

DEFORMACIÓN HETEROGÉNEA EN LOS MACIZOS GRANÍTICOS DE SARRIA Y SANTA EULALIA DE PENA (PROVINCIA DE LUGO)

J.R. MARTÍNEZ CATALÁN *

RESUMEN.— El granito de Sarria y la granodiorita de Santa Eulalia de Pena son representativos de los dos principales tipos de granitoides sintectónicos de Galicia. Ambos se localizan en el núcleo de la antiforma conocida como el Domo de Lugo y están deformados por zonas cuya distribución no es homogénea.

En la presente contribución se efectúa una descripción macro y microscópica de las facies deformadas de ambos macizos y un análisis de la fábrica cristalográfica del cuarzo. Asimismo se comparan las condiciones físicas y el régimen de deformación en ellos con los de los materiales metamórficos encajantes y se pone de manifiesto la relación entre la deformación en los cuerpos graníticos y el cizallamiento dúctil que afecta a la parte basal del Manto de Mondoñedo en sus zonas internas.

SUMMARY.— The Sarria granite and the Santa Eulalia de Pena granodiorite are representative of the two main syntectonic granitoid groups in Galicia. Both are located in the «Domo de Lugo» antiform and deformed in heterogeneously distributed zones.

This paper presents a macro and microscopic description of the deformed facies and an analysis of the crystallographic fabric of quartz. Furthermore, the physical conditions of deformation and the deformational regime in the massifs are compared with those of the metamorphic country rocks, and a link is proposed between strain in the granitic bodies and simple shear in the basal zone of the Mondoñedo Nappe.

* Departamento de Geotéctica. Universidad de Salamanca.

INTRODUCCION

La subdivisión de las rocas graníticas gallegas se han venido realizando tomando en cuenta a la vez criterios composicionales y cronológicos con respecto a la deformación (CAPDEVILA, 1969; CAPDEVILA & FLOOR, 1970; PABLO MACIA, 1981; BARRERA et. al., 1982). Si bien los autores citados individualizan cuatro o cinco grupos, para los propósitos del presente trabajo es adecuada una clasificación en tres conjuntos: Granitoides sincinemáticos con biotita, Granitos de dos micas y Granitoides postcinemáticos. El primero es equivalente a las granodioritas o granitoides precoces de los trabajos mencionados, y el tercero incluye, dentro de un simple conjunto, granitos de dos micas que han sido considerados como grupo aparte por alguno de los anteriores autores, como son los granitos de dos micas porfídicos y los granitoides inhomogéneos.

Los dos primeros conjuntos tienen un carácter sincinemático, en el sentido de que los macizos correspondientes hicieron intrusión antes de que finalizara la deformación hercínica y, en consecuencia, pueden hallarse deformados. De las tres fases de deformación que, con carácter generalizado, pueden establecerse en Galicia, la primera, causante de la formación de grandes pliegues tumbados y de la creación de la primera esquistosidad, de ámbito regional, no ha sido invocada como agente deformativo de ningún macizo granítico hercínico. Por el contrario, hay evidencias de que tanto la segunda, responsable de cabalgamientos y zonas de cizalla dúctiles subhorizontales, como la tercera, generadora de pliegues de plano axial subvertical y zonas de cizalla subverticales, han afectado a buena parte de los granitoides sincinemáticos.

Los macizos estudiados en el presente trabajo, el granito de Sarria y la granodiorita de Santa Eulalia de Pena, corresponden respectivamente a los conjuntos segundo y primero. Afloran en el núcleo del Domo de Lugo, antiforma de 3ª fase que, con una forma arqueada, atraviesa la provincia de Lugo, y han hecho intrusión en materiales metamórficos del Manto de Mondoñedo, unidad alóctona que ha sufrido una traslación de más de 25 Km. hacia el Este (MARTINEZ CATALAN, 1979, 1980).

Aunque el cabalgamiento basal del Manto de Mondoñedo no aflora en los macizos analizados, sí lo hace en las proximidades del de Santa Eulalia (Fig. 1), en la ventana tectónica de Monte Carballosa. Por otra parte, la zona de cizallamiento dúctil asociada a la base del manto, que tiene una anchura de unos tres kilómetros y ha sido identificada donde aflora el cabalgamiento (BASTIDA y PULGAR, 1978; MARTINEZ CATALAN, 1979, 1980), se encuentra también en el Domo de Puertomarín, al Norte de las facies deformadas del granito de Sarria. En ambos casos puede,

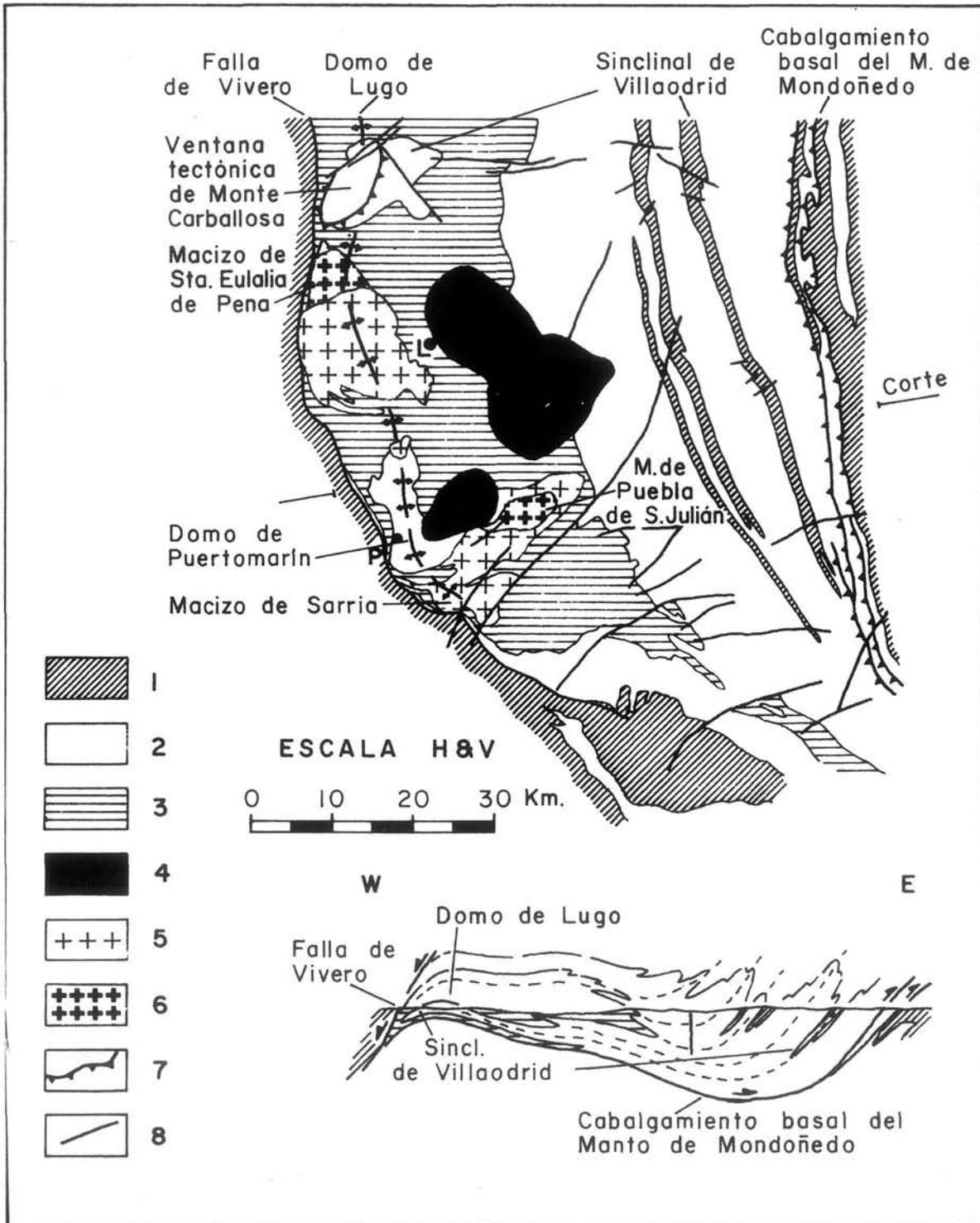


Fig. 1.- Esquema geológico y corte del sector central del Manto de Mondoñedo. 1- Arenig a Devónico. 2- Cámbrico y Tremadoc. 3- Precámbrico. 4- Granitoides postcinemáticos. 5- Granitos de dos micas. 6- Granitoides sincinemáticos con biotita. 7- Cabalgamiento. 8- Falla normal o de desgarre. L- Lugo. P- Puertomarín.

por tanto, dibujarse con razonable aproximación la posición de la superficie de cabalgamiento en los cortes geológicos (Fig. 2 y 3).

