INFORME COMPLEMENTARIO

DE

CARTOGRAFIA ESTRUCTURAL DE GRANITOS

HOJA Nº529 SANTA MARIA DEL BERROCAL

HOJA Nº530 VADILLO DE LA SIERRA

HOJA Nº531 AVILA DE LOS CABALLEROS

E.N.ADARO.S.A.

1992

CARTOGRAFIA GEOLOGICO-ESTRUCTURAL DE LOS GRANITOS AFLORANTES EN LAS HOJAS Nº 529 (SANTA MARIA DEL BERROCAL), 530 (VADILLO DE LA SIERRA) Y 531 (AVILA DE LOS CABALLEROS)

1.- INTRODUCCION

Este informe forma parte de los trabajos complementarios correspondientes al Proyecto MAGNA (denominado Tiétar) que comprende las siguientes Hojas 1:50.000: 529 (Santa María del Berrocal), 530 (Vadillo de la Sierra), 531 (Avila de los Caballeros), 599 (Jaraiz de la Vera), 600 (Villanueva de la Vera), 601 (Navalcán), 602 (Navamorcuende), 624 (Navalmoral de la Mata), 625 (Lagartera), 626 (Calera y Chozas), 655 (Los Navalmorales), 656 (Gálvez), 657 (Sonseca), 658 (Mora) y 684 (Navahermosa).

En el presente informe se hace referencia al área ubicada en las Hojas: 529 (Santa María del Berrocal), 530 (Vadillo de la Sierra) y 531 (Avila de los Caballeros). En el mismo se sintetiza la cartografía MAGNA en un mapa geológico-estructural (ver mapa adjunto a escala 1:100.000), cuyo objetivo principal es destacar las distintas facies graníticas diferenciadas durante la realización de las citadas Hojas MAGNA. Por otra parte, no se pretende realizar una tipología granítica con significado petrogenético, sino más bien una agrupación por facies litológicas y sus relaciones con los eventos tectonometamórficos principales de la orogenia hercínica. En este sentido los criterios seguidos son petrográfico-composicionales, tipo de yacimiento y estructurales (granitos con fábrica isótropa o anisótropa).

El área de estudio es de aproximadamente 1582 Km^2 (la abarcada por las mencionadas Hojas 1:50.000), de los cuales unos 1170 Km^2 corresponden a rocas ígneas (74%) y el resto a metasedimentos y depósitos terciarios y/o cuaternarios. Desde el punto

de vista geológico está situada en la ZCI en la vertiente Norte de la Sierra de Gredos. Geográficamente corresponde a la provincia de Avila, excepto el tercio occidental de la Hoja nº 529 (Santa María del Berrocal) que pertenece administrativamente a la provincia de Salamanca.

El presente informe se completa con un mapa esquemático a escala 1:200.000 en el que se refleja los grandes conjuntos litológicos (rocas ígneas, metasedimentos y depósitos terciarios y/o cuaternarios) y los principales rasgos estructurales (disposición de afloramientos, fracturación y anisotropía interna de los cuerpos graníticos).

2.- ROCAS IGNEAS

El área de estudio se caracteriza por el predominio de afloramientos graníticos que representan aproximadamente el 74% de la misma; correspondiendo el resto a materiales metamórficos de distinto grado (migmatitas a esquistos) de edad probable Precámbrico-Cámbrico Inferior y a depósitos de edad Terciario y Cuaternario.

El estudio y descripción de las rocas graníticas s.l. se ha realizado, tal como se ha indicado anteriormente, según criterios composicionales, estructurales (relaciones respecto de las principales fases de deformación hercínicas) y tipos de yacimiento, de la siguiente manera (Mapa geológico-estructural adjunto).

- Rocas graníticas deformadas (prehercínicas y/o hercínicas precoces)

* Ortoneises biotíticos glandulares con ± moscovita
* Ortoneises leucocráticos

- Granitos no deformados (tardihercínicos)

* Rocas básicas e intermedias (gabros, dioritas, cuarzodioritas y ± tonalitas)
* Granodioritas y tonalitas biotíticas heterogéneas de grano medio
* Adamellitas (monzogranitos) biotíticos con anfíbol, allanita y megacristales de felk de grano medio/grueso
* Adamellitas (monzogranitos) biotíticos con anfíbol y allanita de grano medio/grueso
* Granodioritas y/o adamellitas (monzogranitos) con megacristales de feldk

de grano medio

* Granitos biotíticos, ± cordierita, ± moscovita, de grano grueso
* Monzogranitos porfídicos biotíticos de grano grueso
* Granodioritas biotíticas con moscovita, ± cordierita y ± andalucita
* Leucogranitos biotíticos de grano fino
* Granitos biotíticos-moscovíticos de grano fino

