

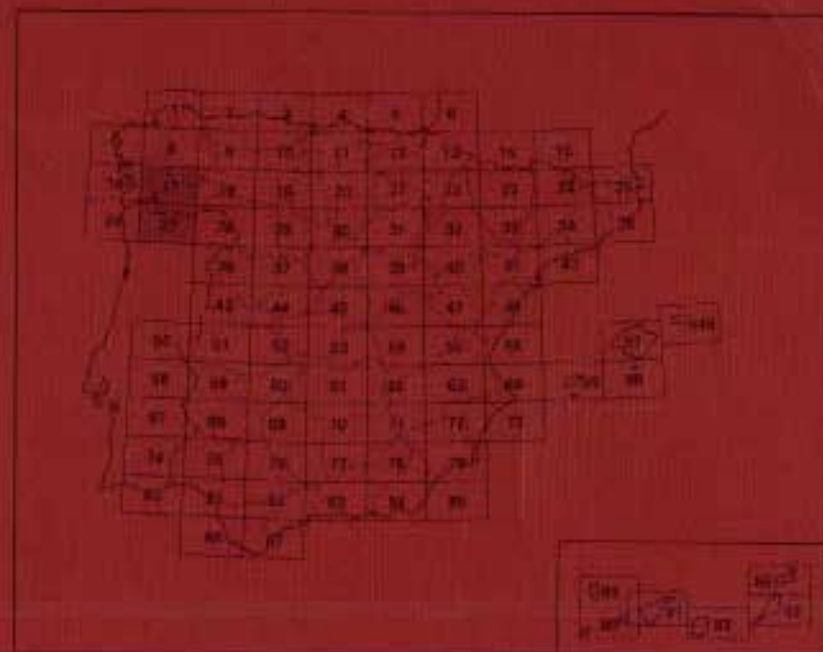


Instituto Tecnológico
GeoMinero de España

17/27
2-3/2-4

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA Escala 1:200.000

Primera edición



Instituto Tecnológico
GeoMinero de España

Río Rosas, 23 - 28003 MADRID

OURENSE/VERIN

22117
22127

Instituto Tecnológico
GeoMinero de España

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

Escala 1:200.000

OURENSE / VERIN

Primera edición

MADRID, 1989

22117
22127

Con posterioridad a la realización de esta edición, el Instituto Geológico y Minero de España ha pasado a denominarse Instituto Tecnológico GeoMinero de España.

En consecuencia, donde dice Instituto Geológico y Minero de España en esta edición, debe entenderse que se trata del Instituto Tecnológico GeoMinero de España.

Fotocomposición: GEOTEM, S.A.
Imprime: P. Montalvo, S.A.
Depósito legal: M-24423-1989
NIPO: 232-89-011-1

La presente Hoja y Memoria han sido realizadas por GEOPRIN, S. A., con Normas, Dirección y Supervisión del I.G.M.E. Han intervenido en su realización los siguientes autores:

- J.L. Barrera Morate (GEOPRIN, S.A.), P. Farias Arquer (Dpto. Geología, Area de Geodinámica, Univ. Oviedo), F. González Lodeiro (Dpto. Geodinámica, Univ. de Granada), J. Marquínez García (Dpto. Geología, Area de Geodinámica, Univ. Oviedo), L.M. Martín Parra (EGEO, S.A.), J.R. Martínez Catalán (Dpto. de Geología, Area de Geodinámica, Univ. Salamanca.), A. del Olmo Sanz (EGEO, S.A.) y J.G. de Pablo Maciá (EGEO, S.A.).

Asimismo han colaborado en su realización:

- Petrología de rocas metavulcaníticas: G. Gallastegui (I.G.M.E.).
- Análisis químicos: F. Bea (Dpto. de Geología, Area de Petrología y Geoquímica, Univ. Salamanca).
- Geomorfología: R. Villasante Pinto (EGEO, S.A.).
- Colaboración y asesoramiento: C.E.S. Arps (Rijksmuseum van Geologie en Mineralogie, Leiden, Holanda), P. Floor (Univ. Amsterdam, Holanda) y J. Pedraza Gilsanz (Dpto. Geom. y Geotectónica. Fac. de Geológicas. Madrid).
- Dirección y supervisión del I.G.M.E.: A. Huerca Rodríguez y L.R. Rodríguez Fernández

INDICE

0. INTRODUCCIÓN	11
0.1. SITUACIÓN GEOGRAFICA Y ENCUADRE GEOMORFOLOGICO	11
0.2. SITUACIÓN GEOLOGICA Y ANTECEDENTES	11
0.3. REALIZACIÓN DE LA HOJA	14
1. ESTRATIGRAFIA	17
1.1. ZONA ASTUROCCIDENTAL-LEONESA.....	17
1.1.1. Dominio del Caurel	17
1.1.1.1. Cuarcita inferior de Cándana	18
1.1.1.2. Pizarras de Cándana	18
1.1.1.3. Capas de Transición	19
1.1.1.4. Caliza de Vegadeo	19
1.1.1.5. Capas de Villamea	20
1.1.1.6. Pizarras de Soldón	21
1.1.1.7. Cuarcita Armoricana	21
1.1.1.8. Pizarras de Luarca	22
1.1.1.9. Calizas de La Aquiana	22
1.1.1.10. Capas de la Garganta	23
1.1.1.11. Capas de Seceda	23
1.2. ZONA CENTRO-IBERICA.....	24
1.2.1. Dominio del Anticlinorio del "Ollo de Sapo"	24
1.2.1.1. Dominio del Anticlinorio del "Ollo de Sapo" s.s.	24
1.2.1.1.1. Porfiroide del "Ollo de Sapo"	24
1.2.1.1.1.1. "Ollo de Sapo" de grano grueso ...	25
1.2.1.1.1.2. "Ollo de Sapo" de grano fino	25
1.2.1.1.1.3. Origen y edad del "Ollo de Sapo"	26
1.2.1.1.2. Capas de los Montes	28
1.2.1.1.3. Serie de San Clodio	29
1.2.1.2. Unidad de los Montes del Invernadeiro	30
1.2.1.2.1. Filitas, cuarcitas y metavulcanitas	30
1.2.1.2.2. Cuarcitas, areniscas y pizarras	31
1.2.1.2.3. Pizarras negras	31
1.2.1.2.4. Filitas y ampelitas	31

1.3. ZONA DE GALICIA—TRAS—OS—MONTES	31
1.3.1. Dominio Esquistoso de Galicia-Tras-os-Montes	31
1.3.1.1. <i>Grupo de Santabaia</i>	34
<i>esquistos micáceos y cuarzosos y paragneises</i>	35
metavulcanitas	35
ortogneis de Paradela	39
cuarcitas y cuarcitas micáceas	39
rocas calcosilicatadas y anfibolitas	39
1.3.1.2. <i>Grupo de Nogueira</i>	40
<i>esquistos micáceos y cuarzosos</i>	40
cuarcitas	41
metavulcanitas ácidas	41
mármoles y rocas calcosilicatadas	41
cuarcitas grafitosas, liditas y ampelitas	42
1.3.1.3. <i>Grupo de Paraño</i>	42
<i>esquistos micáceos y cuarzosos, ampelitas</i>	43
metavulcanitas ácidas	44
traquitas	44
ortocuarcitas	45
1.3.1.4. <i>Grupo de Lalín-Forcarei</i>	45
1.3.1.4.1. <i>Formación Xesta</i>	46
micaesquistos, micaesquistos feldespáticos y paragneises	46
anfibolitas y ortogneises peralcalinos	47
rocas calcosilicatadas	47
ortogneises	47
1.3.1.4.2. <i>Formación Soutelo</i>	48
micaesquistos feldespáticos y paragneises	48
capas de Portela	48
ortogneises	48
1.3.1.5. <i>Conglomerados, areniscas y niveles carbonosos</i>	49

1.4.	TERCIARIO	51
1.4.1.	Cuenca de Monforte de Lemos	51
1.4.1.1.	<i>Antecedentes</i>	51
1.4.1.2.	<i>Descripción general</i>	51
1.4.1.3.	<i>Conglomerados</i>	52
1.4.1.4.	<i>Conjunto areno-arcilloso</i>	52
1.4.1.5.	<i>Arcillas rojas y verdes</i>	52
1.4.1.6.	<i>Reconstrucción paleogeográfica</i>	53
1.4.2.	Cuenca de Maceda	53
1.4.2.1.	<i>Introducción</i>	53
1.4.2.2.	<i>Miembro de Corno</i>	54
1.4.2.3.	<i>Miembro de la Vega</i>	54
1.4.2.4.	<i>Miembro de los Milagros</i>	54
1.4.2.5.	<i>Miembro de Pias</i>	54
1.4.2.6.	<i>Reconstrucción paleogeográfica</i>	55
1.4.3.	Cuenca de Quiroga	55
1.5.	CUATERNARIO	55
1.5.1.	Pleistoceno	56
1.5.1.1.	<i>Glacis</i>	56
1.5.1.2.	<i>Abanicos aluviales</i>	56
1.5.1.3.	<i>Terrazas</i>	56
1.5.1.4.	<i>Depósitos glaciares y fluvio-glaciares</i>	57
1.5.2.	Holoceno	57
1.5.2.1.	<i>Abanicos aluviales</i>	57
1.5.2.2.	<i>Aluvial. Canales meandriiformes</i>	57
1.5.2.3.	<i>Aluvial. Canales trenzados o "braided"</i>	57
1.5.2.4.	<i>Aluvial. Canales anastomosados</i>	57
1.5.2.5.	<i>Depósitos palustres</i>	57
1.5.2.6.	<i>Depósitos eluviales</i>	58
1.5.3.	Indiferenciado	58
2.	TECTONICA	59
2.1.	ANTECEDENTES	59

2.2.	INTRODUCCION	59
2.3.	DEFORMACIÓN PREHERCINICA	60
2.4.	FASES DE DEFORMACION HERCINICA	61
2.4.1.	Fase 1	61
2.4.2.	Fase 2	61
2.4.3.	Etapas extensional	63
2.4.4.	Fase 3	63
2.4.5.	Formación de domos y cubetas	67
2.4.6.	Deformación de las rocas graníticas hercínicas	67
2.4.7.	Deformación tardihercínica	67
2.5.	EDAD DE LA DEFORMACION HERCINICA	68
2.6.	ESTRUCTURAS PRINCIPALES DE LA HOJA	68
2.6.1.	Macroestructuras	68
2.6.2.	Esquistosidad	80
2.7.	DEFORMACION POSTHERCINICA	82
3.	PETROLOGIA	85
3.1.	METAMORFISMO	85
3.1.1.	Metamorfismo regional	85
3.1.1.1.	Zona de la clorita-cloritoide	87
3.1.1.2.	Zona de la biotita	88
3.1.1.3.	Zona del granate	89
3.1.1.4.	Zona de la estauroлита	90
3.1.1.5.	Zona de la andalucita	91
3.1.1.6.	Zona de la sillimanita	92
3.1.1.7.	Zona de la sillimanita - feldespato potásico	94
3.1.1.8.	Metamorfismo retrógrado	94
3.1.2.	Metamorfismo de contacto	95
3.1.2.1.	Granitoides calcoalcalinos predominantemente biotíticos (granitoides precoces)	95
3.1.2.2.	Granitoides peraluminicos de dos micas y moscovíticos ..	98
3.1.2.3.	Granitoides postcinemáticos	99

3.1.3.	Tipos minerales y relación blástesis-deformación	101
3.1.4.	Cambios mineralógicos	114
3.1.5.	Evolución general del metamorfismo	121
3.2.	ROCAS GRANITICAS PREHERCINICAS	123
3.2.1.	Ortogneises glandulares	123
3.3.	ROCAS GRANITICAS HERCINICAS	126
3.3.1.	Granitoides Sincinemáticos	127
3.3.1.1.	<i>Granitoides calcoalcalinos predominantemente biotíticos (granitoides precoces)</i>	127
3.3.1.1.1.	Macizo de Avión	129
3.3.1.1.2.	Macizo de Meabia	132
3.3.1.1.3.	Macizo de Necedo	133
3.3.1.1.4.	Macizo de Chantada-Taboada	136
3.3.1.1.5.	Macizo de Majada Cerveira	143
3.3.1.1.6.	Macizo de Puebla de Trives	147
3.3.1.1.7.	Tonalitas y Cuarzodioritas de la Alineación Salvatierra-La Cañiza-Cerdedo	152
3.3.1.1.8.	Características geoquímicas	153
3.3.1.2.	<i>Granitos peraluminicos de dos micas y moscovíticos</i>	163
3.3.1.2.1.	Leucogranitos moscovíticos	171
3.3.1.2.2.	Granitos de dos micas moderadamente leucocráticos	172
3.3.1.2.2.1.	Macizo de Castro Caldelas	178
3.3.1.2.2.2.	Macizo de Peñagache	179
3.3.1.2.3.	Granitos de dos micas muy leucocráticos	180
3.3.1.2.3.1.	Facies con grandes biotitas ("Ala de Mosca")	182
3.3.1.2.3.2.	Macizo de Beariz	185
3.3.1.2.3.3.	Macizo de San Mamed	187
3.3.1.2.4.	Granitos predominantemente biotíticos	188
3.3.1.2.5.	Granitoides inhomogéneos	191
3.3.1.2.6.	Características geoquímicas	197

3.3.2.	Granitoides postcinemáticos	212
3.3.2.1.	<i>Pórfidos granodioríticos</i>	220
3.3.2.2.	<i>Macizo de Porriño</i>	222
3.3.2.3.	<i>Macizo de Ribadavia</i>	226
3.3.2.4.	<i>Macizo de Orense</i>	229
3.3.2.5.	<i>Macizo de Crespos</i>	233
3.3.2.6.	<i>Macizo de Lovios</i>	237
3.3.2.7.	<i>Características geoquímicas</i>	243
3.4.	ROCAS FILONIANAS	256
3.4.1.	Diques de aplitas y pegmatitas	259
3.4.2.	Diques de cuarzo	260
3.4.2.	Diques de pórfido y microgranitos porfídicos	260
3.4.4.	Diques de rocas básicas	261
4.	HISTORIA GEOLOGICA	263
5.	GEOLOGIA ECONOMICA	267
5.1.	MINERIA Y YACIMIENTOS	267
5.1.1.	Mineralizaciones de estaño-wolframio	267
5.1.2.	Mineralizaciones de estaño-tántalo-niobio	268
5.1.3.	Mineralizaciones de cinc-hierro-plomo-cobre	268
5.1.4.	Mineralizaciones de arsénico-hierro	268
5.1.5.	Mineralizaciones de hierro	268
5.1.6.	Mineralizaciones de litio	269
5.1.7.	Mineralizaciones de oro	269
5.1.8.	Mineralizaciones de antimonio	269
5.1.9.	Mineralizaciones de uranio	269
5.1.10.	Lignitos	269
5.2.	CANTERAS	270
5.2.1.	Rocas para áridos, construcción y obras públicas	270
5.2.2.	Rocas para mampostería, ornamentación y techar	271
5.2.3.	Materiales para la industria cerámica	272
5.3.	HIDROGEOLOGIA	272
5.3.1.	Terrenos precámbricos, paleozoicos y rocas ígneas	272
5.3.2.	Terrenos terciarios y cuaternarios	273
6.	BIBLIOGRAFIA	275

0. INTRODUCCIÓN

0.1. SITUACIÓN GEOGRÁFICA Y ENMARQUE GEOMORFOLÓGICO

Las Hojas 17/2-3 (Orense) y 27/2-4 (Verín) del M.T.N. de España a escala 1:200.000 que configuran la presente Hoja, se enclavan en el NO. de la Península Ibérica, abarcando parte de las provincias gallegas de Lugo, Orense y Pontevedra.

El relieve de esta zona es accidentado, destacándose cuatro núcleos montañosos principales, en los que se detectan retoques de modelado glaciar y periglaciario: en el E. el macizo de Queija-San Mamed con Cabeza de Manzaneda (1.778 m.), vértice de Galicia; la Sierra del Caurel en el ángulo NE.; las sierras, fronterizas con Portugal, de Laboreiro, Peneda, Jurés, Pisco, Pena, Larouiro y Peñas Libres; y por último, el eje montañoso que recorre de N. a S. el tercio occidental de la Hoja, constituido por las sierras del Faro, del Suido y del Faro de Avión.

En general las altimetrías, tanto de los contrafuertes montañosos como de las tierras bajas, siguen una tónica decreciente de oriente a poniente, llegando a la cota mínima de 100 m. en el curso bajo del río Miño, cerca del extremo SO. de la zona.

La red hidrográfica está jerarquizada en ocho cuencas. Las del río Sil y el río Miño, que atraviesan la Hoja de NE. a SO., son las de mayor extensión, seguidas en importancia por las del río Límia y el río Támega (cuenca del Duero) que se sitúan en el sector S.. En el borde occidental y NO. de la Hoja la red se halla estructurada en las pequeñas cuencas de los ríos Deza (cuenca del Ulla), Lerez, Umia y Verdugo-Oitavén. El aspecto más generalizado, aunque no único, de la red es la circulación encajada, con pendientes apreciables, achacable a un rejuvenecimiento reciente y consiguiente efecto remontante de la erosión lineal.

Los rasgos morfológicos más destacados de esta zona, pueden agruparse en cuatro grandes unidades:

- Superficies de arrasamiento. Se observan dos fundamentales. Una penillanura poligénica (S_1) fracturada y compartimentada en tres niveles: nivel de cumbres (N_1), escalón superior (N_2), escalón inferior (N_3). Una superficie de sustitución (S_2) elaborada en los bordes del escalón inferior de la anterior.
- Sediplanos. Son las llanuras extensas y de uniformidad variable, bien conservadas o retocadas, generadas por los procesos de relleno sedimentario de las cuatro principales cuencas de origen tectónico: Monforte, Maceda, Ginzo de Limia y Verín.
- Unidad fluvial. Constituida por los distintos elementos que definen la red de drenaje actual.
- Unidad de ladera. Abarca las vertientes desarrolladas, ya sean convexas o de tipo Rinchter en sentido amplio, que articulan y engarzan el resto de las unidades.

0.2. SITUACIÓN GEOLOGICA Y ANTECEDENTES

La Hoja estudiada se localiza dentro del Macizo Hespérico, constituido por materiales precámbricos y paleozoicos de la Península, deformados durante la Orogenia Hercínica.

JULIVERT et al. (1972), basándose en una primera división en zonas del Macizo Hercínico Ibérico hecha por LOTZE (1945), subdividían al mismo en cinco zonas, de las cuales, en la Hoja 1:200.000 de Orense-Verín dos están parcialmente representadas: la Zona Centro-Ibérica y la Zona Asturoccidental-Leonesa, siendo la primera la que mayor extensión de la

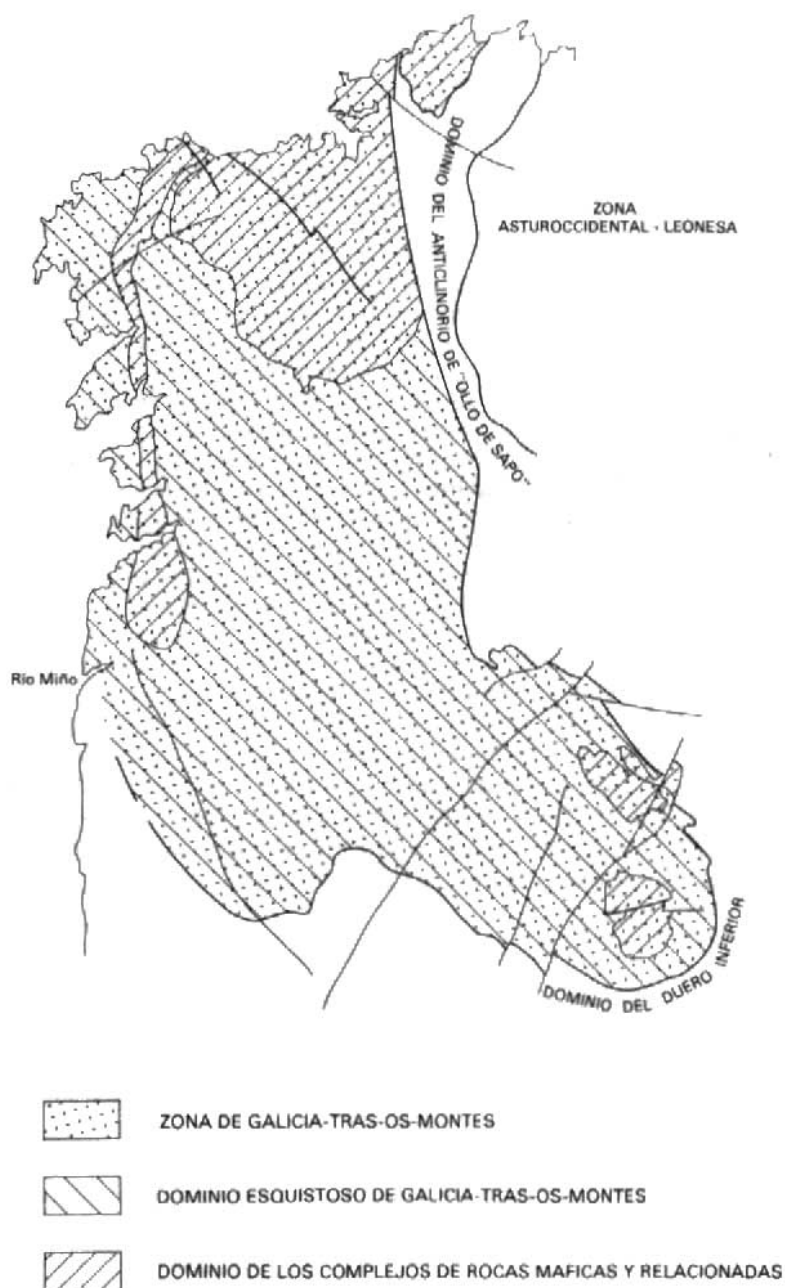


Fig. 2.- Situación de la Zona de Galicia-Tras-Os-Montes y dominios que la constituyen. (FARIAS et. al., en prensa).

Hoja ocupa (Fig. 1). Recientemente FARIAS et al. (en prensa) proponen la definición de una nueva zona en el Macizo Hercínico Ibérico, situada en su sector NO., separada de la Zona Centro-Ibérica, a la que denominan Zona de Galicia-Tras-os- Montes. (Fig. 2).

Entre los numerosos trabajos realizados sobre la geología de Galicia en general y del ámbito de la Hoja en particular, destacan los de SCHULZ (1835), que en su trabajo: **Descripción geognóstica del Reyno de Galicia** publica el primer mapa petrográfico y geológico de Galicia. MACPHERSON, a partir de 1881, realiza una serie de trabajos que culminan en 1901 con la publicación de su **Ensayo de la historia evolutiva de la Península Ibérica**. En 1882, BARROIS establece la sucesión estratigráfica del Paleozoico inferior de Galicia Oriental. HERNANDEZ SAMPELAYO, entre 1922 y 1935, realiza numerosas aportaciones a la serie estratigráfica establecida por BARROIS, y localiza muchos yacimientos fosilíferos. CARLE (1945) cuestiona una buena parte de las ideas anteriores y es el primero en proponer una edad Hercínica (Astúrica) para los procesos geológicos ocurridos en Galicia Occidental. PARGA PONDAL, desde los años 30 hasta 1967 realiza numerosos trabajos de investigación, entre los que destaca su **Mapa petrográfico y estructural de Galicia a escala 1:400.000**.

WALTER (1963, 1965, 1966 a y b, y 1968) y RIEMER (1963, 1966), establecen la sucesión en la zona Asturoccidental-Leonesa y límite este de la Zona Centro-ibérica. En 1968, MATTE propone un esquema coherente de la estratigrafía, paleogeografía y tectónica de la zona Asturoccidental-Leonesa, así como de Galicia media y oriental, que es completado por los resultados de CAPDEVILA (1969) sobre el metamorfismo y los granitoides relacionados con la Orogenia Hercínica en la misma región. FERRAGNE (1966, 1972) se ocupa de la geología del área S. de Galicia y O. de Zamora, y RIBEIRO (1974) estudia la región de Tras-os-Montes-en el N. de Portugal, limítrofe con la Hoja. HILGEN (1971) y MINNIGH (1975) realizan trabajos tanto tectónicos como petrográficos sobre la Unidad de Lalín. Otros autores que han contribuido al conocimiento de la región ocupada por la Hoja son MARQUINEZ (1981, 1984), MARQUINEZ Y KLEIN (1982) y MARQUINEZ CATALAN (1981), así como los autores de los mapas a escala 1:50.000 realizados por el IGME dentro del Plan MAGNA, en el área de esta Hoja y de los mapas geológicos a escala 1:200.000 circundantes.

0.3. REALIZACIÓN DE LA HOJA

La realización de la presente Hoja se ha hecho en base a las hojas geológicas a escala 1:50.000 del Proyecto MAGNA, planificadas, dirigidas y supervisadas por el Instituto Geológico y Minero de España al igual que el presente trabajo. Además de la síntesis de los datos de las mencionadas hojas, se han seguido dos líneas de trabajo principales: trabajo de campo y estudio de muestras.

El trabajo de campo ha consistido en una revisión cartográfica importante de amplios sectores de la Hoja, habiendo recartografiado de nuevo algunos de ellos a escala 1:50.000, así como el establecimiento de la serie estratigráfica y su correlación a lo largo de los diferentes afloramientos metamórficos hasta ahora no relacionados. Este trabajo ha dado lugar, además de a la Hoja a escala 1:200.000, a varios mapas a escala 1:50.000 de afloramientos metamórficos y de cuencas sedimentarias terciario-cuaternarias, así como a un mapa geomorfológico a escala 1:200.000 de la Hoja, todo ello incluido en la documentación complementaria.

Dentro de este apartado hay que mencionar la aportación cartográfica y documental realizada por J.L. MARQUINEZ para el Dominio Esquistoso de Galicia-Tras-os-Montes (Zona de Galicia-Tras-os-Montes), proveniente de un trabajo de Tesis Doctoral que fué presentado en el verano de 1983.

Con respecto al estudio de muestras, se ha hecho una revisión sistemática y selectiva de las procedentes de cada una de las hojas a escala 1:50.000 y se han realizado nuevos estudios petrográficos de más de quinientas muestras tomadas en afloramientos problemáticos. Además se han revisado los análisis químicos de rocas graníticas existentes en las hojas de MAGNA y se han realizado 112 nuevos análisis de las mismas.

1. ESTRATIGRAFIA

La Hoja 1:200.000 de Orense-Verín incluye dominios que pertenecen a tres zonas diferentes de la Rama Ibérica de la Cadena Hercínica: la Asturoccidental-Leonesa y la Centro-Ibérica de JULIVERT et al. (1972), y la Zona de Galicia-Tras-os-Montes (FARIAS et al., en prensa).

La estratigrafía de la primera de las zonas se caracteriza por la presencia de un Paleozoico bastante completo. El Cámbrico, el cual aparece en la esquina NE. de la Hoja, se apoya discordantemente sobre un Precámbrico superior de facies esquistas fuera de los límites de ésta. Las otras dos zonas están representadas respectivamente por el Dominio del Anticlinorio del **Olla de Sapo** y el Dominio Esquistoso de Galicia-Tras-os-Montes, que ocupan la mayoría del área investigada.

El primero de estos dominios se caracteriza por el carácter transgresivo y discordante del Ordovícico inferior sobre materiales inferiores al Cámbrico datado, mientras que el segundo, que es el más ampliamente representado en la Hoja, se caracteriza por una serie muy potente con frecuentes intercalaciones volcánicas ácidas, sobre todo en su parte baja, cuya edad podría ir desde el Precámbrico hasta el Devónico y que se apoya sobre unos ortogneises muchas veces glandulares.

Los dominios tienen un significado paleogeográfico y están separados por accidentes tectónicos hercínicos. El Dominio del Caurel (Zona Asturoccidental-Leonesa) está separado del Dominio del Anticlinorio del **Olla de Sapo** mediante una falla normal situada entre el Sinclinal del Sil y el Anticlinal de Piornal (Figs. 17, 18 y 19). Su trazado es paralelo a estas estructuras. El situar el límite entre estas dos zonas en esta falla implica modificar el propuesto por JULIVERT et al. (1972) desplazándolo más al NE.. De esta manera con esta falla se separan dominios estratigráficos bien diferenciados. Por otra parte, el Dominio Esquistoso de Galicia-Tras-os-Montes cabalga sobre el Dominio del Anticlinorio del **Olla de Sapo**.

1.1 ZONA ASTUROCCIDENTAL — LEONESA

1.1.1. Dominio del Caurel

Pertenecen a este dominio los materiales que afloran en el flanco normal del Anticlinorio de Sarria y los que constituyen los pliegues de la Sierra del Caurel (Sinclinal del Caurel y Anticlinal del Piornal).

Las rocas que aparecen en este dominio son semejantes a las que constituyen el Dominio del Manto de Mondoñedo (MARTINEZ CATALAN, 1981), si bien exhiben con frecuencia características algo diferentes. Las denominaciones de las distintas formaciones se han mantenido iguales en lo que respecta a los materiales Precámbricos (Serie de Villalba), Cámbrico (Capas de Cándana, Transición, Caliza de Vegadeo y Capas de Villamea), Ordovícico (Capas superiores del Río Eo equivalentes a la Cuarzita Armoricana de este dominio y Pizarras de Luarca) y Silúrico (Capas de la Garganta). Además, aparecen materiales del Ordovícico-Silúrico como son las Calizas de La Aquiana no representadas en el otro dominio y otros más recientes que no afloran en el Dominio del Manto de Mondoñedo, como son las Capas de Seceda, del Devónico.

Las edades de las unidades de ambos dominios son básicamente las mismas, como se deduce de las dataciones efectuadas en áreas adyacentes a la Sierra del Caurel (RIEMER, 1966; DEBRENNE & ZAMARREÑO, 1975; PEREZ ESTAUN, 1978).

Una de las peculiaridades de este dominio es tener una formación que aflora en el núcleo

del Anticlinal del Piornal (Figs. 17, 18 y 19) y por debajo de la Cuarcita Armoricana cuya correlación plantea algunos problemas, ya que su sustrato no se conoce, y tiene afinidades tanto con las Capas de Villamea que afloran en el flanco normal del Sinclinal del Caurel, como con las Capas de Los Montes, situadas entre la formación porfiroide del **Olla de Sapo** y la Cuarcita Armoricana. Esto hace que su correlación, con una u otra formación, sea problemática. Para resolver este problema y dada la falta de argumentación hasta el momento para establecer una u otra correlación, se ha denominado Formación Pizarras del Soldón.

1.1.1.1. *Cuarcita inferior de Cándana*

Esta formación aparece en un pequeño afloramiento de un kilómetro cuadrado de extensión en los alrededores de Dontid (X= 635.350, Y= 4.723.250) en el extremo nororiental de la Hoja. Es la unidad inferior de las Capas de Cándana definidas por LOTZE (1957) en Asturias y estudiada posteriormente por WALTER (1966, 1968) en el NO. de la provincia de Lugo. Descansa discordantemente sobre la Serie de Villalba (MARTINEZ CATALAN, 1981; GONZALEZ LODEIRO et al., 1982) que aflora en las hojas situadas al Norte (1:200.000 Lugo) y al Este (1:200.000 Ponferrada). Su potencia es de unos 75 a 100 m. y está compuesta por cuarcitas, cuarcitas conglomeráticas, areniscas, pizarras arenosas y pizarras de tonos verdosos. Las estructuras sedimentarias más frecuentes son laminaciones paralelas, flaser, onduladas, así como la estratificación y laminación cruzada. En los niveles conglomeráticos es frecuente observar granoclasificación.

Las cuarcitas y areniscas están compuestas fundamentalmente por cuarzo, apareciendo, en una cantidad que no supera el 8 o 10% del total, feldespato, biotita, mica blanca y clorita. Como accesorios están siempre presentes turmalina, apatito, circón y óxidos de hierro.

La edad de esta formación se ha atribuido por los distintos autores al Cámbrico inferior por correlación con la Formación Herrería, la cual descansa discordantemente sobre las Pizarras del Nárcea en la Zona Cantábrica, y en cuyos primeros metros se han encontrado pistas fósiles atribuibles al Cámbrico (CRIMES et al. 1977).

Recientemente, DOZY (1983) ha propuesto para parte de esta formación una edad Eocámbrica o Brioveriense superior, ya que en la formación suprayacente ha encontrado moldes de la Fauna de Ediacara, que indicarían con probabilidad esta edad. Esta misma edad ya había sido propuesta por PARGA (1971) y PARGA & VEGAS (1971).

1.1.1.2. *Pizarras de Cándana*

Aflora esta formación en el núcleo de un anticlinal tardío en la región de Incio (X= 634.200, Y= 4.724.200) y en el flanco normal de Sinclinal del Caurel en la esquina nordeste de la Hoja. Descansa concordantemente con la formación anterior, y tiene un espesor medio de unos 150 y 190 m.

De muro a techo, la formación está compuesta por:

- 10 a 15 m. de pizarras verdes y calcoesquistos.
- 35 a 40 m. de calizas y dolomías.
- 10 m. de pizarras ampolíticas.
- 100 a 120 m. de pizarras verdosas con delgadas intercalaciones de areniscas, cuarcitas y niveles lenticulares de carbonatos.

El nivel inferior de calizas y dolomías varía bastante de potencia llegando incluso a desaparecer en la región situada al norte de la Hoja. Es aquí un nivel continuo formado fundamentalmente por dolomías. Al microscopio están compuestas por gramos de dolomita totalmente recristalizada y como accesorios aparecen siempre por debajo del 10%, cuarzo, mica blanca y biotita.

Los niveles de pizarras y pizarras arenosas, están formados por cuarzo, sericita, clorita y porfiroblastos de biotita. En los niveles arenosos y cuarcíticos, además del cuarzo hay plagioclase y feldespato.

Como en la unidad anterior, en esta formación no se han encontrado hasta la actualidad restos fósiles definitivos que permitan su datación, y solo se han encontrado según DOZY (1984), trazas fósiles probables que indicarían una edad Precámbrico superior.

1.1.1.3. *Capas de Transición*

Los materiales que constituyen esta formación descansan concordantemente sobre la formación anterior. Es un conjunto de unos 90 a 100 m. de pizarras de tonos verdosos y grises con delgadas intercalaciones de arenisca y niveles lenticulares calcáreos. Hacia la mitad de la formación, aparece un nivel continuo de ampelitas ferruginosas de unos 30 m. de espesor, en donde también se encuentran intercalados niveles calcáreos.

Los niveles pizarrosos están constituidos fundamentalmente por sericita, cuarzo, mica blanca, clorita y biotita. Los niveles arenosos están compuestos fundamentalmente por cuarzo, y en menor proporción por mica blanca, sericita, clorita y biotita. Tanto en unos materiales como en los otros, están como accesorios turmalina, circón y óxidos de hierro.

En este dominio no se han encontrado restos de fauna que permitan la datación de estos materiales; sin embargo, en el Dominio del Manto de Mondoñedo, en donde esta formación descansa, sobre la Cuarcita Superior de Candana, se han encontrado restos de hyolítidos en los niveles ampelíticos (WALTER, 1966). En la parte alta fueron encontrados al SE. de Mondoñedo en La Hermida (X= 309.200, Y= 974.400, coordenadas Lambert), trilobites y arqueociátidos (WALTER, 1968) que fueron clasificados por el profesor SDUZY (Wurzburg) y DEBRENNE (París), y que indicaron una edad Cámbrico inferior. También se han encontrado en otros puntos (región de Meira, X= 307.150, Y= 962.500, coordenadas Lambert), GONZALEZ LODEIRO et al. (1979), restos de trilobites y arqueociátidos inclasificables y estructuras de algas en los niveles carbonatados.

1.1.1.4. *Caliza de Vegadeo*

Esta formación fue definida por BARROIS (1882) con el nombre de Caliza de la Vega, en la región de Vegadeo. Posteriormente, WALTER (1963, 1966 y 1968) la denominó Caliza de Vegadeo.

Descansa concordantemente sobre la formación antes descrita y está constituida por calizas y dolomías cuyo espesor varía entre 20 y 200 m.

En la región situada al E. de Santalla (X= 307.150, Y= 901.500, coordenadas Lambert), alcanza su máxima potencia y está compuesta por potentes bancos de calizas y dolomías. Estas últimas aparecen intercaladas frecuentemente en el techo de la formación.

En la región de Incio ($X = 298.750$, $Y = 900.500$, Coordenadas Lambert), la potencia es de unos 20 m. y está constituida fundamentalmente por dolomías.

Esta compuesta fundamentalmente por dolomita, como mineral principal y por cuarzo y calcita como minerales secundarios.

En los primeros metros, formados por calizas, el constituyente principal es la calcita y en proporciones variables cuarzo y moscovita.

Dentro de la Hoja, y en general en todo el flanco normal del anticlinal de Mondoñedo-Lugo-Sarria, no se han encontrado restos fósiles que permitan datar esta formación; no obstante, su edad se puede establecer por correlación. En efecto, en la localidad de Piedrafita ($X = 662.200$, $Y = 4.732.600$), ZAMARREÑO & PEREJON (1976) y en la región de Ponferrada (Sofreiral $X = 342.400$, $Y = 885.600$, coordenadas Lambert), ZAMARREÑO et al. (1975) han realizado un preciso estudio de esta formación. En la región de Piedrafita encuentran fauna, de arqueociátidos, que dan una edad Cámbrica inferior para el tramo inferior de esta formación y Cámbrico medio para el tramo superior. En la región al O. de Ponferrada, DEBRENNE & ZAMARREÑO (1975) también encuentran fauna, y por correlación con la Zona Cantábrica, establecen una edad Cámbrico inferior para la mayor parte de la formación, y Cámbrico medio para la parte alta.

1.1.1.5. *Capas de Villamea*

Aflora esta formación a todo lo largo del flanco normal del Sinclinal del Caurel, aparentemente concordante sobre la Caliza de Vegadeo, a diferencia de lo que ocurre en el flanco inverso del Anticlinorio de Sarria, en donde, entre ambas formaciones se sitúan las Capas de Riotorto, que están formadas por unos 200 m. de pizarras verdes con intercalaciones de areniscas y silts. Por encima de ella se encuentran en esta región las Capas de la Garganta de edad Silúrico. Esta formación, así como las Capas de Riotorto, han sido definidas por WALTER (1966, 1968) en el Norte de la provincia de Lugo. RIEMER (1963), la denominó Capas de los Montes, y posteriormente RIEMER (1966) *serie de pizarras infraordovícicas*. Recientemente DOZY (1983) la ha denominado Formación Carballal. En este trabajo hemos mantenido la denominación de WALTER (op. cit.) ya que ha sido utilizada por la mayor parte de los investigadores que han trabajado en la región, y porque la denominación de Capas de los Montes se ha utilizado para denominar la formación que se encuentra situada entre la Formación **Ollo de Sapo** y la Cuarcita Armoricana.

Esta constituida esta formación por unos 250 m. de pizarras negras con intercalaciones de cuarcitas y areniscas.

Los niveles de cuarcitas son de 10 a 15 m. de potencia, y dan resaltes topográficos importantes. En estos bancos es frecuente encontrar laminación paralela, lenticular, cruzada y flaser. Las pizarras son de tonos grisáceos a negros, llegando en ocasiones a ser ampelíticas. Están compuestas por moscovita, clorita, biotita, cuarzo y como accesorios, turmalina, circón y óxidos de hierro. En algunos niveles es muy abundante el cloritoide.

La edad de esta formación es difícil de establecer, dada la ausencia de fósiles que permitan asignarle una edad. No obstante, en ella debe situarse al límite Cámbrico-Ordovícico, puesto que en la formación Capas de Río Eo (WALTER 1966, 1968), que se encuentra concordantemente encima, hay pistas atribuibles al Ordovícico. Por otra parte, y como veremos, esta formación es correlacionable en parte con la que a continuación describiremos, la cual está situada por debajo de la Cuarcita Armoricana, y en la que se encuentran pistas fósiles que indican un edad Ordovícico inferior.

1.1.1.6. *Pizarras del Soldón*

Con este nombre se denomina al conjunto de materiales que afloran en el núcleo del Anticlinal de Piornal (RIEMER, 1966), el cual se sitúa entre el Sinclinal del Caurel y el Sinclinal del Sil (Figs 17,18 y 19).

Estos materiales, constituidos por pizarras negras son intercalaciones de niveles de cuarcitas, tienen una gran semejanza con las Capas de Villamea y con las pizarras y cuarcitas que se encuentran por encima de la formación porfiroide **Olo de Sapo** y por debajo de la Cuarcita Armoricana en el Dominio del anticlinorio del **Olo de Sapo**, y que han sido denominadas Capas de los Montes por RIEMER (1963).

La razón que hace aconsejable la introducción de un nuevo nombre para definir estos materiales, se debe al hecho de que mientras que en las Capas de Villamea y las Capas de los Montes, las formaciones infrayacentes son conocidas: en el Anticlinal del Piornal, la formación infrayacente no es observable.

Esto abre dos posibilidades; una es que la formación situada por debajo de estos materiales sea el Porfiroide **Olo de Sapo**, con lo cual, pertenecerían a la Formación Capas de los Montes (Fig. 3). Otra posibilidad es que la formación situada a muro, fuera la Caliza de Vegadeo, con lo cual estos materiales pertenecerían en parte a las Capas de Villamea. De ser cierta la primera posibilidad, el límite entre la zona Asturoccidental-Leonesa y Centro Ibérica, deberíamos situarlo en el flanco normal del Sinclinal de Caurel. La segunda posibilidad, por el contrario, nos obligaría a situar este límite en el flanco normal del Anticlinal del Piornal.

Anticlinorio "Olo de Sapo" y Sinclinal del Sil	Anticlinal del Piornal Nucleo	Sinclinal del Caurel Flanco normal	Unidad de los Montes del Invernadeiro
Pizarras de Luarca	Pizarras de Luarca	Pizarras de Luarca	Pizarras negras
Cuarcita Armoricana	Cuarcita Armoricana	Cuarcita Armoricana	Cuarcita, arenisca y pizarras
Capas de los Montes	Pizarras de Soldón	Capas de Villamea	
"Olo de Sapo"	?	Caliza de Vegadeo	Filitas, cuarcitas y metavulcanitas

FIG.3 Relación entre la Formación Pizarras del Soldón con las Capas de los Montes, las Capas de Villamea y las formaciones de la U. de los Montes del Invernadeiro.

1.1.1.7. *Cuarcita Armoricana*

Afloran los materiales de esta formación en un pequeño sinclinal de flanco normal del

Sinclinal del Caurel, al O. de Santalla (X= 642.900, Y= 4.725.150) y en el flanco inverso y parte del flanco normal del Anticlinal del Piornal.

Esta formación fue denominada por RIEMER (1966) **Serie de Cuarcitas** y recientemente por DOZY (1983) Formación Trapa. El muro de esta formación en el sinclinal situado al O. de Santalla son las Capas de Villamea, mientras que en el anticlinal del Piornal son las Pizarras del Soldón. El techo en el flanco inverso del Anticlinal del Piornal es unas veces las Pizarras de Luarca, y otras las ampelitas del Silúrico (Capas de la Garganta), mientras que en el flanco normal son siempre las Capas de la Garganta. Su potencia varía de 0 a 200 m., y está constituida, en donde alcanza mayor espesor, por capas de cuarcitas blancas bien estratificadas en bancos de 7 a 10 m. con grandes estratificaciones cruzadas y **ripple-marks** que alternan con niveles menos potentes de pizarras grises oscuras y areniscas.

Las cuarcitas están compuestas fundamentalmente por cuarzo y cantidades variables, pero siempre inferiores al 5% de sericita, mica blanca, biotita y clorita. Como accesorios, aparecen siempre turmalina, circón y óxidos de hierro. En ocasiones, pueden aparecer niveles de algunos milímetros muy ricos en circón. Las pizarras tienen un contenido en filosilicatos que puede llegar a constituir el 75% de la roca, y en ellas se encuentran los mismos minerales accesorios que en la cuarcita.

La edad de esta formación es Ordovícico inferior, ya que en ella se han encontrado diversas pistas, entre ellas Cruciana rugosa, que indicaría esa edad (RIEMER, 1966).

1.1.1.8. **Pizarras de Luarca**

Afloran en parte del flanco inverso del Anticlinal del Piornal y en el Sinclinal del Sil, en núcleos anticlinales. Su denominación se debe a BARROIS (1882). Posteriormente, RIEMER (1966) las denominó **pizarras con Synhomalonotus tristani** y recientemente DOZY (1983) las ha denominado Formación Santa Eufemia.

Está constituida esta formación por un conjunto que oscila entre 0 y 600 m. de pizarras negras, en ocasiones gris azuladas muy monótonas, a veces con intercalaciones más silíceas. Está compuesta por mica blanca, sericita, clorita y cuarzo y a veces por cloritoide y biotita. Como accesorios aparecen normalmente turmalina, circón óxidos de hierro y materia carbonosa. RIEMER (1966) encontró en el camino de San Clodio (X= 640.900, Y= 4.703.200) a Vilar de Lor (X= 639.800, Y= 4.709.400) fauna de trilobites que ha permitido atribuir a esta formación una edad Llanvirniense-Llandello.

1.1.1.9. **Calizas de La Aquiana**

Afloran estos materiales en el flanco inverso del Anticlinal del Piornal y en el flanco normal del Sinclinal del Caurel.

Su denominación es de PEREZ-ESTAUN (1978); anteriormente NOLLAU (1966) las denominó caliza de Viana, y recientemente, DOZY (1983) las ha denominado Formación Villamor.

El muro de esta formación es unas veces las Pizarras de Luarca y otras las Capas de Villamea y el techo, las Capas de la Garganta. Son lentejones de 20 a 30 m. de potencia de calizas grises muy recrystalizadas, en ocasiones dolomíticas, donde es frecuente observar restos de crinoides

La edad de esta formación es incierta, dado que hasta el momento no se ha encontrado fauna que permita datarla con precisión. NOLLAU (1966) y MATTE (1968) las consideraron del Asghillense por comparación con las que afloran en otros puntos de España, en especial en la Cordillera Ibérica. RIEMER (1966) las considera como de edad Birkhillense (Silúrico Inferior).

1.1.1.10. *Capas de la Garganta*

Afloran en este dominio en los núcleos de los sinclinales del Caurel y del Síl.

El nombre que se ha dado a estos materiales se ha tomado del que MARCOS (1973) utilizó para denominar a las ampelitas con *Monograptus* que afloran en el Alto de la Garganta (X= 661.300, Y= 4.801.350) en la región de Oscos. RIEMER (1966) describió esta formación con el nombre Esquistos Ordogot Superiores, y recientemente DOZY (1983) la ha denominado Formación Folgoso.

Esta constituida esta formación por un conjunto muy potente entre 200 y 450 m. de pizarras negras con cloritoide con intercalaciones ampelíticas y delgados niveles de arenisca, cuarcitas y calizas. La base de este conjunto es normalmente de naturaleza ampelítica y en él aparecen en ocasiones niveles de lilitas con graptolites.

Los niveles de pizarras con cloritoide están compuestos por moscovita, cloritoide, clorita y cuarzo en cantidades variables, pudiendo este último mineral estar en proporciones muy pequeñas. Como accesorios son frecuentes: turmalina, óxidos de hierro y materia carbonosa. Esta formación, como ya hemos indicado anteriormente, descansa discordante sobre las Pizarras de Luarca, la Cuarcita Armoricana y sobre las Capas de Villamea.

Las pizarras ampelíticas fueron datadas por RIEMER (1966) como Gala (Llandovery Superior) a Ludlow inferior y los tramos más superiores de pizarras con cloritoide como Ludlow muy probablemente. En el Sinclinal del Síl GONZALEZ LODEIRO & IGLESIAS (com. personal) encuentran fauna de graptolitos que indican una edad Wenlock superior.

1.1.1.11. *Capas de Seceda*

Los materiales pertenecientes a esta formación afloran en el núcleo del Sinclinal del Caurel sobre las Capas de la Garganta. De muro a techo se encuentra la siguiente sucesión:

- 3 a 4 m. de cuarcitas grises con piritas.
- 35 m. de pizarras arenosas con restos de braquiódos no clasificables.
- 10-15 m. de calizas grises con crinoides y pizarras grises.

Estos materiales habían sido atribuidos por HERNANDEZ SAMPELAYO (1935) al Devónico. Posteriormente DROT & MATTE (1967) en la prolongación del sinclinal hacia el Este, encuentran fauna de braquiópodos y tectaculíticos y les asignan una edad Devónico inferior. PEREZ-ESTAUN (1978) también en la prolongación de este sinclinal encuentra fauna de braquiópodos que confirman la edad Devónico, y más precisamente el Siegenien-Emsiense.

TRUYOLS MASSONI (en prensa) encuentra dentro del ámbito de la Hoja tentaculites c.f. *straeleni*, así como un coral solitario y braquiópodos (spiriferidos y órtidos) ambos indeterminables, que inican una edad Devónico inferior. Esta misma autora, encuentra en la

prolongación hacia el E. de estas capas, ya fuera de la Hoja, tentaculites (*Nowakia* acuaria) y braquiópodos (*Platyorthis* s.p. así como strophoménidos y spiriféridos indeterminables) que indican una edad Praguense de la biozona de acuaria en la escala Bohemo-Hercínica, que equivaldría al techo del Siegeniense y base del Emsiense (TRUYOLS MASSONI, en prensa).

1.2. ZONA CENTRO-IBÉRICA

1.2.1. Dominio del anticlinorio del Ollo de Sapo

1.2.1.1. *Dominio del Anticlinorio del Ollo de Sapo s.s.*

Este dominio se sitúa en dirección NO-SE. en la mitad oriental de la Hoja. El límite E. es la Falla de Vivero y la de Chao de Couso. Por el O. Los límites con el Dominio Esquistoso de Galicia -Tras- os-Montes son la Falla de Valdoviño, el cabalgamiento basal de este dominio, la Falla de Laza y el macizo granítico de Chantada-Taboada. Fuera de la Hoja, el límite, por el SO. es el Sinclinal de Alcañices.

Este dominio se prolonga hacia el N. hasta la costa Cantábrica (región de El Barquero, prov. de Lugo) y por el S. hasta la Sanabria (prov. de Zamora), donde está recubierto por los materiales terciarios de la Cuenca del Duero, volviendo a aparecer en el extremo oriental de la Sierra de Guadadarrama (prov. de Guadalajara) (PARGA PONDAL et al. 1964; BARD et al. 1970; NAVIDAD, 1978; GONZALEZ LODEIRO, 1980-1981).

Se pueden distinguir las siguientes formaciones de muro a techo:

- Porfiroide del **Ollo de Sapo** (facies de grano grueso y fino).
- Alternancia de cuarcitas y pizarras (Capas de los Montes).
- Cuarcitas claras en bancos potentes (Cuarcita Armoricana).
- Pizarras gris-azuladas (Pizarras de Luarca).
- Pizarras ampelíticas y pizarras grises (Capas de la Garganta).
- Liditas, conglomerados, pizarras y grauwas (Serie de San Clodio).

De todas ellas se describirán las dos primeras y la última, ya que las otras son similares a las del Dominio del Caurel.

1.2.1.1.1. *Porfiroide de "Ollo de Sapo"*

El nombre de esta formación proviene del que utilizan los paisanos de la región de El Barquero (prov. de Lugo) para denominar a los gneises de la isla de Coelleira (HERNANDEZ SAMPELAYO, 1922). Los primeros autores que hacen una descripción petrográfica bastante detallada de esta formación son: MACPHERSON (1883 en PUIG & LARRAZ 1883), HERNANDEZ SAMPELAYO (op. cit) y PARGA PONDAL (1960). Posteriormente se han realizado trabajos mucho más precisos sobre esta formación, entre los que destacan los de PARGA PONDAL et. al (1964) y CAPDEVILA (1969).

Dentro de la Hoja afloran los materiales de esta formación en los núcleos del anticlinal de Vilachá de primera fase (MATTE 1968, MARTINEZ CATALAN et al. 1982, IGLESIAS & GONZALEZ LODEIRO 1981 y GONZALEZ LODEIRO 1983) y en el de la antiforma de tercera fase

de Gundibos (ABRIL et al. 1974) denominado Anticlinal de Queija por MATTE (1968), GONZALEZ LODEIRO (1983). En el afloramiento del núcleo del Anticlinal de Vilachá aflora el **Olló de Sapo de grano fino** y en el de la antiforma de Queija el "Olló de Sapo de grano grueso y grano fino".

1.2.1.1.1. Olló de Sapo de grano grueso.

Se encuentra bien representado en el núcleo de la Antiforma de Gundibos. La potencia de esta facies es difícil de estimar, ya que su muro no se observa; no obstante, debe superar los 1.000 m. Está constituido por gneises glandulares en los que se distingue una matriz de color verdoso de grano fino a medio compuesta por sericita, cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, clorita y biotita, y como accesorios apatito muy abundante, circón, turmalina y opacos. Esta matriz engloba a cristales de cuarzo, feldespato potásico y plagioclasa.

Los cuarzos tienen por lo general colores azules, en especial cuando la formación se encuentra en zonas de metamorfismo bajo. Son de tamaño centimétrico y al microscopio se observan en ellos golfos de corrosión. Tienen por lo general extinción ondulante y lamelas de deformación. Los golfos de corrosión se observan fundamentalmente cuando los materiales están en un grado bajo de metamorfismo, y en este caso están rellenos por un agregado de cuarzo y sericita.

Los feldespatos se presentan en cristales de pequeño tamaño constituyendo parte de la matriz, y en megacristales. Tanto unos como otros están reemplazados parcialmente por albita, dando el aspecto de feldespatos maclados en damero.

Los megacristales de feldespato potásico tienen formas simples y en macla de Carlsbad. Sus dimensiones varían entre 3 y 7 cm. Aparecen repartidos de manera más o menos homogénea, aunque en ocasiones pueden encontrarse zonas de mayor concentración. Están orientadas según la foliación general de la roca, y por lo general alargados según el eje c. Aparecen siempre rodeados por la foliación, observándose colas de presión en los extremos, lo cual indica que son anteriores a dicha foliación. Dentro de ellos es frecuente encontrar grietas de tensión rellenas a veces por la matriz y microfracturas de cizalla.

Al microscopio se observa, además del reemplazamiento por albita, inclusiones de plagioclasa con macla polisintética de cuarzo, de ilmenita, de circón, de apatito, agregados biotíticos compuestos fundamentalmente por biotita (algunas en corona), cuarzo, epidota y zoisita.