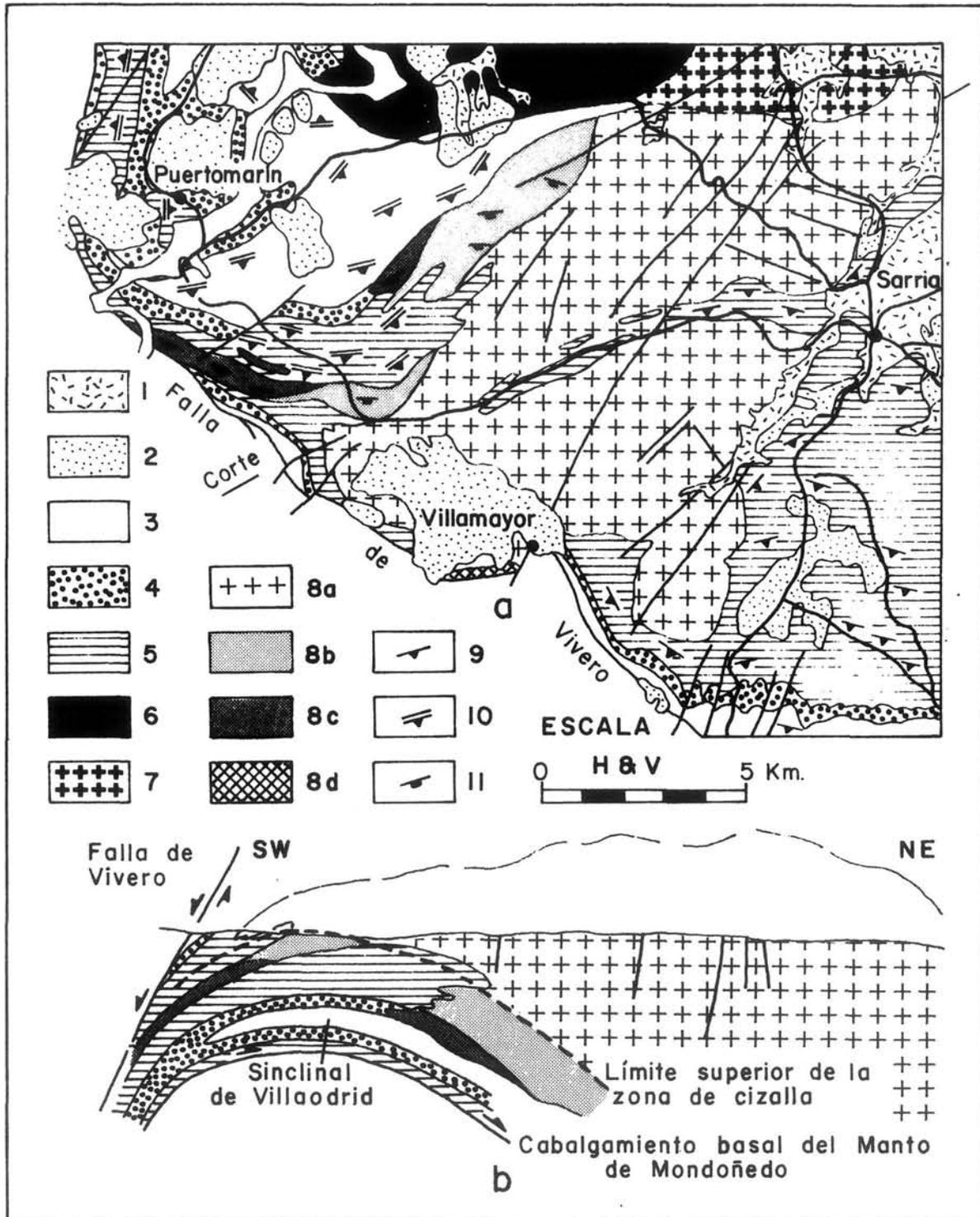
Por otra parte, ambos macizos tienen su borde occidental en contacto o muy próximo a la Falla de Vivero. Esta estructura es una falla normal, con el labio oriental levantado con respecto al occidental, con una zona de cizalla desarrollada sobre todo en el labio levantado y con un salto que, en base a consideraciones estratigráficas, estructurales y petrológicas, puede estimarse en una decena de km. aproximadamente (MARTINEZ CATALAN, 1981).

EL GRANITO DE SARRIA

El macizo de Sarria es un cuerpo en forma irregular formado en realidad por al menos tres cuerpos intrusivos adyacentes que, hacia el Norte, se prolonga envolviendo a la granodiorita de Puebla de San Julián (Fig. 1). Es intrusivo en metasedimentos precámbricos (Serie de Villalba) y, localmente, cámbricos (Capas de Cándana) meso o catazonales. Su límite septentrional bordea por el Sur el Domo de Puertomarín, estructura formada por interferencia de plegamiento entre la antiforma del Domo de Lugo y una antiforma transversal perteneciente al sistema de pliegues radiales (MARTÍNEZ CATALÁN, 1981).

En el Domo de Puertomarín afloran las Capas de Cándana correspondientes al Sinclinal de Villaodrid (Figs. 1 y 2) y el granito corta o está muy próximo a la base de las mismas en el flanco inverso del citado sinclinal. Las características de la deformación en los metasedimentos son idénticas a las de la zona de cizalla basal del manto de Mondoñedo: presencia de una esquistosidad de crenulación o una «schistosity» posterior a la primera, subhorizontal en origen, plegada por la 3ª fase y los pliegues radiales, existencia de pequeños pliegues similares vergentes al Este con charnelas reorientadas hacia la dirección de flujo del cizallamiento y desarrollo de una lineación mineral de dirección E-W. Son frecuentes, al Norte del macizo granítico, las inyecciones de granito, aplita o pegmatita. Están tanto o más deformadas que el macizo mismo y, aparte del desarrollo de fábricas plano-lineares, son comunes los «boudins» y los pliegues isoclinales afectándolas (Lám. Ia y b).

Dentro del macizo granítico se han individualizado dos facies deformadas, caracterizadas por la mayor o menor intensidad de la fábrica plano-linear y por la importancia de la recristalización sufrida. Los límites entre ellas, así como con la zona no deformada son graduales. En la Figura 2a puede apreciarse que las facies deformadas del granito coinciden con su borde septentrional, es decir, son adyacentes a los metasedimentos deformados en la zona de cizalla de 2ª fase, y corresponden a las partes más profundas del macizo aflorantes. Apoya este aserto el



hecho de que la isograda de la sillimanita coincide aproximadamente con el contacto entre las facies deformadas y las no deformadas, y la zona de este mineral se extiende hacia el Norte, abarcando todo el Domo de Puertomarín. En la Figura 2b se han representado en un corte las relaciones geométricas propuestas entre el Sinclinal de Villaodrid, el granito de Sarria, el cabalgamiento basal del Manto de Mondoñedo y la zona de cizalla. Existe, por último, una pequeña zona deformada al SW de Sarria, cerca de Villamayor, junto a la Falla de Vivero.

La facies común

La facies común no deformada es un granito de grano medio a grueso, a veces inhomogéneo con «schlieren» micáceos, cuyos feldespatos tienen una cierta tendencia al automorfismo y esporádicamente se presentan como megacristales de 1 a 2 cm. El color es claro, con predominio de la moscovita sobre la biotita. Según CAPDEVILA (1969), la composición modal es del 26,5% de cuarzo, 20% de feldespato potásico, 42% de plagioclasa, 3% de biotita y 8% de moscovita y, como accesorios, apatito y circón, generalmente incluido en las biotitas. A simple vista, la fábrica es isótropa, sin orientación preferente alguna.

La textura es granuda heterogranular. El cuarzo, en granos irregulares de varios tamaños presenta extinción ondulante y restauración, pero prácticamente nunca recristalización, en el sentido de que los límites entre subgranos no son de gran ángulo. El feldespato es microclina pobre en sodio, en cristales xenomorfos o subautomorfos. La plagioclasa es una albita u oligoclasa ácida (An 8-16) con tendencia al automorfismo, zonación a veces ligeramente oscilante y macla de albita muy frecuente que no aparece doblada. Las texturas mirmequíticas no son abundantes. La biotita es marrón rojiza, titanífera. A veces existe una segunda generación de biotita verde y otras la biotita ha sido reemplazada por clorita. La moscovita se presenta en cristales mayores, de bordes irregulares. Los «kink bands» en ambas micas son muy escasos y muy abiertos.

Aparte de la facies común, CAPDEVILA distingue una facies con moscovitas gigantes automorfas de hasta 3 cm. al NW del macizo, y otra con granate, que forma un «stock» al Sur del mismo.

La facies deformada I

Se caracteriza por la aparición de una fábrica del sistema L-S (FLINN 1965) apreciable siempre aunque no demasiado intensa. Se encuentran zonas donde la fábrica es predominantemente planar y otras donde es predominantemente lineal

