

## ESTUDIO PETROLÓGICO Y ESTRUCTURAL DEL ÁREA ANTIFORMAL DEL OESTE DE PERE- RUELA (PROVINCIA DE ZAMORA)

E. ALONSO CASTRO (\*)  
M. LÓPEZ PLAZA(\*)

RESUMEN.- En este trabajo se realiza un estudio cartográfico, petrográfico y estructural del área antiformal de Pereruela (Zamora central). Se dedica una atención especial a la caracterización petrográfica y geoquímica de los gneises que aparecen en el núcleo antiformal, así como al proceso de turmalinización. Desde el punto de vista estructural, el área reúne una gran diversidad, debido al efecto de la zona de cizalla dúctil dextra de Pereruela-Villalcampo que se superpone con variable intensidad a la antiforma de fase III hercínica. A efectos descriptivos se han considerado 6 sectores de diferente significado petrológico-estructural. Estos sectores se suceden de Sur a Norte desde el granito anatéctico de Sayago, cuyo encajante pelítico aparece filonitizado, hasta el sector esquistoso y cuarcítico del flanco Norte de la antiforma, donde se desarrollan probables clivajes de crenulación extensional. En cuanto al metamorfismo, cabe resaltar la disposición subparalela entre las isogradas del metamorfismo M1 (con cloritoide, granate y estaurolita relicta) y las isogradas del M2 (con andalucita, cordierita y silimanita prismática). El cizallamiento dúctil retoca el borde del granito de Sayago, acentuando el paralelismo con las estructuras del encajante y con las isogradas metamórficas. Por otra parte, los fluidos generados por el proceso anatéctico, son movilizados por el cizallamiento hacia los dominios supra-anatéticos del núcleo antiformal. En consecuencia, se desarrollan las turmalinitas y numerosas segregaciones aplo-pegmatíticas, además de los yacimientos estanno-wolframíferos. En concreto, se deduce que el boro se fija preferentemente en gneises plagioclásico-biotíticos así como en esquistos con biotita y silimanita. Asimismo, la aparición de turmalina en los leucogranitos se interpreta como un proceso evolutivo *subsolidus* desarrollado durante el cizallamiento, que además produce una mirmequitización generalizada tanto en los gneises microglandulares como en el granito porfídico de Sayago.

ABSTRACT.- The present work reports on a mapping, petrographic and structural study of the area of the Pereruela antiform (central Zamora). Petrographic and geoche-

---

(\*): Departamento de Geología, Facultad de Ciencias, 37008 Salamanca.

mical characterization of the gneisses of the core antiform is emphasized, as well as the formation of tourmaline. From a structural point of view, this area displays an outstanding variability, because the Pereruela-Villalcampo shear zone is overlapped on the phase III hercynian antiform. Conventionally, six sectors of different petrological and structural meaning are established; so Northwards a shistose and quartzitic sector, with likely extensional crenulation cleavage, follows Sayago anatectic granite, of which pelitic country rock appears phyllonitized. Concerning metamorphism it is worthy to note the subparallel geometry of M1-metamorphism isograds, with chloritoid, garnet and relict staurolite, with regard to M2-metamorphism isograds, with andalusite, cordierite and prismatic sillimanite. The Sayago granite boundary is reworked by the shearing, so its contact becomes more parallel to these metamorphic isograds as well as in relation to the mega-structures of the country rock. On the other hand, the fluids generated by the anatectic process are mobilized by shearing towards a peripheral area of the core antiform; consequently, tourmalinites and a great quantity of Sn-W rich veins and aplogematitic segregations are developed. In particular, a preference for boron in plagioclase-biotite bearing gneisses and in sillimanite-biotite bearing schists can be deduced. Furthermore, the appearance of tourmaline in the leucocratic granites could be seen as a subsolidus evolution during shearing, in the same way as common myrmekites of the feldspars of the microglandular gneisses and porphyritic Sayago-type granite.

**Palabras clave:** Gneises - Metapelitas - Granitos - Pegmatitas - Turmalinitas - Zona de cizalla - Antiforma hercínica - Metamorfismo - Anatexia - Fluidos - Pereruela (Zamora, Castilla y León).

**Key words:** Gneisses - Metapelites - Granites - Pegmatites - Tourmalinites - Shear zone - Hercynian antiform - Metamorphism - Anatexis - Fluids - Pereruela (Castilla-León, Zamora province).

## INTRODUCCIÓN

### SITUACIÓN GEOLÓGICA Y ANTECEDENTES.

El área estudiada (centro-sur de Zamora) se localiza geológicamente en una parte de la Zona Centro-Ibérica (JULIVERT *et al.*, 1972) comprendida entre el dominio granítico del Domo del Tormes (MARTÍNEZ, 1974; LÓPEZ PLAZA & CARNICERO, 1987) y el dominio metamórfico del sinclinal de Alcañices (QUIROGA, 1981; PARGA PONDAL *et al.*, 1982). Está constituida por un complejo laminar de aplitas, pegmatitas y leucogranitos intercalados en una serie esencialmente pelítica (TOROS, 1981; LÓPEZ PLAZA, 1982). Este conjunto litológico para algunos autores representa la banda más septentrional de la denominada «Serie Pegmatoide del Alamo» (GARCÍA DE FIGUEROLA *et al.*, 1983), cuyas pegmatitas podrían representar un nivel litoestratigráfico con metavulcanitas ácidas.

Una característica fundamental del área es la existencia de una banda de cizalla dúctil dextra (IGLESIAS & RIBEIRO, 1981) interpretada como un dúplex extensional (GONZÁLEZ CLAVIJO *et al.*, 1991) de gran importancia para la metalogénia del Sn y W (GONZALO & LÓPEZ PLAZA, 1983; HERNÁNDEZ & MORO, 1991), y para la del oro en

su prolongación noroccidental (GONZÁLEZ CLAVIJO *et al.*, *op. cit.*). Concretamente, algunos investigadores establecen, tras un estudio geológico y geoquímico detallado, una génesis para el Sn y W del tipo «strata bound» de origen volcánico-exhalativo y metamórfico (HERNÁNDEZ & MORO, *op.cit.*).

## OBJETIVOS.

Con este trabajo se pretende, por un lado, incrementar el conocimiento de la geología del área, sobre todo en sus aspectos petrológicos y estructurales; y por otro lado, se pretende analizar la relación con el área anatética del Domo del Tormes, de la cual puede considerarse una zona perianatética. En este sentido, uno de los objetivos se basa en considerar determinados tipos de rocas de este área como protolitos de las anatexitas, a fin de ser estudiados en etapas posteriores y contrastarlos con otros ya considerados en las áreas migmatíticas (LÓPEZ PLAZA & GONZALO, 1993; GONZALO *et al.* (*in litt.*)). Finalmente, el proceso de cizallamiento dúctil-frágil cobra aquí un especial significado por su intensidad y variabilidad al actuar sobre tipos de rocas muy diferentes. Su estudio presenta interés por sí mismo, pero también debido a que dicho episodio de cizallamiento afecta a los granitoides del Domo del Tormes de una manera generalizada, desarrollando una serie de modificaciones texturales y mineralógicas comparables a las de este área peri-anatética.

## PETROGRAFÍA Y GEOQUÍMICA

### GNEISES

Podrían correlacionarse con los gneises de Villadepera (QUIROGA, 1977), situados en una zona próxima al NO. Estos últimos están intercalados en los esquistos de Villalcampo, y cortados por la discordancia del Ordovícico Inferior (VILLAR, 1990). A su vez, han sido correlacionados, por sus características petrográficas, con la facies de grano fino de la formación porfiroide «Ollo de Sapo» (HERNÁNDEZ & MORO, 1991). Por nuestra parte, distinguimos estos últimos de los denominados gneises de Pereruela, con las siguientes características para cada uno de los tipos:

a) **Gneises tipo «Ollo de Sapo»**. Son de grano fino, con abundante matriz micácea esquistosada que engloba porfidoclastos corroídos de cuarzo, de tonalidad azul violácea y de unos 3 mm de tamaño, así como otros de feldespato. Afloran en pequeñas masas lenticulares en las inmediaciones de Almaraz de Duero (figura 1, mapa entre págs. 68-69).

b) **Gneises de Pereruela**, con los siguientes subtipos:

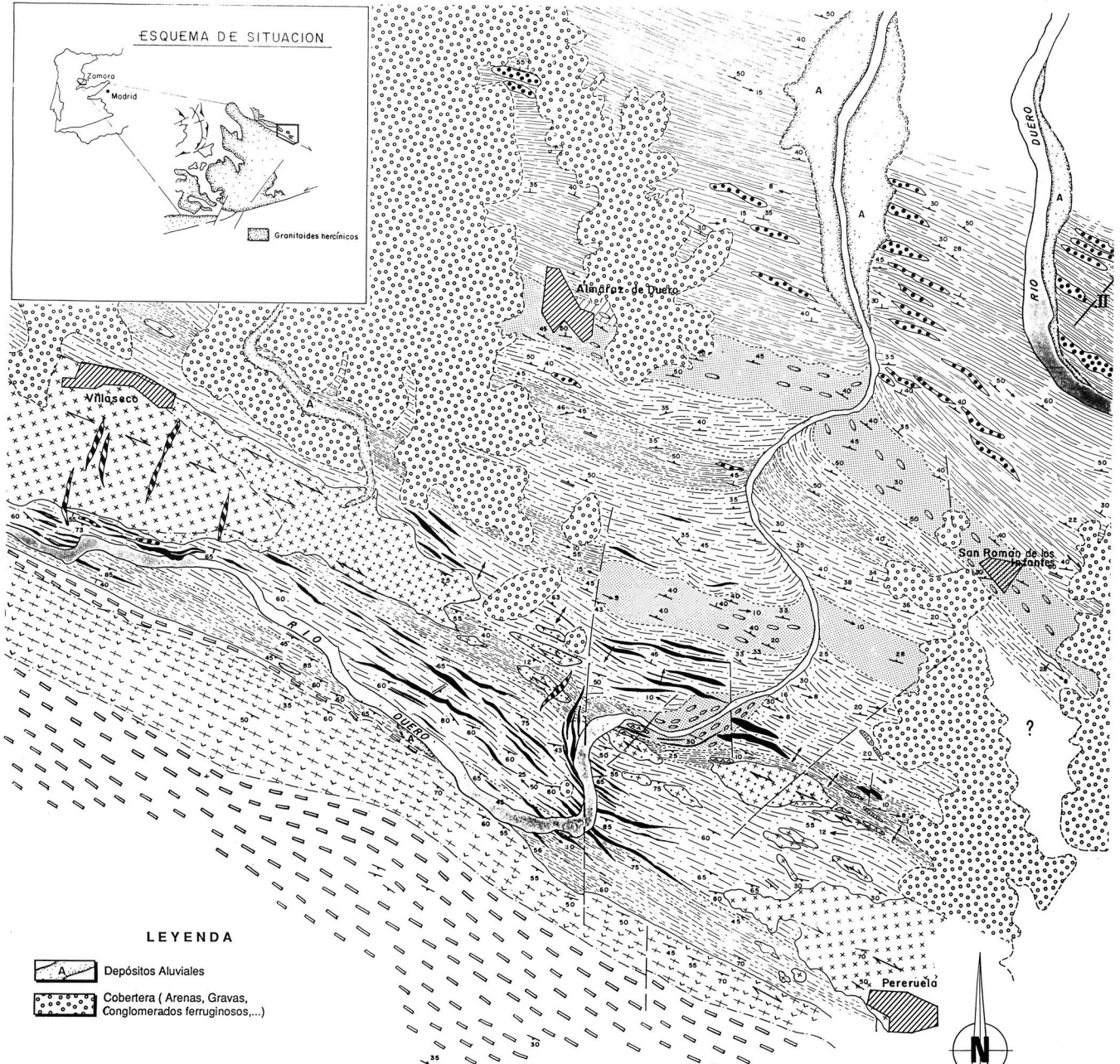
1. **Gneises biotíticos**. Son de tonalidad gris oscura, y de tamaño de grano fino.

CUADRO I: Cómputos modales de los diferentes tipos de gneises.

MUESTRA	GNEISES DE PERERUELA					GNEISES "OLLO DE SAPO"	
	LEUCOCRATICOS		BIOTITICOS		MICROGLAND	RICOS EN Fd.K	PLAGIOCLASICOS
	396-19	396-33	396-18	396-86	396-109	396-142A	396-142B
CUARZO	38,93	29,18	22,63	32,98	35,88	29,47	37,7
PLAG.	-	11,51	37,44	24,73	18,72	4,4	9,77
Fd. K.	43,96	43,16	17,62	11,77	31,54	18,27	-
BDTITA	-	14,96	18,79	14,37	6,9	24,4	19,44
MOSCOV.	17,10		3,4	15,36	6,1	22,1	31,09
APATITO	0,8	0,3	0,06	0,7	-	0,16	0,11
CIRCON	-	-	-	0,07	-	0,05	0,01
GRANATE	-	-	-	-	-	-	0,4
OPACOS	-	-	-	-	-	1	0,57
OTROS	-	-	-	-	sericita 0,75	-	óxidos Fe 0,38
TOTAL PUNTOS	994	1528	1458	1419	3065	1778	1740

TABLA I: ANALISIS QUIMICO-MINERALOGICOS

MUESTRA	GRANATES	BIOTITAS		MUESTRA	FED. K	PLAG.
	396-105 n=2	396-105 n=2	396-140 n=7		D-396-140 n=1	D-396-140 n=2
SiO <sub>2</sub>	36,692	35,085	34,930	SiO <sub>2</sub>	65,188	67,672
TiO <sub>2</sub>	0,002	5,310	2,920	TiO <sub>2</sub>	0,000	0,017
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	19,939	18,660	18,292	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18,451	20,622
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,015	0,005	0,032	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,032	0,025
FeO <sub>t</sub>	28,811	23,975	24,851	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,065	0,095
MnO	12,428	0,500	0,378	MgO	0,023	0,01
MgO	0,500	4,100	5,024	MnO	0,000	--
CaO	0,962	0,010	0,017	CaO	0,000	1,410
Na <sub>2</sub> O	0,025	0,060	0,175	Na <sub>2</sub> O	0,750	10,472
K <sub>2</sub> O	0,015	9,140	9,298	K <sub>2</sub> O	15,152	0,123
NiO		0,110	0,035	NiO	0,045	0,011
TOTAL	99,408	94,480	95,950	TOTAL	99,706	100,457
Gross.	0,189	Fe*=0,77	Fe*=0,73	Alb.	6,98	87,75
Espe.	29,456			Ort.	92,85	5,64
Pir.	2,107			Anor.	0,16	6,59
Alm.	65,561					
Gros+Espe.	29,544					



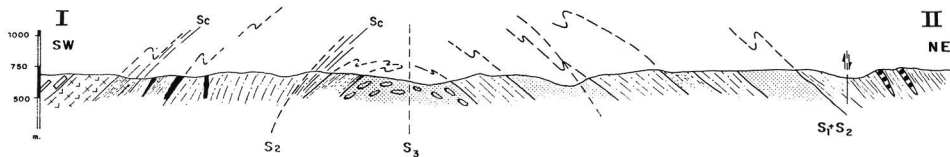
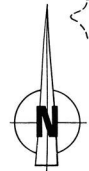
**LEYENDA**

- Depósitos Aluviales
- Cobertura ( Arenas, Gravas, Conglomerados ferruginosos,...)
- Alternancia de metapelitas con cuarcitas
- Metapelitas
- Cuarcitas listadas oscuras en lentejones
- Anfibolitas / Calcoesquistos
- Alternancia de gneises biotíticos con metapelitas
- Gneises leucocráticos y biotíticos / Gneises microglandulares
- Gneis microglandular "Olo de Sapo"