Los cristales de plagioclasa son de tamaño centimétrico, y como en el caso de los anteriores, están también rodeados por la foliación. Al microscopio se observa que son individuos monocristalinos o en sineusis, con formas idiomorfas y subidiomorfas de hábitos rectangulares y subesféricos respectivamente. Están por lo general maclados según la ley de la albita con un contenido del 4 al 6% de anortita y tienen inclusiones de mica blanca, cuarzo, epidota y calcita.

Como en el caso de los cristales de feldespato potásico, tienen estructuras de deformación que se manifiestan por maclas, grietas de tensión y cizallas.

Además de estos megacristales, aparecen dentro de la matriz una serie de agregados de minerales micáceos, de biotita y clorita.

1.2.1.1.2. "Olló de Sapo" de grano fino

Las características de estos niveles microglandulares son semejantes a las de los macroglandulares

diferenciándose solamente por la ausencia de megacrystales de feldespato. La potencia de esta facies dentro de la hoja es de 500 a 600 m. Están compuestos por cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico, biotita, clorita, sericita, siendo estos dos últimos en general producto de la alteración de la biotita y feldespato. Los accesorios más frecuentes son apatito, circón, turmalina y opacos. Dentro de estos niveles microglandulares aparecen intercalados otros, como cuarcitas feldespáticas y micacitas. Las primeras constituyen niveles de colores claros y grano fino compuestos por cuarzo, plagioclasa, mica blanca, feldespato potásico, sericita y, en menor proporción, biotita. Los accesorios más frecuentes son apatito, circón, opacos y óxidos de hierro. Las micacitas, menos frecuentes, están compuestas por cuarzo, plagioclasa, mica blanca y biotita.

Todos estos materiales (facies de grano grueso y de grano fino) se encuentran dentro de la Hoja desde la zona metamórfica de la clorita hasta la de la sillimanita. Así, las facies de grano fino del anticlinal de Vilacha se encuentran fundamentalmente en las zonas de la clorita y de la biotita, mientras que las facies de grano fino y grueso de la Antiforma de Gundibos y sector E. de la Sierra de Manzaneda están en las zonas de la biotita, granate y estauroлита, pudiendo llegar a la de la sillimanita de una estrecha banda paralela al contacto con el macizo granítico de Puebla de Trives y los granitos de dos micas.

El aspecto es distinto en cada una de ellas. El **Olló de Sapo** de grano fino tiene en la parte de la zona de la clorita y comienzos de la de la biotita una matriz de color verdoso que engloba pequeños granos de cuarzo y feldespatos. En las partes más profundas de la zona de la biotita las facies de grano fino y con megacrystales tienen la matriz con un mayor tamaño de grano. Los minerales de neoformación son observables a simple vista, y los cristales grandes de feldespatos y de cuarzo empiezan a tener una cierta orientación. Estas características de aumento de grano de la matriz, mayor tamaño de los minerales de neoformación y mayor orientación de los megacrystales de feldespato potásico, cuarzo y plagioclasa y la existencia de una foliación más marcada, se van acentuando a medida que las condiciones P/T son mayores.

También aumenta el grado de diferenciación dentro de la matriz, observándose en la zona del granate y estauroлита lechos micáceos de moscovita y biotita y otros más ricos en cuarzo y plagioclasa de neoformación. En la zona de la sillimanita, aparecen movilizados leucocráticos, observándose algunos niveles melanocráticos de 1 a 2 mm. de espesor, compuestos por moscovita y biotita y niveles leucocráticos de cuarzo, feldespato potásico y plagioclasa de 5 a 6 mm. de espesor. Los megacrystales de feldespato están por lo general muy aplastados y son más escasos que en la zona de menor metamorfismo.

1.2.1.1.3. Origen y edad del "Olló de Sapo"

El origen y edad de esta formación han estado sometidos a una viva discusión durante los últimos cuarenta años. En este apartado se tratará de esbozar los aspectos más importantes de esta discusión, exponiendo las hipótesis que se han dado para explicar el origen de esta formación y también las que la han tratado de situar en el tiempo. Para esto se recurrirá, no solo a los autores que han trabajado sobre esta formación dentro de la Hoja, sino a aquellos que la han estudiado a lo largo de la banda que se extiende entre la región de El Barquero (prov. de Lugo) y el Sistema Central. No todos los autores que se citan opinan que el **Olló de Sapo** del NO. peninsular es la misma formación que la de los gneises glandulares que afloran

en el Sistema Central, y también en otros puntos de la Zona Centro-Ibérica.

En efecto, en el Sistema Central afloran una serie de gneises cuyas características petrológicas y geoquímicas son iguales a las que tienen los gneises de la formación **Ollo de Sapo** del NO. peninsular (PARGA PONDAL et al., 1964 a y b; NAVIDAD, 1978; GONZALEZ LODEIRO, 1981 a y b), mientras que otros presentan algunas diferencias importantes. Estos últimos, además de tener características petrológicas y geoquímicas distintas, ocupan una posición estratigráfica diferente. En nuestra opinión, y de acuerdo con otros autores, las formaciones que dentro del Sistema Central son correlacionables con la formación **Ollo de Sapo** son la Formación Morcuera (FERNANDEZ CASALS, 1976) y la Formación Hiendelaencina (SCHAFER, 1969). Según esto, en este apartado solo citaremos a los autores que han estudiado estas formaciones (Morcuera, Hiendelaencina).

Para algunos autores, las facies de gneises con megacrístales que están situados en la parte inferior de la formación, podrían corresponder a antiguos granitos porfíroides deformados y metamorfizados en la orogenia hercínica. Esta idea ha sido defendida por DE WAARD (1950) y FERNANDEZ CASALS (1974) para algunos de los gneises que afloran en el Guadarrama Occidental y por CAPDEVILA (1969), RIBEIRO (1974) y BARD et al. (1972) para los que encuentran en Mirando do Douro (Portugal) y que según éstos últimos autores, podrían ser la roca madre que dió lugar a los tramos superiores, tanto con megacrístales como sin ellos. Otra interpretación es que toda la formación proviene de un conjunto volcánico-ácido con lavas, tobas y rocas subvolcánicas que han sufrido un proceso metamórfico. Esta idea ha sido mantenida fundamentalmente por RIEMER (1963, 1966) y MARTINEZ GARCIA (1973), aunque este último autor considera que existe durante el depósito de las tobas, un cierto aporte detrítico, y opina que los megacrístales de feldespatos se han generado por crecimiento en estado sólido en un proceso intenso de metamorfismo prehercínico.

Otra interpretación que se ha dado, es que esta formación corresponde a niveles sedimentarios, en unos casos de naturaleza pelítica/amfílica y en otros conglomerática. Esta hipótesis es, quizás la más antigua, ya que así había sido interpretada esta formación en el siglo pasado por PRADO (1864), CORTAZAR (1874), PUIG & LARRAZ (1883) y MACPHERSON (1883). Posteriormente, esta hipótesis ha sido mantenida por HERNANDEZ SAMPELAYO (1922), SAN MIGUEL DE LA CAMARA & LOBATO (1955), PARGA PONDAL (1960), ANTHONIOZ & FERRAGNE (1969), CAPDEVILA (1969), y BARD et al. (1972), para sus afloramientos en el NO. peninsular y por LOTZE (1929), HEIM (1952), FUSTER & DE PEDRO (1954 a y b, 1955). SAN MIGUEL DE LA CAMARA et al. (1960), APARICIO & GARCIA CACHO (1970), GARCIA CACHO (1973) y APARICIO et al. (1975) entre otros, para los que se encuentran en el Sistema Central.

Aunque las hipótesis emitidas por éstos autores no son exactamente las mismas, la mayor parte de ellos, y en especial los que estudian los gneises glandulares del Sistema Central, consideran que el origen de los feldespatos que se encuentran en los gneises es debido a procesos de metamorfismo profundo acompañado, en algunos casos, por fenómenos de metasomatismo. Otros (PARGA PONDAL, 1960; CAPDEVILA, 1969; ANTONIOZ & FERRAGNE, 1969 y BARD et al., 1972), opinan que los feldespatos tienen carácter detrítico, así como toda la formación.

Por último, existe otra hipótesis que considera el origen de esta formación a partir de rocas volcánicas y detríticas metamorfizadas. Los primeros autores que dan esta hipótesis son PARGA PONDAL et al. (1964 b), para los cuales el porfiroide del **Ollo de Sapo** es una formación

poligénica constituida por rocas detríticas, cuyos elementos clásticos proceden de granitos y gneises y por rocas volcánicas tobáceas, las cuales podrían estar en relación con los granitos de la región de donde son originarios los productos clásticos. Para estos autores y también para MATTE (1968), los tramos de gneises macroglandulares serían el resultado de la erosión de granitos porfíroides, mientras que los microglandulares serían en parte, resultado de la erosión de granitos porfíroides y lavas ácidas, y otros representarían **tuffs** riolíticos entre los que se intercalarían materiales detríticos (esquistos y areniscas). En esta misma línea, SCHAFER (1969), BISCHOFF et al. (1973-1978), FERNANDEZ CASALS (1974, 1976), NAVIDAD (1978), GONZALEZ LODEIRO (1981 a), GONZALEZ LODEIRO et al. (1982), CAPOTE (1983), interpretan que las facies macroglandulares y las microglandulares son de origen volcánico y/o subvolcánico, aunque NAVIDAD (1978) considera que los megacrístales tienen un carácter heredado, en las que se intercalan niveles claramente sedimentarios que en algunos casos procederían de la destrucción de los propios materiales volcánicos y subvolcánicos. En nuestra opinión, esta hipótesis es la más probable.

La edad de la formación está también en discusión, y ha sido considerada por la mayor parte de los autores que han realizado las hojas 1:50.000, así como por la mayor parte de los autores antes citados, como Precámbrica, aunque matizando siempre el carácter interpretativo de la asignación de esta edad. Otros, por el contrario, creen que su edad puede ser Cámbrico e incluso Ordovícico inferior (ANTHONIOZ & FERRAGNE, 1969; MARTINEZ GARCIA, 1973; LOTZE, 1929; IGLESIAS & RIBEIRO, 1981). En nuestra opinión, la edad de esta formación es Anteordovícica, ya que el Ordovícico descansa discordantemente sobre ella, y probablemente Precámbrica si se admite la correlación de esta formación con las que afloran en Miranda do Douro y en el Sistema Central, las cuales están situadas por debajo de formaciones de probable edad en parte precámbrica (Complejo de esquistos y grauwacas y Formación Buitrago). Recientemente LANCELOT et al. (1983) han datado por el método U/Pb en circones la colocación de los gneises de Miranda de Douro en 619 ± 9 Ma.

1.2.1.1.2. *Capas de los Montes*

El nombre de esta formación se debe a RIEMER (1963), que lo usó para denominar a las capas situadas entre la formación porfíroide del **Ollo de Sapo** y la Cuarcita Armoricana en la región de Monforte de Lemos ($X= 662.450$, $Y= 4.709.200$), y para las que aparecen en el núcleo del Anticlinal del Piornal. Como hemos visto al describir el Dominio del Caurel, este nombre se utilizará en el primer caso, ya que las que se encuentran en el núcleo del Anticlinal del Piornal se han denominado Pizarras del Soldón.

Estos materiales descansan discordantes sobre la formación infrayacente, y por debajo de la Cuarcita Armoricana. Su espesor es bastante constante y oscila alrededor de los 300 m.

Esta formación está compuesta por una alternancia de pizarras y cuarcitas que se inicia en ocasiones por unos 20 m. de cuarcitas microconglomeráticas, y otras por cuarcitas blancas algo feldespáticas.

Estos primeros niveles de cuarcitas feldespáticas y microconglomeráticas tienen formas lenticulares, y su espesor máximo no sobrepasa los 6 m. Los niveles conglomeráticos tienen una matriz de naturaleza cuarzo-feldespática que engloba cantos de cuarzo de tonos azules y plagioclasa, de tamaño inferior a 0,5 mm. Los niveles de cuarcita feldespática son de naturaleza semejante a los anteriores, diferenciándose solamente por la ausencia de cantos de cuarzo y plagioclasa.

Tanto unos niveles como otros tienen al microscopio textura granoblástica y están compuestos por cuarzo, feldespato y plagioclasa, y como accesorios son frecuentes mica blanca, turmalina, apatito, circón y opacos.

Las pizarras son, por lo general, de grano fino y oscuras. Los niveles de cuarcitas son de tonos claros y grano fino a medio, con espesores de 1-2 m. Dentro de estos niveles son frecuentes las estratificaciones cruzadas y gradadas.

Los niveles de pizarras están compuestos por cuarzo, mica blanca, sericita, clorita y como accesorios aparecen óxidos de hierro, opacos, turmalina, circón y apatito. Estas pizarras aparecen en la zona del cloritoide, biotita, granate y estauroлита, conteniendo en cada caso cantidades apreciables del mineral índice de la zona correspondiente.

Los niveles cuarcíticos están compuestos fundamentalmente por cuarzo, y en menor proporción, por mica blanca y biotita. Los accesorios más frecuentes son circón, turmalina, óxidos de hierro, apatito y opacos.

La edad de esta formación no ha podido ser establecida con precisión dada la ausencia de fósiles. No obstante, por correlación con otras que aparecen fuera de la Hoja muy similares y también situadas entre la Formación Porfiroide del **Olló de Sapo** y la Cuarcita Armoricana, y en las que se han encontrado crucianas (MATTE, 1968; PEREZ-ESTAUN (1978), puede suponerse para ella una edad Ordovícica inferior bajo (Tremadoc).

1.2.1.1.3. *Serie de San Clodio*

Bajo esta denominación se agrupan un conjunto de materiales que afloran a lo largo del Sinclinal del Síl en su parte central, aproximadamente.

El primer autor en describir estos materiales fue RIEMER (1966), posteriormente han sido descritos por MATTE (1968), PEREZ-ESTAUN (1974), GONZALEZ LODEIRO & IGLESIAS (1981), PLIEGO DONES & RUBIO NAVAS (1981) y MARTINEZ CATALAN (1981).

Se compone esta formación por lilitas, radiolaritas grauwas, pizarras y niveles de conglomerados. Los niveles de lilitas aparecen en la parte inferior de la serie aflorante y tienen una potencia de unos 10 a 15 m. Por encima de ella, existen niveles de conglomerados que alternan con capas de grauwas. La parte más alta de la formación está constituida por una alternancia de pizarras y grauwas. Los conglomerados están compuestos por cantos de granitos, gneises, cuarcitas, pizarras y cuarzo, en una matriz pizarrosa-grauwáquica.

Esta formación descansa unas veces sobre las Pizarras de Luarca y otras sobre las Capas de la Garganta. Esta disposición, junto con la existencia de niveles conglomeráticos, ha llevado a los autores antes citados a interpretarla como una discordancia, aunque en ningún caso se ha descrito estos materiales como postorogénicos, sino contemporáneos con las primeras fases de la deformación hercínica.

Durante la realización del presente trabajo, se ha observado al S. de Villaester (X= 647.300, Y= 4.697.650) que el contacto entre esta formación y el sustrato, en este caso las Pizarras de Luarca, es mecánico, apareciendo en él rocas de falla, las cuales indican que se trata de una falla normal.

La edad de esta formación es, de acuerdo con RIEMER (1966) y PEREZ-ESTAUN (1974), que han encontrado restos de vegetales, Devónico superior y/o Carbonífero inferior, siendo la más probable esta última edad.

1.2.1.2. *Unidad de los Montes del Invernadeiro*

Los materiales que constituyen esta unidad se extienden por el sector SE. de la Hoja, circunscribiéndose al sector NE. de la gran estructura sinformal de Verín. Su límite N. está constituido por los granitoides de la Alineación Meda-Cabeza de Manzaneda, mientras que por el S. y O. se encuentran en contacto con el Dominio Esquistoso de Galicia-Tras-os-Montes por medio del cabalgamiento basal del Dominio y la Falla de Laza, respectivamente (FARIAS & MARQUINEZ, en prensa).

Se trata de una secuencia de rocas metasedimentarias con algunas intercalaciones de metavulcanitas ácidas hacia la base a la que FERRAGNE (1972) atribuye una edad cambro-ordovícica, mientras que otros autores posteriores (ARCE DUARTE et al., 1981; ALONSO et al., 1981 y RUBIO NAVAS & RODRIGUEZ FERNANDEZ, 1981) le atribuyen una edad ordovícica en base a su correlación con series vecinas datadas paleontológicamente en el Dominio del Anticlinorio del **Ollo de Sapo** (MATTE, 1968).

Sus características litológicas presentan muchas similitudes con las de la serie característica del Dominio del Anticlinorio del **Ollo de Sapo** (ALONSO et al., 1981; ALONSO & RODRIGUEZ FERNÁNDEZ, 1982; FARIAS & MARQUINEZ, en prensa).

Por otra parte, se observan algunas diferencias respecto a las características típicas de esta serie al N. de la Alineación Meda-Cabeza de Manzaneda, como son la no existencia de la Cuarcita Armoricana (Fig. 3), observándose en su lugar, bajo la formación pizarrosa comparable a las Pizarras de Luarca, una formación constituida por areniscas y cuarcitas en bancos decimétricos con intercalaciones de pizarras grises en la que se han encontrado (FARIAS y MARCOS, comunicación personal) icnofósiles (crucianas) pertenecientes al Arenig.

Bajo esta formación se observa un conjunto constituido por filitas con intercalaciones cuarcíticas y de metavulcanitas ácidas.

La secuencia de materiales atribuibles al Ordovícico alcanza una potencia netamente superior a los 2000 m., dato que debe utilizarse con cautela debido al replegamiento existente.

Estas características parecen apuntar a que la serie representada en este sector pertenezca al Dominio del Anticlinorio del **Ollo de Sapo** si bien como una unidad diferenciada del resto.

1.2.1.2.1. *Filitas, cuarcitas y metavulcanitas*

Este conjunto se apoya en ocasiones sobre ortogneises glandulares de dos micas parcialmente migmatizados, y en otras está en contacto con los granitoides de la Alineación de Meda-Cabeza de Manzaneda. Su potencia aproximada es de unos 1000 m.

Está constituido por micaesquistos y filitas grises, andalucíticas en las proximidades de los granitoides, fundamentalmente. Presenta intercalaciones cuarcíticas y a veces de microconglomerados, más abundantes en la base y sobre todo a techo, donde se presenta un tramo esencialmente cuarcítico de hasta 15 m. de potencia. Se observan algunas intercalaciones ampelíticas.

Intercalados en la mitad inferior, se encuentran niveles de varios metros de potencia de metavulcanitas ácidas, en ocasiones leucocráticas, moscovíticas y en otras de dos micas de tonos grises, muy feldespáticas y con fenocristales milimétricos de cuarzo de tonos entre grises y violetas y de feldespato rodeados por la foliación principal predominando los primeros en algunos niveles y los segundos en otros.

1.2.1.2.2. *Cuarcitas, areniscas y pizarras*

Se encuentra a techo de la formación anterior y en contacto normal con la misma. Su potencia es siempre inferior a 1000 m.

Está constituida fundamentalmente por areniscas y cuarcitas en bancos decimétricos, con intercalaciones pelíticas compuestas por pizarras gris azuladas y a veces pizarras negras. Hacia el techo disminuye la proporción de pizarras y las areniscas se hacen más cuarcíticas. Las cuarcitas son de grano muy fino con un 90 o 95% de cuarzo y además moscovita, clorita y más raramente plagioclasa. Los accesorios más comunes son circón, turmalina y minerales opacos, y en ocasiones rutilo o apatito.

Las areniscas están constituidas por pequeños clastos de cuarzo en una matriz sericítica que representa el 40 o 50% de la roca.

Las pizarras contienen mica blanca, clorita, grafito y cuarzo como minerales principales, y como minerales accesorios circón y turmalina fundamentalmente.

1.2.1.2.3. *Pizarras negras*

A techo de la formación anterior y concordante sobre la misma se encuentra una formación muy monótona constituida por pizarras negras a gris-azuladas con niveles cuarcíticos esporádicos intercalados, de escasa continuidad lateral. Su potencia es de alrededor de 500 m.

Estas pizarras están constituidas principalmente por mica blanca, clorita y abundante grafito, y en muchas ocasiones cloritoide, siendo el cuarzo escaso. Los minerales accesorios más comunes son circón y turmalina y más raramente rutilo.

Este conjunto litológico ha sido comparado por autores anteriores (ALONSO et al., 1981 y ALONSO & RODRIGUEZ FERNÁNDEZ, 1982) a la formación denominada Pizarras de Luarca.

1.2.1.2.4. *Filitas y ampelitas*

En el extremo oriental de la Unidad de los Montes del Invernadeiro, a techo de las pizarras negras atribuibles al Ordovícico (por su similitud a las Pizarras de Luarca) y en contacto mecánico con ellas se encuentra, en conjunto de ampelitas, filitas y areniscas que FARIAS & MARQUINEZ, (en prensa) correlacionan con las rocas silúricas presentes en el Dominio del Anticlinorio del Ollo de Sapo.

MATTE (1968) encuentra fuera del ámbito de la Hoja pero muy próximo a él, al N. de la Gudiña a techo de una potente serie esquistosa que se apoya sobre la Cuarcita Armoricana, numerosas intercalaciones de ampelitas con graptolites de edad Llandovery superior.

1.3 ZONA DE GALICIA-TRAS-OS-MONTES

1.3.1. **Dominio Esquistoso de Galicia-Tras-os-Montes**

Los materiales de este dominio son los que ocupan la mayor extensión superficial de todas las rocas metamórficas representadas en la Hoja (aproximadamente 2/3 en su parte O.), y se extienden, siguiendo la dirección de las estructuras hercínicas, hasta la frontera portuguesa.

Se compone fundamentalmente de micaesquistos, esquistos cuarzosos y feldespáticos y pargneises con intercalaciones de rocas ortoderivadas ácidas de origen volcánico o subvolcánico (MARQUINEZ, 1984) que llegan a ser muy importantes en algunos tramos. También se observan intercalaciones de niveles de rocas grafitosas (cuarcitas grafitosas, liditas y ampelitas) así como cuarcitas, rocas calcosilicatadas, mármoles (estos en el sector de Frontón-Herbedeiro) y anfibolitas. En el sector S. (dominios migmatíticos de La Cañiza y Celanova-Bande-Ginzo de Limia) de la presente Hoja se desarrolla una amplia migmatización sobre ortogneises glandulares y materiales pelíticos con alguna intercalación de rocas grafitosas y anfibolitas. La sucesión alcanza una potencia aparente (ya que la deformación puede haber alterado el espesor real) de unos 7.000 m. en el Área Esquistosa de Galicia Central (MARQUINEZ, 1984), situada en el sector NO. de la Hoja (limitada aproximadamente por las localidades de Lalín (X=572.900, Y=4.723.800), Forcarei (X=553.425, Y=4.715.900) y Beariz (X=560.000, Y=4.702.000)) y de unos 4.000 m. los materiales que se apoyan sobre los ortogneises migmatizados en el sector de la Cubeta de La Seara (Fig. 19), en donde no llegan a aflorar los tramos superiores.

La edad de las rocas metamórficas es difícil de establecer debido a la ausencia de fauna. FERRAGNE (1966 a), atribuye una edad Silúrica a la mitad superior de la Serie de Celanova (leptinitas, cuarcitas feldespáticas, micaesquistos con intercalaciones grafitosas y porfiroides) y una edad infracámbrica y cámbrica para la mitad inferior de la serie, en base a similitudes litológicas con otras sucesiones vecinas de edad conocida.

FERRAGNE (1972) separa al norte de Celanova un conjunto inferior principalmente gnéisico (gneises de dos micas, gneises con anfíbol y granate y micaesquistos) con caracteres polimetamórficos de otro superior epizonal, vulcanodetrítico (riolitas, tobas riolíticas, esquistos, cuarcitas), que equivaldría a la serie situada anteriormente sobre la Serie de Celanova, incluyendo el nivel porfiroide superior de ésta. Establece analogías entre el conjunto inferior y las formaciones precámbricas de la Serie de Viana del Bollo, por una parte, y por otra entre el conjunto superior y la serie vulcanodetrítica del Sinclinal de Verín, que tendría una edad silúrica superior.

CHAMON et al., (1972) en el sector de la Cubeta de La Seara, distinguen dos series similares, una inferior que comprende desde la base hasta un nivel metavulcanítico superior, con una intercalación de gneises glandulares que relacionan con el **Olla de Sapo** y a la que atribuyen una edad Precámbrico-Tremadoc; y una superior constituida por sericitoesquistos con alguna intercalación grafitosa y varios niveles de cuarcitas blancas muy compactas, a la que adjudican una edad cambro-silúrica.

MARQUINEZ (1981, 1984) distingue una serie de unidades litológicas en el sector N. (área de Lalín-Forcarei) a las que asigna las categorías de formación y grupo, que son extensibles al resto del dominio. Las unidades principales cuya denominación será utilizada en esta memoria y extendida al resto de la Hoja son (de muro a techo) los grupos de Nogueira, Paraño y Lalín-Forcarei (Fig. 4). Esta sucesión podría alcanzar incluso al Devónico (MARQUINEZ, 1981) como ocurre en otras estructuras sinformales con datos faunísticos dentro de la zona Centro-Ibérica (SOERS, 1972, TEIXEIRA & PAIS, 1973, ALDAYA et al., 1976, QUIROGA, 1980 y TRUYOLS - MASSONI & QUIROGA, 1981). Por comparación con series próximas en las que se puede encontrar fauna (Sinclinal de Verín, sector de Rebordelo-Vinhais, en Portugal) MARQUINEZ (1984) atribuye el Grupo de Nogueira al Silúrico (Llandovery y/o Wenlock) mientras que mediante datos radiométricos obtiene que el tránsito entre el Silúrico y el

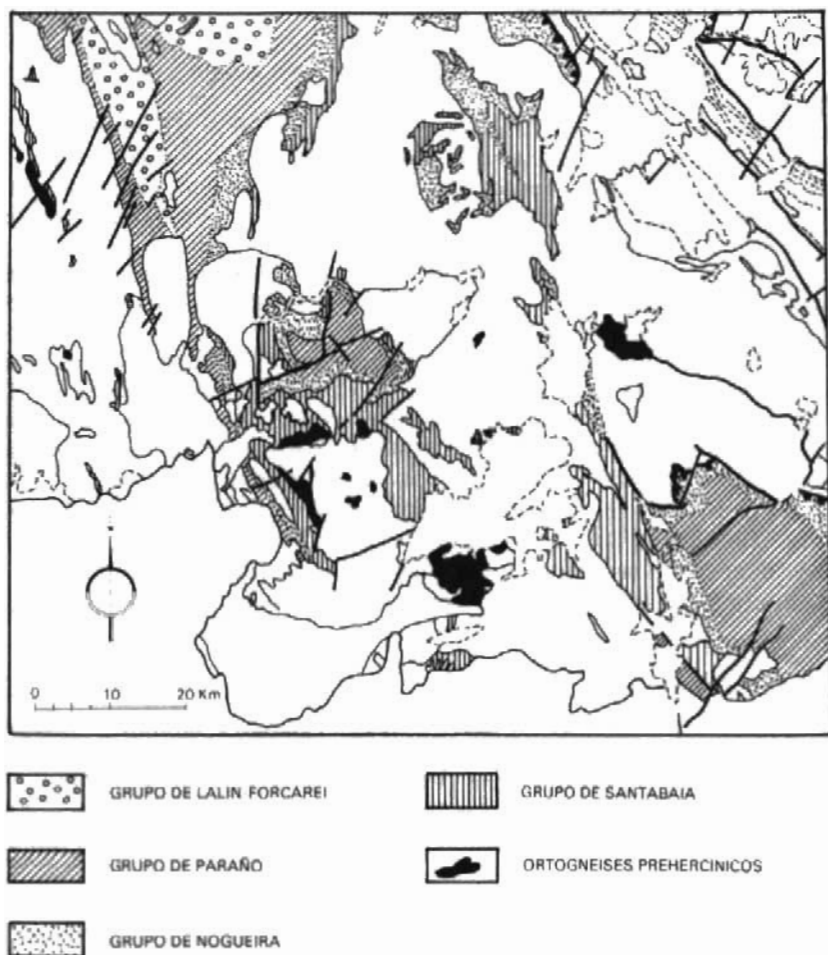


Fig. 4.- Grupos del Dominio Esquistoso de Galicia-Tras-Os-Montes.

Devónico correspondería al Grupo del Paraño, correspondiendo los materiales del Grupo de Lalín-Forcaei al Devónico.

En el sector S. de la Cubeta de La Seara se define en esta memoria un nuevo grupo denominado Grupo de Santabaia ($X= 582.500$, $Y= 4.673.200$) por debajo del que MARQUINEZ (1984) denomina Tramo superior del Grupo de Nogueira y que aquí queda como grupo de Nogueira ss. (Fig. 4).

Este grupo se encuentra también en otras áreas del dominio (Fig. 4), y presenta características comunes en todo él aunque los cambios laterales de facies son abundantes. Por debajo de esta serie afloran en diversos puntos unos ortogneises, a menudo glandulares a veces biotíticos y a veces de dos micas, siendo los sectores en los que mejor están representados los de Celanova-Bande y Sur de Ginzo de Limia.

La edad del Grupo de Santabaia es difícilmente precisable debido a la ausencia de fósiles, así como a la diferencia de facies con otros dominios bien datados presentes en la Hoja. Podría abarcar desde el Silúrico inferior hasta el Precámbrico.

En general el Dominio Esquistoso de Galicia-Tras-os-Montes se caracteriza en el área de la Hoja por la práctica inexistencia de fósiles. Únicamente en la localidad de Servoy ($X= 634.750$, $Y= 4.653.000$) (Sinforma de Verín) en materiales correspondientes a la base del Grupo de Paraño, RIBEIRO (en RIBEIRO et al, 1965) encuentra graptolites de edad silúrica. VILLEFERT (en MATTE, 1968) les atribuye una edad Llandovery superior, mientras que ROMARIZ (1969) les atribuye una edad Wenlock superior. Fuera del área de esta Hoja, FERNANDEZ TOMAS (1981) encuentra fauna de graptolites en un tramo constituido por ampelitas y lilitas con filitas negras intercaladas en la Hoja de Hermisende (304), que atribuye al Silúrico inferior salvo en un caso (*Monograptus flemuigii* SALTER) que atribuye al Wenlock.

1.3.1.1. *Grupo de Santabaia*

Representa los materiales más bajos aflorantes en el Dominio Esquistoso de Galicia-Tras-os-Montes, apoyándose, en el sector S. de la Cubeta de La Seara, sobre los ortogneises glandulares migmatizados que se extienden por el área migmatítica de Celanova-Bande, mientras que en el resto del dominio no es posible ver su muro por estar intruido por granitoides tanto sin como postcinemáticos.

El grupo debe su nombre a la localidad de Santabaia ($X= 582.500$, $Y= 4.673.200$) Situada en el sector S. de la Cubeta de La Seara, en la Carretera local de Celanova a Barral, donde puede verse un corte completo del mismo apoyándose sobre los ortogneises glandulares. Se caracteriza por tener un importante componente volcánico y acunamientos y cambios laterales de facies muy abundantes.

Está constituido por un conjunto de esquistos micáceos y cuarzosos, paragneises y metavulcanitas ácidas, así como niveles de escasa continuidad lateral y poca potencia de rocas calcosilicatadas, anfíbolitas, cuarcitas y cuarcitas micáceas intercaladas. El conjunto tiene un carácter marcadamente vulcanosedimentario, más acentuado en la Cubeta de La Seara y sector O. del área de Frontón-Herbedeiro (donde abundan más los paragneises y metavulcanitas) que en el resto del dominio.

El espesor aproximado del grupo es de unos 3.000 m.

Esquistos micáceos, cuarzosos y paragneises

Los esquistos son predominantes en el Área Esquistosa de Galicia Central (MARQUINEZ, 1984), en la parte aflorante de este grupo, mientras que en otros sectores como la Cubeta de La Seara y en área de Frontón-Herbedeiro están intercalados con los paragneises. En el sector E. del área de Frontón-Herbedeiro y en la Antiforma de Carraxo, presentan numerosas intercalaciones de cuarcitas micáceas y areniscas, que en estos casos han sido individualizadas como una formación en la que alternan areniscas y filitas en la cartografía.

En general, los esquistos están constituidos por moscovita y biotita además de cuarzo, y pueden presentar granate, estaurilita, andalucita y sillimanita según la zona metamórfica en que se encuentren, y en menores cantidades circón, opacos, turmalina, apatito, y en algunos casos, rutilo y monacita. La andalucita suele estar en la proximidad de los macizos graníticos y la sillimanita sobre todo en la proximidad de las áreas migmatíticas y de algunos macizos graníticos. En algunos lugares (Frontón-Herbedeiro y Antiforma del Carraxo) se presentan niveles de esquistos andalucíticos.

Los paragneises que alternan sobre todo en el sector S. con los esquistos, son en general gneises de grano fino y de tonos claros, de dos micas y textura granolepidoblástica, con niveles muy leucocráticos en que predomina la moscovita y otros más grisáceos en que predomina la biotita. No suelen ser glandulares, pero a veces presentan algunos niveles de glándulas dispersas de feldespato de 2 a 3 mm., y de cuarzos azules, en tránsito insensible a los gneises porfíroides que se consideran como metavulcanitas. Están constituidos por cuarzo, feldespato potásico, moscovita, biotita y en muchos casos plagioclasa como componentes principales, y en menor cantidad por apatito, circón, minerales opacos y en algún caso rutilo.

Metavulcanitas

Se encuentran intercaladas en la serie de esquistos y paragneises en todos los afloramientos del Grupo de Santabaia y presentan una tendencia riolítica a riodacítica.

En el Área Esquistosa de Galicia Central, se observan dos niveles intercalados de gneises de tonalidades muy claras constituidas por cuarzo, moscovita y feldespato potásico que contienen a su vez biotita y en menor cantidad opacos y clorita. Se observa la presencia de grandes cristales o agregados de cuarzo de tamaño milimétrico, lo que le sugiere a MARQUINEZ (1984) un origen volcánico para estos niveles, aunque la textura primaria de la roca se encuentra muy modificada por los procesos de recrystalización y deformación. Estos niveles de gneises leucocráticos de origen volcánico desaparecen hacia la parte meridional de este área.

En el área de la Cubeta de La Seara se encuentran, dentro de la serie de esquistos cuarzosos con intercalaciones de paragneises, numerosas intercalaciones de gneises porfíroides de origen volcánico, mucho más abundantes en el sector S. de la misma. Se acuñan lateralmente llegando a presentarse a techo del grupo uno o dos cuerpos intercalados, muy potentes y con una continuidad lateral de varios kilómetros.

En el área de Frontón-Herbedeiro se observa un importante paquete de metavulcanitas, plegado, que lateralmente pasa a una serie de esquistos micáceos y de alternancias areniscas-esquistos. Tanto estas metavulcanitas como las que se encuentran en el núcleo de

la Antiforma de Carraxo (X= 621.600, Y= 4.660.500) y en el área de Trasmiras (X= 614.600, Y= 4.653.500), son similares a las anteriores.

Dentro de estas rocas metavolcánicas se pueden distinguir tres grandes grupos aunque dos de ellos presentan a menudo un tránsito gradual.

Los dos primeros grupos se pueden definir como gneises ocelares de dos micas y esquistos moscovíticos feldespáticos, existiendo un paso gradual entre ambos. En muestra de mano presentan a menudo (sobre todo en el primer grupo) un aspecto porfídico, destacando en una mesostasis de grano fino, ocelos de cuarzo de tonos grises o azules, en general menores de 0,5 cms. (aunque pueden alcanzar hasta 1 cm.) y de feldespatos también menores de 0,5 cms., en general, aunque pueden llegar a alcanzar los 2 cms. (estos prácticamente inexistentes en el segundo grupo). Muestran un bandeado en el que alternan finos niveles micáceos y cuarzo-feldespáticos.

Al microscopio presentan texturas que varían desde blastoporfídicas, más abundantes en el primer grupo, a granolepidoblásticas ligeramente porfídicas o porfiroides. Las rocas del primer grupo presentan una mesostasis constituida por cuarzo, feldespato potásico, plagioclase, biotita y moscovita, mientras que en el segundo es fundamentalmente cuarzo-moscovita. Como minerales accesorios suelen presentar apatito, circón y minerales opacos y en ocasiones turmalina. Las rocas del segundo grupo pueden presentar feldespato potásico y biotita. Como minerales secundarios suelen observarse clorita y sericita, acompañada a veces de rutilo, leucoxeno y en ocasiones esfena y epidota, todos ellos subproductos de la alteración de plagioclase y biotita.

Los ocelos distribuidos en esta mesostasis, están rodeados por la esquistosidad principal, y pueden ser de cuarzo monocristalino o policristalino. En el primer caso suelen ser subidomorfo y presentan a menudo **golfos de corrosión** (Figs. 5, 6 y 7), mientras que en el segundo suelen ser más redondeados. También se pueden observar ocelos de feldespato potásico y plagioclase, observándose a veces en los primeros un núcleo de plagioclase, lo que parece indicar una sustitución de esta por feldespato potásico.

El segundo grupo de rocas solo suele presentar ocelos de cuarzo, mientras que el primero suele presentar los tres tipos.

Las rocas del segundo grupo se observan a techo del Grupo de Santabaia en la Cubeta de La Seara y presentan, a veces, intercalaciones muy delgadas de esquistos grafitosos.

FERRAGNE (1966 a y b, 1972) atribuye a unas antiguas riolitas el origen de las facies porfiroides con fenocristales de cuarzo y feldespato y a tobos y cenizas riolíticas antiguas las facies porfiroides con fenocristales únicamente de cuarzo y los esquistos blancos. El metamorfismo habría conservado los fenocristales y recrystalizado la pasta microlítica a una matriz de cuarzo y moscovita. Este mismo autor piensa que los porfiroides con abundantes lechos cuarzosos o con predominio de ocelos de cuarzo policristalino, serían rocas de origen mixto vulcanosedimentario.

Intercalados a veces en niveles poco potentes aparece un tercer tipo de rocas que se puede definir como gneis biotítico con textura granoblástica poligonal, donde la biotita es la única mica presente, bien en cristales aislados o en pequeños agregados. Son rocas muy oscuras que muestran una textura plano-lineal.

Al microscopio se observa que están constituidos principalmente por cuarzo, feldespato potásico, plagioclase y biotita. Como minerales accesorios presentan minerales opacos, circón y apatito y como minerales secundarios clorita, esfena, rutilo, sericita y epidotas del tipo zoisita clinozoisita.

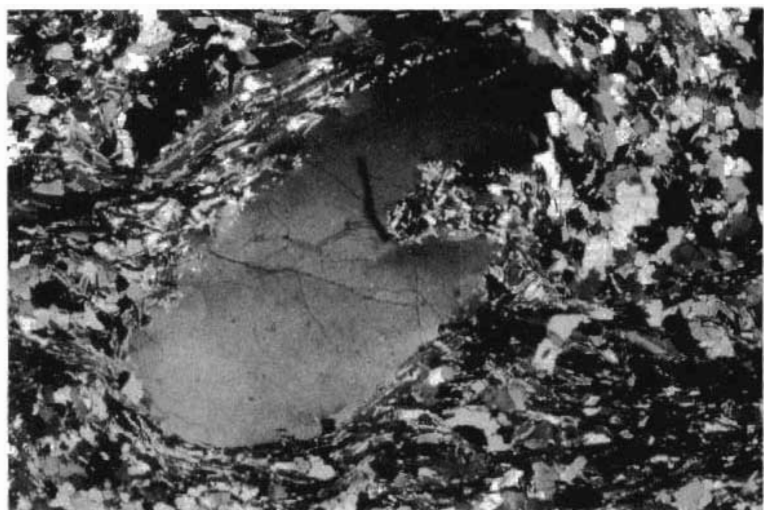


Fig. 5.- Fotomicrografía de un ocelo monocristalino de cuarzo con un "golfo de corrosión" en una metavulcanita del Grupo de Santabaia (Área Ribadavia-Celanova) (Nicoles cruzados, 32 X)

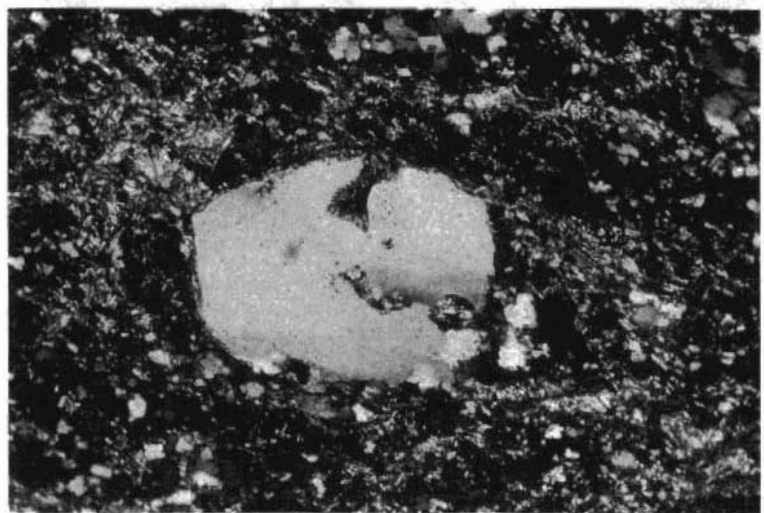


Fig. 6.- Fotomicrografía de un ocelo monocristalino de cuarzo con "golillos de corrosión" en una metavulcanita del Grupo de Santabaia (Área Ribadavia-Celanova) (Nicoles cruzados, 81 X)

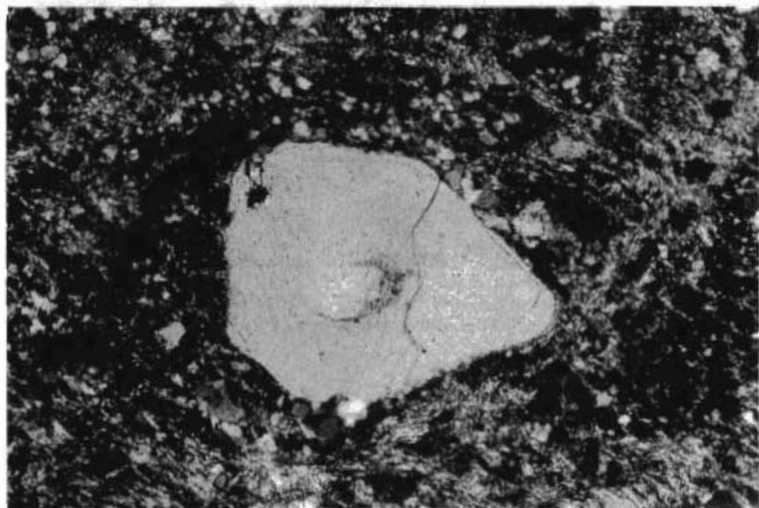


Fig. 7.- Fotomicrografía de un ocelo monocristalino subidiomorfo de cuarzo en una metavulcanita del Grupo de Santabaia (Área Ribadavia-Celanova (Nicoles cruzados, 81 X)

Tanto en muestra de mano como en lámina delgada se observan niveles muy ricos en feldespato potásico y otros cuarzo-plagioclásicos en los que el feldespato potásico es muy esporádico.

Tanto los feldespatos como el cuarzo suelen mostrar formas poligonales con uniones triples a 120° . El cuarzo presenta a menudo extinción normal, y la plagioclasa suele estar maclada y a menudo zonada presentando en ocasiones intercrecimiento mirmequíticos de cuarzo.

Esporádicamente se puede observar algún ocelo, sobre todo de cuarzo. Algunas de las concentraciones de cristales de feldespato potásico o de plagioclasa que se observan, podrían haber sido antiguos ocelos feldespáticos no distinguibles ahora de la mesostasis.

La descripción petrográfica de este tipo litológico y la de los paragneises ya descritos muestra ciertas similitudes que permiten pensar en un tránsito entre ambas, lo que puede dificultar en algún caso su identificación.

Ortogneis de Paradela

Es un cuerpo alargado intercalado en la serie del Grupo de Santabaia en el núcleo de la antifforma principal de Fase 3 del área de Frontón-Herbedeiro, por debajo del nivel de metavulcanitas ácidas cartografiado. Sus dimensiones son aproximadamente de 1,8 Km. de largo de NNO. a SSE. y de unos 400 m. de ancho de ENE. a OSO. Recibe su nombre de la localidad de Paradela (X= 605.350, Y= 4.709.000) situada sobre el mismo.

Presenta una textura plano-linear definida sobre todo por la orientación de las micas. Presenta dos micas, grano medio, y se pueden observar granates estirados paralelos a la foliación. Además, se pueden ver venas y bolsadas pegmatoides constituidas por cuarzo, feldespato y biotita, y a menudo granates de hasta 1,5 cm., que parecen posteriores a la foliación principal.

Mineralógicamente, están constituidos por cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, moscovita y biotita.

Los cristales de plagioclasa presentan intercrecimientos, a veces mirmequíticos y a veces en forma de **gotas**, de cuarzo, y están parcialmente sericitizados. Las micas presentan una cierta orientación, y las biotitas a veces están parcialmente cloritizadas.

Como minerales accesorios pueden encontrarse apatito, circón y minerales opacos.

Cuarcitas y cuarcitas micáceas

Son niveles de algunos centímetros a varios metros de potencia, intercalados en los esquistos y paragneises típicos de este tramo, o bien alternantes con esquistos como en las áreas de Frontón-Herbedeiro y de la Antiforma de Carraxo.

Las cuarcitas, en general de grano fino y textura granoblástica, se encuentran constituidas por cuarzo, moscovita, biotita y en muchos casos plagioclasa y feldespato potásico. En menores proporciones se puede encontrar granate y también circón, minerales opacos, turmalina, apatito y rutilo. En ocasiones, su alto contenido en plagioclasa y/o feldespato potásico las hace ser transicionales con los paragneises antes descritos.

Rocas calcosilicatadas y anfibolitas

Afloran en niveles lenticulares de varios centímetros a varios metros de potencia. Presentan

en general grano fino y tonos oscuros, desde azulados y verdosos a negros. Están constituídas por asociaciones del tipo cuarzo, plagioclasa, anfíbol, granate, clinopiroxeno, zoisita y esfena principalmente. Existen otras asociaciones con cuarzo y sin piroxeno que pueden contener o no granate y esfena, y asociaciones con cuarzo escaso o nulo donde predominan anfíboles y plagioclasas, o bien plagioclasas, piroxenos y anfíboles. En menores proporciones estas rocas suelen presentar apatito, circón y minerales opacos.

Los anfíboles son, en general, hornblenda, pudiendo en algún caso aparecer anfíboles del grupo de la actinolita. Los piroxenos son del grupo de los clinopiroxenos y predominantemente augita, aunque puede aparecer algo de diópsido. La proporción de cuarzo en la mayoría de estas rocas es muy alta, lo que parece indicar junto a una textura a menudo bandeada, un origen paraderivado. No obstante, en algún caso en que no existe o es muy escaso el cuarzo, predominando la epidota, el anfíbol y la plagioclasa con una textura no bandeada, parece evidente un origen ortoderivado (dique o sill).

En estos mismos niveles aparecen en el Área Esquistosa de Galicia Central ortogneises biotíticos de grano fino a medio de unos pocos metros de espesor, que son rocas constituídas por cuarzo, feldespato potásico y plagioclasa con importantes cantidades de biotita y exentas de moscovita, que a veces contienen cantidades apreciables de anfíbol incoloro y granate, mostrando una composición transicional hacia las rocas calcosilicatadas. Presentan en cantidades menores minerales opacos, circón y apatito.

1.3.1.2. *Grupo de Nogueira*

Fue definido por MARQUINEZ (1981) en el Área Esquistosa de Galicia Central. Aquí se considera Grupo de Nogueira solamente al que MARQUINEZ (1984) denomina Tramo Superior del Grupo de Nogueira.

Se caracteriza por la gran abundancia de micaesquistos grafitosos y de cuarcitas grafitosas y lilitas que dan tonalidades negras a estos niveles. Presenta asimismo esquistos y algunas intercalaciones de cuarcitas.

En el área de la Cubeta de La Seara y sector al O. del Macizo de granitoide inhomogéneo de Celanova-Bande (Sierras de Penagache y Laboreira) se observan algunas delgadas intercalaciones (menos de 1 m. de potencia) de metavulcanitas ácidas. En el área de Frontón-Herbedeiro se observa un lentejón de mármol que llega a tener 50 m., existiendo también algún nivel calcáreo de poca entidad en la Sinforma de Verín.

En el Área Esquistosa de Galicia Central predominan los esquistos micáceos con intercalaciones de metaareniscas y numerosos niveles de rocas grafitosas.

El techo de este tramo en el sector S. de la Cubeta de La Seara viene definido por una alternancia entre esquistos micáceos y cuarzosos rojizos *lie de vin*, niveles de ampelitas y de metavulcanitas, que pueden alcanzar hasta 1 m. de potencia.

La potencia del grupo es algo inferior a 1.000 m., tanto en la Cubeta de La Seara como en el Área Esquistosa de Galicia Central, mientras que en la Sinforma de Verín presenta un espesor aproximado de unos 1.500 m.

Esquistos micáceos y cuarzosos

Las características de los esquistos son muy similares a las del Grupo de Santabaia, estando

constituídos por moscovita y cuarzo generalmente, y pudiendo presentar biotita, granate, estaurolita, andalucita y sillimanita según la zona metamórfica en que se encuentren; y en menores cantidades, circón, turmalina y minerales opacos. Existen frecuentemente niveles de micaesquistos rojizos y amarillentos **Lie de vin**, con una continuidad importante hacia el techo de este grupo, en el contacto con el Grupo de Paraño.

Cuarcitas

Intercalados en la serie del Grupo de Nogueira, se encuentran niveles de cuarcitas con un espesor que varía entre varios centímetros y algunos metros, pudiendo alcanzar hasta 10 m. en el Área Esquistosa de Galicia Central y 30 m. o más en el sector comprendido entre el cerro Sendín y la localidad de Adá (NO. de la Hoja nº155, CHANTADA). Presentan textura granoblástica, grano fino a medio y tonos de blancos a grisáceos. Están constituidas fundamentalmente por cuarzo y cantidades variables de moscovita y a veces biotita. En algunos casos presentan concentraciones apreciables de granates, rutilos o estaurolita. Suelen presentar como minerales accesorios circón, opacos, turmalina y a veces apatito.

Metavulcanitas ácidas

Son niveles de poca potencia (centimétricos a métricos) intercalados en el Grupo de Nogueira en el sector S. de la Cubeta de la Seara en el área de Frontón-Herbedeiro y en el Área Esquistosa de Galicia Central.

En el área de Ribadavia-Celanova están constituídos por una mesostasis de grano fino cuarzo-moscovítica con textura granoblástica en la que se distribuyen ocelos de cuarzo de hasta 1,5 mm. que en algún caso presentan **golfos de corrosión**.

En el área de Frontón-Herbedeiro, se observa un nivel fino en su sector N., constituido por una mesostasis compuesta por cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico y biotita en la que se presentan ocelos de cuarzo y plagioclasa que pueden alcanzar hasta 1,5 mm.

En el Área Esquistosa de Galicia Central, a orillas del río Viñao aparecen unas rocas intercaladas constituídas por cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa y biotita, similares a uno de los grupos de metavulcanitas del Grupo de Santabaia.

Como minerales accesorios presentan minerales opacos, circón, apatito y a veces monacita, rutilo y turmalina.

Mármoles y rocas calcosilicatadas

Se ha observado una intercalación de un lentejón de mármol que alcanza 50 m. de potencia al N. del **Cabo do Mondo** en el área de Frontón-Herbedeiro, y alguna intercalación calcárea de muy poca entidad en la Sinforma de Verín. El lentejón del **Cabo do Mondo** es un mármol con silicatos cálcicos y cantidades variables de cuarzo y feldespato. Está constituido fundamentalmente por un mosaico equigranular de calcita de grano fino a medio, recrystalizada, a veces con cristales idiomorfos con abundante epidota poiquilitica, piroxeno monoclinico de tipo diópsido y anfíbol verde. El cuarzo y el feldespato suelen estar presentes, siendo a veces abundantes, así como la moscovita y una mica marrón, probablemente flogopita. Como minerales accesorios se presentan minerales opacos, esfena y a veces turmalina azul y

apatito. A veces se observa un cierto bandeado marcado por niveles con epidota y otras veces por niveles con cuarzo y feldespato potásico.

Las intercalaciones calcáreas del área de la Sinforma de Verín están próximas a Cerdedo (X= 632.650, Y= 4.650.900) y no superan los 20 m. de potencia, presentando tonos gris-azulados. Son micritas en bancos masivos intercaladas en pizarras grises. Existen dos tipos petrológicos diferentes: calcofilitas y calizas cristalinas, con un predominio en ambas de la calcita (90-95%) y presencia de cuarzo, moscovita, sericita, grafito, clorita y circón. Las calcofilitas presentan calcita de grano fino y formas alargadas, mientras en las calizas cristalinas presentan granos de calcita de 0,8 mm. de tamaño medio, con frecuentes laminillas moscovíticas orientadas y granos de cuarzo pequeños aislados y automorfos o sub-automorfos.

Se observan algunas intercalaciones delgadas de rocas calcosilicatadas a veces en relación con estos lentejones de mármol, como al N. del **Cabo do Mondo**. Son rocas de textura granoblástica con predominio del cuarzo. que presentan abundante plagioclasa, clinopiroxeno y anfíbol verde, así como epidota poiquilítica. Como minerales accesorios se observan esfena, granate y minerales opacos.

Cuarcitas grafitosas, liditas y ampelitas

Su gran abundancia y la tonalidad negra que muestran estos niveles, caracterizan al Grupo de Nogueira.

Son niveles lenticulares intercalados con los esquistos micáceos y cuarzosos grises o negros y rojizos hacia el techo antes descritos, así como metaareniscas y con algunos niveles de metavulcanitas ácidas (en la Cubeta de La Seara). En general son niveles poco potentes de centimétricos a métricos. El nivel de rocas grafitosas más potente muestra en la Cubeta de La Seara un espesor de 40 m.

Las cuarcitas grafitosas y liditas son bastante puras, estando constituidas en su mayoría casi exclusivamente de cuarzo y abundante grafito. En algunos casos pueden presentar algo de feldespato potásico, moscovita- sericita y enriquecimiento en circones, sobre todo en las cuarcitas. Como minerales accesorios suelen presentar circones, turmalinas y minerales opacos distinto del grafito, como pirita. Ambas son de grano fino, siendo el tamaño de grano de las liditas mucho menor que el de las cuarcitas, y presentando a menudo venas de cuarzo plegadas y un fino bandeado cuarzo-grafito.

