es intenso, formando canchales.

PETROGRAFÍA:

El granitoide de dos micas cordierítico (tipo Santibáñez de Béjar) es una roca cuya clasificación varía de monzogranito biotítico con cordierita a leucogranitos con cordierita. De tamaño de grano variable, presentan texturas de equigranulares a (más frecuentemente), heterogranulares, de alotriomorfa a hipidiomorfa, a muchas veces porfídica, definida por la presencia de fenocristales de feldespato potásico. La composición mineralógica tiene como minerales principales cuarzo, feldespato potásico (microclina), plagioclasa, biotita; como minerales accesorios se encuentran cordierita, moscovita, andalucita, sillimanita, apatito, circón, opacos, fluorita y rutilo y como secundarios clorita, moscovita, sericita, pinnita, rutilo, clinozoisita, y carbonatos.

El granitoide de dos micas inequigranular (tipo Peña Negra) también incluyen variedades leucograníticas. En general muestran texturas heterogranulares de grano variable, alotriomorfa, en ocasiones, microporfídica. La mineralogía principal está formada por

cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, moscovita y biotita. Los minerales accesorios más comunes son apatito, circón, minerales opacos y, ocasionalmente, andalucita, sillimanita, y cordierita. Entre los minerales secundarios más comunes se encuentra sericita, moscovita, clorita, rutilo sagenítico y minerales opacos.

CARACTERÍSTICAS GEOQUÍMICAS:

Son rocas silíceas, de moderadamente alumínicas a peralumínicas, relativamente ricas en K_2O y con contenidos moderados en óxidos de significación básica (CaO , FeO , MgO y TiO_2). Respecto a los elementos traza, el contenido en Rb, Li, Cs y Ba suelen ser elevados frente a los bajos contenidos en Sr y Ba. Los contenidos en elementos de transición de la primera serie, Y, Pb, U, Th y Zr son de moderados a bajos. Los contenidos en Nb, Ta y Sn son relativamente elevados.

Los espectros de tierras raras son muy similares entre sí, con relaciones condriticas algo más bajas, y una anomalía en Eu más acusada que las de los granitoides sincinemáticos meso-catazonales, incluidos los leucogranitos de nódulos.

GEOCRONOLOGÍA:

No se dispone de dataciones de edades absolutas respecto a estos granitoides que son intrusivos sobre las granodioritas sincinemáticas meso-catazonales (310 ± 6 M.a., según PEREIRA, 1992) y son intruidos por los monzogranitos y granodioritas tardi-postcinemáticos ($305,9 \pm 4,8$ M.a., según las dataciones efectuadas durante la realización de la cartografía MAGNA 1:50.000 de la hojas de Navatlgordo y Béjar).

5.3. GRANITOIDES HERCÍNICOS TARDI-POSTCINEMÁTICOS.

En este grupo se incluye un conjunto de granitoides que pueden atribuirse al tercer episodio plutónico reconocido dentro de la Hoja de Avila, el de mayor importancia por su extensión cartográfica y número de unidades de intrusión y facies involucradas.

A los granitoides de este grupo se les asigna de forma global una edad relativa post F3 hercínica y su génesis se relaciona a un colapso extensional que desencadenó procesos magmáticos y plutonometamórficos a nivel cortical en este sector de la Zona Centroibérica.

Estos granitoides están afectados por la cuarta fase (F4) de deformación hercínica y por los episodios tectónicos posteriores a esta. En general, no presentan una fábrica deformativa penetrativa y cortan netamente cualquier estructura atribuible a las tres primeras fases de deformación hercínica, intruyendo a los granitoides sin-tardicinemáticos y prehercínicos.

■ Rocas básicas e intermedias (13).

En la Hoja de Avila aparecen numerosos cuerpos de pequeña extensión de rocas básicas e intermedias, que incluyen gabros olivínicos, gabros anfibólicos, gabronoritas, dioritas, tonalitas, cuarzodioritas biotíticas, cuarzodioritas biotítico-anfibólicas. Afloran como masas heterogéneas de color gris a gris verdoso oscuro, variablemente alteradas, en las inmediaciones de Ladrada, Santibáñez de Béjar, Puente del Congosto, Gallegos de Solmirón, Santa María del Berrocal, El Mirón, Martínez, Pajarejos, puerto de Villatoro, San Martín del Pimpollar, El Arenal, valle de La Pavona. La característica común de todos los afloramientos es precisamente la gran variabilidad composicional que muestran, independientemente del tamaño reducido de los cuerpos.

Los contactos entre estas rocas y los granitoides sin-tardicinemáticos son netos, intrusivos, mientras que los contactos con otros granitoides tardi-postcinemáticos suelen ser graduales, difusos, con un desarrollo de fenómenos de interacción mutua (mezcla o hibridación). Cuando son intrusivas sobre el substrato metamórfico, han generado aureolas de metamorfismo de contacto en esos materiales. Parece que la mayoría de los cuerpos básicos-intermedios corresponden al mismo episodio intrusivo, pero existen evidencias de, al menos, otro episodio de emplazamiento de rocas básicas-intermedias previo de edad incierta, ya que existen enclaves de estas rocas en los granitoides inhomogéneos sin-tardicinemáticos. Por otra parte, PEREIRA (1992) y PEREIRA et al. (1992) han identificado la existencia de un magmatismo básico pre-hercínico con una edad (Rb/Sr) de 416 ± 21 M.a. ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ inicial = 0,7051).

El aspecto de afloramiento es generalmente en "bolos" por alteración concéntrica.

PETROGRAFÍA:

En lámina delgada, estas rocas presentan una gran variedad composicional y textural. En general, las texturas de los tipos más básicos varían entre diabásicas y equigranulares epidiorfas, de grado medio que puede variar a grano fino. La mineralogía es relativamente variable y puede incluir plagioclasa, anfíbol, biotita, +/- olivino, +/- clinopiroxeno, +/- ortopiroxeno, +/- cuarzo. Como minerales accesorios se encuentran apatito, opacos y titanita. Entre los minerales secundarios pueden aparecer clorita, sericita, actinolita, titanita, epidota, clinozoisita. Las litologías intermedias suelen presentar texturas hipidiomórficas equigranulares de grano medio que varían a variedades de grano fino o microgranudas, a veces algo pórfídicas, definidas por la presencia de fenocristales de plagioclasa, y más raramente, biotita, anfíbol o cuarzo. La mineralogía principal está formada por plagioclasa, biotita, +/- anfíbol y cuarzo. Entre los minerales accesorios siempre se encuentran apatito, circón y opacos, y dependiendo del tipo de roca, allanita, titanita y feldespato potásico. Como minerales secundarios aparecen sericita, prehnita, clorita, titanita y opacos.

CARACTERÍSTICAS GEOQUÍMICAS:

Desde el punto de vista geoquímico, son rocas que, en su conjunto, muestran una dispersión composicional bastante acentuada. Los términos más básicos son poco silíceos, con olivino e hiperstena normativos. En los términos intermedios, el contenido en sílice es similar a las variedades más básicas de los monzogranitos-granodioritas encajantes. En general, son rocas metaalumínicas, magnesianas, ricas en CaO y pero pobres en K₂O y con contenidos moderados de Na₂O. Con respecto a los elementos traza, presentan contenidos bajos de Li y Rb, mientras que los contenidos en Ba, y sobre todo en Sr, son elevados. Además se observan enriquecimientos en V, Cr, Ni, Zn y empobrecimientos en Cs, Zr, Th y U.

Las tierras raras se caracterizan por contenidos moderados, y un espectro condrítico con una fraccionación LREE/HREE pequeña, prácticamente sin anomalía en Eu.

GEOCRONOLOGÍA:

No se dispone de dataciones de edades absolutas relativas a estas rocas.

■ Granodioritas y monzogranitos biotíticos porfídicos (14).

Dentro de los granitoides tardi-postcinemáticos esta unidad es la más extensamente representada en la Hoja de Avila, en mayor medida en su mitad oriental.

Comprende distintos tipos de granodioritas y monzogranitos caracterizados a escala mesoscópica por variaciones respecto a la abundancia, desarrollo y distribución de los megacristales, tamaño de grano y grado de homogeneidad, etc.

En este sentido, dentro de la hoja de Avila se han diferenciado siete facies de esta unidad, con diferente grado de expresión cartográfica:

- Granodioritas y monzogranitos biotíticos porfídicos con megacristales abundantes (14a).
- Granodioritas y monzogranitos biotíticos porfídicos con megacristales escasos (14b).
- Granodioritas y monzogranitos biotíticos porfídicos con megacristales seriados (Tipo Puerto del Pico) (14c).
- Granodiorita y monzogranitos biotíticos porfídicos cordieríticos (14d)
- Granodiorita y monzogranitos biotíticos porfídicos heterogéneos seriados (14e)
- Granodiorita y monzogranitos biotíticos porfídicos heterogéneos (Tipo Santibañez de Bejar) (15 f), y
- Granodioritas y monzogranitos biotíticos porfídicos con anfíbol y allanita (15 g).

Los contactos entre estas facies son graduales, generalmente muy difusos. En el mapa geológico a Escala 1.200.000 de Avila, estos contactos, se han representado mediante contactos entre facies graníticas.

Indistintamente estas facies constituyen importantes macizos rocosos y extensos barrocales, en ambos casos caracterizados por su monotonía morfológica.

PETROGRAFIA:

Al microscopio las distintas facies presentan unas características petrográficas esenciales muy similares; la eventual presencia de determinadas fases minerales, dentro de los minerales accesorios permite diferenciar petrográficamente facies de esta unidad.

Son rocas con textura inequigranular hipidiomorfa con tamaño de grano medio a grueso, predominando el primero. Los minerales principales son cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico y biotita; los minerales accesorios más comunes son apatito, circon y opacos y, en ocasiones, esfena y monacita. En ocasiones pueden aparecer como

accesorios cordierita o anfíbol (hornblenda) y allanita, que caracterizan determinadas facies de esta unidad. Como minerales secundarios estos granitoides pueden presentar: clorita, sericita, moscovita, minerales opacos, epidota, clinozoinita, prehnita y titanita.

CARACTERISTICAS GEOQUIMICAS:

Desde el punto de vista geoquímico son rocas que presentan un aspecto composicional muy amplio en el que predominan los términos moderadamente silíceos hasta algunos leucograníticos. Los términos menos silíceos suelen ser moderadamente peraluminosos y magnesianos.

Los contenidos en CaO , Na_2O y K_2O suelen ser moderadamente altos, indicando el elevado contenido en feldespatos de estas rocas.

Los datos analíticos relativos al P_2O_5 , por lo general, muestran buena correlación negativa con la sílice lo que es indicativo del notable equilibrio alcanzando en estado magmático.

Respecto a minerales accesorios, es de destacar de manera general, la gran variabilidad de contenido que presentan, mucho mayor que la observada en los elementos mayores, por lo que no es posible determinar con claridad tendencias de evolución magmática.

Los aspectos de Tierras Raras de esta unidad suelen ser muy similares entre sí caracterizándose por presentar perfiles continuos, con escasa fraccionación LREE/HREE y una anomalía negativa de Europio generalmente poco acusada.

Los LREE casi de forma constante aparecen a un nivel de aproximadamente 100 veces el condrito mientras que las HREE se sitúan sobre las 10 veces.

GEOCRONOLOGIA:

Los datos más recientes de dataciones radiométricas efectuados sobre la unidad de granodioritas y monzogranitos biotíticos porfídicos (14) son los procedentes de la realización de la cartografía MAGNA a E. 1:50.000 de las hojas de Navatlgordo y Béjar.

En la hoja de Navatlgordo se dataron por el método Rb/Sr las facies de esta unidad con megacristales escasos y con megacristales abundantes. En la hoja de Béjar, por su parte, se dató por el mismo método, la variedad rica en megacristales denominada "El Losar".

La isocrona de las facies con escasos megacristales (14b) indicó una edad de $305,9 \pm 4,8$ m a con una relación $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ inicial de 0.708312 ± 0.000452 y una MSWS de 0.186. Mientras que la edad obtenida para la variedad rica en megacristales 14a ha sido de ± 25 Ma con una MSWD = 10.1. Por último, la datación realizada sobre la facies "El Losar" (14e) indicó una edad absoluta de $301 \pm$ Ma con una MSWD = 3.39 (Fig. 5.1).