- Leucogranitos de dos micas / Leucogranitos con turmalina
- Granodioritas y tonalitas
- Granito biotítico porfídico (tipo Sayago)
- Diques graníticos y aplo-pegmatitas

**Simbología**

- Contacto discordante
- Contacto concordante progresivo
- Contacto intragranítico
- Contacto granito - encajante
- Falla
- Dirección y sentido de cizalla
- Diques de cuarzo
- Estratificación
- Esq. principal y foliación
- Esq. de crenulación (S<sub>2</sub>)
- Lineación (L<sub>2</sub>)
- Antiforma P<sub>2</sub>



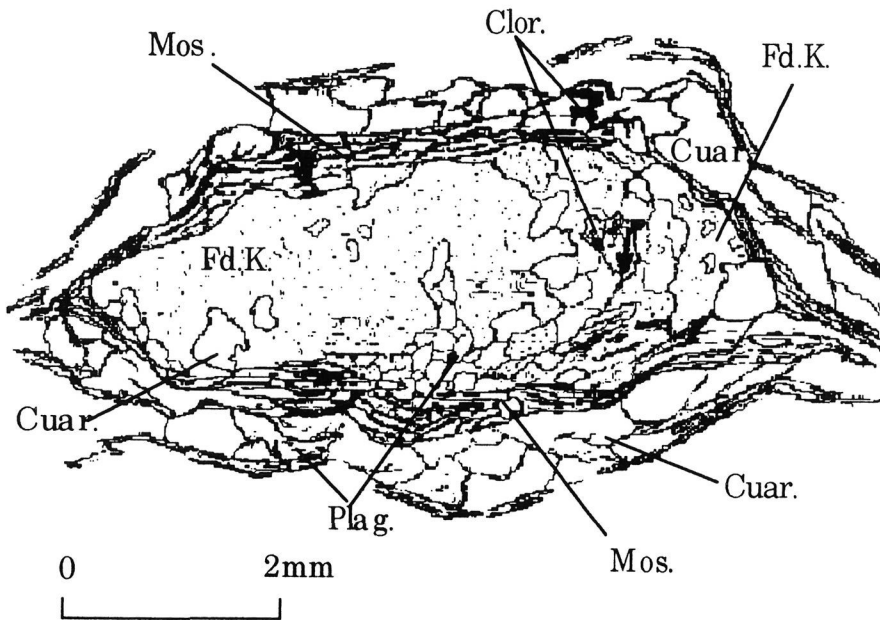


Figura 2: Porfidoclasto de feldespato potásico mirmequitizado en el gneis microglandular. Los neoblastos de pequeño tamaño tienden a desarrollarse hacia la periferia. En la parte inferior se aprecia una banda de segregación cuarzo-plagioclásica.

### TABLA II: ANALISIS QUIMICOS

MUESTRA	GDT-32 Gneis microgl.	GTD-33 Gneis leucocrát	GTD-34 Gneis biotítico	GTD-35 Gneis leucocrát	GTD-36 Gneis microgl.	DT-58 Traquidacita
SiO <sub>2</sub>	73,390	73,520	72,330	74,470	73,640	64,66
TiO <sub>2</sub>	0,290	0,250	0,230	0,230	0,270	0,710
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,230	13,170	14,190	13,280	13,270	16,78
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,350	0,310	0,360	0,320	0,340	3,80
FeO	1,690	1,500	1,840	1,530	1,650	---
MnO	0,040	0,040	0,050	0,040	0,040	0,007
MgO	0,530	0,360	0,470	0,320	0,460	2,430
CaO	0,410	0,260	0,590	0,420	0,390	2,730
Na <sub>2</sub> O	3,210	3,470	3,420	2,760	3,090	4,01
K <sub>2</sub> O	5,360	5,490	5,290	4,450	4,800	3,190
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,240	0,220	0,270	0,240	0,230	0,260
H <sub>2</sub> O	1,250	1,420	0,970	1,300	1,220	1,210
CO <sub>2</sub>	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	---
<b>TOTAL</b>	<b>99,990</b>	<b>100,010</b>	<b>100,010</b>	<b>99,360</b>	<b>99,400</b>	<b>99,850</b>
Na	0,052	0,056	0,055	0,045	0,050	
K	0,057	0,058	0,056	0,047	0,051	
Debon y Le Fort, (1983)						
A	27,490	20,521	34,620	61,965	44,759	
B	44,684	36,820	44,657	36,120	42,015	
Ba	544,320	274,000	275,730	194,150	282,860	
Sr	51,560	44,170	57,820	50,130	49,050	
Rb	220,000	138,000	237,000	183,000	214,000	

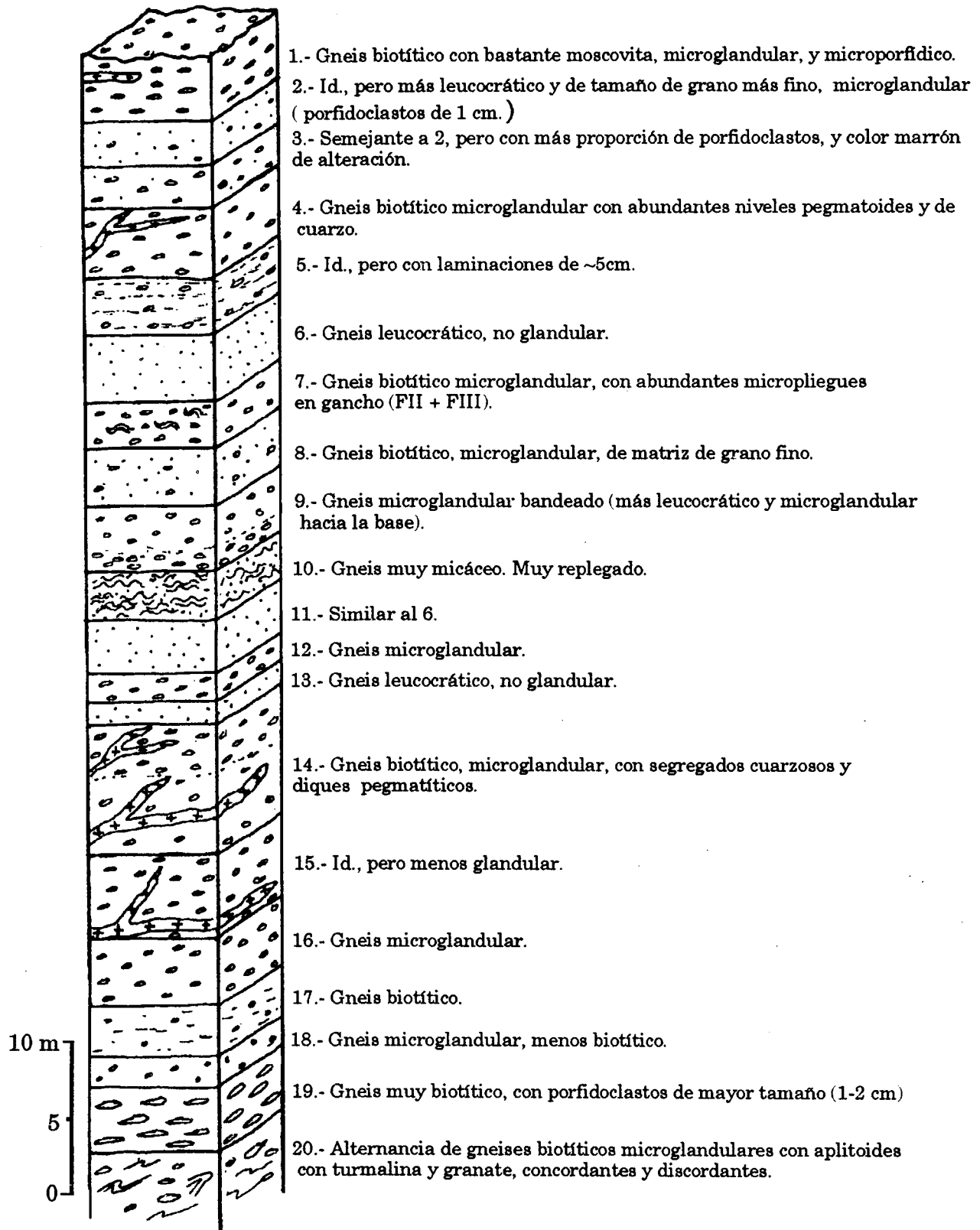


Figura 3: Columna litológica con los distintos tramos diferenciados en los gneises de la mina Pepita (NE de Pereuela).

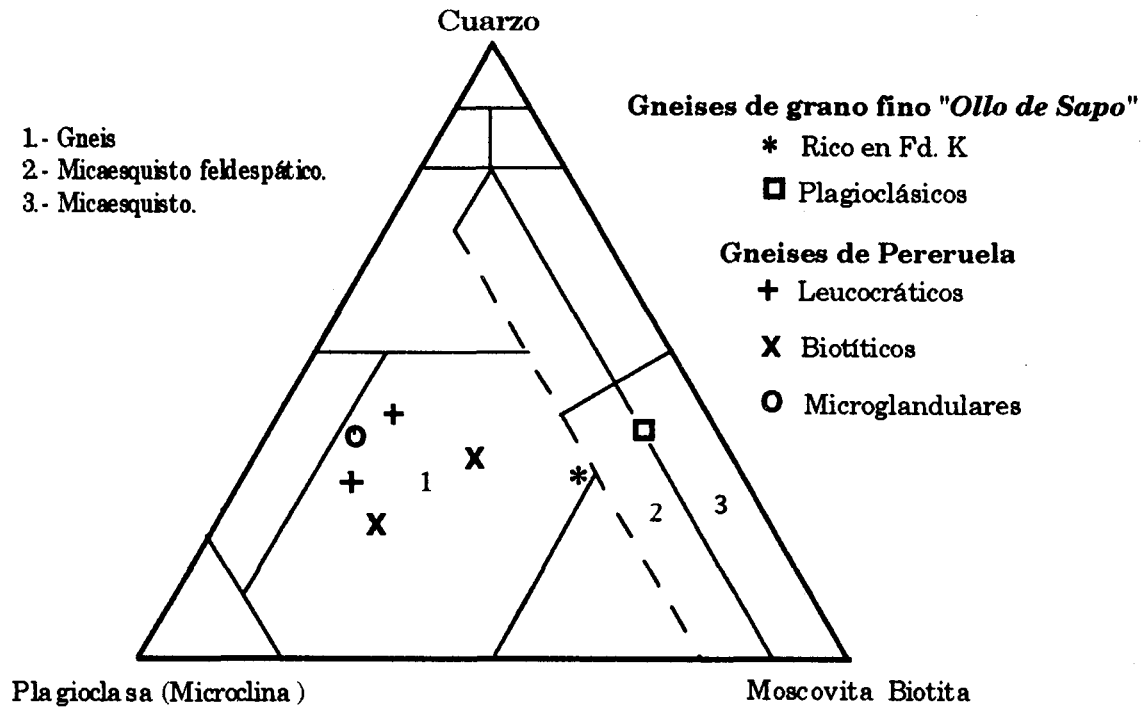


Figura 4: Representación de la composición modal de los gneises en el triángulo adaptado de WINKLER (1978) para rocas metamórficas de alta temperatura.

Suelen contener láminas milimétricas oscuras, marcadas por minerales micáceos que alternan con bandas cuarzo-feldespáticas de tonalidad más clara.

2).- *Gneises leucocráticos*. Forman niveles de espesor centimétrico o decimétrico con acuñamientos laterales. La diferencia fundamental en el campo es su tonalidad más clara debido a la ausencia o escasez de biotita.

3).- *Gneises microglandulares*, con porfidoclastos de cuarzo y feldespato visibles a simple vista, con un tamaño de grano que oscila entre 3 mm y 1 cm (figura 2).

Mesoscópicamente, en los gneises de Pereruela se observan variaciones tanto en el tamaño y cantidad de los porfidoclastos como en la tonalidad de la roca, que oscila de gris oscuro a gris claro-beige. A veces también muestran un bandeo con niveles donde la biotita es más abundante. Afloran en amplias zonas al Norte del eje antiformal y en alternancia con láminas pelíticas, razón por la que en esta zona se han considerado cartográficamente como «alternancia de gneises con metapelitas» (figura 1, mapa entre págs. 68-69). También se presentan en zonas relativamente masivas del núcleo antiformal (mina Pepita), donde alternan láminas subhorizontales de los tres subtipos gneísicos con espesores comprendidos entre 1 y 5 m (figura 3). De una manera general, se constata el predominio de la variedad microglandular hacia la base de la columna litológica. También se pone mejor de manifiesto el carácter porfidoclástico, más acusado en los términos más biotíticos.

La textura en los gneises de Pereruela es grano-lepidoblástica, y porfidoclástica en el grupo microglandular.



Todos los cálculos modales realizados se proyectan dentro del campo de los «gneises» en el triángulo Cuarzo-Feldespatos-Micas de WINKLER (1978) (figura 4) (Cuadro I), salvo un subgrupo plagioclásico del tipo «Olló de Sapo» (s.l.) que se proyecta en la divisoria del campo de los «micaesquistos feldespáticos» y el de los «micaesquistos». Excepto este último subgrupo, todos los gneises contienen feldespato potásico como mineral esencial, si bien la proporción de plagioclasa es muy variable de unos tipos a otros, destacando los gneises biotíticos, cuya proporción duplica a la del feldespato potásico.

El contenido en anortita de la plagioclasa varía del siguiente modo para los distintos subtipos de los gneises de Pereruela: los leucocráticos,  $An_{04-11}$ ; los microglandulares,  $An_{07-12}$ ; los biotíticos,  $An_{12-15}$ , y  $An_{26-31}$  en los subgrupos biotíticos más plagioclásicos.

El feldespato potásico, rico en componente ortósico ( $Or_{92.8} Ab_{6.98} An_{0.16}$ ), es siempre xenomorfo y con micropertitas no muy abundantes. Suele contener inclusiones de biotita. Los fenómenos de mirmequitización son comunes (figura 2). En consecuencia, una gran parte de la plagioclasa de los gneises leucocráticos y microglandulares, ricos en feldespato potásico, se considera albita secundaria y ligada a dicho proceso de mirmequitización.

El contenido en filosilicatos es también muy variable, con proporciones cercanas al 50% en el tipo «Olló de Sapo», y un mínimo en el grupo de los leucocráticos en torno al 15%. Composicionalmente, la biotita muestra una relación Fe/Fe+Mg alta (parámetro Fe\* de la Tabla I), sobre todo en los grupos leucocráticos. Pero no se aprecian claras diferencias según las variaciones texturales de los cristales.

Como minerales accesorios presentan: turmalina, circón y opacos. El apatito aparece a veces en cristales neoformados en contacto con bandas segregadas de composición cuarzo-feldespática. El granate es frecuente en cristales xenoblásticos de hasta 2 mm, que llegan a englobar a otros de plagioclasa, cuarzo y turmalina. Su composición es rica en almandino-espesartina ( $Al_{66} - Esp_{30}$ ) (Tabla I).

### **Geoquímica.**

Los análisis químicos efectuados para los gneises de Pereruela, indican que son rocas ricas en sílice (72-74 %) y peraluminicas, tanto más en los tipos leucocráticos y microglandulares (Tabla II).