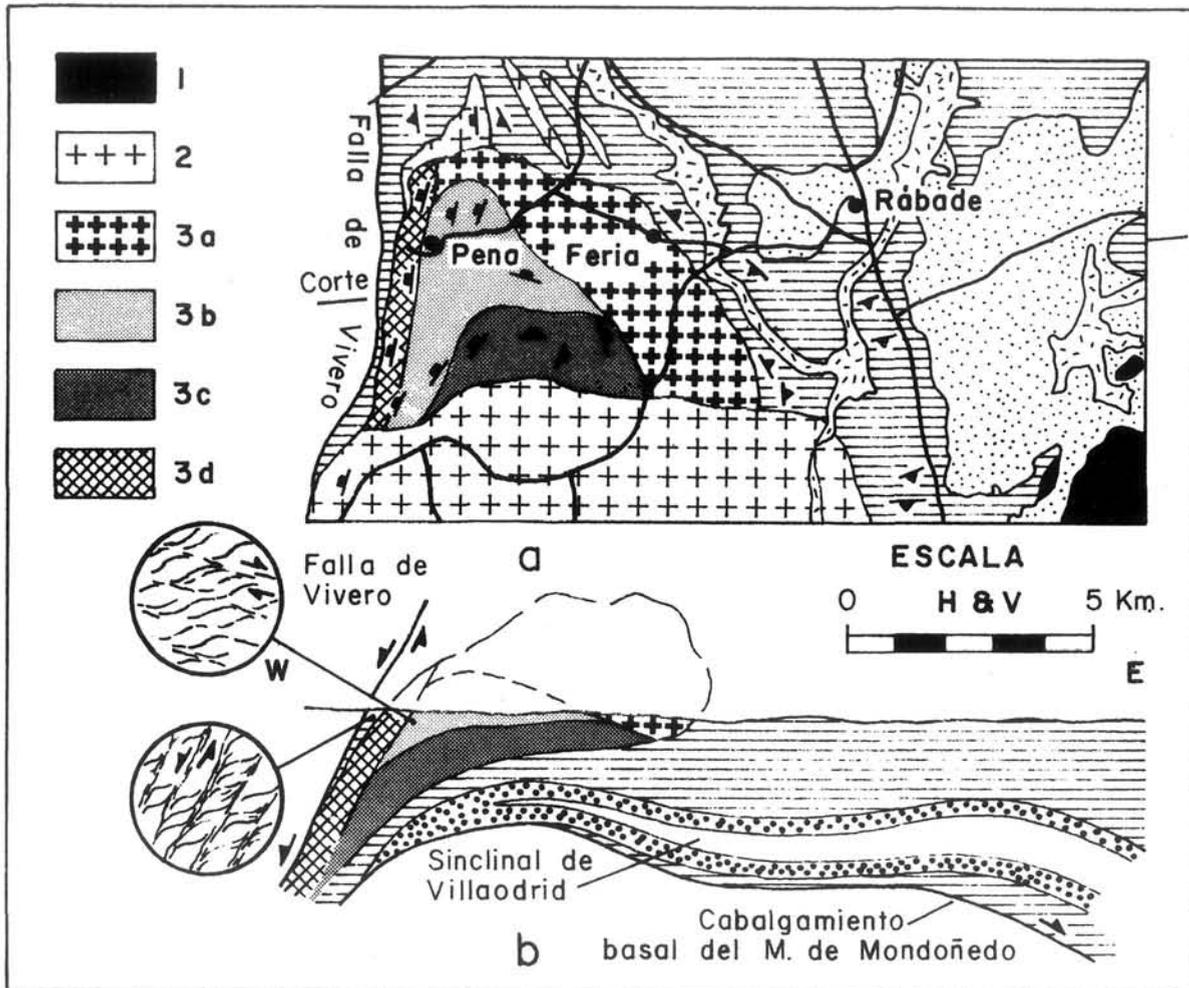


Fig. 3.- a- Mapa geológico de la granodiorita de Santa Eulalia de Pena. b- Corte geológico. Insertos: Microcizallas y esquistosidad sigmoidal en la facies deformada I (arriba) y en los esquistos adyacentes a la Falla de Vivero (debajo). 1- Macizo de Lugo. 2- Granito de Hombreiro. 3-Granodiorita de Santa Eulalia de pena. 3a- Facies común poco o nada deformada. 3b- Area con predominio de la facies deformada. I. 3c-Area con predominio de la facies deformada II. 3d- Deformación en parte relacionada con la Falla de Vivero. Resto de la leyenda como en Fig. 2.

La fábrica planar se dispone subparalela a la segunda esquistosidad en los esquistos próximos. Su dirección varía de E-W a NE-SW por efecto del plegamiento de 3ª fase. La lineación mineral tiene una orientación media E-W.

Al microscopio se observa una textura formada por restos de los cristales originales de microclina y plagioclasa y agregados de cuarzo de grano grueso, alternando con bandas irregularmente distribuidas de grano fino, producto de la recrystalización dinámica (Lám. IIa).

El cuarzo ha recrystalizado formando nuevos granos, de forma irregular los grandes y con tendencias poligonales los pequeños. Los agregados, así como a veces los granos mayores, tienen formas aplastadas, subparalelas a la fábrica planar lo que sugiere que han sufrido deformación plástica por deslizamiento intracrystalino. En todos, incluso los menores, se aprecia extinción ondulante y restauración.

La microclina exhibe con frecuencia extinción ondulante y, probablemente, ha sufrido deslizamiento intracrystalino en algún caso, dada su forma aplastada. Existen microfracturas en su interior, así como formación de mirmequitas en los bordes paralelos a la estructura planar o lineal, pero lo más notable es la recrystalización producida en los bordes de los viejos cristales, dando un agregado de cuarzo, plagioclasa y feldespatos en granos de 30 a 150 μ que definen una estructura en núcleo y manto parecida a la descrita por HANMER (1982) en granitos deformados en Terranova.

La plagioclasa tiene también extinción ondulante, pero presenta un comportamiento algo más frágil, con mayor desarrollo de microfracturas. Las maclas de albita están a veces dobladas. En contacto con microclina se desarrollan con frecuencia mirmequitas y también se produce recrystalización en los márgenes de los cristales originales (Lám. IIb) así como, incipiente, en los planos de «kink» que afectan a las maclas (Lám. IIc).

Las micas, moscovita y biotita, se caracterizan por su orientación estadística preferente, que en gran medida contribuye a crear la fábrica visible de la roca. Muestran cierta tendencia a concentrarse en bandas, tienen «kink bands» y, a veces, han sufrido recrystalización.

La facies deformada II

La fábrica es más acusada que en el caso anterior y suele ser del tipo $L \geq S$. La fábrica planar es una «schistosity» de dirección NW-SE y buzamiento 30° a 40° al Sur y la lineación mineral es aproximadamente E-W.

En lámina delgada se aprecia una recrystalización que afecta a casi toda la roca (Lám. IIId), con la excepción de algunos porfiroclastos aislados. La textura

es claramente metamórfica, de tipo granoblástica heterogranular, con bandas de límites irregulares de grano relativamente fino (80 a 200 μ) que alternan con otras de grano medio (0,4 a 1 mm.) o grueso (hasta 3 mm.). Las micas están aquí alineadas en bandas subparalelas que dan a la estructura a veces el aspecto de un bandeo gneísico.

Los granos mayores de cuarzo suelen tener formas muy aplastadas, atribuibles a la deformación plástica. Los más pequeños, producto de la recrystalización dinámica, tienen formas poligonales y, a veces, también forma alargada aunque poco acusada. Todos muestran extinción ondulante y restauración. Esta última, en los granos mayores alargados paralelos a la foliación, suele dar subgranos alargados de límites fuertemente oblicuos a la esquistosidad.

La microclina exhibe a veces recrystalización en los bordes, pero con más frecuencia la recrystalización afecta a todo el viejo cristal o a su mayor parte (Lám. IIe). Los nuevos granos, con un diámetro de 0,5 a 1 mm. en las bandas de grano medio, tienen orientaciones cristalográficas muy diferentes de las del cristal original, conservado a veces parcialmente. Otras veces no puede hablarse de nuevos granos sino de subgranos formados por restauración dinámica. En las bandas de grano fino la recrystalización es total, y tanto en unas como en otras las dimensiones mayores de los granos no equidimensionales tienden a orientarse paralelamente, definiendo la fábrica. Las mirmequitas son frecuentes en contacto con las plagioclasas en los bordes de las microclinas paralelos a la foliación, es decir, perpendiculares a la dirección de máximo acortamiento, siendo casi inexistentes en los bordes paralelos a la mencionada dirección, lo que pone en evidencia un origen ligado a la deformación de los fenómenos de difusión implicados.

Los plagioclasa, como el feldespato potásico, se ha incorporado a la matriz en su mayor parte, en forma de granos con frecuencia aplastados. En algunos cristales aparecen maclas de periclina, en adición a las de albita preexistente, pero otras veces estas últimas desaparecen total o parcialmente. Algunos porfiroclastos todavía muestran microfracturas y las maclas dobladas, pero lo más común es que den lugar a subgranos y nuevos granos (Lám. II f) por restauración y recrystalización dinámicas. La forma muy aplastada de algunas plagioclasas y microclinas que no se encuentran al lado de bandas micáceas (lo que podría hacer pensar en un mecanismo de disolución por presión) sugieren que el deslizamiento intracrystalino es uno de los mecanismos dominantes de la deformación del granito de Sarria no solo para el cuarzo sino también para los feldespatos.

La biotita y la moscovita están orientadas y dispuestas en bandas, y han sufrido una recrystalización que en muchos casos ha dado lugar a un tamaño de grano homogéneo de 40 μ de ancho por 300 a 500 de largo. Únicamente algunos cristales de moscovita han resistido parcialmente la deformación recrystalizando solamente

en los bordes y adquiriendo un aspecto fusiforme (Lám. IId). A veces, entre nuevos granos de moscovita provenientes de un viejo cristal, ha crecido biotita con el mismo tono rojizo de la biotita del resto del granito y de la facies no deformada.

La deformación junto a la Falla de Vivero

En una banda de anchura decamétrica en las inmediaciones de la falla, cerca de Villamayor, el granito, que en esta zona no estaba previamente deformado, ha sido filonitizado, apareciendo dos familias de superficies semejantes a las C y S descritas por BERTHE et al. (1979): una familia de superficies planas, subparalelas entre sí y a la propia Falla de Vivero, espaciadas 1 cm., que se interpretan como microzonas de cizalla (superficies C) y otra familia que tiene el carácter de una esquistosidad (superficies S) y se dispone sigmoidalmente entre las de la familia anterior. El sentido de cizallamiento que se deduce de esta disposición es coherente con un movimiento como falla normal con el labio SW hundido con respecto al NE.

Al microscopio se aprecia que, mientras el cuarzo ha sufrido deformación plástica, restauración y recristalización, la plagioclasa y la microclina se han comportado de una manera predominantemente frágil sufriendo una cataclasis que es especialmente intensa en las microcizallas, donde los fragmentos no superan con frecuencia las 50 μ . La moscovita ha recristalizado en pequeños granos, si bien se observan porfiroclastos relictos con «kink bands», y se ha producido un desarrollo generalizado de biotita verde.