■ Granitos y monzogranitos biotíticos porfídicos (15).

Bajo esta denominación se agrupan cuatro unidades independientes que, entre otros, presentan como factor común su carácter intrusivo sobre la unidad de granodioritas-monzogranitos biotíticos porfídicos (14). Las denominaciones de estos cuatro granitoides son las siguientes:

- Monzogranitos biotíticos porfídicos con megacristales abundantes (tipo Navacepedilla-Villatoro) (15a).
- Granito-monzogranito biotíticos porfídicos (Plutón de Navadijos-Puerto de Menga) (15b).
- Granito-monzogranito biotítico de grano medio (granito de El Barraco) (15c).
- Monzogranito biotítico microporfídico (tipo Majadillas-Los Baldíos) (15d).

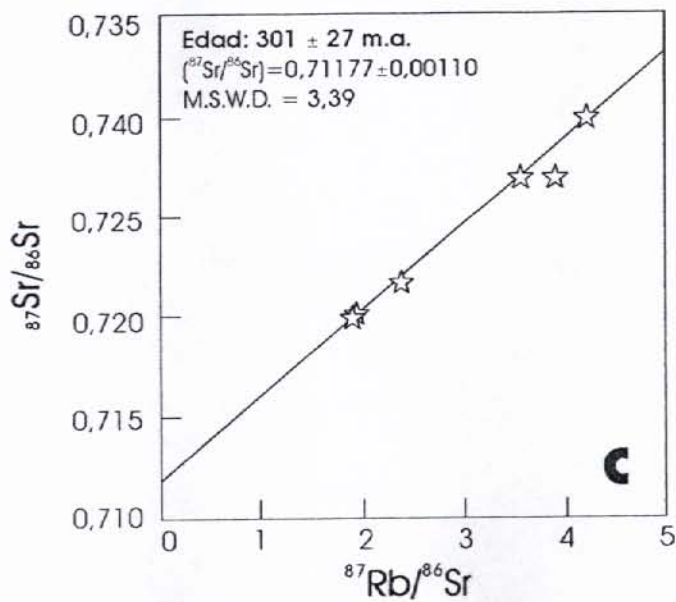
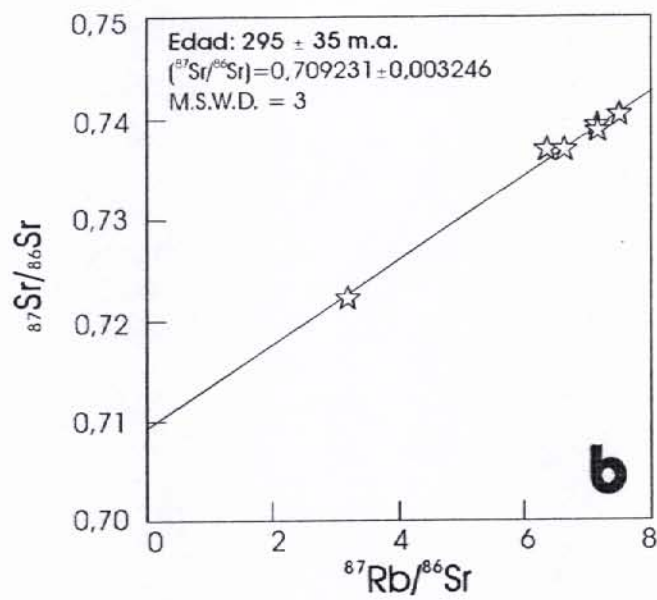
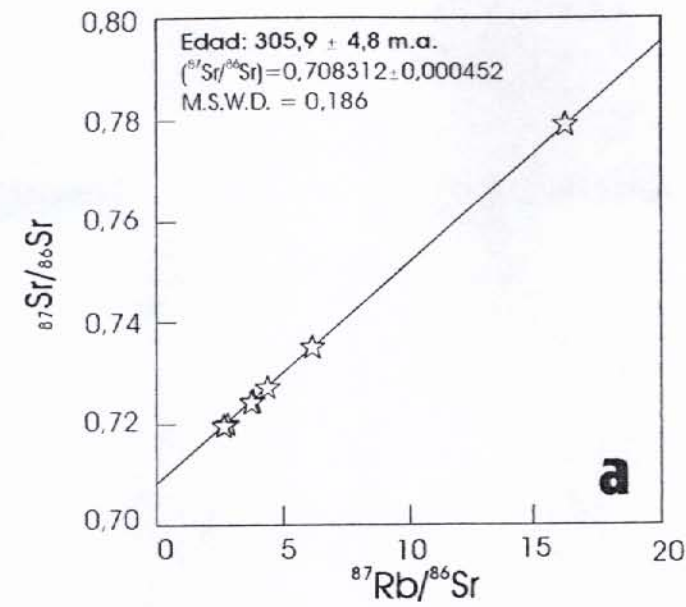


Fig. 5.1. Isocronas obtenidas de distintas variedades de las granodioritas y monzogranitos biotíticos porfídicos (14).

a: con megacristales escasos (14b).

b: con megacristales abundantes (14a).

c: tipo El Losar (14c).

A excepción de los monzogranitos del tipo Navacepedilla-Villatoro, los tres restantes de este grupo presentan una morfología alargada en la dirección E-O. Dicha morfología parece atribuirse, sobre todo en el caso del granito de El Barraco y, en mayor medida, en los monzogranitos de Majadillas-Los Baldíos, a un emplazamiento en relación a diques de pórfido de dirección próxima a la E-O, muy abundantes en la Sierra de La Paramera, en la mitad norte de las hojas 1:50.000 de Navatalgordo y Navaluenga.

El monzogranito de Navacepedilla aflora desde el cuadrante noroccidental de la hoja de Navatalgordo hasta prácticamente el Dique de Plasencia, al oeste del cual se extienden los granitos tipo Villatoro cuyas características esenciales, tanto micro como mesoscópicas son muy similares.

Estas unidades muestran contactos intrusivos con las granodioritas y monzogranitos biotíticos porfídicos encajantes (14), aunque localmente presentan contactos difusos o zonas de mezcla con los diques de pórfido (1) (Los Baldíos, El Barraco).

PETROGRAFÍA:

A escala microscópica, los monzogranitos de Navacepedilla-Villatoro (15a) presentan una textura porfídica con matriz subidiomorfa inequigranular de grano medio a grueso. Sus minerales principales son: cuarzo, feldespato potásico (microclina), plagioclasa y biotita, junto a circón, apatito y opacos como minerales accesorios. Las fases secundarias más frecuentes son sericita, moscovita, clorita, epidota/clinozoisita y rutilo sagenítico.

El granito-monzogranito del plutón de Navadijos (15b) presenta una textura inequigranular hipidiomorfa de grano medio a grueso. Como minerales principales están cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa y biotita además de apatito, circón, minerales opacos y monacita como accesorios y con carácter secundario, sericita, prehnita,

fluorita y zoisita/cinozoisita, productos de alteración de plagioclasas y clorita, minerales opacos, epidota, feldespato potásico.

El granito de El Barraco (15c) presenta una textura inequigranular hipidiomorfa de grano medio a grueso. La mineralogía principal esta formada por cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, biotita y moscovita. Entre los minerales accesorios se encuentran circón, apatito y minerales opacos. Entre las fases secundarias más frecuentes están sericita, clorita, prehnita, minerales opacos, moscovita y rutilo.

El monzogranito biotítico microporfídico de Los Baldíos muestra una textura grano-blástica microporfídica seriada con cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa y biotita como minerales principales. Minerales accesorios son apatito, minerales opacos y circón. Las fases secundarias más frecuentes son sericita, clorita, moscovita y epidota.

GEOCRONOLOGÍA:

No se disponen de datos sobre edades absolutas relativos a estas unidades, las cuales son intrusivas sobre las granodioritas y monzogranitos biotíticos porfídicos (15) cuya edad (Rb/Sr) (correspondiente a la variedad más común en este sector del Sistema Central) se ha estimado en $305 \pm 4,8$ M.a. Por otra parte, HERREROS et al. (1993) han determinado mediante Rb/Sr la edad de 274 ± 6 M.a. de una zona milonítica desarrollada sobre el plutón de Navadijos, situada la hoja de Navatalgordo.

■ Granitos de dos micas (16).

En este grupo se incluyen todos aquellos granitos de dos micas tardíos, intrusivos en las granodioritas, monzogranitos y granitos biotíticos tardi-postcinemáticos, que afloran formando los pequeños stocks circunscritos, con contactos subverticales. Estos cuerpos se localizan entre Navarredonda de Gredos y San Martín del Pimpollar (Los Boquerones) y Pelahustán (El Berrocal). Además, también aparecen granitos de dos

micas tardíos en cuerpos de mayor extensión y con contactos de buzamientos suaves, algunos con morfologías alargadas en la dirección NNE-SSO (Garganta del Villar), otros alineados con macizos de granitoides sin-tardicinemáticos (Pedro Bernardo-Casillas) en la dirección NE-SO, a los que intruyen.

Se han diferenciado las siguientes unidades:

- Granitos de dos micas inequigranulares (16a).
- Granitos de dos micas con cordierita y andalucita (tipo Los Boquerones) (16b).

En general, afloran en extensos berrocales con grandes bloques y lanchares.

PETROGRAFÍA:

Los granitos de dos micas inequigranulares (16a) presentan una textura hipidiomorfa inequigranular de tamaño de grano medio a grueso, localmente porfídica. Los minerales principales son cuarzo, feldespato potásico (microclina), plagioclasa, biotita y moscovita. Como componentes accesorios se encuentran circón, apatito y opacos. Localmente se han observado corindón y andalucita. Los minerales secundarios más frecuentes son sericita, moscovita, clorita, epidota y rutilo sagenítico.

El granito de dos micas con cordierita y andalucita, tipo Los Boquerones (16b) presentan una textura hipidiomórfica inequigranular, en algunos casos alotriomórfica. Los minerales principales son cuarzo, feldespato potásico (microclina), plagioclasa y biotita. Como componentes accesorios aparecen moscovita, apatito, circón, monacita, opacos, pseudomorfos de cordierita, y andalucita.

CARACTERÍSTICAS GEOQUÍMICAS:

Son rocas generalmente muy silíceas, peraluminicas, poco magnesianas, con contenidos bajos en CaO, y ricas en K₂O. Los términos más silíceos tienen un fuerte enriquecimiento en P₂O₅. Con respecto a elementos traza, los contenidos son variables. En general, son moderadamente ricos en Li, Be, Cs y Rb. Presentan contenidos bajos en Ba, Sr y concentraciones notables de Ga, Sn. Los contenidos en Pb y U son variables y el contenido en Th moderado.

Los contenidos en tierras raras son moderados, y el espectro condritico suele caracterizarse por una fraccionación continua y pequeña. En general los espectros condriticos son casi idénticos a los de las granodioritas-monzogranitos biotíticos porfídicos (14), excepto en que muestran una anomalía en Eu más acusada y una abundancia ligeramente más baja.

GEOCRONOLOGÍA:

Los únicos datos disponibles sobre dataciones absolutas corresponden al stock de El Berrocal, incluido en el grupo de granitos de dos micas inequigranulares (16a). La edad de emplazamiento de El Berrocal, obtenida por el método Rb-Sr, es de 300 +/- 1 M.a., con una relación $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,713$ (Pérez del Villar, et al., in litt.).

■ Leucogranitos (17).

Este grupo incluye un conjunto de cuerpos leucograníticos de variada naturaleza, y generalmente de pequeña extensión, cuyo carácter común es su edad tardía con respecto a los monzogranitos-granodioritas biotíticos porfídicos (14), llegando a ser intrusivos sobre los granitos de dos micas (16). Los cuerpos más importantes se localizan en la proximidad de Fuentes de Béjar, Vadillo de La Sierra, San Martín de

La Vega del Alberche, Navamorcuende-Pelahústan, San Juan de La Nava, Becerril, Bernuy-Salinero, Venero Claro y puerto de Casillas.