La relación K/Na es próxima a la unidad y con tendencia a ser constante. Igualmente, la relación  $(Al/3-K)/(Al/3-Na)$  del diagrama DE LA ROCHE (1968) tiende a ser constante. Su proyección en el referido diagrama pertenece al campo del «vulcanismo calcoalcalino pacífico y vulcanismo toleítico» (figura 5). Se realiza también una proyección conjunta de estos gneises de Pereruela con los gneises de grano fino migmatizados de las áreas anatécicas del Domo del Tormes (LÓPEZ MORO & LÓPEZ PLAZA, 1992; RODRÍGUEZ CASTELLANO & LÓPEZ PLAZA, 1992; GONZALO *et al.*, *in litt.*), equiparables al paragneis de grano fino de Miranda do Douro (RIBEIRO, 1974). Casi todas las muestras de ambos tipos de rocas se proyectan en el referido campo; si bien se constata una relación más alta de  $Al/3-K / Al/3-Na$  en los gneises de Pereruela ( $K/Na \approx 1$ ), apoyando su origen ígneo, más probable que para los gneises de grano fino ( $K/Na \geq 1,4$ ).

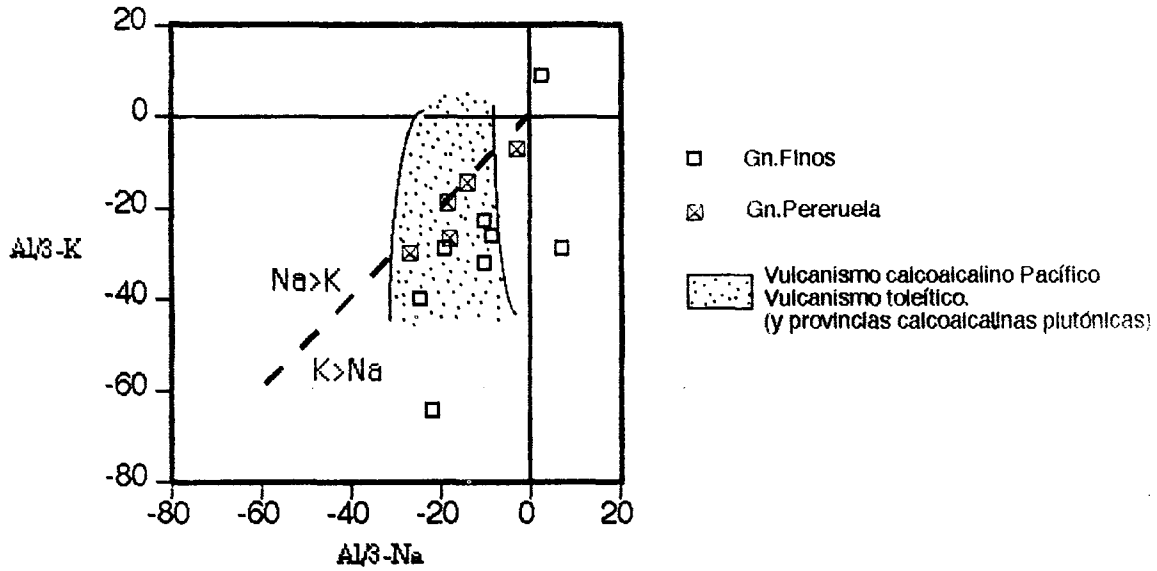


Figura 5: Proyección en el diagrama  $Al_3-K / Al_3-Na$  de DE LA ROCHE (1968) de los gneises de Pereruela y algunos otros de grano fino del Domo del Tormes.

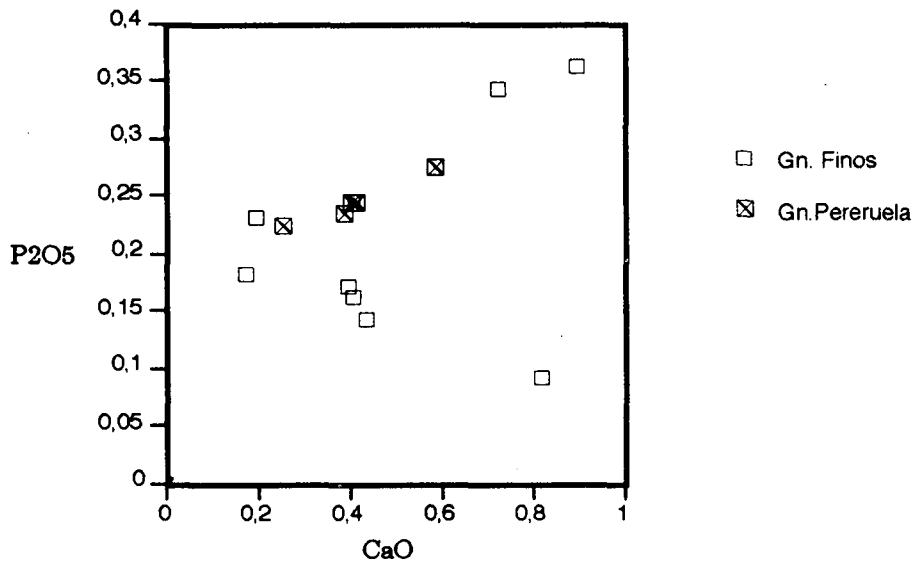


Figura 6: Proyección en el diagrama  $P_2O_5 / CaO$  de los gneises de Pereruela y de algunos otros de grano fino del Domo del Tormes.

Son rocas pobres en calcio. Las variaciones en este elemento (0,2-0,6%) no reflejan claramente las diferencias en el contenido en anortita de la plagioclasa de los distintos subtipos, ya que ésta es con frecuencia albita secundaria, y además, dada la correlación  $P_2O_5$  - CaO (figura 6), una gran parte del calcio debe de estar en forma de apatito, cuya génesis, en gran parte tardía, está apoyada por las observaciones petrográficas anteriores. Los contenidos de  $SiO_2$  respecto a MgO,  $Fe_2O_3$  y CaO no registran grandes variaciones de unos tipos a otros.

En cuanto a los elementos menores (Tabla II) hay que destacar los contenidos bajos en Sr (40-50 ppm.) y variables en Ba (200-500 ppm). El contenido en Rb aumenta desde los subtipos leucocráticos (138-183 ppm) a los biotíticos (237 ppm) en relación con la proporción de los filosilicatos.

## METASEDIMENTOS

### *Metapelitas.*

Cartográficamente, se presentan en bandas alternantes con otros tipos de materiales (gneises, cuarcitas y calcoesquistos).

Siguiendo la clasificación de WINKLER (1978) pertenecen al grupo de los micaesquistos en sentido estricto, o bien al de los micaesquistos cuarcíferos.

### *Cuarcitas*

En función, sobre todo, de sus características mesoscópicas se han diferenciado los dos tipos siguientes:

a).-Cuarcitas listadas claras. Afloran en forma de capas de espesor decimétrico intercaladas en los esquistos y en la zona de alternancia de metapelitas con gneises. Son de tonalidad clara y a veces se observa un listado marcado por tramos centimétricos de tonalidad gris más oscura.

b).-Cuarcitas verdosas. Están intercaladas con micaesquistos y micaesquistos cuarcíticos en paquetes de espesor variable, que en ocasiones llegan a ser métricos. Afloran bien en la zona NE, en las inmediaciones del Salto de San Román de los Infantes. Estas cuarcitas han sido consideradas por ARRIBAS & JIMÉNEZ (1971) pertenecientes ya a las series ordovícicas. Marcan un relieve en perfil de «dientes de sierra» (figura 7). Cuando están alteradas superficialmente presentan un tono ocre y un moteado de oxidación asociado a ciertas bandas centimétricas más oscuras.

Al microscopio, las cuarcitas listadas claras presentan una composición mineralógica simple, con cuarzo como mineral esencial, moscovita relativamente abundante, y biotita como accesorio. Las cuarcitas verdosas están compuestas esencialmente por cuarzo, con moscovita y opacos como minerales accesorios más característicos. Estas últimas, además, contienen como minerales accidentales, turmalina y circón en cristales bipiramidales no redondeados.



Figura 7: Perfil en «dientes de sierra» de las cuarcitas verdosas (Norte de San Román de los Infantes).

### ***Niveles calcosilicatados***

Este tipo de rocas ha sido estudiado en detalle por GIL AGERO & MORO (1991) en el área adyacente de Villalcampo. En nuestro área de estudio aparecen con cierta frecuencia intercaladas en las zonas de alternancia de gneises con metapelitas, y a veces en las del dominio gneísico. Su potencia es escasa, centimétrica o decimétrica, y se acuña lateralmente.

Los componentes esenciales son: cuarzo, feldespato potásico, clinopiroxeno (diópsido), zoisita y clinozoisita. Además tienen esfena, plagioclasa ( $An_{50-70}$ ), apatito, vesubiana, granate, carbonatos; y ocasionalmente scheelita y circón. Como mineral secundario aparece un anfíbol verdoso (tremolita-actinolita) asociado a los carbonatos.

### **ANFIBOLITAS**

Afloran en cuerpos lenticulares de potencia variable, a veces métrica. Están ligadas a determinados niveles de gneises plagioclásico-biotíticos, aunque también aparecen intercaladas con niveles cuarcíticos y con otros ricos en turmalina, e incluso en zonas de micaesquistos muy granatíferos.

Al microscopio, se observa una textura de tendencia homogranular, idiomórfica, de grano fino y orientada. A veces presentan un cierto bandeo composicional y textural, debido a las variaciones en el tamaño de grano de los anfíboles y a las diferentes proporciones de plagioclasa y cuarzo en los distintos niveles. El mayor desarrollo de los cristales de anfíbol coincide con las bandas compuestas sólo por este mineral.

Están formadas por hornblenda, cuarzo y plagioclasa como minerales esenciales; opacos, apatito, esfena, carbonatos y dióxido de silicio como accesorios. La plagioclasa por lo general presenta un zonado normal, con una composición que oscila de An<sub>17-20</sub> en el centro, a An<sub>11-15</sub> hacia los bordes; aunque excepcionalmente se han observado algunos zonados inversos de An<sub>25-30</sub> hacia el borde.

## ROCAS IGNEAS

### *Diques subvolcánicos.*

Hacia el SE de Almaraz existen diques subvolcánicos de dirección N-50-E / 18°N, con una potencia de 40-50 cm. Son rocas mesocráticas, de tonalidad gris clara.

Petrográficamente, se trata de metadacitas; si bien, por su quimismo se pueden clasificar como traquidacitas (Tabla II). Al microscopio, se reconoce su textura primaria microporfídica o glomeroporfídica, con fenocristales de plagioclasa y agregados biotíticos que marcan la foliación interna de la roca. Muestran una fábrica plano-linear orientada al NO y coincidente con la de los micaesquistos encajantes.

Sus componentes esenciales son: cuarzo, plagioclasa, biotita y moscovita; esta última, por lo general, secundaria. Destacan los fenocristales idiomorfos o subidiomorfos de plagioclasa, diferenciándose dos tipos: unos, con una marcada zonación concéntrica oscilatoria, variando entre An<sub>47</sub> y An<sub>22</sub>, y otros con una composición más ácida (oligoclasa) y asociados a cuarzo. El borde albítico, no siempre manifiesto, suele contener gran cantidad de inclusiones micáceas o de cuarzo.

La mesostasis está constituida mayoritariamente por cuarzo, biotita, y en menor medida por feldespatos potásicos. Como productos de la cloritización hay pennina, esfena y rutilo saenítico; además, aparecen sericita, moscovita, opacos y óxidos de hierro. Por otra parte, en toda la roca se manifiesta una feldespatización tardía en forma de pequeñas fracturas centimétricas rellenas de feldespato potásico; así mismo, los fenocristales de plagioclasa, en especial los próximos a esas fracturas, están reemplazados en su núcleo por feldespato potásico, o totalmente pseudomorfizados.

### *Leucogranitos y diques asociados.*

En la parte central del área cartografiada existen numerosos afloramientos de leucogranitos y aplo-pegmatitas. Su forma de yacer en pequeños «stocks» alargados, diques y láminas, define una banda subparalela a las estructuras. Predominantemente, se trata de rocas leucograníticas con albita y frecuente turmalina. Desde un punto de vista geoquímico, este conjunto ha sido considerado como un producto de la diferenciación de un magma de origen anatético (HERNÁNDEZ & MORO, 1991), interpretándose los diques como rocas estrictamente pegmatíticas.

**Granito porfídico biotítico (Tipo Sayago) y rocas intermedias asociadas.**

El granito porfídico biotítico de Sayago, que aflora al sur del área cartografiada, ha sido equiparado al grupo de las «granodioritas precoces» de SCHERMERHORN (1956) y OEN (1970) (PARGA *et al.*, 1982; LÓPEZ PLAZA & CARNICERO, 1987; LÓPEZ PLAZA & GONZALO, 1993). Su característica más llamativa es el porfirismo, con megacristales de feldespato potásico de 1,5 a 4 cm, de marcada orientación al NO. Su mesostasis está constituida esencialmente por cuarzo, biotita y oligoclasa, siendo la moscovita, por lo general, muy escasa. Hacia el borde N del granito de Sayago hay una serie de láminas concordantes de granodioritas y tonalitas, las cuales llegan a formar una banda estrecha y alargada que se extiende con dirección NO-SE en varios kilómetros (figura 1, mapa entre págs. 68-69). Son rocas mesocráticas, de grano fino, y ocasionalmente porfídicas o con porfirismo poco desarrollado. Pueden ser equiparables a las tonalitas del grupo Ia de MARTÍNEZ (1974), encajadas en los metasedimentos de las áreas más meridionales salmantinas (LÓPEZ PLAZA & GONZALO, 1993).

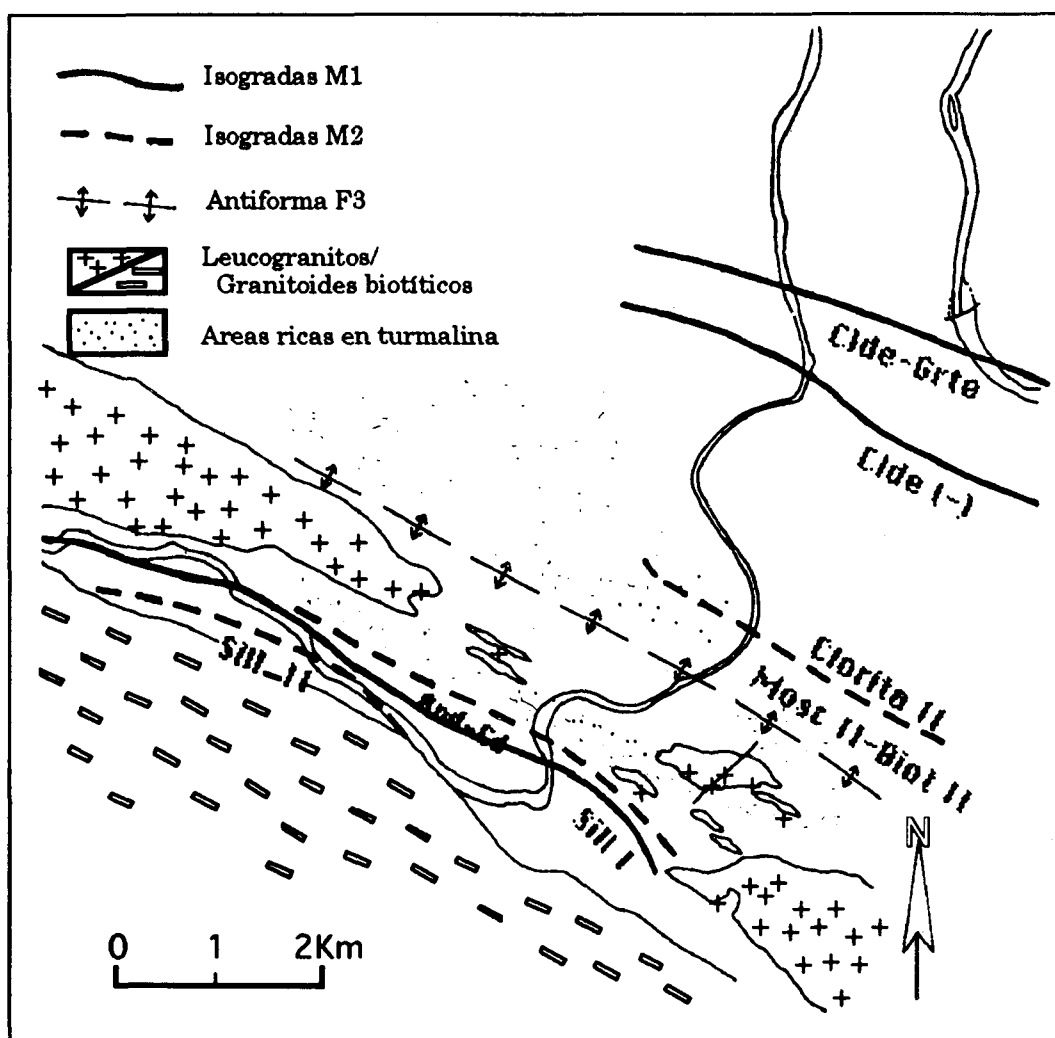


Figura 8. Representación de las principales isogradas y áreas ricas en turmalina.