LA GRANODIORITA DE SANTA EULALIA DE PENA

El macizo de Santa Eulalia de Pena es un cuerpo de forma trapezoidal intruido en esquistos precámbricos de la Serie de Villalba, que está limitado al Sur y, parcialmente, al Norte, por granitos de dos micas.

Aparte de una franja paralela a la Falla de Vivero, en la cual la deformación está ligada en alguna medida a esta estructura, se han diferenciado dos facies deformadas (Fig. 3). Hay que señalar, no obstante, que en Santa Eulalia la deformación es más heterogénea, sobre todo donde domina la facies deformada II. En esta zona, alternan bandas en las que la deformación ha alcanzado intensidades muy diferentes, lo que no sucedía en el macizo de Sarria, en el cual, dentro de cada zona, la deformación era relativamente homogénea.

Si bien en Santa Eulalia, la relación con la zona de cizalla de la base del Manto de Mondoñedo es menos evidente, la disposición de la esquistosidad en la

facies deformada II sugiere que ha sido plegada por la 3ª fase y que era subhorizontal en origen. El afloramiento del cabalgamiento basal 4 km. al Norte (Fig. 1) permite postular unas relaciones geométricas entre la zona deformada y el manto semejantes a las propuestas para el granito de Sarria (Fig. 3b).

La facies común

La facies común poco o nada deformada es una roca grisácea de grano grueso con grandes cuarzos en agregados de hasta 1 cm., megacrystales de feldespato de 3 a 4 cm. con macla de Carlsbad y plagioclasas menores, en general, de 1 cm. automorfas y a menudo agrupadas (sineusis).

La composición modal incluye 30% de cuarzo, 21,5% de feldespato potásico, 41% de plagioclasa y 7,5% de biotita (CAPDEVILA 1969). La textura es granuda heterogranular, con frecuencia porfídica, y a simple vista la fábrica es isótropa o se adivina una muy tenue fábrica planar.

El cuarzo tiene extinción ondulante y restauración. El feldespato es microclina pobre en pertitas. Las mirmequitas son, en cambio, relativamente frecuentes en su interior o en contacto con las plagioclasas. Los cristales grandes incluyen biotita, plagioclasa y, a veces, cuarzo orientados en las direcciones de crecimiento del mineral (CAPDEVILA op. cit.). Presentan a veces una cierta extinción ondulante. Las plagioclasas son generalmente automorfas. Son en general oligoclasas (An 22-26) con zonado oscilatorio pero positivo, con un núcleo que puede llegar al 35% y una zona externa con el 15% de anortita (CAPDEVILA op. cit.) También tienen a veces extinción ondulante y una cierta cataclasis. Las biotitas se presentan por lo general agrupadas, con circones incluidos y apatito y opacos en sus proximidades. Son marrones y cuando se alteran a clorita se forma sagenita en su interior.

CAPDEVILA (1969) menciona una facies diferente (facies tardía de Feria) al NE del macizo. Se caracteriza por no ser porfídica, por la presencia de biotitas verdes que engloban pequeños granates, y de moscovita, bien en los feldespatos o interstratificada con clorita y biotita, bien como cristales aislados.

La facies deformada I

Se localiza hacia la parte occidental del macizo (Fig. 3) y se caracteriza porque los megacrystales de feldespato y plagioclasa, frecuentemente idiomorfos, han conservado en muchos casos su forma y tamaño originales, habiendo sido únicamente redondeados en los bordes y habiéndose formado en sus extremos sombras de presión paralelas a una esquistosidad que, con mayor o menor intensidad, se ha

desarrollado en la roca (Lám. Ic). La esquistosidad buza al Oeste entre 15° y 35° , y va acompañada de una intensa lineación mineral de dirección N110°E.

En muchos afloramientos se observa, además de la esquistosidad, el desarrollo de una familia de microzonas de cizalla subhorizontales con la consiguiente adquisición de una disposición sigmoidal por parte de la esquistosidad (Lám. Ic), que indica un sentido de movimiento de Oeste a Este de las partes superiores con respecto a las inferiores. La lineación mineral en las microcizallas es también aproximadamente de dirección N110°E.

En lámina delgada se aprecia que la roca está compuesta por dominios lenticulares de grano medio a grueso, con abundantes porfiroclastos de feldespato y plagioclasa redondeados limitados por bandas sinuosas de grano fino y textura milonítica que corresponden tanto a la esquistosidad como a las microcizallas (Lám. IIIa).

El cuarzo ha recristalizado, encontrándose en tamaños que oscilan entre 1,5 mm. y 20μ . Normalmente presenta extinción ondulante y restauración, así como una forma aplastada, con su dimensión mayor paralela a la foliación.

La microclina no suele estar recristalizada más que en los bordes, conservándose la mayor parte de los viejos cristales, aunque con un desarrollo acusado de pertitas y mirmequitas. La extinción ondulante es frecuente y, en algún caso, se han identificado subgranos en el interior de los cristales mayores. En los bordes de grano fino, el feldespato es escaso, probablemente por haberse transformado en plagioclasa, como ha sugerido HANMER (1982). Cuando existe, suele tener forma aplastada paralela a la foliación.

Las plagioclasas, zonadas y con tendencia al idiomorfismo, muestran también recristalización en los bordes (Lám. IIIb) y, a veces, subgranos en todo el cristal, producto de la restauración dinámica, pero también maclas dobladas y microfracturas. Las que forman parte de las bandas de grano fino son con frecuencia mirmequíticas. Su forma alargada contribuye a crear la fábrica plano-linear.

La biotita es de color marrón y se concentra en bandas. Ha recristalizado dando un tamaño de grano bastante homogéneo de 40 a 80μ de ancho por 600 de largo, aunque se conservan a veces cristales mayores. Las bandas micáceas coinciden o limitan a veces con las miloníticas. En estos casos se aprecia una reducción del tamaño de grano a la mitad o a la tercera parte de su dimensión normal.

En un afloramiento se localizó una banda milonítica de 15 cm. de espesor, subparalela a la esquistosidad. Es una roca oscura con una foliación milonítica muy bien desarrollada que envuelve porfiroclastos redondeados de hasta 1 cm. de feldespato y plagioclasa (Lám. Id).

El cuarzo en ella se presenta en dos formas: En granos grandes, alargados, con frecuencia rectangulares (estructura en «ribbon») en bandas constituidas exclusivamente por este mineral, y en forma de granos pequeños (20 a 120 μ) aplastados, paralelos a la foliación, frecuentemente con formas poligonales, producto de la recristalización dinámica, en bandas con granos de plagioclasa de parecidas características y, menos abundantes, de microclina (Lám. IIIc). En ambos casos tiene extinción ondulante o ha sufrido restauración.

Microclina y plagioclasa forman porfiroclastos redondeados que han sufrido una intensa recristalización en los bordes. La microclina, algo pertítica, ha desarrollado mirmequitas en los bordes perpendiculares a la dirección de máximo acortamiento, y se observa la formación de nuevos granos en las zonas protegidas de las sombras de presión (Lám. IIIId).

La biotita ha recristalizado en granos de 10 a 20 por 80 a 130 μ que tienen tendencia a concentrarse en bandas. Hay, además, algunos cristales de turmalina en una franja clara, probablemente un antiguo filón, que se han orientado paralelamente a la foliación.

La facies deformada II

Se encuentra en la parte central del macizo, coincidiendo con el núcleo de la antifirma de 3ª fase (Fig. 3). Se caracteriza por la alternancia de bandas que han sufrido deformaciones de diferente intensidad y en las que la recristalización está más o menos generalizada. La facies más deformada es una roca grisácea de grano fino en la que se aprecia una estructura plano-linear que, por ser la más típica, será descrita a continuación.

La roca está formada por un mosaico heterogranular de granos de bordes irregulares y forma ligeramente aplastada de cuarzo, plagioclasa y microclina y de cristales pequeños de biotita (Lám. IIIe), en el que resaltan algunos porfiroclastos de plagioclasa y microclina.

El cuarzo se presenta a veces como granos excepcionalmente alargados, producto de la deformación intracrystalina (Lám. IIIf), pero, en general, ha sufrido recristalización dinámica y son granos menores, de 40 a 400 μ , aplastados, con extinción ondulante y restauración.

La microclina y la plagioclasa han sufrido igualmente recristalización dinámica y se encuentran como granos irregulares o con tendencia poligonal, aplastados paralelamente a la esquistosidad. Los granos constituidos exclusivamente por mirmequitas son muy frecuentes. Los porfiroclastos de estos minerales son escasos

y, en general, pequeños. Presentan subgranos y a veces nuevos granos ocupando todo el viejo cristal.

La biotita, marrón, está totalmente recristalizada en pequeños granos y distribuida de manera homogénea, sin concentrarse en bandas. Su orientación contribuye a definir la esquistosidad y lineación mineral de la roca.

La deformación junto a la Falla de Vivero

Asociada a la Falla de Vivero existe una zona de cizalla que, en el labio oriental, es decir, el levantado, afecta a una banda de 1 ó 2 km. de anchura (MARTÍNEZ CATALÁN, 1981). En la granodiorita de Santa Eulalia, en la zona próxima a la falla, la facies deformada I ha sido parcialmente modificada. Las microcizallas periódicamente espaciadas tienden a borrarse y solo queda una fábrica plano-linear, cuya esquistosidad buza al Oeste entre 15 y 25°. Esta fábrica parece ser el producto de la superposición de la deformación asociada a la Falla de Vivero, sobre una fábrica preexistente, y se traduce en un reaplastamiento de la facies deformada I.

Localmente se han observado zonas de cizalla paralelas a la Falla de Vivero. Su anchura varía entre 1 y 3 cm., están espaciadas 0,4 a 1 m. entre sí, se desarrolla en ellas un foliación milonítica y el sentido de movimiento que se deduce a partir de la disposición de la foliación, es de falla normal.