Estos cuerpos muestran contactos netos con las rocas encajantes, la mayoría de los casos, de orientación muy sinuosa, y buzamientos erráticos, definiendo una morfología irregular, en muchas ocasiones subtabular, y a veces subhorizontal.

PETROGRAFÍA:

Son rocas que se clasifican como leucogranitos, y leucomonzogranitos de tamaño de grano variable desde grano muy grueso a fino, que presentan texturas hipidiomorfas inequigranulares, en ocasiones porfídicas. Sus componentes principales son cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, biotita, y moscovita en cantidades variables (en ocasiones dominante sobre la biotita). Como minerales accesorios se encuentran minerales opacos, circón, apatito, y en algunos cuerpos sillimanita (fibrolita), cordierita, granate y turmalina; muy raramente, fluorita. Las fases minerales secundarias son moscovita, clorita, sericita y ocasionalmente, albita y/o feldespato potásico.

CARACTERÍSTICAS GEOQUÍMICAS:

Composicionalmente, son leucogranitos, aunque algunas muestras están próximas a composiciones monzograníticas/granodioríticas. Son rocas silíceas, por lo general, muy alumínicas, ricas en Na_2O y K_2O , y con tendencia a contenidos bajos en Ti_2O , FeO total, MgO y CaO . Los elementos traza presentan contenidos variables, en general con tendencia negativa con respecto a la sílice y empobrecidas en Sr, Ba e Y, aunque pueden mostrar enriquecimientos discretos en Cs y Be.

El espectro condritico de tierras raras se caracteriza por un perfil no continuo en el que la fraccionación MREE/HREE es mayor que la fraccionación LREE/MREE y por

una anomalía en Eu poco acusada. Por lo común, los niveles de abundancia se sitúan por debajo del condrítico.

GEOCRONOLOGÍA:

No se dispone de datos sobre edades absolutas relativos esta rocas que son intrusivas, al menos en parte, sobre el grupo de granitos de dos micas (16). La edad de emplazamiento de alguno de estos granitos de dos micas (El Berrocal), obtenida por el método Rb-Sr, es de 300 ± 1 M.a., con una relación $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,713$ (Pérez del Villar, et al., in litt.).

5.4. ROCAS FILONIANAS

En este apartado se describen los distintos tipos de rocas filonianas que afloran en la Hoja de Avila, a los que se asignan edades desde tardi-post hercínicas a alpinas. Así, algunos de ellos están en relación a los episodios intrusivos que tuvieron lugar durante las etapas de tardihercínicas (p.e. diques de pórfido), mientras que otros están relacionados a la fracturación eoalpina y alpina (p.e. rocas básicas del Dique de Plasencia).

■ Pórfidos (1).

En general, son rocas cuya composición varía desde granodioríticos-monzograníticos a graníticos s.s., que suelen aparecer en diques subverticales (o con fuertes buzamientos al norte) de potencia métrica o decamétrica agrupados en haces de direcciones dominantes E-O, variando entre ONO-ESE y OSO-ENE. Aunque aparecen más o menos dispersos en la Hoja de Ávila, son muy frecuentes en el cuadrante NE de dicha Hoja, en las hojas 1:50.000 de Avila y Navaluenga, en Las Sierras de Avila y de La Paramera, donde son intrusivos sobre las granodioritas-monzogranitos biotíticos porfídicos (14) y sobre leucogranitos tardi-postsincinemáticos (17). También aparecen con

cierta frecuencia encajados en los monzogranitos biotíticos porfídicos con megacristales abundantes (tipo Navacepedilla-Villatoro).

En afloramiento, se observan como rocas porfídicas donde destacan abundantes cristales feldespáticos en una matriz microgranuda/afanítica, que suelen dar resaltes morfológicos y crestas importantes.

PETROGRAFÍA:

Estas rocas presentan una mesostasis microgranuda a granuda de grano muy fino y textura microporfídica seriada. Su mineralogía principal está formada por cuarzo, feldespato potásico (microclina), plagioclasa y biotita. Como minerales accesorios se encuentran apatito y circón. Entre los minerales secundarios más frecuentes están sericita, clorita, prehnita, moscovita y minerales opacos.

CARACTERÍSTICAS GEOQUÍMICAS:

En general, son rocas silíceas, peraluminicas, con contenidos altos de Na_2O , y en muchas ocasiones, de K_2O o P_2O_5 . Con respecto a los elementos traza, destacan presentan contenidos variables de estos, situados entre los relativos a los granitos-monzogranitos biotíticos porfídicos (15) y aquellos característicos de los granitos de dos micas (16).

Las tierras raras muestran una abundancia menor con respecto a los monzogranitos-granodioritas biotíticos porfídicos (15). El espectro condritico idéntico al que presentan algunos granitos-monzogranitos biotíticos porfídicos (15) (p.e el granito de El Barraco), con una mayor fraccionación LREE/HREE y una anomalía en Eu más moderada que las de los granitos de dos micas (16).

GEOCRONOLOGÍA:

No se dispone de datos sobre dataciones absolutas relativos a estas rocas en este sector del Sistema Central. GALINDO et al. (1994) han datado en la Sierra de Guadarrama dos diques de pórfidos de tendencia calcoalcalina (pórfidos graníticos), de direcciones E-O y N-S, obteniendo una edad (Rb/Sr) de 296 ± 3 M.a. ($^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ inicial = 0,71146) y de 314 ± 31 M.a. ($^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ inicial = 0.70848), respectivamente; si bien esta última debe ser considerada únicamente como edad de regresión y no de isocrona, ya que presenta un valor MSWD muy alto.

■ Granófiro, aplitas y leucogranitos (2).

Aquí se incluye todos aquellos diques leucograníticos de tendencia aplitoide que encuentran dispersos por toda la Hoja de Ávila, alcanzando un importante desarrollo en la hoja 1:50.000 de Sotillo de La Adrada, donde forman un haz de casi 20 Km. de longitud, entre el stock de El Berrocal y los afloramientos metamórficos de Navamorcuede.

Por lo general, presentan una dirección próxima a E-O (algunos con direcciones ENE-OSO y ESE-ONO), siendo intrusivos sobre los granitoides tardi-postcinemáticos (en su mayoría sobre los monzogranitos-granodioritas biotíticos porfídicos (14), aunque en algún caso parecen ser anteriores (o al menos, coétaneos) a la intrusión de cuerpos de granitos de dos micas (16) (p.e. granito de El Berrocal).

En afloramiento, son rocas claras, a veces blanquecinas, generalmente muy diaclasadas, que pueden dar resalte morfológico.

PETROGRAFÍA:

Al microscopio, son rocas en su mayoría de grano fino que presentan cierta variabilidad textural, generalmente con texturas hipidiomorfos heterogranulares, incluyendo términos incluso porfídicos; o en muestras deformadas, texturas granoblásticas. Sus componentes principales son cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, moscovita y biotita en cantidades variables. Como minerales accesorios aparecen minerales opacos, apatito, rutilo, circón y ocasionalmente, cordierita. Las fases secundarias más frecuentes son sericita, moscovita, epidota, clorita, y ocasionalmente, feldespato potásico.

CARACTERÍSTICAS GEOQUÍMICAS:

Consideradas en su conjunto, las características geoquímicas de estas rocas no difieren de las observadas en las unidades de leucogranitos tardíos (17), siendo rocas síliceas, ricas en Na_2O y K_2O , y con tendencia a contenidos bajos en TiO_2 , Al_2O_3 , $\text{FeO}_{\text{total}}$, MgO y CaO . Los elementos traza presentan contenidos variables, en general con tendencia negativa con respecto a la sílice.

El espectro condritico de tierras raras se caracteriza por un perfil no continuo en el que la fraccionación MREE/HREE es mayor que la fraccionación LREE/MREE y por una anomalía en Eu poco acusada. Los niveles de abundancia se sitúan por debajo del condritico.

GEOCRONOLOGÍA:

No se dispone de datos sobre edades absolutas relativos a estas unidades, las cuales son intrusivas sobre las granodioritas y monzogranitos biotíticos porfídicos (14) cuya edad (Rb/Sr) (correspondiente a la variedad más común en este sector del Sistema Central) se ha estimado en $305 \pm 4,8$ M.a. Si el stock de El Berrocal (incluido en el grupo de granitos de dos micas inequigranulares (16a)) se halla cortando el haz de

granófiro, la edad mínima de la intrusión de este sería de 300 +/- 1 M.a., edad de emplazamiento de El Berrocal, obtenida por el método Rb-Sr, es con una relación $87\text{Sr}/86\text{Sr} = 0,713$ (Pérez del Villar, et al., in litt.).

■ Pegmatitas (3).

A diferencia de los diques aplíticos, los pegmatoides s.s. son relativamente escasos en la Hoja de Ávila. Sin embargo, son muy frecuentes en la mitad septentrional de la hoja 1:50.000 de Sotillo de La Adrada, en la ladera sur de la Sierra del Valle, donde forman un entramado de diques de potencias métrica y decamétricas, con direcciones que varían de N60° a N120° y buzamientos muy variables, a veces muy tendidos. En ocasiones, se hallan variaciones a tipos pegmoaplíticos formando diques heteromorfos con bordes aplíticos o granofídicos, y zonas centrales pegmatíticas s.s.

Encajan en los granitoides inhomogéneos tardi-sincinemáticos de la Sierra del Valle (11), y en las granodioritas-monzogranitos biotíticos porfídicos (14) y granitos de dos micas (16) tardi-postcinemáticos. Con frecuencia presentan una intensa alteración argílica, con caolinización acusada.

PETROGRAFÍA:

Los tipos más pegmatíticos están formados por grandes cristales de cuarzo, feldespatos (ortosa, microclina, y proporciones reducida de plagioclasea), moscovita y, en algunos casos, biotita. Presentan además contenidos variables de turmalina negra, clorita y granate. Ocasionalmente, aparece berilo.

Los constituyentes principales de los términos pegmoaplíticos son plagioclasea ácida, feldespato potásico (microclina), cuarzo y proporciones menores de moscovita y biotita, esta última alterada a moscovita o clorita. Minerales accesorios son apatito y

circón. Más raramente, se observan cantidades apreciables de topacio y fosfatos en tipos greisenizados con silicificación, moscovitización y albitización acusadas.

CARACTERÍSTICAS GEOQUÍMICAS:

Son rocas silíceas, muy alumínicas, muy pobres en $\text{FeO}_{\text{total}}$, MgO , y ricas en K_2O .

GEOCRONOLOGÍA:

No se dispone de datos sobre edades absolutas relativos a estas unidades, las cuales son intrusivas sobre las granodioritas y monzogranitos biotíticos porfídicos (14) cuya edad (Rb/Sr) (correspondiente a la variedad más común en este sector del Sistema Central) se ha estimado en $305 \pm 4,8$ M.a.

■ Microdioritas (4).

En la Hoja de Ávila aparecen, esporádicamente, diques de microdioritas y cuarzodioritas. Aquellos de entidad cartográfica afloran en la Sierra de la Paramera, donde siguen rumbos próximos a E-O (algunos diques imbricándose con diques de pórfido), y en las proximidades de Santibáñez de Béjar, donde existe un dique que adopta una dirección SSO-NNE. En ambos casos, se hallan intruyendo a las granodioritas-monzogranitos biotíticos porfídicos tardi-postcinemáticos (14).

Aunque, por lo general, los diques aparecen parcialmente recubiertos, en ocasiones dan pequeños resaltes morfológicos.

PETROGRAFÍA:

Son rocas cuya clasificación varía entre cuarzodiorita a ccuarzomonzodiorita, de textura microporfídica seriada, generalmente de grano fino. La mineralogía principal

esta formada por plagioclasa, clinopiroxeno de tipo diópsido, clinoanfíbol hornbléndico y biotita (en ocasiones, ausente). Como minerales accesorios se encuentran cuarzo, feldespato potásico, circón y opacos como minerales accesorios. Entre los minerales secundarios más comunes se encuentran sericita, clorita. Los fenocristales son fundamentalmente de plagioclasa y anfíbol.