## TURMALINITAS

Las turmalinitas del área han sido estudiadas por HERNÁNDEZ & MORO (1991) en relación con los yacimientos estanníferos, sin embargo, incluimos aquí algunas particularidades complementarias.

Tienden a concentrarse en torno al sector del núcleo de la antiforma, en una posición suprayacente con respecto a los gneises y hacia el muro de las metapelitas, apareciendo normalmente en niveles de potencia inferior a 1 m. Hay dos zonas en las que son más abundantes (figura 8): una, en la banda asociada a las anfibolitas en el flanco Sur de la antiforma, y la otra, situada en el flanco Norte de la antiforma asociadas a metapelitas. En cualquier caso, hay una relación entre los diques pegmatíticos y las turmalinitas, tanto a escala cartográfica como de afloramiento, tal como han puesto de manifiesto HERNÁNDEZ & MORO (1991).

### *Características petrográficas.*

Son rocas bandeadas, a menudo de grano fino y constituidas por turmalina en proporciones normalmente superiores al 50%, proporción netamente superior al mínimo del 15 % considerado para las turmalinitas (ver SLACK *et al.*, 1984).

En concreto, se distinguen dos tipos de niveles de turmalinitas con respecto a la roca metamórfica asociada:

#### *a) Turmalinitas en micaesquistos cuarzo-plagioclásicos.*

Este tipo de rocas pueden ser incluidas dentro del grupo de los gneises biotíticos; si bien, como muestran abundantes laminaciones pelíticas, la roca en su conjunto puede considerarse como un micaesquisto.

Al microscopio, se distinguen varias bandas o porciones con diferentes contenidos en turmalina:

1. Bandas pelíticas muy pobres en turmalina. Su asociación mineral es: moscovita - biotita - ilmenita; siendo la moscovita el componente mayoritario (>80%). La turmalina aquí es meramente accidental y asociada a la escasa biotita.

2. Bandas semipelíticas pobres en turmalina. Su asociación mineral es: cuarzo - biotita - moscovita, siendo la biotita algo más abundante que en el caso anterior. La turmalina está asociada también a la biotita.

3. Bandas de turmalinita. Su asociación mineral es : turmalina (>80%) - plagioclase sericitizada (5-15%) - micas ( biotita, mica blanca, clorita) - cuarzo - óxidos de hierro. La turmalina aparece en cristales xenomorfos o subidiomorfos, y con frecuencia algo zonados. Hay cristales de gran tamaño que engloban a otros más pequeños, idiomorfos y zonados (figura 9), como si realmente hubiera dos generaciones de turmalina. También engloba a los cristales de plagioclase. La biotita y moscovita muestran a menudo un carácter tardío respecto a la turmalina.

4. Porciones irregulares a modo de venas, con cuarzo y turmalina.

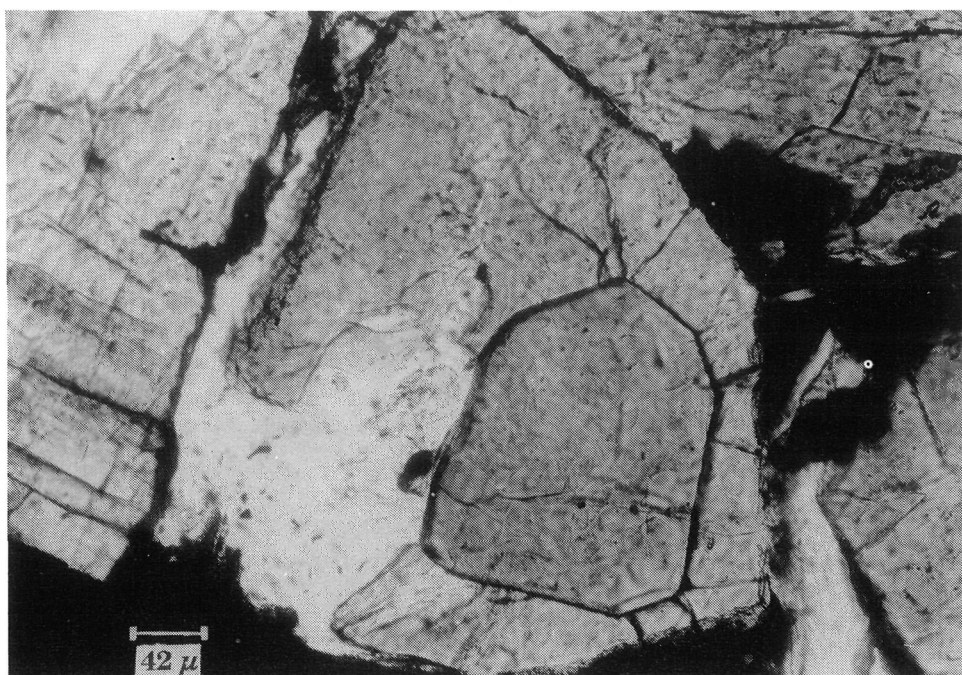


Figura 9. *Cristal de turmalina incluyendo a otro cristal idiomorfo de turmalina, L.N. x 250.*

El cuarzo es en estas zonas mayoritario (>80%) y aparece deformado. La turmalina se presenta en cristales idiomorfos y zonados; a veces con evidencias de una deformación frágil que trunca la zonación y es cementada por cuarzo. Hay que resaltar, que en estas zonas es donde se aprecian los cristales mejor desarrollados de turmalina, tanto por su idiomorfismo y zonación, como por su tamaño; en coherencia con una cristalización a partir de un fluido (véase HERNÁNDEZ & MORO, 1991).

#### b) *Turmalinitas en esquistos silimaníticos.-*

Los niveles de turmalinita encontrados en esta roca son de escaso espesor (figura 10). La roca es un micaesquisto cuarcífero bandeado con biotita, moscovita y cuarzo, como minerales esenciales; la silimanita llega a ser un mineral subordinado de relativa abundancia. No hay feldespato potásico ni plagioclasa, pero sí hay frecuentes cristales idiomorfos de apatito.

Llaman la atención las inclusiones orientadas de silimanita acicular dentro de los cristales de turmalina (figuras 10 y 11). Esta ha crecido de un modo estático conservando en su interior la silimanita con una orientación idéntica a la de fuera.

La moscovita debe de formarse con posterioridad a la turmalina, puesto que a veces la engloba, y suele crecer en disposición aleatoria, en contraposición con los cristales de turmalina y biotita que, aunque miméticos, definen la foliación de la roca. El apatito, relativamente abundante en esos niveles, aparece incluido tanto en la turmalina como en la biotita asociada, aunque su disposición es más frecuente hacia las partes periféricas de ambos minerales, lo cual confirma un cierto solapamiento en la blastesis de esos tres minerales.



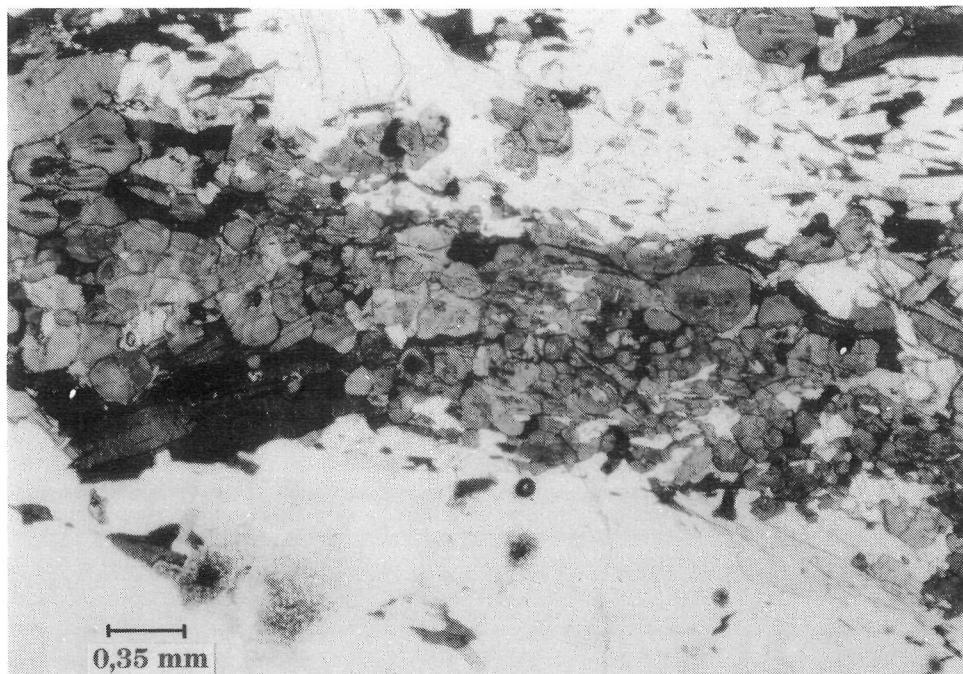


Figura 10. Nivel turmalinífero en esquistos silimaníticos con biotita II. L.N. x 31,25.

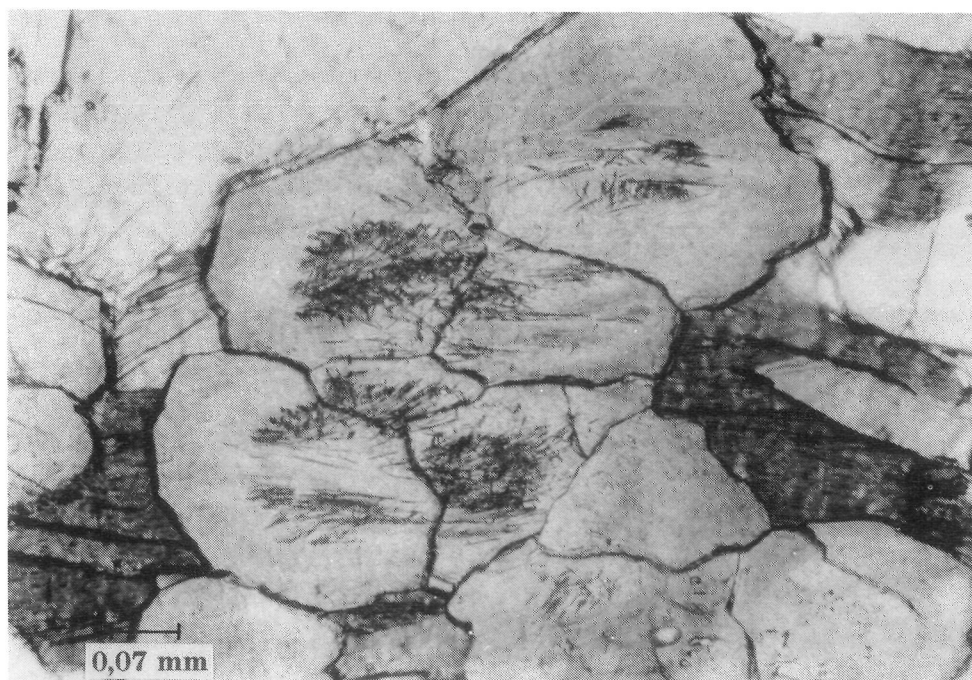


Figura 11. Cristales de turmalina con inclusiones de silimanita en su zona central. (Detalle de la foto anterior, L.N. x 50).

En la misma roca existen otras bandas donde la turmalina es muy escasa, al tiempo que no aparece ni biotita tardía, ni apatito. Su composición original debía de estar constituida por cuarzo y biotita, y ser además menos aluminica al carecer de silimanita.

## ESTRUCTURA

En el área antiformal de Villadepera, continuación occidental de esta zona, se ha definido una sucesión de tres fases de deformación hercínica, que probablemente se superponen a una previa prehercínica (VILLAR, 1990). Se admite la existencia de una fase II subhorizontal que se manifiesta en los niveles más profundos (DÍEZ BALDA *et al.*, 1990), que pueden estar representados en nuestra zona por los gneises de Pereruela con foliación subhorizontal. La fase III hercínica desarrolla pliegues de plano axial subvertical y origina megaestructuras, como la antiforma de Villadepera-Pereruela (QUIROGA, 1981; LÓPEZ PLAZA, 1982) que afecta a una gran parte de la zona estudiada (figura 1, mapa entre págs. 68-69).

Con posterioridad a la fase III hercínica se desarrolla el episodio de cizallamiento, con cizallas de carácter dúctil - frágil, dirección N120 - N130, y comportamiento dextro. Su efecto se manifiesta prácticamente en toda la zona estudiada, de acuerdo con GONZÁLEZ CLAVIJO *et al.* (1991), y se extiende ampliamente hacia el Noroeste, siguiendo en parte el borde del macizo de Sayago (LÓPEZ PLAZA, 1982).

Con el fin de facilitar la descripción de los distintos tipos de estructuras, se ha procedido a dividir la zona en varios sectores en función de sus particularidades estructurales y litológicas (figura 12):

### SECTOR I

Comprende el borde norte del macizo de Sayago, e incluye tanto la facies granítica como la banda granodiorítica-tonalítica.

La foliación que marcan las rocas graníticas es una fábrica planar definida por la biotita y los megacrystales de feldespato. Muy probablemente esta foliación representa planos miméticos sin fase II, ya que sus variaciones de buzamiento en todo el macizo permiten deducir las megaestructuras de fase III (LÓPEZ PLAZA & CARNICERO, 1987). Al microscopio, dicha foliación muestra signos de protoclasia con desarrollo de mirmequitas producidas en un estadio postmagmático. El feldespato potásico, sobre el que se desarrolla la mirmequitización, engloba biotita I y apatito en cristales orientados según la foliación principal, por lo que este proceso debe desarrollarse durante el episodio de cizallamiento dúctil-frágil post fase III.

La proyección de las medidas tomadas de foliación ha permitido deducir dos máximos que definen una aparente sinforma cuyo eje es N110/10N, y plano axial N110/80N. Sin embargo, la foliación de buzamiento al Sur, que coincide con el borde del granito, es atribuida al efecto de la cizalla de Pereruela con planos que buzan algo más que la foliación común del macizo de Sayago. Por tanto, la posible sinforma puede ser, en gran parte, un efecto de dicho cizallamiento (figuras 1 y 12).

Los diques de aplitas y pegmatitas de este sector muestran una disposición direccional muy irregular, si bien tienden a ser más frecuentes los de dirección NE-SO (figura 12).