EL METAMORFISMO EN LOS MATERIALES ENCAJANTES

Dos fases principales de metamorfismo, M_1 y M_2 , pueden identificarse en el Domo de Lugo. M_1 se caracteriza por el crecimiento de almandino y estauroлита en las zonas más metamórficas y, en el Domo de Puertomarín, además, distena. El clímax metamórfico se alcanzó en las zonas profundas entre la 1ª y 2ª fases de deformación y el gradiente geotérmico es del tipo de presión intermedia de MIYASHIRO (1973) o muy próximo a él.

Durante M_2 tiene lugar la cristalización de andalucita y sillimanita y el desarrollo de migmatitas en algunas áreas. Corresponde a un gradiente geotérmico de baja presión pero, con toda probabilidad, se produjo por un aumento de la temperatura. El clímax metamórfico se produjo durante la 2ª fase de deformación, al principio en algunos sitios y al final en otros (MARTÍNEZ CATALÁN, 1981).

En el Domo de Puertomarín, la migmatización se desarrolló durante la 2ª fase de deformación, coincidiendo en parte con la intrusión del granito de Sarria.

Cristalizaron sillimanita y grandes plagioclasas y moscovitas que engloban distenas y estaurolitas de la 1ª fase de metamorfismo. Si la presión no disminuyó desde M_1 , puede deducirse que su valor era del orden de 5 a 5,5 kb. dada la presencia de distena. La sillimanita sitúa la temperatura durante M_2 en unos 550 a 650°C. Estas condiciones debieron prevalecer durante la mayor parte de la deformación de la 2ª fase, si bien al final parece haberse producido una limitada retrogradación, marcada por un desarrollo incipiente de filonitas.

En el encajante de la granodiorita de Santa Eulalia no se formó distena, aunque sí estaurolita y almandino durante M_1 . Tampoco se alcanzó la zona de la sillimanita. Ambos hechos llevan a pensar en presiones y temperaturas algo menores que las del Domo de Puertomarín, del orden de 4,5 a 5 kb. y 450 a 550°C. Aquí, además, la retrogradación es más intensa, y se manifiesta en los esquistos adyacentes a la ventana tectónica de Monte Carballosa, por una filonitización acusada y la transformación de los granates en un agregado de clorita o clorita y biotita.

LA FABRICA CRISTALOGRAFICA DEL CUARZO

Se ha medido la orientación de los ejes (c) de los granos de cuarzo en las facies deformadas con el fin de obtener información adicional sobre la cinemática y condiciones físicas de la deformación de los granitos (Figs. 4 y 5). En todos los casos, los gráficos realizados representan el plano XZ del elipsoide de deformación finita ($X \geq Y \geq Z$), con el polo del eje Y en el centro del diagrama. Las proyecciones se han realizado en el hemisferio inferior de una falsilla de Schmidt y el porcentaje expresado lo es para el 1% del área.

La Figura 4a representa una muestra de la facies deformada I y la 4b de la II del granito de Sarria. Se ha trazado el plano de esquistosidad y se ha representado el sentido supuesto del cizallamiento sufrido, admitiendo que la deformación ha sido por cizallamiento simple ligado al emplazamiento del Manto de Mondoñedo. Aunque no hay criterio alguno para calcular el ángulo entre el plano de cizallamiento y la esquistosidad, en el último caso, dada la intensidad de la deformación, se han supuesto casi paralelos. En la Figura 4a, la fábrica dice aparentemente muy poco, lo que puede deberse a que corresponde a una roca poco deformada. En la Figura 4b, correspondiente a una muestra muy deformada, se insinúa una doble guirnalda simétrica con respecto a la esquistosidad, con un máximo en el eje Y. No obstante, la definición es imprecisa, y no puede considerarse una fábrica muy heterogénea. Sin duda, no corresponde a la distribución típica de una muestra muy deformada por cizallamiento simple (CARRERAS et al. 1977, BURG & LAURENT,

1978, ROERMUND et al. 1979, LISTER & WILLIAMS 1979), lo que puede ser atribuido a alguna de las razones siguientes:

(i) La deformación no ha alcanzado la suficiente intensidad como para que aparezca la guirnalda simple o la pseudo-doble guirnalda (Tipo I de HARA et al. 1973 y LISTER, 1977) de los ejemplos más deformados citados en la literatura. Podría equivaler a una fábrica en granodiorita citada por BURG & LAURENT (1978) en la que la esquistosidad y el plano de cizallamiento forman un ángulo de 32° , pero no es probable pues dada la deformación apreciable en nuestra muestra, el ángulo es seguramente menor.

(ii) Hay componentes no rotacionales en la deformación, y ello puede ser la causa de la aparente simetría de la fábrica (LISTER & HOBBS, 1980).

(iii) El deslizamiento intracrystalino en dirección (c) paralelo a las caras del prisma [1010] compite con el de dirección (a) en las mismas caras y con el (a)-basal (0001). Según LISTER (1981), esto puede crear fábricas casi al azar. La temperatura necesaria para que el mecanismo (c)-prisma comience a funcionar, estimada por BLACIC (1975) en 550 a 600°C para las más lentas velocidades de deformación empleadas en las pruebas de laboratorio, podría haberse mantenido durante la deformación del granito de Sarria.

Las Figuras 5a y b corresponden a una muestra de la facies deformada I de la granodiorita de Santa Eulalia y las 5c y d a la banda milonítica descrita; a y c representan los ejes de los grandes granos de cuarzo, rectangulares y muy alargados («ribbons») en el último caso, y b y d representan los de los desarrollados en las bandas de grano fino de las mismas muestras.

En el caso de los granos mayores se aprecia una guirnalda aproximadamente perpendicular a la dirección del cizallamiento (supuesta muy próxima a la de la esquistosidad), lo que es coherente con las fábricas descritas en zonas de cizalla. El hecho de que la mayor parte de los polos se concentren cerca del eje Y sugiere que el deslizamiento según las caras prismáticas y en dirección (a) domina sobre el basal en la misma dirección, lo que según AVE'LALLEMENT & CARTER (1971), TULLIS et al. (1973), WILSON (1975) y BOULLIER & BOUCHEZ (1978) implica unas condiciones de presión y temperatura relativamente altas, coherentes con las deducidas en el encajante metamórfico antes de la retrogradación.

Los pequeños granos en esas mismas muestras (Fig. 5b y d) dan una concentración de máximos en la periferia de los diagramas, lo que indica que el sistema (a)-basal predomina y que, probablemente, la temperatura de deformación era menor (TULLIS et al. 1973, BOULLIER & BOUCHEZ, 1978), quizás en el rango correspondiente a la facies de los esquistos verdes.

La Figura 5e corresponde a una muestra de la facies deformada II de Santa Eulalia. Aunque la orientación de la dirección de cizallamiento no se conoce, la

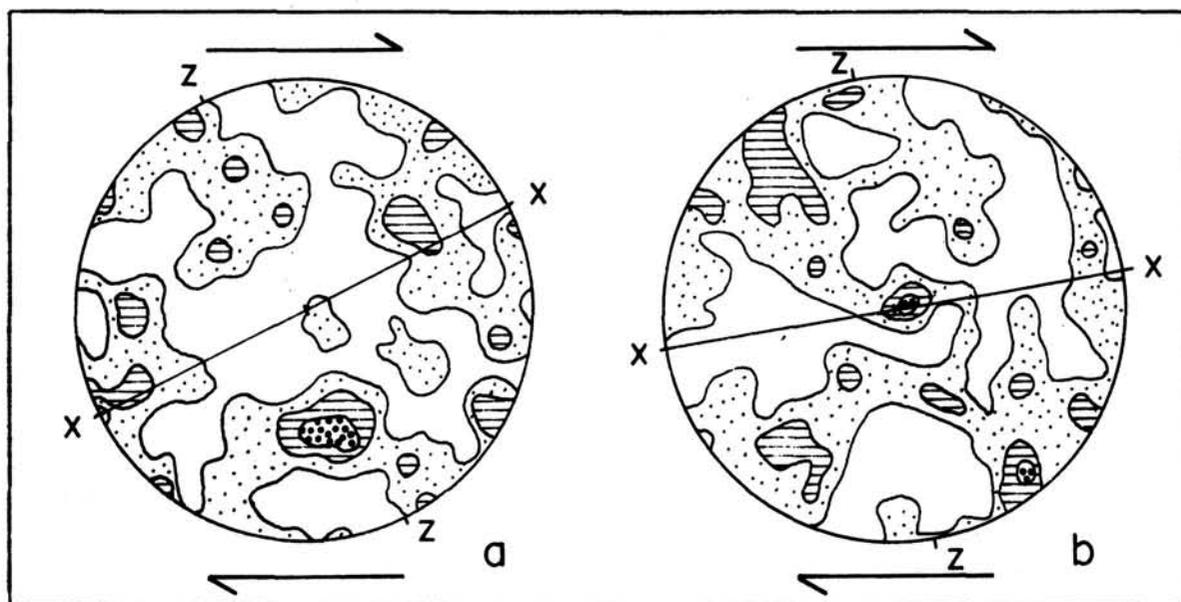


Fig. 4.- Ejes (c) de cuarzo en muestras correspondientes a la facies deformada I (a) y II (b) del granito de Sarria. El plano transversal es la esquistosidad y el sentido de cizallamiento es el correspondiente al emplazamiento del Manto de Mondoñedo. Contornos para 1, 2,5 y 5%. 100 polos cada muestra.