CARACTERÍSTICAS GEOQUÍMICAS:

Son rocas metaalumínicas, que se caracterizan por altos contenidos en TiO_2 , $\text{FeO}_{\text{total}}$, MgO y MnO y bajos contenidos en álcalis, especialmente Na_2O . Pueden tener contenidos anormalmente elevados de P_2O_5 . En general, los elementos traza muestran contenidos moderados, muy bajos en Cu y Ni , y relativamente altos en Th y U .

El espectro de tierras raras es similar al de las granodioritas-monzogranitos biotíticos-porfídicos tardi-postcinemáticos, caracterizándose por una fraccionación LREE/HREE pequeña y continua, con una anomalía en Eu moderada. La abundancia en LREE se sitúa a un nivel de aproximadamente 100 veces el condrito, mientras que las HREE se sitúan unas 10 veces por encima de este.

GEOCRONOLOGÍA:

No se dispone de datos sobre edades absolutas relativos a estas unidades, las cuales son intrusivas sobre las granodioritas y monzogranitos biotíticos porfídicos (14) cuya edad (Rb/Sr) (correspondiente a la variedad más común en este sector del Sistema Central) se ha estimado en $305 \pm 4,8$ M.a.

■ Sienitas (5).

Los diques de sienitas y pórfidos sieníticos son escasos en la Hoja de Ávila. Únicamente tienen cierta entidad para ser representados en la cartografía, aquellos que

aparecen asociados a dos grandes fracturas norteadas: la falla del Puerto del Pico-La Serrota-Dique de las Fuentes o de las Lágrimas y la falla del Herradón-Casillas, encontrándose afloramientos de estas rocas en las proximidades de San Juan del Olmo y San Bartolome de Pinares, respectivamente. Son diques de llamativo color rojo y de potencias métricas, que encajan en las granodioritas-monzogranitos biotíticos-porfíricos tardi-postcinemáticos.

El intrusión de estas rocas se enmarcaría en el episodio de magmatismo alcalino que tuvo lugar hace aproximadamente 225-200 M.a. (VILLASECA et al., 1992 y referencias allí citadas).

PETROGRAFÍA:

Son rocas, en general de textura porfídica (a veces glomeroporfídicas) con una matriz de grano fino a muy fino, que puede llegar a ser afanítica. La mineralogía principal está formada por feldespato potásico, plagioclasa, anfíbol verde (en cantidades variables), minerales opacos. Como minerales accesorios se encuentran biotita, apatito, circón y cuarzo. Como minerales secundarios más comunes aparecen sericita, clorita, y epidota.

CARACTERÍSTICAS GEOQUÍMICAS:

Composicionalmente se clasifican como monzosienitas. Son rocas de subalumínicas a peralumínicas, con altos contenidos en TiO_2 , $\text{FeO}_{\text{total}}$, MgO , Na_2O y K_2O , y moderados en P_2O_5 .

GEOCRONOLOGÍA:

No existen dataciones absolutas de estas rocas en este sector del Sistema Central. Por otra parte, dataciones sobre diques alcalinos norteados en otros sectores del Macizo

Hespérico (Centroibérica portuguesa) indican una edad aproximada de K/Ar = 223-203 M.a. (FERREIRA Y MACEDO, 1979).

■ Lamprófidos y diabasas (6).

Aquí se agrupan los diques de diabasa y de lamprófido que aparecen dispersos, de forma más o menos constante, en la Hoja de Ávila, aunque muy pocos tiene una entidad cartografiable a escala 1:200.000. En general, son diques más o menos heteromorfos que adoptan rumbos erráticos, aunque algunos se asocian con estructuras norteadas. En algún caso, aparecen cortandose entre sí con diques de sienitas o pórfidos sieníticos.

En afloramiento, son rocas oscuras, variablemente alteradas, en ocasiones con numerosos enclaves xenolíticos (granitos y materiales metamórficos, incluso granulíticos). Además de los diques de lamprófidos alcalinos ("camptonitas"), en la Sierra de La Paramera se localiza un cuerpo diatrémico ("diatrema de La Paramera") formado por una brecha eruptiva poligénica camptonítica, que incluye fragmentos de rocas granulíticas, esquistos, granodioríticas-monzograníticas y de pórfido granítico.

PETROGRAFÍA:

Las diabasas s.s. presentan al microscopio una textura holocristalina de tendencia porfídica, con fenocristales de plagioclasa y augita. La matriz está formada por plagioclasa y clinopiroxeno como componentes fundamentales, y biotita, feldespato potásico, opacos, espinela y rutilo como accesorios. Entre los minerales secundarios más frecuentes se encuentran clorita epidota, carbonatos, talco, ceolitas y sericita.

Los diques de lamprófido presentan texturas lampróficas, con fenocristales de clinopiroxeno de tipo diópsido-augita, clinoclasa kaersutítica, y a veces, flogopita. La matriz está formada por microlitos de plagioclasa, clinoclasa, y clinopiroxeno con

opacos como accesorios. Como minerales xenolíticos frecuentes aparecen cuarzo y oligoclasa. Minerales secundarios comunes son carbonatos, clorita, epidota y talco.

CARACTERÍSTICAS GEOQUÍMICAS:

Consideradas en su conjunto, la composición de estas rocas se incluye en una asociación máfico-alcalina rica en potasio, los términos más felsíticos con cuarzo normativo y moderadamente peraluminicos, y donde Al_2O_3 , K_2O y P_2O_5 muestran una fuerte correlación positiva con la sílice. Respecto a los elementos traza, su correlación con la sílice es escasa aunque V, Cr, Co, Cu y Ni muestran una acusada correlación positiva con TiO_2 .

GEOCRONOLOGÍA:

No existen dataciones absolutas de estas rocas en este sector del Sistema Central. Por otra parte, dataciones sobre diques alcalinos norteados en otros sectores del Macizo Hespérico (Centroibérica portuguesa) indican una edad aproximada de $K/Ar = 223-203$ M.a. (FERREIRA Y MACEDO, 1979).

6.- METAMORFISMO

6.- METAMORFISMO

Dentro de la zona de estudio se pueden diferenciar dos episodios de metamorfismo principales (M_1 y M_2) y un último episodio de menor importancia asociado a un metamorfismo retrogrado (M_3). Estos episodios metamórficos se encuentran asociados con la Orogenia Hercínica.

Los metamorfismos M_1 y M_2 se asocian a dos eventos progradados, el primero de presiones intermedias, y el segundo de más baja presión y temperaturas elevadas, con el que se relacionan los procesos regionales de migmatización.

La evolución tectonometamórfica hercínica puede visualizarse de un modo esquemático en la Figura 1, que representa las trayectorias PTt para zonas profundas en la región de Segovia, y que pueden ser representativas para varias zonas catazonales del Macizo Hespérico.

Por último, se puede diferenciar un metamorfismo de contacto desarrollado por la intrusión de las rocas básicas y por los granitoides tardi- a posthercínicos.

6.1. METAMORFISMO M_1

Este episodio metamórfico, donde mejor se observa es al NO de la zona de estudio, ya que el resto de los afloramientos se encuentran afectados por fortísimos procesos de migmatización.

En esta zona (Hojas MAGNA de Guijuelo, 528 y Santa María del Berrocal, 529), se observa como aumenta la intensidad del metamorfismo de NO a SE, a la vez que se aprecia que la recrystalización y el tamaño de grano de las rocas aumenta.

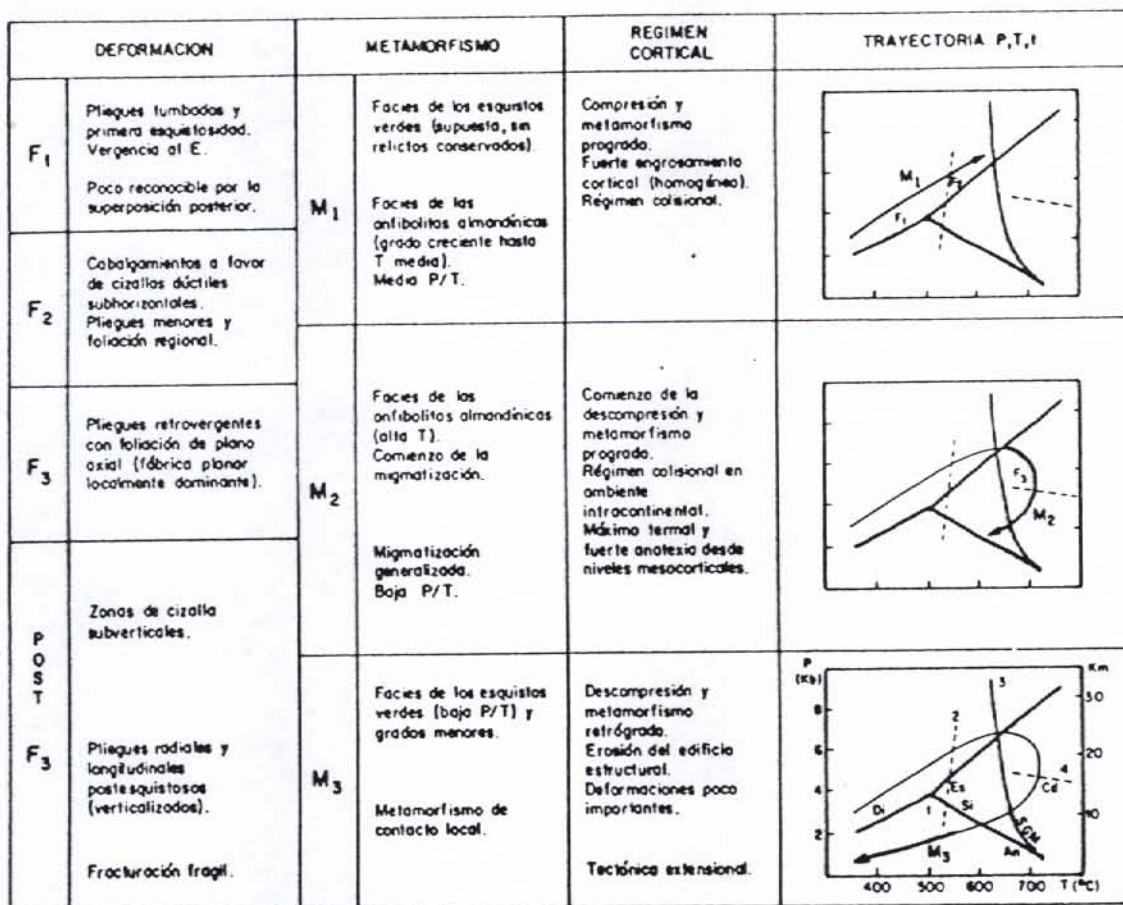


Figura 6.1.- Evolución tectorotérmica y trayectorias PTt, para la región de Segovia, Sierra de Guadarrama (ARENAS *et al.*, 1991).

La evolución de M_1 comienza con un proceso de engrosamiento cortical, coincidente con la etapa de la tectónica tangencial compresiva ($F_1 + F_2$), asociado a un evento progrado de temperatura media y presiones media-alta, llegando a alcanzar la facies de las anfibolitas almandínicas. Los efectos de la blastesis implican de neoformación de moscovita, biotita o ilmenita y granate almandínico dentro de composiciones pelíticas y semipelíticas.

En el granate se observan inclusiones de minerales orientados por la primera fase (F_1), y en cambio es rodeado por la esquistosidad de segunda fase (F_2). Este tipo de texturas se pueden observar en el sector del Macizo de la Cañada, en la esquina SE de la hoja MAGNA de Ávila (531), donde se citan rocas con paragénesis de grado medio con estaurolita y granate, sobre los que se sobreimponen paragénesis minerales de M_2 (cordierita, feldespatos).

También en esta etapa metamórfica, se produce la formación de estaurolita en las rocas de composición más pelítica.

6.2. METAMORFISMO M_2

El metamorfismo M_2 corresponde a un evento progrado, con unas condiciones de baja presión/alta temperatura y al cual se encuentran asociados los procesos regionales de migmatización y anatexia.

Este metamorfismo se relaciona con una etapa de descompresión, debida al colapso extensional del edificio hercínico (final de F_2 y comienzo de F_3). Este episodio extensional se manifiesta en la generación de zonas de cizallas subhorizontales (DIEZ BALDA *et al.*, 1992), donde la parte superior se desplaza en dirección SE, en relación con la parte inferior. ESCUDER (1995) indica trayectorias PTt distintas para las partes superior e inferior, dentro del Domo Gneísico del Tormes (Figura 6.2).