- Rocas filonianas tardihercínicas

* Diques básicos, intermedios y/o lamprofídicos
* Diques de leucogranitos aplíticos, biotíticos con moscovita y ± cordierita
* Diques de tendencia sienítica
* Diques de pórfidos graníticos
* Diques de pegmatoides no deformados
* Diques de cuarzo

- Rocas filonianas posthercínicas

* Diques de diabasa/gabro de Alentejo-Plasencia

2.1.- ROCAS GRANITICAS DEFORMADAS (PREHERCINICAS Y/O HERCINICAS PRECOCES)

Bajo esta denominación se incluyen aquellos cuerpos que muestran una fábrica interna foliada concordante con la que presentan los materiales encajantes. Este es el caso de las series de Castellanos, Narrillos del Alamo-Bercimuelle, diques de pegmatoides tectonizados (Hoja MAGNA nº 529, Santa María del Berrocal), ortoneises biotíticos glandulares de La Cañada y Sierra de Yemas y ortoneises leucocráticos metagraníticos y pegmatitas foliadas (Hoja MAGNA nº 531, Avila de los Caballeros). Estas litologías son agrupadas en el presente estudio bajo la denominación de ortoneises biotíticos glandulares

localmente con ± moscovita (2) y ortoneises leucocráticos (3). Estos últimos corresponden, en su mayor parte, a cuerpos con geometría tabular (filoniana).

El término prehercínico hay que tomarlo con ciertas reservas, ya que no se conoce la edad de los cuerpos gneísicos que integran estas unidades, solamente se sabe que muestran la misma deformación y metamorfismo que los materiales esquistosos en los que están ubicados. Podrían, por consiguiente, estar relacionados con etapas tempranas de la orogenia hercínica y responder a cuerpos ortoderivados hercínicos precinemáticos. Sin embargo, el posible tránsito de gneises tipo Castellanos a porfiroides en el río Agudín o incluso a rocas con nódulos calcosilicatados (FRANCO y CASTRO, 1983) sugiere un posible origen volcano-sedimentario, y, por consiguiente, una edad prehercínica para algunos de estos gneises, ya que la serie encajante es de edad Cámbrico Inferior (DIEZ BALDA et al., 1990). Ante la falta de datos precisos en este sentido parece razonable agruparlas bajo la denominación de rocas prehercínicas y/o hercínicas precoces para referirnos a aquellos cuerpos gneísicos que muestran una deformación y/o metamorfismo aparentemente similar a la de los materiales encajantes (esquistos, micacitas, paragneises, etc.).

El hecho de que sólo F_2 y F_3 (y M_2, M_3 y M_4) se haya reconocido en estas rocas parece apoyar un emplazamiento hercínico precoz. Por consiguiente, la denominación de cuerpos prehercínicos debe entenderse en el sentido de que están afectados por los eventos tectonometamórficos hercínicos principales que presenta el encajante esquistoso (CEG) incluida la F_2. Ya que la F_1 sólo ha podido ponerse de manifiesto, de forma local, en el encajante, por la presencia de algunos minerales pre-S_2, que no se han visto en las series neísicas (Hoja MAGNA nº 529, Santa María del Berrocal).

2.2.- ROCAS IGNEAS HERCINICAS

Se engloban aquí las rocas ígneas cuya génesis y emplazamiento están directamente relacionados con los eventos tectono-metamórficos que tuvieron lugar durante el desarrollo de la Orogenia Hercínica. Ahora bien, dependiendo del momento de

su génesis y/o emplazamiento respecto de las fases mayores de deformación, pueden ser subdivididos en: sincinemáticos, tardicinemáticos y postcinemáticos. Los criterios habrá que buscarlos en la presencia o no de fábricas internas en los propios macizos graníticos que sean atribuibles a algunas de las fases de deformación principales. Para ello será imprescindible discernir entre fábricas de origen magmático debidas a la propia cinemática de emplazamiento del magma granítico (fluidalidad magmática) de aquellas otras que son debidas a esfuerzos externos de carácter regional. A veces, muchos plutones graníticos muestran estructuras deformativas internas, especialmente en zonas marginales, que son producidas por mecanismos relacionados con el emplazamiento forzado de la propia masa granítica. Por ello será de capital importancia determinar el análisis de las trayectorias de las fábricas interna y externa a la masa granítica de manera que podamos comparar las relaciones entre ambas estructuras.

En el caso que nos ocupa, la mayor parte de las rocas graníticas de este apartado, muestran fábricas anisótropas o débilmente foliadas que sugiere un emplazamiento posterior a las dos fases mayores de deformación hercínica (F_1 y F_2), por consiguiente en este estudio son consideradas como tardicinemáticas. En la literatura geológica de la zona, la mayoría de estos granitoides (granitos, monzogranitos y granodioritas) son generalmente conocidas como "granodioritas tardías" (FRANCO, 1980; FRANCO y CASTRO, 1983; GARCIA DE FIGUEROLA et al., 1983; FRANCO y SANCHEZ GARCIA, 1987).