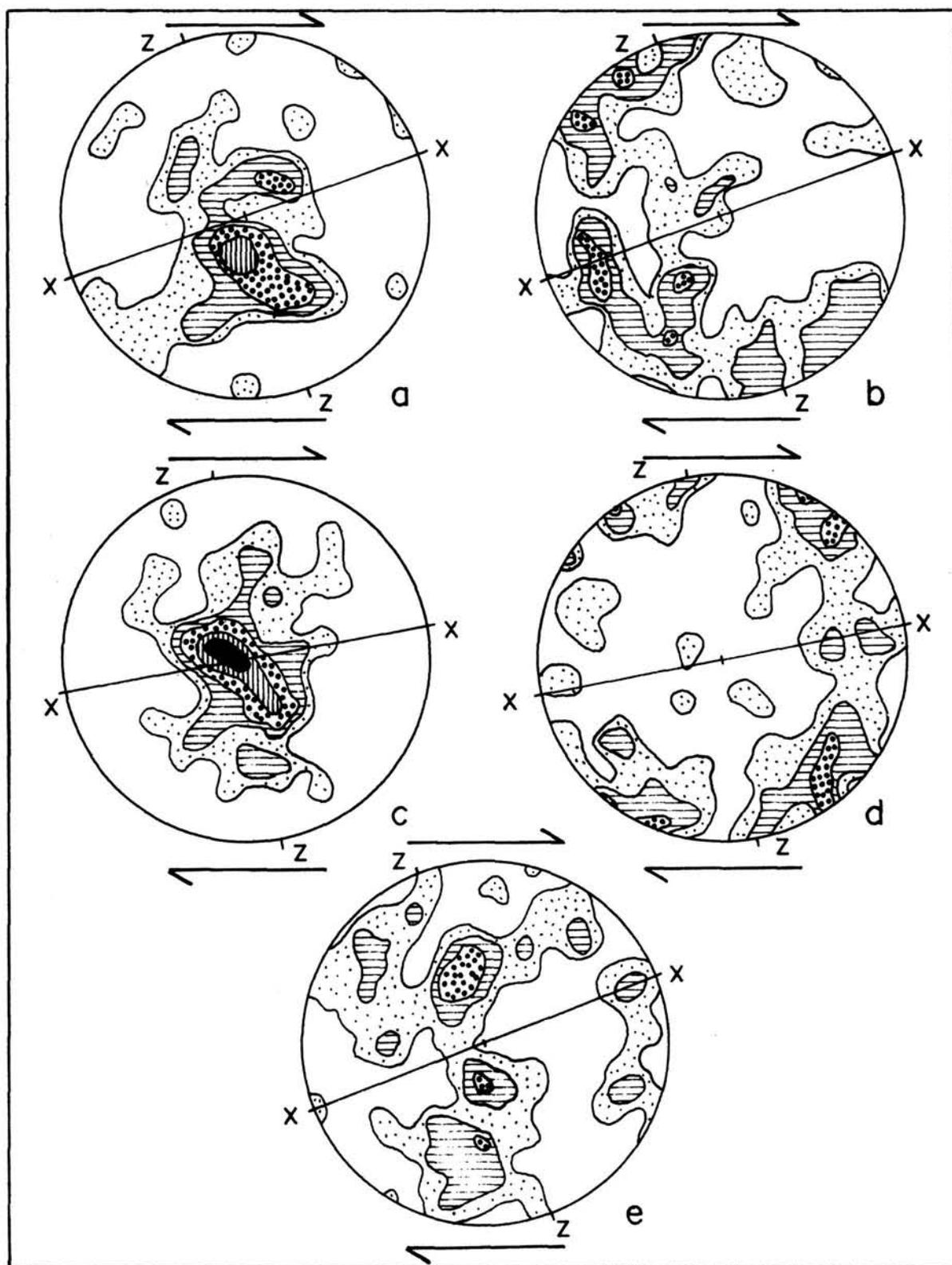
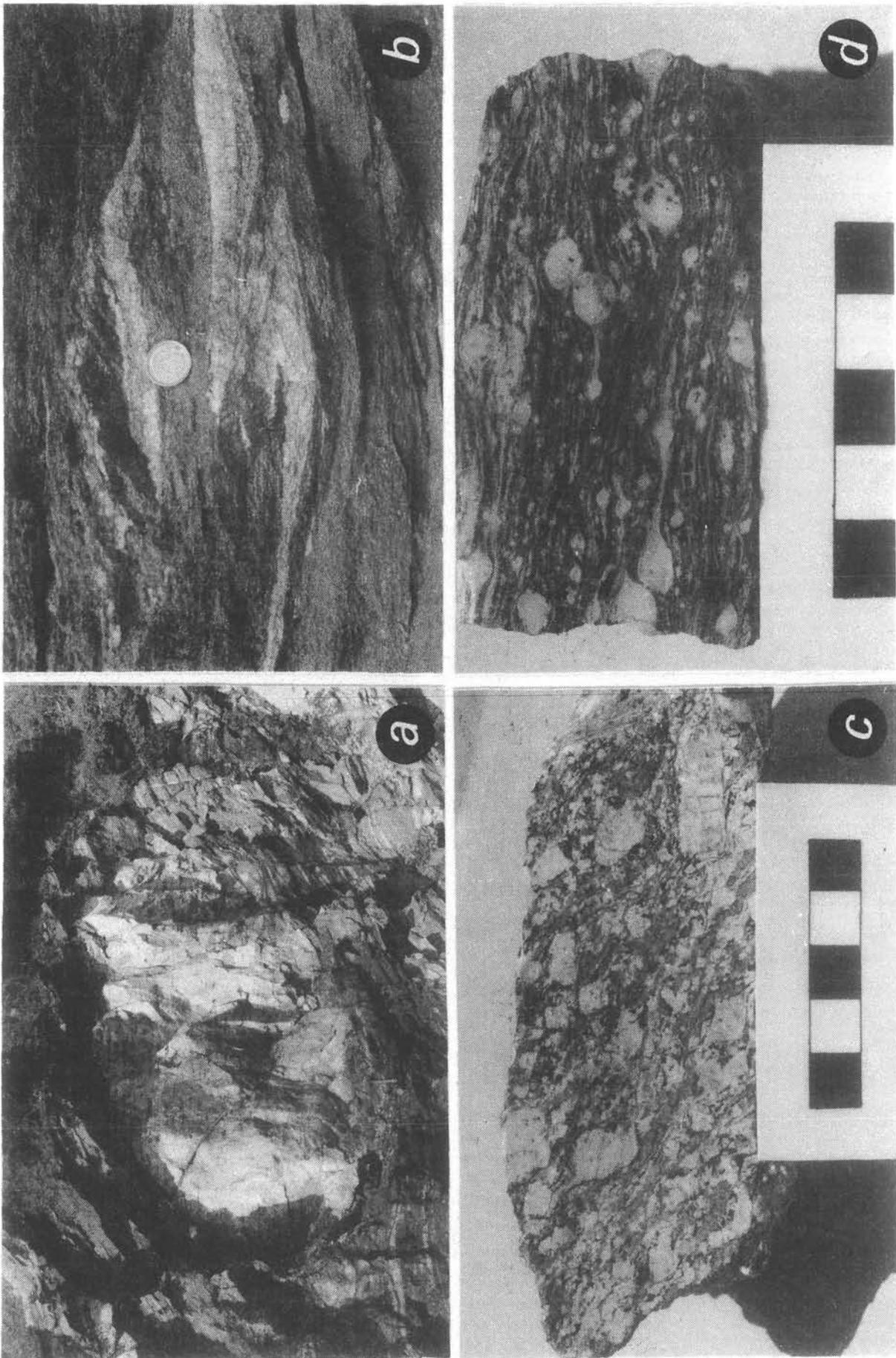
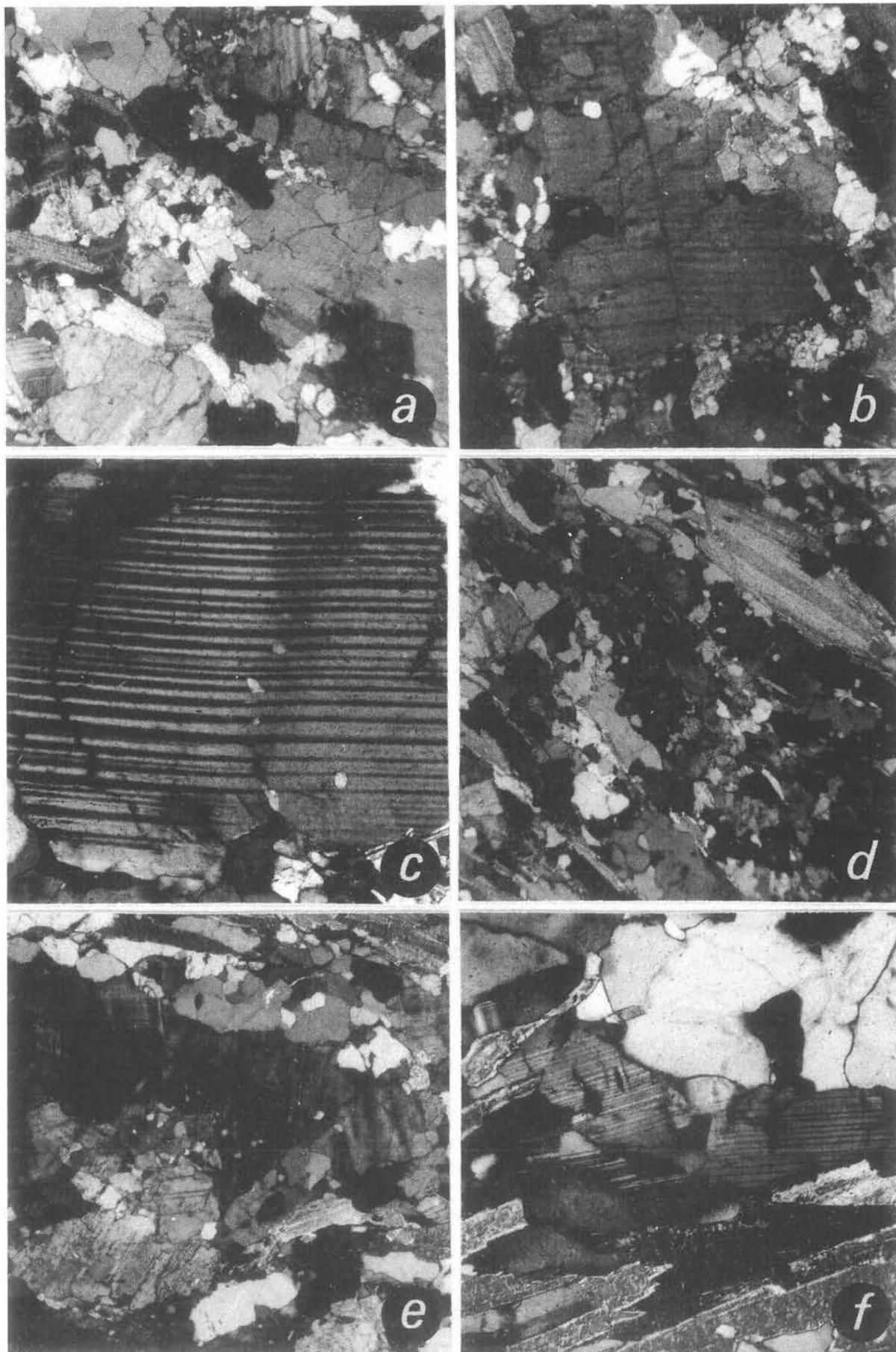