Las ampelitas y esquistos grafitosos son rocas de tonos negros, muy untuosas al tacto, constituidas fundamentalmente por moscovita y cuarzo, con grafito muy abundante y algo de biotita, según la zona metamórfica en que se encuentren. En menor cantidad presentan minerales opacos y turmalina. La presencia abundante de grafito, junto con la existencia de pirita en los materiales que constituyen el Grupo de Nogueira, sugiere unas condiciones reductoras para el medio en que se depositaron estos sedimentos (MARQUINEZ 1984).

1.3.1.3. Grupo de Paraño

Sobre el Grupo de Nogueira, se encuentra una sucesión monótona de esquistos y filitas arenosas con algunas intercalaciones de niveles de cuarcitas y algún nivel de metavulcanitas, ácidas sobre todo e intermedias, a la que se denomina Grupo de Paraño (MARQUINEZ, 1981

1984.) Existen también algunas intercalaciones de esquistos con porfiroblastos de plagioclase (en el Area Esquistosa de Galicia Central) y escasos niveles de esquistos grafitosos y cuarcitas grafitosas, así como tramos de esquistos rojizos **Lie de vin**. Estos materiales muestran una gran homogeneidad litológica, con una variabilidad en función de la intensidad del metamorfismo.

En el área de la Sinforma de Verín, cerca de la base de este grupo en las proximidades de la localidad de Servoy (X= 634.750. Y= 4.653.100), se encontró una fauna de graptolites correspondiente al Wenlock superior (ROMARIZ, 1969) que constituye por el momento el único hallazgo paleontológico en el Dominio Esquistoso de Galicia-Tras-os-Montes dentro del área estudiada.

El contacto con el Grupo de Nogueira está marcado por el paso brusco de rocas con abundantes niveles grafitosos en el techo del mismo, intercaladas con esquistos y metavulcanitas (estas últimas en la Cubeta de La Seara), a unas rocas en que los niveles grafitosos son muy escasos o no existen.

En el Area Esquistosa de Galicia Central se ofrece una sucesión completa del grupo, observándose un aumento de espesor de N. a S., pasando de unos 2.900 m. a unos 3.200 m. (al S. de Beariz). En los demás afloramientos de este grupo dentro del dominio no llega a aparecer su techo, por lo cual el espesor observado es variable.

Esquistos micáceos y cuarzosos, ampelitas

Los esquistos y filitas son los tipos litológicos predominantes en el Grupo de Paraño.

En el Area Esquistosa de Galicia Central son abundantes los tramos de esquistos cuarcíticos y feldespáticos, conservándose cuando el metamorfismo es bajo una abundante matriz sericitica. Los niveles feldespáticos son menos importantes hacia el S. (O. del macizo granítico postcinemático de Ribadavia), en algunas localidades pueden encontrarse esquistos púrpura (**Lie de vin**), sobre todo en la mitad inferior, y también micaesquistos con plagioclase en porfiroblastos milimétricos.

En la Cubeta de La Seara, así como en la Sinforma de Verín, estos materiales se encuentran casi en su totalidad en la zona metamórfica de la clorita, presentándose como filitas de tonos gris verdosos y en ocasiones rojizos, satinadas, en las que se intercalan abundantes niveles milimétricos cuarzosos de tamaño de grano desde limo a arena muy fina. Están constituidas fundamentalmente por cuarzo, moscovita-sericita y clorita, y en menores cantidades por minerales opacos (que pueden llegar a ser muy abundantes), circón, turmalina y rutilo.

En algunos casos la abundancia de matriz sericitica, en ambos sectores, empastando a los granos de cuarzo y feldespato, sugiere un origen grauvaquico para estos materiales (MARQUINEZ, 1984), al igual que para el área de la Sinforma de Verín.

En el área de la Cubeta de La Seara hacia el muro de la serie del Grupo de Paraño, aparece algún nivel de arenisca de grano fino con intercalaciones de filitas grises, que pueden alcanzar un espesor de hasta 20 m., y algún nivel ampelítico centimétrico.

En el sector S. del Area Esquistosa de Galicia Central y en el sector S. del Dominio Esquistoso de Galicia-Tras-os-Montes, se encuentran intercalados en los esquistos y filitas, delgados niveles (espesor no superior a un metro, y en general centimétricos) de rocas grafitosas (esquistos, filitas y cuarcitas). En algunos puntos del Area Esquistosa de Galicia Central

(proximidades de Xesta y cerca de Rielo y Quinta) existe un nivel decimétrico de esquistos grafitosos muy cerca del contacto con el Grupo de Lalín-Forcarei (MARQUINEZ, 1984). Se puede encontrar en el área situada entre los macizos graníticos de Ribadavia y Avión, alguna delgada intercalación de rocas calcosilicatadas constituídas por cuarzo y plagioclasa predominantemente, con anfíbol, granate, esfena y piroxeno en menor cantidad, que se concentran en niveles. Como minerales accesorios presentan opacos, circón y epidota.

Metavulcanitas ácidas

Intercalados en el Grupo de Paraño, existen algunos niveles delgados de esquistos leucocráticos, moscovíticos, con numerosas glándulas de cuarzo y feldespato de tamaños milimétricos comparables a los descritos en el Grupo de Santabaia.

Se presentan en los sectores N. y central del Área Esquistosa de Galicia Central, en algunos puntos de La Cubeta de La Seara, donde no sobrepasan 10 m. de espesor (Xestosa, X=583.400, Y=4.683.050; X=583.550, Y=4.683.650) y se acuñan lateralmente, y en la Sinforma de Verín. Los niveles presentes en el sector N. del Área Esquistosa están a unos 1.000 m. o más de la base del grupo. Están constituídos principalmente por cuarzo y moscovita, así como feldespato potásico y presentan abundantes cristales o agregados de cuarzo de tamaño milimétrico que les confiere una textura porfídica.

Existen niveles que presentan una gran abundancia de feldespato potásico, plagioclasa, biotita y apatito, presentando tonalidades oscuras. Varios autores (GONZALEZ LODEIRO, et al. 1974, MARQUINEZ, 1984) han propuesto un origen volcánico para estos niveles.

En La Cubeta de La Seara se observa la presencia en los alrededores de Xestosa de algunos niveles de esquistos leucocráticos con numerosas glándulas de cuarzo y alguna de feldespato, que le dan un aspecto porfiroide, constituídos por una matriz de sericita-moscovita y cuarzo de grano muy fino y porfiroclastos de cuarzo mono y policristales de hasta 2,5 mm. que presentan **golfos de corrosión**. También se pueden observar en los alrededores de Monte Castro (X= 586.650, Y= 4.680.200) unas rocas con una matriz de grano muy fino cuarzo-moscovítica o cuarzosa en la que se observan dispersos agregados y monocristales de cuarzo de un tamaño comprendido entre 0,4 y 1 mm., que presentan como minerales accesorios, opacos, circón y turmalina (CHAMON et al., 1972). Podrían representar también niveles de metavulcanitas ácidas o rocas vulcanodetríticas.

En el área de la Sinforma de Verín en su flanco E. se observan dos paquetes de metavulcanitas ácidas de tendencia riolítica por encima de un tramo en el que se intercalan numerosas barras cuarcíticas en los materiales grauvaco-pelíticos del Grupo de Paraño. Aparecen en niveles de 5 a 15 m. en bancos decimétricos alternando con tramos de cuarzo filitas feldespáticos.

Presentan dos facies, una muy rica en microfenocristales de cuarzo redondeados o con **golfos de corrosión** y en microfenocristales de feldespato, y otra muy pobre en ellos. La matriz es de grano muy fino, muy potásica y presenta pequeñas sericitas y cloritas orientadas: Para ALONSO, et al (1981) representarían tobas o cineritas.

Traquitas

Se ha observado un paquete de estas rocas en el área de la Sinforma de Verín, asociado a los

niveles de metavulcanitas de tendencia riolítica antes descritos, delimitando el cierre periclinal del núcleo del sinclinorio (ALONSO et al. 1981 y FARIAS & MARQUINEZ, en prensa). Se presentan con un afloramiento continuo con un espesor máximo de unos 40 m. y están constituidos por una matriz de microlitos de feldespato potásico semiorientados en los que se encuentran diminutos cuarzos y láminas sericiticas que parecen proceder de desvitrificación (ALONSO et al. 1981), rodeando a numerosos microfenocristales feldespáticos hipidior-morfos de 1 mm. de tamaño máximo. Ocasionalmente los feldespatos incluyen plagioclasas. Frecuentemente se encuentran numerosos cristales primáticos pequeños y orientados de un anfíbol, probablemente alcalino (ALONSO et al. 1981), de tonos azules y verdes. En este caso las muestras contienen también carbonatos dispersos.

Cuarcitas

En el Area Esquistosa de Galicia Central, en la parte superior del Grupo de Paraño, muy próximo al contacto con el Grupo de Lalín-Forcarei, se observa la presencia de una o varias capas de cuarcitas micáceas blancas, de pequeño espesor en general (0,5-1 m.), que llegan a alcanzar unos 6 m. de potencia en el flanco occidental de la Sinforma de Forcarei, y de gran continuidad que solo desaparecen al N. de Lalín. Están constituidas fundamentalmente por cuarzo y moscovita (en mucha menor cantidad) y presentan también algo de clorita y turmalina.

En La Cubeta de La Seara, al O. de Monte Castro (X=586.650, Y=4.680.200), se observa un nivel de ortocuarcitas blancas de textura granoblástica, y grano fino muy bien clasificadas, con un tamaño de grano en torno a los 0,5 mm., que presentan como accesorios moscovita, clorita, opacos, circón y apatito. Muestra algunas intercalaciones de filitas. La potencia aproximada de este nivel es de unos 20 m., acunándose hacia el E. y se sitúa a unos 500 o 550 m. por encima de la base del grupo.

En la Sinforma de Verín se observan numerosas intercalaciones hacia la parte media del Grupo de Paraño de niveles de cuarcitas y metareniscas de tonos claros y geometría lentejona similares a las descritas, con un espesor máximo de unos 20 m. El tamaño de los granos de cuarzo no rebasa los 0,5 mm. y casi siempre son subangulosos. La matriz es sericitica y puede llegar a alcanzar el 85% de la roca, que a menudo pasa lateralmente a cuarzo filitas. La clorita y las micas blancas pueden formar bandas irregulares alternantes. En los niveles de cuarcitas se han observado algunas estratificaciones y laminaciones cruzadas.

1.3.1.4. Grupo de Lalín-Forcarei

En el Area Esquistosa de Galicia Central (NO. de la Hoja) sobre el Grupo de Paraño, y ocupando el núcleo de las Sinformas de Lalín y Forcarei (Fig. 19), se apoya un conjunto litológico variado con numerosos cambios de facies, en el que predominan los micaesquistos feldespáticos y paragneises, encontrándose importantes intercalaciones ortoderivadas de anfíbolitas y gneises, así como algunos niveles metavolcánicos ácidos; al cual MARQUINEZ (1981) denomina Grupo de Lalín-Forcarei.

Los materiales correspondientes a este grupo, presentes en estas dos Sinformas, ya fueron estudiados anteriormente por diferentes autores (HILGEN, 1971; MEERBEKE et al. 1973; ARPS et al. 1977; DEN TEX, 1981, KUIJPER & ARPS, 1983) y considerados correlacionables

por MARQUINEZ (1981), KLEIN & HILGEN (1982) y GONZALEZ LODEIRO et al. (1982), siendo agrupados en un único grupo por MARQUINEZ (1981, 1984).

Su contacto con el Grupo de Paraño está marcado por la presencia prácticamente generalizada de anfibolitas en la base del Grupo de Lalín-Forcarei.

El espesor total de estos materiales supera los 2.000 o 2.500 m., siendo los metasedimentos en conjunto más feldespáticos que los grupos de Nogueira y Paraño, con un contenido en Na_2O alto, y una relación $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ próxima a 1, a la vez que cantidades de corindón normativo escasas, lo que sugiere una naturaleza vulcano-sedimentaria, (MARQUINEZ, 1984). Este autor separa dos formaciones de muro a techo: Formación Xesta y Formación Soutelo, respectivamente.

1.3.1.4.1. *Formación Xesta*

Comprende los tramos basales del grupo, presentando grandes variaciones en su espesor, que van desde potencias superiores a los 750 m. en el flanco oriental de la Sinforma de Lalín, hasta su desaparición en el flanco oriental de la Sinforma de Forcarei. Se caracteriza por la abundancia de niveles de anfibolitas intercaladas con micaesquistos, micaesquistos feldespáticos y paragneises. Existen además algunas intercalaciones de gneises ortoderivados, así como de delgados lechos calcosilicatados.

Micaesquistos, micaesquistos feldespáticos y paragneises

Son esquistos micáceos de dos micas, esquistos micáceos muy ricos en porfiroblastos de plagioclasa y paragneises constituidos por cuarzo, plagioclasa, moscovita y biotita fundamentalmente, y en cantidades mucho menores clorita, opacos y a veces granate.

Anfibolitas y Ortogneises Peralcalinos

En general, presentan una gran continuidad cartográfica sobre todo en la Sinforma de Forcarei, donde pueden seguirse niveles de varias decenas de metros (hasta 60 m.) de espesor durante varios kilómetros en el flanco O., mientras que en el flanco E. casi desaparecen.

Son rocas masivas de color verde oscuro a negro, con una textura planar o planolinear definida por la orientación de sus constituyentes. Es frecuente la presencia de pequeños cristales o agregados de plagioclasa de tamaño milimétrico rodeados por los anfíboles que le dan una textura blasto-porfídica. Están constituidas principalmente por anfíbol y plagioclasa y como minerales accesorios presentan casi siempre esfena, epidota-clinozoisita, cuarzo y opacos. A veces contienen también ciertas cantidades de biotita, apatito y calcita. MARQUINEZ (1984) cita la presencia en una muestra de feldespato potásico y relictos de piroxeno en los anfíboles.

Dentro del tercio inferior de la Formación Xesta, en el flanco oriental de la Sinforma de Lalín, se encuentran intercalados algunos ortogneises de carácter peralcalino (HILGEN, 1971 y MARQUINEZ, 1981, 1984) estrechamente asociados a las anfibolitas, observándose a menudo entre ambos tipos de rocas una transición gradual, con términos intermedios, lo que sugiere una interconexión entre sus procesos petrogenéticos (MARQUINEZ, 1984).

Están constituidos fundamentalmente por plagioclasa, feldespato potásico, cuarzo y egirina y/o riebeckita, y en menor proporción granate, biotita, minerales del grupo de la epidota, apatito y opacos. Estas rocas son escasas, no superan los 5 ó 6 m. de espesor y parecen tener una geometría estratiforme.

FLOOR (1966), VAN CALSTEREN (1977) y DEN TEX (1981), relacionan estas rocas peralcalinas con las descritas en la **Fosa Blastomilonítica** y las asocian a una etapa de distensión cortical relacionada con la intrusión de un **mantle plume**.

MARQUINEZ (1984) en base a datos geoquímicos de varias muestras encuentra que el conjunto de las anfibolitas posee un quimismo basáltico toleítico y considera que se han originado a partir de una serie volcánica esencialmente toleítica. Por otra parte los lechos ortogneisicos intercalados poseen un quimismo que varía entre las icelanditas (a la que se considera habitualmente producida por diferenciación a partir de un magma toleítico) y las riolitas peralcalinas. Estos hechos le llevan a interpretar este conjunto desde sus términos más básicos (basalto) a los más ácidos, como producidos por un proceso de diferenciación a partir de un magma toleítico a través de una secuencia: BASALTO—ICELANDITA—TRAQUITA—RIOLITA PERALCALINA.

Rocas calcosilicatadas

Se presentan como delgados lechos intercalados en las anfibolitas o en los esquistos, de tonos gris-verdoso. Están constituidas por plagioclasa clinopiroxeno y cuarzo, como minerales esenciales, y granate, zoisita, esfena o biotita y calcita, en menor cantidad. A veces presentan anfíboles y epidota relativamente abundantes.

Ortogneises

Se pueden observar en la Formación Xesta varios tipos de ortogneises distintos, tanto en su composición como en su continuidad y espesor.

Existen intercalados en las anfibolitas unos niveles de centimétricos a decimétricos de rocas ácidas, a veces con una composición mineralógica que llega incluso a tener carácter intermedio (gneises anfibólicos). Están constituidos por porfiroblastos de plagioclasa con abundantes inclusiones y cuarzo principalmente y, a veces, también por anfíboles, feldespato potásico o biotita. La moscovita es abundante en algunas muestras. Como minerales accesorios suelen presentar minerales del grupo de la epidota clinozoisita, esfena, apatito y opacos. KLEIN & HILGEN (1982) proponen emisiones volcánicas ácidas como origen probable de estas rocas.

A lo largo del flanco O. de la Sinforma de Forcarei, durante más de 20 Km., se sigue un nivel de ortogneis, de 50 m. como máximo de espesor, siempre en concordancia con los demás niveles estratigráficos de la formación Xesta, e intercalado en los esquistos y paragneises al que MARQUINEZ (1984) denominó Gneis de Mamoá. Los contactos son muy nitidos y no se observan pasos progresivos a paragneises. Son rocas de tamaño de grano medio, con textura gneísica constituidas fundamentalmente por blastos de plagioclasa con inclusiones de cuarzo en forma de **gotas**, cuarzo, feldespato potásico y biotita (de tonos muy oscuros) ocasionalmente cloritizada. Como minerales accesorios pueden encontrarse moscovita, epidota, apatito, esfena, circón y opacos.

LLAMAS in MARQUINEZ (1984) obtuvo una edad de 387 ± 16 millones de años para cinco muestras del Gneis de Mamoa datadas por el método Rb/Sr, lo que le situaría en el Devónico inferior (Siegeniense), según la tabla de tiempos geológicos de VAN EYSINGA (1978).

1.3.1.4.2. *Formación Soutelo*

Está constituida por un conjunto de materiales entre los que predominan los esquistos feldespáticos y gneises con algunas intercalaciones de micaesquistos cuarzosos y cuarcitas. Dentro de esta formación, en la Sinforma de Lalín, se encuentran algunas intercalaciones de anfibolitas poco potentes. En esta misma sinforma y fuera ya del área de la presente Hoja (al N. de la misma), la Formación Soutelo presenta varios cuerpos gneisicos lenticulares y laminares de origen ortoderivado.

Micaesquistos feldespáticos y paragneises

Son los materiales predominantes en la formación. Presentan diferencias entre las Sinformas de Forcarei y Lalín. Así, en la primera, los materiales predominantes son micaesquistos feldespáticos y gneises constituidos por moscovita y/o biotita y/o clorita, cuarzo y plagioclase, presentando como minerales accesorios granate, turmalina y opacos. La plagioclase es fundamentalmente albita, y constituye porfiroblastos milimétricos.

En la Sinforma de Lalín predominan los gneises, generalmente de tono oscuro, observándose a simple vista abundantes blastos de plagioclase. Están constituidos fundamentalmente por plagioclase, cuarzo, biotita y moscovita, encontrándose a menudo granate, estaurólita, clorita (procedente de retromorfosis de biotita) y algunos minerales accesorios, como apatito, turmalina, opacos, circón, etc.

Las plagioclases contienen numerosas inclusiones de cuarzo en **gotas** y son principalmente oligoclase.

Algunas de las diferencias entre las Sinformas de Lalín y Forcarei se pueden deber al diferente grado metamórfico existente en ambas, presentando los materiales de la última un grado metamórfico bajo, mientras los materiales de esta formación en la Sinforma de Lalín, presentan un grado metamórfico medio (MARQUINEZ, 1984).

Capas de Portela

Se componen de algunos niveles de cuarcitas blancas (moscovíticas) de grano medio a fino, recrystalizadas, de escasa potencia (menor de 9 m.) y micaesquistos cuarcíticos que pueden seguirse paralelamente a las anfibolitas de la Formación Xesta describiendo la Sinforma de Forcarei, salvo en la parte N. del Flanco occidental de la misma, en que desaparecen, encontrándose al mismo nivel un tramo de esquistos cuarzosos y gneises que resaltan en la topografía. El espesor total máximo es de alrededor de 100 m.

Los micaesquistos cuarcíticos están constituidos fundamentalmente por cuarzo, y en menor cantidad, moscovita, presentando una proporción apreciable de minerales opacos.

Ortogneises

En los niveles más altos de la Formación Soutelo, en ambos flancos de la Sinforma de Forcarei

se encuentra un nivel de gneises con unas decenas de metros de espesor y una continuidad de varios kilómetros. Presenta, en algunos casos, restos de texturas primarias porfídicas. Están constituidos principalmente por plagioclasa, cuarzo, moscovita y biotita y/o clorita; presentando como minerales accesorios esfena, apatito, feldespatos potásico, calcita, granate, etc.

MARQUINEZ (1984), supone un origen volcánico para estas rocas.

1.3.1.5. *Conglomerados, areniscas y niveles carbonosos*

En el sector NE. de La Cubeta de La Seara, al O. de la localidad de Bentraces (X=590.750, Y=4.681.800), aparece un afloramiento pequeño (aproximadamente 1 Km²) y otros aún menores, de rocas detríticas que están en contacto con el pórfido granodiorítico de Toén (X=586.300, Y=4.685.800), como enclaves en el macizo granodiorítico de Orense, apoyándose discordantemente sobre los grupos de Nogueira y de Paraño (sobre el contacto de los mismos), a la que CHAMON et al. (1972) denominaron Formación de la Ermita de San Roque. El desarrollo de estos depósitos es muy local, y solo se han encontrado en este sector de La Cubeta de La Seara en todo el Dominio Esquistoso de Galicia-Tras-os-Montes, dentro del área de la Hoja.

Estos depósitos están constituidos sobre todo por unos litosomas conglomeráticos rojizos que presentan una matriz areniscosa con moscovita, de grano medio, en la que flotan numerosos cantos de angulosos a subangulosos de cuarcita, filitas, filitas grafitosas, limolitas y cantos de granitos de dos micas que pueden llegar a alcanzar 15 cm. o más, lo cual parece indicar un transporte probablemente muy corto. Los cantos de filitas presentes en estos conglomerados presentan una esquistosidad de tipo **slaty cleavage** crenulada débilmente con una orientación de los ejes de pliegues de esta crenulación distinta para cada canto. Por las características geométricas de la crenulación, ésta se puede correlacionar muy probablemente con la Fase 3 que se observa en los esquistos colindantes. La matriz presenta una esquistosidad grosera.

Intercalados con los litosomas conglomeráticos se pueden ver litosomas constituidos por arenisca rojizo-amarillenta de una potencia de 1 m. aproximadamente, que presenta algunos cantos de cuarzo, cuarcita y filitas que no sobrepasan 1 cm.

Se han observado incluso facies carbonosas, en un punto, constituidas por una microbrecha con una matriz, sericítica y materia carbonosa, que presenta una cierta esquistosidad, y unos cantos de cuarzo, cuarcita y filitas, presentando estos últimos una esquistosidad de tipo **slaty cleavage** crenulada. Se observan pseudomorfos sericíticos de idiomorfos a subidiomorfos, posiblemente derivados de andalucitas de contacto.

Se han intentado datar estas facies carbonosas mediante la recogida de una muestra para su estudio palinológico. Esta fue estudiada en la Universidad Complutense de Madrid por RUIZ ZAPATA. No se encuentran restos de polen.

Las variaciones de facies son muy fuertes; SEARA VALLEJO (en prensa) atribuye una potencia de 40-80 m. a estos materiales, siendo mayor la misma en el sector E. del afloramiento. El mismo autor encuentra diques graníticos intruyendo a esta formación. No se han observado cantos de los pórfidos granodioríticos vecinos.

De estos datos parece deducirse que estos materiales son posteriores a la tercera fase de

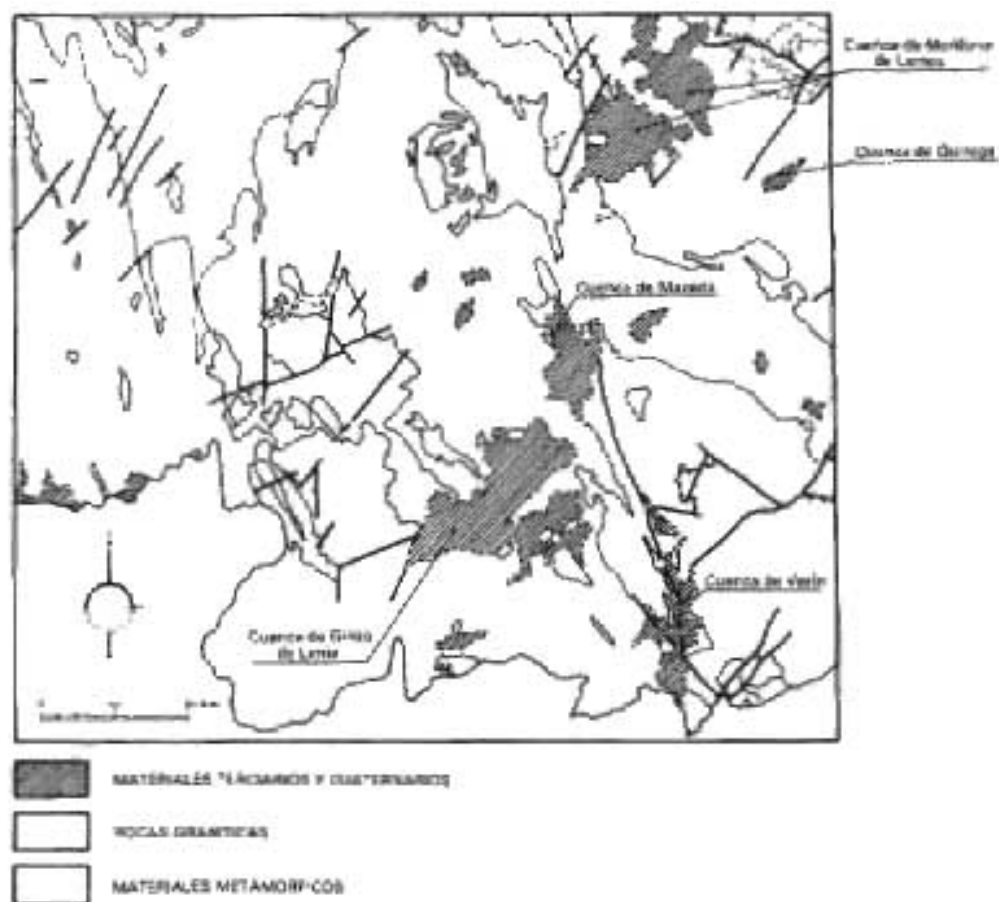


Fig. 8 - Esquema de la situación de las cuencas terciarias y cuaternarias más importantes.

deformación hercínica, y anteriores a la intrusión del Macizo poscinemático de Orense y del pórfido granodiorítico de Toén, que habrían producido en los mismos un metamorfismo de contacto con posible desarrollo de andalucita, y una cierta esquistosidad en la matriz areniscosa. La edad, por tanto, de estos materiales podría ser Carbonífera.

1.4. Terciario

Los materiales terciarios y cuaternarios que se encuentran en la presente Hoja, se distribuyen según el esquema de la Fig. 8.

Estos depósitos se sitúan principalmente en regiones topográficamente deprimidas, y forman cuencas sedimentarias que son independientes unas de las otras. Las cuencas donde afloran los materiales terciarios son las de Monforte de Lemos, Maceda y Quiroga; en otras cuencas como Ginzo de Limia y Verín, que se encuentran recubiertas por materiales cuaternarios los depósitos terciarios no afloran, pero se ha constatado su presencia en profundidad gracias a sondeos que se han realizado en ellas.

1.4.1. Cuenca de Monforte de Lemos

1.4.1.1. *Antecedentes*

Los primeros trabajos que describen los materiales terciarios de la cuenca de Monforte de Lemos, son debidos a SCHULTZ (1835), que los data como pertenecientes al sistema Secundario, aunque con algunas dudas. Más recientemente, BIROT & SOLE SABARIS (1954), describen con más precisión estos sedimentos, y les atribuyen una edad miocena por correlación con los sedimentos del Mioceno medio de Castilla. LUCAS et al., (1963), RIEMER (1966), NONN (1966), BRELL (1972), BRELL & DOVAL (1974) y VIRGILI & BRELL (1975), aceptan dicha edad prolongándola hasta el Plioceno inferior. Sin embargo, MARTIN SERRANO (1982) piensa que la sedimentación de los depósitos terciarios se produjo en un período de tiempo que se extendería desde el Paleoceno al Neógeno.

1.4.1.2. *Descripción General*

La Cuenca terciaria de Monforte de Lemos se divide, desde un punto de vista sedimentario, en tres subcuencas, las cuales se adaptan a un relieve constituido por materiales de edad paleozoica.

Dos de estas subcuencas tienen una extensión aproximada de 75 Km² y se encuentran separadas por la Sierra de Moncay. La tercera es más pequeña y se ubica al Norte de las anteriores, de las que la separa un pequeño relieve localizado en la población de Bóveda. Las comunicaciones existentes entre las subcuencas no está clara, ya que las posibles zonas de unión entre ellas se hallan actualmente cubiertas por materiales cuaternarios.

Se han encontrado en las tres subcuencas, facies mineralógicas y sedimentológicas análogas. Las facies que se han distinguido cartográficamente son cuatro, y las hemos denominado: Conglomerados, conjunto arenoso-arcilloso, arcillas rojas y arcillas verdes.

1.4.1.3. *Conglomerados*

Con este nombre representamos a una facies, formada casi exclusivamente por cantos, gravas y bloques entre los que se hallan intercalados algunos lentejones de arcilla de color rojo.

Esta facies se localiza en las zonas más extensas de las subcuencas, apoyándose sobre los materiales paleozoicos. No forman afloramientos continuos, y allí donde aparecen adoptan, en superficie, la forma de apéndices que se adentran sobre el Paleozoico.

Litológicamente, se componen de cantos, gravas y bloques cuyo aspecto varía de subangulosos a subredondeados, que pueden alcanzar un tamaño de hasta 1 m. de diámetro. Se hallan los cantos en contacto entre sí formando imbricación, los huecos existentes entre los cantos están rellenos por arenas y limos.

Estructuralmente, estos sedimentos se organizan en cuerpos canalizados de 1-2 m. de potencia que se amalgaman entre sí, entre los cuales se encuentran algunos lentejones de arcilla de hasta 0,5 m. de espesor

1.4.1.4. *Conjunto Arenoso-Arcilloso*

Hacia el interior de las subcuencas, la anterior facies pasa gradualmente a arenas y arcillas de color rojizo o verde, constituyendo las facies que hemos denominado como conjunto arenoso-arcilloso, ya que son arenas y arcillas sus principales componentes.

Los depósitos tamaño arena de este conjunto se estructuran formando cuerpos canalizados de 0,5-1,5 m. de espesor, hallándose separados unos cuerpos de otros por arcillas de 1-2 m. de potencia. Estas arcillas se presentan a su vez erosionadas a techo por los cuerpos canalizados.

Los cuerpos arenosos no se manifiestan como masas uniformes, sino que dentro de ellos se encuentran estratificaciones cruzadas de surco y cicatrices erosivas. Estas cicatrices de unos 5 m. de longitud, tienen forma cóncava hacia el techo, y están recubiertas por cantos o gravas, que en algunos casos pueden ser de origen orgánico, como son trozos de lignitos.

Las arcillas del conjunto arenoso-arcilloso se encuentran formadas por apilamientos de capas de pocos cm. de espesor, con forma lenticular y muy extensas. Estas capas pueden presentar bioturbación tener intercalados algunos niveles de lignito de hasta 5 cm. de potencia, y presentar lentejones de carbonatos cuyo espesor no supera los 15 mm. Otro fenómeno estructural que se ha detectado, es la existencia de inyecciones arcillosas dentro de los canales arenosos.

1.4.1.5. *Arcillas Rojas y Verdes*

Los materiales integrantes de la facies anterior hacia el centro de las subcuencas, disminuyen su granulometría hasta convertirse en sedimentos totalmente arcillosos.

Dentro de estos sedimentos, hemos distinguido dos facies atendiendo al color de los mismos: **Arcillas rojas y Arcillas verdes**. Esta diferencia de color pensamos, sin excluir otras explicaciones, que está en relación con el área madre de donde proceden las arcillas. Las estructuras que encontramos dentro de ellas son iguales para las dos facies, existiendo en algunos casos una interdigitación entre ellas.

Las arcillas se presentan formando estratos con límites paralelos, muy continuos de espesor 3-8 cm., si bien aparentemente parecen formar cuerpos de mayor potencia. Dentro de los estratos se observa una intensa bioturbación y la presencia de moldes de raíces. Además, intercalados con las arcillas, se encuentran niveles de carbonatos y margas carbonáticas de unos 4 cm. de espesor que alcanzan excepcionalmente hasta 15 cm. Estos materiales carbonatados se presentan bioturbados con moldes de raíces y porosidad fenestral.

A veces, entre las arcillas también se encuentran estratos arenosos, con un espesor que varía de 2 cm. a 3 dm. Los depósitos de arenas intercalados entre las arcillas pueden hacerse tan abundantes en algunos puntos, que llegan a formar afloramientos de 1-2 m. de potencia.

1.4.1.6. *Reconstrucción Paleogeográfica*

Dadas las observaciones realizadas en los materiales que rellenan la Cuenca de Monforte de Lemos, no resulta aventurado esbozar un pequeño esquema sedimentario que explique el modo en que se realizó el relleno de esta Cuenca.

Este modelo comprendería un sistema fluvial y un sistema palustre, HEWARD (1978), SMOOT (1983). El sistema fluvial vendría representado por la facies de conglomerados y la facies del conjunto arenoso-arcilloso mientras que el sistema palustre se representaría por las facies arcillosas.

El sistema fluvial, a su vez, comprende dos tipos de ríos: los ríos **braided**, que se corresponden con las facies de conglomerados y los ríos meandriformes, que se identifican con el conjunto arenoso-arcilloso; entre ambas facies existe una directa conexión, confirmada por las paleocorrientes.

Según el presente esquema, el agua circularía desde los **braided** situados en las zonas más extensas de las subcuencas y topográficamente más altos hacia los meandriformes, ubicados en cotas más bajas acabando por acumularse el agua en la zona palustre que es el área más deprimida.

A su vez los sistemas fluvial y palustre pueden integrarse en un complejo sedimentario de mayor entidad, como es el de los abanicos aluviales. En este complejo, los ríos **braided** corresponderían a las zonas internas de dichos abanicos. Los meandriformes a los puntos medios de los mismos y por último el sistema palustre se corresponde con las zonas más distales o externas.

1.4.2. *Cuenca de Maceda*

1.4.2.1. *Introducción*

La Cuenca de Maceda, que se sitúa al sur de la Monforte de Lemos, ha sido anteriormente estudiada por un escaso número de investigadores. Entre éstos, destacan BRELL (1972), ARCE et al. (1973), MARTIN SERRANO (1982) y ESPINOSA GODOY et al. (1983).

La edad que se ha atribuido a los materiales que rellenan esta Cuenca, es Mioceno medio-Plioceno inferior (BRELL, 1972) y Oligoceno-Mioceno inferior, según MARTIN SERRANO (1982).

Se han distinguido cuatro facies litológicas, tres de las cuales coinciden con facies ya descritas por BRELL (1972), a las que dió la categoría de miembro, y una cuarta que exponemos en el presente trabajo

Los miembros que se establecen son: Corno, La Vega, Pías, (BRELL, 1972), y los Milagros, que corresponden a nuestra aportación.

1.4.2.2. *Miembro de Corno*

El Miembro de Corno, de un espesor visible de 80 m., se caracteriza por presentarse como una alternancia de capas de arena blanca y arcilla gris, donde las capas de arena muestran un espesor de unos 20 cm., base erosiva y una gradación positiva de grano, el cual varía de arena gruesa a arena muy fina, observándose ocasionalmente en el techo encostramientos poligonales. A su vez las arcillas de espesor de hasta 1 m., tienen por composición caolinita e illita (BRELL, 1975), y se caracterizan por su color gris oscuro y por tener niveles de lignito de algunos cm. de espesor.

El Miembro de Corno lateralmente pasa a cuerpos canalizados de hasta 1 m. de espesor y 7 m. de anchura, que están rellenos por arenas y cantos imbricados.

1.4.2.3. *Miembro de La Vega*

Los materiales correspondientes a esta facies son arcillas grises de algunos m. de potencia, que alternan con arcillas negras de 0,5 m. de espesor, siendo la composición de las arcillas grises caolinita 55-65% (BRELL, 1975). Dentro de estas masas de arcillas, se encuentran lentejones de arena gruesa de cuarzo, cuyos granos están envueltos en una matriz arcillosa blanco-grisácea.

1.4.2.4. *Miembro de Los Milagros*

Con este nombre designamos una facies no descrita por BRELL (1972), pero que nosotros hemos identificado en el presente trabajo, y que por su aspecto litológico, sería intermedia entre las facies del Miembro de Corno y el de Pías.

Son arcillas de aspecto marmorizado, entre las cuales se intercalan niveles de arenas de 30 cm. de espesor con base canalizada. Las arenas se presentan con estratificación cruzada de surco, y algunos de estos niveles de 30 cm. de espesor están compactados con cementos ferruginosos.

El carácter detrítico de este Miembro, aumenta hacia el SE. de la Cuenca. Así, en los alrededores de Aldea de Abajo hay numerosos canales que se presentan rellenos por gravas y arena gruesa teniendo estratificación cruzada de surco.

El espesor visible del Miembro es de 100 m.

1.4.2.5. *Miembro de Pías*

Es una facies que es esencialmente arcillosa, en la cual se encuentran intercalados algunos niveles de arenas, gravas y cantos.

Las arcillas son de un color rojo muy vivo, de aspecto masivo, siendo su composición illita en un 60-70%, BRELL & DOVAL (1974). Dentro de las arcillas, se sitúan diques de arena de unos 5 cm. de espesor de color anaranjado, con sus bordes recubiertos por gravas orientadas paralelamente a la dirección de éstos.

Los cantos se presentan unas veces desorganizados, envueltos en una matriz arcillosa, y otras formando cuerpos lenticulares en contacto unos cantos con otros. Los primeros depósitos los interpretamos como **debris flows** y corresponden a un transporte en masa; los segundos como depósitos fluviales.

A su vez, los cuerpos arenosos y gravas, se manifiestan como cuerpos canalizados de 1-3 m. de espesor, con estratificación cruzada de surco, aunque en ocasiones tienen el aspecto caótico interno propio de los deslizamientos **slumps**.

1.4.2.6. *Reconstrucción Paleogeográfica*

Dadas las observaciones anteriormente señaladas, es posible esbozar un modelo de sedimentación donde se integren los diferentes Miembros de la Cuenca.

En este modelo, los Miembros de Pías y Los Milagros corresponden a diferentes partes de un sistema de abanicos aluviales, en el cual el Miembro de Pías se identifica con la zona de ápice de uno de los abanicos del sistema, mientras que el Miembro de Los Milagros representa a las zonas intermedias del sistema de abanicos, las cuales se caracterizan por la sedimentación, habiéndose depositado en un régimen fluvial. Lateralmente, el Miembro de Los Milagros pasa al Miembro de La Vega, que dadas sus características estructurales y texturales, hemos interpretado como depositado en un medio lacustre, en el cual se desarrollaría una zona de **hypolimnion**, (capa de agua térmicamente estable y pobre en oxígeno).

Respecto al Miembro de Corno, consideramos que sus materiales reflejan el relleno mediante flujos tipo **sheet flood**, de uno de los **grabens** en que se divide la Cuenca de Maceda. Esta subcuenca estaría limitada por el afloramiento granítico situado al Oeste del Monasterio de los Milagros y los afloramientos graníticos de Baños de Molgas.

1.4.3. Cuenca de Quiroga

La Cuenca de Quiroga, que es de reducidas dimensiones, se localiza en la confluencia del río Quiroga con el río Sil. Esta cuenca no ha sido anteriormente excesivamente estudiada, y son escasas las referencias que hacen alusión a ella.

Los materiales terciarios se encuentran en gran parte recubiertos por depósitos cuaternarios que impiden su observación directa. Están formados principalmente por arenas gruesas de cuarzo, en las cuales no se ha observado ningún tipo de estructuras, aparte de algunas estratificaciones cruzadas de surco y de escasas superficies erosivas tapizadas por gravas. Intercaladas entre las arenas, se encuentran lentejones de cantos de 20 cm. de espesor, y capas arcillosas de color gris verdoso o rojo, cuya potencia varía de 0,3 m. a 1,5 m., éstas últimas capas presentan el techo erosionado por las arenas que se depositaron sobre ellas.

La forma en que se realizó el relleno de la Cuenca no ha sido posible caracterizarla, debido al escaso número de afloramientos existentes, si bien es posible afirmar que se produjeron en ella transportes en masa que colaboraron en el relleno.

1.5. CUATERNARIO

Los materiales de edad cuaternaria que se encuentran en la presente Hoja, corresponden a sedimentos depositados en un ambiente continental. Adquieren su mayor extensión y espesor

en depresiones tectónicas, donde recubren parcial o totalmente a materiales sedimentados anteriormente.

1.5.1. Pleistoceno

1.5.1.1. *Glacis*

Con este nombre se agrupa a sedimentos que forman morfologías suavemente inclinadas hacia el centro de las cuencas. Estos depósitos están formados por cantos, arenas y gravas que se estructuran en canales, los cuales, a su vez, se amalgaman unos con otros.

Hemos interpretado estos materiales como depositados mediante ríos **braided**, los cuales, suponemos formarían parte de un sistema de abanicos aluviales.

Los glacis en la actualidad se encuentran en un estado degradado, pues la erosión los ha destruido en parte.

Posiblemente estos sedimentos serán equivalentes a depósitos conocidos en otras regiones con el nombre de **rañas**.

1.5.1.2. *Abanicos Aluviales*

Con este nombre nos referimos a aparatos sedimentarios complejos cuya forma en parte recuerda a un sector circular, y se sitúan en una línea de ruptura de pendiente.

En estos aparatos se diferencia una parte interna, situada en el ápice del sector circular, en la cual se realiza la disposición de bloques, cantos y arcillas, mediante transportes en masa, **debris flows**, **slumps** y otros tipos de **mass-flows**. En esta zona interna pero en posiciones algo más alejadas del ápice se localizan canales fluviales tipo **braided** que originan cuerpos canalizados, rellenos por cantos y gravas, los cuales se amalgaman entre sí.

La parte media del aparato se caracteriza por la deposición de arenas y arcillas que deben su origen a la actuación de canales meandriformes.

La zona más exterior o alejada del ápice de los abanicos, la constituyen una densa red de canales meandriformes y canales amalgamados los cuales conectan con un medio palustre a un medio fluvial.

Las dimensiones que alcanzan estos sistemas deposicionales en la presente Hoja durante el cuaternario antiguo no superan unos pocos kilómetros. En la actualidad estos abanicos se encuentran en parte erosionados. A estos depósitos les suponemos una edad pleistocénica ya que en la actualidad los medios que los originaron no funcionan, y se encuentran en un estado degradado.

1.5.1.3. *Terrazas*

Los materiales que constituyen las terrazas son cantos, gravas y arenas, y se localizan, además de en las Cuencas de Monforte de Lemos, Maceda y Quiroga, en las proximidades de los ríos Sil y Miño. En todos estos lugares se desarrollan varios niveles de terrazas. Estos depósitos corresponden a sedimentos típicamente fluviales, y nos hablan del grado de encajamiento de los ríos actuales.

1.5.1.4. *Depósitos glaciares y fluvioglaciares*

Los fenómenos glaciares que se produjeron durante el cuaternario, han originado en las zonas más elevadas de la Hoja, morfologías y sedimentos característicos, como son valles en forma de U y morrenas.

Estos depósitos se localizan preferentemente en el macizo de Manzaneda.

1.5.2. *Holoceno*

1.5.2.1. *Abanicos Aluviales*

Las características propias de estos aparatos sedimentarios han sido descritas en un apartado anterior, en el cual hablamos de los depósitos pleistocénicos.

Este apartado se refiere a aparatos que funcionan a lo largo del Holoceno, cuyas características como antes dijimos son iguales a las de los abanicos del cuaternario antiguo.

Estos aparatos funcionan en la actualidad o han funcionado recientemente.

1.5.2.2. *Aluvial. Canales Meandriiformes*

Con este nombre nos referimos a los depósitos originados por ríos de alta sinuosidad. En este apartado se agrupan tanto los depósitos típicos de canal como los propios de llanura de inundación. Son principalmente arenas y arcillas.

1.5.2.3. *Aluvial. Canales Trenzados o Braided*

Los depósitos fluviales tipo **braided** se caracterizan por haberse originado mediante corrientes de agua poco profundas y enérgicas que se enlazan entre sí y poseen en la pendiente cierta inclinación. Los materiales que sedimentan son gravas, cantos y arenas.

1.5.2.4. *Aluvial. Canales Anastomosados*

Los depósitos correspondientes a canales anastomosados son arenas y limos, y son propios de corrientes de aguas poco profundas que se enlazan entre sí, pero a diferencia de los **braided** tienen una pendiente con escasa inclinación, produciéndose numerosos desbordamientos, lo cual origina la presencia de zonas encharcadas y palustres.

1.5.2.5. *Depósitos Palustres*

Los depósitos palustres se localizan, bien en la parte más distal de un sistema de abanicos aluviales como es el caso de la Laguna de Antela, ubicada en la Cuenca de Ginzo de Limia, bien en la zona de desbordamiento de canales anastomosados, situación que se da en la Cuenca de Maceda y en la parte oriental de la Cuenca de Ginzo de Limia.

Los materiales que se sedimentan son arcillas, limos, arenas y depósitos orgánicos como son las turbas.

1.5.2.6. *Depósitos Eluviales*

Estos materiales corresponden a sedimentos de origen edáfico, y se forman por alteración actual de las rocas. Suelen ser arenas y arcillas, y pueden adquirir cierta extensión superficial. En profundidad, la alteración puede alcanzar los 4 m.

1.5.3. **Indiferenciado**

Son materiales cuyas características sedimentarias no se ajustan claramente en los apartados anteriores, ya que suelen tener características intermedias entre varios de ellos.

2. TECTONICA

2.1. ANTECEDENTES

Dentro de los autores que han estudiado anteriormente la tectónica de Galicia y concretamente del ámbito de esta Hoja, destacan: CARLE (1945) que establece la probable existencia de pliegues **predominantemente isoclinales** con un intenso **apizarramiento** asociado. Asimismo establece la existencia de un arco abierto hacia el E. definido por la dirección axial de las estructuras, con vergencias al E. y al N. Este autor señala la edad sin-metamórfica del plegamiento. PARGA PONDAL (1958) invoca una secuencia deformacional en la que estarían representadas la Orogenia Huroniana y la Hercínica, además de una fracturación de edad Alpina. MATTE (1968) propone una división en cinco zonas del NO. de la Península Ibérica y distingue dos fases de deformación principales para la Orogenia Hercínica. Entre las décadas de 1960 y 1970 varios autores de la escuela de Leiden (VAN ZUREN, 1969; HILGEN, 1971; HUBREGTSE, 1973; VAN MEERBEKE et al., 1973) proponen un esquema de fases tectónicas complicado para los complejos y unidades que consideran prehercínicas en contraste con la historia relativamente sencilla del autóctono, donde distinguen dos fases de deformación al igual que MATTE. FERRAGNE (1972) establece, en la provincia de Orense, una primera fase de deformación de edad tácónica, seguida por dos fases de deformación hercínicas y una fase que da lugar a **decrochements**, fallas y **kink-bands**. MARCOS (1973) señala la existencia de tres fases de deformación para la Orogenia Hercínica en el occidente de Asturias. Las dos primeras representan una tectónica tangencial que comienza en la primera fase con pliegues acostados vergentes al E., y culmina en la segunda, que estaría situada entre la primera y la segunda, con cabalgamientos. La tercera fase se presenta retrovergente o con plano axial vertical. Finalmente se desarrollan diaclasas, fallas o flexiones de amplio radio de curvatura. RIBEIRO (1974) en Tras-os-Montes Oriental (Ne. de Portugal) establece también tres fases de deformación hercínicas precedidas por una fase de plegamiento sárdica y movimientos epirogénicos caledónicos, y seguidas por **decrochements** tardihercínicos y un desarrollo de **kink-bands** tardíos. PEREZ-ESTAUN (1978) coincide en señalar, en la rama S. de la Zona Asturoccidental-Leonesa tres fases de deformación hercínicas coincidentes con las señaladas por MARCOS a las que precede una fase de deformación precámbrica en la Antiforma del Narcea. Coincide también en el desarrollo de fracturas tardihercínicas y **kink-bands** tardíos. MARTINEZ CATALAN (1981) estudia el Domo de Lugo y señala cinco fases de deformación hercínica, de las cuales las dos primeras coinciden con las dos primeras fases de MARCOS, precedida por una fase antehercínica y seguidas por una fracturación tardihercínica. ALONSO & RODRIGUEZ FERNANDEZ (1982) señalan un esquema tectónico parecido para el Sinclinatorio de Verín, aunque con muy escaso desarrollo de la segunda fase hercínica. MARQUINEZ (1984) propone para el Área Esquistosa de Galicia Central (Sector NO. de la Hoja) este mismo esquema de tres fases hercínicas, con un desarrollo muy importante de la segunda fase, que oblitera muy a menudo a la primera. Además de los autores citados son importantes para la interpretación tectónica del ámbito de la Hoja los mapas geológicos a escala 1:50.000 (MAGNA) existentes de la misma.

2.2. INTRODUCCIÓN

Los rasgos tectónicos principales de la región los imprime la Orogenia Hercínica durante la cual se originan, en sucesivas etapas, un conjunto de estructuras, de todos los órdenes de dimensiones, marcadamente vergentes al E. Estas estructuras han sido agrupadas por criterio

de superposición en tres fases principales y un conjunto de estructuras tardías. La probable existencia de alguna deformación prehercínica, no reviste suficiente entidad como para condicionar de un modo importante el resultado que va a imponer la orogenia principal. Del mismo modo los movimientos tardi y posthercánicos, que poseen un carácter marcadamente frágil, retocan solo ligeramente el marco tectónico ya existente.

La mayor parte del área, como puede observarse en el esquema tectónico de la Hoja, se encuentra dentro de la Zona Centro-Ibérica, salvo la parte nororiental que pertenece a la Zona Asturoccidental-Leonesa (JULIVERT et al., 1972). Los trabajos llevados a cabo durante la realización de este proyecto han motivado un análisis crítico de la subdivisión zonal de estos autores en lo que respecta a nuestra área.

La individualización de una subzona, dentro de la Zona Centro-Ibérica realizada por RIBEIRO (1974), parece confirmada por los trabajos realizados, aunque con modificaciones de sus límites. De acuerdo con estos resultados se propone la definición de una nueva zona para el Macizo Hercínico peninsular que denominaríamos Zona de Galicia-Tras-os-Montes (Fig. 2) cuya descripción se llevará a cabo en un trabajo aparte (FARIAS et al., en prensa).

Según este nuevo ordenamiento, el Dominio Esquistoso de Galicia pasaría a pertenecer a la nueva Zona de Galicia-Tras-os-Montes, quedando en la Zona Centro-Ibérica, el Dominio del Anticlinorio del **Olo de Sapo** y la Unidad de los Montes del Invernadeiro.

La Unidad de los Montes del Invernadeiro ha sido individualizada del Dominio del Anticlinorio del **Olo de Sapo**, porque a pesar de las similitudes con éste, existen suficientes diferencias que aconsejan tratarla independientemente. De todos modos, se le supone perteneciente al citado dominio.

El contacto entre el Grupo de Lalín-Forcarei y el Grupo de Paraño se ha interpretado anteriormente como un cabalgamiento (HILGEN, 1971; GONZALEZ LODEIRO et al., 1974; ARPS et al., 1977).

Los estudios más recientes sobre esta región (MARQUINEZ, 1984) revelan la inexistencia de argumentos que prueban la presencia de este accidente, por lo que en este trabajo se interpreta como concordante. Hay que mencionar de todos modos, las similitudes litológicas que parecen existir entre las unidades de Santiago y de Malpica-Tuy al N y O de la presente región, con el Grupo de Lalín-Forcarei.

2.3. DEFORMACIÓN PREHERCÍNICA

Las únicas evidencias reconocidas de deformaciones prehercínicas, se limitan a la existencia de discontinuidades estratigráficas y discordancias cartográficas de ángulo muy bajo.

Se identifican los efectos de la denominada fase Sárdica que sería responsable de la discordancia entre el Ordovícico inferior y la Formación **Olo de Sapo** y de una fase Tacónica que sería responsable de la discordancia entre el Silúrico (o la Caliza de La Aquiana, cuando existe) y los materiales infrayacentes, tanto en el Dominio del Caurel, como en el Dominio del Anticlinorio de **Olo de Sapo**. RIBEIRO (1974), en la región de Tras-os-Montes asigna el carácter de discordancia angular al primero de los contactos arriba mencionados, basándose en observaciones en áreas donde la deformación hercínica no es intensa y en la presencia de un conglomerado poligénico en la Base del Ordovícico.

Anteriormente al presente, algunos autores han atribuido edades prehercínicas a los primeros acontecimientos deformacionales y metamórficos reconocidos en el área. Dentro de estos caben citar los trabajos de DEN TEX (1966), HILGEN (1971) y ARPS et al., (1977) en la

región de Lalín-Forcarei y los de FERRAGNE (1972). Los trabajos llevados a cabo por MARQUINEZ (1984) en el área de Lalín-Forcarei y los realizados en la ejecución de este proyecto parecen descartar la hipótesis sobre la existencia de acontecimientos prehercínicos que incluyan deformación interna y metamorfismo regional.

2.4. FASES DE DEFORMACIÓN HERCÍNICA

La Orogenia Hercínica es la responsable de la deformación principal que muestran las rocas de la región. Su actuación queda patente por las macro y microestructuras que se observan, las cuales pueden atribuirse a una secuencia de fases de deformación más o menos continua en el tiempo.

En la Fig. 9 se hace un esquema de las características más significativas de las fases de deformación más importantes.

2.4.1. Fase 1

Aunque su actuación afecta a todos los materiales metamórficos, las estructuras atribuibles a ella solo se reconocen en algunos sectores, como son el Dominio del Caurel, el Dominio del Anticlinorio del **Olla de Sapo** y en parte de la Sinforma de Verín.