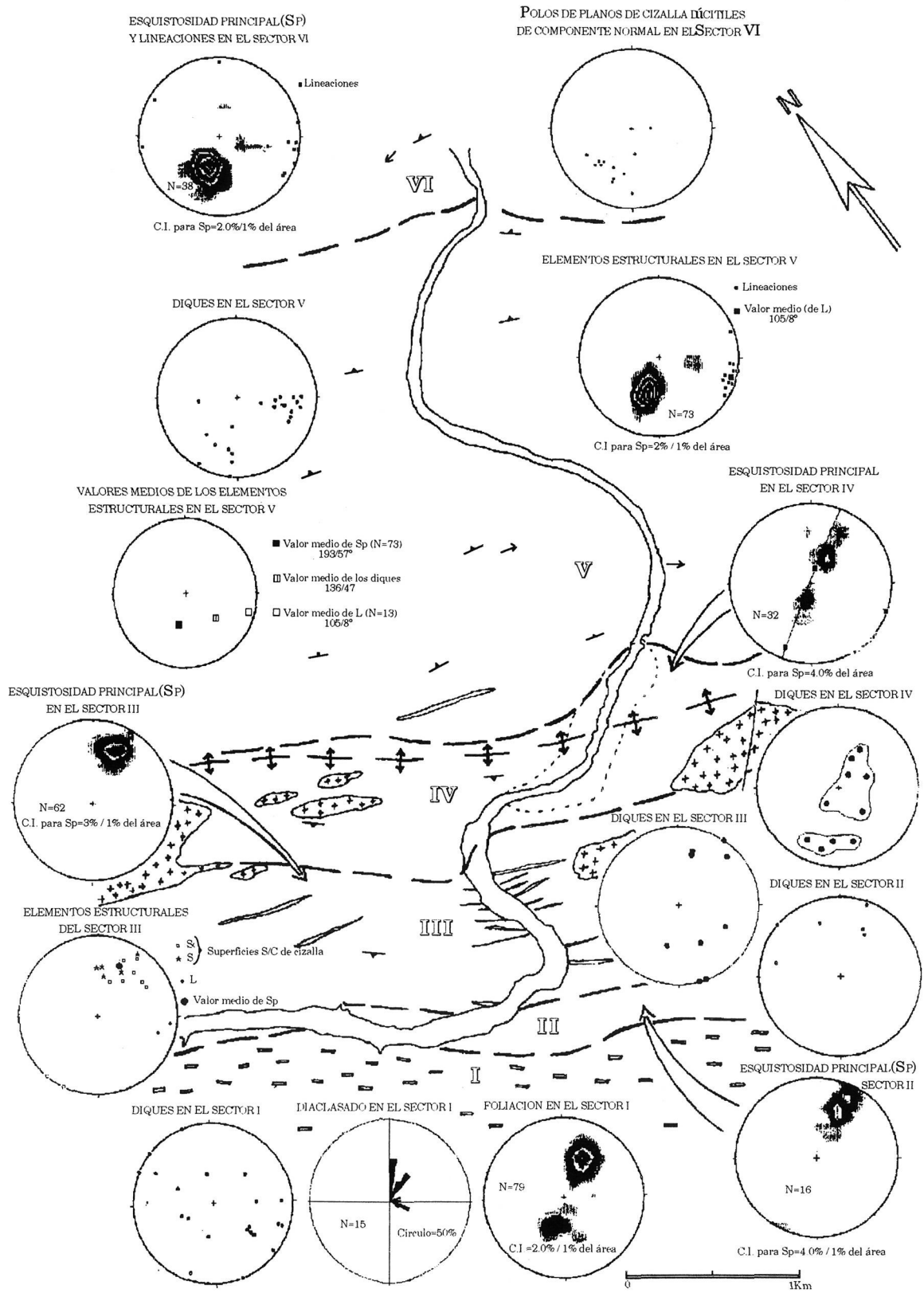


Figura 12. Síntesis de los elementos estructurales en los sectores considerados.

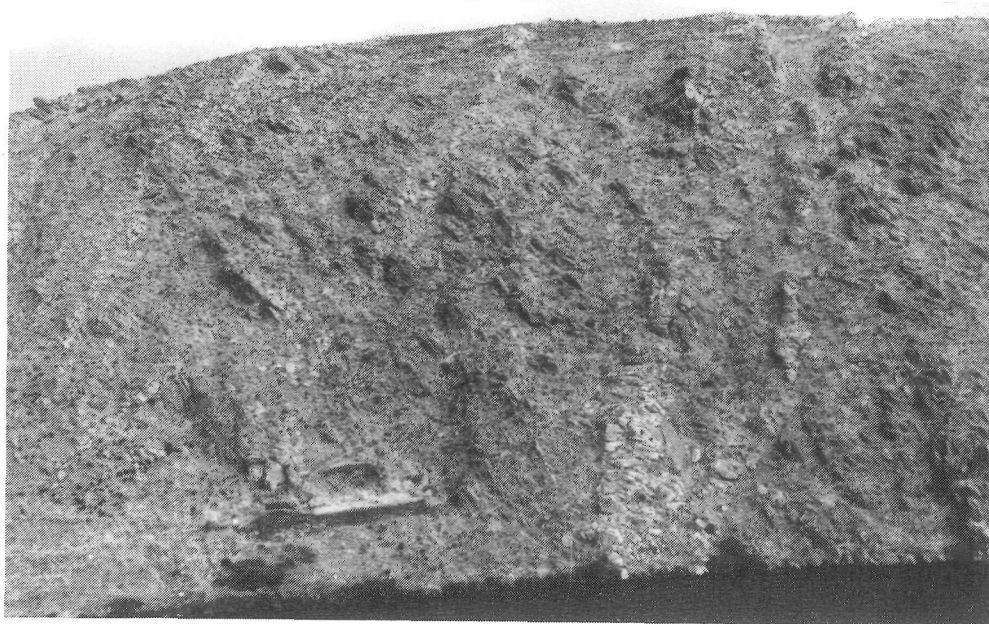


Figura 13. *Diques pegmatíticos subverticales (NO de Pereruela).*

## SECTOR II

El contacto del granito de Sayago con el encajante metamórfico es absolutamente concordante, pasándose así a una banda de esquistos con intercalaciones de metaconglomerados y de otros niveles detríticos.

Estructuralmente, se caracteriza por un desarrollo casi generalizado de una textura filonítica, atribuida al cizallamiento dúctil. Hay una cierta coincidencia entre la foliación de este sector y la del borde N de Sayago; si bien, el buzamiento de los planos de esquistosidad aumenta paulatinamente hacia fuera del granito (figuras 1 y 12).

Los diques de este sector son escasos y tienden a ser subconcordantes con la esquistosidad principal (figura 12).

## SECTOR III

Abarca una zona de alternancia de esquistos y gneises, con diques aplopegmatíticos y algunos leucograníticos, que llegan a ser más abundantes progresivamente hacia el Norte.

Estos diques registran bien las estructuras S-C. Se trata de milonitas S-C del tipo I de LISTER & SNOKE (1979), desarrolladas a partir de rocas inicialmente isótropas.

La esquistosidad de este sector es similar a la del anterior, si bien, su buzamiento es algo mayor, y tiende a coincidir con los planos S (figura 12). Además, se manifiesta una lineación de estiramiento débilmente inclinada al SE.

En la parte SE del sector, los diques cortan a la esquistosidad principal y son de fuerte buzamiento hacia el S (figura 13); sin embargo, hacia el NO (S de Villaseco),

son concordantes con la esquistosidad. Estos últimos suelen ser de leucogranitos. Aparte, existen otros transversales de menor entidad.

#### SECTOR IV.

Litológicamente, se caracteriza por la presencia relativamente masiva de gneises leucocráticos, microglandulares y biotíticos. Estos últimos están en alternancia con metapelitas hacia el techo.

El paso del sector III al IV se produce a través de una banda de mayor intensidad de la deformación por cizalla, coincidiendo con un aumento en la potencia de los diques, que son ahora de naturaleza mayoritariamente leucogranítica. Una parte de los yacimientos de Sn-W se localizan sobre estos diques de leucogranitos deformados (GONZALO & LÓPEZ PLAZA, 1983; HERNÁNDEZ & MORO, 1991).

En esta zona de buzamiento al sur es característico el desarrollo de un clivaje oblicuo en los gneises miloníticos, al igual que en las milonitas de los dominios noroccidentales de la cizalla (GONZÁLEZ CLAVIJO *et al.*, 1991).

Más al norte es destacable la disposición subhorizontal de los gneises, representando el núcleo de la antiforma de fase III, cuyo eje deducido es de  $(111/2^\circ)$  (figura 12). Sobre los planos subhorizontales S2 es visible una lineación de estiramiento muy regular N-110/120-E subhorizontal. No obstante, en algunos casos, la fábrica es mimética, en el sentido de TURNER & WEISS (1963).

En todo este núcleo gneísico son muy frecuentes las aplitas y pegmatitas subhorizontales y concordantes con la esquistosidad principal (figuras 12 y 14). Unas veces se presentan como aplitoides abudados, y otras veces son de carácter pegmatítico con estructuras en peine y sin ninguna deformación aparente. Su potencia es variable; los aplitoides alcanzan decenas de metros hacia el Sur del eje antiformal, mientras que hacia el Norte su potencia se va reduciendo.

Cuando la foliación de la roca en este sector buza ligeramente al Norte la milonitización da formas anastomosadas con micropliegues asociados. afectando a todos los constituyentes de la roca, incluyendo a biotitas recristalizadas y moscovitas blásticas. Algunas de estas microestructuras podrían ser equivalentes al clivaje de crenulación extensional, con texturas análogas a las descritas por PLATT & VISSERS (1980).

#### SECTOR V

Corresponde esencialmente a micaesquistos o a la alternancia de estos con gneises.

La esquistosidad principal S<sub>2</sub> en este sector es un bandeo tectónico, con restos de la S<sub>1</sub> en arcos poligonales; con dirección y buzamiento al N bastante regular (figura 12). Son visibles pliegues isoclinales de fase II, a veces de charnela curva (figura 15). En las zonas próximas al sector IV es frecuente el desarrollo de crenulación, cuyos ejes definen una lineación L<sub>3</sub> de valor medio 105/8° (figura 12)

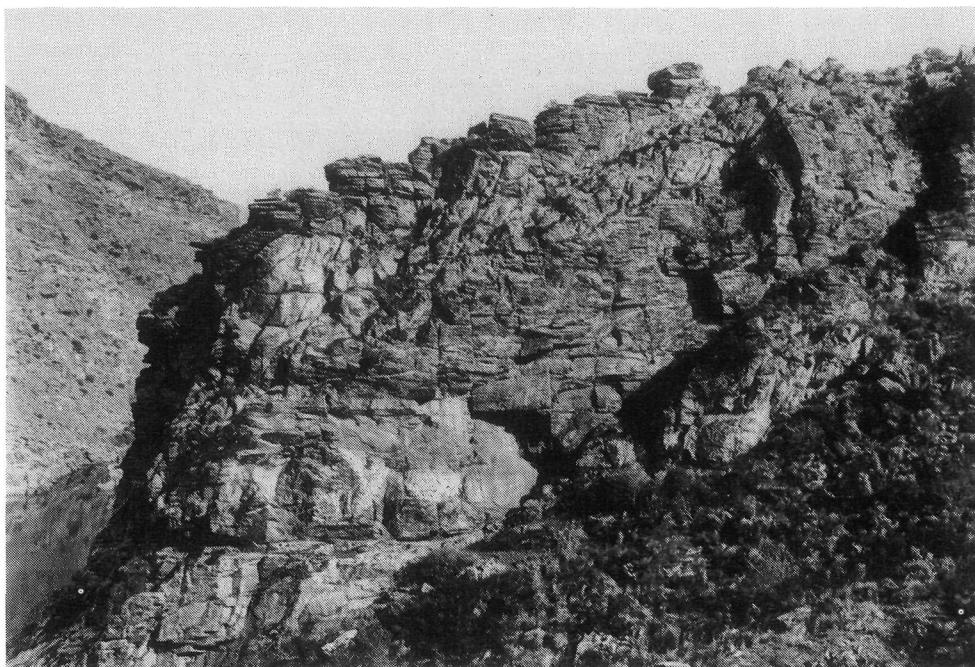


Figura 14: Láminas aplopegmáticas concordantes en los gneises microglandulares de Pereruela (sector IV del área estudiada). Al fondo a la izquierda se observan diques de leve buzamiento.

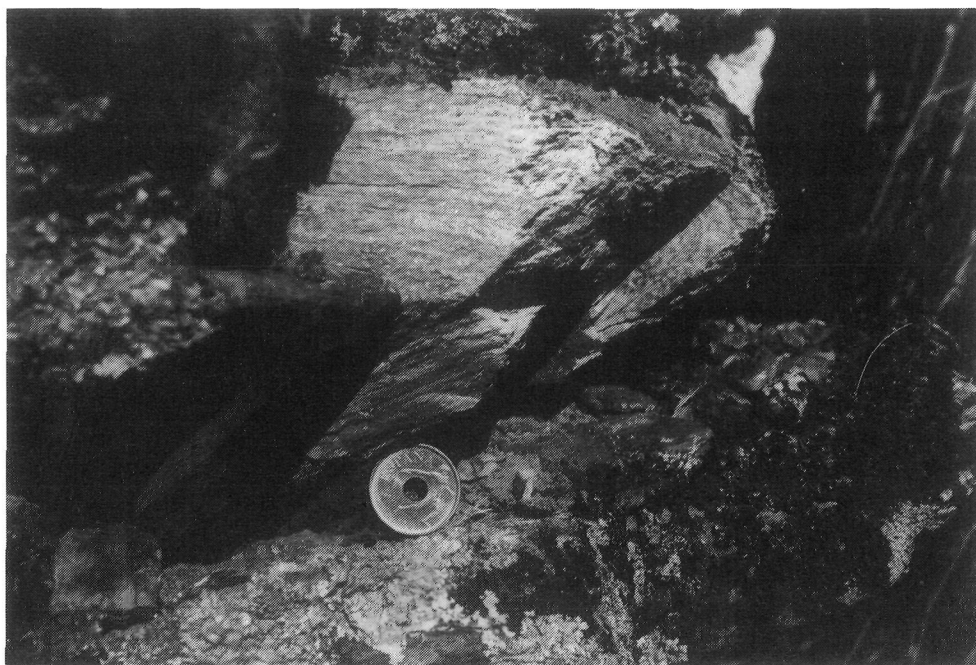


Figura 15: Pliegue isoclinal de fase II de charnela curva (Sur de San Román de los Infantes).

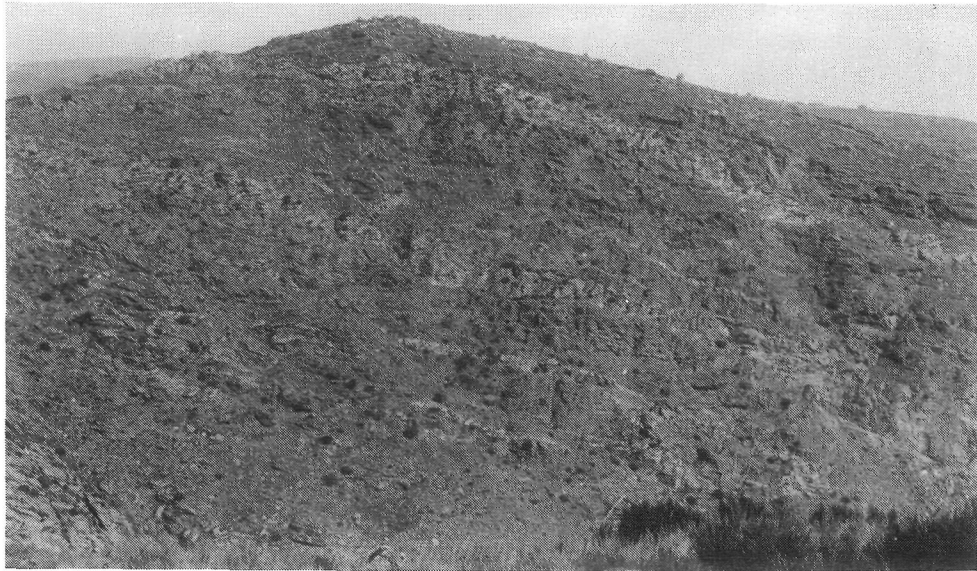


Figura 16: *Diques pegmatíticos oblicuos a la esquistosidad principal (SSE de Almaraz de Duero).*

Los diques de pegmatitas en este sector tienden a definir dos familias (figura 12); los más próximos a E-O son ligeramente oblicuos a la esquistosidad principal (figura 16).