FIG. 5.- Ejes (c) de cuarzo en muestras de la granodiorita de Santa Eulalia de Pena. a y b- Muestra de la facies deformada I. c y d- Muestra en una banda milonítica de la misma facies. e- Muestra de la facies deformada II. El plano transversal es la esquistosidad y el sentido de cizallamiento es el correspondiente al emplazamiento del Manto de Mondoñedo. Contornos para 1, 2, 5, 10 y 15%. a, c, d, e: 100 polos. b: 75 polos.

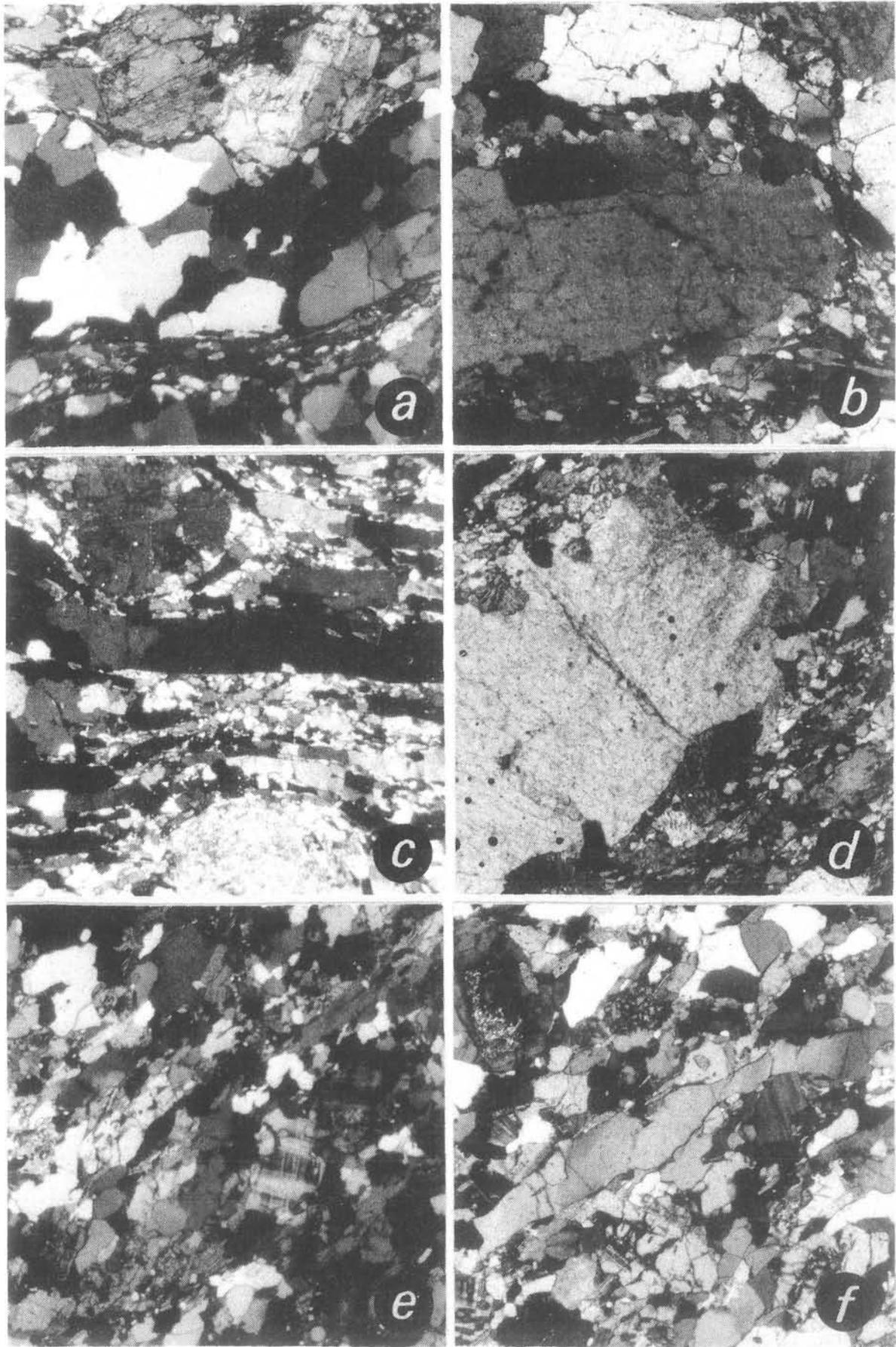


Lám. I.- a- «Boudin» en aplita inyectada en los metasedimentos del Domo de Puertomarín.
 b- Pliegues de 2ª fase en una inyección aplítica al Norte del granito de Sarria.
 c- Esquistosidad débilmente sigmoidal y microcizallas (horizontales en la foto) en la facies deformada I de Santa Eulalia. Escala en centímetros.
 d- Banda milonítica en Santa Eulalia. Escala en centímetros.



Lám. II.- Aspectos de las facies deformadas del granito de Sarria.

- a- Facies deformada I. Aspecto general x 19.
- b- Idem. Recristalización en los márgenes de una plagioclasa. x 19.
- c- Idem. «Kink band» en plagioclasa. x 77.
- d- Facies deformada II. Aspecto general. x 19.
- e- Idem. Microclina recristalizada formando un agregado alargado. x 31.
- f- Idem. Plagioclasa recristalizada. x 77.



Lám. III.- Aspectos de la deformación en la granodiorita de Santa Eulalia de Pena.

a- Facies deformada I. Aspecto general. x 19.

b- Idem. Recristalización en los márgenes de una plagioclasa. x 31.

c- Banda milonítica. Aspecto general. x 19.

d- Idem. Microclina con mirmequitas en sus bordes paralelos a la foliación. Recristalización en el borde superior, normal a la foliación. x 31.

e- Facies deformada II. Aspecto general. x 19.

f- Idem. Cuarzo muy aplastado con evidencias de restauración. x 31.

existencia de una guirnalda bastante bien definida sugiere un mecanismo de cizallamiento simple (BURG & LAURENT, 1978, BOUCHEZ & PECHER, 1981) y una orientación y sentido como los dibujados.

DISCUSION Y CONCLUSIONES

Las facies deformadas en el Norte del macizo de Sarria son adyacentes a esquistos y cuarcitas cámbricos y precámbricos deformados durante la 2ª fase en la zona de cizalla de la base del Manto de Mondoñedo. El paralelismo de la segunda esquistosidad y la lineación mineral en los metasedimentos con la esquistosidad y lineación en las facies graníticas deformadas y el hecho de que el granito en contacto con esquistos que no han sufrido la 2ª fase no esté deformado, implica que la deformación en el granito se debe a la tectónica tangencial de la 2ª fase.

En el macizo de Santa Eulalia de Pena, la disposición de la esquistosidad, plegada, con la facies deformada II ocupando el núcleo de una antiforma, apoya la misma conclusión. Por otra parte, en la facies deformada I de Santa Eulalia, el sentido de movimiento de las microcizallas es el mismo que el del manto de Mondoñedo, por lo que pueden ser interpretadas como equivalentes a las fracturas R (sintéticas) de un sistema de Riedel o como cizallas secundarias similares a las C' de IGLESIAS & CHOUKROUNE (1980), formadas a unos 30° de la superficie de cizallamiento.

Podría sospecharse una relación con la Falla de Vivero, en cuyo caso las microcizallas serían equivalentes a las fracturas R' (antitéticas) de un sistema de Riedel. Sin embargo, microcizallas relacionadas con la Falla de Vivero en los esquistos adyacentes (Fig. 3b), en la propia granodiorita, y en el granito de Sarria cerca de Villamayor, son siempre sintéticas y subparalelas a la falla.

En cualquier caso, en ambos macizos existe, además de la deformación de 2ª fase, otra asociada a la Falla de Vivero y el plegamiento ligado a la tercera.