Las macroestructuras a que da lugar corresponden a pliegues acostados o tumbados de amplitud kilométrica, con importante engrosamiento de charnelas y vergencia al E. Solo se han identificado cuatro estructuras principales de este tipo, que corresponden al Sinclinal del Caurel, Anticlinal del Piornal, Sinclinal del Sil y Anticlinal de Vilacha, las cuales ya fueron descritas en el apartado anterior. Aunque de un orden menor que los anteriores, también hay que citar como macroestructuras relacionadas con esta fase, los pliegues que dibuja la Cuarcita Armoricana en el flanco O. del Sinclinal del Sil.

Asociadas a las macroestructuras se desarrollan pliegues menores coherentes con éstas, **boudins** y **mullions**. También se genera una esquistosidad de tipo **slaty cleavage** en los materiales pelíticos, de plano axial con los pliegues sinclinales. En las rocas cuarcíticas constituye una esquistosidad grosera.

Cuando el desarrollo de las esquistosidades posteriores llegan a trasponerla, ésta queda, a veces, relictas únicamente en los porfiroblastos pre-Fase 2 (plagioclasa o granate, por ejemplo).

2.4.2. Fase 2

Esta etapa es la responsable del cabalgamiento del Dominio Esquistoso de Galicia Tras-os-Montes sobre el Dominio del Anticlinorio del **Olla de Sapo** y la Unidad de los Montes del Invernadeiro. En relación con éste se desarrolla una zona de cizalla dúctil que, de acuerdo con MARQUINEZ (1984), alcanza en el Área Esquistosa de Galicia Central un espesor del orden de 8 Km., encontrándose, probablemente afectados por esta deformación la totalidad de los materiales metamórficos del Dominio Esquistoso.

A su vez se desarrollan algunos pliegues mayores, isoclinales, fuertemente asimétricos con vergencia al E y cuya superficie axial debía encontrarse próxima a la horizontal antes de la actuación de las fases posteriores. Los pliegues cartografiados en relación con esta fase son los de Val de Cortiñas, Los Peares y San Antonio, las cuales serán descritos en el apartado 2.6.1.





	CARACTERÍSTICAS	MACROESTRUCTURAS	ESTRUCTURAS MENORES Y MICROESTRUCTURAS	
FASE I	Desplazamientos simples locales regionales Distorsiones tangenciales Vergencia al ENE	Pliegues subhorizontales	Flujos de magma Sistemas Micropliegues Boudins	
FASE I	Desplazamientos simples localizados en bandas Deformación tangencial Vergencia al ENE	Zonas de fractura dúctiles (Pliegues nucleados) Cebollamientos	Experimentos de empujones Solimbrado Foliosos laminados Pliegues tónicos Boudins	
ETAPA (EXTENSIONAL)	Extensiones localizadas en ligeros	Fallas normales plurimas paralelas	Experimentos de empujones extensiones localizadas Pliegues nucleados	
FASE II	Agrandamiento volumétrico Coeficiente de compresión de Boussinesq y compresión horizontal	Compresiones N-S y NO-SE	Experimentos de empujones extensiones Pliegues tónicos	

Fig. 5.- Esquema sobre las fases de deformación principales.

Los pliegues menores asociados poseen características geométricas similares a las de los pliegue mayores. A veces, aparecen fuertemente aplastados reconociéndose solamente con charnelas aisladas, sin continuidad entre ellas. Es muy frecuente que se desarrollen en venas de cuarzo, especialmente en el Grupo de Paraño (Fig. 10).

La esquistosidad generada durante esta fase es la más extendida dentro del Dominio Esquistoso y muestra una relación de plano axial con los pliegues antes descritos. Es una esquistosidad de crenulación, generalmente con un intenso desarrollo. En los esquistos llega a constituir una **shistosity** o un **slaty cleavage** en función del grado metamórfico. En los gneises y metavulcanitas es una esquistosidad espaciada (Fig. 11) y en las anfibolitas del Grupo de Lalín-Forcarei su desarrollo es aún menos penetrativo.

En el campo frecuentemente es la esquistosidad principal, sin embargo, al microscopio muchas veces su condición de segunda esquistosidad queda al descubierto (Fig. 12) asociándose frecuentemente a ella un bandeo tectónico (Fig. 13).

2.4.3. Etapa extensional

Entre las fases 2 y 3 se sitúa el funcionamiento de un sistema de fallas normales. La actuación solo se ha localizado en los dominios nororientales de la Hoja, correspondiendo a las estructuras ya descritas de la Falla de las Cuestas de la Herrería, Chao de Couso, Vivero y San Clodio. Sus superficies buzan al 0 con ángulos a veces muy suaves e incluso subhorizontales. Asociadas a ellas se desarrollan localmente esquistosidades, microcizallas y micropliegues que confirman el sentido del movimiento. También se ha localizado una brecha de falla en la Falla de San Clodio. Las esquistosidades desarrolladas en relación con esta etapa en la zona del Caurel buzan hacia el 0 menos que la S_1 y están afectados por pliegues de Fase 3.

2.4.4. Fase 3

Durante esta fase tiene lugar el replegamiento longitudinal de las estructuras anteriores y el desarrollo de nuevos pliegues que constituyen las macroestructuras cartografiables en la mayor parte de la superficie de la Hoja. La dirección aproximada de éstas es NO-SE a NNO-SSE y sus ejes son subhorizontales o se inclinan pocos grados al N o al S según las regiones. Su superficie axial es subvertical y sus formas no muy apretadas. Asociadas con ellos se desarrollan numerosos pliegues menores, que son los que se observan con más frecuencia y cuyas características geométricas son similares a las de las macroestructuras (Fig. 10).

También durante esta fase se desarrollan importantes zonas de cizalla de plano de flujo subvertical y con una componente principal de movimiento subhorizontal. Estas zonas de cizalla poseen una anchura variable entre varios cm. y algunos Km. Quedan más claramente señaladas en las rocas graníticas en las que se pueden observar las microestructuras características, con los planos de cizalla (C) y de esquistosidad asociada (S) sigmoidal, cuya relación indica el sentido del movimiento (Fig. 14). Las zonas de cizalla más importantes han sido señaladas en la Fig. 19, indicando su carácter dextro o siniestro y su nombre.

La esquistosidad formada durante esta fase, muestra un desarrollo muy variable, que está en función de la intensidad de la deformación. Varía desde una **schistosity** (como por ejemplo en el flanco O de la Sinforma de Forcarei o en el núcleo de la Sinforma de Verín) hasta ser exclusivamente una cristalización orientada de nuevos minerales. Más frecuente es



Fig. 10 Micropliegues de Fase 3 que afectan a uno de Fase 2, lo que está afectando a una vena de cuarzo.



Fig. 11.- Esquistosidad espaciada de Fase 2. En los microlitones puede reconocerse aun la S_{μ} . Metavulcanitas del Grupo de Santaballa en la Cubeta de La Seara.

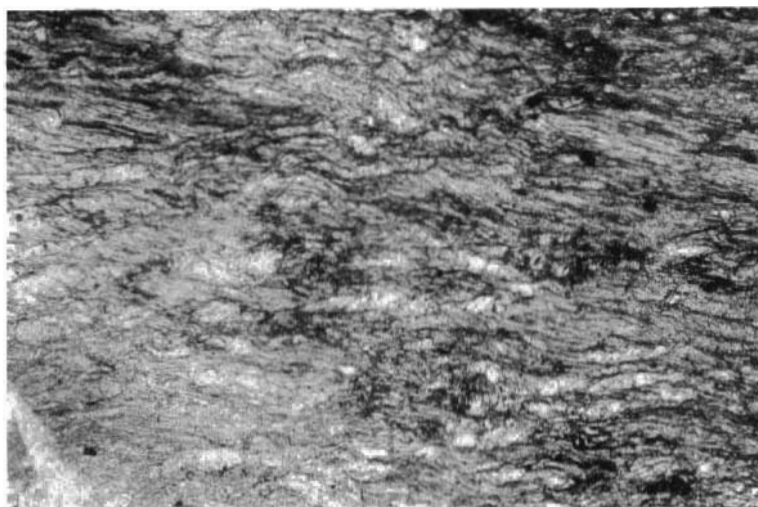


Fig. 12.- Fotomicrografía. Esquistosidad de Fase 2 (S_2). Se puede observar que se trata de una esquistosidad de crenulación, pues se puede observar relictos de una anterior (S_1). Todo este conjunto está crenulado por la Fase 3. Esquisto del Grupo de Santa Baia, (50 X, luz paralela).



Fig. 13.- Fotomicrografía. Bandeado tectónico de Fase 2. Esquistos del Grupo de Paraíba (125 X, Nicols cruzados)

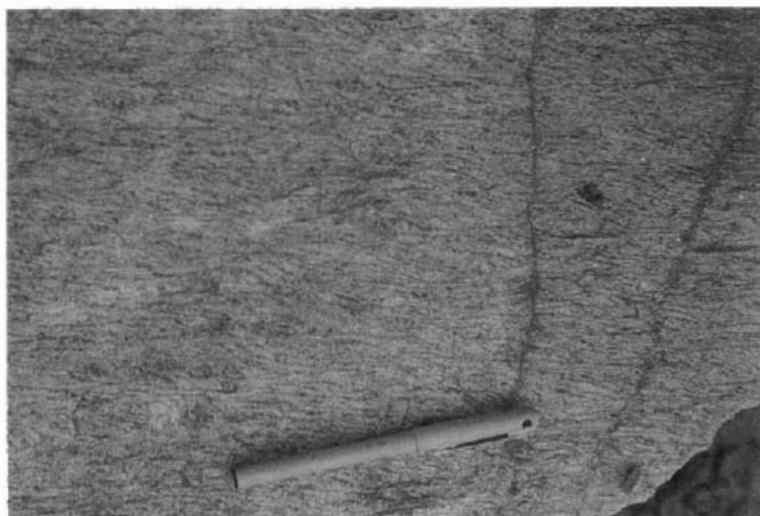


Fig. 14 - Microcizallas de Fase 3 en el granitoide de Meda-Cabeza de Manzaneda.

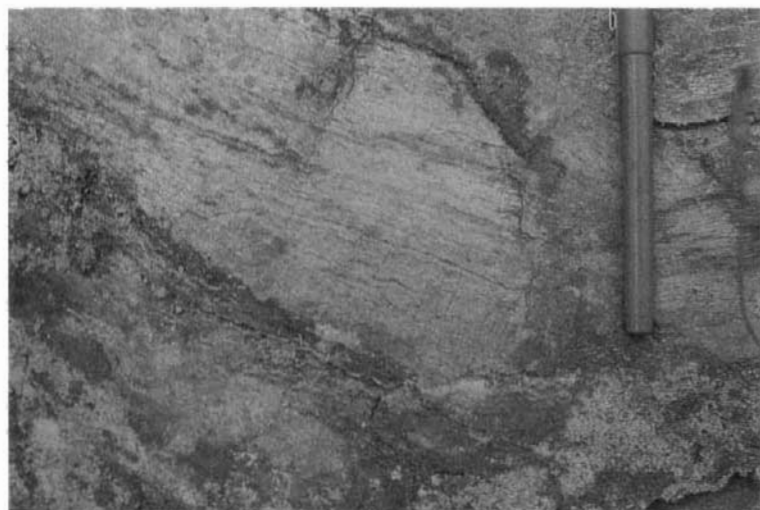


Fig. 15 - Crenulación de Fase 3 y desarrollo incipiente de la esquistosidad asociada. Meta-vulcanitas del Grupo de Santabaia en la Cubeta de La Seara.

el desarrollo de una crenulación sin esquistosidad relacionada o con una esquistosidad espaciada de desarrollo incipiente (Fig. 15). Esta crenulación es la más desarrollada en el área.

La dirección de la esquistosidad o de los planos axiales de las crenulaciones es aproximadamente NO-SE y son subverticales. Sin embargo, a partir de la Falla de Chao de Couso hacia el E, la esquistosidad de crenulación que se observa buza hacia el E valores que no sobrepasan en general los 50° y se coloca con una dirección aproximada N 120° - 130° E. Tiene, por tanto, un carácter **retrovergente** como el que es frecuente al E. y SE. de esta región o en otros sectores del Macizo Hesperico.

2.4.5. Formación de los domos y cubetas

Existen en la Hoja tres estructuras principales de estas características. Son la Cubeta de La Seara, el Domo de Celanova-Ginzo de Limia y la Antiforma de Frontón-Herbedeiro. En ellas, las lineaciones de crenulación y los ejes de los pliegues de Fase 3 están plegados, lo que explica las formas cartográficas actuales.

No existen claras evidencias, sobre la actuación de una fase de replegamiento radial, como ocurre en otras regiones de Galicia, pero no cabe duda que su existencia sería una buena explicación de estas estructuras. MARQUINEZ (1984) discute el posible origen de estos cambios de inclinación de los ejes de los pliegues de Fase 3, planteando la posible influencia de los granitoides sobre estas variaciones.

2.4.6. Deformación de las rocas graníticas hercínicas

Las rocas graníticas hercínicas de la región muestran un grado de deformación muy variable que oscila desde estadios indeformados hasta ortogneísicos. Estas variaciones pueden ocurrir dentro de un mismo macizo, lo que quiere decir que la respuesta de estas rocas ante la deformación no es homogénea. También de este hecho se deduce que la datación relativa de los distintos granitoides en función de la deformación no constituye siempre un criterio fiable.

La fase generalmente responsable de la deformación de estas rocas es la tercera (Fase 3). Esta deformación se manifiesta, unas veces por la existencia de superficies de anisotropía más o menos penetrativas marcada principalmente por la orientación de las micas y el estiramiento de los granos de cuarzo y feldespato. En este caso esta superficie corresponde a la S₃. Otras veces como ya se ha mencionado muestran microestructuras en C y S, atribuibles a una deformación por cizalla dúctil (Fig. 14).

2.4.7. Deformación tardihercínica

Se caracteriza principalmente a gran escala por la fracturación de la estructura ya constituida, generándose fracturas de juego normal o en dirección fundamentalmente. Las direcciones de éstas, pueden agruparse a grandes rasgos en tres grupos NNE-SSO, ENE-OSO y ESE-ONO. Estas fracturas han sido en algunos casos reactivadas posteriormente, quizás en más de una ocasión, condicionando la formación de los **graben** terciarios cuaternarios.

También son frecuentes los pliegues angulares o de tipo **kink-bands** y **chevron** que muchas veces están en relación con estas fallas. A veces estos pliegues menores poseen una esquistosidad de crenulación asociada.

2.5. EDAD DE LA DEFORMACIÓN HERCÍNICA

La escasez de restos fósiles dentro de la región, así como de datos de edades absolutas, impiden conocer con exactitud la edad de las fases de deformación. Los datos disponibles se resumen a continuación y son esquematizados en la Fig. 16.

- Edad Silúrico (Llandovery Superior) de materiales correlacionables con los del Grupo de Nogueira (MATTE, 1968; ROMARIZ, 1969).
- Edad Devónico inferior (Emsiense) de los materiales que ocupan el núcleo del Sinclinal del Caurel (DROT & MATTE, 1967; TRUYOLS MASSONI, en prensa).
- Datación geocronológica del Ortogneis de Mamoia perteneciente al Grupo de Lalín-Forcarei, que le atribuye una edad de 387 ± 16 m.a. (LLAMAS in MARQUINEZ, 1984).
- Edad Devónico superior-Carbonífero inferior probable de la serie de San Clodio (PEREZ ESTAUN, 1978).
- Edades recalculadas para los granitos sincinemáticos de dos micas por BASTIDA et al., (1984) comprendidas entre 328 y 339 m.a.
- Edades recalculadas para los granitos postcinemáticos por BASTIDA et al., (1984) de 310 m.a. aproximadamente.

De acuerdo con estos datos el desarrollo principal de la Orogenia Hercínica en este sector de la cadena debe estar comprendido entre el Devónico superior y el Carbonífero superior, sin olvidar que debe de existir un retardo progresivo en los acontecimientos deformativos desde el O. hacia el E.

2.6. ESTRUCTURAS PRINCIPALES DE LA HOJA

Dividimos este apartado en dos partes, la primera dedicada a las macroestructuras, principalmente pliegues y fallas y la segunda dedicada a la esquistosidad.

2.6.1. Macroestructuras

La estructura más importante que se localiza en la región corresponde al cabalgamiento basal del Dominio Esquistoso de Galicia-Tras-os-Montes. Su traza cartográfica se ha reconocido al N, en la región de la Sinforma de Villaesteba y al SE dentro del Sinclinatorio de Verín. Su trazado hacia N, ya fuera de la Hoja, llega a encontrarse con la Falla de Valdoviño, lo cual hace desaparecer su trazado. Igualmente al S, en la región de la Sinforma de Verín, se encuentra parcialmente oculto por la Falla de Laza. Los macizos graníticos de Chantada-Taboada y de Meda-Cabeza de Manzaneda también ocultan parte de su recorrido. En la parte N pone en contacto al Grupo de Nogueira con las Pizarras de Lueiro del Dominio del Anticlinorio del **Olla de Sapo**. También en esta región puede observarse como este cabalgamiento corta oblicuamente a la estratificación en el alóctono, aproximándose su trazado, según se avanza hacia el N, al contacto del Grupo de Nogueira con el de Paraño. La superficie del cabalgamiento se encuentra en esta parte verticalizada por la Fase 3 como puede apreciarse en los cortes de la Hoja. En la parte S, en donde vuelve a aflorar, superpone el Grupo de Nogueira sobre la Unidad de los Montes del Invernadeiro. Aquí la superficie del cabalgamiento buza aproximadamente 30° al SO, aunque también se encuentra afectada por la

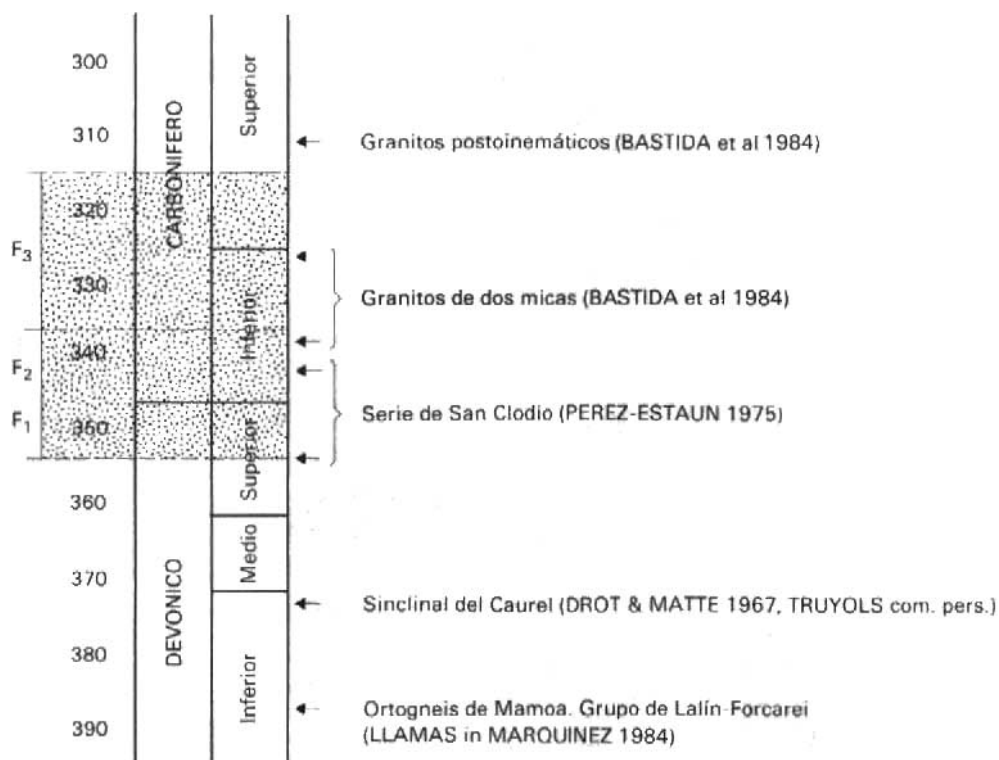


Fig. 16

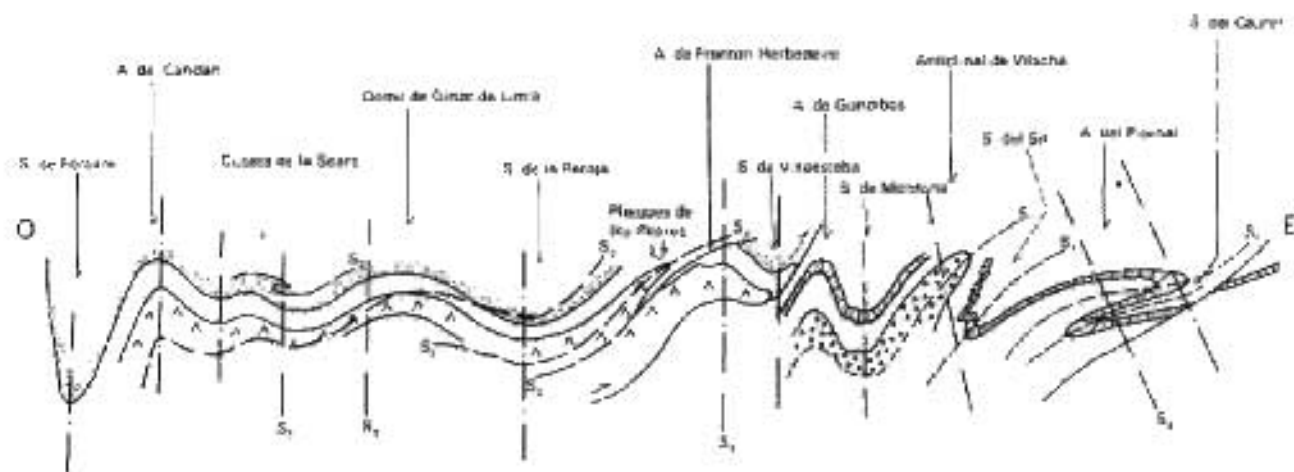


Fig. 18 - Corte idealizado de las estructuras más importantes de la Hija.

Fase 3. En conjunto toda la superficie muestra un buzamiento hacia el O mayor que la estratificación, por lo que a medida que avanzamos en esta dirección, corta materiales cada vez más bajos del alóctono. (En la Fig. 17 se presenta un bloque diagrama esquematizado de las principales macroestructuras que constituyen la Hoja).

Haciendo un corte de O a E de la Hoja observamos que los grandes pliegues cartografiados son atribuidos a la Fase 3 o de plegamiento longitudinal hasta el flanco normal del Anticlinal de Vilacha, a partir del cual los pliegues mayores pasan a ser de Fase 1 (Fig. 18). Desde este punto hasta el límite E de la región se siguen observando grandes pliegues suaves atribuibles a la Fase 3 que repliegan a los de fase 1. Sin embargo, desde esta referencia hacia el O no se localizan grandes pliegues de fases de deformación anteriores a la Fase 3, más que de un modo aislado.

La situación geográfica de las estructuras que a continuación se describen se puede localizar en la Fig. 19.

La primera gran estructura que se localiza, si comenzásemos la observación del mapa por el O, es la **Antiforma de Cotobad** ($X= 543.000$, $Y= 4.703.000$). En su núcleo afloran los ortogneises glandulares que constituyen el nivel más profundo de las rocas que afloran en la región. En sus flancos afloran materiales del Grupo de Santabaia. Aunque la traza axial de este pliegue ha sido solo representado en el afloramiento mayor de ortogneises, es muy probable que su desarrollo se extienda hacia el S, dando lugar a los afloramientos de ortogneises que aparecen en su prolongación meridional.

En el Area Esquistosa de Galicia Central se localizan tres grandes estructuras (MARQUINEZ, 1984). Dos sinformas y una antiforma, todas de Fase 3.

De O a E la primera corresponde a la **Sinforma de Forcarei**. Es ésta una estructura asimétrica con una dirección aproximada N-S a NNO-SSE, cuyo flanco occidental es prácticamente vertical y el oriental está buzando alrededor de 45° al O. Su semilongitud de onda es del orden de 6,5 Km y el ángulo entre flancos de 40 a 60° . La superficie axial buza ligeramente al O y sus ejes son aproximadamente subhorizontales. En su núcleo afloran los materiales del Grupo de Lalín-Forcarei flanqueados por los del Grupo de Paraño. Su prolongación hacia el S queda interceptada por los macizos granitoides de Avión y Ribadavia.

Hacia el E la Sinforma de Forcarei da paso a la **Antiforma del Candan**. Se trata de un pliegue de dirección aproximada NNO-SSE a NO-SE, cuya geometría varía notablemente de N a S. Así en su parte más septentrional posee su forma más apretada, siendo el ángulo entre los flancos de $80-90^\circ$ y conforme se avanza hacia el S, se va haciendo más abierta. Su charnela pasa de estar subhorizontal en la parte N a inclinarse al NO en su parte SE. La superficie axial en general se mantiene subvertical. Su núcleo es ocupado por los materiales del Grupo de Paraño.

El pliegue mayor más oriental del Area Esquistosa se denomina **Sinforma de Lalín** que solo aflora en su mitad S dentro de la presente Hoja. Posee un perfil redondeado y un escaso apretamiento. Su dirección aproximada es NNO-SSE, aunque se va difuminando hacia el SE. La superficie axial es subvertical y su eje se inclina al NO.

Con respecto al Area Esquistosa de Galicia Central queda decir que lo mismo que ya se ha mencionado para la Antiforma del Candan ocurre para el resto de los pliegues, es decir, que su apretamiento va disminuyendo progresivamente hacia el S, quedando la macroestructura reducida a una única sinforma suave en el sector más meridional.

En el afloramiento metamórfico comprendido en el triángulo de vértices Ribadavia-Orense-Celanova se localiza la **Cubeta de La Seara** ($X= 581.500$, $Y= 4.678.000$). Consiste en una

sinforma compleja de Fase 3, quizá replegada suavemente por una fase posterior de carácter radial (ENE—OSO aproximadamente). La ausencia de macroestructuras asociadas a esta probable fase radial hace difícil su constatación.

El ángulo entre los flancos de la cubeta para la estructura NO—SE es de alrededor de 130° y la superficie axial próxima a la vertical.

La parte central de la cubeta está compuesta por metasedimentos del Grupo de Paraño. En su parte más alta afloran unas capas cuarcíticas que señalan la presencia de unos pliegues anteriores a la Fase 3. Se han denominado de **Val de Cortiñas** ($X= 585.000$, $Y= 4.679.000$). Son isoclinales asimétricos y con vergencia al E (actualmente basculados por la Fase 3) y se han atribuido a la Fase 2.

Al S. y SE. de la Cubeta de La Seara se encuentra el **Domo de Celanova-Ginzo de Limia**. Su cartografía exacta resulta prácticamente imposible de realizar debido al intenso grado metamórfico que sufren los materiales que afloran en su núcleo, los cuales en su mayor parte se encuentran transformados en granitoides anatecticos. Como muestra de las rocas originales quedan enclaves, en general bastante desestructurados, de ortogenesis glandulares y metasedimentos.

La superficie axial del domo debe ser aproximadamente vertical, aunque lógicamente resulta muy difícil de precisar, al igual que el resto de los parámetros geométricos de la estructura. Este domo permite el afloramiento de los materiales más profundos del Dominio Esquistoso de Galicia-Tras-os-Montes, al menos en esta región.

La **Sinforma de Baldriz** ($X= 622.000$, $Y= 4.654.500$) y la **Antiforma del Carraxo** (CHAMON & FERNANDEZ TOMAS, 1972) son dos pliegues de Fase 3 próximos entre sí que se localizan en la parte SE. de la Hoja. Afectan exclusivamente a materiales del Grupo de Santabaia. En el núcleo de la antiforma, aflora en gneis del Carraxo que corresponde a una metavulcanita característica, propia del Grupo de Santabaia.

Sus direcciones aproximadas son NO—SE. Su plano axial es subvertical y sus ejes se inclinan ligeramente hacia el S. Su semilongitud de onda es de alrededor de 1 Km., y el ángulo entre flancos de 130° aproximadamente.

Al E. de estos pliegues y separados por la Falla de Laza se encuentra la Sinforma de Verín.

La **Falla de Laza** (FARIAS & MARQUINEZ, en prensa) corresponde a un desgarre tardihercínico de dirección aproximada comprendida entre N—S. y N 160° E y con un recorrido mínimo de 50 Km. Pone en contacto materiales del Dominio Esquistoso de Galicia (Grupos de Santabaia y Nogueira) con los de la Unidad del Invernadeiro en su parte N. y con materiales más altos en la secuencia estratigráfica del mismo dominio anterior, en su parte meridional. Probablemente su reactivación en tiempos terciarios y cuaternarios es la responsable de la formación de las cuencas de Maceda y Verín. Su prolongación hacia el N coincide con la zona de cizalla dextra del Rodicio (Fig. 19) la cual es parte de la de Punta Galeira-Palas de Rey de IGLESIAS & CHOUKROUNE (1980).

La **Sinforma de Verín** (FERRAGNE, 1972) constituye la estructura de mayor extensión de la Hoja. En su conjunto es una sinforma suave, con flancos buzando entre 30° a 60° , plano axial subvertical y eje subhorizontal o inclinado ligeramente hacia el SE en su parte N. Su dirección aproximada es N 160° E. Afecta tanto al Dominio Esquistoso de Galicia-Tras-os-Montes como a la Unidad de los Montes del Invernadeiro. Es sin duda, una estructura originada durante la Fase 3. Su núcleo está ocupado por la parte más alta del Grupo de Paraño, en la que son frecuentes las intercalaciones metavulcaníticas.

Hay que destacar la deformación que muestra su flanco N en la parte más septentrional de la estructura, en donde se desarrolla una intensa deformación por cizallamiento dúctil que afecta por igual tanto a los materiales inferiores de la Unidad de los Montes del Invernadeiro, como a las rocas graníticas en contacto con ellas. La anchura de esta banda de cizalla es la 1-2 Km. aproximadamente y corresponde con la denominada de Majada Cerveira (Fig. 19).

Si prolongamos la Sinforma de Verin al N., nos encontramos que después de atravesar el macizo granítico de Allariz se puede reconocer otra estructura sinformal que se ha denominado **Sinforma de La Peroja** ($X=599.100$, $Y=4.699.500$). Se trata de una amplia estructura desarrollada durante la Fase 3, sobre los materiales de los grupos de Nogueira y Santabaia, los cuales se encuentran intensamente inyectados por rocas graníticas. Su caracterización, por tanto, resulta muy difícil a causa del enmascaramiento migmatítico.

Al E de esta Sinforma se localiza la **Antiforma de Frontón Herbedeiro** (GONZALEZ LODEIRO et al. 1974). Es una estructura generada durante la Fase 3, con una dirección aproximada N 160° E., que afecta a los Grupos de Santabaia y Nogueira. A grandes rasgos posee un ángulo entre flancos inferior a 70° . Su plano axial es subvertical y su eje se inclina al N. hasta 25° en la parte N., pasando a ser subhorizontal en el centro y S de la estructura. En la parte más meridional, incluso llega a inclinarse al S. ligeramente. Esto parece indicar un abombamiento transversal a las estructuras, que da lugar a un domo alargado paralelamente a las directrices hercínicas, cuya genesis debe ser equiparada a la de la Cubeta de La Seara y la del Domo de Celanova-Ginzo de Limia.

En el flanco E. se desarrollan un conjunto de pliegues de Fase 3 de orden menor que repiten la serie hasta su contacto con el macizo granítico de Chantada-Taboada. Sin embargo, en su flanco O se localiza un extenso afloramiento de metavulcanitas en el que se puede observar un anticlinal compuesto y un sinclinal, ambos de Fase 2. Estos pliegues que llegan a afectar también a la parte inferior del Grupo Nogueira, se han denominado Pliegues de Los Peares.

Los **Pliegues de Los Peares** ($X=604.500$, $Y=4.701.000$) constituyen los de mayor extensión localizados dentro de la Hoja, que pueden ser atribuidos a la Fase 2. Están afectados por la Fase 3, la cual probablemente origina su verticalización, por lo que su posición original resulta algo difícil de reconstruir con exactitud. En cualquier caso puede afirmarse que poseen un marcado carácter asimétrico e isoclinal con vergencia al E., llegando a desarrollar un flanco inverso de más de 4 Km., para la base del Grupo de Nogueira (Fig. 20).

Al NE de la Antiforma de Frontón-Herbedeiro se encuentra la **Sinforma de Villaesteba** ($X=609.750$, $Y=4.724.750$). Esta posee en su núcleo materiales del Grupo de Paraño. Su traza axial lleva una dirección aproximada N 170° E y su prolongación hacia el N. llega a encontrarse con el cabalgamiento basal del Dominio Esquistoso de Galicia-Tras-os-Montes, ya fuera de los límites de esta Hoja. Su eje se inclina al N. alrededor de 20° y su plano axial es subvertical o buza $70-80^{\circ}$ al E. Afecta al cabalgamiento mencionado más arriba el cual por esta razón se encuentra verticalizado.

En el flanco oriental del sinclinal de Villaesteba y dentro de los materiales del Grupo Nogueira se localiza el tercer conjunto de pliegues que se han cartografiado como pertenecientes a la Fase 2 dentro de la Hoja y que se denominan **Pliegues de San Antonio** ($X=612.300$, $Y=4.720.500$). Su presencia se hace patente gracias al afloramiento de una capa cuarcítica de varios metros de potencia intercalada en esta serie. Se trata de una serie de pliegues de dimensiones decamétricas hasta hectométricas en las que los flancos inversos han sido cortados por fallas inversas (Fig. 21) posiblemente desarrolladas como consecuencia del mismo impulso deformativo, que da lugar a los pliegues. La geometría de estos pliegues a

veces es muy apretada, y sus charnelas son curvadas y frecuentemente verticales.

El **Anticlinal de Gundibos** (ABRIL et al. 1974) constituye la macroestructura más occidental del Dominio del Anticlinorio del **Olló de Sapo**. En su núcleo llega a aflorar el **Olló de Sapo** de grano grueso, alcanzando en su parte más alta, dentro de la Hoja, a las Pizarras de Luarca. Se trata de un pliegue de Fase 3 cuya traza axial posee una dirección que varía desde N 160° E al N., de la Hoja, hasta N 130° E en las proximidades de la Alineación granítica de Meda-Cabeza de Manzaneda, contra el que desaparece.

El ángulo entre los flancos del pliegue varía entre 40 y 70° y sus ejes se inclinan al N 30-40° aproximadamente.

La siguiente macroestructura hacia el E corresponde al **Sinclinal de Monforte** (RIEMER, 1966). Consiste en un sinclinal complejo de Fase 3 en el que destacan fundamentalmente dos sinclinales y un anticlinal. Su núcleo llega a poseer materiales silúricos en el N y su desarrollo meridional alcanza el **Olló de Sapo**. Su traza axial lleva una dirección aproximada N 150° E y desaparece por el S., al alcanzar la alineación granítica de Meda-Cabeza de Manzaneda. El ángulo entre flancos, es de 30-40° aproximadamente. La amplitud de los pliegues y su semilongitud de onda oscila entre 0,5-1 Km. Su eje se inclina al N., entre 30 y 40°.

Al E., del Sinclinal de Monforte se encuentra el **Anticlinal de Vilacha** (RIEMER, 1966). Es una estructura de Fase 1, en cuyo núcleo aflora el **Olló de Sapo**. Su geometría es muy apretada, con una semilongitud de onda de 2 Km., y una amplitud varias veces mayor. La superficie axial buza alrededor de 60° al O. Su dirección es aproximadamente N 140° E.

Más hacia el E., aflora el **Sinclinal del Sil** (RIEMER, 1966). Se trata de otra estructura de Fase 1, en cuyo núcleo llegan a aparecer materiales silúricos, sobre los que se apoya mediante contacto tectónico, la Serie de San Clodio. La superficie axial del Sinclinal buza 50° al O. Su geometría es apretada y con características similares a las del anterior. Su flanco O., está perfilado por la Cuarcita Armoricana, que marca numerosos pliegues menores asociados a la macroestructura. Uno de ellos muestra una espectacular interferencia de plegamiento al estar afectado por una antiforma de Fase 3, en las proximidades del río Lor, cerca de la desembocadura en el río Sil (X= 636.000, Y= 4.703.000).

La **Falla de San Clodio** (X=641.000, Y=4.703.000) es la responsable del emplazamiento de la serie de este mismo nombre, sobre el núcleo, aproximadamente, del sinclinal anterior. Es una falla normal cuya superficie buza poco, llegando a ser subhorizontal en algunas partes. Lleva asociada una brecha de falla de alrededor de 1 m. Probablemente corresponde a una falla listrica, que actuó antes de la Fase 3. Por el O., queda cortado por la **Falla de Encineira** (X= 647.750, Y= 4.692.900). Es ésta una falla inversa que probablemente está en relación con la Fase 3. La superficie de falla buza 50-60° al O., y pone en contacto a las Pizarras de Luarca al O., con los materiales silúricos al E., del núcleo del Sinclinal del Sil.

La estructura fundamental del Dominio del Caurel está compuesta por el **Anticlinal del Piornal** y el **Sinclinal de Caurel** (RIEMER, 1966). Estos, corresponden a pliegues prácticamente isoclinales, con sus planos axiales subhorizontales y plegados suavemente por la Fase 3. El eje de estos pliegues presenta una dirección N 110° E., que es ligeramente anómala dentro del trazado general de la virgación hercínica en esta región. La causa de la anomalía debe atribuirse a una reorientación de los mismos. El flanco inverso común de estos dos pliegues llega a tener 9 Km., de longitud. Su semilongitud de onda del orden de 1 Km.

El Sinclinal del Caurel da lugar a un afloramiento de su charnela muy espectacular en la carretera de Quiroga a Seoane del Caurel (Fig. 22).

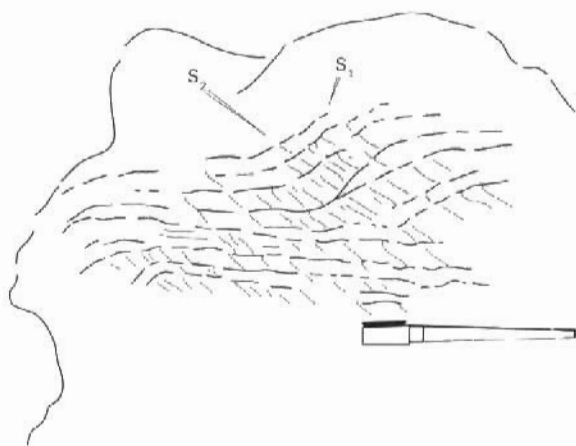


Fig. 20.- Flanco inverso 2 para la S_1 (o $S_0 + S_1$), en las metavulcanitas de Los Peares (E a la derecha de la fotografía).

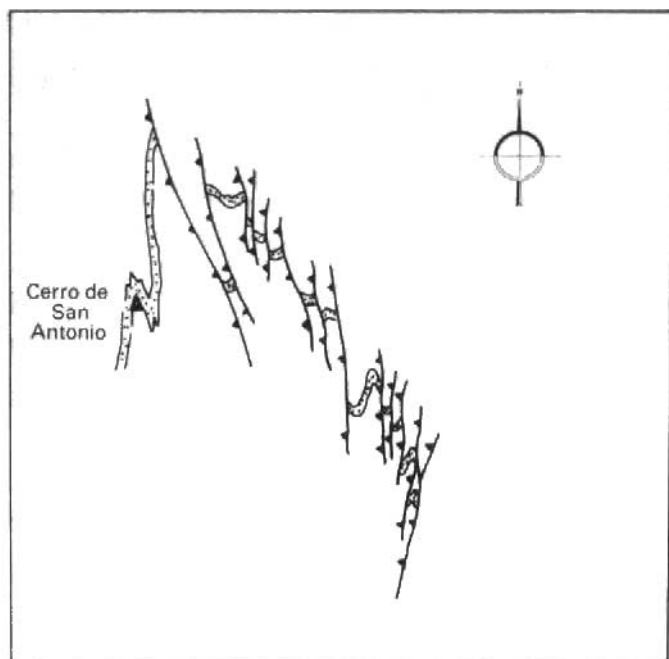


Fig. 21.- Posible interpretación de los Pliegues de San Antonio:
Anticlinal con el flanco inverso cizallado. El techo esta
al E y N de la estructura.



A



A

Fig. 22.- Vista desde el O de la charnela del Sinclinal del Caurel en la Cuarcita Armórica
Ctra. de Quiroga a Seone del Caurel.

Afectando al flanco normal del Anticlinal del Piornal se encuentra la Falla del **Chao de Couso** ($X=637.000$, $Y=4.713.000$). Corresponde a una falla normal, cuya superficie buza entre 45 y 60° al O. Pone en contacto materiales ordovícicos (Pizarras del Soldón, Cuarcita Armoricana) con silúricos, todos del Dominio del Anticlinorio del **Olla de Sapo**. su funcionamiento está relacionado con la misma etapa extensiva inter- F_2 - F_3 que dió lugar a la Falla de San Clodio. En sus proximidades se desarrolla localmente una esquistosidad que buza 30 - 40° al O. Esta se ve crenulada a veces por la F_3 . También se pueden observar pliegues menores coherentes con su movimiento, de vergencia al SO.

Más al E., aún, se localiza un tercer accidente genéticamente relacionado con el anterior y por tanto con la etapa extensiva ya mencionada. Se trata de la **Falla de las Cuestas de La Herreria** ($X=639.000$, $Y=4.721.000$). La superficie de esta falla buza al O., suavemente y corta a los materiales silúricos y devónicos del Sinclinal del Caurel.

La prolongación de estos dos accidentes (F. de Chao de Couso y F. de las Cuestas de La Herreria) hacia el N., se oculta bajo los afloramientos terciarios y cuaternarios más septentrionales de la Cuenca de Monforte. De éstos por el N., emerge un accidente el cual corresponde a la **Falla de Vivero** (PARGA et al, 1967). El recorrido de ésta dentro de la Hoja es muy pequeño, sobre todo si lo comparamos con el que posee hacia el N., ya que se puede seguir durante más de 140 Km. hasta la costa cantábrica en las proximidades de Vivero. Es una falla normal con su superficie buzando al O. que está afectada por la Fase 3. En nuestra zona separa materiales silúricos por el O. de la Cuarcita Armoricana al E.

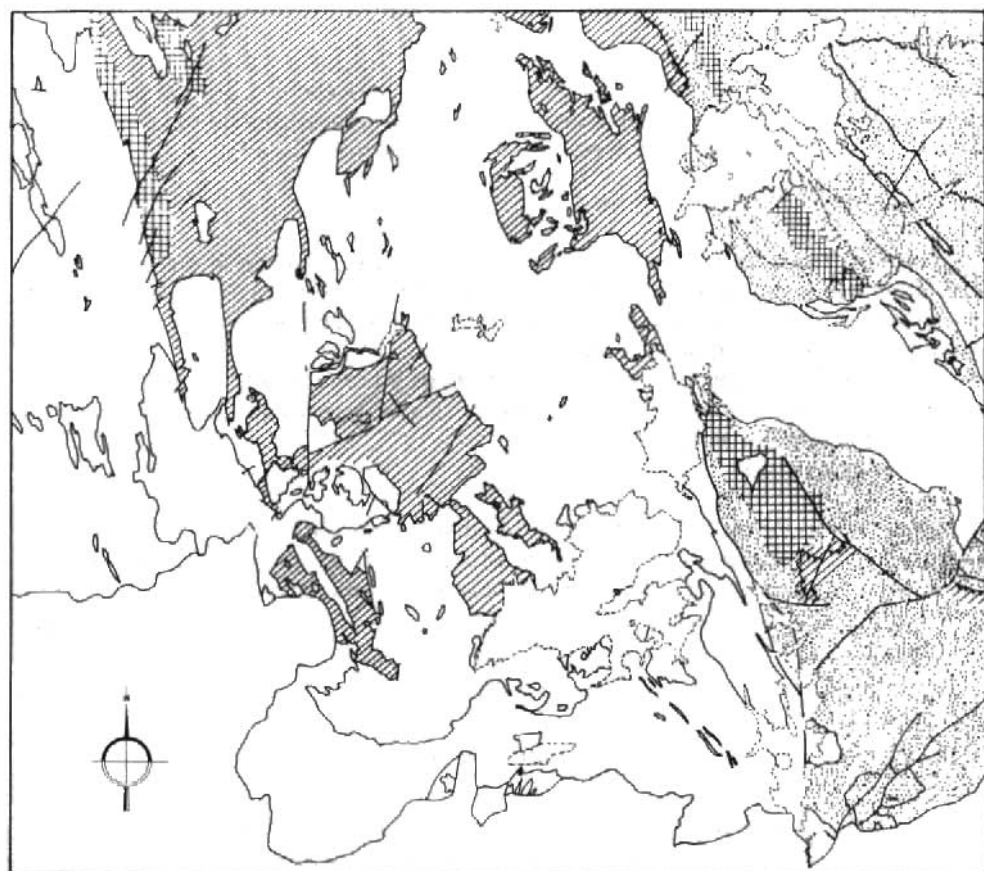
2.6.2. Esquistosidad

La superficie de anisotropía más característica de la región es la esquistosidad, la cual está siempre presente en las rocas metamórficas (metasedimentarias y metavolcánicas) y en muchos casos en las rocas graníticas. La correlación de la esquistosidad observable en campo con alguna de las tres fases principales de deformación que pueden dar lugar a esquistosidad generalizada, no es sencilla, pues cualquiera de ellas puede generar esquistosidades muy penetrativas.

En la Fig. 23 se presenta un esquema simplificado del desarrollo de las distintas esquistosidades, según los sectores. Se puede generalizar, aún con el riesgo que esto conlleva, que en el Área Esquistosa de Galicia Central, en la región de Ribadavia-Celanova, en la de Ginzo de Limia y en la de Frontón-Herbedeiro, la esquistosidad principal corresponde a la originada durante la Fase 2 (S_2) y que, salvo algunas excepciones que a continuación se mencionarán, en el resto de los materiales metamórficos la esquistosidad presente corresponde a la formada durante la Fase 1 (S_1).

El flanco O. de la Sinforma de Forcarei muestra una esquistosidad que, de acuerdo con MARQUINEZ (1984), corresponde a la suma de la S_3 más la S_2 . En la mitad N. del núcleo de la Sinforma de Verín la esquistosidad que se observa también corresponde con una S_3 (ALONSO & RODRIGUEZ FERNANDEZ, 1982). En las proximidades del cabalgamiento basal del Dominio Esquistoso de Galicia-Tras-os-Montes, la esquistosidad principal corresponde a la S_2 .

Cabe por último mencionar la presencia esporádica en el Dominio del Caurel y en el sector O. de éste, dentro de la esquina NE. de la Hoja, de una esquistosidad de crenulación intensa, probablemente en relación con la etapa extensional que afecta a veces profundamente a la principal que en esta región es la S_1 .



ESCALA GRÁFICA

10 0 10 20 30 Km



$Sp = S_1$



$Sp = S_2$



$Sp = S_3$

Sp: Esquistosidad principal

Fig. 23.- Esquema de la distribución de las esquistosidades en las rocas metamórficas.

Sobre la esquistosidad principal, a veces se desarrolla una crenulación que puede llevar esquistosidad asociada. Normalmente esta corresponde a la Fase 3, aunque en algunos casos también puede ser debida a los primeros estadios del desarrollo de la S_2 .

2.7. DEFORMACION POSTHERCINICA

Los depósitos terciarios que se han sedimentado en las cuencas de la presente Hoja se adaptaron a un sustrato formado por materiales de edad paleozoica. Este sustrato adopta una disposición denominada por BIROT et al. (1954) **teclas de piano**, la cual consiste en una morfología formada por **grabens y horsts**.

La naturaleza de las fallas, que delimitan los **grabens y horsts** no ha sido estudiada en el presente trabajo, pero observaciones realizadas en los sedimentos que rellenan las cuencas nos permiten aventurar alguna solución.

Estas observaciones son:

a) Las cuencas no son retazos de una cuenca de mayores dimensiones, que se ha ido erosionando y de la cual solo se conservan retazos, situados en áreas topográficamente deprimidas, sino que son cuencas individuales, independientes las unas de las otras.

b) Se han rellenado mediante abanicos aluviales, los cuales se han preservado íntegramente, conservándose tanto sus facies más de borde como las más distales, incluso áreas palustres. Es decir funcionaron como un sistema sedimentario cerrado, sin apenas pérdida de materiales.

c) Los abanicos aluviales y las áreas palustres se disponen paralelos a los bordes de las cuencas.

d) Los sedimentos alcanzan un gran espesor en relación con la escasa extensión superficial de las cuencas. Así se supera en todas las cuencas una potencia superior a varios centenares de metros (IGME, 1981, 1982).

No se observa un movimiento lateral en los cambios de facies, sino un acrecimiento en la vertical de las facies.

e) El contorno de las cuencas viene delimitado por fallas de dirección NE-SO, NO-SE, ONO-ESE, ENE-OSO y E-O.

Lo anteriormente expuesto nos sugiere según OLMO SANZ (en prensa) que las fallas, o algunas de ellas, que limitan las cuencas tienen un fuerte componente de cizallamiento **strike-slip faults**. Estas fallas al actuar, produjeron, bien debido a la curvatura de su trazado, bien debido a la divergencia de dos de ellas, una combinación de fenómenos transcurrentes y extensivos que son conocidos por **transtensión**, los cuales tuvieron como consecuencia la formación de cuencas sedimentarias cerradas. Estas cuencas que tienen una gran acumulación de sedimentos son conocidas en la bibliografía inglesa como **pull apart basin**.

La cuenca de Bierzo, que se encuentra próxima a las descritas, ha sido originada según HERAIL & SOULA (en prensa), mediante la actuación de fallas en dirección.

Por otro lado, dado que los sedimentos de edad terciaria, están constituidos en gran parte por materiales muy plásticos como son las arcillas y lignitos o saturados en agua como son

las arenas, trae como consecuencia, al actuar sobre ellos los esfuerzos tectónicos, producidos por las reactivaciones de las fallas, la inyección de unos materiales dentro de otros, bien por procesos de escape de agua, bien por fenómenos tiorrópicos. El resultado final es encontrar, a veces, unos materiales deformados y plegados, cuya deformación no se debe en exclusiva, a la acción directa de un esfuerzo tectónico sino que es una consecuencia de éste.

3. PETROLOGIA

3.1. METAMORFISMO

3.1.1. Metamorfismo regional

Los materiales metasedimentarios, metavulcánicos, ortogneisicos etc., representados en el área que comprende la Hoja han sido afectados por un metamorfismo regional progrado, simultáneo a la deformación hercínica, que va desde la epizona (zona de la clorita) a la catazona (zona de la sillimanita + feldespato potásico) en algunos lugares (áreas de Celanova-Bande, La Cañiza, Lóbulo de Codeseda, etc.).

En general parecen superponerse un metamorfismo regional progrado y un plutonometamorfismo posterior que corta a las zonas del primero claramente en algunos puntos si bien en otros resultan muy difíciles de separar.

En base a los minerales índice presentes en los metasedimentos se han distinguido las siguientes zonas, limitadas por la aparición de cada uno de estos minerales (Fig. 24).

- Zona de la clorita-cloritoide
- Zona de la biotita
- Zona del granate
- Zona de la estauroilita
- Zona de la andalucita
- Zona de la sillimanita
- Zona de la sillimanita + feldespato potásico

Estas zonas son las mismas que GONZALEZ LODEIRO et al. (1982) observan en la Hoja nº8 (2-2) del Mapa Geológico de España a escala 1:200.000 (LUGO), así como las que MARTINEZ CATALAN, (1981) y GONZALEZ LODEIRO et al. (1982) observan en el Domo de Lugo y suponen una prolongación hacia el S. de las mismas.

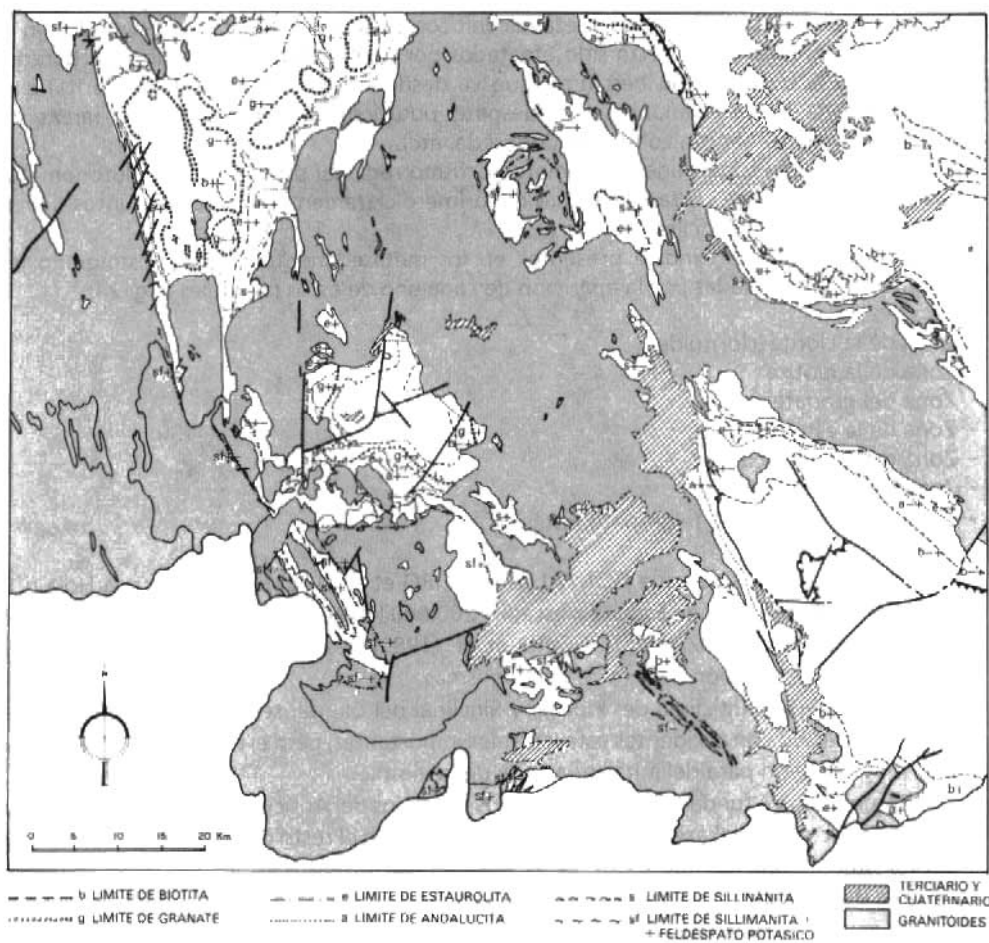
En algunos lugares (Anticlinal del Piornal y Sinclinal del Caurel) se observa la presencia de distena en relación con accidentes estructurales importantes, pero el número de observaciones es muy pequeño para delimitar una zona de la misma.