Si consideramos los diques de los sectores meridionales con buzamiento al S y los de este sector con buzamiento al N se define un modelo convergente hacia arriba (HERNÁNDEZ & MORO, 1991). Esta geometría indica que los diques se emplazan condicionados por la disposición de la foliación previa, y tal vez en relación con los mecanismos del cizallamiento dúctil.

## SECTOR VI

Desde un punto de vista litológico se trata de un dominio esquistoso con niveles frecuentes de cuarcitas verdosas. Estructuralmente, la esquistosidad principal corresponde a una fuerte esquistosidad de crenulación de fase II con pliegues isoclinales asociados. Hay que hacer constar la presencia de blastos de granate de asimetría interna monoclinica y externa ortorrómbica, con relación a la esquistosidad  $S_2$  (figura 17). Se trata, pues, de porfidoclastos «tipo a», de acuerdo con PASSCHIER & SIMPSON (1986), que podrían relacionarse con milonitas del tipo II de LISTER & SNOKE (1979).

Además, de un modo irregular se desarrolla en este sector una crenulación de fase III, que es visible especialmente en los niveles con cloritoide (figura 18).

Al igual que en los dos sectores anteriores se desarrollan planos de moderado a fuerte buzamiento (N130-140/45-60 N), tardíos y poco penetrativos (figura 19), que afectan a la foliación principal con estructuras a veces sigmoidales. Muy probablemente se trata también de planos de clivaje de crenulación extensional relacionables con la deformación progresiva del cizallamiento.

En este sector sólo existen algunos diques de cuarzo de pequeña potencia y netamente discordantes.

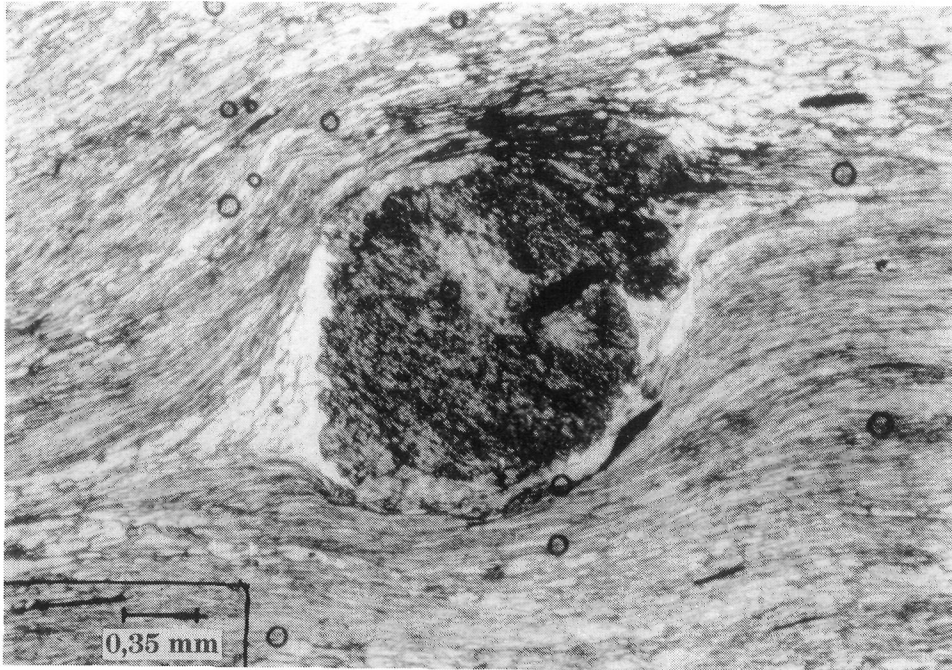


Figura 17: *Granate con sombras de presión disimétricas. L.N. x 31,25.*

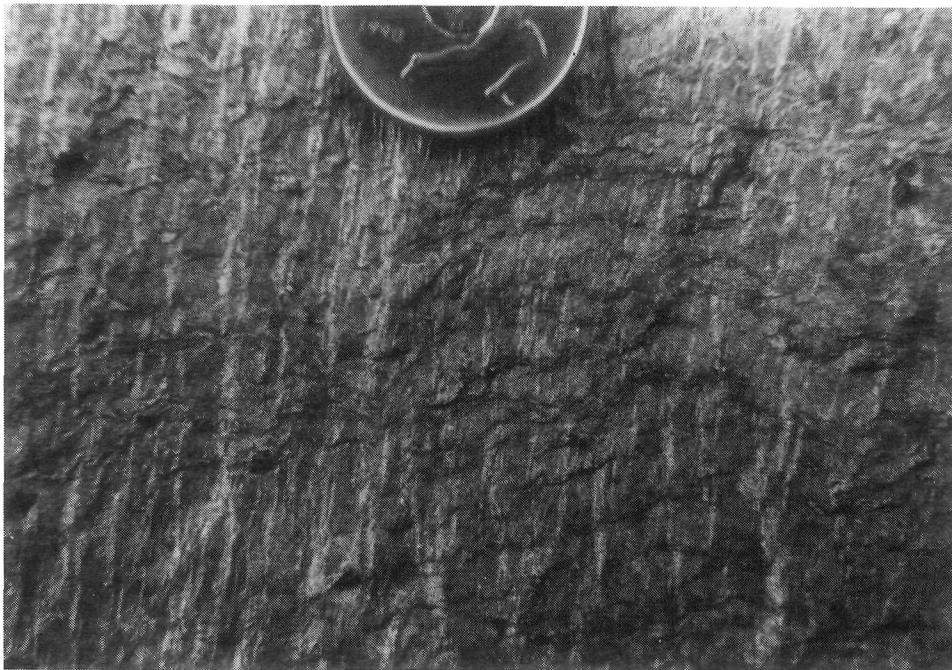


Figura 18: *Esquistos crenulados con cloritoide (Norte de San Román de los Infantes).*





Figura 19: Planos de deformación tardíos de componente normal (Este de Almaraz de Duero).

## METAMORFISMO

En las rocas pelíticas las variaciones mineralógicas generalmente están impuestas por las condiciones del metamorfismo, como ya han apuntado HERNÁNDEZ & MORO (1991). No obstante, se presentan aquí las siguientes asociaciones encontradas para los micaesquistos *s. s.*:

- Cuarzo - Moscovita - Granate - Opacos
- Cuarzo - Moscovita - Apatito - Circón - Opacos
- Cuarzo - Moscovita - Ilmenita - Granate - Turmalina
- Cuarzo - Moscovita - Biotita - Plagioclasa - Turmalina
- Cuarzo - Biotita - Silimanita - Andalucita - Turmalina - Circón
- Cuarzo - Turmalina - Biotita - Moscovita - Silimanita - Apatito - Circón
- Cuarzo - Silimanita - Moscovita - Biotita - Turmalina - Clorita.
- Cuarzo - Silimanita (moscovitizada)- Biotita - Estauroлита - Andalucita - Plagioclasa - Turmalina.
- Cuarzo - Moscovita - Biotita - Plagioclasa - Granate - Turmalina - Circón - Apatito - Opacos.

Y para los micaesquistos cuarcíferos:

Cuarzo - Moscovita - Opacos - Turmalina - Oxidos de Fe.  
 Cuarzo - Moscovita - Clorita - Turmalina - Granate - Circón - Feldespato K.  
 Cuarzo - Moscovita - Clorita - Granate - Opacos - Circón- Oxidos de Fe.  
 Cuarzo - Moscovita - Clorita - Granate - Ilmenita - Cloritoide - Circón  
 Cuarzo - Moscovita - Biotita - Cordierita - Silimanita - Plagioclasa - Turmalina  
 Cuarzo - Moscovita - Biotita - Cordierita - Silimanita (Fibrolita) - Plagioclasa - Andalucita - Feldespato potásico. - Estauroлита.

Se distinguen tres etapas metamórficas: 1) M1 de presión intermedia, 2) M2 de bajo régimen P/T y 3) M3.

### METAMORFISMO M1.

Se trata de un metamorfismo progrado desde la facies de los esquistos verdes a la facies de las anfibolitas, con la siguiente sucesión mineral para rocas pelíticas: clorita - cloritoide - granate - estauroлита - silimanita.

El cloritoide se dispone en cristales alargados según la esquistosidad principal  $S_2$ . Suele estar rodeado de clorita y parcialmente englobado por moscovita (figura 20). Su aparición está restringida a una banda relativamente estrecha del sector VI (figura 8), sugiriendo un fuerte control litológico-composicional.

Una vez producida la desaparición del cloritoide se llega a la siguiente asociación típica: cuarzo - biotita - moscovita - granate  $\pm$  ilmenita  $\pm$  circón  $\pm$  feldespato potásico  $\pm$  plagioclasa  $\pm$  turmalina  $\pm$  apatito; en coherencia con la incompatibilidad demostrada para el par biotita-cloritoide (WINKLER, 1978), y siendo ya inestable la asociación clorita-moscovita.

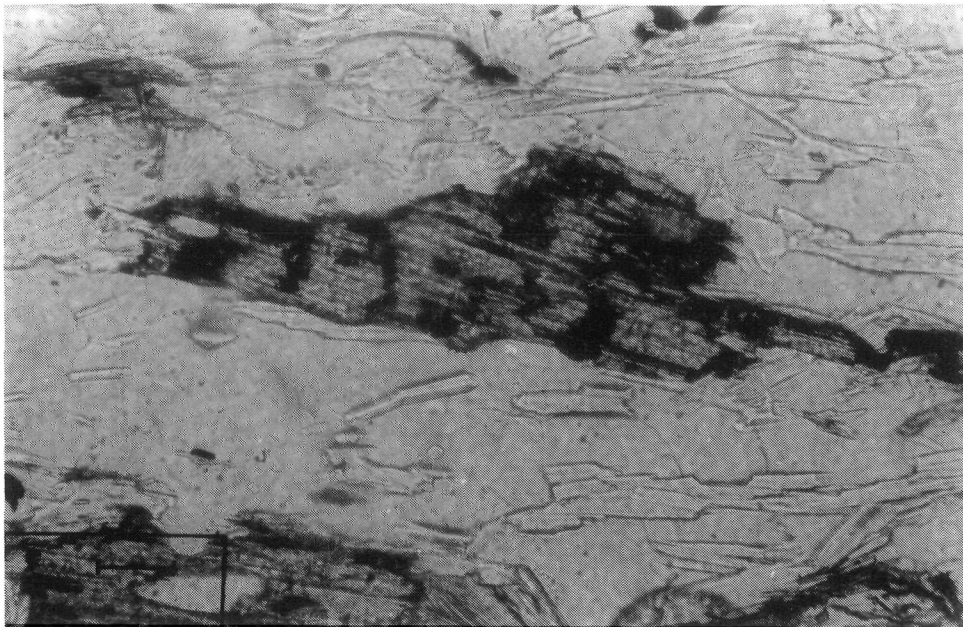


Figura 20: Cristal de cloritoide en esquistos (Norte de San Román de los Infantes). L.N. x 100.

El granate manifiesta en los sectores de grado bajo un carácter precinemático respecto a la esquistosidad  $S_2$ , que es menos evidente en la zona de la estaurolita donde incluye biotita, moscovita, cuarzo e ilmenita. A menudo la aparición del granate (almandino) está relacionada con los niveles pelíticos más grafitosos, favorecido tal vez por condiciones reductoras, de acuerdo con lo establecido por HSU (1968). La estaurolita se presenta en cristales relictos junto con silimanita (fibrolita) y granate, por lo que la zona de la estaurolita está en parte solapada con la de la silimanita, ésta última representada en la figura 8.

## METAMORFISMO M2

En el área de estudio se han definido las siguientes zonas para rocas pelíticas:

### *Zona de la biotita*

En rocas pelíticas grafitosas se producen las siguientes paragénesis superpuestas al comienzo de la aparición de blastos de biotita II:

Del M1: cuarzo - moscovita - ilmenita - turmalina- grafito $\pm$  biotita I. La turmalina asociada aparece en cristales pequeños, y el grafito marca la  $S_0$ - $S_1$  en toda la roca.

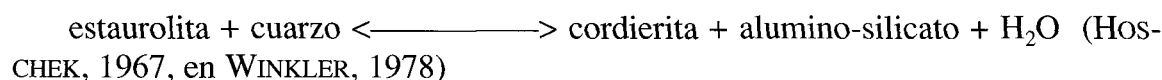
Del M2: cuarzo - biotita II ( $\pm$  cloritizada) - plagioclasa - hematites.

El desarrollo de los blastos de biotita II es muy desigual en toda la zona; a menudo este carácter blástico coincide con los niveles grafitosos, desarrollándose biotita y plagioclasa. De cualquier forma, durante el M2 se debe de producir una recristalización más o menos intensa de biotita y moscovita, especialmente en el sector del núcleo de la antifirma. Muchas veces la aparición de biotita II se produce en agregados alrededor del granate, indicando probablemente una desestabilización del mismo durante el M2 para dar biotita, cuarzo y tal vez también plagioclasa. En esta posible transformación no se ha encontrado cordierita, tal como aparece en los Arribes del Duero (SEBASTIÁN & MARTÍNEZ, 1989).

Algunos valores calculados con el par biotita-granate en gneises y a través de los geotermómetros de FERRY & SPEAR (1978) y PERCHUK (1991), indican temperaturas del orden de 400-450°C; que no difieren de la obtenida por el método gráfico de WHITNEY & STORMER (1977) para el par feldespatos potásico-plagioclasa, con el que se obtienen valores algo superiores a los 400°C. No obstante, el elevado contenido en Mn del granate hace pensar que existe un reequilibrio tardío en este mineral, tal vez desde el M1 hasta condiciones póstumas del M2, coincidiendo con la intensa actividad pegmatítica y con un probable aumento en las condiciones de oxidación.

***Zona de la andalucita-cordierita.***

Lo más característico es la presencia de relictos de estaurolita transformada en andalucita y más raramente en cordierita, fenómeno relativamente común en otros dominios de la Zona Centro Ibérica (MARTÍNEZ *et al.*, 1990), así como en las áreas perianatóticas del Domo del Tormes (MARTÍNEZ & GIL IBARGUCHI, 1983; LÓPEZ MORO & LÓPEZ PLAZA, 1992). La transformación indicada permite sugerir la reacción:



Los porfidoblastos, tanto de andalucita como de cordierita, mayoritariamente engloban biotita I en inclusiones, que suelen definir pliegues de probable fase 3.

***Zonas de la silimanita y silimanita-feldespato potásico.***

El feldespato potásico aparece irregularmente y siempre escaso. Por esto la separación entre las dos subzonas de la silimanita es complicada, sobre todo teniendo en cuenta la estrechez de esta zona en las inmediaciones del granito de Sayago (figura 8).

La silimanita II es prismática o acicular y está asociada a biotita II. Esta asociación puede ser interpretada como una recristalización de los minerales correspondientes del M1 (fibrolita y biotita I), del mismo modo que se ha descrito en áreas próximas al Domo del Tormes (LÓPEZ MORO & LÓPEZ PLAZA, 1992; RODRÍGUEZ CASTELLANO & LÓPEZ PLAZA, 1992)

**METAMORFISMO M3**

Para rocas pelíticas, dentro de la zona del granate del M1 o de la biotita II, aparece la asociación: clorita - moscovita - cuarzo.