Las rocas básicas (gabros a tonalitas), por su parte, constituyen pequeños afloramientos, y tampoco muestran estructuras internas deformativas que indiquen una historia hercínica temprana.

2.3.- ROCAS FILONIANAS

En cuanto a las rocas filonianas con geometría tabular (diques) se han agrupado como sigue: tardihercínicas y posthercínicas.

No se incluyen aquí los diques de pegmatoides tectonizados asociados a las series de Narrillos-Bercimuelle y Castellanos, qué a pesar de su forma de yacimiento filoniano, se incluyen en el apartado de rocas deformadas prehercínicas y/o hercínicas precoces. Estas rocas muestran fábricas foliadas (F_2) concordantes con su entorno encajante, generalmente metasedimentos.

Los distintos tipos de rocas filonianas muestran una disposición concordante con los dos principales sistemas de fracturación. Los más importantes corresponden a pórfidos graníticos que presentan una dirección general E-O a NE-SO, al igual que los de leucogranitos, de cuarzo y básicos. Sin embargo, los diques de tendencia sienítica se disponen preferentemente según directrices norteadas.

Un caso particular representa el dique-falla de Alentejo-Plasencia que se dispone también según el sistema de fracturación más importante de la zona (NE-SO) y cuya edad y significado geológico permite agruparlo independientemente de los demás diques.

En ninguno de ellos se aprecian deformaciones importantes salvo fracturación local y/o alteraciones en el encajante. En algún caso se reconocen disposiciones fluidales paralelas a la dirección del dique.

3.- FASES TECTONOMETAMORFICAS

No hay ninguna evidencia dentro del área de estudio de deformaciones antecámbricas ni tampoco en su entorno inmediato (DIEZ BALDA et al., 1990). Por consiguiente, aparte de la deformación sárdica (por otra parte, tampoco observada en el área estudiada, debido probablemente a la escasez de afloramientos Ordovícicos y al intenso metamorfismo y deformación), que dio lugar a plegamientos sin desarrollo de esquistosidad, la estructura general de la zona es consecuencia directa de los eventos tectonometamórficos desarrollados por la Orogenia Hercínica, ya que durante la Alpina sólo tiene lugar una tectónica frágil dominada por movimientos en la vertical que dan lugar a una compartimentación en bloques con la consiguiente formación de cubetas, donde tiene lugar la sedimentación de los depósitos terciarios aflorantes en la zona (cuencas de Corneja, Amblés, etc.).

Tanto los metasedimentos, como los ortoneises biotíticos glandulares (Bercimuelle, Castellanos y La Cañada) y ortoneises leucocráticos (pegmatoides tectonizados, según terminología MAGNA), muestran los efectos de una deformación polifásica y de un metamorfismo, igualmente, polifásico y plurifacial.

De una manera sintética los acontecimientos tectónicos y metamórficos del área de estudio se pueden referir a cuatro etapas de metamorfismo (M_1, M_2, M_3 y M_4) y tres fases mayores de deformación (F_1, F_2 y F_3). Todos ellos se ponen de manifiesto en los metasedimentos de la Formación Monterrubio (CEG), mientras que en los ortoneises sólo se han reconocido con seguridad las fases F_2 y F_3 y las etapas metamórficas M_2, M_3 y M_4.

La primera fase (F_1), dio lugar a pliegues de dirección general NO-SE, de longitud de onda kilométrica con desarrollo de una esquistosidad de plano axial. Asociada a esta

fase de deformación se reconoce la primera etapa de metamorfismo (M_1), puesta de manifiesto por la presencia de biotitas, granates y moscovita (?), de caracteres pre-S_2. Según DIEZ BALDA (1986) esta etapa llega a alcanzar la zona de la estaurolita. El hecho de no haber detectado los efectos de M_1 en los cuerpos neísicos de Castellanos y Bercimuelle (ver memoria MAGNA de la Hoja nº 529, Santa María del Berrocal) abre la posibilidad de que la intrusión de estos cuerpos tuviese lugar con posterioridad a F_1, en cualquier caso fue pre-F_2.

La F_2 generó zonas de cizalla subhorizontales con dirección N120°-135°E y sentido de movimiento hacia el E. Durante esta fase se producen pliegues angulares e isoclinales; lo que dio lugar a una esquistosidad subhorizontal (S_2) y a la deformación de los cuerpos neísicos aludidos que actualmente afloran en los núcleos de antiformas de F_3. Localmente se reconocen bandas de cizallamiento dúctil y estructuras S-C en los granitoides deformados que indican movimientos hacia el E de las zonas superiores con respecto a las inferiores (DIEZ BALDA et al., 1990).