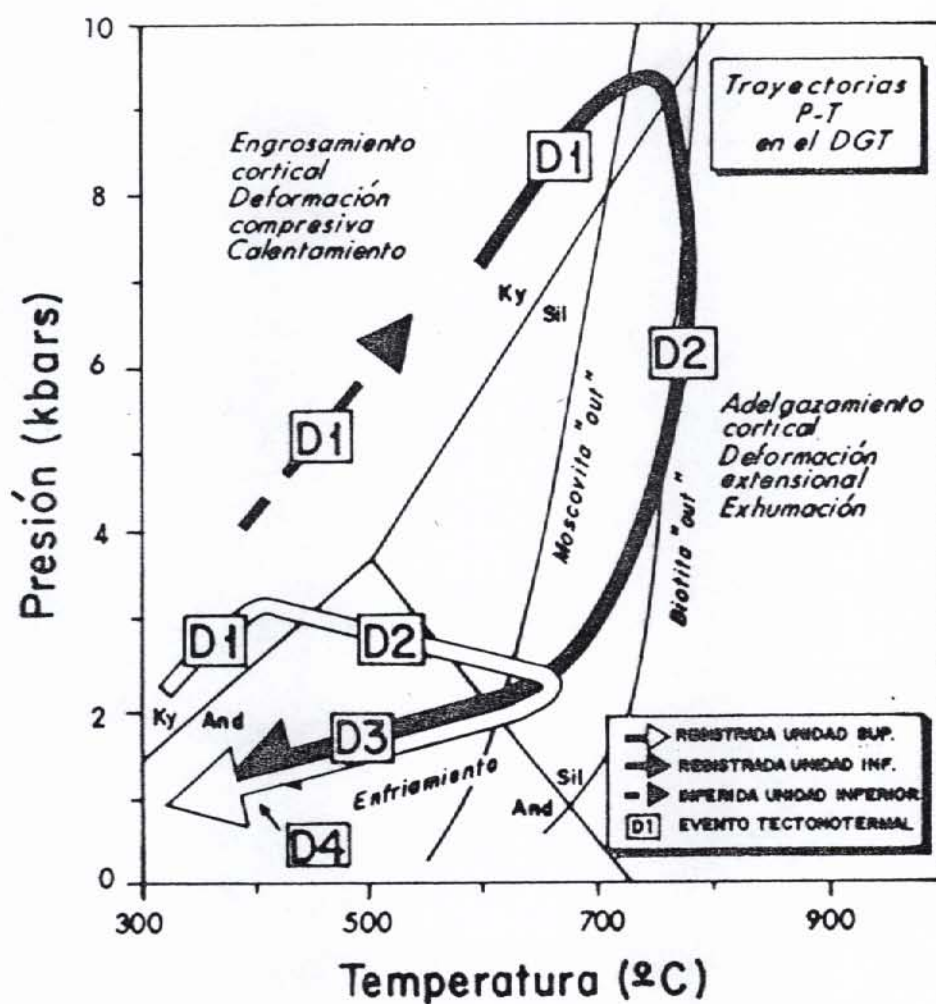


Figura 6.2.-Trayectorias PTt de las unidades superior e inferior del Domo Gneísico del Tormes (ESCUDER, 1995).

Con el inicio de esta etapa de carácter extensional, se produce un cambio en el gradiente térmico, dando comienzo la etapa de M_2 , caracterizado por bajas presiones (<5 kb) y temperaturas medias-altas (700° a 800° C). Durante ella se forma andalucita, que en numerosas áreas se forma a partir de la estaurolita de M_1 , sillimanita y cordierita. Es en esta etapa cuando el metamorfismo hercínico alcanza su máximo termal (facies anfibolita superior-facies granulítica de baja presión), produciéndose una fuerte migmatización, que da lugar a diversos complejos anatéticos en todo el Macizo Hespérico. Estos complejos están mejor desarrollados en la Zona Centro Ibérica y son ejemplo de ellos el Domo Gneísico del Tormes, Complejos Anatéticos de Béjar-Piedrahita, Toledo y Camariñas-Finisterre. Dentro de la zona se encuentran representados por el complejo de Béjar-Piedrahita (10) y por el de la Sierra del Valle (11).

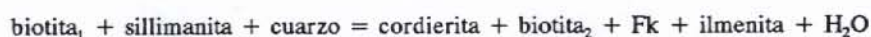
En este modelo tectonotermal, la génesis de granitoides es esencialmente post-engrosamiento, lo que coincide con el carácter tardiorogénico de la mayor parte de las rocas plutónicas hercínicas. El proceso de migmatización y génesis de los granitoides se inicia al final de la segunda fase de deformación hercínica (etapa extensional), continua durante la tercera fase y su final es anterior a la intrusión de los macizos tardi- a postcinemáticos.

Este metamorfismo M_2 afecta tanto a los granitoides previos y sincinemáticos como a los ortogneises glandulares tipo La Almohalla, gneises bandeados y a los granitoides que forman parte de los complejos anatéticos.

Las asociaciones minerales más representativas tienen como minerales característicos a biotita, cordierita, sillimanita y feldespato potásico. Asimismo, se observa que este conjunto de minerales se superpone a las estructuras previas de las rocas, e incluso interrumpe o poligoniza micropliegues de tercera fase.

Dentro de estas zonas anatéticas y dentro de los granitoides afectados por este metamorfismo, se desarrollan una serie de características texturales y mineralógicas comunes a todos ellos.

El desarrollo de cordierita como el mineral más característico. En general, se presenta con textura poiquilítica, incluye a cuarzo, biotita y sillimanita, lo cual nos puede indicar que la cordierita se origina a partir de la reacción continua indicada por PEREIRA *et al.* (1994) para el Complejo Anatético de Béjar-Piedrahita:



Otra característica de este proceso queda reflejada sobre la biotita, la cual sufre procesos de recrystalización y/o neoformación dando agregados policristalinos, donde estas biotitas muestran formas poligonales, algunas con puntos triples de unión y donde llegan a borrarse los signos de la deformación, quedando solamente una orientación relictas.

De forma puntual se llega a la fusión parcial de los granitoides, generando material cuarzo-feldespático (leucogranitos con abundantes prismas de cordierita, los cuales están completamente retrogradados a un agregado de micas verdes). Las dimensiones de estas masas de leucogranitos son centimétricas a métricas y en determinadas zonas pueden llegar a ser muy abundantes dando lugar a pequeños cuerpos de leucogranitos cordieríticos (Hoja de Piedrahita, 554).

En la zona Este se encuentran los afloramientos del Macizo de La Cañada, dentro del cual se pueden diferenciar dos conjuntos litológicos separados por un contacto gradual y que llega a coincidir más o menos con la falla de La Rinconada.

Así los materiales que se encuentran situados al Norte de la falla de La Rinconada (SE de la Hoja de Ávila), es un conjunto monótono de esquistos limolíticos y arenosos

con intercalaciones de metaareniscas laminadas y lentejones de cuarcitas laminadas grises. Estos materiales no han superado el grado bajo de metamorfismo, si bien han alcanzado la isograda del granate. Las asociaciones minerales que se encuentran son:

Rocas pelíticas o pelítico-arenosas: cuarzo + moscovita + biotita + granate.

Rocas con silicatos cálcicos: cuarzo + mica blanca + anfíbol + diópsido + esfena.

Para los materiales que se encuentran al Sur de la falla, tienen una mayor abundancia de intercalaciones metaarenosas, las lutitas son más masivas y se observan filitas negras silíceas. En este sector son frecuentes los segregados cuarzo-feldespáticos, que dan un aspecto de gneis a la roca. Estos materiales están afectados por un alto metamorfismo regional, reconociéndose fenómenos de fusión parcial. Estas condiciones también se observan en la parte Norte del macizo de La Cañada (NE de la Hoja de Ávila y su continuación hacia el Este). Las asociaciones minerales características de las litologías indican que en estos sectores experimentó un máximo térmico en condiciones de alto grado, por encima del límite de estabilidad de la moscovita y dentro de una zona con ortosa-sillimanita, similar al sufrido por amplias zonas del Sistema Central (ARENAS *et al.*, 1991 a y b).

El pico térmico, para los afloramientos del macizo de La Cañada, debió tener pues lugar en un rango termobarométrico perteneciente a la parte de alta T de la facies de las anfibolitas almandínicas, no alcanzándose la facies de las granulitas ni superándose unos valores de P intermedios. La intensa recristalización ligada al máximo térmico, unida a un posterior efecto del metamorfismo de contacto, ha obliterado en buena medida las paragénesis previas, conservándose únicamente escasos minerales relictos.

6.3. METAMORFISMO M_3

Este último episodio M_3 corresponde a un retrometamorfismo, en el que la trayectoria PTt termina con una fase de metamorfismo retrogrado de bajas presiones y temperaturas ($T^a < 600^\circ\text{C}$ y $P < 2,5 \text{ kb}$), con desarrollo de biotita, clorita, sustitución de la cordierita y silicatos de Aluminio por filosilicatos, así como reajustes de las paragénesis a condiciones de esquistos verdes, tanto para los materiales metamórficos como para los granitoides.

6.4. METAMORFISMO DE CONTACTO

En relación con el metamorfismo de contacto, se pueden diferenciar dos tipos, dependiendo de las características de las intrusiones que lo producen. El primero de ellos se encuentra asociado a la intrusión de las rocas básicas, en especial a las que se encuentran situadas al NO de la zona de estudio y el segundo se asocia con la intrusión de los granitoides tardihercínicos, que afecta a la casi totalidad de los materiales metasedimentarios. Aunque, en general, se podría hablar de un único proceso plutono-metamórfico, inducido por ambos materiales, ya que estos se encuentran asociados en el evento intrusivo.

El metamorfismo asociado con la intrusión de las rocas básicas se puede identificar al NO de la zona de estudio, donde los afloramientos de estas forman una alineación con una dirección NE-SO.

Este metamorfismo cuando afecta a materiales pelíticos determina paragénesis con Biot - Cord - Sill \pm Mosc \pm Plag \pm Cuarzo \pm Corindón, propias de la facies de corneanas hornbléndicas o bien paragénesis con Biot - Cord - Fk - Sill \pm Cuarzo \pm Plag \pm Corindón \pm Espinela, propias de facies de corneanas piroxénicas.

En algunas de las rocas más intensamente metamorfizadas se observan unos bandeados de aspecto migmatítico, donde las paragénesis que se observan son de Cord - Cuarzo - Fk \pm Plag para las bandas cuarzo-feldespáticas y de Biot - Cord \pm Sillimanita \pm Opacos para las bandas biotíticas. Este metamorfismo afecta a estructuras de tercera fase, produciendo removilizaciones o recrystalizaciones discordantes con ellas.

En relación con esta alineación de afloramientos de rocas básicas se pueden observar venas y diques de pegmatitas con cordierita y andalucita, las cuales pueden provenir de fundidos inducidos por su intrusión. La edad de este metamorfismo se puede situar entre M₂ y M₃.

El metamorfismo de contacto asociado con la intrusión de las granodioritas y monzogranitos biotíticos, porfídicos, desarrolla una aureola de contacto que afecta a los materiales metamórficos y ortogneisicos encajantes. Esto se traduce en una recrystalización de los minerales previos como cuarzo, feldespatos, biotita y neoformación de moscovita, biotita, andalucita y cordierita.

Las "**Capas del Mediana**", NE de la hoja de Ávila, tienen un metamorfismo regional de grado bajo, y posteriormente están afectados por metamorfismo de contacto debido a la intrusión de los granitoides tardi-hercínicos, que recrystaliza las texturas anteriores y determina la neoformación de andalucita.

7.- ESTUDIO GEOFISICO

7.- ESTUDIO GEOFÍSICO

La información geofísica recopilada de esta Hoja 1:200.000 incluye los datos gravimétricos del Macizo Hespérico (ENADIMSA, 1990) y el vuelo magnético-radiométrico de la misma zona (JEN-ENUSA, 1976). De estos datos, se han incluido en el presente informe los mapas geofísicos más significativos, eliminando la información redundante.