La moscovita de retrogradación se podría adscribir en parte a la alteración de los alumino-silicatos como la andalucita. La clorita, a veces, proviene de la alteración del granate junto con el cuarzo. Por otra parte, la clorita suele formarse a partir de la biotita, como es habitual en cualquier roca metamórfica.

Hay que reseñar también la presencia de pennina en grietas o microfracturas que afectan a minerales como plagioclasa, granate y otros. Su formación es probablemente más tardía que los tipos genéticos anteriores a pesar de acusar también algo la deformación frágil.

## DISCUSIÓN

### *Condiciones del metamorfismo.*

Respecto al metamorfismo M1 no hay evidencia de alcanzar las condiciones de anatexia, ya que no aparece la isograda de la silimanita-feldespató potásico. El hecho de aparecer la isograda de la estauroлита en asociación con silimanita (fibrolita) y de un modo subparalelo e inmediato al granito de Sayago, habría que verlo como una cuestión puramente casual, fenómeno que en otros orógenos puede también ocurrir accidentalmente, por ejemplo en el metamorfismo barroviense progrado descrito por YARDLEY (1989).

El metamorfismo M1 se ha considerado sincinemático con la fase II hercínica (SUÁREZ *et al.*, 1990), si bien el granate en el sector V muestra un cierto carácter de precinematismo (figuras 17 y 21).

El metamorfismo M2 se caracteriza por ser de un régimen bajo de P/T, con la aparición típica de andalucita-cordierita. Dado que los blastos del M2 sólo acusan de un modo evidente la deformación por el cizallamiento dúctil, cabe situar el metamorfismo M2 tardíamente respecto a la fase 3 (figura 21). Se podría comparar con otras zonas próximas del Domo del Tormes, y en general del dominio centro-oeste (MARTÍNEZ, 1974; UGIDOS, 1974; CARNICERO, 1980; MARTÍNEZ & GIL IBARGUCHI, 1983). Como se aprecia en el esquema de la figura 8 las isogradas tienden a ser subparalelas a las estructuras hercínicas de fase III y a las isogradas del metamorfismo M1. También hay que resaltar la aparición de andalucita, cordierita y silimanita en las zonas próximas al granito de Sayago.

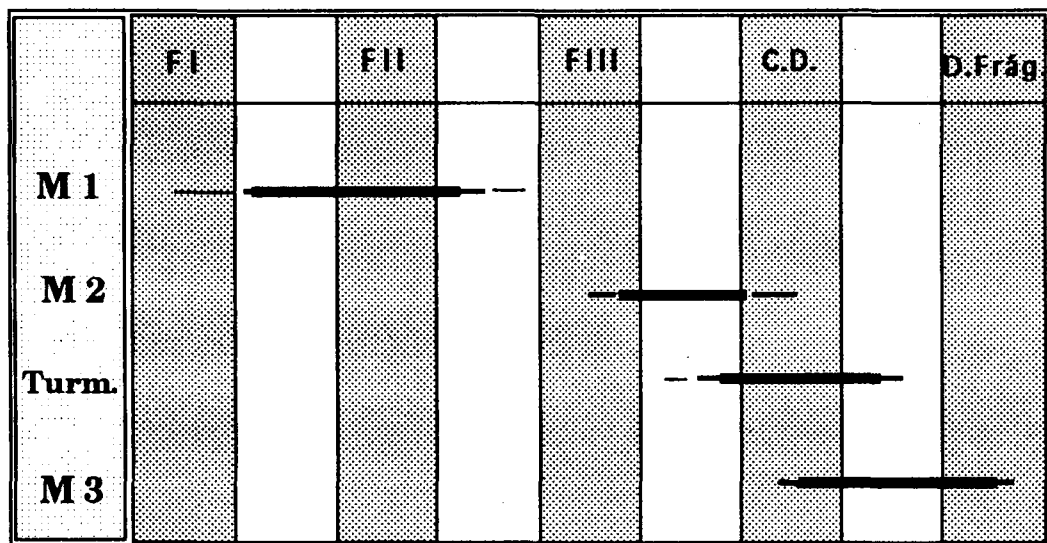


Figura 21: Relación metamorfismo-deformación. CD: cizallamiento dúctil, D, Frág.: deformación frágil, Turm.: turmalinización.

Este metamorfismo ha sido relacionado con la generación masiva de granitos anatócticos del Domo del Tormes (LÓPEZ PLAZA & GONZALO, 1992). Si bien, en esta zona apenas se alcanza la isograda de la silimanita-feldespató potásico; aunque todas las isogradas son subparalelas al borde del granito de Sayago, al igual que ocurría con las del M1. Tampoco hay ninguna evidencia de metamorfismo de contacto de este macizo (HERNÁNDEZ & MORO, 1991), lo cual se debe, por un lado, al escaso carácter intrusivo de los granitoides de Sayago, en los que perduran frecuentes estructuras relictas, y por otro lado, al efecto de retrogradación resultante del cizallamiento.

### *Turmalinización.*

El fenómeno de la turmalinización en esta zona va ligado, por un lado, a la actividad pegmatítico-hidrotermal, y por otro lado, a la presencia de niveles metamórficos favorables para la fijación del boro (HERNÁNDEZ & MORO, 1991). El primer aspecto podría apuntar a una fuente exhalativa-volcánica capaz de suministrar el Boro, además de W y P, tal como concluyen GIL AGERO & MORO (1991). La aparente asociación de las turmalinitas con las anfibolitas en la parte sur de la zona rica en turmalina (figura 8) deja abierta la posibilidad de explicar el origen del Boro por una fuente volcánica representada por las anfibolitas y en el sentido propuesto por FERNÁNDEZ & MORO (1992) para el Ordovícico del flanco S. del sinclinal de Alcañices. Esta posibilidad es más verosímil teniendo en cuenta una cierta semejanza entre los materiales esquistosos con turmalinitas que yacen por encima de los gneises de Pereruela y los de aquella zona adscritos a la denominada Unidad de Villanueva, de edad Ordovícico inf.- Precámbrico (MARTINEZ-GARCÍA & QUIROGA, 1993).

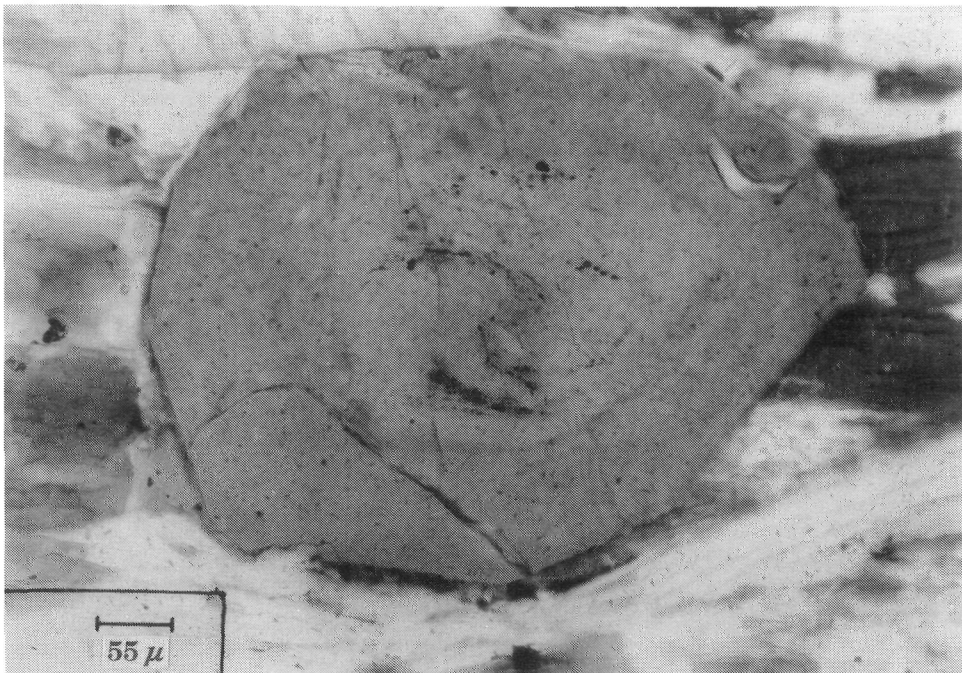


Figura 22: *Cristal idiomorfo de turmalina con inclusiones helicíticas en su núcleo.*

Respecto al segundo aspecto, los niveles calcosilicatados han sido considerados como las más idóneos para fijar el W, Sn y P. (GIL AGERO & MORO, *op. cit.*). Tal como se ha expuesto en la Petrografía, por nuestra parte deducimos que los niveles más favorables para el desarrollo de turmalinitas han de ser ricos en biotita para suministrar el hierro, y además con plagioclasa o silimanita para suministrar el aluminio. La disposición de las zonas ricas en turmalina, sobre el núcleo gneísico antiformal (figura 8), podría indicar la presencia de niveles metamórficos favorables en esa posición litoestratigráfica, tales como los gneises plagioclásico-biotíticos o metapelitas con silimanita. Se trataría de una transformación de fases sólidas y un fluido con boro para dar turmalina, con un sobrante en calcio si interviene la plagioclasa, tal como expresan MORGAN & LONDON (1989) en reacciones a partir de anfíbol. Dicho calcio sobrante podría facilitar también la fijación del P en forma de apatito. Dada la asociación de la turmalina con la biotita tardía su temperatura de formación debe de ser próxima a 425 °C, es decir, similar o algo inferior a la deducida por el par granate-biotita de los gneises infrayacentes, y en coherencia también con el hecho que la zona rica en turmalina tiende a presentarse en el inicio de la isograda de la Moscovita II- Biotita II (figura 8). Dicha temperatura resulta ser sólo ligeramente superior a la considerada para la formación de casiterita de las aplitas relacionadas (HERNÁNDEZ & MORO, 1991).

Cabe situar *grosso modo* el proceso de turmalinización en coincidencia con el episodio de cizallamiento dúctil-frágil, creándose unas condiciones adecuadas para el aporte o removilización de los fluidos. Los cristales zonados de turmalina indican que el proceso es relativamente complejo. Su núcleo, con inclusiones helicíticas, demuestra un sincinematismo con respecto al cizallamiento (figuras 21 y 22). Otras veces, el núcleo de los cristales zonados contiene las inclusiones de silimanita, mientras que el borde, sin inclusiones, podría representar un etapa más tardía de génesis meramente hidrotermal (figura 11).

Cartográficamente, el efecto del cizallamiento se manifiesta en la disposición alargada de la zona sur rica en turmalina (figura 8), unido al referido control litológico; mientras que hacia el norte la concentración de turmalina ocupa un área menos lineal a la vez que la esquistosidad principal aparece subhorizontal.

### ***Formación de aplitas y pegmatitas.***

La diversidad en el modo de yacer de las aplitas y pegmatitas sugiere una formación compleja. Así, hay en el área aplitoides subhorizontales y abudados que podrían corresponder a un proceso de segregación metamórfica, muy frecuente en rocas gneísicas (YARDLEY, 1989). El hecho de aparecer numerosos niveles alternantes, unos ricos en albita y moscovita, y otros más ricos en feldespato potásico y granate, apunta a una variabilidad de origen metamórfico, aunque con una intervención importante de los fluidos. Por esto, es difícil discernir los posibles niveles de segregación metamórfica de aquellos otros netamente pegmatítico-hidrotermales. No obstante, sin descartar una generación precoz de pegmatitas, es coherente aceptar que su formación mayoritaria se debe de producir a partir del metamorfismo M2 y a lo largo del

cizallamiento. Algunos tipos de estructuras en los diques se pueden explicar por su posición con respecto a la zona de cizalla. Así, los diques subverticales del sector III desarrollan estructuras S-C, mientras que en el núcleo y flanco norte de la antiforma, con la foliación subhorizontal o buzando al norte, deben predominar las estructuras de extensión con diques y láminas de buzamiento débil, a menudo no deformadas, a la vez que se desarrollan los clivajes de crenulación extensional.

### *Relación con los granitoides*

Tanto los leucogranitos del área (Sector IV, esencialmente) como los granitoides de Sayago (Sector I) se consideran magmas anatéticos; éstos últimos como representantes de un protolito probablemente de naturaleza ígnea (LÓPEZ PLAZA & GONZALO, 1993). Y teniendo en cuenta la disposición apretada de las isogradas (Sector II), y las propias condiciones de metamorfismo M 2, de bajo régimen P/T, cabe pensar en un foco anatético poco profundo, representado aquí por los granitoides de Sayago. Como consecuencia de la Fase III hercínica, en las áreas anticlinales, como la del presente estudio, pudo propiciarse el ascenso de una parte del magma anatético, fenómeno común en la Cadena Hercínica (MARTÍNEZ *et al.*, 1990). En este sentido, la aparición de leucogranitos en coincidencia con los niveles de gneises del núcleo antiformal apoyaría para ambos una cierta relación genético-espacial.

Posteriormente a la Fase 3 y como consecuencia del carácter extensional del cizallamiento, se propicia la removilización de las anatexitas, así como de los fluidos derivados del propio proceso metamórfico-anatético a partir de las reacciones de deshidratación-fusión. En el dominio anatético del Domo del Tormes dicha removilización se manifiesta por las distintas familias de diques relacionadas, a su vez, con cizallas similares a la de esta zona de estudio (GONZALO *et al.*, *in litt.*). En nuestro área, la mayor concentración de fluidos pudo haberse producido en la zona supragneílica subhorizontal, tal vez debido a la presencia de estos niveles gneísicos o de otros similares algo más profundos que fundieron parcialmente.

La evolución subsólida de los leucogranitos, puede coincidir, finalmente, con la formación de turmalina y venas aplo-pegmatíticas durante el cizallamiento. Los gneises subhorizontales de Pereruela (Sector IV, figura 12) registran un proceso de mirmequitización que es generalizable también a los granitoides de Sayago (Sector I). Este proceso debe ser relacionado con el cizallamiento, en un estadio de deformación dúctil-frágil. Realmente se trataría de una serie de reacciones de intercambio iónico que conducen a la desestabilización del feldespato potásico en favor de la albita y moscovita (HELGESON *et al.*, 1978; SIMPSON & WINTSCH, 1989), y en relación tal vez, con las segregaciones aplíticas referidas. En este sentido, los granitos albiticos y moscovíticos del área podrían representar el «estadio post-magmático sílico-sódico» de CHAROY (1971), o bien «las reacciones metasomáticas de moscovitización» de LAMEYRE (1966), tal como lo aplica TOROS (1981) y FERNÁNDEZ-TURIEL *et al.*, (1991). El granito de Almaraz de Duero tiene una facies de borde turmalinífera que representaría, en la misma línea interpretativa, un proceso avanzado de turmalinización, donde la removilización del boro durante el cizallamiento facilitaría una serie de transformaciones postmagmáticas a partir de la biotita.



## CONCLUSIONES

El estudio petrográfico revela la existencia en el área de dos tipos de gneises: a) gneises Ollo de Sapo de grano fino y b) gneises de Pererueta con sus variedades leucocrática, microglandular y biotítica. Este último tipo constituye un grupo geoquímicamente homogéneo; su relación K/Na es algo inferior a la de los leucogneises comparables de las áreas migmatíticas del Domo del Tormes.

El estudio estructural pone de manifiesto los cambios en los distintos sectores considerados transversalmente a la antiforma existente de Fase III hercínica. La influencia del cizallamiento dextro post-fase III se manifiesta en el área con diferentes efectos. Así, al S se verticaliza la foliación del granito de Sayago, así como su contacto y su encajante metamórfico, el cual manifiesta acusadas texturas filoníticas y clivajes oblicuos; mientras que al N, en los sectores septentrionales, se desarrolla en los esquistos un probable clivaje de crenulación extensional. La mayoría de las pegmatitas y leucogranitos se emplazan durante este episodio de cizallamiento, tanto los diques subverticales al S con estructuras S/C, como algunas láminas pegmatíticas subhorizontales al N.