La F_3 da lugar a suaves pliegues que generan antiformas y sinformas de gran radio de dirección N100°-120°E, con desarrollo de una esquistosidad subvertical de crenulación (S_3) de desigual intensidad, según las zonas, que afecta y depende fundamentalmente del desarrollo alcanzado por S_2. Por consiguiente, la S_3 se localiza preferentemente en los núcleos de las antiformas de F_3 (neises de Castellanos y Bercimuelle); así como, en otros puntos próximos al área cubierta por las hojas de estudio, tales como antiforma de Martinamor, sinforma de Armenteros, sinforma de Tala, etc. (FRANCO y CASTRO, 1983; DIEZ BALDA, 1986; CASTRO, 1987; DIEZ BALDA et al., 1990).

Por su parte, el metamórfico hercínico (M_3) parece alcanzar su climax en una etapa tardicinemática con respecto a F_3, ya que llega a borrar las crenulaciones (S_3) de esta fase de plegamiento o incluirlas en los blastos de cordierita y/o plagioclasa recristalizada bajo la forma de pliegues helicíticos. El metamorfismo M_3 conlleva, a menudo, una corneanización de los metasedimentos y ortogneises, y cerca de los granitos

tardicinemáticos o dentro de los mismos se observan movilizaciones con desarrollo de fundidos biotíticos y la formación de migmatitas de contacto de tipo schotten y nebulítico. En los ortoneises de Bercimuelle se han observado fenómenos de fusión tardía. Por consiguiente, este metamorfismo alcanza condiciones de grado alto con fenómenos de migmatización local, preferentemente en las inmediaciones de los cuerpos graníticos tardíos, por lo que se podría pensar en un metamorfismo de contacto. Sin embargo, no parece ser este el caso, sino más bien responder a un plunotometamorfismo que llega a afectar a zonas más extensas de las localizadas, especialmente en la Hoja de Santa María del Berrocal, como áreas bajo la influencia clara de metamorfismo de contacto.

En cuanto al metamorfismo M_4 hay que indicar que se trata de una etapa retrometamórfica que se manifiesta especialmente como una fuerte degradación de la cordierita y de los silicatos de Al.

4.- ESTRUCTURA INTERNA DE LOS CUERPOS GRANITICOS

4.1.- ESTRUCTURAS DE DEFORMACION AL ESTADO SOLIDO

Cuando la deformación tiene lugar al estado sólido y bajo condiciones de ductilidad, los granos de cuarzo (mineral más dúctil del granito, y en consecuencia, el primero en registrar una deformación post-consolidación a alta o moderada temperatura) se caracterizan por presentar una forma elipsoidal alargada según la dirección de estiramiento que definen una foliación junto con el resto de los constituyentes minerales. Se desarrollan entonces, nuevos granos, subgranos, etc. Si la deformación es intensa tiene lugar el desarrollo de las estructuras características de los ortoneises (cuarzos acintados, estructuras S-C, micas en forma de "pez", porfiroclastos rotados de feldespatos, sombras de presión, feldespatos rotos y recristalizados en los bordes, etc.).

Otro tipo de deformación es el que se produce asociado al juego de fallas tardías en condiciones frágiles y que dan lugar a zonas de cataclasis en las que predomina la trituración mecánica de los minerales. Este tipo de deformación suele ir acompañado a veces de cierta actividad hidrotermal con relleno de fracturas o alteración de los minerales.

4.1.1.- DEFORMACION DUCTIL

4.1.1.1.- ORTONEISES BIOTITICOS CON ± MOSCOVITA

Como ya se ha indicado están afectados por F_2 y ocupan los núcleos de antiformas de F_3. No existen datos que indiquen que están afectados por F_1 y/o M_1. La deformación tiene lugar en condiciones dúctiles bajo esfuerzos regionales a moderadas o altas temperaturas.

La fábrica de estas rocas es fuertemente anisótropa y está marcada por una foliación neísica definida por la orientación de biotita y estiramiento de la fracción cuarzo-feldespática; las biotitas son las que mejor definen la foliación llegando a rodear a las glándulas de feldespato.

En el caso de los ortoneises de Castellanos la foliación presenta una dirección NO-SE paralela a la de los metasedimentos (S_2) encajantes. El eje de la antiforma tiene una dirección NO-SE y una inclinación (pluge) de unos 20° al NO, en relación con esta estructura se desarrolla una crenulación subvertical (S_3) poco desarrollada que afecta a S_2 (GARCIA DE FIGUEROLA et al., 1983).

Los ortoneises de Bercimuelle muestran una dirección de afloramiento y estructural (eje del pliegue) perpendicular a la que presentan los de Castellanos, es decir, NE-SO. La foliación planar o planoliar es igualmente de F_2, y es concordante con la esquistosidad S_2 de los metasedimentos encajantes. Por lo general presenta un buzamiento escaso entorno a los 20-30° dibujando una estructura de domo anticlinal.