De los distintos métodos geofísicos mencionados se presentan los siguientes mapas:

GRAVIMETRÍA

- Mapa de Anomalía de Bouguer (densidad = 2,67 gr/cc). Densidad de medidas de 1 estación/16 km².

AEROMAGNÉTICO

- Mapa de Susceptibilidad Magnética. Altura de vuelo de 150 metros, espaciado de líneas 1 km.

RADIOMÉTRICOS

- Mapa de Anomalía de Potasio
- Mapa de Anomalía de Torio
- Mapa de Anomalía de Uranio

El primero (anomalía de Bouguer) presenta datos repartidos por toda la zona de estudio, aunque quedan áreas donde la densidad de datos es muy baja o nula y que corresponde con las partes más altas de la Sierra de Gredos (Sistema Central). Los cuatro mapas restantes sólo muestran datos del cuadrante Noroeste.

7.1. ANOMALÍA DE BOUGUER

El mapa gravimétrico refleja el efecto de varios factores:

- La situación estructural de esta zona del Sistema Central en el conjunto de la Península Ibérica, con un engrosamiento cortical hacia el SE de la zona, que genera valores de Anomalía de Bouguer entre -48 mGal (esquina NO) y -86 mGal (esquina SE).
- El control estructural ejercido por la fracturación hercínica, tardihercínica y alpina, que establece un sistema de bloques levantados y hundidos cientos de metros y a veces miles de metros.
- El contraste de densidad existente entre las litologías presentes en los primeros kilómetros de la corteza. Así, las litologías menos densas en la zona (rellenos terciarios, leucogranitos, granitoides ácidos) irán asociados con anomalías de mínimo relativo, mientras que las litologías más densas (metasedimentos, gneises, esquistos, rocas básicas e intermedias) generan anomalías positivas relativas sobre ellas.

El contorno de las isolíneas parece estar marcado por grandes fracturas subparalelas, en especial las que tienen dirección NE-SO y de NO a SE son: falla de Narrillos del Alamo-Castellanos y su continuación hacia el Sur por la falla de Las Angosturas, falla de Plasencia-Alentejo y falla de Navarredonda-Paramera (Figuras 7.1 y 7.2).

Las fracturas con dirección NNE-SSO a N-S coinciden con zonas donde el trazado de las isolíneas muestran un cambio hacia esas mismas direcciones. Las fracturas que se encuentran de Oeste a Este son: falla de Serranillos y su continuación hacia el Sur por las fallas de Navarrevisca y de Arenas de San Pedro, falla de Navamoral y su continuación hacia el Sur por la falla de Muares y, por último, la falla del Herradón-Casillas.

Dentro del mapa se pueden diferenciar dos grandes zonas, separadas por la falla de Plasencia-Alentejo, así en su parte Noroeste los valores de las isolíneas son superiores a -70 mGal, mientras en la parte Sureste son inferiores a -70 mGal. Esto nos puede indicar que los mayores espesores corticales se encuentra hacia el Sureste de la zona de estudio.

Otra familia de fracturas con importante control estructural sobre el trazado de las isolíneas, son las fracturas con dirección E-O, las cuales se encuentran principalmente en la parte oriental de la Hoja de Ávila. Las principales fracturas, incluidos los haces de diques, son: haz de diques de Ávila, haz de diques del Boquerón, haz de diques de la Paramera, falla de Zapatero-El Barraco, falla de Navarredondilla, falla de Navatagordo, falla de la Rinconada.

La geometría de las isolíneas de anomalía y el trazado cartográfico de los principales grupos litológicos de la zona de estudio muestran una estrecha relación, todo ello modificado de alguna forma por las grandes fracturas descritas anteriormente, aunque no hay una isolínea determinada que se ajuste de forma precisa a los contactos geológicos.

A partir de la superposición de los mapas geológico y de anomalía de Bouguer se pueden formar cinco grupos litológicos: metasedimentos (18), granitoides de dos micas (12, 16), complejos anatéticos (10, 11), granodioritas-monzogranitos (14) y monzogranitos (15) (ver Figuras 7.1 y 7.2).

Para los metasedimentos (18), los cuales afloran al NO de la zona de estudio, no existe una isolínea que se adapte de forma aproximada a su contacto, esto se puede deber a la existencia de cuerpos de ortogneises o de granitoides no aflorantes. Un ejemplo de esto se encuentra en los ortogneises de Bercimuelle, donde se observa una inflexión en el trazado de la isolínea -60 mGal.

Dentro de los granitoides de dos micas (12, 16) se observa como estos se encuentran sobre mínimos o bien próximos a ellos, con valores que varían desde -62 a -74 mGal, así en la parte S de los afloramientos de metasedimentos existe un mínimo de -62 mGal que coincide con el plutón de El Risco. El plutón de El Boquerón se encuentra sobre un mínimo con un valor de -68 mGal. Otro ejemplo lo constituye el macizo de Pedro Bernardo, situado sobre mínimos con valores de -74 mGal.

Los macizos anatócticos no muestran una definición muy clara en el mapa de anomalía de Bouguer. Así para el complejo anatóctico de Béjar-Piedrahita se sitúa en torno a valores -60 mGal, aunque al estar atravesado por la falla de Plasencia-Alentejo, se observa un cambio en los valores de la anomalía, como ya ha sido descrito anteriormente. Para el complejo anatóctico de la Sierra del Valle, los valores que se observan varían desde -70 a -76 mGal.

Para el grupo litológico formado por granodiorita-monzogranitos (14), no se puede asociar con unos valores determinados de la anomalía de Bouguer. En cambio el grupo compuesto por monzogranitos (15) se encuentra asociado a valores que oscilan entre -70 a -76 mGal, encontrándose mínimos en las zonas donde afloran. Al NO de la falla de Plasencia-Alentejo los valores son inferiores a -70 mGal, aunque su forma cartográfica coincide de forma grosera con el trazado e inflexiones de las isolíneas.

7.2. SUSCEPTIBILIDAD MAGNÉTICA

A partir de la superposición de los mapas geológico y de susceptibilidad magnética (Figura 7.3), se puede comprobar como se marcan dos zonas de forma muy intensa. La primera marca una lineación con dirección NE-SO y que se corresponde con el dique ultrabásico de Plasencia-Alentejo. Al SO de la zona de estudio el dique no aflora, pero se sigue marcando la anomalía de susceptibilidad magnética.

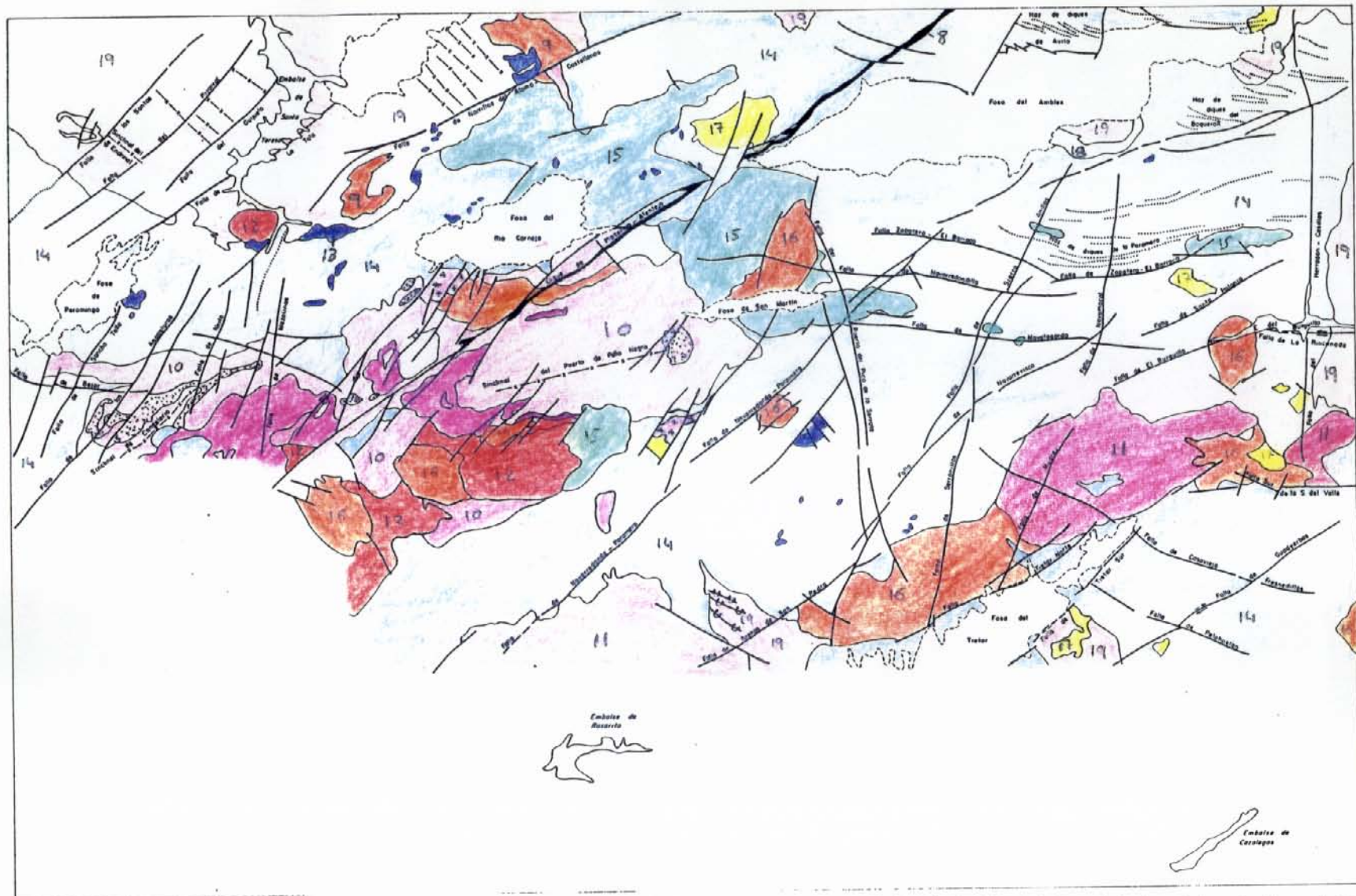


Figura 7.1.- Esquema geológico. 8: Dique de Plasencia-Alentejo. 9: Ortogneises. 10: Complejo Anatécico de Béjar-Piedrahita. 11: Complejo Anatécico de Sierra del Valle. 12: Granitoides de dos micas. 13: Rocas básicas-intermedias. 14: Granodioritas-monzogranitos biotítico porfídicos. 15: Monzogranitos biotítico porfídicos. 16: Granitos de dos micas porfídicos. 17: Leucogranitos. 18: Gneises y esquistos con sillimanita. 19: Metasedimentos.