El cloritoide aparece fundamentalmente en los dominios del Anticlinorio del Ollo de Sapo y del Caurel así como en el área de la Sinforma de Verín. En el resto de las áreas está solo muy esporádicamente representado.

En el área de la Sinforma de Verín no ha sido posible diferenciar la zona del granate, puesto que este mineral solamente se ha encontrado en unas pocas localidades y en algunas de ellas, además, su presencia parece estar condicionada fuertemente por la litología.

Como se puede observar en el mapa de zonas metamórficas (Fig. 24) existe un cierto paralelismo entre las distintas zonas representadas, que se adaptan globalmente a las estructuras mayores de las áreas metamórficas, aumentando el grado metamórfico hacia los bordes de las mismas limitados por granitoides sincinemáticos hercínicos.

La andalucita, y en algunos casos la sillimanita, delimitan en todos los casos salvo en el área de Frontón-Herbedeiro una zona totalmente paralela a los contactos de los granitos de dos micas peraluminicos y cortan muy a menudo a las demás zonas del metamorfismo regional progrado.



3.1.1.1. Zona de la clorita-cloritoide

Se encuentra ampliamente representada en la mitad E. de la Hoja, ocupando la mayor parte de los dominios del Anticlinorio del **Olla de Sapo** y del Caurel así como una amplia superficie en el centro de la Sinforma de Verín. En la mitad O. del mapa ocupa la mayor parte del área central de la Cubeta de La Seara y un pequeño sector de unos pocos kilómetros cuadrados en el Área Esquistosa de Galicia Central en los alrededores del puerto de Paraño (ver Fig. 24).

Los niveles con cloritoide se encuentran en relación con rocas de composición apropiada (Capas de la Garganta, Pizarras de Luarca, Pizarras negras de la U. del Invernadeiro y Capas de los Montes en el Dominio del Anticlinal del **Olla de Sapo**; y algunos niveles de los Grupos de Nogueira y Paraño en la Sinforma de Verín).

Las asociaciones minerales presentes en las metapelitas y metasamitas de esta zona son las siguientes:

- 1) cuarzo + moscovita
- 2) cuarzo + clorita + moscovita
- 3) cuarzo + moscovita + cloritoide + clorita
- 4) cuarzo + moscovita + cloritoide
- 5) cuarzo + moscovita + albita
- 6) cuarzo + moscovita + clorita + albita

Todas ellas suelen ir acompañadas de minerales opacos y como minerales accesorios suelen llevar además circón, rutilo, apatito y turmalina.

En otros tipos de rocas como las cuarcitas aparecen las asociaciones 1 y 2 siendo la 1 la más frecuente y además dos asociaciones no presentes en las demás litologías.

- 7) cuarzo + moscovita + cloritoide ± distena
- 8) cuarzo + moscovita + distena

mientras que en las metavulcanitas suele aparecer únicamente la 1.

Las asociaciones más frecuentes son la 1 y la 2, presentes en todas las áreas. Las asociaciones con cloritoide son muy frecuentes en los dominios del Anticlinorio del **Olla de Sapo** y del Caurel y en el área de la Sinforma de Verín y solo puntualmente aparecen en la Cubeta de La Seara. El cloritoide presenta un fuerte control litológico encontrándose solo en los niveles negruzcos más **carbonosos**.

Los paregénesis con albita se presenta sobre todo en el Área Esquistosa de Galicia Central y también en la Cubeta de La Seara.

La clorita en el Área Esquistosa de Galicia Central y en la Cubeta de La Seara se puede presentar como pequeños cristales alargados o elipsoidales paralelos a veces a la esquistosidad principal (S_2) y otras rodeados por ella. En ocasiones se ven cloritas paralelas a una esquistosidad anterior a la principal (S_1), crenulada por esta.

En el área que abarca los dominios del Anticlinorio del **Olla de Sapo** y del Caurel y el área de la Sinforma de Verín se presentan a veces como pequeños cristales entre 0,1 y 0,2 mm a veces anteriores a la esquistosidad principal, pudiendo ser heredados de origen sedimentario o producto de un incipiente metamorfismo previo a la esquistosidad principal. En otros casos son cristales sintectónicos.

En todo el ámbito de las hojas se pueden observar blastos de clorita de mayor tamaño posteriores a la Fase 3 de deformación hercínica con una disposición a veces radial.

Algunas paragénesis con cuarzo y moscovita son micacitas que presentan frecuentemente turmalina y poco cuarzo y representan niveles ricos en H_2O y volátiles.

La moscovita es un mineral común a todas las paragénesis y puede definir a todas las esquistosidades presentes, sobre todo a la S_1 y S_2 . También se presenta como microporfiroblastos de pre a sincinemáticos respecto a la esquistosidad principal al igual que la clorita.

Las asociaciones con distena (7 y 8) aparecen únicamente en cuarcitas en la parte N. del Dominio del Caurel, en el Sinclinal del Caurel y en el núcleo del Anticlinal del Piornal. En varias ocasiones las asociaciones con distena están distribuidas cerca de la Falla de Vivero o en las proximidades de las fallas del Chao de Couso y de las Cuestas de La Herreria.

Las calizas y dolomías presentes en esta zona solo presentan una recristalización de la textura en mosaico.

En los gneises de la Formación **Ollo de Sapo** en esta zona se presenta moscovita y a veces clorita.

3.1.1.2. *Zona de la biotita*

Ocupa una extensión amplia especialmente en los sectores centrales del Área Esquistosa de Galicia Central. En el resto de las áreas metamórficas se encuentra rodeando a la zona de la clorita-cloritoide, constituyendo una franja subparalela a los contactos de los granitos de dos micas peraluminicos (Fig. 24), salvo en dos franjas alargadas que están en relación con la Falla de Vivero y el núcleo del Anticlinal del Piornal.

Las asociaciones minerales presentes en las metapelitas y metasamitas de esta zona son las siguientes:

- 1) cuarzo + moscovita + biotita
- 2) cuarzo + moscovita + clorita + biotita
- 3) cuarzo + moscovita + biotita + plagioclasa
- 4) cuarzo + moscovita + biotita + clorita + plagioclasa
- 5) cuarzo + moscovita + cloritoide + biotita
- 6) cuarzo + moscovita + clorita + cloritoide + biotita

Las asociaciones más frecuentes en todas las áreas son la 1 y la 2. Las asociaciones con plagioclasa (en general albita y a veces oligoclasa) se encuentran sobre todo en el Área Esquistosa de Galicia Central (MARQUINEZ & KLEIN, 1982 a y b, MARQUINEZ, 1984) y a veces en la Cubeta de La Seara.

Las asociaciones con cloritoide se encuentran en las áreas de la Sinforma de Verín y de los dominios del Anticlinorio del **Ollo de Sapo** y del Caurel aunque son muy poco frecuentes y en ellas la cantidad de biotita es muy pequeña.

La asociación 2 marca la entrada de la isograda de la biotita. Este hecho se ve bien en el Anticlinal del Piornal donde la biotita se nuclea y crece sobre blastos de clorita anteriores.

En las cuarcitas se observan las asociaciones 1, 2 y 3 y una asociación del tipo:

- 7) cuarzo + epidota + biotita

observable en la Sinforma de Verín, así como en las rocas del Grupo de Lalín-Forcarei en la Area Esquistosa de Galicia Central.

Los minerales accesorios presentes, tanto en las metapelitas y metasamitas como en las cuarcitas son: minerales opacos, circón, turmalina y rutilo.

En las metavulcanitas y en la formación porfiroide del **Ollo de Sapo** la asociación predominante es la 1 y en ocasiones aparece una asociación de solamente cuarzo y moscovita. Suele presentar como accesorios: opacos, circón, turmalina, rutilo y apatito. En la Formación **Ollo de Sapo** la biotita pasa de ser cristales aislados alotriomorfos de pequeño tamaño al comienzo de la zona a grandes porfiroblastos de hasta 2 mm en las partes de mayor grado. Tienden a situarse en torno de los cristales de cuarzo y plagioclasa.

3.1.1.3. *Zona del granate*

Se presenta bordeando a la zona de la biotita, aunque su geometría en algunas zonas es irregular debido al carácter restrictivo que tiene este material hacia ciertas composiciones químicas de la roca, lo que lleva incluso a que esta zona no sea representada en el área de la Sinforma de Verín, donde solo se ha encontrado granate en una pocas localidades y con un fuerte condicionante litológico.

La representación más amplia de la zona del granate se encuentra en el Area Esquistosa de Galicia Central y se prolonga hacia el S. entre los macizos graníticos de Avión y Ribadavia. En la Cubeta de La Seara está constituida por una franja que rodea a la zona de la biotita y es cortada por los macizos graníticos postcinemáticos de Ribadavia y Orense. En su sector SO. la aparición de granate coincide con la aparición de estaulolita.

Por otra parte la zona del granate también está representada en el sector NE. del Dominio Esquistoso de Galicia-Tras-os-Montes situado al N. del macizo granítico de Chantada-Taboada, en contacto con el mismo, y en el sector S. de la Sinforma de Monforte (Dominio del Anticlinorio del **Ollo de Sapo**) próximo a los granitoides de San Juan del Río.

Las asociaciones minerales presentes en las metapelitas y metasamitas de esta zona son las siguientes:

- 1) cuarzo + moscovita + biotita + granate
- 2) cuarzo + moscovita + biotita + granate + plagioclasa
- 3) cuarzo + biotita + granate
- 4) cuarzo + moscovita + biotita
- 5) cuarzo + moscovita + clorita + biotita
- 6) cuarzo + moscovita + granate

En la Sinforma de Verín se ha observado la asociación cuarzo + clorita + biotita + granate. Como minerales accesorios se observan sobre todo minerales opacos, circón y turmalina, y en menores cantidades apatito y rutilo.

La asociación más frecuente es la 1; la 2 se encuentra sobre todo representada en el Area Esquistosa de Galicia Central y la 6 solo se halla representada ocasionalmente al N. de la Falla de las Cuestas de La Herrería.

En las cuarcitas se presentan principalmente las asociaciones 1, 2 y 4 y solo en el área situada al N. de la granodiorita de Chantada-Taboada se presenta la asociación 6.

En las metavulcanitas la única asociación mineral presente es la 4 en la que no está presente

el granate; apareciendo como minerales accesorios: opacos, circón, apatito, turmalina y en ocasiones epidota.

En las rocas calcosilicatadas se presenta la asociación siguiente:

7) cuarzo + plagioclasa + anfíbol \pm granate \pm piroxeno + esfena

3.1.1.4. *Zona de la estaurolita*

Se presenta en general rodeando a la zona del granate con su límite superior paralelo al de la zona del mismo, salvo en el área de la Sinforma de Verín en que es paralelo al de la zona de la biotita, ya que no se ha representado zona del granate.

Su máxima extensión se presenta en el Área Esquistosa de Galicia Central, dentro del Dominio Esquistoso de Galicia-Tras-os-Montes. En una parte del Sector S. de la Cubeta de La Seara su aparición coincide con la del granate. Asimismo aparece en una franja que bordea el macizo granítico de Penagache y en un sector de los metasedimentos enclavados en la Alineación granítica de Allariz al NO. de la cuenca de Ginzo de Limia. En el área de Frontón-Herbedeiro se presenta como un sector alargado NNO-SSE en la parte S. del mismo, mientras que en el de la Sinforma de Verín se presenta como una banda estrecha en el flanco N. del mismo.

En el Dominio del Anticlinorio del **Olla de Sapo** la zona de la estaurolita es una franja paralela al contacto del granito al S. de la Cuenca de Monforte, que dado el control composicional de la aparición de este mineral es imprecisa. En las zonas de facies **Olla de Sapo** en que no se ha dibujado deben haber existido condiciones de estaurolita estable, ya que en las zonas próximas al macizo granítico de Puebla de Trives aparece sillimanita estable.

Se han encontrado las siguientes asociaciones minerales en las metapelitas y metasamitas de esta zona:

- 1) cuarzo + moscovita + biotita + estaurolita
- 2) cuarzo + moscovita + biotita + granate + estaurolita
- 3) cuarzo + moscovita + biotita + plagioclasa + estaurolita
- 4) cuarzo + moscovita + biotita + granate + plagioclasa + estaurolita
- 5) cuarzo + moscovita + clorita + biotita + granate + plagioclasa + estaurolita
- 6) cuarzo + moscovita + estaurolita
- 7) cuarzo + biotita + granate + estaurolita
- 8) cuarzo + moscovita + biotita

En el Área Esquistosa de Galicia Central existen asociaciones con estaurolita del tipo:

- 9) cuarzo + moscovita + biotita + estaurolita \pm clorita \pm plagioclasa \pm granate

La asociación más frecuente es la 1. Las asociaciones con plagioclasa se presentan sobre todo en este área del Dominio Esquistoso de Galicia-Tras-os-Montes, y la plagioclasa es oligoclasa.

La asociación 6 solo se ha visto en el área de Frontón-Herbedeiro, mientras que la 8 se ha

visto en este área y en el Dominio del anticlinorio del **Olló de Sapo**. En este último se presenta en intercalaciones esquistosas dentro de la Formación **Olló de Sapo** y la biotita se presenta en poiquiloblastos zonados de 1-2 mm. algo recrecidos desde a post-esquistosos con inclusiones de opacos finos y turmalina.

En las litologías cuarcíticas la asociación más frecuente es la 8 aunque también se presenta la 9.

En las metavulcanitas del Dominio Esquistoso de Galicia-Tras-os-Montes, la aparición más frecuente es la 8.

En las rocas calcosilicatadas se presentan asociaciones del tipo:

10) cuarzo + plagioclasa + anfíbol + esfena \pm granate \pm clinopiroxeno

3.1.1.5. *Zona de la andalucita*

Aunque en el mapa de zonas metamórficas (Fig. 24) se ha representado una sola zona de la andalucita que incluye tanto a las generadas por el ascenso **telescoping** de los granitos sincinemáticos mesozonales como las producidas por el metamorfismo de contacto de los granitoides postcinemáticos epizonales, debido a la dificultad de representar zonas diferentes con precisión, aquí hablaremos solamente de las asociaciones con andalucita generadas por los granitos sincinemáticos mesozonales.

La andalucita es estable en áreas próximas a estos granitoides siendo su límite superior paralelo, en amplios sectores, a los de las zonas anteriores, mientras que en otros es oblicuo, llegando a cortar distintas zonas como la del granate en el Área Esquistosa de Galicia Central, la de la biotita en el área de la Sinforma de Verín y la de la clorita-cloritoide en el Dominio del Anticlinorio del **Olló de Sapo**.

La extensión de la zona es muy variable pudiendo ser muy amplia, como en el sector NO. del Área Esquistosa de Galicia Central o muy estrecha y paralela a los bordes graníticos, como en la Cubeta de La Seara. En el área de Frontón-Herbedeiro se sobrepone totalmente a la zona donde aparece estauroлита sin sillimanita, mientras que fuera de ella en una amplia zona está representada coexistiendo con sillimanita.

Se observa una relación entre la litología y el desarrollo de estas andalucitas llegando a observarse verdaderos esquistos andalucíticos, como en las filitas del Ordovícico inferior de la Unidad de los Montes del Invernadeiro y dentro del Dominio Esquistoso de Galicia-Tras-os-Montes en las filitas negras de la base del mismo en la Sinforma de Verín y en el área de Frontón-Herbedeiro.

Las asociaciones minerales que se han observado en esta zona son las siguientes:

- 1) cuarzo + moscovita + andalucita
- 2) cuarzo + moscovita + cloritoide + andalucita
- 3) cuarzo + moscovita + biotita + andalucita
- 4) cuarzo + biotita + andalucita \pm estauroлита \pm granate
- 5) cuarzo + moscovita + granate + andalucita
- 6) cuarzo + moscovita + biotita + andalucita \pm estauroлита \pm granate \pm plagioclasa

Estas asociaciones se suelen presentar en litologías pelíticas mientras que en metacuarcitas y

metavulcanitas suelen observarse asociaciones sin andalucita, del tipo:

7) cuarzo + moscovita

8) cuarzo + moscovita + biotita

Las asociaciones más frecuentes son la 3 y la 6 con presencia de estaurolita. En las asociaciones en que están presentes andalucitas y estaurolitas (4 y 6) se observa en general que la estaurolita se encuentra como cristales reaccionales incluidos en blastos de andalucita que a veces llegan a sustituirla totalmente.

La plagioclasa cuando está presente es oligoclasa.

Las asociaciones minerales presentes en esta zona, como ya han puesto de manifiesto autores precedentes parecen indicar una superposición de paragénesis propias de la zona de la andalucita con paragénesis desestabilizadas propias de las zonas anteriores a las que se sobrepone la andalucita. Esto unido al hecho de sustitución de estaurolita por andalucita, parece indicar un cambio en las condiciones del metamorfismo progrado, cuyo gradiente pasa de ser de una presión intermedia a ser de baja presión probablemente condicionado por un ascenso de la temperatura, condiciones propias de un plutonometamorfismo o un metamorfismo de contacto, que darán lugar a la zona de la andalucita y a la de la sillimanita, que a continuación se describe.

3.1.1.6. *Zona de la sillimanita*

Se encuentra representada tanto en la Zona de Galicia-Tras-os-Montes (Dominio Esquistoso de Galicia-Tras-os-Montes) como en la Zona Centro Ibérica (Dominio del Anticlinorio del **Ollo de Sapo**), estando ausente de la Zona Asturoccidental-Leonesa (Dominio del Caurel).

En general son bandas estrechas que se disponen a lo largo de los bordes de los macizos graníticos sincinemáticos en contacto con ellos. En algunos casos como el área de Frontón-Herbedeiro se presenta en una amplia zona limitada por granitos sincinemáticos.

En esta zona coexisten estables moscovita y sillimanita.

El hecho de que esta zona en general rodee a los macizos graníticos sincinemáticos, así como la existencia de contactos netos intrusivos de los granitos sobre el encajante y el hecho ampliamente extendido en la Hoja y en el Hercínico en general (MARTINEZ, 1974; GIL IBARGUCHI, 1978; MARQUINEZ, 1984) de que la sillimanita se nuclea en torno a láminas de biotita, dando lugar a haces o madejas de fibrolita, parecen indicar que la cristalización de la sillimanita al igual que gran parte de la andalucita se debe a la acción de un plutonometamorfismo. Este evento, con un gradiente de más baja presión y mayor temperatura, se superpone al gradiente de presión intermedia anterior, debido a la intrusión de granitoides peraluminicos y calcoalcalinos entre la segunda y tercera fase de deformación e incluso a comienzos de la Fase 3.

En el mapa de zonas metamórficas y en las asociaciones minerales de esta zona no hemos incluido algunas paragénesis con sillimanita prismática en relación con cordierita y a veces andalucitas y feldespato potásico que están ligadas al metamorfismo de contacto de los granitoides postcinemáticos.

Las asociaciones minerales presentes en esta zona son para las metapelitas y metasamitas:

- 1) cuarzo + moscovita + biotita + sillimanita
- 2) cuarzo + moscovita + biotita + sillimanita \pm granate \pm estaurolita \pm plagioclasa
- 3) cuarzo + biotita + sillimanita
- 4) cuarzo + moscovita + biotita + andalucita + sillimanita
- 5) cuarzo + moscovita + biotita + andalucita + sillimanita \pm plagioclasa \pm granate \pm estaurolita
- 6) cuarzo + moscovita + biotita + plagioclasa + estaurolita + granate + cordierita + sillimanita
- 7) cuarzo + moscovita + biotita + granate

Las asociaciones 1, 2 y 4 representan paragénesis propias de esta zona, mientras que la 2 y 5 muestran una superposición de paragénesis de esta zona y de la de la andalucita con las zonas anteriores pertenecientes a un metamorfismo regional progrado de presión intermedia. Al igual que en la zona de andalucita, en las asociaciones en que están presentes ésta y la estaurolita, la última está desestabilizada y se presenta a menudo como cristales reaccionales incluidos en los cristales de andalucita. La asociación 6 se ha visto en niveles esquistosos del Dominio del Anticlinal del **Olla de Sapo**. Como ya se ha indicado la sillimanita que es de tipo fibrolítico, se nuclea muy a menudo en torno a láminas de biotita posteriores a la Fase 2 y no se ha visto en ninguna ocasión crecer sillimanita a partir de cristales de estaurolita. En las cuarcitas presentes en esta zona se han observado las asociaciones 2, con granate, 3 y 4 y además:

- 8) cuarzo + moscovita + sillimanita

Y asociaciones sin sillimanita como:

- 9) cuarzo + moscovita + biotita
- 10) cuarzo + biotita + granate

siendo la más frecuente la asociación 9.

En las metavulcanitas la asociación 9 es también la más frecuente, aunque también se han observado en muy escasas láminas la 7 y la 1.

Las rocas calcosilicatadas presentan las siguientes asociaciones minerales en esta zona:

- 11) cuarzo + plagioclasa + anfíbol + esfena \pm biotita \pm granate \pm piroxeno
- 12) cuarzo + plagioclasa + piroxeno + granate + esfena

Por último los mármoles presentes en la zona presentan las asociaciones minerales:

- 13) calcita + diopsido + tremolita + cuarzo
- 14) calcita + diopsido + cuarzo

Como accesorios comunes en todas las litologías se presentan minerales opacos, circón

rutilo, apatito, turmalina y en menos ocasiones esfena. El apatito es más frecuente en rocas de carácter vulcanodetrítico y la esfena en rocas de tipo calcosilicatado.

3.1.1.7. *Zona de la sillimanita-feldespató potásico*

Se presenta en diversas áreas del Dominio Esquistoso de Galicia-Tras-os-Montes, como el sector NO. del Área Esquistosa Galicia Central, área de La Cañiza, áreas de Celanova-Bande y Parada de Riveira-Covas (al S. de la Cuenca de Ginzo de Limia) y sector SO. del área de Frontón-Herbedeiro. Además aflora la zona de sillimanita-feldespató potásico en un sector del flanco NE. de la Sinforma de Verín (Unidad de los Montes del Invernadeiro).

Esta zona se encuentra en relación con metasedimentos migmatizados y con numerosas inyecciones graníticas, así como en áreas de granitoides inhomogéneos. En ella es muy frecuente la presencia de poiquiloblastos de moscovita de origen secundario que engloban a veces sillimanita, a la que parecen reemplazar.

Se han observado las siguientes asociaciones minerales:

- 1) cuarzo + moscovita + biotita + feldespató potásico + sillimanita ± plagioclasa
- 2) cuarzo + biotita + feldespató potásico + sillimanita ± plagioclasa
- 3) cuarzo + biotita + sillimanita + feldespató potásico
- 4) cuarzo + feldespató potásico + plagioclasa + sillimanita
- 5) cuarzo + feldespató potásico + sillimanita
- 6) cuarzo + biotita + sillimanita
- 7) cuarzo + moscovita + biotita + feldespató potásico + plagioclasa
- 8) cuarzo + biotita + feldespató potásico
- 9) cuarzo + moscovita + biotita + plagioclasa + granate

El granate que está presente en alguna asociación mineral (9) se comporta como una fase inerte estando a veces blindado en otro mineral.

3.1.1.8. *Metamorfismo retrogrado*

Se produce en relación con las últimas fases de replegamiento hercínicas y posteriormente a ellas. Asimismo podrían existir procesos de retrogradación en relación con el cabalgamiento del Dominio Esquistoso de Galicia-Tras-os-Montes e incluso otras zonas de cizalla, que no han podido ser puestas de manifiesto claramente.

Se manifiesta por una cloritización del granate y de la biotita y a veces parcialmente de la estaurolita, pudiéndose observar también crecimientos de clorita reducidos.

Otro aspecto característico de este metamorfismo es la sericitización de plagioclasas, estaurolita, andalucita y sillimanita, que llega a ser total, sobre todo en estaurolitas y andalucitas. La sillimanita, tanto la fibrolita como los tipos prismáticos, relictos en blastos de moscovita tardía, son sericitizados y a veces sustituidos parcial o totalmente por un filosilicato de color rosa posiblemente clorítico, dando lugar a unas pseudomorfosis características de sericitas y a veces de este último mineral incluidas en blastos de moscovita.

En las rocas calcosilicatadas se observa la formación de epidota/clinozoisita en relación con este metamorfismo.

3.1.2. Metamorfismo de contacto

Todos los grupos graníticos distinguidos en la Hoja provocan metamorfismo de contacto sobre los materiales encajantes, que se superponen al regional. Las facies que aparecen van desde las corneanas albiticas de bajo grado, hasta las piroxénicas de alto grado. Los grupos de los granitoides biotíticos precoces y de los granitoides postcimenáticos son los que mayor intensidad de metamorfismo producen. Por su parte, los granitos de dos micas peraluminicos dan aureolas térmicas que se consideran generalmente de bajo grado, ya que no se ha considerado la formación de sillimanita regional como producto del metamorfismo térmico, aunque la misma está claramente condicionada por el ascenso de los magmas peraluminicos, y el efecto plutonometamórfico asociado. Estas aureolas se hacen visibles en campo, bien como recrystalizaciones corneánicas o como texturas mosqueadas y fenómenos de moscovitización.

Por grupos graníticos, las características más relevantes de este tipo de metamorfismo se indican a continuación.

3.1.2.1. *Granitoides calcoalcalinos predominantemente biotíticos (granitoides precoces).*

En todos los macizos individualizados se hace patente, tanto en campo como en microscopio, la existencia de recrystalizaciones térmicas impuestas por la intrusión granítica. Como macizos más representativos del grupo en los que puede observarse este efecto de una manera clara, se describirán las aureolas del Macizo de Chantada-Taboada y del Macizo de Puebla de Trives. En el resto de los macizos también se hacen patentes los efectos térmicos, bien en forma de texturas muy mosqueadas con grandes prismas andalucíticos (p.e. Macizo de Majada Cerveira) o con paragénesis muy recrystalizadas.

Macizo de Chantada-Taboada

El área donde se observa claramente los efectos de contacto de la intrusión de este macizo es el área NE. de la Hoja de Chantada (155) donde los granitos (facies con megacrystaltes) intruyen sobre los materiales encajantes compuestos en su mayoría por metapelitas y cuarcitas, con intercalaciones de anfíbolitas, vulcanitas ácidas y metasamitas.

El granito de Chantada-Taboada se emplaza, en su borde este, preferentemente en niveles de bajo grado metamórfico dentro de las zonas de granate y de la biotita, provocando un metamorfismo de contacto superpuesto al metamorfismo regional. Sólo en el borde sur, del macizo emplaza dentro de la zona de la sillimanita. Del estudio espacial de la distribución de las zonas metamórficas regionales, en relación con la geometría de la aureola de contacto, se puede concluir que este macizo corta discordantemente las zonas de la biotita, granate y sillimanita, llegando su emplazamiento hasta los niveles más bajos de la epizona. La anchura de la aureola varía desde 1 a 3 Km., siendo la anchura más frecuente la de 2 Km.

Las rocas de contacto son corneanas y esquistos mosqueados, con moscas micáceas subredondeadas de 1 a 2 mm. y porfiroblastos de quíastolita cuyos tamaños varían progresivamente

desde la zona más interna hasta la más externa. Así, en dos cortes transversales a la aureola, se ha podido comprobar que los cristales de quiasolita tienen tamaños de 2 cm. cerca del contacto, y de $1 \times 0,4 \times 0,3$ a incluso 1 mm. a 2 Km. del mismo. Igualmente, la recrystalización del resto de la paragénesis mineral es bastante mayor en las proximidades del contacto, donde la matriz llega incluso a perder la esquistosidad regional más antigua, produciéndose una textura granoblástica con débil orientación. Tanto los porfiroblastos de biotita como de moscovita, llegan a adquirir tamaños cercanos a los 8 mm.

Todos los materiales encajantes presentan dos claras y bien marcadas esquistosidades, siendo la primera de ellas del tipo continuo o **slaty cleavage** y la segunda de crenulación gradual discreta más o menos zonal. La edad de la primera es discutible pues puede ser atribuida a la Fase 1 ó 2. Por el contrario, la edad de la esquistosidad de crenulación (que en muchas ocasiones se constituye en principal) es de Fase 3. Del estudio petrográfico de las relaciones blasteis-deformación pertenecientes a la paragénesis de contacto se concluye que toda la recrystalización es sin-post-esquistosidad primera y pre- F_3 . Lo que hay que precisar, por tanto, es la edad exacta de la primera esquistosidad visible (que en algunos lugares parece la F_2) para situar correctamente el momento de la intrusión granítica.

Ante los efectos de la crenulación de F_3 , los porfiroblastos de quiasolita se comportan rígidamente, mientras que las moscas micáceas presentan microcrenulación sobreimpuesta. Las rocas donde mejor queda reflejado el efecto del metamorfismo de contacto son las metapelitas. Las asociaciones encontradas en ellas son:

- 1) cuarzo + moscovita + quiasolita
- 2) cuarzo + moscovita + biotita
- 3) cuarzo + moscovita + biotita + quiasolita
- 4) cuarzo + moscovita + biotita + quiasolita + cordierita
- 5) cuarzo + moscovita + biotita + feldespatos potásicos + quiasolita

Las dos primeras corresponden a filitas de la parte más externa de la aureola, dentro de la zona de clorita-cloritoide regional. El resto son esquistos mosqueados pertenecientes a la aureola interna, siendo la (3) la asociación más frecuente. La (5) solo aparece en una ocasión. Dentro de la zona de la sillimanita regional, los efectos del contacto han neoformado andalucita, hecho éste, que es dominante en el borde occidental del macizo.

Los únicos minerales que proceden exclusivamente del metamorfismo de contacto son la quiasolita y el feldespatos potásico, mientras que la moscovita y biotita proceden de dos efectos superpuestos, uno regional y otro de contacto. Separar estos dos procesos es difícil, sobre todo en las zonas de más alto grado regional, pero a grandes rasgos se puede afirmar que las procedentes por efecto de contacto dan porfiroblastos mayores, en muchos casos poiquiliticos. Por su parte las generadas por metamorfismo regional tienden a ser placas alargadas que marcan la textura lepidoblástica principal. Concretamente la moscovita desarrolla poiquiloblastos de 5 mm. en el área más interna del contacto que engloban a todos los demás minerales. Los efectos de esta **moscovitización** son patentes a distancias de hasta 2 Km. del borde de la intrusión. Por su parte, la biotita llega a alcanzar tamaños de 0,5 a 1 mm. La andalucita, en su mayor parte quiasolita, es el principal mineral producido por el metamorfismo de contacto. Se presenta en porfiroblastos idiomorfos rectangulares que, en ocasiones poseen un borde poiquiloblástico con inclusiones de cuarzos. El tamaño medio

más frecuente de estos prismas es el de 2 x 4 x 1 mm., con las variaciones expuestas anteriormente, según sea la proximidad o lejanía al contacto. Habitualmente esta alterada en los bordes a productos micáceos criptocristalinos, pero en muchas de las láminas está totalmente fresca. Aunque cristaliza precinemáticamente a la F_3 , los prismas de andalucita tienden a definir una ligera lineación, visible incluso en muestra de mano.

En los niveles cuarcíticos de la serie encajante, el único efecto producido por la intrusión granítica, es la recrystalización de cuarzo, y la nucleación incipiente de biotita intercristalina. En su borde occidental, el Macizo de Chantada-Taboada provoca metamorfismo térmico sobre los materiales del área de Frontón-Herbedeiro. Dado que estos materiales están en más alto grado de metamorfismo regional que los metasedimentos del borde oriental, resulta más difícil separar claramente las paragénesis de contacto. Como regla general, se observan paragénesis minerales representativas de facies de diferentes temperaturas. Las asociaciones minerales para metapelitas, metacuarzitas y algunas otras rocas de tipo meta-vulcánico son:

- 1) cuarzo + moscovita + biotita
- 2) cuarzo + biotita
- 3) cuarzo + moscovita + biotita + andalucita
- 4) cuarzo + biotita + andalucita
- 5) cuarzo + biotita + sillimanita
- 6) cuarzo + biotita + andalucita + sillimanita
- 7) cuarzo + biotita + sillimanita + feldespato potásico

Las dos primeras pertenecen a las facies de las corneanas de albita-epidota; la (3), (4), (5), y (6) a las facies de las corneanas hornbléndicas, y la (7) a las corneanas piroxénicas.

En los niveles calcosilicatados las asociaciones que se presentan son:

- 1) calcita + diopsido + wollastonita + grosularia
- 2) calcita + diopsido + wollastonita + grosularia + vesubiana

La presencia de wollastonita en estas asociaciones indica unas condiciones típicas de alta temperatura, propias de las corneanas piroxénicas.

Junto a estas rocas calcosilicatadas se han encontrado niveles fuertemente recrystalizados, compuestos por cuarzo, biotita, granate en cristales grandes redondeados, y un mosaico granoblástico de apatitos.

Estas rocas, incluyendo las que llevan vesubiana, se localizan en la parte SE. del contacto, cerca de Frontón, ya dentro de la Hoja de Nogueira de Ramuín (183). También en esa área, y como prueba de la intensa recrystalización que sufren los materiales en esa zona, aparecen metapelitas con grandes prismas sillimaníticos, que no han sido vistos en el resto del área de Frontón-Herbedeiro.

Macizo de Puebla de Trives

Principalmente se manifiesta por el borde N. y E. sobre las formaciones del **Olla de Sapo** y sobre los frecuentes megaenclaves de estos mismos materiales que se encuentran dentro de

él. Hay también niveles oscuros de esquistos corneánicos intercalados en el **Olló de Sapo** que han sido fuertemente recrystalizados por la intrusión.

El efecto del metamorfismo de contacto se superpone al regional resultando a veces difícil diferenciar los efectos de uno y otro metamorfismo. Ya desde la zona del granate comienzan a verse los efectos más externos de este metamorfismo, aunque las recrystalizaciones más intensas corresponden a la zona de la sillimanita y estaurólita. En estas últimas zonas resulta algo problemático separar los minerales neoformados por el efecto de contacto de los ya existentes regionalmente. Dentro del **Olló de Sapo**, en la parte más cercana al plutón granítico, la recrystalización de encajante es tan intensa que provoca, en varias ocasiones, la pérdida del carácter porfídico, por el aumento del tamaño de grano de la mesostasis. Las asociaciones minerales más frecuentes encontradas son:

cuarzo + moscovita + biotita + sillimanita + andalucita

cuarzo + biotita + sillimanita ± andalucita

cuarzo + moscovita + biotita + sillimanita + cordierita + andalucita

cuarzo + biotita + sillimanita + cordierita

En estas asociaciones no se ha encontrado prácticamente nada de feldespato potásico; sin embargo, la plagioclasa está siempre presente en porfiroblastos grandes, en parte heredados de la composición original.

Las asociaciones sin cordierita se dan mayoritariamente en las facies del **Olló de Sapo**, mientras que las cordieríticas corresponde a los niveles corneánicos de esquistos biotíticos.

En la distribución espacial de estas asociaciones se observa una cierta zonalidad mineral. Las que llevan andalucita tienden a situarse en el área de lo que es la aureola de contacto en sí, o en las zonas más externas de los megaenclaves, mientras que las que presentan cordierita lo hacen preferentemente, en los enclaves situados en las partes más internas de macizo. También la sillimanita es más abundante en este núcleo, presentándose en abundantes madejas fibrolíticas que se encuentran ausentes en las corneanas exteriores.

La cordierita, generalmente, está muy fresca (a veces con macla sectorial) con solo ligeras alteraciones sericiticas en sus bordes, e incluye, a veces, relictos de estaurólita, aunque lo normal es que se presenten en grandes poiquiloblastos post-S₂. Igualmente incluyen biotitas y moscovitas de la esquistosidad lepidoblástica, y opacos y plagioclasas de la mesostasis.

3.1.2.2. *Granitos peraluminicos de dos micas y moscovíticos*

El metamorfismo térmico provocado por estos granitos es un hecho patente y generalizado en todos los contactos de sus unidades. Como cabe esperar, es más evidente, en las áreas donde las intrusiones alcanzan niveles de meso y epizona. Prácticamente en ninguna ocasión se superan las condiciones correspondientes a las corneanas de albita-epidota, aunque solo un estudio más exhaustivo podría confirmar este extremo. La extensión de las aureolas es variable en función de la geometría del contacto, pero generalmente es de pequeñas dimensiones, no superando los 200-300 m.

Realmente los efectos propiamente de contactos y los provocados por el metamorfismo inducido por el ascenso del domo térmico (plutonometamorfismo) son, por ahora, difíciles de separar, además de estar aún insuficientemente investigados.

El fenómeno petrológico más característico es la moscovitización generalizada que **empapa** los metasedimentos encajantes, y que se traduce en la neoformación de grandes poiquiloblastos de moscovita (a veces mayores de 1 cm.) con disposiciones ligeramente desorientadas respecto a la esquistosidad principal en cada caso. Estos poiquiloblastos engloban al resto de los minerales y en ellos, a veces, es donde se encuentran algunas fibras de sillimanita relicta. Conjuntamente con la moscovitización y, dependiendo de la intensidad del metamorfismo, así como de la naturaleza del encajante, se neoforma biotita y andalucita. Esta última se nuclea densamente en los niveles más favorables, produciendo típicas texturas mosqueadas en las que los prismas suelen ser de menor tamaño que los que aparecen en los granitoides precoces. Ejemplos de estas texturas mosqueadas son muy frecuentes y pueden verse en torno a los macizos de Dozón, Beariz, Castro Caldelas y Villardeciervos, entre otros.

Como descripciones detalladas de algunas particularidades de estas aureolas, se analizarán en continuación las producidas por los macizos de Castro Caldelas y Beariz.

Los granitos del Macizo de Castro Caldelas intruyen, por el norte, sobre esquistos con granate y, a veces, con estauroilita. El efecto de contacto provoca texturas mosqueadas con gran cantidad de prismas andalucíticos alargados, con longitudes mayores entre 1,5 y 3 cm., y anchuras de 6 mm. La asociación mineralógicas más frecuente que se forma en las metapelitas es: cuarzo-moscovita-biotita-andalucita.

La andalucita está en porfiroblastos bastante alterados a productos micáceos finos (tipo sericitita) e incluye, a veces, granos pequeños de cuarzo. De manera general suele estar a su vez englobada por blastos de moscovita post-S principal, con algún núcleo pre. Por encima de la andalucita hay neoformación de biotita. La aparición espacial de la andalucita es grande, y llega incluso a verse dentro de la zona de la biotita.

El caso de la aureola del Macizo de Beariz es semejante al anterior, salvo la circunstancia de formarse cloritoide por encima de la andalucita. Los esquistos encajantes están claramente recrystalizados y toman un color negruzco intenso. Sólo en los niveles más arcillosos se desarrollan intensas texturas mosqueadas, con abundantes prismas idiomorfos de andalucita que se sitúan en el plano de la esquistosidad principal, pero sin orientación marcada. Petrográficamente, se observa que la mineralogía neoformada es biotita y moscovita (en grandes blastos). Por su parte, los prismas andalucíticos están totalmente transformados a un agregado sericitico-moscovítico sobre los que se nuclean prismas cortos y subidiomorfos de cloritoide maclado. Junto a estos agregados hay opacos finos dispuestos linealmente que continúan fuera del cristal dentro de la mesostasis. Esta aparición de cloritoide en una aureola de contacto es un caso muy excepcional en la literatura petrológica y, concretamente en Galicia, ya que sólo se conoce su presencia en la aureola del Macizo de Forgoselo. También en Beariz, y acompañando a la recrystalización mencionada, hay ligeros procesos de silificación, turmalinización y, parece, que de formación de apatito.

3.1.2.3. *Granitoides postcinemáticos*

En todos los macizos postcinemáticos de la Hoja, incluidos los pórfidos granodioríticos, aparece un marcado efecto término de contacto que en ocasiones presenta características petrológicas excepcionales. Por término general, la aureola suele tener una anchura inferior a 600 m., y se desarrolla sobre todo tipo de rocas encajantes existentes (metasedimentos

granitos de dos micas sincinemáticos, etc). El emplazamiento de las masas graníticas se hizo en condiciones epizonales, cuando el encajante estaba ya bastante enfriado, lo cual favorece el contraste metamórfico impuesto por el efecto de la intrusión. Debido a este efecto se producen corneanas fuertemente recrystalizadas que, sobre las metapelitas-metasamitas encajantes, provoca la neoformación de andalucita, sillimanita, biotita, moscovita, cordierita, feldespato potásico, corindón y espinela, en asociaciones mineralógicas propias de las facies hornbléndicas y piroxénicas (Fig. 41, 42 y 43). En lo que respecta a los cambios sufridos por los granitos de dos micas encajantes, es un hecho que ha pasado hasta ahora desapercibido. Han sido BARRERA et al. (1985) los que estudian por primera vez las transformaciones habidas en ellos. Básicamente, y según estos autores, las micas del granito se desestabilizan, deshidratándose progresivamente para dar silicatos y óxidos aluminicos del tipo andalucita, sillimanita, corindón y espinel verde, los cuales se agrupan según microagregados que sustituyen de manera pseudomórfica a los cristales de biotita. **De visu**, el granito se empobrece en moscovita, dando el aspecto de ser un granito solo biotítico. El resto de los minerales, cuarzo y feldespatos, también recrystalizan, dando un mosaico de cristales limpios, sin ninguna extinción ondulante y con puntos triples propios de los procesos metamórficos. A grandes rasgos hay una ligera zonación de facies de mayor a menor temperatura, desde las zonas próximas a las alejadas del contacto, cuya delimitación exacta está aún por precisar.

Solo de manera simple y general vamos a describir algunas de las características más destacadas de las asociaciones minerales vistas en las aureolas de cada uno de los macizos.

En el Macizo de Crespos, los esquistos que lo rodean en algunos de sus puntos, se transforman en corneanas piroxénicas, con neoformación de fibrolita, andalucita, feldespato potásico, cordierita, plagioclasa, biotita y moscovita. En ocasiones aisladas hay pequeños gránulos de espinela verde dentro de la andalucita. Sobre los granitos de dos micas se neoforman abundante andalucita (a veces rosada dentro de los microagregados biotíticos con plagioclasa y moscovita). En algunos de estos microagregados hay diminutos cristallitos de espinela verde.

La aureola del Macizo de Porriño está prácticamente desarrollada sobre granitos de dos micas. La blastesis de sillimanita es muy abundante, mientras que la de otros minerales como andalucita, cuarzo, plagioclasa, moscovita, opacos y ¿cordierita?, es menor.

En el Macizo de Ribadavia, los metasedimentos del borde occidental y megaenclaves de igual composición situados en la parte N y E del macizo, están intensamente recrystalizados. En ellos se producen corneanas granoblásticas de alto grado algo heterogéneas, en las que se neoforman globalmente, varias asociaciones con biotita, moscovita, andalucita, sillimanita, feldespato potásico, corindón, espinela verde, opacos y plagioclasa (Fig. 41, 42 y 43). La espinela y corindón coexisten en la misma asociación. La primera aparece en cristallitos verdes muy abundantes, mientras que el corindón es más escaso. Junto a ellos se nuclea también sillimanita y cordierita (Fig. 41, 42 y 43). En los granitos de dos micas la recrystalización es algo menor que en la aureola de Porriño, ya que la sillimanita es muy escasa y la andalucita abundante, justo al revés de lo que ocurre allí. Esta andalucita (a veces rosada) está en íntima relación con la biotita y, sobre ella recrece moscovita póstuma. También el cuarzo y feldespato están recrystalizados formando el primero un mosaico continuo sin extinciones ondulantes.

En el Macizo de Orense, el contacto oeste es el único que existe con metasedimentos, siendo el resto de la roca encajante, los granitos de dos micas. En el primer caso, el metamorfismo de contacto es ligero, con blastesis de biotita y andalucita (rosada), esta última cristalizando en abundantes porfiroblastos.

En el Macizo de Lovios la recrystalización de contacto es bastante intensa y se hace, tanto en granito de dos micas, como en el granitoide inhomogéneo de Celanova. Sobre los primeros se desarrollan frecuentes madejas de fibrolita que van estrechamente ligadas a la biotita y que, posteriormente, son recrecidas por la moscovita. Se encuentra también andalucita (algo rosada) en grandes prismas partidos y recubiertos igualmente por moscovita. el cuarzo y feldespatos están también muy recrystalizados. En los granitoides inhomogéneos se neoforma fibrolita junto a la biotita original y opacos, todo sobre una base granoblástica de cordierita fresca.

3.1.3. Tipos minerales y relación blastesis-deformación

Clorita

En el Dominio del Anticlinorio del **Olla de Sapo**, en el del Caurel y en algunas localidades de la Sinforma de Verín se observa una clorita primaria que se presenta como cristales elipsoidales independientes rodeados por la esquistosidad principal (S_1) y con el clivage cruzado respecto a ella. Puede tratarse de cristales diagenéticos o productos de un incipiente metamorfismo previo a la esquistosidad principal.

Otro tipo de clorita, denominado clorita A por MAQUINEZ & KLEIN (1982), se presenta en cristales tabulares que definen las distintas esquistosidades y han crecido durante la deformación. Se encuentran también cloritas en sombras de presión de otros porfiroblastos.

Se observa un tipo de clorita, denominado clorita B por MARQUINEZ & KLEIN (1982) que se presenta como porfiroblastos de mayor tamaño, subidiomorfos, sobreimpuestos a la foliación de las rocas (Fig. 25), a veces en forma de agregados radiales. Es la formación sintectónica y sobre todo postectónica respecto a la Fase 3 (Fig. 25). La clorita es también un producto frecuente de retromorfosis de otros minerales sobre todo biotita y granate.

Cloritoide

Suele presentarse como prismas alargados de 0,1 a 0,2 mm. como cristales individuales dispersos, o formando **gavillas** y **rosetones** también dispersos uniformemente por la roca. Cuando está muy fresco se observan maclas polisintéticas (Fig. 26).

Su momento de cristalización en los casos observados es posterior a la Fase 1 de deformación hercínica y anterior a la Fase 3, pudiéndose precisar en los casos en que se ha observado una esquistosidad de Fase 2, una relación desde pre a post fase 2 y siempre pre-fase 3. Cuando es precinemático tiene ligeras sombras de presión de cuarzo con clorita y moscovita en ocasiones.

La abundancia de este mineral es muy variable y está controlada por la composición química de la roca. No se ve una relación directa de crecimiento entre los blastos de clorita y cloritoide aunque en ocasiones hay cierta aproximación espacial entre ellos.

Moscovita

Se presenta también con varios tipos diferentes, al igual que la clorita.

Existe un tipo de moscovita que aparece en cristales tabulares bien orientados que definen las distintas esquistosidades existentes S_1 , S_2 , y S_3 que han crecido a lo largo de la deformación. A este tipo MARQUINEZ & KLEIN (1982) le denominó tipo A.

Se observan también microporfiroblastos de moscovita con relaciones de pre a sincinemáticos con la esquistosidad principal (S_1 , S_2 ó S_3 según el caso) con forma ovalada rodeados por esta.

Por otra parte se observan porfiroblastos muchas veces de mayor tamaño y a menudo poiquilíticos, de moscovita sobreimpuestos oblicuamente a las esquistosidades de Fase 1 y Fase 2 (Fig. 27) y a veces mimetizándolas, que en ocasiones están deformados por una crenulación posterior y, en otras se orientan paralelos a las superficies axiales de los micropliegues de Fase 3 (moscovitas de tipo B de MARQUINEZ & KLEIN (1984)).

En las zonas de mayor grado de metamorfismo se observa un fuerte desarrollo tardío de poiquiloblastos de moscovita xenomorfos y con inclusiones de sillimanita, a la que reemplazan (Fig. 28) y también porfiroblastos de moscovita sustituyendo a andalucita en zonas próximas a los granitos.

Por otra parte el metamorfismo retrogrado genera abundante moscovita de tipo sericítico (grano muy fino) a partir de estauroлита, andalucita, sillimanita.

Análisis químicos realizados por MARQUINEZ (1984) en moscovitas de los grupos de Lalín-Forcarei y Paraño del Dominio Esquistoso de Galicia-Tras-os-Montes mostraron que las moscovitas de tipo B eran moscovitas típicas con una componente paragonítica elevada, mientras que las moscovitas de tipo A tienen una composición más variable.

Biotita

Se presenta también de varios modos diferentes. El tipo más extendido es el denominado tipo A por MARQUINEZ & KLEIN (1984) que presenta hábito tabular y una orientación que contribuye a definir las esquistosidades de Fase 2 (S_2), pero también a veces la S_1 e incluso la S_3 . Estas biotitas presentan un tamaño pequeño y han crecido a lo largo de las distintas fases de deformación paralelas a la esquistosidad respectiva.

Otro tipo son las denominadas biotitas tipo B por MARQUINEZ & KLEIN (1982) que se presentan como porfiroblastos a veces milimétricos y en muchas ocasiones poiquilíticos. Estos porfiroblastos presentan a veces inclusiones que definen una S_1 en disposición recta o ligeramente sigmoidal y concordante con la esquistosidad S_2 , y en otros casos inclusiones de la S_2 rectas preservadas de la crenulación de Fase 3 exterior al blasto, (Fig. 29), orientándose a veces el mismo paralelo a los planos axiales de los micropliegues de Fase 3. El crecimiento de este tipo de biotita es pues desde sintectónico tardío a postectónico sobre todo respecto a la Fase 2 y a veces sincinemático temprano respecto a la Fase 3.

En las áreas de mayor grado metamórfico estos tipos no se distinguen tan bien, encontrándose la biotita en agregados.

También se puede encontrar biotita en colas de presión de otros porfiroblastos.

Así el crecimiento de la biotita parece abarcar fundamentalmente desde post-fase 1 a post-fase 2 ó incluso sincinemática precoz con la Fase 3, aunque puede existir biotitas

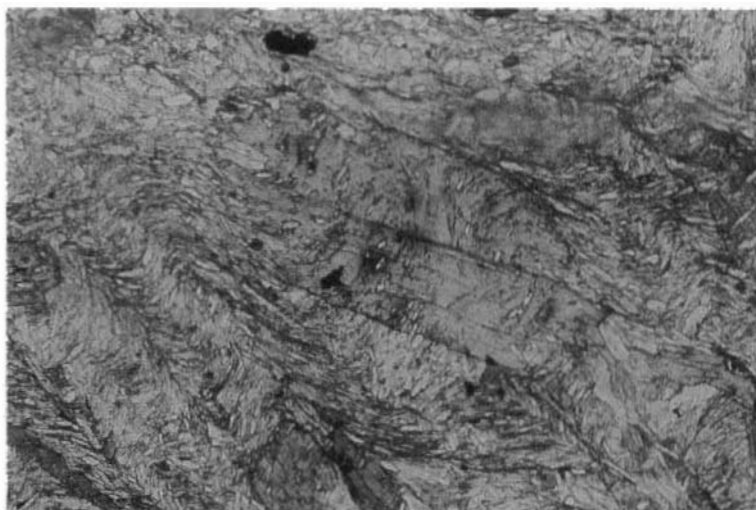


Fig. 25. Fotomicrografía de un poiquiloblasto de clorita posterior a una esquistosidad crenulada por la Fase 3. (Área Ribadavia-Celanova) (Nicoles cruzados, 100 X).
Muestra MAGNA



Fig. 26. Fotomicrografía de cristales de cloritoide. Hoja de Monforte de Lemos [156].
Muestra MAGNA (Nicoles cruzados, 100 X).

post-fase 3 relacionadas con el metamorfismo de contacto producido por los granitoides postcinemáticos.

MARQUINEZ (1984) encuentra que las biotitas de los paragneises del Grupo de Lalín-Forcarei en la Sinforma de Lalín son claramente más ricas en magnesio y en la relación $Mg/Mg+Fe$ que el resto de las biotitas que analiza en el Área Esquistosa de Galicia Central, lo que interpreta, unido a la menor proporción de Al^{VI} que se observa en aquellas, como una mayor pobreza en aluminio para estos gneises que para los micaesquistos del Grupo de Paraño y del Grupo de Lalín-Forcarei en la Sinforma de Forcarei.

Plagioclasa

Es muy abundante en todas las rocas del Grupo de Lalín-Forcarei (MARQUINEZ & KLEIN, 1982) y más escasa en los Grupos de Santabaia, Paraño y Nogueira (Dominio Esquistoso de Galicia-Tras-os-Montes).

En las áreas de bajo grado la plagioclasa es albita. Se presenta como cristales xenomorfos entre otros minerales, aunque en el Grupo de Lalín-Forcarei y en algunos niveles del Grupo de Paraño (en el Área Esquistosa de Galicia Central) se encuentra como porfiroblastos subidiomorfos que pueden llegar a tener tamaño milimétrico e incluir otros minerales (MARQUINEZ, 1984).

A partir de la zona de la estaulolita la plagioclasa tiene composición de oligoclasa y se presenta en porfiroblastos xenomorfos con abundantes inclusiones de cuarzo en gotas (a veces milimétricas) así como inclusiones de otros minerales. Presentan maclado polisintético. MARQUINEZ & KLEIN (1982), citan la existencia de cristales de plagioclasa desde pretectónicos con respecto a la Fase 2 hasta sintectónicos respecto a la Fase 3, siendo muy probable la existencia de albita metamórfica en pequeños cristales en las zonas de más bajo grado generada durante la Fase 1 de deformación hercínica. En general el crecimiento de este mineral ha sido más importante en la interfase F_2 - F_3 .

Granate

Se han distinguido dos tipos de granates, que ya habían sido distinguidos en trabajos anteriores realizados en el Área Esquistosa de Galicia Central (HILGEN, 1971; MINNIGH, 1975; MARQUINEZ, 1981, 1984; MARQUINEZ & KLEIN, 1982; KLEIN & HILGEN, 1982; MONTESE-RIN, 1981). El granate de tipo I es xenomorfo o subidiomorfo, de pequeño tamaño y de aspecto turbio (debido a la presencia de inclusiones muy finas no orientadas) con un borde estrecho exento de inclusiones paralelo a los límites de los cristales. Estos granates están incluidos en metablastos, sobre todo de plagioclasa, aunque también se encuentran en cuarzo, moscovita, biotita, estaulolita y andalucita, siendo por tanto anterior a ellos MARQUINEZ & KLEIN (1982). A menudo están desestabilizados y parcialmente sustituidos por biotita o clorita. La distribución de estos granates está limitada al Dominio Esquistoso de Galicia-Tras-os-Montes y dentro de él a los paragneises y esquistos plagioclasicos del Grupo de Lalín-Forcarei en la Sinforma de Lalín. En la Sinforma de Forcarei diversos autores (MINNIGH, 1975; MARQUINEZ, 1981; y KLEIN & HILGEN, 1982) señalan la existencia de granates de este tipo, aunque sus características ópticas no encajan exactamente con las del tipo I.