Los ortoneises porfiroides de Narrillos del Alamo presentan además zonas de cizallas dúctiles de componente normal con dirección E-O y buzamiento de 70° al N. Estas cizallas (S-C) han sido interpretadas (FRANCO y CASTRO, 1983) como relacionadas con el ascenso (esfuerzos de origen intrusivo) de este domo formando parte de dos sistemas conjugados que indican un acortamiento en la vertical. La posterior verticalización de uno de estos sistemas, como consecuencia de la elevación de la lámina de neises, da lugar a que actúe funcionando (uno sólo de estos juegos) como cizalla simple normal. Esta interpretación implica que los planos S y C cambian progresivamente de condiciones genéticas con el tiempo; es decir, pasan de cizalla pura a cizalla simple.

Los afloramientos de La Cañada y Sierra de Yemas (Hoja nº 531, Avila de los Caballeros) también muestran una fábrica foliada de F_2. En la zona N de La Cañada (NE del área de estudio) las rocas neísicas muestran una menor deformación, pudiendo atribuirse

ésta a F_1 (Hoja MAGNA nº 531, Avila de los Caballeros).

4.1.2.- DEFORMACION FRAGIL

Está asociada al juego de fracturas tardías originadas durante los últimos episodios de la Orogenia Hercínica y a su reactivación en épocas alpinas.

En la región existen dos grandes sistemas de fracturación con direcciones N20°-70°E y N110°-170°E. Ambos sistemas tienen planos de falla próximos a la vertical y el primer sistema presenta un mayor desarrollo longitudinal que el segundo.

Una de estas fracturas corresponde a la Falla de Narrillos del Alamo-Castellanos que con una dirección N60°-70°E atraviesa la Hoja de Santa María del Berrocal, produciendo una amplia banda (30-40 m) de trituración de los materiales afectados que da lugar a una zona deprimida con encharcamientos locales. Los efectos de la deformación se aprecian mejor en las rocas graníticas que en los materiales metasedimentarios. Los granitos afectados muestran una textura cataclástica con abundantes planos de fracturación y actividad hidrotermal de cuarzo y removilización de óxidos ferruginosos. En la zona de Castellanos diversos filones métricos de cuarzo jalonan la zona de falla a lo largo de centenares de metros.

Otra fractura importante es la situada al No de Malpartida de Corneja (Hoja de Santa María del Berrocal) que se prolonga a lo largo de toda la zona estudiada afectando a los monzogranitos porfídicos de grano grueso y a las adamellitas biotíticas y con anfíbol y allanita. A lo largo de la misma se aprecia una zona de cataclasis de las rocas graníticas acompañada de diversos productos de alteración.

También a lo largo de la fractura-dique Alentejo-Plasencia, se aprecian fenómenos de brechificación-silicificación local en los granitos encajantes del dique, tal como se puede observar al N de la Casa de la Jarandilla (S de Casas del Puerto de Villatoro) en el extremo

SE de la Hoja de Santa María del Berrocal.

En general, a lo largo de toda la intensa red de fracturación que afecta a la zona estudiada se aprecian fenómenos de trituración y alteración más o menos desarrollados. Estos fenómenos también se han desarrollado a lo largo de algunos diques, por lo que parte de ellos deben asociarse con los principales sistemas de fracturación.

4.2.- ESTRUCTURAS DE FLUJO MAGMATICO

4.2.1.- GRANITOIDES TARDIHERCINICOS

En general estos granitoides, que constituyen la mayoría de los afloramientos graníticos del área, se caracterizan por presentar una fábrica isótropa o débilmente orientada. En el caso de mostrar anisotropía ésta es debido al desarrollo de estructuras magmáticas; las cuales se caracterizan por planos de flujo magmático (PFM) o direcciones de flujo magmático (DFM). Las primeras quedan definidas por la disposición planar preferencial de cristales planos o tabulares, tales como micas, feldespato-K y plagioclasa. Las segundas, por el alargamiento o disposición linear de cristales elongados o por la disposición en eje de zona de éstos (feldespatos, micas, etc.), según los planos de flujo.

El carácter magmático de la estructura se diagnostica sobre el terreno, por la ausencia de deformación plástica en el cuarzo, es decir, cuando éste se presenta en granos equidimensionales o globulares, y es entonces cuando se considera que la roca no ha sido afectada por deformaciones al estado sólido (BOUCHEZ et al., 1981).

Este es el caso de la práctica totalidad de estos granitos, por lo que han sido clasificados como tardíos o tardicinemáticos, es decir, no están afectados por las principales fases de deformación hercínica. Y aún en el caso de estar afectados por alguna fase de deformación tardía sus efectos son tan débiles, que resulta complicado diferenciarlos de los puramente magmáticos.