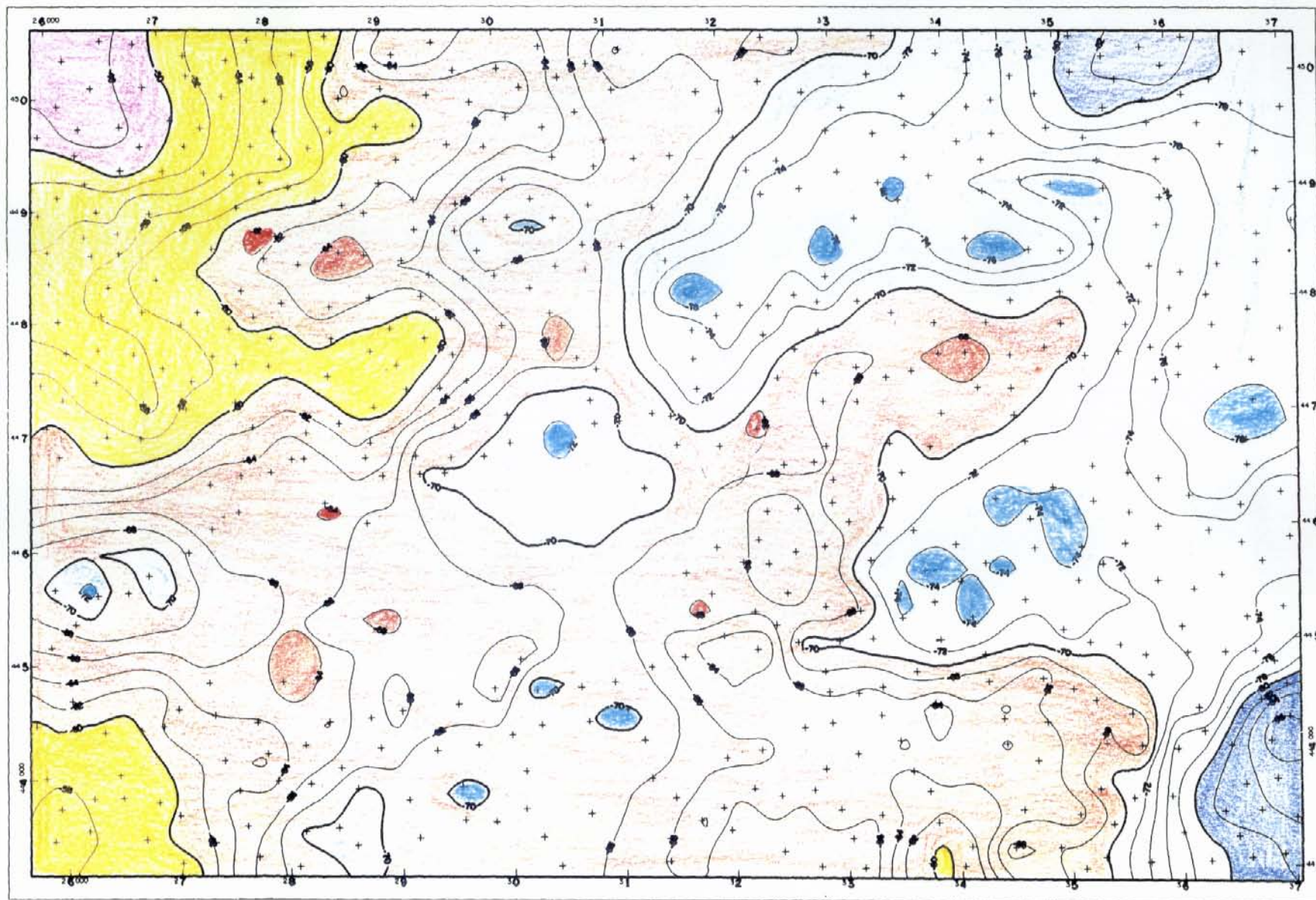


Figura 7.2.- Mapa de anomalía de Bouguer.

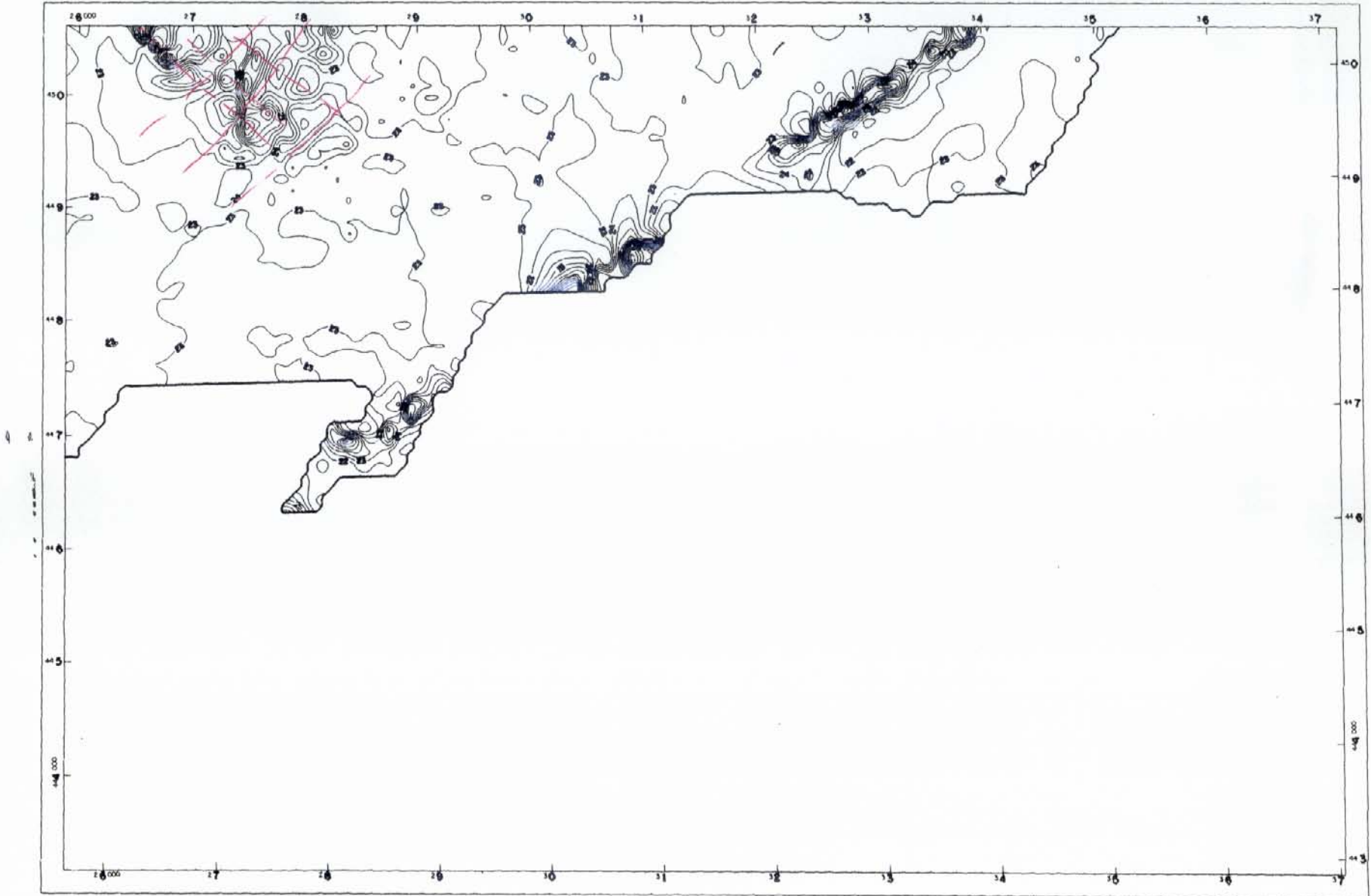


Figura 7.3.- Mapa de susceptibilidad magnética.

La segunda se encuentra en la esquina NE de la zona y pertenece a los materiales metasedimentarios con un grado metamórfico de grado bajo. Así la zona que falta corresponde a los metasedimentos que han sufrido el metamorfismo de contacto inducido por los granitoides tardíos y el cual cambia de alguna forma las propiedades de susceptibilidad magnética de los minerales. Dentro de la zona correspondiente al metamórfico de bajo grado se observan dos alineaciones, NO-SE y NE-SO, que corresponden a direcciones de pliegues hercínicos y fracturas, respectivamente.

7.3. ANOMALÍA DE POTASIO

De los cuatro mapas que presentan datos sobre el cuadrante NO, tal vez sea este el que da más juego a la hora de diferenciar las principales litologías y el que más se aproxima a los contactos (Figura 7.4).

La isolínea con un valor 2 % es la que más se aproxima al contacto entre metasedimentos (color rosa) y granitoides, incluso se puede diferenciar los dos afloramientos de ortogneises (Bercimuelle y Castellanos, color azul).

En la mitad del mapa, el contorno marcado por la isolínea con valor 2,4 marca una lineación con dirección NE-SO y que hacia el Oeste se inflexiona hacia E-O. En la banda con dirección NE-SO, esta isolínea se acomoda a los contactos del monzogranito biotítico, porfídico (15) de una forma bastante precisa. En la banda con dirección E-O, se observa una forma elipsoidal que se corresponde con el granito de dos micas de El Risco (12, color rojo).

En la parte Sur, la isolínea de valor 2 % marca el contacto entre el granitoide (14) y el complejo anatóctico de Béjar-Piedrahita (10).

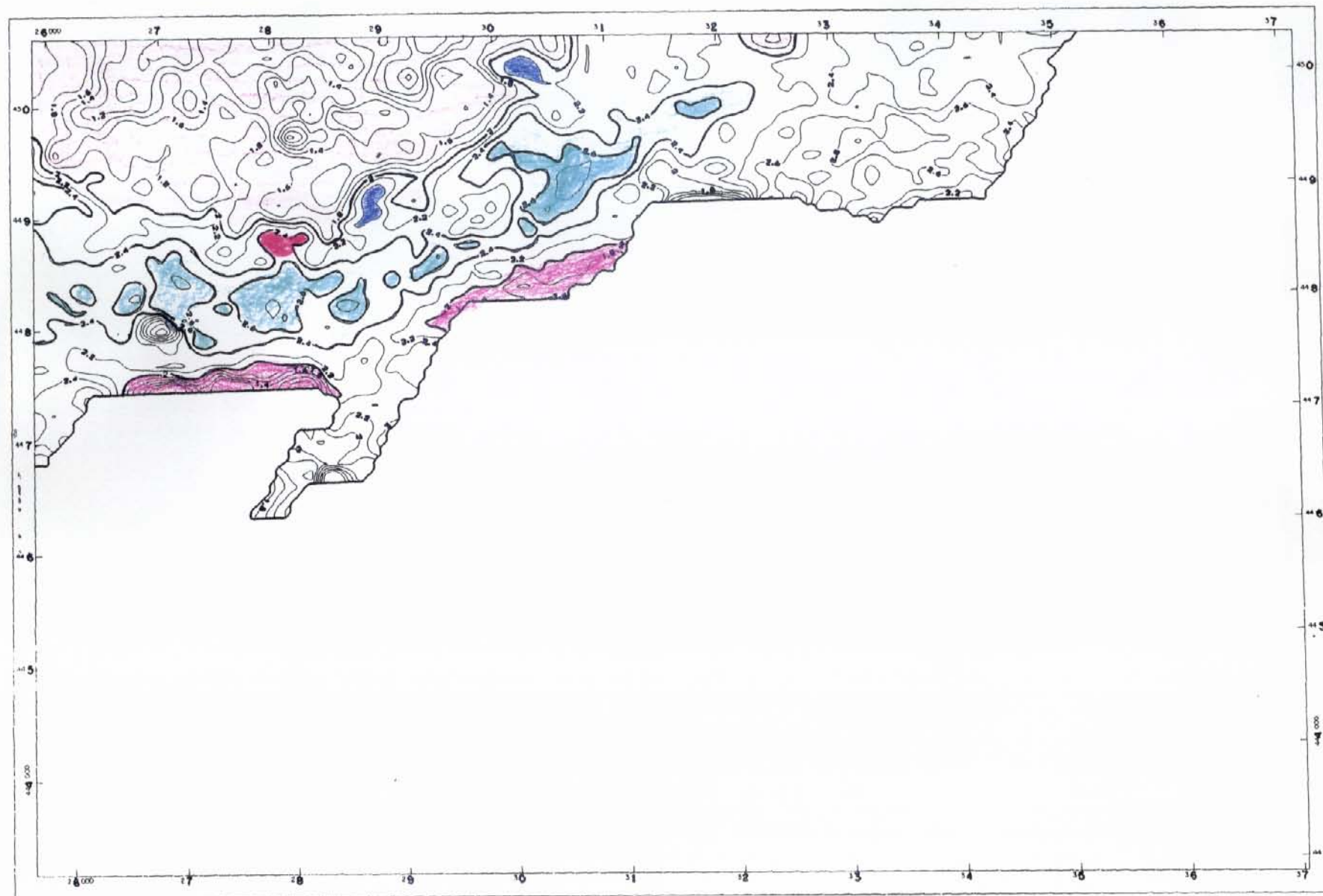


Figura 7.4.- Mapa de anomalía de Potasio.

Los datos que se obtienen de Potasio (K_2O) a partir de los análisis químicos realizados durante el proyecto MAGNA, de las distintas Hojas, si se comparan con los valores del mapa de anomalía de Potasio (K), se puede comprobar que los valores de los análisis químicos son más altos (son casi el doble) que los obtenidos mediante el vuelo radiométrico.