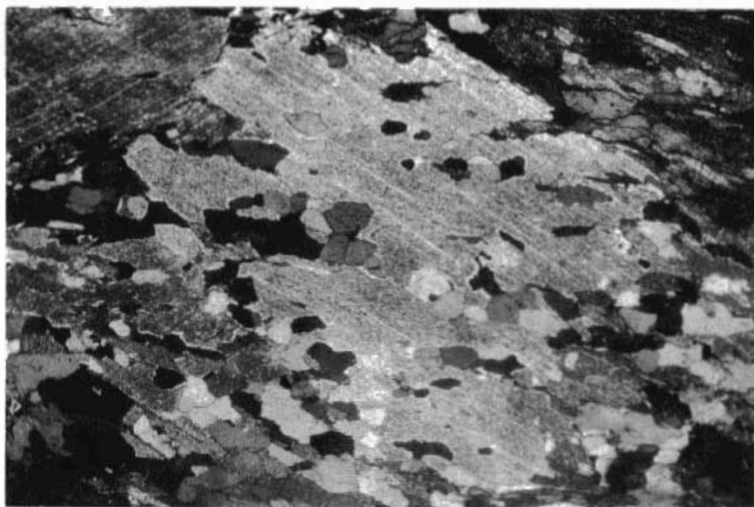


Fig. 27.- Fotomicrografía de un poiquiloblasto de moscovita englobando una esquistosidad anterior. Hoja de Lalin (154). Muestra MAGNA. (Nicoles cruzados, 32 X).

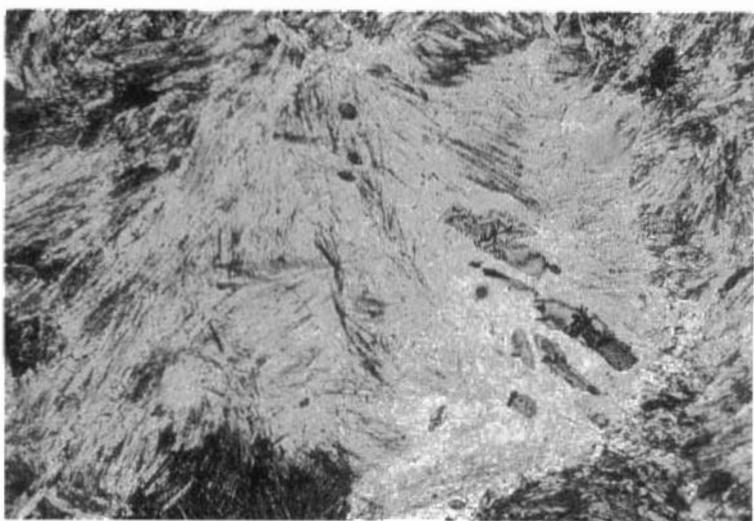


Fig. 28. Fotomicrografía de un poiquiloblasto de moscovita englobando sillimanita prismática a la que reemplaza. Hoja de Lovios (301) Muestra MAGNA (Nicoles cruzados, 100 X)

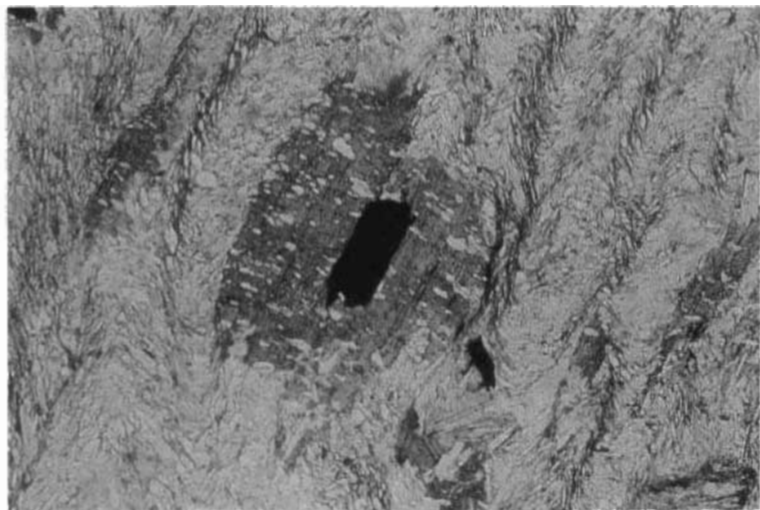


Fig. 29 - Fotomicrografía de un poiquiloblasto de biotita que engloba una S_2 recta (S_2), y que es anterior a la crenulación de esta esquistosidad fuera del mismo. Area Ribadavia-Celanova. Muestra MAGNA (Nicoles paralelos, 100 X).

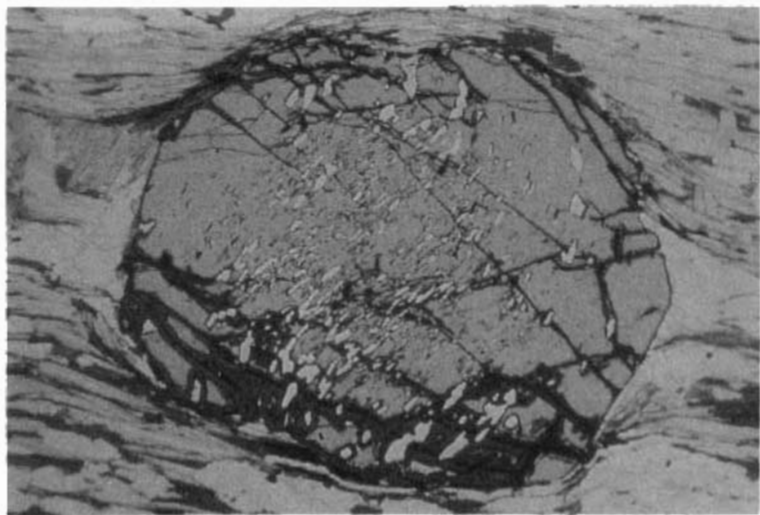


Fig. 30.- Fotomicrografía de granate con inclusiones sigmoidales. Se observa un núcleo con numerosas inclusiones de cuarzo orientadas oblicuamente a la esquistosidad externa, que le rodea, y una zona externa con menos inclusiones. Su crecimiento ha sido sincinemático temprano respecto al desarrollo de la esquistosidad exterior. Area de Ribadavia-Celanova. Muestra MAGNA (Luz paralela, 40 X).

Los granates de tipo II, de mayor tamaño, constituyen porfiroblastos a veces idiomorfos sin aspecto turbio, conteniendo a menudo inclusiones que definen una esquistosidad S_1 oblicua a la esquistosidad que les rodea (S_2) y en algunos casos tienen inclusiones sigmoidales que implican un crecimiento sincinemático temprano (Fig. 30). A menudo presentan sombras de presión con cuarzo y clorita. En algunos casos se observan granates de tipo II creciendo en dos etapas, con un núcleo que incluye a la S_1 (pre- F_2) sobre el cual sigue creciendo el granate con posterioridad a la segunda fase MARQUINEZ (1981). Se han observado granates poiquiloblásticos con numerosos granos de cuarzo incluidos.

Una variedad especial de los granates de tipo II encontrada en cuarcitas y metasedimentos ricos en cuarzo son los cristales **spongy** o esqueleticos (Fig. 31).

Se han observado también agregados de numerosos granates muy redondeados y de grano muy fino rodeados por la esquistosidad principal en el Área de Ribadavia-Celanova (Fig. 32). El crecimiento de los granates de tipo II parece haberse producido sobre todo desde pre a sincinemáticamente respecto a la F_2 aunque se puede observar también granates crecidos totalmente o recrecidos postcinemáticamente respecto a la misma.

Parece haber un cierto desfase temporal en cuanto al crecimiento del granate; así, mientras en el área de la Sinforma de Verín y en la Cubeta de La Seara, su crecimiento se realiza fundamentalmente desde pre-fase 2 a sin-fase 2, en el S. del Área Esquistosa de Galicia Central (MARQUINEZ, 1984) en un sector comprendido entre las localidades de Avión ($X=561.500$, $Y=4.691.750$) y Carballino ($X=576.000$, $Y=4.698.000$) los granates de tipo II crecen sin-fase 2 tardíos y, hacia el N. de este mismo área MARQUINEZ (1984) cita que su crecimiento ha sido fundamentalmente sincinemático tardío con la Fase 2 e interfase F_2 - F_3 . MARQUINEZ (1984) realiza algunos análisis con microsonda electrónica de granates tipo I y análisis químicos de granates tipo II. En los primeros observa que los núcleos son siempre más ricos en calcio que en los bordes, mientras que Mn, Fe y Mg tienen valores más altos en estos últimos. Los granates tipo II, según estos análisis, son almandínicos con una composición espesartínica más elevada que los del tipo I y proporciones de grosularia netamente inferiores. Se observa una zonación con mayor contenido de Ca y Mn en la núcleo y de Fe y Mg en los bordes.

Estaurolita

Se presenta de diferentes maneras en el ámbito de estudio.

En ocasiones se presenta como porfiroblastos subidiomorfos o idiomorfos a menudo maclados y con su dimensión mayor orientada paralelamente a la S_2 que pueden alcanzar talla centimétrica (Área Esquistosa de Galicia Central, MARQUINEZ, 1984).

A menudo presenta inclusiones sobre todo de cuarzo que le dan un aspecto poiquilítico. Estos poiquiloblastos pueden alcanzar hasta 8 mm (Dominio del Anticlinorio del Olla de Sapo).

En ocasiones las inclusiones son tan numerosas que puede presentar un aspecto esqueletico o **spongy**.

Cuando se presenta en la zona de la andalucita, se observan a menudo cristales relictos reaccionales de estaurolita incluidos en cristales de andalucita, con numerosos minerales opacos asociados (Fig. 33).

Dentro de los cristales de estaurolita se pueden observar restos de una esquistosidad interna

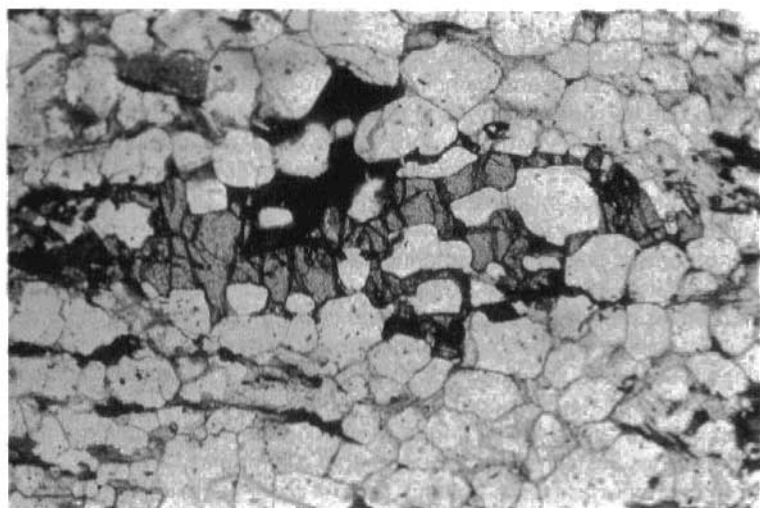


Fig. 31.- Fotomicrografía de un granate de tipo "spongy" o esquelético. Área de Ribadavia-Celanova. (Luz paralela, 40 X).

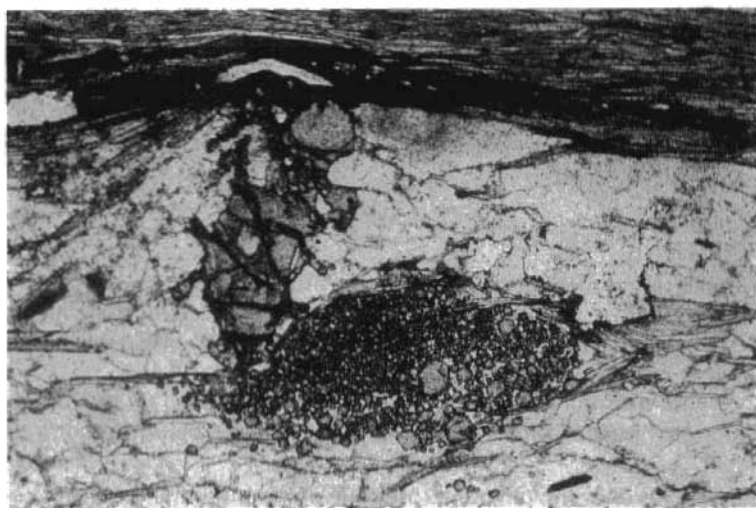


Fig. 32 Fotomicrografía de un agregado de granates de grano muy fino rodeado por la esquistosidad principal. Área Ribadavia-Celanova. Muestra MAGNA (Luz paralela 32 X).

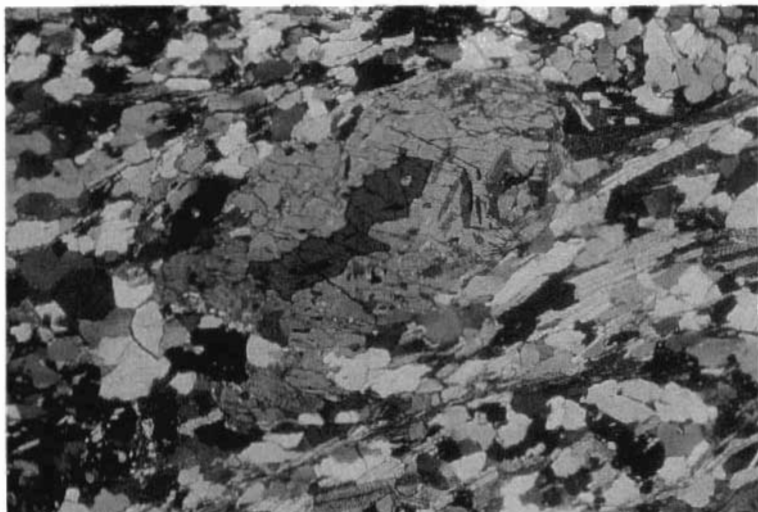


Fig. 33.- Fotomicrografía de un cristal relicto reaccional de estaurolita incluido en un blasto de andalucita. Area al O. del domo migmatítico de Celanova-Bande. Muestra MAGNA. [Nicoles cruzados, 40 X]



Fig. 34.- Fotomicrografía de blastos de estaurolita que incluyen a la esquistosidad principal de la roca, posteriores a ella. Hoja de Lalín [154]. Muestra MAGNA. [Luz paralela, 32 X].

previa, que puede ser la S_1 ó la S_2 , en el Dominio del Anticlinorio del **Olló de Sapo** y en el área de la Sinforma de Verín, y la S_2 en el Dominio Esquistoso Galicia-Tras-os-Montes en general (Fig. 34).

En ocasiones esta esquistosidad interna es paralela a la que rodea al mineral (S_2) pudiendo haberse producido por un reaplastamiento de la S_2 durante la Fase 3, sin crenulación al haber formado la dirección de máximo acortamiento durante la Fase 3 un ángulo muy alto con la misma (MARQUINEZ, 1984). A veces se observan estaurólitas con una esquistosidad interior sigmoidal y colas de presión relacionadas con S_2 lo que indicaría una relación sincinemática con la misma.

En general la estaurólita ha crecido desde sincinemática tardía a postcinemática respecto a la Fase 2 y siempre precinemática respecto a la Fase 3, siendo más tardía (fundamentalmente pos-fase 2) en casi todo el Área Esquistosa de Galicia Central y un poco más temprana en el sector S. de esta área (sin-fase 2 tardía). En la Cubeta de La Seara, en el área de la Sinforma de Verín y en el área de Frontón-Herbedeiro varía desde sin-fase 2 tardía a post-fase 2.

Andalucita

Se observan dos generaciones de este mineral. En la primera se presenta como porfiroblastos, a menudo poiquiloblásticos (Fig. 35), con su dimensión mayor paralela a la esquistosidad principal, que es la S_2 en el Dominio Esquistoso de Galicia-Tras-os-Montes y S_1 ó S_2 en el área de la Sinforma de Verín y en el Dominio del Anticlinorio del **Olló de Sapo**. En este último dominio la andalucita en su mayoría es poiquiloblástica en algunos casos son textura **spongy**, y tiene tamaños variables desde 0,5 a 2 cms. englobando en algún caso sigmoides de minerales opacos y micas de la esquistosidad S_2 y teniendo pleocroismo rosado débil a veces. A veces se observa un aplastamiento de la esquistosidad S_3 alrededor de la andalucita. En el área de Frontón-Herbedeiro se ha observado algún caso de andalucita creciendo sincinemáticamente respecto a la esquistosidad S_2 (Fig. 36) e incluso en una ocasión un cristal de andalucita rodeado por la esquistosidad principal, incluyendo estaurólita relictas, que de ser esta esquistosidad la S_2 implicaría un crecimiento de andalucita y estaurólita anómalamente más temprano. Estos últimos casos se han observado en el flanco inverso del anticlinal de fase 2 de los Pliegues de Los Peares. En este área en general los cristales de andalucita presentan un crecimiento claramente postfase -2, observándose en algunos casos casos que están doblados por crenulación de Fase 3.

De todo lo expuesto y del hecho de que la moscovita B no aparece incluida en cristales de andalucita en lugares en que es muy abundante se puede concluir que la andalucita es fundamentalmente poscinemática respecto a la Fase 2 y precinemática y a veces sincinemática respecto a la Fase 3 hercínica, en todo el ámbito de la Hoja.

Existe una segunda generación de andalucita asociada a los granitoides epizonales más tardíos como poiquiloblastos, a veces idiomorfos de quistólita no deformados, probablemente postcinemáticos respecto a la Fase 3, en relación con un metamorfismo de contacto producido por la intrusión de estos granitoides tardíos.

Distena

Se ha observado únicamente en el núcleo del Anticlinal del Piornal correspondiente al

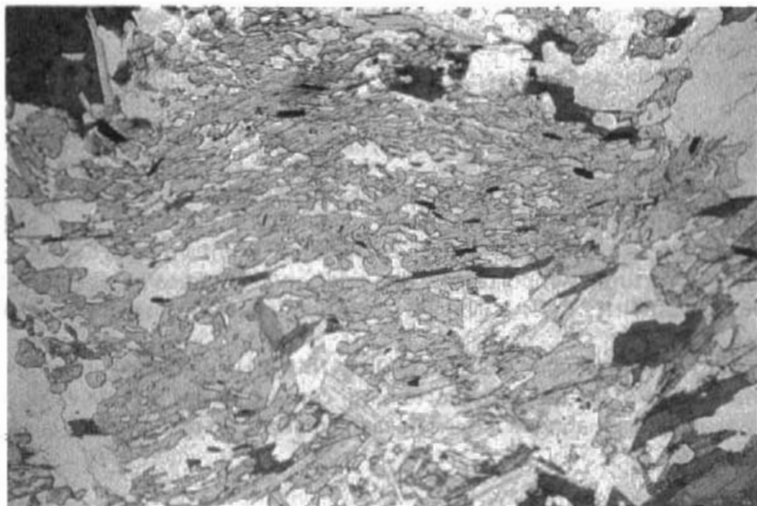


Fig. 35.- Fotomicrografía de un poiquiloblasto de andalucita posterior a la esquistosidad principal a la que incluye. Area situada al O. del domo migmatítico de Celanova-Bande. Muestra MAGNA (Luz paralela, 40 X).

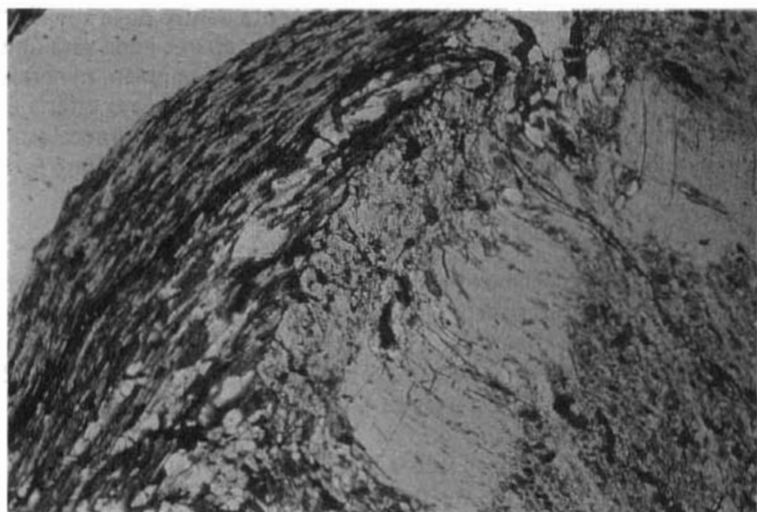


Fig. 36.- Fotomicrografía de un blasto de andalucita con inclusiones helicíticas que definen una S_1 que está en continuidad con la esquistosidad exterior [S_2]. Area de Frontón-Herbedeiro (Luz paralela, 40 X)

Dominio del Caurel y en el norte de la Hoja de Monforte de Lemos (156), en las proximidades de la Falla de las Cuestas de La Herrería.

Aparece como cristales idiomorfos o subidiomorfos de 0,5 a 2 mm. (Fig. 37) en venas de cuarzo o en niveles más cuarcíticos de los esquistos como relictos fibrosorradiados de prismas de distena rodeados por moscovita.

En general parece de sin a poscinemática respecto a la esquistosidad ligada a la fase extensional, aunque no tenemos datos suficientes para datarla exactamente y debe marcar aumentos bóricos importantes en el Anticlinal del Piornal y Sinforma del Caurel, en relación con accidentes estructurales importantes. Una relación cinemática igual encuentran CAPDEVILA (1969) y MARTINEZ CATALAN (1981) en el domo de Lugo en estrecha conexión con la Falla de Vivero.

Fuera del ámbito de esta Hoja, MARTINEZ CATALAN (1981) cita la existencia de distena en una pequeña zona al S. del domo de Portomarín con evidencias de que es posterior a la estaulolita y al almandino, aunque anterior a la migmatización que afectó a la región.

Cordierita

Aparece relacionada en general con el metamorfismo de contacto producido por la intrusión de los granitoides epizonales postcinemáticos. Suele ir asociada a la andalucita y/o la sillimanita y a veces con feldespato potásico. Se presenta como agregados, a veces milimétricos, de cristales poiquiloblásticos con maclas polisintéticas y de penetración que a veces engloban andalucita y sillimanita prismática (Fig. 38). A veces se altera a un mineral de tipo sericítico (pinnita). En general es postcinemático por tanto respecto a la Fase 3.

En el Dominio del Anticlinorio del **Olla de Sapo** se presenta dentro de la zona de la sillimanita, con esta, en una asociación reaccional con estaulolita, apareciendo esta última relictas dentro de cristales frescos de cordierita que a su vez incluye también, minerales opacos, biotita, moscovita y plagioclasa de la paragénesis regional. En este caso estaría ligada a un metamorfismo térmico superpuesto al metamorfismo regional progrado, asociado a la intrusión de granitoides sincinemáticos y se había desarrollado en la interfase F_2 - F_3 .

Sillimanita

Se han observado dos tipos de sillimanita: uno de ellos se presenta como haces o madejas de fibrolita y el otro en cristales prismáticos bien en sección longitudinal o en sección basal (Fig. 39 y 40).

La fibrolita tiene tendencia a formar haces o madejas paralelas a la esquistosidad principal (S_2 en el Dominio Esquistoso de Galicia-Tras-os-Montes y S_1 ó S_2 en la Unidad de los Montes del Invernadeiro y Dominio del Anticlinorio del **Olla de Sapo**), y se nuclea muy a menudo sobre blastos de biotita de sin a post Fase 2 (Fig. 39 y 40). Muy raramente reemplaza a blastos de andalucita. En ocasiones se ven haces de fibrolita crenulados por la Fase 3.

La sillimanita prismática predomina más en áreas migmáticas y no presenta una orientación clara en general.

De estos hechos se deduce que la sillimanita ha cristalizado en general en la interfase F_2 - F_3 y es en ocasiones sincinemática con la Fase 3.

En las aureolas de contacto de los granitoides epizonales post-cinemáticos se observan

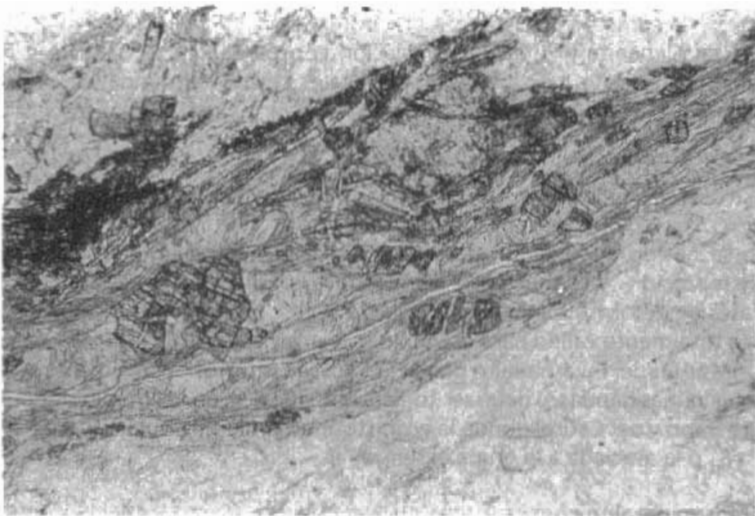


Fig. 37. Fotomicrografía de blastos de distena en un micronivel pelítico en cuarcitas. Dominio del Caurel. Muestra MAGNA (Luz paralela, 100 X).

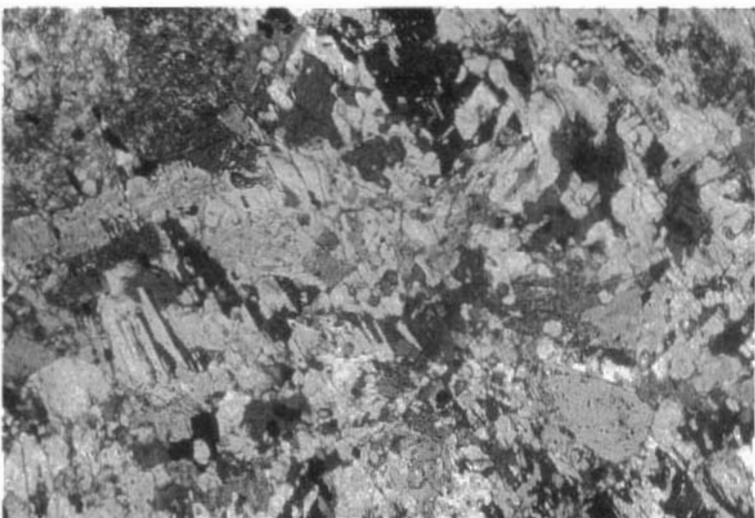


Fig. 38.- Fotomicrografía mostrando un mosaico de cordierita en relación con andalucita y biotita. Aureola metamórfica de contacto del Macizo granítico postcinemático de Ribadavia. (Nicoles cruzados, 40 X)

asociaciones con sillimanita prismática en relación con cordierita, andalucita y feldespato potásico; pudiendo en este caso observarse cristales relictos de andalucita incluidos en prismas de sillimanita (Fig. 41 y 42). En este caso cristalizaría postcinemáticamente respecto a la Fase 3.

Relación blastesis-deformación

Todo lo que se ha ido exponiendo para cada especie mineral en lo concerniente a las relaciones cristalización-deformación se resume en el cuadro I. Se indican con F_1 , F_2 y F_3 las principales fases de deformación hercínicas y con I_{1-2} , I_{1-3} las interfases entre ambas.

Este cuadro es totalmente válido para el Dominio Esquistoso de Galicia-Tras-os-Montes y la Unidad de los Montes del Invernadeiro donde la S_2 es la esquistosidad principal o se presenta claramente en algunas bandas, y debe ser tomado con cautela en los dominios del Anticlinorio del Olla de Sapo y del Caurel donde la esquistosidad principal muchas veces es la S_1 y en otros casos la S_3 o la asociada a la etapa extensional.

3.1.4. Cambios mineralógicos

Aunque se poseen muy pocos datos geoquímicos de las fases minerales, describiremos a continuación las relaciones petrográficas observadas entre algunas de estas fases y apuntaremos, de manera global, las condiciones de P y T que han debido gobernar estos procesos y dar origen al metamorfismo regional del ámbito de estudio.

De todas las reacciones posibles capaces de formar los minerales índices de las zonas, se han escogido aquellas que impliquen unas fases similares a las que se presentan en las paragénesis observadas.

La formación más probable del cloritoide debe producirse según la reacción clásica sugerida por THOMPSON y NORTON (1968):



La presencia del cloritoide nos marca siempre el grado bajo.

Petrográficamente, la biotita está asociada con clorita y moscovita, por lo que se deduce que su formación tiene que ir ligada a ellas. Este hecho, junto a la exigencia de que, por cuestiones de abundancia, la biotita tiene que formarse a partir de los minerales dominantes en las metapelitas sin biotita del grado bajo (como son clorita y moscovita), apuntan hacia una reacción del tipo:



Aunque al granate no se le ven relaciones claras con el resto de las fases, su primera formación tiene que estar relacionada con los minerales dominantes en las zonas anteriores: clorita, cloritoide, biotita, moscovita. Así, cualquiera de las reacciones siguientes puede explicar su primera aparición:



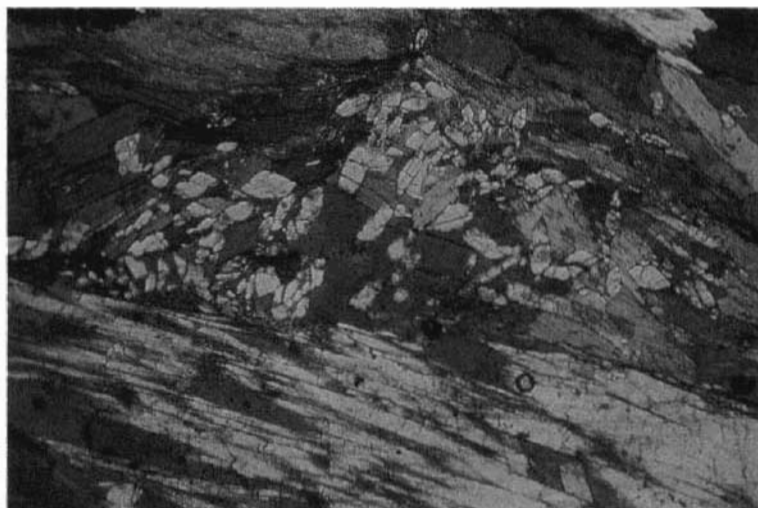


Fig. 39.- Fotomicrografía de sillimanita fibrolítica y prismática en relación con láminas de biotita. Hoja de Celanova (263). Muestra MAGNA (Luz paralela, 40 X).

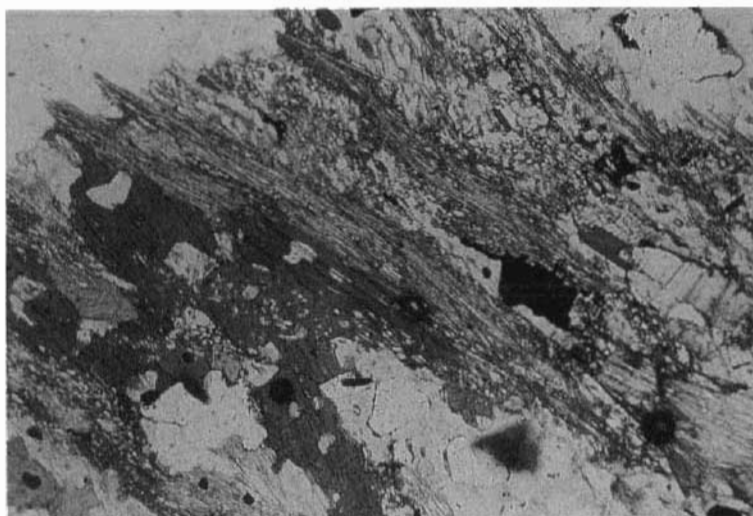


Fig. 40.- Fotomicrografía de haces de fibrolita y sillimanita prismática nucleados sobre láminas de biotita. Hoja de Baltar (302). Muestra MAGNA. (Luz paralela, 100 X).

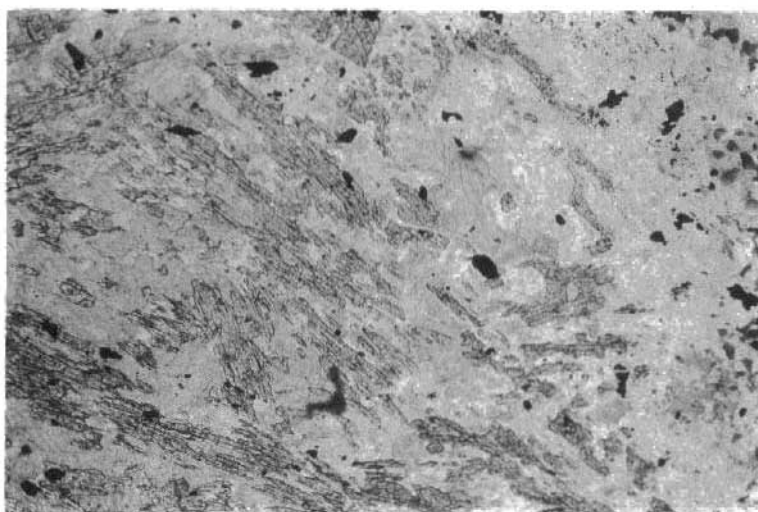


Fig. 41 Fotomicrografía de una corneana piroxénica mostrando cordierita, feldespato potásico, sillimanita y andalucita, ésta última como cristales reaccionales incluidos en sillimanita. Enclave en el Macizo granítico postcinemático de Ribadavia. Muestra MAGNA (Luz paralela, 32 X)

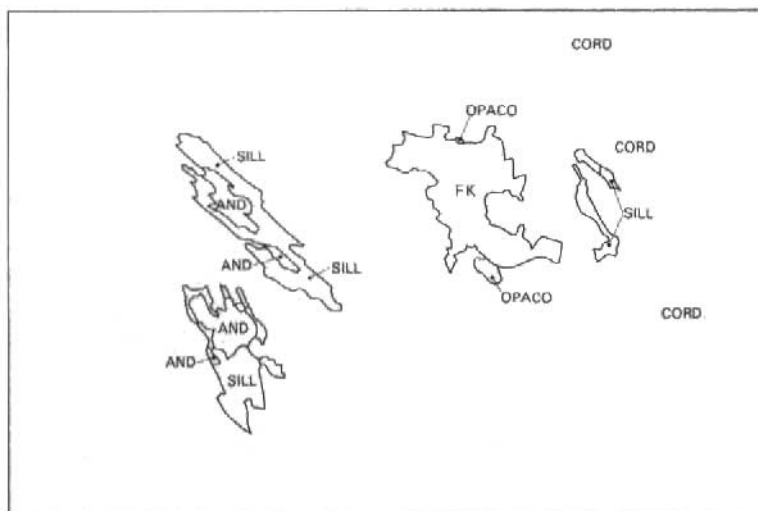


Fig. 42. Esquema mostrando los minerales existentes en la fotomicrografía correspondiente a la figura anterior. Se pueden observar cristales reaccionales de andalucita incluidos en sillimanita prismática.

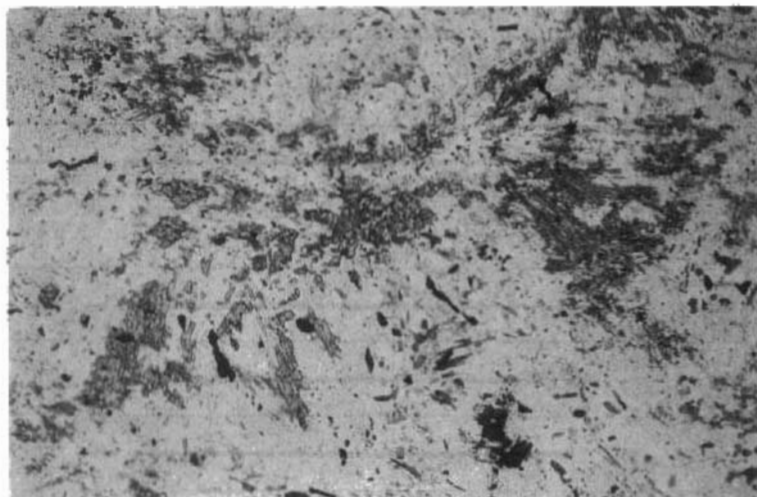


Fig. 43 a

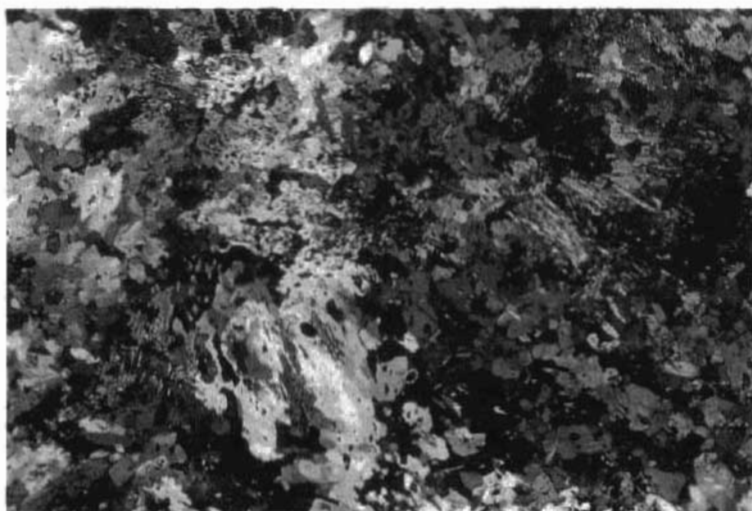


Fig. 43 b.

Fig. 43 a y b.- Fotomicrografía de una corneana piroxénica con cordierita, sillimanita, espinela y minerales opacos, originada por metamorfismo de contacto en un enclave del Macizo granítico postcinemático de Ribadavia. Muestra MAGNA. 32 X a.-Luz paralela, b. Nícoles cruzados.

Mineral Fases	F ₁	F ₁	I ₁₋₂	F ₂	I ₂₋₃	F ₃	post F ₃
CLORITA	—	—————	—————	—————	—————	— —	—
CLORITOIDE		— — ———	—————	—————			
MOSCOVITA		—————	—————	—————	—————	— —	—
PLAGIOCLAS		— — ———	—————	—————	—————	—	
BIOTITA		—————	—————	—————	—————	— —	
GRANATE-I		— ? — ? —					
GRANATE-II			—————	—————			
ESTAUFOLITA				—————	—————		
ANDALUCITA				— — ———	—————	— —	—
DISTENA				— — ? —			
CORDIERITA					—————	— —	—
SILLIMANITA					—————	— —	—

Cuadro 1: Relación entre blastesis de minerales metamórficos y fases de deformación.

Clorita + cloritoide + cuarzo = granate almandino + H₂O

Clorita + moscovita + cuarzo = granate almandino + biotita + H₂O
(THOMSON y NORTON 1968)

A partir de su zona, el granate sigue estable a lo largo del resto de las zonas de una forma bastante inerte, ya que no se le ha visto nunca de manera reaccional, ni siquiera cuando está parcialmente incluido en la estaurolita.

En cuanto a la formación de estaurolita, solamente se la ha visto una vez, asociada con cloritoide en la Cubeta de La Seara, es decir, en general, no coexiste en la misma zona, a pesar de la gran abundancia de cloritoide en algunos niveles de bajo grado (Dominios del Anticlinorio del **Olo de Sapo** y del Caurel y Sinforma de Verín). Por tanto, la reacción que utiliza a este mineral como reactante no parece probable que haya jugado aquí un papel importante. A la vista de las asociaciones minerales existentes en la parte alta del grado bajo, es más correcto pensar que la aparición de estaurolita se haga por alguna de las reacciones siguientes:

Clorita + moscovita = estaurolita + biotita + cuarzo + H₂O
(HOSCHEK 1969)

Clorita + moscovita + granate almandino = estaurolita + biotita
+ cuarzo
+ H₂O

La coexistencia dentro de la zona de la estaurolita de este mineral con granate inerte, parece indicar unas condiciones de presión lo bastante altas en el grado medio como para estabilizar el granate.

La desaparición de la estaurolita siempre se ha observado dentro de la zona de la sillimanita, siendo aún estable moscovita y cuarzo, lo que indica claramente unas condiciones todavía de grado medio con una presión de H₂O menor de 5 Kb. Según esto, es muy probable que las reacciones que llevan a la desaparición de estaurolita sean:

Estaurolita + moscovita + cuarzo = Si O₅Al₂ + biotita + H₂O
(a P más elevada)

Estaurolita + moscovita + cuarzo = Si O₅Al₂ + biotita + granate almandino
+ H₂O

Los efectos del plutonometamorfismo tienen como consecuencia su transformación a andalucita dentro de la parte baja del grado medio y a cordierita y/o andalucita en la parte alta del mismo grado, ya dentro de la zona de la sillimanita y muy cerca del contacto con los granitos.

La andalucita aparece sobrepuesta a diferentes zonas del metamorfismo progrado. Su formación se hace básicamente a partir de dos reacciones. Por un lado, los cristales que aparecen en las zonas de alta temperatura del bajo grado (zona de biotita y granate), es muy probable que se originen por la reacción:

Clorita + moscovita + cuarzo = SiO₅Al₂ + biotita + H₂O

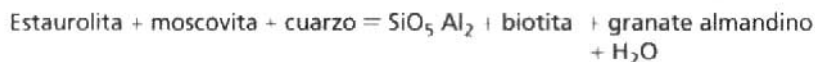
Los fenómenos que nuclean esta andalucita parecen provenir del plutonometamorfismo o del metamorfismo de contacto inducido por la intrusión de los granitos postcinemáticos, ya que su carácter tardi-post S principal así lo sugieren. Algunos de los cristales presentan la cruz carbonosa de quistolita, lo que apoya, en parte, un origen de este tipo. La distancia a que se encuentran las andalucitas de estas zonas respecto a los macizos graníticos van desde el mismo contacto hasta 2-3 Km. de distancia en las proximidades del macizo del Chantada-Taboada.

A partir de la zona de la estaurolita, la andalucita crece, en la mayoría de los casos, sobre este mineral índice, sugiriendo una procedencia por rotura de estaurolita en presencia de cuarzo y moscovita, según la reacción de HOSCHEK (1969).

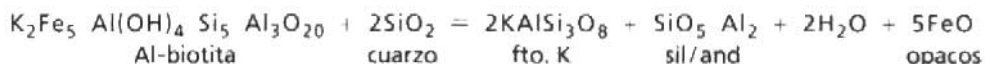


La existencia petrográfica de pequeños blastos de biotita neoformada en relación estrecha con esta andalucita puede ser prueba de que la reacción es posible.

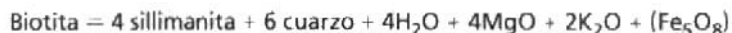
Al igual de lo que ocurre en otras zonas hercínicas españolas y del mundo (p.e. Los Apalaches), la primera aparición de sillimanita coincide aproximadamente con el comienzo de la eliminación de estaurolita. Esto podría producirse según la reacción:



Esta posible fuente de sillimanita a partir de la rotura de estaurolita no se ha observado nunca petrográficamente sino que, casi invariablemente, la sillimanita (fibrolita) se nuclea sobre la biotita. También puede encontrarse dispersa por la roca, incluida en cuarzo y/o plagioclasa. Nunca se la ha visto creciendo sobre distena (esta última porque no está en el área) y en muy pocas ocasiones parece provenir de andalucitas. Tampoco hay pruebas de que proceda de ellas. Por tanto, y según lo expuesto, parece factible pensar que gran parte de la fibrolita procede de la rotura de biotita según la reacción propuesta por SHELLEY (1969).



aunque también pueda suceder que se dé la reacción investigada por LOSERT (1977).



La primera de estas dos reacciones (SHELLEY, 1969) se produce de forma indudable, según GIL IBARGUCHI (1978), fuera del ámbito de esta Hoja, en el área de Muxia-Finisterre. Aquí sin embargo plantea problemas, ya que en numerosas ocasiones no se observa la presencia del feldespato potásico que debería acompañar a la sillimanita como producto resultante de la reacción. Para CAPDEVILA (1969) este feldespato potásico puede haber migrado.

Lo que se comprueba petrográficamente es que, de producirse alguna de estas reacciones, lo están haciendo en condiciones de grado medio, con moscovita y cuarzo estable, por lo que el componente feldespático que se genera como subproducto de ellos no es estable, y

tenderá a invertirse junto con el H_2O para desplazar hacia la izquierda la reacción clásica de comienzo del grado alto.



Que daría origen a varios de los grandes poiquiloblastos de moscovita que recrecen sobre la sillimanita. Detalles petrográficos como son la existencia de opacos (óxidos de Fe) junto al par biotita-sillimanita, y mirmequitas de cuarzo-moscovita en los poiquiloblastos de moscovita, sugieren que las reacciones indicadas son muy posibles, y que deben comportarse de forma deslizante.

Conviene tener en cuenta también que, tal vez, la sillimanita solo aproveche la biotita para nuclearse sobre ella de una manera epitaxial y no como reactante de su formación (MARTINEZ, 1974).

3.1.5. Evolución general del metamorfismo

En el ámbito de esta Hoja el metamorfismo progrado durante la Fase 1 no debe de haber pasado de la zona de la biotita, encontrándose sobre todo asociaciones con clorita y moscovita, y en algún caso asociaciones con clorita y biotita. La curva que representa la reacción de formación de biotita a partir de estilpnomelana (curva 1 de la Fig. 44) debe haberse alcanzado por debajo de una presión de 3,2 Kb y una temperatura de 430°C.

Los primeros granates claramente datados con respecto a la deformación son granates de tipo II que han crecido en la interfase I_1-2 . Es posible que durante la primera fase, en rocas con composición química adecuada, cristalizaran granates de tipo I, lo que no implica que se alcanzaran las condiciones necesarias para la formación del almandino (MARQUINEZ & KLEIN, 1982). La aparición de una zona de granate antes de la entrada de estauroлита sugiere un ligero aumento en la presión conforme sigue ascendiendo la temperatura hasta 540°C aproximadamente en que se produce la entrada de la estauroлита y comienza el grado medio. Esto se produce al final de la segunda fase de deformación, desarrollándose claramente en la interfase I_1-3 .

El comienzo del grado medio está marcado por estauroлита in y no por cloritoide out ya que este último solo se presenta apreciablemente en los dominios del Anticlinorio del Olló de Sapo y del Caurel y en el área de la Sinforma de Verín y además con un fuerte control litológico. La aparición de estauroлита se realiza en condiciones de andalucita estable por debajo de 540°C y 5 Kb, que son las condiciones en que la curva de entrada de estauroлита (curva 2) corta a la curva univariante andalucita-distena. A partir de este momento que coincide con el final de la Fase 2 de deformación y, por tanto, con el relajamiento de los esfuerzos, se produce la ascensión de magmas graníticos, lo que provoca un rápido aumento de temperatura en su entorno y una modificación de los equilibrios anteriores. El gradiente geotérmico cambia, bien por un aumento de temperatura y disminución de la presión, bien por aumento de temperatura a presión constante, dando lugar a pendientes horizontales (en el segundo caso) e incluso negativas. En estas condiciones se podría hablar de plutonometamorfismo e incluso metamorfismo de contacto a gran escala.

La estauroлита empieza a desestabilizarse por aumento de la temperatura y descenso de la presión, creciendo muy a menudo andalucita post-fase 2 sobre ella. Esta situación indica que se ha alcanzado la curva 3 (Fig. 44) en la que la estauroлита, en presencia del par

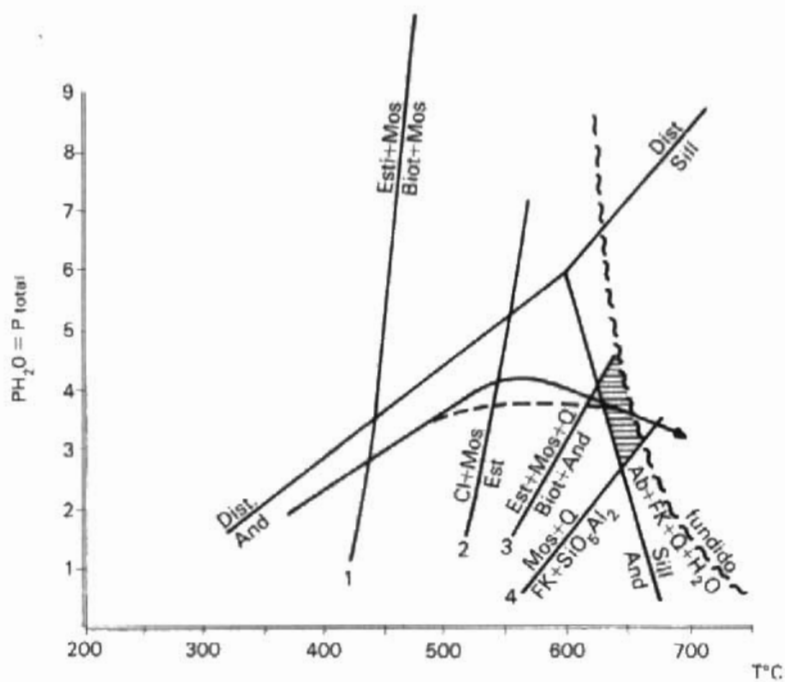


Fig. 44.- Condiciones P/T del metamorfismo regional progresivo durante las dos primeras fases de deformación y comienzos de la tercera.

moscovita-cuarzo, se transforma a andalucita + biotita \pm granate. En este caso la presión debe ser inferior a 4 Kb que es la presión en el punto de intersección de la curva con el límite de fase andalucita-sillimanita (Fig. 44).

Conforme sigue aumentando la temperatura comienza la aparición de sillimanita que se nuclea sobre biotita, en presencia aún de cuarzo y moscovita (condiciones todavía de grado medio) lo que indica que aún no se ha alcanzado la curva 4 (Fig. 44), de moscovita *out* (entrada del alto grado) ni las condiciones de anatexia. Las condiciones existentes en este área (rayada en la Fig. 44) debieron haber sido de temperatura entre 630 y 650°C y presiones entre 2,5 y 4,5 Kb.

En algunas áreas (La Cañiza, Celanova-Bande, Lobulo de codeseda, Frontón-Herbedeiro, etc) se observa una migmatización y gran abundancia de inyecciones graníticas antes de haber traspasado la curva 4 (Fig. 44) de desaparición de la moscovita en presencia de cuarzo para dar lugar a sillimanita y feldespato potásico, que finalmente se alcanza al seguir aumentando la temperatura.

Este hecho parece indicar que la trayectoria seguida en el gráfico P-T por el gradiente metamórfico debió pasar por encima del punto de intersección de la curva 4 (Fig. 44) (moscovita + cuarzo/sillimanita + feldespato potásico) con la curva que limita las condiciones de fusión. Esto indica unas condiciones de presión superior a 3,2 Kb aproximadamente. En algunas áreas del Anticlinal del Piornal y del Sinclinal del Caurel (Dominio del Caurel) se produce puntualmente un gradiente bórico más elevado que estabiliza distena aparentemente durante la etapa extensional.

El climax del metamorfismo se alcanza en la interfase F₂-F₃ y al principio de la Fase 3 disminuyendo a partir de entonces las condiciones de presión-temperatura rápidamente aunque durante la Fase 3 en algunos lugares, cristalizan moscovita, clorita e incluso biotita, que a veces definen una esquistosidad (S₃). Asimismo se originan procesos de retrometamorfismo de minerales anteriores, como sericitización de andalucita y estaurolita y cloritización de granates y biotitas.

Posteriormente se produce la intrusión de los granitoides postcinemáticos que dan lugar a un gradiente local de baja a muy baja presión y alta temperatura que generan un metamorfismo de contacto, el cual, en algunos puntos llega a presentar paragénesis de corneanas piroxénicas.

3.2. ROCAS GRANÍTICAS PREHERCINICAS

3.2.1. Ortogneises glandulares

Se trata de una roca de origen granítico a veces glandular (Figs. 45 y 46) que normalmente aflora en las áreas migmatíticas o con abundantes inyecciones graníticas. Por esta razón sus características originales se encuentran enmascaradas y su estructura a veces es borrosa. Cuando la migmatización es intensa se observa una masa leucogranítica en la que destacan restos del ortogneises parcialmente asimilados y desestructurados con los contactos difusos entre ambas rocas.

Siempre muestra una esquistosidad generalizada que debe corresponder a la S₁ o a la S₂ o quizá a la suma de ambas. Frecuentemente esta esquistosidad es á microplegada por la Fase 3 (Fig. 47).



Fig. 45 - Fotografía de ortogneises glandulares, en el sector S. del Macizo de granitoide inhomogéneo de Celanova-Bande. Alrededores del Embalse de Las Conchas.

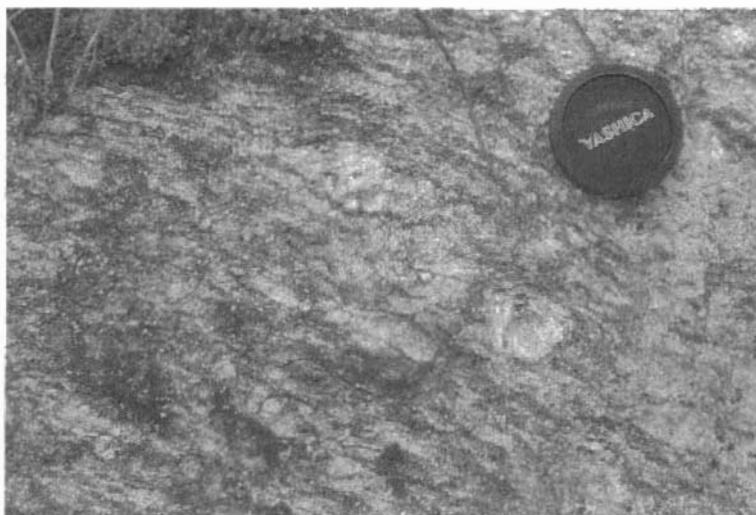


Fig. 46 - Fotografía de ortogneises glandulares al N. del granitoide inhomogéneo de Celanova-Bande. Ctra de Picouto a Mosteiro, un kilómetro al S. de la primera localidad.