- **Granodioritas y tonalitas biotíticas heterogéneas de grano medio**

Se reconocen con facilidad en los pequeños afloramientos correspondientes a estas rocas que aparecen al N y NE de Santa María del Berrocal. De visu se trata de rocas de aspecto heterogéneo, ricas en biotita, con fábrica anisótropa más o menos foliada de origen primario, marcada por schlieren y/o concentrados biotíticos y frecuentes enclaves metasedimentarios igualmente orientados. Son de grano medio y por lo general no presentan megacristales de feldespato-k o lo hacen en muy poca proporción. Presentan masas anatécticas inhomogéneas englobadas y arrastradas por las granodioritas y/o monzogranitos huésped de los alrededores de El Mirón, y deben corresponder a precursores menos evolucionados.

- **Granodioritas y/o adamellitas (monzogranitos) biotíticas de grano medio-grueso con megacristales de feldk**

Este tipo de rocas constituyen importantes afloramientos a lo largo de las tres hojas consideradas (ver mapa adjunto). En la Hoja MAGNA de Santa María del Berrocal se las ha denominado "tipo El Mirón" por estar sus caracteres bien representados en los alrededores de este pueblo. Pero también están representadas ampliamente en las Hojas de Vadillo y en la de Avila de los Caballeros (especialmente en el extremo SE de esta última hoja).

La variedad de El Mirón se caracteriza por presentar un tamaño de grano medio, ligeramente heterométrico, en la que destacan megacristales de feldespato-k centimétricos formando una trama dispersa; es frecuente la presencia de enclaves microgranudos y de biotita en agregados y/o en cristales individuales.

En el campo es frecuente ver orientaciones de megacristales de feldespato y superficies planares marcadas por biotitas y megacristales. En los alrededores de El Mirón predominan las orientaciones E-O a N120°E con buzamientos generalmente suaves (20°)

al Norte. En otros sectores más orientales predominan las fábricas norteadas entre N175°E y N15°E. La Sur de Aldea del Rey Niño (Norte de la Sierra de Yemas) se han observado foliaciones que varían en torno a N140°E con buzamientos fuertes al E.

La variedad con anfíbol y allanita predomina en la mitad oriental del área de estudio y en sus aspectos texturales son bastante parecidas a las biotíticas. Las diferencias vienen marcadas fundamentalmente por aspectos composicionales, como es la presencia de anfíbol y allanita. El primero se presenta como cristales individuales o agregados alcanzando frecuentemente tamaños de 6 mm y excepcionalmente de 1 a 1,5 cm. La allanita forma cristales prismáticos idiomorfos de color negruzco con bordes marrones de alteración y tamaños de 5 a 8 mm de longitud por 1-2 de sección.

En general, todo este conjunto de facies de composición adamellítica (monzogranítica) se pueden considerar como unidades de un mismo conjunto petrográfico. Las relaciones de campo son siempre en tránsito gradual de una facies a otras.

En cuanto a la edad de estas rocas, las dataciones existentes en la Hoja de El Espinar (MENDES et al., 1972) le asignan una edad de 278 Ma en base a datos isotópicos sobre minerales separados. IBARROLA et al., (1986) le atribuyen una edad de 344 ± 24 Ma mediante el método $^{87}Rb/^{86}Sr$.

No hay que olvidar que parte de la anisotropía que presentan estas rocas fuese debida a fases tardías de deformación hercínica (F_4?).

- **Monzogranitos biotíticos porfídicos de grano grueso**

Esta variedad granítica está representada en la mitad oriental de la Hoja de Santa María del Berrocal y en el extremo SO de la Hoja de Vadillo de la Sierra; así como un pequeño macizo en el extremo SO de la Hoja de Avila de los Caballeros. Las relaciones de campo con las facies adamellíticas parecen indicar un carácter tardío respecto de ellas. Los

contactos no pueden ser delimitados con precisión, por lo que deben de corresponder a una zona métrica a decamétrica de tránsito difuso aunque con cierto carácter intrusivo.

Las características distintivas, de visu, de esta variedad granítica respecto de las granodioritas y/o adamellitas, viene marcada fundamentalmente por su aspecto textural. En efecto, se trata de una roca de textura contrastada (porfídica) en la que resaltan megacristales de varios centímetros de longitud (4-5 cm) en una mesostasis de grano grueso. Sin embargo, no existe uniformidad textural a lo largo de sus distintos afloramientos; así, en algunos puntos, la abundancia de megacristales da lugar a una apretada trama sin apenas mesostasis, mientras que en otros aparecen de forma dispersa, o incluso desaparecen pasando a un granito grueso de tendencia equigranular. A escala cartográfica predomina claramente la textura contrastada de tipo porfídico.

En conjunto muestra una fábrica anisótropa que viene marcada por la orientación de los megacristales, la biotita y, más groseramente, por el conjunto de la mesostasis cuarzo-feldespática. Los datos disponibles sobre las mediciones realizadas indican direcciones E-O, N30°E y N140°E y buzamientos suaves de 10°-30° al N y NE. La escasez de datos en este sentido dificulta cualquier interpretación a escala individual de cada uno de estos cuerpos.

REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS

- BOUCHEZ, J.P.; GUILLET, P. y CHEVALIERT, F. (1981).- Structures d'écoulement li'ees a la mise en place du granite de Guérande (Loire-Atlantique, France). Bull. Soc. Géol. France, 23: 387-399.

- CASTRO, A. (1987).- On granitoid emplacement and related structures. A Review. Geol. Rundschau, 76: 101-124.

- DIEZ BALDA, M.A. (1986).- El complejo esquisto-grauváquico, las series paleozoicas y la estructura hercínica al Sur de Salamanca. Ediciones Univ. Salamanca, 162 p.

- DIEZ BALDA, M.A.; GARCIA CASQUERO, J.L.; MONTESERIN LOPEZ, V.; NOZAL MARTIN, F.; PARDO ALONSO, M.V. y ROBLES CASAS, R. (1990).- Cizallamientos subverticales posteriores a la segunda fase de deformación hercínica al Sur de Salamanca (Zona Centro Ibérica). Rev. Soc. Geol. España, 3: 117-125.

- FRANCO, M.P. (1980).- Estudio petrológico de las formaciones metamórficas y plutónicas al Norte de la depresión de Corneja-Amblés (Sierra de Avila). Tésis Univ. Salamanca, 273 p.

- FRANCO, M.P. y CASTRO, A. (1983).- Guía de las excursiones por el basamento de la Meseta Ibérica. VIII Reunión sobre la geología del Oeste Peninsular, 5-28 p.

- FRANCO, P. y GARCIA DE FIGUEROLA, L.C. (1986).- Las rocas básicas y ultrabásicas en el extremo occidental de la Sierra de Avila (Provincias de Avila y Salamanca). Stvdia Geol. Salmanticensia, XXIII: 193-218.

- FRANCO, P.M. y SANCHEZ GARCIA, T. (1987).- Características petrológicas del área de El Mirón (N del Valle de Corneja, Prov. de Avila). En "Geología de los Granitoides y Rocas Asociadas del Macizo Hespérico". Libro homenaje a L.C. García de Figuerola, 293-313. Ed. Rueda, Madrid.

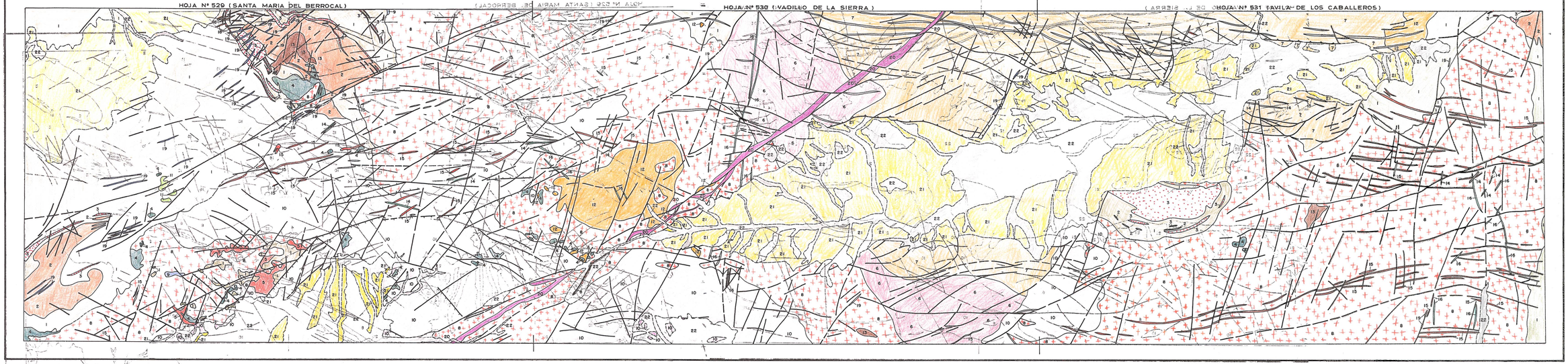
- GARCIA DE FIGUEROLA, L.C.; FRANCO, P. y CASTRO, A. (1983).- Características petrológicas del complejo laminar pegmatoide ("Serie de Alamo") de las provincias de Salamanca y Avila. Stvdia Geol. Salmanticensia, XIX: 33-77.

- IBARROLA, E.; VILLASECA, C.; VIALETTE, Y.; FUSTER, J.M.; NAVIDAD, M.; PEINADO, M. y CASQUET, C. (1986).- Dating of Hercynian granites in the Sierra de Guadarrama (Spanish Central System). International Conference on Iberian Terranes and their regional correlation. Univ. Oviedo, Abst. p. 31.