El régimen de deformación para la 2ª fase debe ser de tipo cizallamiento simple. Desgraciadamente, en los macizos deformados no hay, a diferencia de lo que sucede en los metasedimentos, demasiados criterios que apoyen tal aserto, pues ni las fábricas plano-lineares pueden ser consideradas una prueba ni los diagramas de ejes (c) del cuarzo son suficientemente explícitos. Los indicios más válidos son la distribución heterogénea, por bandas, de la deformación, una característica típica de las zonas de deformación no coaxial (RAMSAY & GRAHAM 1970, RAMSAY & ALLISON, 1979), y las microcizallas en Santa Eulalia.

En ambos macizos, las rocas han tenido un comportamiento dúctil o en la transición frágil-dúctil. Este último es sobre todo observable en las facies defor-

madras I de los dos granitoides. En ellas, mientras el cuarzo se ha comportado dúctilmente, sufriendo deformación por deslizamiento intracrystalino, restauración y recristalización dinámica, la microclina y la plagioclasa han reaccionado de forma más frágil, con microfracturación, «kinking» y recristalización limitada en muchos casos a los bordes de los granos primarios. En las facies deformadas II, el comportamiento dúctil predomina en todos los minerales, y la deformación por deslizamiento intracrystalino y la recristalización dinámica, combinados probablemente con procesos de difusión (mirmequitas, bandeado gneísico) son responsables del desarrollo de la fábrica.

Procesos y estructuras semejantes han sido descritos en granitos deformados en condiciones de presiones y temperaturas elevadas (BOSSIERE & VAUCHEZ 1978, BERTHE et al. 1979, HANMER, 1982). Particularmente, el comportamiento dúctil de plagioclasa y microclina, el nulo desarrollo de filosilicatos a partir de feldespatos, la ausencia o escasez de biotita verde y clorita y, en general, de retrogradación, sugieren que las condiciones físicas de la deformación coinciden con las de la 2ª fase en los metasedimentos adyacentes: 5 a 5,5 kb. y 550 a 650°C para el macizo de Sarria y 4,5 a 5 kb. y 450 a 550°C para el de Santa Eulalia.

La ausencia de lamelas de deformación en el cuarzo es acorde con esas altas temperaturas, suficientes para que se produzca con facilidad la restauración por migración de dislocaciones (HARA & NISHIMURA, 1977, TULLIS, 1977), y las fábricas cristalográficas pueden también ser interpretadas en relación con las elevadas temperaturas imperantes. Únicamente en la facies deformada I de Santa Eulalia, el predominio de un mecanismo de deslizamiento basal en el cuarzo de grano fino sugiere temperaturas menores. Si la deformación está ligada al emplazamiento del Manto de Mondoñedo, eso es exactamente lo que cabría esperar, pues en la adyacente ventana tectónica, la última parte de la deformación de 2ª fase fue realizada en condiciones de la facies de los esquistos verdes.

Por lo que respecta a la deformación ligada a la Falla de Vivero, el régimen de deformación fue también de tipo cizallamiento simple. Merecen destacarse las evidencias de deformación no coaxial en el macizo de Sarria cerca de Villamayor (superficies C y S). El comportamiento del granito ante la deformación allí parece ser más frágil, no solo que el del mismo granito en las zonas deformadas por la 2ª fase, sino también más que el de la granodiorita de Santa Eulalia en relación con la Falla de vivero. Ello es debido a que esta parte del macizo de Sarria corresponde a una zona bastante alta, estructuralmente, dentro del mismo, y las condiciones de presión y temperatura se mantuvieron inferiores a las del margen occidental de la granodiorita.

BIBLIOGRAFÍA

- AVE'LALLEMENT, H.G. & CARTER, N.L. (1971).: Pressure dependence of quartz deformation lamellae orientations. *Am. Journ. Sci.*, 270, 218-235.
- BARRERA, J.L., BELLIDO, F., PABLO MACIA, J.G. y ARPS, C.E.S. (1982).: Evolución petrologico geoquímica de los granitoides hercínicos del NO gallego. *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, 3, 21-52.
- BASTIDA, F. y PULGAR, J.A. (1978).: La estructura del manto de Mondoñedo entre Burela y Tapia de Casariego (Costa Cantábrica, NW de España). *Trab. de Geol.*, 10, 75-124.
- BERTHE, D., CHOUKROUNE, P. & JEGOUZO, P. (1979).: Orthogneiss, mylonite and non coaxial deformation of granites: the example of the South Armorican Shear Zone. *Journ. Struct. Geol.*, 1, 31-42.
- BLACIC, J.D. (1975).: Plastic-deformation mechanisms in quartz: the effect of water. *Tectonophysics*, 27, 271-294.
- BOSSIERE, G. et VAUCHEZ, A. (1978).: Deformation naturelle par cisaillement ductile d'un granite de Grande Kabylie Occidentale (Algerie). *Tectonophysics*, 51, 57-81.
- BOUCHEZ, J.L. & PECHER, A. (1981).: The Himalayan Main Central Thrust pile and its quartz-rich tectonites in Central Nepal. *Tectonophysics*, 78, 23-50.
- BOULLIER, A.M. et BOUCHEZ, J.L. (1978).: Le quartz en rubans dans les mylonites. *Bull. Soc. Géol. France*, XX, 3, 253-262.
- BURG, J.P. & LAURENT, Ph. (1978).: Strain analysis of a shear zone in a granodiorite. *Tectonophysics*, 47, 15-42.
- CAPDEVILA, R. (1969).: Le metamorphisme regional progressif et les granites dans le segment hercynien de Galice Nordoriental (NW de l'Espagne). Thèse Univ. Montpellier. 430 p.
- CAPDEVILA, R. et FLOOR, P. (1970).: Les différents types de granites hercyniens et leur distribution dans le nord ouest de l'Espagne. *Bol. Geol. y Min.*, LXXXI, 215-225.
- CARRERAS, J., ESTRADA, A. & WHITE, S. (1977).: The effects of folding on the c-axis of a quartz mylonite. *Tectonophysics*, 39, 3-24.
- FLINN, D. (1965).: On the symmetry principle and the deformation ellipsoid. *Geol. Mag.*, 102, 36-46.
- HANMER, S.K. (1982).: Microstructure and geochemistry of plagioclase and microcline in naturally deformed granite. *Journ. Struct. Geol.*, 4, 197-213.
- HARA, I., TAKEDA, K. & KIMURA, T. (1973).: Preferred lattice orientation of quartz in shear deformation. *J. Sci. Hiroshima Univ.*, Ser. C, 7, 1-11.
- HARA, I. & NISHIMURA, Y. (1977).: Boundary between subbasal I and subbasal II fields of quartz deformation in geological conditions. *Tectonophysics*, 39, 273-286.
- IGLESIAS, M. & CHOUKROUNE, P. (1980).: Shear zones in the Iberian Arc. *Journ. Struct. Geol.*, 2, 63-68.
- LISTER, G.S. (1977).: Discussion: crossed-girdle c-axis fabrics in quartzites plastically deformed by plane strain and progressive simple shear. *Tectonophysics*, 39, 51-54.
- LISTER, G.S. (1981).: The effect of the basal-prism mechanism switch on fabric development during plastic deformation of quartzite. *Journ. Struct. Geol.*, 3, 67-75.
- LISTER, G.S. & WILLIAMS, P.F. (1979).: Fabric development in shear zones: theoretical controls and observed phenomena. *Journ. Struct. Geol.*, 1, 283-297.
- LISTER, G.S. & HOBBS, B.E. (1980).: The simulation of fabric development during plastic deformation and its application to quartzite: the influence of deformation history. *Journ. Struct. Geol.*, 2, 355-370.
- MARTÍNEZ CATALÁN, J.R. (1980).: L'apparition du chevauchement basal de la nappe de Mondoñedo dans le dôme de Lugo (Galice, Espagne). *C.R. Acad. Sci. Paris*, 290, 179-182.

- MARTÍNEZ CATALÁN, J.R. (1981).: Estratigrafía y estructura del Domo de Lugo (Sector Oeste de la zona Asturoccidental-leonesa). Tesis Univ. de Salamanca, 317 p.
- MIYASHIRO, A. (1973).: Metamorphism and metamorphic belts. G. Allen & Unwin. London. 429 p.
- PABLO MACIA, J.G. (1981).; Contribución a la correlación y síntesis de los granitos gallegos. *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, 2, 51-60.
- RAMSAY, J.G. & GRAHAM, R.H. (1970). Strain variation in shear belts. *Can. J. of Earth Sc.*, 7, 786-813.
- RAMSAY, J.G. & ALLISON, I. (1979).: Structural analysis of shear zones in an alpinised Hercynian granite. *Schweiz Min. Petr. Mitt.*, 59, 251-279.
- ROERMUND, H. van, LISTER, G.S. & WILLIAMS, P.F. (1979).; Progressive development of quartz fabrics in a shear zone from Monte Mucrone, Sesia-Lanzo Zone, Italian Alps. *Journ. Struct. Geol.*, 1, 43-52.
- TULLIS, J., CHRISTIE, J.M. & GRIGGS, D.T. (1973).: Microstructures and preferred orientations of experimentally deformed quartzites. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 84, 297-314.
- TULLIS, J. (1977).: Preferred orientation of quartz produced by slip during plane strain. *Tectonophysics*, 39, 87-102.
- WILSON, C.J.L. (1975).: Preferred orientation in quartz ribbon mylonites. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 86, 968-974.

COLOQUIO

A. RIBEIRO: ¿Tiene algún dato sobre la edad de los granitos deformados por la F_2 ?

MARTINEZ CATALÁN: Sólo sobre el granito de Sarria. Capdevila da una datación en su tesis que con el cambio de constantes debe estimarse hacia los 300-310 m.a., creo recordar.