Fig. 47 - Fotografía de ortogneises con alguna glándula de feldespato dispersa que presenta una foliación microplegada por la Fase 3 Area situada al S. de la depresión de Ginzo de Limia, junto al río Mouril.

Ocupan los núcleos de las antiformas y domos de Fase 3 (Antiforma de Catobad, Domo de Celanova-Ginzo de Limia) constituyendo los materiales inferiores de la secuencia litoestratigráfica establecida para la región. Este hecho plantea la posibilidad de que representen el basamento del Dominio Esquistoso de Galicia-Tras-os-Montes. En este momento no existen argumentos suficientes para confirmar o desechar esta hipótesis.

Su composición mineralógica principal consta de cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, biotita y moscovita. En los tipos migmatizados pueden encontrarse en ocasiones sillimanitas y cordieritas. Los minerales accesorios más frecuentes son circón, apatito, opacos y turmalina, apareciendo con carácter muy escaso, granate, rutilo, allanita y monacita.

3.3. ROCAS GRANITICAS HERCINICAS

Constituyen un porcentaje muy alto de la superficie total de la Hoja, y afloran en todos los dominios excepto en el del Caurel. Desde la parte occidental a la oriental de la región estudiada se produce un decrecimiento progresivo en el volumen de los afloramientos que coincide, como es lógico, con el ascenso en el nivel estructural de la corteza.

Se han distinguido tres grupos graníticos en función de criterios petrológico-geoquímicos y de cronología relativa respecto a las fases de deformación. Según el criterio de la deformación, las rocas graníticas se dividen en dos grandes unidades: granitoides sincinemáticos (incluyendo los tardicinemáticos) y granitoides postcinemáticos. Al primero pertenecen todos aquellos macizos o batolitos afectados por alguna de las fases de deformación, mientras que en el segundo se agrupan todos los macizos bien delimitados (muchas veces perfectamente circunscritos) que cortan netamente a los anteriores, y que han intruido con posterioridad a la F_3 . Si a esta división se aplican los criterios mineralógicos y geoquímicos, se define una clasificación granítica que comprende los siguientes términos:

- Granitoides sincinemáticos

- Granitoides calcoalcalinos preferentemente biotíticos (granitoides precoces)

- Granitos peraluminicos de dos micas y moscovíticos

- Granitoides postcinemáticos

- Granitoides calcoalcalinos y subalcalinos preferentemente biotíticos.

Dentro de cada grupo se distinguen varios tipos y facies, en función de características texturales o mineralógicas propias, que hacen más extensa y completa esta clasificación.

Excepto en los granitos peraluminicos de dos micas, en los otros dos grupos se ha hecho un estudio petrológico individualizado de los macizos que los componen, con el fin de exponer mejor los detalles particulares que siempre presentan las unidades cerradas y bien delimitadas frente a las grandes extensiones batolíticas. Solamente en algunos casos muy particulares se han individualizado de la descripción conjunta varios pequeños macizos de granitos peraluminicos de dos micas, por tener un caracter circunscrito e intruir totalmente en metasedimentos de niveles meso y epizonales.

Para el estudio geoquímico se ha contado con un total de 197 análisis, de los cuales 85 proceden del Plan Magna y corresponden sólo a las hojas de Cerdedo (153), Puenteareas (224)

y Salvatierra de Miño [262]. El resto, 112, son inéditos y pertenecen al muestreo propio de este proyecto que ha tratado de cubrir el resto de las regiones carentes de información geoquímica. Conviene advertir que bastantes de los análisis procedentes del Plan Magna tienen ciertas limitaciones como son la carencia de datos de elementos menores, y el cálculo del Fe como Fe^{3+} total. Esto ocasiona un ligero inconveniente, que limita las conclusiones generales a las que se puede llegar a partir del tratamiento conjunto de todos los datos.

En el grupo de los granitoides precoces, todos los macizos poseen análisis excepto el de Nocado que, por falta de afloramientos frescos, no se ha podido muestrear.

De los granitos peraluminicos de dos micas se poseen análisis de todas las alineaciones, e incluso de alguno de los macizos individualizados con el de Beariz. En este grupo de granitos hay una ligera descompensación del muestreo entre los diferentes tipos que lo forman. Esto es debido a que los granitos como los leucocráticos o facies como el **Ala de Mosca** suelen ser de grano grueso y están casi siempre algo alterados, resultando muy difícil la localización de buenas muestras para analizar.

De todos los macizos postcinemáticos se tienen análisis, inclusive de los pórfidos poscinemáticos los cuales, como ya se indica en las descripciones petrológicas, son difíciles de muestrear debido a la gran cantidad de enclaves metasedimentarios que poseen.

El tratamiento de los datos geoquímicos ha consistido básicamente en el cálculo de la norma C.I.P.W., de algunas relaciones interelementales, y de los índices petroquímicos más representativos como son:

ID= Índice de diferenciación de THORNTON and TUTTLE (1960)

IP= Índice de peraluminidad $(\text{Al}_2\text{O}_3 / \text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$

IA= Índice de alcalinidad $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} / \text{Al}_2\text{O}_3)$

Para la representación gráfica de todos los valores calculados se han utilizado los diagramas binarios de variación de los distintos elementos frente a la sílice, y las proyecciones triangulares AFM, $\text{Na}_2\text{O}-\text{K}_2\text{O}-\text{CaO}$, y el diagrama también triangular Rb-Ba-Sr de EL BOUSEILY and EL SOKKARY (1975).

3.3.1. Granitoides sincinemáticos

Se incluyen dentro de este apartado los dos grandes grupos de granitoides afectados por las deformaciones hercínicas de la F_3 . No se han observado estructuras deformativas claras atribuidas a la F_2 que afecten a los granitoides, aunque no se descarta que el emplazamiento de ellos pudo comenzar al final de la misma. Más seguro parece el hecho de que la intrusión masiva de los macizos se realizó en la interfase 2-3.

Los dos grupos graníticos que se consideran dentro de este apartado son:

- Granitoides calcoalcalinos predominantemente biotíticos (granitoides precoces).
- Granitos peraluminicos de dos micas y moscovíticos.

3.3.1.1. *Granitoides calcoalcalinos predominantemente biotíticos (granitoides precoces).*

En este grupo están incluidos los macizos graníticos preferentemente biotíticos que cristalizan

e intruyen durante la interfase 2-3, en etapas anteriores a las de los granitos de dos micas peraluminicos. Constituyen cuerpos más o menos bien delimitados en el espacio, que suelen presentar fenómenos de hibridación magmática (mezcla de facies) con los magmas peraluminicos posteriores. En conjunto se han individualizado los seis macizos siguientes:

- Macizo de Avión
- Macizo de Meabia
- Macizo de Nocado
- Macizo de Chantada-Taboada
- Macizo de Majada Cerveira
- Macizo de Puebla de Trives

Además de estos macizos, se ha considerado útil agrupar como unidad independiente todos los afloramientos de tonalitas y cuarzdioritas de la Alineación Salvatierra-La Cañiza-Cerdedo que se encuentran incluidos en granitos de dos micas. Esta decisión se debe a que, aunque estas rocas no aparecen en relación directa con ninguno de los macizos citados anteriormente, tienen, sin embargo, una composición algo similar con las tonalitas asociadas a ellos y que son consideradas como precursores intermedios de los magmas calcoalcalinos predominantemente biotíticos. Esto significa que la descripción de las tonalitas no se hace toda en conjunto sino que las que corresponden a cada macizo se haran junto con él para no perder la unidad petrológica que supone poder estudiar los términos de un macizo de una sola vez.

Los macizos de este grupo estan compuestos mayoritariamente por tres facies de muy desigual representación. La mayoritaria y principal es una facies granítica porfídica con grandes megacristales de feldespato potásico (generalmente entre 3 y 7 cm. de largo), que caracteriza sistemáticamente la textura de todos los macizos. Hay otra facies más escasa compuesta por granitos-granodioritas con poco o nulos megacristales (< 5%) que se asocia directamente con la anterior. Tanto en una como en la otra solamente hay términos biotíticos, no encontrándose anfíbol en ninguna de ellas. Por último, en los macizos de Chantada-Taboada, Puebla de Trives y Majada Cerveira aparecen facies microtonalíticas oscuras precursoras de las facies graníticas anteriores.

El contenido en moscovita de las dos facies principales es muy variable, pues puede llegar a ser un mineral principal (p.e. en los macizos de Avión, y Majada de Cerveira) o accesorio. El primer caso da lugar a que varias de las facies tengan cierta similitud composicional con algunas de textura porfídica del grupo de los granitos de dos micas, con lo que se plantea entonces la homogeneidad del grupo y su posible tránsito gradual al de dos micas peraluminico. También la presencia de sillimanita en algunas de las muestras de varios de los macizos precoces contribuye a la imprecisión que puede existir en cuanto a la distinción correcta de algunos de ellos.

Esta riqueza en moscovita y la presencia de sillimanita se traduce en tendencias geoquímicas peraluminicas para las rocas de este grupo, incluidas en gran parte de las facies microtonalíticas. Aunque los valores en el índice de peraluminidad no llegan a ser tan altos como en el grupo de los granitos de dos micas, son más elevados que los característicos de las series graníticas calcoalcalinas, sobre todo las de subducción.

Esto puede ser una propiedad distintiva para estas series cuando se encuentran en un ambiente orogénico de colisión continental como es el hercínico español.

Todas las rocas de este grupo presentan estructuras deformativas claras, tanto planares como lineales, marcadas por la biotita y los megacristales de feldespato potásico. La intensidad de las mismas va en función de su lejanía o proximidad a los pasillos de cizalla dúctil de Fase 3. Entre las zonas más afectadas por la deformación cabe citar la parte central del Macizo de Avión, la zona SE del Macizo de Majada Cerveira, y la parte oriental del de Chantada-Taboada, todos ellos afectados por pasillos de cizalla dúctil. En ningún caso se han observado estructuras atribuibles a la Fase 2, por lo que el momento de intrusión de los macizos se supone interfase 2-3, previo siempre al emplazamiento de las grandes áreas batolíticas de los granitos de dos micas peraluminicos.

3.3.1.1.1. *Macizo de Avión*

Está situado en la zona SO del Area Esquistosa de Galicia Central, configurando la Sierra del Faro de Avión (1.155 m.) (X= 560.400, Y= 4.683.800) y extendiéndose hacia el norte por el valle del mismo nombre. Aflora en las Hojas de Puente Caldelas (186) y Puenteáreas (224).

Es un macizo alargado en dirección N-S, concordante a grandes rasgos con las estructuras regionales de Fase 2, y con unas dimensiones de 10 Km. de largo por 5 Km. de ancho. Intruye preferentemente sobre los metasedimentos (micaesquistos con estaurolita-granate o gneises albiticos) de la Sinforma de Forcarei. Por el sur, es intruido netamente por rocas graníticas de dos micas deformadas pertenecientes a las series posteriores. A veces se observan, en las áreas de éste contacto, fragmentos del granito de Avión dentro de los granitos de dos micas. En el ángulo SE (dentro de la Hoja de Puenteáreas (224)) Hay una fuerte inyección filoniana de naturaleza aplopegmatóide a modo de **stock-work** con grandes cristales de cuarzo y feldespato potásico y cantidades menores de turmalina y moscovita, que pertenece a la facies apical de diferenciación de las series graníticas sincinemáticas de dos micas.

El plutón emplaza en niveles de metamorfismo regional de grado medio, dentro de la zona de la sillimanita en su mitad sur, y de la zona de estaurolita y granate en su contacto N. y NE.. Los contactos con la roca encajante son netos, y provoca un metamorfismo térmico de bajo grado en las metapelitas. En su interior son frecuentes los megaenclaves de rocas metamórficas similares a las encajantes, que han quedado dentro del macizo a modo de **roof-pendant** disponiéndose con formas alargadas según la dirección de esquistosidad regional dominante.

Está compuesto casi en su totalidad por una única facies principal porfídica con megacristales de feldespato y variaciones relativas en la abundancia de moscovita. Así, hacia los bordes la cantidad de moscovita es accesoria, mientras que hacia el centro, sobre todo en la zona de Avión (X= 561.600, Y= 4.691.900) Caserio (X= 559.800, Y= 4.688.500) (Hoja de Puente Caldelas (186)), llega a constituirse como mineral principal, pero sin superar nunca la cantidad de biotita. La textura general es muy porfídica con abundantes megacristales de feldespato que destacan en una mesostasis inequigranular de grano medio-grueso con megacuarzos.

Hay también, de manera local y minoritaria hacia la parte central del macizo, una facies con grano menor, como si perteneciera a las zonas apicales del plutón donde, como se acaba de decir, tiende a concentrarse la moscovita.

La densidad media más frecuente de megacristales está entre el 20 y 40%. Hacia los bordes decrece esta cantidad de manera ligera, llegándose a valores < 20%, salvo en algún punto

local de la zona oeste, en donde se mantiene la cantidad anterior. Es decir, aunque la disminución en densidad suele ir acompañada de una disminución del tamaño de los megacristales y del grano de la mesostasis, no se puede decir que exista una facies de borde enfriada propia. Lo mismo ocurre en el Macizo de Chantada-Taboada, con el que guarda cierta semejanza. Hay también algunos afloramientos escasos en que esta proporción media se sobrepasa, llegándose entonces a densidades entre el 40 y 60% que suelen corresponder con áreas más centrales del macizo. Igualmente aparecen, como ocurre en casi todos los macizos de este mismo grupo, bandas alargadas y estrechas subverticales, a modo de pasillos, de concentraciones con >80% de megacristales alineados según la fábrica interna del plutón. Estas concentraciones son prueba evidente de la existencia de flujos magmáticos dentro de la roca, y de las heterogeneidades texturales que presentan habitualmente los macizos de este tipo.

El tamaño de los megacristales está ligeramente seriado desde 2 hasta 10 cm., aunque el tamaño medio más común está entre 3 y 7 cm.. Son frecuentes, pero muy escasos en cantidad, los que llegan a tamaños de 10 cm. y más. Todos ellos suelen tener textura **Frasl**, y marcan una lineación casi constante de dirección $N-S \pm 20^\circ$ con buzamientos subverticales al O. en los dos tercios orientales, mientras que en el otro tercio occidental buza al E.

La facies más biotítica se sitúa preferentemente en la parte más externa del plutón mientras que la parte interior está ocupada por una facies de dos micas, por aumento progresivo de la cantidad de moscovita desde borde hacia el centro. Este hecho puede estar favorecido también por la gran cantidad de granitos de grano fino (más o menos aplitoides) de dos micas que intruyen sobre el macizo en esas zonas. De cualquier manera, este es un macizo con más moscovita de lo que es habitual en este grupo de granitoides, lo cual no deja de sugerir la existencia de términos intermedios (cuya génesis no se discute aquí) entre este grupo y lo granitos de dos micas peraluminicos sincinemáticos.

Desde el punto de vista estructural, el macizo posee una clara orientación de flujo y deformativa de los megacristales, y una foliación micácea marcada por la biotita que es concordante a grandes rasgos con la lineación. En la parte central del sector norte (zona entre Avión y Oroso ($X=559.300$, $Y=4.691.100$)), la deformación es más intensa, apareciendo una banda de cizalla dúctil sinistral de Fase 3, que incluso se prolonga fuera del propio granito, afectando a las rocas encajantes. La dirección de los planos O es $N 150^\circ E$. y la de los S $NO^\circ-10^\circ E$., buzando subverticalmente. Esta cizalla provoca un fuerte estiramiento en los megacuarzos y megacristales de feldespato, algunos de los cuales exhiben formas sinuosas con **colas puntiagudas** en sus extremos, como signo de la deformación. Los efectos de la cizalla se van atenuando hacia los bordes, donde ya sólo se hace visible una fábrica planar ligera.

Con la excepción de los megaenclaves metamórficos ya mencionados anteriormente, este plutón tiene pocos enclaves. Sólo se ven ocasionalmente pequeños enclaves microgranulares biotíticos (de 8 a 15 cm.) con formas elipsoidales que están feldespatizados, y algunos de esquistos **surmicáceos** (de 7 a 12 cm.) concordantes con la orientación general. En las zonas de contacto aumenta ligeramente la cantidad de esquistos encajantes.

En las partes centrales, hay numerosos diques cizallados de aplitoides leucocráticos con moscovita que son intrusivos sobre la facies porfídica general del plutón, a la cual moscovitizan en los bordes. Estos diques tienen potencias muy variables desde pocos centímetros hasta metros, y contienen como minerales característicos, turmalina (en nidos) y granate. También hay, pero en menor cantidad, diques estrechos de pegmatitas con cuarzo, feldespato, moscovita y, de manera accesoria, turmalina y granate.

En la aldea de Lagoa (X= 559.600, Y= 4.685.700) (Hoja de Puenteáreas (224)), en el borde sur occidental del macizo, pueden verse estas pegmatitas con grandes cristales de feldespato potásico y turmalina (de varios centímetros).

Petrografía

La principal característica composicional de este macizo frente al resto de los de su grupo radica en la abundancia de moscovita que presenta. También la existencia de andalucita y sillimanita muy incipientes y escasas (sólo se ha visto en una muestra) cerca del contacto oriental con los esquistos, supone un hecho poco corriente en estos granitoides.

La mineralogía principal está representada por cuarzo, microclina, plagioclasa, biotita y, a veces, moscovita. Los minerales accesorios son apatito, circón, opacos, turmalina, granate, moscovita, andalucita y sillimanita. Los procesos de cloritización de la biotita y sericitización de la plagioclasa marcan la aparición de clorita, opacos y sericita como minerales secundarios.

La textura general de la roca es inequigranular porfídica de grano grueso e hipidiomórfica con una esquizoclasticidad definida por la biotita, producto de cizalla ductil. Esta deformación provoca además granulación de cuarzo y micas a lo largo de los planos de cizalla, así como **kinkado** y extinción ondulante en micas, cuarzo y feldespatos.

Algunas de las características mineralógicas más destacadas son las siguientes:

El cuarzo forma pequeños agregados policristalinos con clara extinción ondulante y textura consertal. Las zonas de mayor deformación presentan un fuerte estiramiento con recristalizaciones y cristales acintados. La microclina son grandes prismas de bordes irregulares y tendencia poiquilitica que incluye plagioclasa y biotita. Es pertítica con venas más finas y menos abundantes que en los granitos postcinemáticos. En las microfisuras provocadas por la cizalla es frecuente que se introduzca cuarzo y clorita removilizados de la mesostasis. De manera escasa aparecen las coronas de microcuarzos gráficos rodeando tardíamente a los fenocristales de feldespato. La plagioclasa está en prismas subidiomorfos-alotriomorfos con zonación continua normal y ligero zonado oscilatorio, siendo visible a veces un zonado en parches dentro de los núcleos. Hay frecuentes mirmequitas, sobre todo en cristales ameboides tardíos en relación con microclina, bien dentro o en su zona periférica. La composición es de oligoclasa a andesina ácida, en algunos núcleos. La biotita es de color anaranjado-rojizo con formas fusiformes debido a la deformación, y agrupándose según esquistosidades lepidoblásticas sobre las que suele recrecer moscovita. Lleva frecuentes inclusiones diminutas de circón y, más escasamente, apatito. Su transformación parcial a clorita deja como subproductos opacos finos y, en ocasiones, texturas sageníticas. La abundancia de la moscovita es variable, aumentando su contenido hacia la parte central del plutón. Se presenta en placas intergranulares con cierto carácter tardimagmático y frecuentes bordes simplectíticos.

Apatito y circón son los minerales accesorios más comunes. El primero está en cristales subidiomorfos pequeños incluidos en biotita, aunque también está en cristales idiomorfos algo mayores, próximos a ella. La turmalina es de color marrón con diversidad de tonos, y aparece en prismas, a veces grandes, asociados al cuarzo y rodeando la biotita. Su presencia es local y su origen tardío. En parte corresponde a los nidos turmaliníferos que se ven en el campo. Dentro de los opacos hay que destacar la presencia de ilmenitas arborescentes finas en los bordes de varias biotitas que suelen estar englobadas posteriormente por placas de

moscovita. Es esta una característica bastante común en los granitoides precoces de la región. El granate queda restringido a las facies aplitóides póstumas como pequeños cristaltos dispersos, a los que se asocian muy frecuentemente turmalinas idiomorfas verdoso-azuladas.

En cuanto a la presencia de andalucita y sillimanita hay que señalar que sólo se han encontrado en una muestra, en donde están presentes simultáneamente los dos minerales. Son pequeños cristaltos muy escasos, sin conexión entre ellos, que van asociados a biotitas incipientes (que parecen neoformadas) y algunas plagioclasas microcristalinas. El hecho de que la muestra se encuentre muy cerca del borde donde se han detectado microenclaves esquistosos corneanizados con estos minerales en proceso de asimilación, hace pensar en su posible origen xenocrístico.

3.3.1.1.2. *Macizo de Meabia*

Es un pequeño plutón situado al este de la aldea de Meabia ($X=551.200$, $Y=4.722.300$), en la parte septentrional del A.E.G.C., que aflora en la Hoja geológica de Cerdedo (153) en su límite con la de La Estrada (121), y que intruye con contactos netos sobre los esquistos y paragneises del Grupo de Lalín-Forcarei. Sin embargo el contacto con los granitos de dos micas es irregular y difuso. Tiene una forma elipsoidal alargada según la dirección regional hercínica de $N 160^\circ E$, con unas dimensiones aproximadas de 6 Km. de largo por 1-2 Km. de ancho.

Es un cuerpo bastante heterogéneo en sus afloramientos debido a que está intruido por facies granitoides de dos micas correspondientes al Macizo de Siador. Esto ocasiona una mezcla de facies que dificulta en detalle la cartografía exacta de la unidad. También el abundante complejo pegmatítico que va asociado a los granitos de dos micas, aumenta la heterogeneidad de algunas zonas.

El macizo se encuentra emplazado en las zonas de estaurolita y sillimanita regional, apareciendo algunas apófisis e inyecciones dentro de la aureola del encajante.

La facies principal y única de este plutón está formada por un granito biotítico inequigranular porfídico de grano medio a grueso, con cantidades variables de megacristales. La densidad volumétrica de éstos últimos suele tener un valor más común de 20-40%. Los megacristales son todos de feldespatos potásico idiomorfos, con un tamaño más frecuente de $2-3,5 \times 1-1,5 \times 0,8-1$ cm., aunque la longitud máxima puede ser de hasta 4 cm.. En algunas ocasiones presentan estructuras *Frasl*. Definen una lineación de flujo, a la que se superpone una deformación de cizalla, a $N 10^\circ E \pm 15^\circ$, siempre buzando subverticalmente al O.. La cizalla dúctil afecta principalmente a la mitad occidental del macizo, siendo visible sólo en los mejores afloramientos donde parece tener un sentido sinistral, con una dirección de $N 10^\circ E$ para los planos C, $N 35^\circ E$ para los S, y buzamiento subvertical al O.. Algunos megacristales presentan puntas sigmoidales en sus extremos como resultado de la deformación.

La mesostasis es inequigranular de grano medio a grueso, con algunos megacuarcos que llegan hasta 1 cm.. La biotita es la mica dominante, pero la moscovita se presenta en cantidades variables que pueden llegar a ser iguales a las de la biotita, lo que da origen a facies típicas de dos micas con megacristales, de asignación confusa a una u otra serie de granitoides. Sin duda, la intrusión tan cercana de los granitos de dos micas provoca moscovitizaciones en el granito encajante que ocasiona estas incertidumbres. Generalmente, la moscovita está más orientada que la biotita, y pueden ser placas de hasta 8 mm. de ancho.

Son frecuentes los enclaves de rocas esquistosas, sobre todo cerca de los contactos, y, en menor cantidad, hay también enclaves oscuros microgranulares subredondeados con tamaños de hasta 20 cm..

Hay muchos diques pegmatíticos y aplíticos, compuestos por cuarzo, feldespato y moscovita, principalmente. En gran parte van asociados a las intrusiones posteriores de los granitos de dos micas, aunque no se descarta que algún tipo pertenezca a la facies porfídica de este macizo.

Petrografía

La mineralogía principal está compuesta por cuarzo, microclina, plagioclasa, biotita y moscovita. Los minerales accesorios son apatito, circón, opacos y granates. Como minerales secundarios aparecen clorita, esfena, rutilo y sericita, todos ellos como resultado de la cloritización de la biotita y sericitización de la plagioclasa.

La textura global de la roca es inequigranular porfídica de grano medio hipiomórfica-alotriomórfica, con orientación deformativa y ligera esquistosidad marcada por las micas, sobre todo biotita.

Algunas de las características más destacadas de los minerales son:

El cuarzo es alotriomorfo, forma a veces microagregados con textura consertal, y tiene extinción ondulante. La microclina es poco pertítica y lleva escasas inclusiones de plagioclasa, biotita o cuarzo. La plagioclasa está en prismas subidiomorfos con débil zonación continua normal. Su composición es oligoclasa-andesina, y suele estar sericitizada en sus núcleos. Hay también algún recrecimiento tardío más albitico mirmequítico, y cristales alotriomorfos de la misma composición en contacto con la microclina. La moscovita es siempre menos abundante que la biotita y, en varias ocasiones, llega incluso a ser mineral accesorio. Frecuentemente recrece sobre la biotita, aunque también se encuentra en placas sueltas. De los minerales accesorios merece un cierto interés el granate, pues se presenta en cristales subidiomorfos algo redondeados, **englobado** en plagioclasas que parece que lo corroen.

3.3.1.1.3. Macizo de Nocado

Es un pequeño macizo de forma elipsoidal inédito hasta ahora en cuanto a su asignación al grupo de los granitóides precoces, que se localiza entorno al pueblo de Nocado ($X=606.500$, $Y=4.649.450$) al sur de Ginzo de Limia, en el límite norte de la Hoja de Baltar (302). Posee unas dimensiones aproximadas de 3,5 Km. de largo por 2 Km. de ancho, con adelgazamientos en su extremo NO..

Está intruyendo por el norte y oeste de manera inyectiva con contactos netos sobre esquistos y gneises biotíticos, algo moscovitizados, de la zona de la sillimanita, mientras que por el este está siendo intruido por granitos de dos micas sincinemáticos pertenecientes a la Aliación Ginzo-Allariz-Chantada. originalmente este macizo debió de tener unas dimensiones mucho mayores, a tenor de los retazos que aún quedan dentro de los granitos de dos micas en el sector que va en dirección SE desde Nocado hasta la frontera con Portugal que corresponden en gran medida con las facies que en la Hoja de Baltar (302) se dan como granito de megacristales $>>2,5$ cm.. La mayoría de estos relictos tienen tamaños métricos y se encuentran englobados de manera difusa (a veces existen contactos netos y diques

pegmatíticos separándolos) en varios puntos como la aldea de Lucenza (X=614.300, Y=4.645.700), en el cruce con el Río Barbul justo entre las Hojas de Baltar (302) y Verin (303), en la aldea de Viceferre (X=617.600, Y=4.634.500), etc...Mención especial merece la presencia de un mesoenclave esquistoso (tipo **roof pendant**) situado al SO de Gironda, (X=613.100, Y=4.639.800) cerca de la frontera portuguesa, en el que se ve perfectamente cómo el granitoide biotítico con megacristales se inyecta concordantemente sobre los esquistos y, a su vez, el conjunto completo, es intruido netamente por los granitos de dos micas. Esto da pie para suponer la hipótesis expuesta anteriormente de que, en esta zona, debió de existir una intrusión previa de granitoides precoces de dimensiones desconocidas que ha sido **borrada** por el ascenso y emplazamiento posterior de los granitos de dos micas peraluminicos sincinemáticos.

Por otro lado, el cuerpo subredondeado de sienitas anfibólitas que se cita también en la Hoja de Baltar (302) al sur de Seoane (X=610.200, Y=4.650.550) (3 Km. al este de Nocado) está compuesto en su mayoría por una roca granítica moderadamente oscura poco porfídica con algo de moscovita. Los megacristales son de 1 a 25 cm. de largo por 1,5 x 0,8 cm. de ancho. Tiene el aspecto de ser una facies poco porfídica de los granitoides precoces, pues parece algo más básica que los granitos de dos micas típicos que hay en el entorno. Las rocas propiamente sieníticas-cuarzomonzoníticas constituyen enclaves dentro de esta masa granítica. De momento, y a la espera de un estudio más profundo de este cuerpo, lo describiremos junto al Macizo de Nocado considerándolo como una variante del mismo.

El macizo está compuesto mayoritariamente por una facies principal de granitos biotíticos grano medio a medio-grueso con megacristales de feldespato potásico, y moscovita siempre presente. Los megacristales tienen longitudes habituales entre 4 y 7 cm. y llegan hasta 20 cm.. Las anchuras son de 2-4 x 1-3 cm.. Hacia los bordes de la intrusión parece que estos tamaños disminuyen un poco. En algunos se observa una ligera zonación de crecimiento interno.

La densidad de megacristales es variable, pero lo más frecuente es que sea del 30 al 50%. En los retazos aislados es algo menor, siendo raro que superen el 20%. Hay alguna escasa concentración formando **pasillos** subverticales como los que suelen aparecer en este grupo de granitoides.

La deformación es ligera, pero se evidencia una orientación de los feldespatos entre N 140° E y N 165° E, con variaciones locales cerca de los contactos.

Lleva pocos enclaves que, generalmente, son de esquistos encajantes y microtonalitas del tipo microgranular. Dentro de estos últimos pueden encontrarse tamaños centimétricos y mayores. que forman mesoenclaves ligeramente alcalinizados.

Los diques más frecuentes son los de pegmatitas simples, compuestos por grandes cristales de cuarzo-feldespato potásico-moscovita \pm biotita. Hay también algunas venas de cuarzo y aplitas. Realmente, y dado el pequeño tamaño de este macizo, no se sabe si las pegmatitas son propias de él, o pertenecen al cortejo filoniano de la intrusión de los granitos de dos micas que le rodean.

Petrografía

El cuerpo principal de Nocado y los retazos similares tienen como minerales mayoritarios el cuarzo, microclina, plagioclasa, biotita y moscovita. Como minerales accesorios están el apatito y circón. Los procesos de transformación secundaria dan origen a clorita, sericita y

epidotas, que se desarrollan sobre biotita y plagioclasa.

La textura más común es la inequigranular porfídica con mesostasis de grano medio hipidiomórfica, en la que se observa una deformación apreciable de los minerales.

El cuarzo es alotriomorfo, forma mosaicos de textura consertal y presenta extinción ondulante. La microclina son prismas poco pertíticos con bordes irregulares que incluyen plagioclase y algo de biotita. La plagioclase es de composición oligoclase con zonación continua normal y ligeramente oscilatoria. Hay pocas mirmequitas. La biotita es marrón rojiza con frecuentes bordes negruzcos de opacos finos, a veces alargados, englobados por moscovitas. Lleva inclusiones de circón y apatito, y parcialmente está alterada a clorita. La moscovita puede estar en cantidades principales o accesorias. Son placas tardías, recreciendo sobre los demás minerales. El apatito está en prismas cortos, relacionados directamente con la biotita. El circón es pequeño, y se encuentra junto o incluido también en biotita.

Por su parte, en el cuerpo de Seone, la facies granítica tiene una composición mineralógica de cuarzo, microclina, plagioclase, biotita y moscovita como componentes principales. Los accesorios son apatito, circón, sillimanita (muy escasa), turmalina y opacos. Realmente, la composición global se acerca más a un granito de dos micas peraluminico que a una facies típica del grupo de los precoces, lo que plantea la duda de si realmente este cuerpo pertenece a uno u otro tipo de granitos. La textura es inequigranular de grano medio-grueso con feldespatos de mayor tamaño frente al resto de los minerales.

El cuarzo es intersticial, con extinción ondulante y textura consertal. A veces lleva inclusiones aciculares indiferenciadas (posible rutilo). La microclina es prismática subidiomorfa con pocas mirmequitas (tipo vein). La plagioclase está en su mayor parte sericitizada. Tiene una composición de oligoclase con un zonado continuo normal poco acusado, y casi ningún zonado oscilatorio. Hay pocas mirmequitas. La biotita es marrón-rojiza con frecuentes inclusiones de circón, y está parcial o totalmente cloritizada. La moscovita está en placas grandes tardías, a veces de mayor tamaño que la biotita. La sillimanita es muy escasa y sólo aparece como fibrolita relictas en algún núcleo de moscovita. La turmalina se encuentra en prismas idiomorfos-subidiomorfos marronáceos, algo rotos. El apatito y circón son cristales pequeños en relación con la biotita.

La facies monzonítica-cuarzomonzonítica (las que definen como sienitas anfibólicas en el Magna de Baltar (302)), son las únicas rocas con esta composición que aparecen en la Hoja geológica presente de Orense-Verín. En todo Galicia son escasísimos los afloramientos de ellas, y sólo en el Macizo de Friol (Lugo) hay rocas semejantes que se encuentran incluidas en la masa graníticas de dos micas. Realmente son rocas muy particulares cuyo significado petrológico está aún por analizar. Los minerales principales son microclina, plagioclase, anfíbol y biotita. Con mucho, el más abundante es la microclina. Como minerales accesorios están la esfena, cuarzo, apatito, clinopiroxeno y circón. Como secundarios está la sericita, producto de la sericitización de la plagioclase.

La textura más común es la inequigranular hipidiomórfica, con cristales grandes de feldespatos y biotita, y algo menores del resto, aunque tanto la esfena y apatito tienen tamaños mayores que lo habitual.

La microclina está en grandes prismas bastante idiomorfos formando un mosaico, entre los que cristalizan el resto de los minerales, sobre todo el cuarzo. Tiene pertitas en parches y algunas en microvenas, y lleva pocas inclusiones de otros minerales. La plagioclase es menos abundante que la microclina y, lo poco que se ve debido a su alteración es que tiene un zonado débil. El cuarzo es un mineral que no siempre está presente, con lo que los términos

rocosos varían entre monzonitas y cuarzomonzonitas. La biotita es marronácea y cristaliza en grandes placas muy alargadas, sin casi ninguna inclusión, y con una birrefringencia más propia de flogopita que de biotita s.s.. El anfíbol es verdoso pálido, tipo hornblenda, y se agrupa en microagregados sobre los que recrece la biotita. El clinopiroxeno está en cristales generalmente relictos en los núcleos de anfíbol. El apatito es muy frecuente, se encuentra disperso por la roca como prismas alargados muy idiomorfos. La esfena sobresale por su gran tamaño. Está en cristales idiomorfos muy frecuentes, generalmente con formas romboidales, transformado parcialmente a óxidos negros. El circón está en pequeños cristales incluidos en el anfíbol o disperso por la roca. Su abundancia es menor que la del apatito.

3.3.1.1.4. *Macizo de Chantada-Taboada*

Está situado entre el área de Frontón-Herbedeiro (sector NE del Dominio Esquistoso de Galicia-Tras-os-Montes) y el Dominio del Anticlinorio del **Olla de Sapo**. Toma su nombre de los pueblos de Chantada (X=600.900, Y=4.718.400) y Taboada (X=601.400, Y=4.730.200).

Es el cuerpo granítico más grande de esta serie en Galicia, pues se extiende desde Oroso (Hoja de Guitiriz (46)) hasta el sur del río Sil en la Hoja de Allariz (226), con una longitud aproximada de 80 Km., y una anchura máxima de 20 Km. En la hoja presente sólo aflora la parte meridional dividida en dos cuerpos distintos. Por un lado está el cuerpo principal representado por la prolongación sur de la gran masa del norte, que se extiende dentro de la hojas de Chantada (155), Nogueira de Ramuín (188), y Lalín (154) del Mapa Geológico Nacional a E. 1:50.000, con una forma alargada en dirección N 160° E., adelgazándose hacia el S. a la altura de Sober (X=616.300, Y=4.702.100), donde es intruido masivamente por los granitos de dos micas del macizo de Ferreira (X=613.000, Y=4.707.000) -Sober. Por otro lado, existe un cuerpo aislado y circunscrito (plutón de Mao) (X=621.800, Y=4.687.200) alineado con el anterior, de 10 Km. de largo por 4-5 de ancho, que se sitúa en las Hojas de Nogueira de Ramuín (188), Puebla de Trives (189), Allariz (226) y Manzaneda (227).

El cuerpo de Mao es de difícil asignación petrológica ya que, aunque en campo presenta características propias de un granitoide precoz, petrográficamente lleva sillimanita en muchos de sus puntos que, como es conocido, es un mineral más propio de los granitos peraluminicos de dos micas. Por tanto, y a la vista de esta circunstancia, es mejor considerar prudentemente las propiedades de este cuerpo, a la espera de futuros estudios más detallados.

Ocupa gran parte de lo que han cartografiado en la hojas como granitos de dos micas, y los contactos con las series graníticas encajantes son bastantes graduales y, hasta podría decirse que confusos. Este fenómeno se repite intensamente siempre que estas series se ponen en contacto mutuo, llegando a dificultar las delimitaciones exactas sobre ambas. Así, esta interacción magmática ha sido también observada en otros macizos gallegos, y evidencia posibles fenómenos de hibridación parcial entre los dos magmas.

El batolito intruye sobre los metasedimentos paleozoicos inferiores (compuestos por esquistos y cuarcitas, principalmente, y por **Olla de Sapo** de manera accesoria).

El cuerpo superior o principal tiene un borde oeste muy irregular con bastante heterogeneidad de facies, donde abundan los megaenclaves metasedimentarios del área de Frontón-Herbedeiro, sobre los que intruye el granito aprovechando las estructuras de Fase 2 para

inyectarse concordantemente con ellas, a través de los planos de esquistosidad. A su vez, en este área, son muy frecuentes las intrusiones posteriores de granitos de dos micas con facies heterogéneas apicales (facies de grano fino-medio con apilitas, aplopegmatitas y pegmatitas) que se intermezclan con el conjunto anterior, dificultando la cartografía de cada una de estas rocas. En las Hojas de Lalín (154) y Chantada (155) GONZALEZ LODEIRO et al. (1974 a, 1974 b) distinguieron en este área del macizo una facies granítica de mezcla, a la que llamaron **Granodiorita intruida por granitos de 2 micas**, y la individualización del resto de la facies porfídica común. Sin duda, esa mezcla existe, pero la extensión del afloramiento es menor. Dentro de él se presenta un granito porfídico de grano medio-grueso con megacrístales de longitudes más comunes entre 2-5 cm., y densidades 20%. Es decir, son facies algo más de borde que la facies más comunes del macizo.

Por el este, el cuerpo superior intruye con contactos netos y discordante (corta las estructuras de Fases 1 y 2 sobre las filitas y esquistos del Dominio Esquistoso de Galicia-Tras-os-Montes y del Dominio Anticlinorio del **Olla de Sapo**, dentro de las zonas del granate, al norte, y de la sillimanita, al sur. Esta discordancia en las zonas metamórficas afectadas, evidencia que el macizo intruyó en una etapa posterior al metamorfismo regional, ya que está cortando las isogradas que lo definen. También hay que hacer notar que su lugar de emplazamiento parece representa tal vez un accidente estructural importante, pues parece limitar la extensión generalizada de la Fase 2 hacia el este.

El cuerpo de Mao, parece intrusivo sobre el granito de dos micas que lo rodea, presentándose contactos graduales entre ambas rocas, que dificultan su delimitación debido a fenómenos de hibridación mutua. Está compuesto por una facies porfídica de dos micas (biotita moscovita) con matriz inequigranular de grano medio a medio-grueso, y con megacrístales más pequeños que los del grupo superior. Realmente tienen varias propiedades que coinciden con las de los granitoides precoces aunque convendría no descartar la posibilidad de que se tratara de una facies porfídica particular de los grupos de granitos de dos micas. Por el momento, se ha considerado como precoz, pero sería conveniente analizarla más detalladamente. La deformación por cizalla es ligera y los planos de esquistosidad los marcan las biotitas, además de existir lineación de los megacrístales.

La intrusión de esta gran masa granítica que representa el Macizo de Chantada-Taboada provoca un metamorfismo de contacto bastante visible, sobre todo en los niveles de bajo grado, con texturas de recristalización corneánica y esquistos mosqueados muy espectaculares (Embalse de Belesar (X=605.700, Y=4.720.600)). Este metamorfismo es de facies de esquistos verdes, con una paragénesis de cuarzo, biotita, andalucita y moscovita (retrógrada).

Desde el punto de vista petrológico, el macizo en su conjunto está compuesto por tres facies: granitoides biotíticos porfídicos; granitoides biotítico poco porfídicos, y tonalitas. No existe una facies de enfriamiento propia, aunque sí existe una ligera disminución en el tamaño de grano y el porcentaje de megacrístales hacia los bordes, sobre todo en el contacto del este del cuerpo superior.

Facies biotítica porfídicas

Es la más abundante de todas, y ocupa aproximadamente el 90% de los afloramientos. Tiene una textura porfídica con matriz inequigranular de grano medio y medio-grueso y esquistosidad micácea deformativa, sobre todo en la mitad oriental del macizo. Estructuralmente

alterna con estrechas bandas poco porfídicas, produciendo un aspecto heterogéneo global a escala megascópica.

La densidad, de megacrístales más común está en los dos cuerpos entre el 10 y 30%, con zonas locales de mayor cantidad y, como ocurre en casi todos los macizos de esta serie, con **pasillos** estrechos (de unos 50 cm. de ancho) subverticales de concentraciones masivas de megacrístales (>70%) dispuestos según la fábrica de la roca, y tamaños de los mismos mayores de lo habitual. En el cuerpo de Mao aumentan, de manera relativa, los puntos con <10% de megacrístales, que corresponden al borde del oeste, donde la hibridación con las facies de granitos de dos micas es más acusada. En el cuerpo superior, el tamaño medio de megacrístales está entre 3 y 7 cm. de largo, siendo el tamaño más común de 5 cm, aunque se llega aisladamente hasta valores de 13 cm. Estos megacrístales marcan constantemente una lineación N. -S. \pm 30°, con buzamientos subverticales tanto al E. como al O. Casi siempre los megacrístales están maclados según la ley de Carlsbad y frecuentemente llevan ligeras inclusiones de biotita del tipo Frasl.

En la mesostasis destacan megacuarcos redondeados dispersos de hasta 15 mm. de diámetro con un tamaño más común de 10 mm., y una marcada foliación biotítica subparalela a las caras de los feldespatos.

El cuerpo de Mao tiene megacrístales más pequeños, con tamaños entre 1,5-3 cm. de largo, con valores aislados de 4 y hasta 7 cm. La mesostasis es también menor, de grano medio a medio-grueso, y presenta ocasionalmente **schlieren** biotíticos y **pasillos** de flujo, más difusos que los del cuerpo superior.

Siempre, en los dos cuerpos del macizo, es perceptible de **visu** la presencia de moscovita, cuya abundancia tiende a aumentar hacia los bordes, sobre todo cuando la roca encajante en un granito de dos micas o esquistos con sillimanita regional.

Facies biotítica poco porfídica

Sólo aflora en el cuerpo superior del macizo. Se sitúa en la parte oriental del plutón (al este de Ferreira y Sober), en una banda alargada con dirección semejante a la orientación de las facies anteriores. Presenta una textura de grano fino-medio, con algún megacrystal de feldespato potásico disperso de longitudes cortas entre 0,5 y 5 cm. (alguno aislado de 6-7 cm.). Está afectada por una fuerte deformación de cizalla dúctil sinistral con dirección variable de los planos C entre N 160°-80°O y N-S-80°O. Tiene un color gris oscuro debido en parte a su carácter más básico, y por otra, a la recrystalización y deformación impuesta por la banda de cizalla que la afecta. Es frecuente dentro de esta facies la heterogeneidad composicional, con bandas alternantes mesocráticas (abundante biotita) y otras algo más leucocráticas.

Presenta pasos graduales hacia la facies anterior y, en varios afloramientos, se puede ver una estructura de **banding** métrico en la que están alternando las dos facies, produciendo hibridaciones dúctiles de flujos magmáticos subverticales.

Facies de grano fino-medio tonalíticas

Afloran en pequeños **stock** menores de 2 Km², en medio de las facies porfídica o hacia los bordes del macizo, ya intruyendo sobre los esquistos encajantes. Ejemplos de estos **stock** dentro del cuerpo superior están en las aldeas Arriba (X=604.500, Y=4.714.800)

Ulfe (X=603.000, Y=4.713.400) (Hoja de Chantada (155)) y en el corredor Pena (X=620.500, Y=4.699.900) Sobreira (X=620.400, Y=4.700.900) (Hoja de Nogueira de Ramuin (188)). También se ha encontrado un **stock** inédito en la aldea de Villajuste (X=589.400, Y=4.722.100), situada en la esquina NE de la Hoja de Lalín (154), asociada a facies biotítica poco porfídica, que se habían cartografiado como granitos de dos micas. En todas las ocasiones la roca tiene un color gris oscuro, con ligeras variaciones más leucocráticas ricas en plagioclasa, y su textura es generalmente de grano fino-medio, con algún desarrollo local de biotitas más gruesas.

En el cuerpo de Mao hay también pequeños cuerpos métricos de facies tonalita, dentro de la Hoja de Nogueira de Ramuin (188), cerca de la aldea de Vilar (X=621.100, Y=4.691.150). Este afloramiento está muy hibridizado con la facies porfídica común.

En todo el interior del macizo son frecuentes los enclaves microgranulares de tonalitas-cuarzodioritas (junto a alguna variedad granodiorítica) en cantidades variables, tendiendo a concentrarse preferentemente hacia los bordes del macizo, sobre todo en el área NE. (zona de Belesar). Tienen formas subredondeadas o elipsoidales aplastadas, contactos netos y tamaños medios entre 5 y 40 cm., llegando en ocasiones hasta 1 m. de diámetro. Suelen disponerse con el eje más largo paralelo a las estructuras de flujo y deformativa internas del granito. En el cuerpo de Mao están ligeramente alcalinizados.

También se encuentran, preferentemente en la zona de borde, enclaves de esquistos corneanizados y cuarcitas de las series paleozóicas encajantes. Se orientan igual que los anteriores; es decir, paralelos con la fábrica granítica. Sus tamaños son variables, desde pocos centímetros hasta 30 cm. o más.

El conjunto filoniano del macizo está representado por diques de aplitas, aplopegmatitas y pegmatitas leucocráticas, que suelen intruir neta y discordantemente perpendiculares a la dirección general de orientación. De manera más escasa hay también venas y diques de cuarzo. Los diques de pegmatita son los más abundantes, con potencias variables entre 5 y 15 cm., aunque pueden llegar hasta 1 m. de anchura. Las paragénesis más comunes son poco o moderadamente hidratadas, y están compuestas por cuarzo, feldespatos, turmalinas y, no siempre, moscovita. De manera accesoria hay biotita y granate. En la zona de Belesar son frecuentes los diques aplitoides y aplopegmatoides anchos, con granate-turmalina, en facies semejantes a los de grano fino diferenciadas en el macizo granítico del Friol. En el borde oeste del cuerpo de Mao, las inyecciones aplíticas y pegmatíticas son muy abundantes, y provocan sobre la facies porfídica común, fenómenos locales de moscovitización que hacen aumentar más de lo normal la abundancia de este mineral.

Petrografía

Se va a describir por separado la composición mineralógica del cuerpo principal y del plutón de Mao, por presentar algunas diferencias dignas de ser destacadas. También, a su vez, serán descritas individualmente las facies graníticas y tonalíticas que entran a formar parte del macizo.

En el cuerpo anterior, la facies biotítica porfídica tiene como mineralogía principal cuarzo, microclina, plagioclasa y biotita. Como minerales accesorios están moscovita, apatito, circón, esfena, rutilo, ilmenita y otros opacos. Los procesos hidrotermales de cloritización de biotita y saussuritización de plagioclasa provocan la aparición secundaria de clorita, prehnita epidota, sericita y carbonatos. La textura en conjunto que configuran es inequigranular

porfídica con matriz de grano medio-grueso hipidiomórfico. En la parte oriental, donde el macizo está más deformado, aparece una intensa esquistosidad micacea deformativa, con estiramiento de los minerales, sobre todo del cuarzo, que da origen a texturas a veces protomiloníticas con recrystalización de cuarzo y presencia de porfiroclastos.

Algunas de las propiedades más destacadas que tienen los minerales son:

El cuarzo es alotriomorfo y forma microagregados monocristalinos con textura consertal, que son los megacuarzos que se ven de **visu**. Suele tener siempre extinción ondulante y está ligeramente anubarrado por abundantes microinclusiones muy finas de opacos o gaseosas dispuestas linealmente a lo largo y ancho del cristal. Esporádicamente se ven microcuarzos de crystalización tardía que bordean a los grandes cristales de feldespato, sobre todo a la microclina. El feldespato potásico es microclina y crystaliza en fenocristales así como en cristales menores de la mesostasis. Los megacristales tienen bordes irregulares, aunque algunos son subidiomorfos o idiomorfos. Generalmente son micropertíticos (Tipo **vein**). De manera habitual incluyen cristales pequeños de plagioclasa y, en menor cantidad, de biotita y cuarzo de alta temperatura. Los primeros y algunas de las biotitas, pueden disponerse zonalmente según las catas de crecimiento. En varios de los megacristales se aprecia una microfisuración oblicua al eje mayor, producida por la deformación de cizalla, que se encuentra rellena por cuarzo removilizado. Por su parte, el otro feldespato, la plagioclasa, crystaliza en prismas subidiomorfos maclados, con zonados continuos normales y oscilatorios muy marcados en cuyos núcleos se encuentra a veces zonado en parches. La composición es de oligoclasa-andesina y hay también frecuentes, pero no excesivamente abundantes, cristales alotriomorfos más ácidos con mirmequitas. Los núcleos suelen estar afectados por procesos de sericitización y saussuritización en diversos grados. La biotita es de tonos rojizos a marrón-rojizos. Casi siempre configuran agregados alargados de cristales cruzados orientados semimarcadamente por la deformación. En las áreas más deformadas, algunos de los cristales sufren granulación de sus bordes que, junto a incipientes cuarzos recrystalizados, forman un intercrecimiento cuarzomícaceo muy fino que se dispone a modo de hiladas finas según los planos de esquistosidad. La biotita se transforma parcial o totalmente a clorita. Cuando está muy cloritizada puede sufrir feldespatización potásica. También en la cloritización se desarrolla secundariamente una incipiente textura sagenítica que no llega nunca a ser tan intensa como la típica de los granitos peraluminicos de dos micas. Normalmente lleva incluidos pequeños cristales de circón y apatito. La moscovita nunca supera en cantidad a la biotita pero su contenido es variable, desde constituir un simple mineral accesorio hasta alcanzar cantidades casi de principal, en puntos locales del macizo. Se encuentra en placas de diversos tamaños creciendo generalmente sobre la biotita y, de manera menor, sobre los feldespatos. Aunque su periodo de crystalización es tardío, incluso posterior al desarrollo de la cloritización, está afectada por la deformación de Fase 3 que aparece en el macizo. El apatito está en prismas bastante idiomorfos de diverso tamaño que se sitúan dentro o en las inmediaciones de la biotita. En algunas ocasiones incluye pequeños cristallitos alargados de circón. También es destacable la presencia a veces de núcleos ligeramente ahumados. El circón casi en su totalidad se encuentra incluido en la biotita provocando los típicos halos metamícticos. La esfena está en escasos cristales subidiomorfos de origen primario. Los opacos son pocos, casi en su mayoría secundarios como subproductos de la cloritización. De forma muy escasa hay también otros cristales más idiomorfos que aparecen primarios, asociados a biotitas frescas. El carbonato es muy poco y rellena intersticios y microfisuras. La epidota se encuentra en granos pequeños sobre la plagioclasa. La ilmenita son pequeños

cristalitos algo aciculares y con disposición arborescente en los bordes de la biotita, y recrecidos por la moscovita. Este mineral puede ir acompañado de algún grano de rutilo.

En los **pasillos** subverticales de concentraciones pegmatoides masivas de megacristales, la microclina es el componente principal de ellos. Sus cristales llevan frecuentes inclusiones de plagioclasa dispuesta zonalmente. La biotita está casi totalmente cloritizada y la plagioclasa muy sericitizada. La moscovita recrece sobre la biotita y los feldespatos.

La facies biotítica poco porfídica tiene básicamente la misma composición que la facies porfídica, salvo algunos cambios texturales y ligeras variaciones en la proporción de los minerales. Como minerales principales están cuarzo, microclina, plagioclasa, y biotita. Los accesorios son moscovita, apatito y circón. Los procesos de alteración secundaria son pocos y eso da pie a que la cloritización de la biotita sea escasa.

Las texturas presentes son casi todas protomiloníticas con fenoclastos de feldespato en una pasta de grano fino recrystalizada, principalmente cuarzosa. Hay una esquistosidad biotítica ondulada que envuelve a los fenoclastos. Las micas están **kinkadas** y el resto de los minerales presenta importante extinción ondulante y microfisuración debido todo ello a la intensa deformación.

Algunas de las características mineralógicas más destacadas son: El cuarzo está fuertemente recrystalizado y con cristales acintados. En general casi todas las muestras tienen microclina como componente principal, aunque en algunos términos de los afloramientos del río Cabe se queda como mineral accesorio, dando paso a rocas de composición tonalítica de grano fino-medio. Este mineral está en fenocristales prismáticos con bordes algo irregulares, e incluye cristales pequeños de plagioclasa. Tiene mucho menor desarrollo que en la facies anterior y es muy poco porfídico. La plagioclasa es subidiomorfa y, otras veces, alotrimorfa con bordes irregulares. No está tan maclada como en la facies porfídica, y su zonación oscilatoria intensa está más generalizada. Hay también más núcleos con zonado en parches. La composición va desde oligoclasa hasta andesina. En relación con la microclina hay cristalización más ácida de plagioclasa mirmequítica. La biotita es el único ferromagnesiano existente. Tiene un tono rojizo y sus cristales tabulares están bastante deformados, en ocasiones con formas fusiformes y frecuentes opacos finamente divididos en sus contornos que son envueltos por moscovita tardía. También la deformación microgranular algunos de sus bordes con aparición de recrystalizaciones moderadas. La moscovita es escasa y, en varias muestras, está prácticamente ausente. El apatito está en prismas idiomorfos cortos de mediano tamaño, dentro y fuera de la biotita. Algunos tienen núcleos anubarrados. El circón es más escaso que el apatito, encontrándose en pequeños cristales incluidos en la biotita, aunque esporádicamente hay prismas mayores fuera en los que se observa zonación.