El grado de metamorfismo progresa de N a S, con un aumento en el tamaño de grano de las rocas pelíticas. Las asociaciones minerales en estas rocas permiten discriminar tres etapas metamórficas; a) M1, con cloritoide, granate, estaurolita y silimanita; b) M2, de inferior régimen P/T, representado esencialmente por la biotita, andalucita y cordierita; y c) M3, de retrogradación, con moscovita y clorita. Los procesos más importantes de recristalización han tenido lugar durante el metamorfismo M2. Además, el proceso anatéctico relacionado con este metamorfismo, conduce a la formación de granitoides anatécticos tardíamente respecto a la fase III hercínica, propiciándose en el núcleo antiformal de estas megaestructuras el emplazamiento de los leucogranitos. Por otra parte, este proceso anatéctico puede producir segregaciones aplo-pegmatíticas en niveles supra-anatécticos como los del área estudiada, posibilidad que no es incompatible con la formación referida de diques.

El episodio de cizallamiento da lugar a una importante removilización de fluidos, entre ellos el Boro, resultando la formación de turmalinitas al fijarse dicho elemento en esquistos biotítico-plagioclásicos o silimaníticos. La presencia de biotita y de plagioclasa o silimanita parece determinante en la formación de turmalina al tratarse de fases minerales susceptibles de suministrar el hierro y el aluminio, respectivamente. La presencia de granate rico en manganeso apunta a un reequilibrio tardío respecto al metamorfismo M2, con condiciones oxidantes; a la vez que el par termométrico granate-biotita sugiere temperaturas del orden de 425°C, indicativas también *grosso modo* de las condiciones habidas durante el cizallamiento. Finalmente, cabe reseñar también en relación con este episodio los procesos de mirmequitización que se desarrollan tanto en los gneises como en los granitos.

## AGRADECIMIENTOS

El presente trabajo ha sido realizado a través del proyecto **CICYT PB 86/0215**. Los autores agradecen el apoyo de los compañeros del Área de Petrología y Geoquímica, en especial del Dr J.C. GONZALO CORRAL. También agradecen la ayuda a Don FÉLIX VELANDO y colabo-

radores de la Empresa Nacional Adaro de Investigaciones Mineras; a Don EMILIO ROMERO y D<sup>a</sup> SOLEDAD GARCÍA por el esmero en los análisis químicos; a Don JOSÉ IGNACIO ROMERO por el trabajo de delineación, así como a los responsables del Laboratorio de Microsonda de la Universidad de Oviedo por las facilidades dadas para la realización de los análisis químico-mineralógicos. Finalmente, los autores, sin eludir su propia responsabilidad, reconocen las valiosas sugerencias de los dos revisores anónimos y de los editores.

## BIBLIOGRAFÍA

- ARRIBAS, A. & JIMÉNEZ, E. (1971): *Mapa geológico de España E: 1:200.000*. Memoria y síntesis cartográfica. Hoja nº 28 Alcañices. IGME. Madrid.
- CARNICERO, M.A. (1980): *Estudio petrológico del metamorfismo y los granitoides entre Cipérez y Aldea del Obispo (W. de la Prov. de Salamanca)*. Tesis Doctoral. Univ. Salamanca., 202 pp.
- CHAROY, B. (1971): Differentiations pétrographiques et géochimiques dans les granites á deux micas du Massif de Questembert (Morbihan). *Sci. de la Terre*, **16 (1)**: 5-44.
- DE LA ROCHE, M.H. (1968): Comportement géochimique différentiel de Na, K et Al dans les formations volcaniques et sédimentaires: un guide pour l'étude des formations métamorphiques et plutoniques. *C.R. Acad. Sc. Paris*, **267 D**: 39-49.
- DÍEZ BALDA, M.A.; VEGAS, R. & GONZÁLEZ LODEIRO, F. (1990): Central-Iberian Zone: Structure. Pp.172-189. En: «*Pre-Mesozoic Geology of Iberia*», Eds. R. D. DALLMEYER & E. MARTÍNEZ GARCÍA. Springer-Verlag, New York,
- FERNÁNDEZ, A. & MORO, M.C. (1992): Las turmalinitas estratiformes Ordovícicas de Latedo en el flanco S del sinforme de Alcañices (Zamora). *Est. Geol.*, **48 (1-2)**: 31-42.
- FERNÁNDEZ-TURIEL, J.L.; SAAVEDRA, J.; VAQUER, R.; DURÁN, M. & QUEROL, X. (1991): Late and postmagmatic alterations in the tin-bearing batholith of Ricobayo (Iberian Massif, NW Spain). *Acta Geol. Hispanica*, **26, (1)**: 17-22.
- FERRY, J.M. & SPEAR, F.S. (1978): Experimental Calibration of the Partitioning of Fe and Mg Between Biotite and Garnet. *Contrib. Mineral Petrol.*, **66**: 113-117.
- GARCÍA DE FIGUEROLA, L.C.; FRANCO, P. & CASTRO, A. (1983): Características petrológicas del complejo laminar pegmatóide («Serie del Alamo») de las provincias de Salamanca y Ávila. *Stvdia Geol. Salmanticensis*, **19**: 33-77.
- GIL AGERO, M. & MORO, M.C. (1991): Geología y metalogenia de las mineralizaciones de W, (Sn y P) asociadas a los niveles calcosilicatados del Complejo Esquisto Grauváquico (C.E.G.) de Villalcampo (provincia de Zamora). *Stvdia Geol. Salmanticensis*, **27**: 131-150.
- GONZÁLEZ CLAVIJO, E.; ÁLVAREZ, F. & DÍEZ BALDA, M.A. (1991): La cizalla de Villalcampo (Zamora), geometría, cinemática y condiciones de la deformación asociada. *Cuad. Lab. Xeológico de Laxe*. Coruña., **16**: 203-219.

- GONZALO, F.J. & LÓPEZ PLAZA, M. (1983): Tipificación estructural de los filones estannovolfamíferos más representativos de la penillanura Salmantino-Zamorana. *Stydia Geol. Salmanticensia*, **17**: 159-170.
- GONZALO, J. C.; LÓPEZ PLAZA, M. & DOMÍNGUEZ VADILLO, A. (*in litt.*): Las anatexitas del Domo del Tormes y su significado litoestratigráfico (Provincias de Salamanca y Zamora). En: «*Contribuciones al conocimiento del Macizo Ibérico*». ITGE. XI Reunión de Geología del Oeste Peninsular. Huelva. 1991.
- HELGESON, H.C., DELANN, J.M., NESBITT, H.W. & BIRD, D.K. (1978): Summary and critique of the thermodynamic properties of rock-forming minerals. *Amer. J. Sci.*, **278** A: 220 pp.
- HERNÁNDEZ, E. & MORO, M.C. (1991): Geología de los materiales del Complejo Metamórfico de Villaseco-Pereruela (Zamora). *Stydia Geol. Salmanticensia*, **27**: 151-174
- HSU, L.C. (1968): Selected Phase Relationships in the System Al-Mn-Fe-Si-O-H: A Model for Garnet Equilibria. *J. Petrology*, **9** (1): 40-83.
- IGLESIAS, M. & RIBEIRO, A. (1981): Zones de cisaillement ductile dans l'arc ibéro-armoricain. *Com. Serv. Geol. Portugal*, **67**: 85-87.
- JULIVERT, M.; FONTBOTÉ, J.M.; RIBEIRO, A. & NABAIS CONDE, L.E. (1972): *Mapa Tectónico de la Península Ibérica y Baleares. E. 1:1.000.000*. Memoria explicativa. 1-113. Inst. Geol. Min. Esp. Madrid.
- LAMEYRE, J. (1966): Leucogranites et muscovitisation dans le Massif Central Français. *Ann. Fac. Sci. Univ. Clermont Ferrand*, **29**: 264 pp.
- LISTER, G.S. & SNOKE, A.W. (1979): S-C milonites. *J. Struct. Geol.*, **6** (6): 617-638.
- LÓPEZ MORO, F.J. & LÓPEZ PLAZA, M. (1992): Geología del basamento en el antiformal de Miranda do Douro (Sector Oeste de Zamora). *Stydia Geol. Salmanticensia*, **27**: 103-140.
- LÓPEZ-PLAZA, M. (1982): *Contribución al conocimiento de la dinámica de los cuerpos graníticos en la penillanura salmantino-zamorana*. Tesis Doctoral. Univ. Salamanca. 333 pp.
- LÓPEZ-PLAZA, M. & CARNICERO, A. (1987): El plutonismo hercínico de la penillanura Salmantino-Zamorana (centro-oeste de España): Visión de conjunto en el contexto geológico regional. En: «*Geología de los granitoides y rocas asociadas del Macizo Hespérico*». (Libro homenaje a L.C. GARCÍA DE FIGUEROLA). Pp.53-68. Eds.: F. BEA, A. CARNICERO, J.C. GONZALO, M. LÓPEZ-PLAZA & M.D. RODRÍGUEZ ALONSO. Ed.Rueda. Madrid. 542 pp.
- LÓPEZ PLAZA, M. & GONZALO, J.C. (1992): El Domo del Tormes. *III Congreso Geológico de España y VIII Congreso Latinoamericano de Geología*. Salamanca, *Guías de las Excursiones Geológicas*: 63-73.
- LÓPEZ PLAZA, M. & GONZALO, J.C. (1993): Caracterización geoquímica de las anatexitas del Domo del Tormes (Prov. de Salamanca y Zamora). *Rev. Soc. Geol. España*, **6** (3/4): 113-128.

- MARTÍNEZ, F.J. (1974): *Estudio del área metamórfica y granítica de los Arribes del Duero (Provincias de Salamanca y Zamora)*. Tesis Doct. Univ. Salamanca. 286 pp. Publ. en: *Cuad. Geol. Univ. Oviedo*, **7**: 3-141.
- MARTÍNEZ, F.J.; CORRETGÉ, L.G. & SUÁREZ, O. (1990). Distribution, Characteristics and Evolution of Metamorphism. En: «*Pre-Mesozoic Geology of Iberia*». Eds. R.D. DALLMEYER & E.MARTÍNEZ GARCÍA. Springer-Verlag 207-211.
- MARTÍNEZ, F.J. & GIL IBARGUCHI, I. (1983): El metamorfismo en el Macizo Ibérico. En: «*Geología de España*». Libro Jubilar J.M. RÍOS, **I**: 555-569. IGME. Madrid.
- MARTÍNEZ-GARCÍA, E. & QUIROGA, J.L. (1993): Estructura de la antiforma del Olló de Sapo en el sector de Sanabria-Alcañices (Zamora, Orense, NW de España). *Cuad. Lab. Xeol. La-xe*, **18**: 27-36.
- MORGAN, G.B. & LONDON, D. (1989): Experimental reactions of amphibolite with boronbearing aqueous fluids at 200 MPa: implications for tourmaline stability and partial melting in mafic rocks. *Contr. Mineral. Petrol.*, **102**: 281-297.
- OEN, I.S. (1970): Granite intrusion, folding and metamorphism in central Portugal. *Bol. Geol. Min.*, **81**: 271-298.
- PARGA PONDAL, I.; PARGA, J.R.; VEGAS, R. & MARCOS, A. (1982): Mapa Xeológico de Macizo Hespérico E. 1:500.000. Hoja Norte e memoria explicativa. *Publicacións da Area de Xeoloxía e Minería do Seminario de Estudos Galegos*. O Castro, Sada, La Coruña.
- PASSCHIER, C.W. & SIMPSON, C. (1986): Porphyroclast systems as kinematic indicators. *J. Struct. Geol.*, **8**: 831-843.
- PERCHUK, L.L. (1991): Derivation of a thermodynamically consistent set of geothermometers and geobarometers for metamorphic and magmatic rocks». Pp. 93-111. En: «*Progress in Metamorphic an Magmatic Petrology*». A memorial volume in honour of D.S. KORZHINSKIY. Ed. L.L.PERCHUK. Cambridge. 503 pp.
- PLATT, J.P. & VISSERS, R.L.M. (1980): Extensional structures in anisotropic rocks. *J. Struct. Geol.*, **2** (4): 397-410.
- QUIROGA, J.L. (1977): Sobre el «Olló de Sapo» de Villadepera (Zamora) y su relación con el de Miranda do Douro. *Studia Geol. Salmanticensia*, **12**: 161-169.
- QUIROGA, J.L. (1981): *Estudio geológico del Paleozoico del W de Zamora (Alba y Aliste)*. Tesis Doctoral. Univ. Oviedo. 210 pp.
- RIBEIRO, A. (1974): *Contribuição à l'étude tectonique de Trás-os-Montes oriental*. Thèse Etat Univ. Lisboa. 168 pp. Publ. en: *Mem. Serv. Geol. Portugal*, **24 (Nova ser.)**. 168pp.
- RODRÍGUEZ CASTELLANO, R.M. & LÓPEZ PLAZA, M. (1992): Caracterización petrográfica y significado litoestratigráfico de las anatexitas del área de Villarino (Arribes del Duero, Salamanca). *Studia Geol. Salmanticensia*, **28**: 70-101.

- SCHERMERHORN, L.J.G. (1956). Igneous, metamorphic and ore geology of the Castro Daire-São Pedro do Sul-Sátão region (Northern Portugal). *Com. Serv. Geol. Portugal*, **37**: 5-617
- SEBASTIÁN, A. & MARTÍNEZ, F.J. (1989): Equilibrios minerales y zonación de granates en el núcleo del Domo del Tormes (provincias de Salamanca y Zamora). *Acta. Geol. Hispanica*, **24**: 103-113.
- SIMPSON, C. & WINTSCH, R.P. (1989): Evidence for deformation-induced K-feldspar replacement by myrmekite. *J. Metamor. Geol.*, **7**: 261-275.
- SLACK, J.F.; HERRIMAN, N.; BARNES, R.G. & PLIMER, I.R. (1984): Stratiform tourmalinites in metamorphic terranes and their geologic significance. *Geology*, **12**: 713-716.
- SUÁREZ, O.; CORRETGÉ, L.G. & MARTÍNEZ, F.J. (1990): Distribution and Characteristics of the Hercynian Metamorphism. En «*Pre-Mesozoic Geology of Iberia*». Eds.: R.D. DALLMEYER & E.MARTÍNEZ GARCÍA. Springer-Verlag: 129-133.
- TOROS, M. (1981): *Les granitoïdes et les gîtes d'étain associés dans leur contexte lithostratigraphique et métamorphique a l'ouest de Zamora (Massif Hespérique, Espagne)*. Thèse de Doctorat, Lausanne. 216 pp.
- TURNER, F.J. & WEISS, E. (1963): *Structural analysis of metamorphic tectonites*. Edit. McGraw-Hill Book Co. London: 545 pp.
- UGIDOS, J.M. (1974): Características del metamorfismo en el área Béjar-Plasencia. *Bol. Geol. Min.*, **85**: 214-222.
- VILLAR, P.M. (1990): *Estructura del antiformal de Villadepera (Zamora)*. Mem. Tesis de Licenciatura. Dpto. Geol. Univ. Salamanca, 66 pp.
- WHITNEY, J.A. & STORMER, J.C. (1977): The distribution of  $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$  between coexisting microcline and plagioclase and its effect on geothermometric calculations. *Amer. Mineralogist*, **62**: 687-691.
- WINKLER, H.G.F. (1978): *Petrogénesis de rocas metamórficas*. Ed. H. Blume, Madrid: 346 pp.
- YARDLEY, B.W.D. (1989): *An Introduction to Metamorphic Petrology*. Ed. Longman Sci. & Techn.: 248 pp.

(ARTÍCULO RECIBIDO EL 29-ABRIL, 1994)  
(ADMITIDO EL 21-JULIO 1994)