- MENDES, F.; FUSTER, J.M.; IBARROLA, E. y FERNANDEZ-SANTIN, S. (1972).- L'âge de quelques granites de la Sierra de Guadarrama (Systeme Central Espagnol). Bol. Mus. Lab. Geol. Min. Geol. Fac. Ciên. Univ. Lisboa, 17: 345-365.

MAPA GEOLOGICO-ESTRUCTURAL

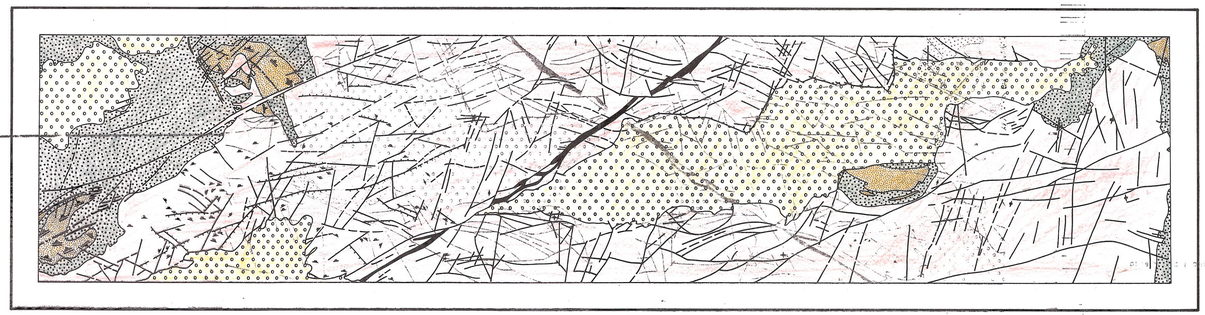
HOJA Nº 529 (SANTA MARIA DEL BERROCAL) | HOJA Nº 530 (VADILLO DE LA SIERRA) | HOJA Nº 531 (AVILA-DE LOS CABALLEROS)



ESCALA 1:100.000

0 1 2 3 4 5 10 Kms.

ESQUEMA ESTRUCTURAL



ESCALA 1:200.000

0 1 2 3 4 5 10 Kms.

Por: Sánchez Carretero, R. (INGEMISA)
Contreras López, E. (INGEMISA)
Julio: 1.991

SIMBOLOGIA

- Contacto entre formaciones
- Falla
- Falla supuesta
- Falla normal
- Falla normal supuesta
- Falla inversa
- Terciario + Cuaternario indiferenciados
- Complejo Inferior + Precámbrico
- Rocas ígneas Pre-sincrónicas
- Rocas ígneas Tardihercínicas - Posthercínicas
- Dique diabasa "Alentejo - Plasencia"
- Foliación en rocas graníticas, subvertical, horizontal
- Orientación de megacristales de FdK
- S_2 hercínica
- Anticlinal de F_2 hercínico

LEYENDA

CUATERNARIO

22 Arcillas, limas, arenas y gravas con cantos y bloques.

TERCIARIO

21 Arenas, arcosas y arcillas con cantos.

ROCAS FILONIANAS

Posthercínicas

20 Dique de diabasa/grabro de Alentejo-Plasencia.

Tardihercínicas

19 Diques de cuarzo

18 Diques de pegmatoides no deformados.

17 Diques de pórfidos graníticos.

16 Diques de tendencia sienítica.

15 Diques de leucogranitos aplíticos biotíticos con moscovita y ± cordierita.

14 Diques básicos, intermedios y/o lamprofídicos.

GRANITOS NO DEFORMADOS (TARDIHERCINICOS)

13 Granitos biotíticos-moscovíticos de grano fino.

12 Leucogranitos biotíticos de grano fino.

11 Granodioritas biotíticas con moscovita, ± cordierita y ± andalucita.

10 Monzogranitos biotíticos porfídicos de grano grueso.

9 Granitos biotíticos, ± cordierita, ± moscovita, de grano grueso.

8 Granodioritas y/o adamellitas (monzogranitos) biotíticas con megacristales de feldk de grano medio.

7 Adamellitas (monzogranitos) con anfibol y allanita de grano medio/grueso.

6 Adamellitas (monzogranitos) biotíticas con anfibol y allanita con megacristales de feldk de grano medio/grueso.

5 Granodioritas y tonalitas biotíticas heterogéneas de grano medio.

4 Rocas básicas e intermedias (gabros, dioritas, cuarzodioritas y ± tonalitas)

ROCAS GRANITICAS DEFORMADAS (PREHERCINICOS O HERCINICOS PRECOCES)

3 Ortoneises leucocráticos

2 Ortoneises biotíticos glandulares localmente ± moscovita.

CAMBRICO INFERIOR-PRECAMBRICO

1 Pizarras, esquistos y paraneises (localmente migmatitas) con intercalaciones de areniscas, cuarcitas, cuarcitas anfibólicas, portfroides y calizas (Complejo esquisto-grauvóquico)