Así, los análisis químicos para rocas ígneas dan valores comprendidos entre 4 y 5, como valores medios, mientras que los valores de potasio (K) obtenidos por el vuelo radiométrico están comprendidos entre 2 y 2,4.

3.4. ANOMALÍA DE TORIO

En el mapa de anomalía de Torio (Th) se han señalado dos isolíneas con valores de 10 y 14 (Figura 7.5). Las isolíneas con valores inferiores o igual a 10 se corresponde con los afloramientos de metasedimentos (color rosa).

La isolínea con valor 14 presenta una inflexión que varia de NE-SO a E-O, coincidente con la inflexión indicada en el mapa de anomalía de potasio. La parte más oriental coincide con los afloramientos del monzogranito biotítico, porfídico (15). La banda con dirección E-O coincide con la zona de granodioritas-monzogranitos biotíticos, porfídicos que contienen afloramientos de rocas básicas.

En la parte central (color rojo), la isolínea con valor 14 indica los afloramientos correspondientes al granito de dos micas (12, plutón de El Risco).

7.4. ANOMALÍA DE URANIO

El mapa que representa la anomalía de Uranio (U) es el que menos información aporta a la hora de estudiar los distintos materiales de la zona (Figura 7.6).

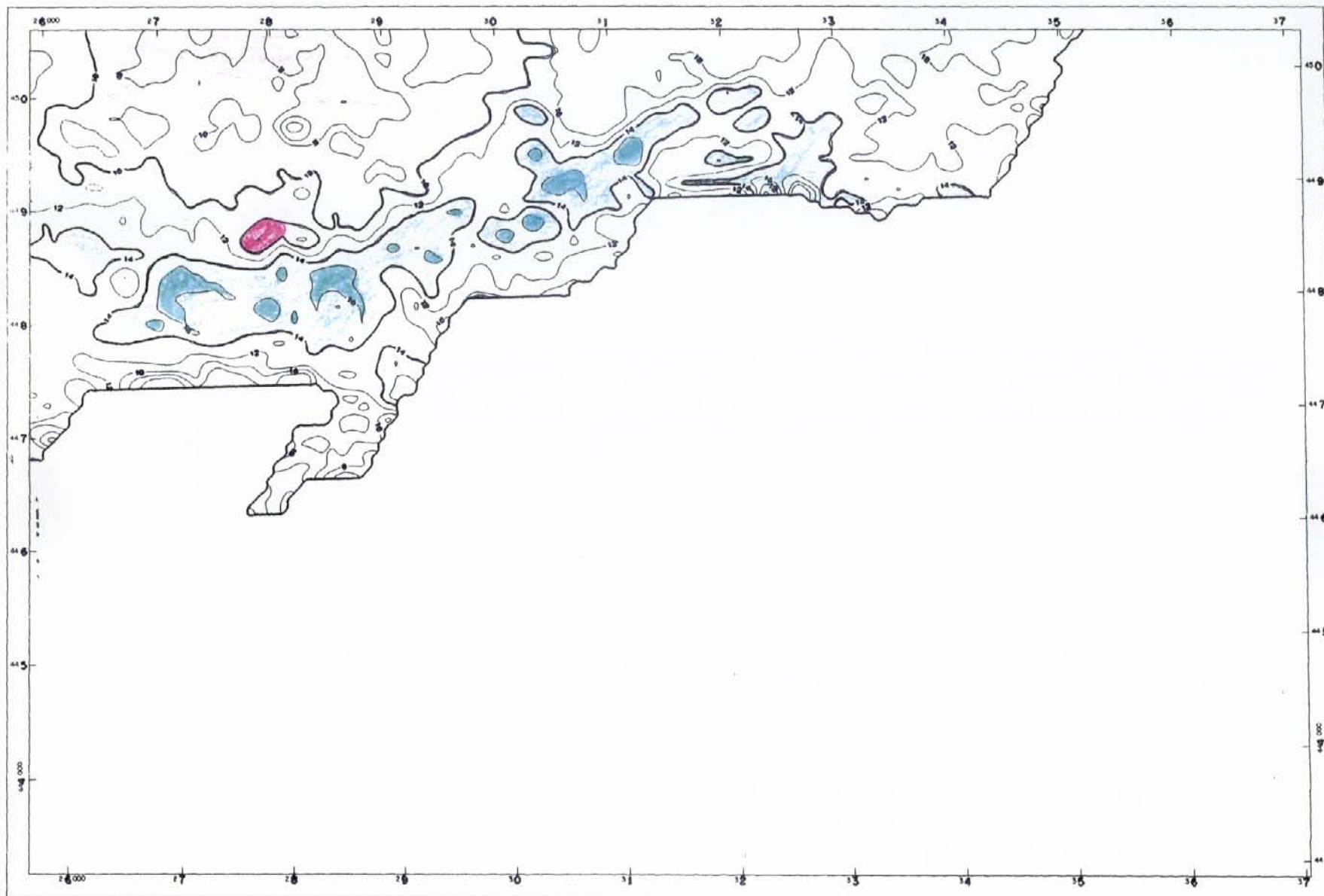


Figura 7.5.- Mapa de anomalía de Torio.

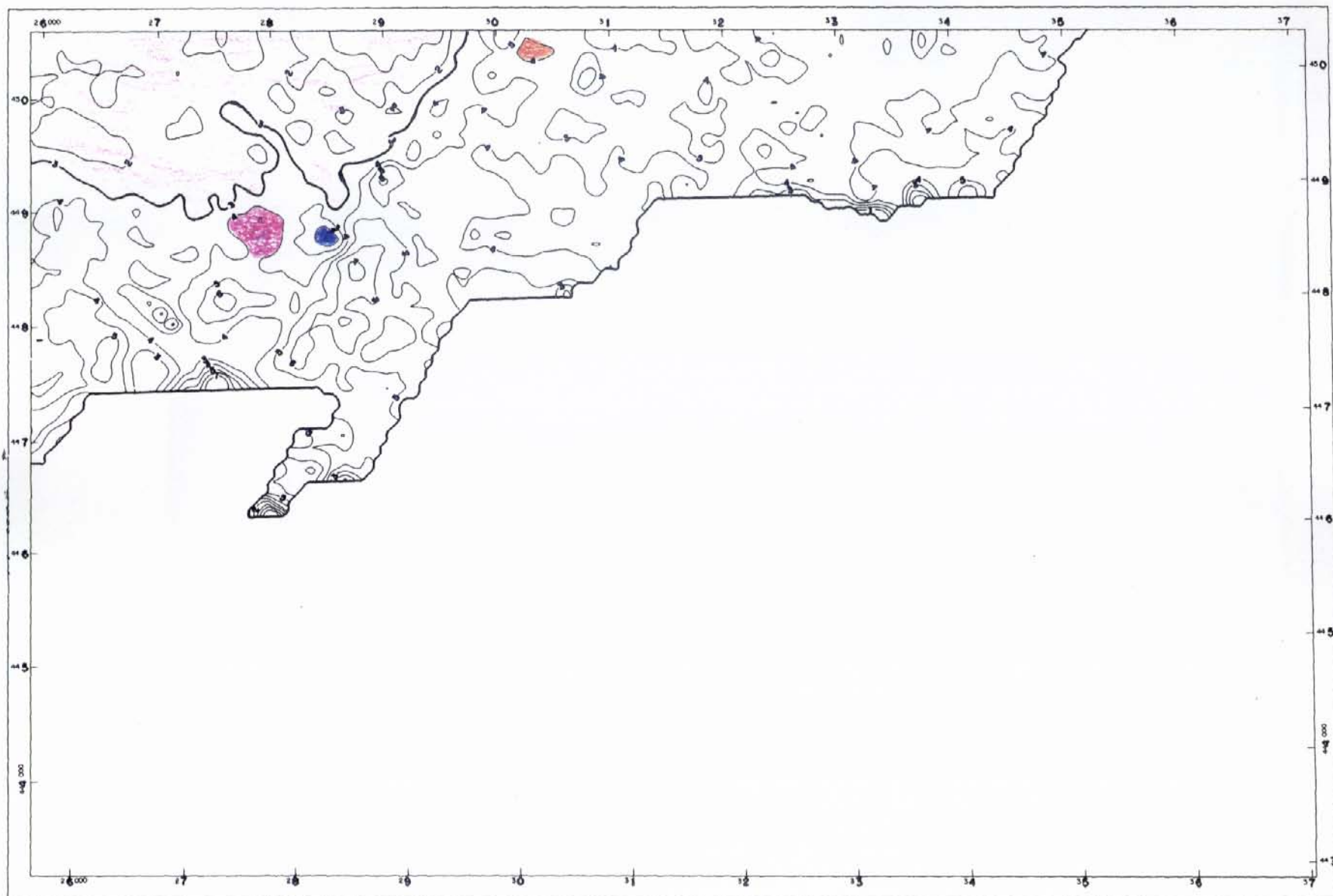


Figura 7.6.- Mapa de anomalía de Uranio.

La isolínea que contiene valores inferiores a 3 marca los afloramientos de metasedimentos (color rosa), con un contorno menor, esta disminución puede corresponder a la zona de metasedimentos afectados por metamorfismo de contacto.

El plutón de El Risco (12, granito de dos micas, color rojo) queda muy bien reflejado, marcado por la isolínea con valor 4 y hacia valores superiores. También se diferencian los afloramientos de rocas básicas (color azul), situadas al Este del macizo granítico. De forma más grosera queda reflejada la presencia de los ortogneises de Castellanos (color marrón).

8.- BIBLIOGRAFIA

8.- BIBLIOGRAFÍA

- ALVAREZ NAVA, H.; GARCIA CASQUERO, J.L.; GIL TOJA, A.; HERNAN URROZ, J.; LORENZO ALVAREZ, S.; LOPEZ DIAZ, F.; MIRA LOPEZ, M.; MONTESERIN, V.; NOZAL, F.; PARDO, M.V.; PICART, J.; ROBLES CASAS, R.; SANTAMARIA, J. y SOLE, J. (1988).- Unidades litoestratigráficas de los materiales precámbrico-cámbricos de la mitad suroriental de la Zona Centro Ibérica. *Comunicaciones II Congreso Geol. España*, Granada, vol. 1, pp. 19-22.
- ARENAS, R.; FUSTER, J.M.; GONZALEZ LODEIRO, F.; MACAYA, J.; MARTIN PARRA, L.M.; MARTINEZ CATALAN, J.R. y VILLASECA, C. (1991 a).- Evolución metamórfica hercínica de la región de Segovia (Sierra de Guadarrama). *Rev. Soc. Geol. España*, 4: pp. 195-201.
- ARENAS, R.; FUSTER, J.M.; MARTINEZ-SALANOVA, J.; OLMO SANZ, A. del; PEDRAZA, J.; VILLASECA, C.; BARDAJI, T.; CENTENO, J.D.; FERNANDEZ, P.; IBARROLA, E.; MACAYA, J.; CAPOTE, R.; GONZALEZ CASADO, J.M.; VICENTE, G. de; MERLO, A.; HUERTAS, M.J. y RUIZ GARCIA, M.T. (1991 b).- Mapa y Memoria de la Hoja nº 483 (Segovia). 2ª serie del Mapa Geológico Nacional a escala 1:50.000 (MAGNA). ITGE, Madrid.
- DIEZ BALDA, M.A.; AYARZA, P. y MARTINEZ CATALAN, J.R. (1992).- El cizallamiento dúctil subhorizontal de la segunda fase hercínica al Sur de Salamanca: engrosamiento y colapso extensional. *III Congr. Geol. España. Simp. 2*, pp. 365-374.

ESCUDE, J. (1995).- *Evolución tectonotermal del Domo Gnéisico del Tormes, Salamanca, NO del Macizo Hespérico. Implicaciones para la historia compresional y extensional de la Zona Centro Ibérica*. Tesis Doctoral, Dpto. de Ciencias de la Tierra, Univ. de Zaragoza, 304 pp. y anexos.

PEREIRA, M.D. y BEA, F. (1994).- Cordierite-producing reactions in the Peña Negra Complex, Avila Batholith, Central Spain: the key role of cordierite in low-pressure anatexis. *The Canadian Mineralogist*, vol. 32, pp. 763-780.