Las facies microtonalíticas oscuras de Arriba-Ulfe y de la zona de Pena-Sobreira, son rocas con textura microgranular pseudodolerítica, con ligera tendencia microporfídica marcada por fenocristales de plagioclasa. En algunas muestras se aprecia una orientación muy marcada, de origen deformativo, que genera planos de esquistosidad biotítica muy acusados, sobre todo en los afloramientos de Pena-Sobreira. La composición mineralógica de esta facies es cuarzo, plagioclasa, biotita, clinopiroxeno, apatito, circón, esfena, opacos y allanita. El cuarzo es alotriomorfo e intersticial. La plagioclasa es abundante, y presenta una zonación continua normal y/o oscilatoria, con algunos núcleos en parches. Su composición es andesina y está bastante más fresca que en las facies graníticas externas, aunque localmente hay núcleos saussuritizados. La biotita es marrónácea con pocas inclusiones. El anfíbol es verde pálido tipo hornblenda y se encuentra en cristales subidiomorfos sueltos o formando

microagregados. El feldespato potásico es microclina tardía e intersticial. Generalmente está en pequeñas cantidades, menos en los afloramientos de Pena en que aparece casi como mineral principal. Próximo a sus cristales se desarrollan mirmequitas. El apatito está disperso con hábitos aciculares o prismáticos cortos. La allanita son pequeños cristales muy escasos, totalmente alterados. La esfena es granular y se encuentra en relación con los anfíboles. En algunas muestras puede ser muy abundante y presentar pleocroísmo en tonos sepías. Los circones suelen tener un tamaño algo mayor que los de las facies graníticas. El clinopiroxeno sólo aparece en los afloramientos de Arriba-Ulfe como núcleos de cristales mayores de anfíbol, o también aislado en cristales frescos intercreciendo con el resto de los minerales, sobre todo con la plagioclasa. Los opacos son escasos, de claro origen primario y relacionados con la esfena y demás ferromagnesianos.

Los enclaves microgranulares son todos de tonalitas con biotita. No se han visto variaciones anfíblicas. Los minerales principales son cuarzo, plagioclasa y biotita. Los accesorios, apatito, circón, moscovita y opacos. La cloritización de la biotita es escasísima o casi nula, y la sericitización de la plagioclasa, aunque algo más intensa, tampoco está excesivamente generalizada. Las texturas son, casi siempre, inequigranulares microporfídicas de grano fino, con fenocristales de plagioclasa y, en ocasiones, biotitas. Hay una cierta tendencia diabásica y una moderada orientación de biotita y plagioclasa que se hace bastante intensa en la zona de fuerte deformación del macizo. El cuarzo es subidiomorfo, de composición oligoclasa-andesina, con una zonación continua y oscilatoria bastante marcada. Las plagioclasas de los fenocristales están más zonadas aún, con frecuentes zonados en parches e inclusiones pequeñas de biotitas. La biotita es marrón-rojiza con menos inclusiones de apatito y circón que las de la facies granítica. La moscovita está en placas pequeñas tardías dispersas, aunque en algunas muestras es muy escasa. El apatito aparece invariablemente con hábitos aciculares en todas las muestras. Siempre está disperso por la roca y también puede haber prismas más cortos. El circón suele ser pequeño, aunque hay algún cristal de tamaño moderado suelto. Los opacos, que parecen primarios, son muy escasos y de tamaño mediano. Están en relación con la biotita.

El cuerpo de Mao tienen bastante similitud con el cuerpo superior salvo la particularidad de presentar sillimanita en varios lugares.

Este hecho resulta un tanto excepcional o complejo, dado que es el único plutón conocido de la serie precoz gallega que lleva sillimanita en cantidades apreciables. La explicación de su presencia puede hacerse en los siguientes términos: Si partimos de la base de que la cristalización de sillimanita es incompatible con las granodioritas y tonalitas anfíblicas que se encuentran en el plutón, lo que hay que explicar es la presencia conjunta de ambas. Esta presencia mutua hace sugerir entonces una posible mezcla de facies graníticas, meta y peraluminicas. Si nos atenemos a las características de campo, las rocas parecen corresponder mejor con las que se dan en los granitoides precoces, aunque también es verdad que se observan realmente mezcla de facies con granitos de dos micas. De esta manera, puede ocurrir que las muestras con sillimanita pertenezcan a una intrusión de líquidos magmáticos de dos micas sobre un cuerpo de granitoides precoces del que aún se conservan facies con anfíbol, mayores cantidades de biotita que de moscovita, y un porfidismo acusado con grandes fenocristales.

Los minerales principales en el cuerpo de Mao son: cuarzo, microclina, plagioclasa y biotita. Los accesorios moscovita, sillimanita, apatito y circón. De manera secundaria hay clorita y sericita sobre biotita y plagioclasa, respectivamente.

Las texturas son inequigranulares porfídicas alotriomorfas, semejantes a las de cuerpo superior. Continúa existiendo una moderada esquistosidad micácea y texturas protomiloníticas. La mayoría de las características mineralógicas son semejantes a las descritas para el cuerpo superior. El cuarzo sigue con su textura consertal. La microclina poco pertítica incluye plagioclasa, biotita y cuarzo de alta temperatura. Continúan produciéndose las microfisuras oblicuas que se rellenan por cuarzo. La plagioclasa es idiomorfa-subidiomorfa, con una zonación oscilatoria menos acusada que antes y composición un poco más ácida. La biotita es rojiza con opacos finos en sus bordes, englobados por moscovita. La moscovita es más importante que en el cuerpo superior. Tienen una gran profusión en todo el plutón, con puntos en donde se convierten en mineral principal. Se presenta como placas tardías con amplios desarrollos de bordes simplectíticos, bien en cristales aislados o en microagregados constituidos por hiladas o rosetones. El apatito sigue con núcleos ahumados en varias ocasiones, y el circón incluido en biotita. La sillimanita es frecuente y se encuentra en bastantes muestras con cantidades muy variables. En todas las ocasiones observadas está recrecida por moscovita. Puede presentarse como simples y diminutas fibras aciculares escasas (igual que lo hace en casi todos los granitos de dos micas) o como madejas alargadas con desarrollos prismáticos individuales marcando una esquistosidad ondulada que, en ocasiones, parece relicta?

Los pequeños retazos oscuros microgranulares que se encuentran dispersos en el cuerpo de Mao corresponden a tonalitas y granodioritas anfibólicas. Su textura varía de equi a inequigranular (microporfídica) con orientación apreciable. Hay variedades anfibólicas y otras sólo biotíticas. Los minerales principales son cuarzo, plagioclasa, biotita, anfíbol, feldespato potásico. Como accesorios están circón, apatito y moscovita. Las características mineralógicas más destacadas por señalar son: El feldespato potásico es microclina muy poco o nada pertítica, alotriomorfa e intersticial. La plagioclasa tiene una fuerte zonación oscilatoria y continua, y su composición oligoclasa básica-andesina. La biotita es marrón-anaranjada y lleva pocas inclusiones de circón y/o apatito. El anfíbol es verdoso pálido tipo hornblenda y suele estar en agregados sobre los que recrece biotita. El apatito está en cristales prismáticos cortos y algo aciculares disperso por la roca. La moscovita aparece sólo en las variaciones biotíticas como pequeñas placas tardías.

3.3.1.1.5. *Macizo de Majada Cerveira*

Constituye un macizo alargado según la dirección N 30° E. con unas dimensiones aproximadas de 23 Km. de largo por 1-2 Km. de ancho. Está situado en la base del flanco oriental de la Sinforma de Verín, extendiéndose desde la aldea de Pradoalvar (X=642.100, Y=4.670.700) hasta Montederramo (X=623.700, Y=4.681.600), ambas en la Hoja geológica de Manzaneda (227). Se emplaza dentro de la zona de sillimanita y zona de la estauroлита regional. A lo largo de todo su borde SO. intruye netamente sobre los metasedimentos esquistosos de la Sinforma de Verín y, en menor medida, sobre las formaciones de ortogneises glandulares del área de Montederramo y Requejo (X=635.700, Y=4.676.800). En su borde NE. presenta un contacto gradual e hibridizado con las facies de granitos de dos micas ligeramente porfídicos, de la Alineación Meda-Cabeza de Manzaneda, los cuales han intruido sobre este macizo siguiendo un mecanismo de mezcla de magmas, que se hace patente en la composición mineralógica y geoquímica del macizo.

La intrusión sobre los esquistos, cuarcitas y ortogneises es neta y se realiza, en la inmensa

mayoría de los casos, por inyecciones concordantes con la esquistosidad del encajante. Ejemplos claros de este tipo de intrusión pueden observarse en la parte sur del Embalse de Chandreja, en la subida a Zamorela (X=634.200, Y=4.677.500), y en el área de Requejo-Majada Cerveira (X=639.500, Y=4.674.600).

El macizo está compuesto por un granitoide biotítico con moscovita dentro del cual se han distinguido dos facies principales, una porfídica con megacrístales, y otra de grano medio sin megacrístales. Además existe una tercera facies minoritaria representada por microtonalitas, que constituye claramente un evento previo a la cristalización del resto del macizo. Es decir, son los clásicos precursores básicos-intermedios que aparecen en todos o casi todos los macizos graníticos de esta serie.

En términos generales, las dos facies principales son excluyentes espacialmente, pues la primera aflora sólo en la mitad SE., mientras que la segunda lo hace en la parte NO..

El conjunto del macizo, sobre todo su mitad SE. (desde Chandreja (X=633.600, Y=4.679.600) a Pradoalvar) está afectado por una intensa cizalla dúctil dextral de Fase 3 que se extiende por toda la base de la Sinforma de Verín, con una dirección de los planos C entre N 140° E y N 150° E, y de los planos S de N 135° E. La estría de deslizamiento es subhorizontal. El buzamiento es siempre al SO., con valores entre 30° y 60°. La anchura de esta cizalla es de unos 500-700 m. y afecta también a los granitos de dos micas de la vertiente sur de Cabeza de Manzanedo (X=640.500, Y=4.679.900). Su intensidad va debilitándose en sentido NO. hasta llegar a la zona de Montederramo, en donde está casi ausente.

La facies porfídica se caracteriza por presentar frecuentes megacrístales idiomorfos-subidiomorfos de feldespato potásico dentro de una mesostasis de grano medio y medio gruesa. Los megacrístales tienen un tamaño variable que va desde el más frecuente, que es entre 2-3 cm. de largo, hasta valores más pequeños menores de 2 cm., principalmente en facies marginales o en algunos de los diques grandes que se inyectan sobre los esquistos encajantes. Hay casos excepcionales en que existen feldespatos de 7 cm. de largo. Las anchuras de estos megacrístales suelen ser de 1-1,5 x 0,5-1 cm., y su proporción volumétrica también muy variable, pero teniendo como límite superior el 50%. La proporción más frecuente está entre el 20-40% y, en casos aislados, valores superiores e inferiores a éstos. De manera escasa, existen algunos **pasillos** estrechos de mayor concentración de megacrístales, iguales a los que tan frecuentemente se observan dentro de este grupo granítico. En varios de los megacrístales se aprecia una textura **Frasl** moderada, no generalizable a toda la facies. Uno de los mayores problemas cartográficos que plantea esta facies es su delimitación exacta respecto a la lineación de granitos de dos micas de Cabeza de Manzaneda, pues el paso entre ambos es gradual y se desarrollan facies transicionales tanto en el aspecto textural del porfidismo como del contenido en micas. Hay algunas zonas locales en que el efecto de mezcla de la intrusión de los granitos de dos micas llega casi hasta los metasedimentos, produciéndose entonces una banda ancha de facies transicional con características mixtas de los dos grupos graníticos.

Los enclaves de esquistos encajantes y de rocas microgranudas, son los tipos presentes dentro de esta facies. Los primeros pertenecen a los metasedimentos de la roca caja y tienen formas aplanadas en posición concordante con la esquistosidad regional y la línea de contacto. En algunos de ellos se observan fenómenos de recrystalización corneánica por efecto de la intrusión. Hacia las partes más internas del macizo, varios de los enclaves esquistosos

son ya ricos en biotita y constituyen los típicos enclaves **surmicáceos**. Por su parte, los enclaves microgranulares son frecuentes y se distribuyen a lo largo de toda la facies. Suelen tener formas elipsoidales alargadas con bordes netos, aunque en ocasiones están algo alcalinizados y difusos. Los tamaños oscilan entre 10-30 cm., y cuando están elongados lo hacen de manera concordante a la fábrica interna de la roca.

En cuanto a la red de diques hay que destacar la presencia de los diques pegmatíticos que, aunque no son muy abundantes, sí suelen presentarse periódicamente. Son de anchura pequeña (entre 5-10 cm), y están compuestos mayoritariamente de cuarzo-feldespatos potásico y moscovita, con cantidades accesorias de turmalina. Acompañando a las pegmatitas hay también algunos aplitoides y, de manera más abundante, venas de cuarzo que, en ocasiones, pueden ser potentes. Está claro que, dada la mezcla de facies que hay con los granitos de dos micas, resulta difícil precisar que parte del cortejo filoniano pertenece a un grupo de granitos y cual al otro.

La facies sin megacristales es bastante homogénea, de grano medio y fino-medio, con biotita y moscovita escasa. Se presenta en varios afloramientos, principalmente en la zona de Montederramo, intruyendo ortogneises en múltiples puntos a los ortogneises glandulares y esquistos. En sentido SE. pasa a la facies con megacristales, aunque el contacto exacto como la naturaleza del mismo no se observa con precisión. Realmente esta facies la incluimos dentro de este macizo por su relación espacial con la porfídica, aunque por su naturaleza tiene semejanza con los granitos preferentemente biotíticos del grupo de los granitos peraluminicos de dos micas. Este es un extremo que convendría precisar en estudios posteriores. En muchas de las ocasiones esta facies se presenta en bandas y diques amplios cortantes sobre la roca encajante, produciendo al conjunto un aspecto de ser un nivel de techo o marginal de un macizo más profundo. Hacia el ángulo NO., hay algunas facies ligeramente porfídicas, muy cercanas ya a las facies porfídicas del extremo sur del Cuerpo de Mao (macizo de Chantada-Taboada). Todo esto sugiere la posible conexión entre ambos macizos en el área N. de Montederramo, que sería necesario confirmar.

Los enclaves más frecuentes en esta facies son los de esquistos y gneises encajantes. Los diques son, en su mayoría, de pegmatitas simples con cuarzo-feldespatos potásico y moscovita. De forma escasa los hay con sólo cuarzo y feldespatos y, excepcionalmente con grandes cristales de biotita de hasta 7-10 cm..

Las facies microtonalíticas oscuras se restringen a la mitad SE. del macizo, y van íntimamente asociadas con las facies de megacristales. Sus dimensiones son siempre de unas pocas decenas de metros, lo que les hace irrerepresentables a la escala de esta Hoja. El afloramiento más importante se encuentra en el borde sur del Embalse de Chandreja, en donde se presentan como bandas anchas de 50 m. inyectadas concordantemente sobre los ortogneises glandulares, siguiendo la dirección aproximada N 130° E.. A su vez se encuentran intruidos de manera difusa por los granitoides con megacristales que provocan una mezcla de facies de aspecto **brechoide** del tipo **melange** intrusiva. A lo largo de la alineación del macizo, en sentido SE., vuelven a ir aflorando esporádicamente estas facies (p.e. en las inmediaciones de Requejo, en el alto de Sistil etc...), hasta poderlas encontrar incluso como grandes bloques erráticos sueltos, en la cabecera y parte media del valle del río Cenza. En ese punto, las microtonalitas son muy biotíticas, de grano fino y fino-medio, mezcladas también con facies más leuco, semejantes a las principales de la zona. Lleva algún pequeño fenocristal disperso y orientado y, particularmente, muchos y amplios diques pegmatíticos compuestos por grandes cristales

de cuarzo-feldespato-biotita y cantidades variables de moscovita. En las facies aplitoides que van a veces asociadas al enjambre de pegmatitas son frecuentes los pequeños granates y la turmalina.

No cabe duda de que las facies microtonálticas son propias del Macizo del Majada Cerveira y representan los primeros cristalizados magmáticos de él. El hecho de no encontrarse en la otra facies sin megacrístales, del área NO. de Chandreja, unido al resto de características petrológicas mencionadas para cada facies, puede hacer pensar, que la extensión real del auténtico Macizo de Majada Cerveira sea sólo la correspondiente a la facies con megacrístales, quedando la otra facies englobada en otro grupo granítico que habría que precisar.

Petrografía

Confirmando las observaciones de campo en cuanto a la posible mezcla de facies graníticas, el estudio petrográfico ha demostrado el carácter de hibridación del macizo. La cantidad de moscovita es bastante alta, resultando que las rocas, en varios puntos, son granitos de dos micas con algunas características más básicas propias de los granitoides precoces. En la descripción petrográfica siguiente puede verse estos aspectos.

La facies con megacrístales tiene como minerales principales cuarzo, microclina, plagioclasa, biotita y moscovita. Los minerales accesorios son apatito, circón, opacos y sillimanita. Los procesos de transformación secundaria provocan la presencia de clorita, sericita y esfena.

Las texturas que se presentan son generalmente inequigranulares porfídicas de grano medio-grueso hipidiomórficas, con un fuerte desarrollo de esquistosidad lepidoblástica producida por la cizalla dúctil. Consecuentemente los cuarzos quedan estirados (cuarzos acintados) con frecuentes recrystalizaciones. Por su parte las micas adoptan fusiformes adaptándose a los planos C y S de la cizalla. Esto da origen a texturas que, sin llegar a ser miloníticas, si están cercanas a veces a las típicas de los ortogneises prehercinicos.

El cuarzo es alotriomorfo, en mosaicos policristalinos de textura consertal y fuerte extinción ondulante. De manera esporádica aparece una segunda generación de microcuarzos gráficlos tardíos que intercrecen con los feldespatos. La microclina de los fenocristales es prismática, poco perfitica, y tiene bordes algo irregulares con frecuentes inclusiones de plagioclasa. También lleva inclusiones de biotita y cuarzo de alta temperatura. La plagioclasa es subidiomorfa con zonación continua normal. Hay pocas zonaciones oscilatorias y en parches, menos que en el resto de los macizos. La composición es oligoclasa con algún núcleo un poco más básico. Hay pequeños cristales mirmequíticos en los bordes de la microclina. La biotita es marrón-rojiza con inclusiones de circón y apatito. Se altera parcialmente a clorita y deja esfena como subproducto. La moscovita está en cantidades muy variables, y aparece tanto como mineral principal o accesorio. Cristaliza en placas grandes idiomorfas-subidiomorfas con desarrollos de simplectitas que pueden llegar a ser muy abundantes. También es frecuente que cristalice en microagregados fibrosos tardíos, más o menos radiados, con carácter intersticial. En algunos de sus núcleos es donde aparecen, esporádicamente, algunas inclusiones fibrosas de sillimanita en cantidades minoritarias. Su aparición es debida, probablemente, a la mezcla de facies con los magmas peraluminicos, al igual que debe ocurrir en el cuerpo de Mao y en el Macizo de Puebla de Trives. Por su parte, el apatito presenta muchas menos veces su núcleo ahumado que en los Macizos de Chantada-Taboada y Puebla de Trives. Siguen siendo prismas cortos generalmente idiomorfos, con algunas inclusiones de circón, y situados en proximidad con la biotita.

El circón suele estar incluido en biotita, pero también está en cristales idiomorfos fuera. Los opacos son muy pocos o están ausentes. Cuando se presentan lo hacen en cristales pequeños idiomorfos-subidiomorfos.

La facies no porfídica tiene una composición y características mineralógicas similares a las de la facies anterior, por lo que no se hace una descripción detallada de ella.

La facies microtonalítica está compuesta por cuarzo, plagioclasa, y biotita como minerales principales. No se encuentran facies anfibólicas, lo cual es prueba también de que incluso estos primeros términos están más evolucionados que los que existen en el resto de los macizos del grupo, los cuales tienen siempre anfíbol. Los minerales de alteración son muy escasos o nulos, habiendo muy poca cloritización de la biotita y débil sericitización de la plagioclasa.

La textura más común es la equigranular de grano fino-medio hipidiomórfica con desarrollo fuerte de esquistosidad biotítica en la zona de Requejo-Majada Cerveira por donde pasa la cizalla dúctil de la base de la Sinforma de Verín.

El cuarzo es intersticial alotriomorfo. La plagioclasa es bastante fresca y se encuentra en prismas idiomorfos-subidiomorfos maclados con zonación continua normal muy poco oscilatoria. Su composición es andesina ácida. La biotita es marrón rojiza con pocos circones y apatitos incluidos. La moscovita se presenta en pequeñas plaquitas, creciendo sobre la biotita. La microclina tiene un carácter poiquilítico intersticial de claro origen tardío. El apatito es prismático corto.

3.3.1.1.6. *Macizo de Puebla de Trives*

Está situado en pleno Dominio del Anticlinorio del **Ollo de Sapo**, en la parte SE. de la Sinforma de Monforte, dentro de las Hojas geológicas de Puebla de Trives (189) y Manzaneda (227). Toma su nombre del pueblo de Puebla de Trives ($X=644.000$, $Y=4.689.100$) que se encuentra dentro del macizo. La característica más peculiar que presenta es la de estar aún poco erosionado y exhibir, por tanto, gran cantidad de **roof pendant** o megaenclaves de los materiales encajantes, sobre todo de gneises glandulares. Esto dificulta grandemente su cartografía y de ahí que, en las Hojas geológicas antes mencionadas, sean tan frecuentes las apófisis y pequeños **stoks** graníticos dentro de las rocas encajantes. A este hecho hay que imputar algunas de las deficiencias cartográficas observadas en las hojas, sobre todo en la de Manzaneda (227), pues la presencia de granitos porfídicos biotíticos y facies tonalíticas es más abundante de lo que se ha cartografiado.

Es un plutón alargado según la dirección NNO-SSE hercínica regional, con unas dimensiones aproximadas de 20 Km. de largo por 3-5 de ancho, que se va adelgazando progresivamente hacia el borde SE.. Por el borde N. y E. intruye casi exclusivamente sobre los gneises glandulares **Ollo de Sapo** en sus facies fina y gruesa, mientras que por el borde oeste está intruido por los granitos de dos micas de la Alineación Meda-Cabeza de Manzaneda, que se mezclan no sólo con las facies graníticas del macizo, sino con el **Ollo de Sapo**.

El plutón está emplazado en niveles de metamorfismo regional de grado medio (parte baja y alta de este grado), dentro de las zonas de estaulita y sillimanita, cortando las isogradas de estos minerales y poniendo de manifiesto, por tanto, que el emplazamiento es ligeramente posterior al metamorfismo regional. Presenta contactos intrusivos netos con el encajante, sobre los que desarrolla una recristalización térmica de contacto, visible mejor en petrografía que en campo.

Una de las características más acusadas de este macizo, es la de presentar abundantes megaenclaves de los gneises glandulares, que se disponen en afloramientos alargados siguiendo la esquistosidad principal de la región. Estos enclaves tienen tamaños muy variables que van desde pocos centímetros hasta kilómetros. Constituyen sin duda, auténticos **roof pendant** que flotan sobre la masa granítica infrayacente, y que se han conservado en su posición original, ya que, de una manera generalizada, mantienen unas direcciones de esquistosidad interna concordante con los de los gneises encajantes. Según ésto, la superficie aflorante de este macizo representa la parte apical de la intrusión granítica. Sólo debido al fuerte encajamiento del río Navea, que lo corta (420 m. de desnivel), ha sido posible ver las zonas más internas y profundas del mismo.

La intrusión parece haberse realizado por un fenómeno de inyección en cuñas subverticales, que han ido penetrando por los planos de esquistosidad regionales y progresando verticalmente hasta su consolidación final. Pruebas de este fenómeno pueden verse dentro de los megaenclaves, en los que aparecen frecuentemente diques estrechos de los granitos con facies equivalentes a las principales del plutón.

En la Hoja geológica de Puebla de Trives (189), se ha cartografiado e interpretado como perteneciente a este mismo macizo la facies de granitos de dos micas porfídicos que afloran a lo largo del eje Castro Caldelas (X=630.600, Y=4.692.900) Penelas (X=636.100, Y=4.692.600), y que los autores llaman facies de variación (granodiorita de Penelas). En estudios posteriores se ha podido comprobar que, seguramente, esta última facies de dos micas forma parte de un plutón granítico independiente (al que llamaremos Macizo de Castro Caldelas) que puede no tener nada que ver con el Macizo de Puebla de Trives, aunque hay que reconocer que existen pasos graduales entre ámbos macizos lo que produce incertidumbre en cuanto a la delimitación cartográfica exacta de cada uno.

En el plutón de Puebla de Trives se distinguen dos facies principales y una minoritaria compuesta por tonalitas.

Facies biotítica con megacrístales de feldespato potásico

Es la más característica y abundante del macizo, representando, aproximadamente, el 80% de los afloramientos. Son granitos porfídicos de grano medio, y muy pocas veces grano grueso, con una orientación planar muy acusada de los megacrístales y de las biotitas. La biotita es siempre dominante y la moscovita accesoria. Sólo hacia el borde occidental aumenta ligera y localmente la moscovita, debido a la influencia ejercida por los granitos de dos micas. La dirección de lineación y foliación es variable, desde N 120° E a N 150° E con buzamientos igualmente cambiantes desde subverticales hasta 60°, casi siempre al oeste. En las partes topográficamente más altas del macizo, la lineación adopta múltiples direcciones y buzamientos, reflejando así un ambiente menos compresivo durante la cristalización magmática.

La abundancia media de megacrístales oscila entre 20 y 40%, existiendo zonas que llegan a 60-70%, y otras, preferentemente las más elevadas, en que esta proporción aumenta considerablemente, pudiendo llegarse a concentraciones puntuales de más de 90% semejantes a las existentes en otros macizos de esa serie (p.e. Chantada-Taboada, Aviñón, etc...). Las longitudes más frecuentes de estos cristales varían entre 2-4 cm., con una longitud más común de 3-4 cm.. En las zonas más altas, disminuyen estos valores, presentándose longitudes entre 1 a 4 cm., con un valor medio más frecuente de 3-3,5 cm. En ambos casos, los

megacrístales presentan habitualmente texturas **Frasl**. También aparecen esporádicamente megacrístales de 5-6 y 7 cm..

Todas estas variaciones, tanto de la fábrica interna del plutón, como de la densidad de megacrístales, reflejan la heterogeneidad de la intrusión y la existencia de condicionantes externos e internos durante la cristalización y emplazamiento de la masa granítica. Un caso claro que evidencia estas heterogeneidades es la cristalización apical del afloramiento de Peña Folenche ($X=641.900$, $Y=4.691.200$) (Hoja de Puebla de Trives (189)) que, topográficamente, es el punto más alto de todo el macizo (860 m.). En él aflora una facies rica en megacrístales, con densidades mayores del 50% y frecuentes áreas de concentraciones feldespáticas en las que se sobrepasa el 80%, con tamaños entre 1,3 y 4 cm. y orientaciones variables en dirección y buzamiento. También aparecen en este punto gran cantidad de enclaves esquistosos, más o menos corneanizados, representantes del techo del macizo. Todas estas características, propias de las zonas altas de intrusiones graníticas, siguen apareciendo a lo largo de un eje que va desde Peña Folenche hasta Seoane ($X=638.200$, $Y=4.694.500$) según una dirección aproximada NNO-SSE.

En contraposición con estas zonas altas, las partes más profundas del macizo (laderas del río Navea) se caracterizan por una menor densidad de megacrístales, una lineación más constante y continua, y una menor abundancia de diques.

Los enclaves más frecuentes son de esquistos **surmicáceos**, gneises, y rocas microgranulares tonalíticas-cuarzodioríticas. Tienen formas elipsoidales alargadas según la dirección general de orientación, y sus tamaños van desde pocos cm. hasta 20 y 30 cm..

Facies biotítica con escasos megacrístales

Composicionalmente es muy parecida a la anterior, y sólo se diferencia de ella en la baja proporción y tamaño de los megacrístales de feldespato potásico, y en la menor cantidad de biotita. En el pueblo de San Juan del Río ($X=639.700$, $Y=4.692.800$), En la Ctra. a Quiroga (al N. del macizo) y al E. del pueblo de Manzaneda ($X=645.600$, $Y=4.685.900$), pueden verse afloramientos de estas facies.

No se ha visto con claridad las relaciones que guarda con las facies anteriores, aunque su composición modal apunta hacia una roca algo más diferenciada.

Facies tonalíticas

Se han localizado dentro del macizo pequeños afloramientos de tonalitas orientadas, que están intruyendo sobre los megaenclaves de gneises gládulares (p.e. en Mouras ($X=640.400$, $Y=4.690.900$), Hoja de Puebla de Trives) o incluidas dentro de las facies graníticas porfídicas, como los afloramientos situados entre Escourido ($X=645.300$, $Y=4.684.600$) y Tongil ($X=647.700$, $Y=4.683.200$), dentro de la Hoja de Manzaneda (227). Probablemente representan los precursores más básicos de la intrusión granodiorítica, al igual que ocurre en otros macizos de esta serie. Tienen un color gris oscuro con la textura de grano fino a medio, y alguna heterogeneidad composicional más leucocrática. Frecuentemente presentan un moteado disperso de microagregados biotítico-anfibólicos de tamaño milimétrico.

El conjunto filoniano general que se presenta a lo largo de todo el Macizo de Puebla de Trives es escaso. Sólo aparecen pequeñas venas aplitoides estrechas y, menos frecuentemente, venas de cuarzo. En la parte oriental del macizo es donde se hacen más visibles estas

manifestaciones. También las interacciones de los granitos de dos micas del borde oeste, provocan la aparición de diques aplíticos y pegmatíticos en mayor cantidad de lo habitual.

Petrografía

La facies biotítica con megacrístales presenta una composición mineralógica bastante simple con cuarzo, microclina, plagioclasa y biotita como minerales principales. Como accesorios están moscovita, apatito, circón, opacos, rutilo e ilmenita. La transformación secundaria de biotita y plagioclasa provoca la aparición de clorita, epidota y esfena.

Las texturas más habituales son las inequigranulares porfídicas de grano medio-grueso hipidiomórficas. Hay una orientación marcada por la biotita en todo el macizo que se hace más acusada en la banda de cizalla que pasa por el borde occidental al oeste de Manzaneda. El cuarzo es alotriomorfo configurando agregados en mosaico de textura consertal que corresponden a los megacuarzos policristalinos de visu. La deformación provoca una intensa extinción ondulante. La microclina de los megacrístales es poco pertítica y lleva inclusiones de plagioclasa dispuestas zonalmente, además de cuarzos y biotitas. Tienen macla de Carlsbad. La que aparece en la matriz es más alotriomorfa y sigue con muy pocas pertitas. La plagioclasa son prismas idiomorfos-subidiomorfos con núcleos sericitizados y saussuritizados. La zonación es continua normal y oscilatoria con algunos núcleos parcheados. Son pocos los cristales sin zonación. La composición es de oligoclasa-andesina. Hay también mirmequitas en cristales ameboides albiticos cercanos o dentro de la microclina. La biotita es marrón-rojiza, con frecuentes inclusiones de circón y apatito. Se altera parcialmente a clorita pero sin aparecer texturas saeníticas secundarias. La moscovita está casi invariablemente presente en todas las muestras, aunque sus cantidades son variables. Es más abundante en la proximidades de los contactos con los granitos de dos micas de la Alineación Meda-Cabeza de Manzaneda. Cristaliza en placas tardías de mediano tamaño, desarrollándose preferentemente sobre biotita. Algunas placas mayores tienen inclusiones diminutas de lo que parece ser ¿fibrolita?. En ese caso estaríamos ante una situación semejante a la del cuerpo del Mao de Macizo de Chantada-Taboada, aunque con muchísima menos sillimanita. Se supone que la mezcla con facies graníticas peraluminicas posteriores es la causa de esta posible aparición. El apatito está en prismas idiomorfos pequeños dentro o en relación con la biotita y, a veces, suele incluir circones. Son frecuentes los cristales con núcleos débilmente ahumados. El rutilo está en cristales incipientes en los bordes de la biotita. Los opacos son pocos, y están en cristales idiomorfos-subidiomorfos dispersos. La ilmenita se encuentra en pequeños cristales débilmente coloreados en los bordes de biotita, y envueltos por moscovitas posteriores. Esfena y epidota están en pequeños gránulos asociados con la cloritización y saussuritización de biotita y plagioclasa, respectivamente.

La facies sin megacrístales tiene una composición y características mineralógicas muy semejantes a la facies anterior. Las pequeñas diferencias con ella radican en la zonación más intensa de la plagioclasa y en una menor relación microclina/plagioclasa.

La facies tonalítica es mayoritariamente de composición anfibólica, con cantidades minoritarias de tipos sólo biotíticos. La mineralogía principal es cuarzo, plagioclasa, biotita y anfíbol. Los minerales accesorios son apatito, circón, feldespato potásico, opacos, allanita, esfena u rutilo. Las transformaciones secundarias provocan la cristalización de epidota, sericita y carbonatos, provenientes en su mayoría de la saussuritización de la plagioclasa.

La textura más generalizada es la equigranular de grano fino-medio, hipidiomórfica, con orientación marcada por biotita y plagioclasa.

El cuarzo es alotriomorfo, abundante y tiene carácter intersticial. La plagioclasa es de composición mayoritariamente andesínica, y presenta zonación continua normal o fuertemente oscilatoria. Hay núcleos con zonado en parches. La biotita es generalmente marrón con algunos tonos anaranjados, y con bastantes menos inclusiones de circón y apatito que en las facies graníticas. El anfíbol es de colores verde pálido, tipo hornblenda, con frecuente macla polisintética, y cristaliza preferentemente en agregados policristalinos sobre los que se nuclea biotita más tardía. El feldespato potásico está ausente en varios de los afloramientos. En los demás es generalmente escaso y tienen carácter intersticial. Solamente en algunos alcanza un contenido un poco más alto haciendo derivar la roca hacia términos granodioríticos. El apatito suele presentarse en prismas de tendencia acicular o prismática corta, dispersos por la roca. En varios casos tienen núcleos débilmente ahumados, igual que los existentes en los apatitos de las facies graníticas. El circón está en cristales de tamaño pequeño-mediano idiomorfo, dispersos. La allanita está en prismas idiomorfos-subidiomorfos de tamaño mediano, totalmente alterados y en estrecha relación con la biotita. La esfena aparece frecuentemente en muchos de los afloramientos. Son cristales idiomorfos-subidiomorfos, a veces pleocroicos, abundantes en la zona de Manzaneda. En ocasiones presentan núcleos con rutilos. Los opacos son pocos, tienen hábitos subidiomorfos, tamaño mediano, y van asociados a los ferromagnesianos. La epidota está en gránulos amarillentos localizados preferentemente en el núcleo de plagioclasa. El carbonato es escaso y tiene carácter intersticial.

Los enclaves microgranulares son de composición tonalítica con biotita, por lo que representan términos algo más evolucionados que las tonalitas de los **stock** dispersos por el macizo. Los minerales principales son cuarzo, plagioclasa, biotita. Como accesorios están moscovita, apatito, circón, opacos y microclina. Los procesos de transformación secundaria son ligeros y sólo se manifiestan en una débil a moderada sericitización de la plagioclasa, siempre menor que en las facies graníticas.

La textura más general de estos enclaves es inequigranular microporfídica pseudodiabásica. Los fenocristales son de plagioclasa, y la matriz puede estar en varias ocasiones orientada por deformación, con aparición de una esquistosidad biotítica.

El cuarzo es intersticial. La plagioclasa es, junto a la biotita, el mineral más abundante. Presenta una zonación continua y oscilatoria y su composición es andesina. La biotita es marrónácea, e incluye pocos apatitos y circones, ya que estos minerales están preferentemente dispersos por toda la roca. La microclina sólo está en algunos enclaves, a un modo de pequeños fenocristales poiquilíticos. La moscovita es escasa y también se restringe sólo a algunas muestras en las que cristaliza como plaquitas pequeñas tardías. Los opacos son muy pocos. El apatito son prismas de tendencia acicular, con núcleos a veces débilmente ahumados igual que en las facies granítica y tonalítica. El circón está en cristales idiomorfos-subidiomorfos pequeños.

Si comparamos las características composicionales de ese macizo con las del Macizo de Castro Caldelas, que se encuentra lindando con él por el oeste, se observan ciertas diferencias que, junto a las que se aprecian en campo, han servido de criterio para separar los dos macizos en grupos diferentes. Los granitos de Castro Caldelas son algo más ácidos y evolucionados que los de Puebla de Trives, pues es mayor la cantidad de microclina y moscovita, convirtiéndose este último mineral en principal. También la plagioclasa está menos zonada

y la biotita es de tonos rojizos con abundantes inclusiones de apatito y circón, semejante a las de los granitos de dos micas peraluminicos. Están ausentes igualmente los apatitos ahumados. por último señalar que en Castro Caldelas la deformación de los granitos es muy débil o casi nula, dando la sensación de que se trata de un granito posterior al de Puebla de Trives. A pesar de lo dicho conviene precisar, sin embargo, que en la zona de tránsito se observan pasos graduales entre uno y otro macizo, con aparición ya de plagioclasas más zonadas, texturas orientadas y algunos apatitos con núcleos débilmente ahumados.

3.3.1.1.7. *Tonalitas y Cuarzodioritas de la Alineación Salvatierra-La Cañiza-Cercedo*

Constituyen pequeños y numerosos afloramientos de rocas oscuras de grano fino, rodeadas e intruidas principalmente por las masas de granitos de dos micas peraluminicos. Por limitaciones cartográficas sólo se han representado los de mayor tamaño, entre los que cabe destacar el afloramiento situado al oeste de Piñeiro (X=213.400, Y=863.000, Coordenadas Lambert) de unos 2 Km². Sin embargo, la cantidad de manifestaciones menores, a modo de mesoenclaves, que se localizan a lo largo de toda la alineación es enorme (p.e. en todo el área sur de La Cañiza). Algunas de estas rocas están emplazadas dentro de los granitoides inhomogéneos, en donde se ve que intruyeron sobre los esquistos, antes de la generación de dichos granitoides. Por tanto, y a nivel general, puede decirse que hubo un episodio magmático de rocas intermedias (tonalitas, cuarzodioritas, etc..) previo a la intrusión de los granitos peraluminicos, que los autores que las han estudiado suponen relacionado con los granitoides calcoalcalinos predominantemente biotíticos.

En campo las rocas son oscuras, ricas en biotitas y generalmente equigranulares de grano fino a fino-medio. De forma esporádica presentan microfenocristales de plagioclasa (2 mm.) que producen un aspecto microporfídico. Sólo de manera aislada se encuentran fenocristales mayores de feldespato potásico con tamaños de 1,5 x 1 cm.. La erosión superficial sobre estas rocas provoca una disyunción en bolas muy característica.

Los contactos con los granitos de dos micas son netos, lo que no impide que la roca presente fenómenos de granitización y alcalinización, con recrecimientos mayores de placas de biotita. Un caso extremo de esta intrusión granítica sobre ellas es la brechificación que se observa en el afloramiento del lecho del río Tea. Allí está bastante claro el carácter temprano de las tonalitas frente a los granitos de dos micas.

Estructuralmente, estas rocas no presentan una excesiva orientación. Solamente a nivel petrográfico es apreciable una débil a moderada esquistosidad biotítica en algunos de los afloramientos.

Por regla general, los diques y venas que acompañan a las tonalitas y cuarzodioritas son pegmatoides con bordes netos y rectilíneos, compuestos por cuarzo-feldespato (a veces rosados), o cuarzo-feldespato potásico y cantidades accesorias de biotita. Como puede verse son pegmatitas bastante secas.

Petrografía

La composición mineralógica varía levemente, pero lo suficiente para que aparezcan términos desde cuarzodioritas hasta granodioritas. Los minerales principales son cuarzo, plagioclasa, biotita y feldespato potásico. Como accesorios están apatito, circón, opacos, moscovita

y anfíbol. La cloritización de la biotita y sericitización de la plagioclasa provocan la cristalización secundaria de clorita, sericita, rutilo (sagenita) y esfena.

La textura es inequigranular microporfídica hipidiomórfica, con ligera orientación de biotitas y cuarzos acintados.

El cuarzo es alotriomorfo y, en la mayoría de los casos, tiene extinción ondulante. De manera minoritaria hay cuarzos xenocrístaos con aureolas de reacción anfíbólica. Este es un fenómeno bastante común en varios de los precursores básicos de los granitoides precoces gallegos, por lo que su presencia en las rocas aquí consideradas puede considerarse como una supuesta prueba de su condición de precursores de estos granitos. La plagioclasa tiene zonación continua normal y oscilatoria, y una composición de oligoclasa-andesina. La biotita es de tonos marronáceos con pocas inclusiones de circón y apatito. El feldespato potásico, cuando aparece, es microclina con carácter intersticial. La moscovita es tardía y se presenta en pequeñas placas sobre biotita y demás feldespatos. El anfíbol es verdoso pálido de tipo hornblenda.

3.3.1.1.8. Características geoquímicas

El estudio geoquímico de los granitoides de este grupo se ha realizado con 33 análisis, de los cuales 24 son inéditos y propios de este proyecto, mientras que 9 proceden del Plan Magna. En las Tablas I, II, III, IV, V y VI se recogen los datos geoquímicos de elementos mayores, menores, y norma C.I.P.W. de los macizos individuales. Sólo falta de representar el Macizo de Necedo que, por ausencia de buenos afloramientos, carece de análisis.

El magmatismo de este grupo resulta ser de tendencia calcoalcalina, ligeramente peraluminica y relativamente bajo en alcalis. Estas características marcan una tendencia geoquímica más próxima a la de los orógenos colisionales que a la de las series calcoalcalinas de subducción de margenes continentales, en donde la presencia constante de rocas básicas e intermedias, y la ausencia de peraluminidad son la tónica dominante.

El conjunto de los macizos está formado por rocas moderadamente diferenciadas, con un rango en los índices de diferenciación (ID) bastante amplio que va, sólo para las facies graníticas, desde 75 a 90, solapándose en gran parte con los otros dos grupos de rocas graníticas. Como era de esperar las facies tonalíticas tienen valores inferiores de ID, todos por debajo de 75.

En la Fig. 53, que representa dos diagramas AFM de todos los macizos, se puede observar que en el grupo no hay generalmente términos excesivamente diferenciados. Asimismo se aprecia que el Macizo de Majada Cerveira es el más evolucionado de todos, situándose incluso junto al campo donde suelen proyectarse los granitos ácidos de dos micas.

En los diagramas K_2O - Na_2O - CaO (Fig. 54) se aprecia globalmente que las tendencias en cuanto al contenido de álcalis apuntan hacia el vértice K_2O , marcando un carácter potásico más que sódico, para este magmatismo.

En cuanto a la distribución del Rb - Ba - Sr (Fig. 55) se aprecia que ningún macizo se localiza en el campo IV de los granitos altamente diferenciados; solamente algunas muestras de Majada Cerveira y Avión entrarían en ese campo, si no fuera por el contenido más alto de Sr que presentan.

El espectro de variación del contenido en SiO_2 de las facies graníticas no es excesivamente amplio, pues fluctúa entre 67 y 74, siendo el Macizo de Chantada-Taboada y de Puebla de Trives los más bajos en sílice. Por su parte, las facies tonalíticas tienen valores bastantes más

inferiores, entre 57 y 64, marcándose claramente un **gap** muy constante de 7 a 8 puntos en SiO_2 entre ellas y las facies graníticas. Mención especial merece el hecho de que las cinco muestras de tonalitas de la Alineación Salvatierra-La Cañiza-Cerdedo, que están englobadas por granitos de dos micas, pertenecen a las seis más ácidas del conjunto tonalítico. La otra que completa el sexteto es, como cabía esperar, la tonalita de Majada Cerveira. Esta circunstancia puede ser debida a la influencia de los magmas peraluminicos sobre los magmas calcoalcalinos precoces, al igual que se ha visto ya en las facies graníticas.

Es importante señalar como propio de este grupo, el carácter peraluminico de todo el conjunto que, aunque tiene valores por debajo de los más genuinos magmas peraluminicos (vease los valores del grupo de granitos de dos micas), a veces, se acercan considerablemente a ellas. Ligeramente sorprendente resulta el hecho de que incluso casi todas las muestras de tonalitas (excepto dos) sean también debilmente peraluminicas. Esta tendencia tan generalizada, puesta de manifiesto por la existencia de corindón normativo en los análisis, tiene una incidencia más acusada en los macizos donde la moscovita se presenta como mineral principal (Avión y Majada Cerveira). Se puede concluir por tanto que hay una moderada convergencia en cuanto a la peraluminidad, entre el grupo de granitoides precoces y los granitos de las micas s.s.. Fenómenos de mezcla de magmas o similares pueden ser los causantes de estas características señaladas.

En cuanto al carácter alcalino del grupo se observa que los valores del índice de peralcalinidad (IA) son de bajos a moderados, casi todos entre 0,6 y 0,7. Si los comparamos con los del grupo de granitos postcinemáticos (también con ciertas tendencias calcoalcalinas) se ve que difieren bastante de ellos, pues estos últimos resultan ser más alcalinos, marcando así claramente una tendencia geoquímica algo diferente.

Las características geoquímicas particulares de cada uno de los macizos, son las siguientes:

Macizo de Avión

En la Tabla I y Fig. 48a, 48b, se recogen todos los datos geoquímicos y diagramas de variación del macizo. Como puede apreciarse en ellos, es un plutón de los más diferenciados, con valores de ID bastante altos, todos por encima de 83, y relaciones K/Rb bajas cercanas a 100 debido al relativamente alto contenido en Rb. Todo esto es reflejo claro de la constante presencia de moscovita en el macizo, que provoca un aumento considerable del valor de estos parámetros.

Como cabe esperar también, su carácter peraluminico es bastante alto, llegando alguna muestra (n° 541) a valores incluso de $\text{IP} = 1,45$.

En el contenido de elementos menores destacan los valores del Li, que son los más elevados de todo el grupo. Esta circunstancia puede ser influencia de la intrusión tardía de facies aplitoides de dos micas que atraviesan el plutón en su parte central y sur.

Las variaciones observadas en el contenido normativo de He, Mt, Il y Ru, es debido al desigual cálculo del hierro en los análisis, ya que los procedentes del Plan Magma no calculan al FeO y todo lo expresan como Fe_2O_3 .

Macizo de Meabia

En la Tabla II se recoge el único análisis que se posee de este macizo. Debido a esta circunstancia se han omitido los diagramas de variación binaria.

TABLA I. MACIZO DE AVION

Composición de elementos mayores (% en peso), elementos menores
(ppm) y norma C.I.P.W.

Hoja	224	224	224	224	224	186
Muestra	541*	353*	165	161	291*	171
SiO ₂	69.70	69.75	70.80	70.97	71.61	73.99
Al ₂ O ₃	15.46	15.14	15.44	15.13	14.35	14.67
Fe ₂ O ₃	3.48	3.22	.62	.66	2.87	.53
FeO			1.87	1.46		.78
MgO	1.29	.72	.84	.70	.77	.31
CaO	.55	1.58	1.48	1.38	.83	1.02
Na ₂ O	2.62	3.29	3.48	3.24	3.05	3.97
K ₂ O	5.07	4.25	4.19	4.13	4.24	4.00
MnO	.02	.02	.06	.06	.03	.06
TiO ₂	.42	.57	.50	.38	.38	.27
P ₂ O ₅	.19	.17	.28	.17	.14	.20
H ₂ O	1.42	1.14	.46	1.61	1.33	.33
Total	100.22	99.88	100.03	99.89	99.66	100.15
Li			162	144		149
Rb			268	309		306
Ba			550	300		271
Sr			116	102		70
Q	32.49	30.37	29.88	32.06	35.11	33.20
Or	29.96	25.12	24.76	24.41	25.06	23.64
Ab	22.17	27.84	29.45	27.42	25.81	33.59
An	1.49	6.73	5.51	5.74	3.20	3.75
Hy	3.21	1.79	4.30	3.36	1.92	1.43
He	3.48	3.22			2.87	
Mt			.90	.96		.77
Il	.04	.04	.95	.72	.06	.51
Ru	.40	.55			.35	
Ap	.44	.39	.65	.39	.32	.46
C	5.12	2.66	3.16	3.23	3.57	2.43
ID	84.62	83.32	84.09	83.88	85.98	90.44
IP	1.45	1.19	1.20	1.24	1.30	1.17
IA	.63	.65	.66	.64	.66	.73
K ₂ O/Na ₂ O			1.20	1.27		1.01
K/Rb			129	110		108
Ba/Rb			2.05	.97		.89
Ba/Sr			4.74	2.94		3.87
Rb/Sr			2.31	3.03		4.37

* Análisis procedentes del Plan MAGNA

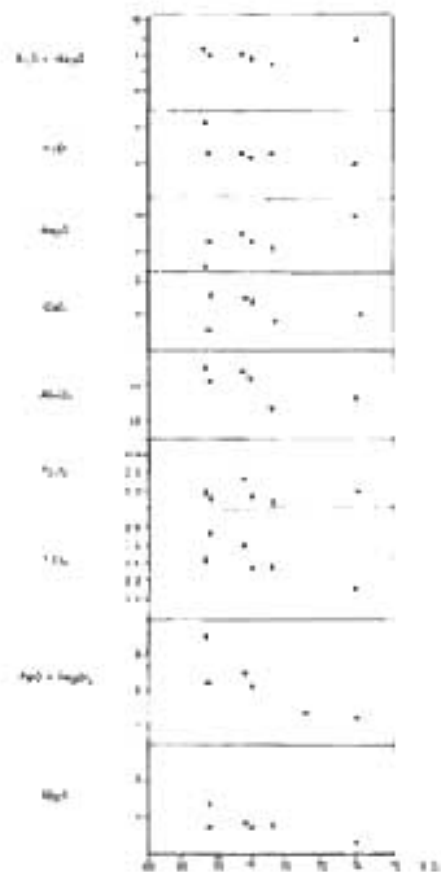


Fig. 48a - GRANITOIDES DE PRECOCES - Macizo de Añón.

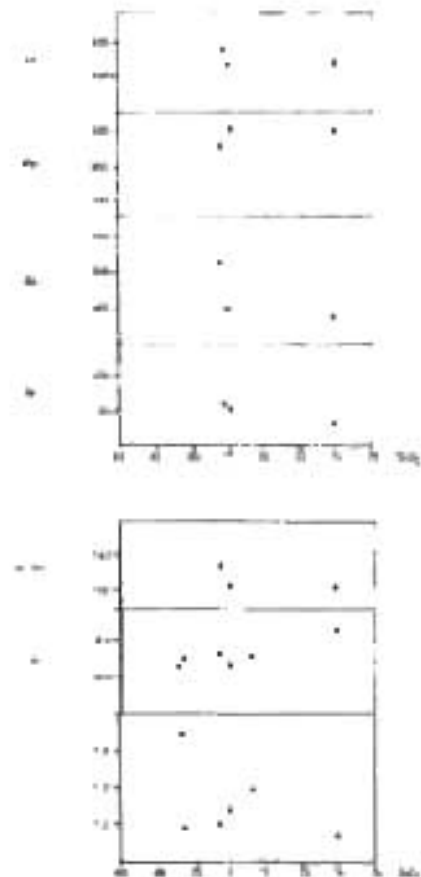


Fig. 48b - GRANITOIDES DE PRECOCES - Macizo de Añón.

Es un macizo intermedio entre los más o menos evolucionados del grupo, tal y como puede observarse en los valores de ID, K/Rb y demás elementos. Hay que destacar su bajo índice de peraluminidad (1,09) que roza el campo de los magmas metalumínicos.

Macizo de Chantada-Taboada

En la Tabla III y Fig. 49a, 49b, están representados los datos analíticos, así como los diagramas de variación binaria.

Observando los diagramas se aprecia claramente un **gap** importante (de casi 7 puntos en el contenido en SiO_2) entre las facies graníticas y tonalíticas.

El conjunto de las facies marcan un **trend** de variación bastante continuo entre 67 y casi 71% del SiO_2 , con tendencias a ir evolucionando hacia términos más ácidos. Así, el K_2O , suma de álcalis, Li, Rb tienden a incrementarse con el aumento en SiO_2 , mientras que CaO , Al_2O_3 , TiO_2 , Fe total Mg y Sr, tienden a disminuir. Igualmente la alcalinidad y peraluminidad se incrementan progresivamente con la sílice.

El cuerpo superior del macizo es prácticamente bastante homogéneo pues las pautas de variación en SiO_2 no son amplias. Los contenidos en elementos traza se mantienen algo constantes, sin grandes cambios, excepto el Ba que manifiesta cierta dispersión.

El grado de diferenciación es mediano, estando casi todas las muestras por debajo del valor 83, con relaciones K/Rb por encima de 130. Todo él es de ligero carácter peraluminico, aunque sin llegar a los valores tan altos que tienen los granitos de dos micas, no los que presentan los macizos de Avión y Majada Cerveira.

El cuerpo de Mao (muestra 292) es bastante diferenciado, con un ID = 83,08 (de los más elevados del conjunto) y valores de K/Rb de los más bajos, 135. Su IP = 1,30 y C normativo de 4,22 son los más altos de todo el macizo, lo que concuerda perfectamente con la presencia de frecuente moscovita y sillimanita modal dentro de él.

Por su parte las facies tonalíticas son rocas poco diferenciadas, con bajos ID (<65), altas relaciones K/Rb (>189), y elevadas cantidades de Hy y An normativa. Por contra, el cuarzo normativo es bajo. De igual manera, los valores de Ba (>1000) y Sr (aproximadamente >300) son altos, mientras que Li y Rb son bajos. Los afloramientos de Arriba-Ulfe (muestras 26 y 27) son más básicos que los de Pena-Sobreira (muestras 39 y 40), siendo además prácticamente metalumínicos (aunque aún exhiben algo de corindón normativo). La ligera tendencia peraluminica en algunas de estas muestras es algo sorprendente, ya que en general son rocas con anfíbol y cliropiroxeno modal que, en circunstancias normales, debían ser diopsido normativas.

Macizo de Majada Cerveira

En la Tabla IV y Fig. 50a, 50b, están recogidos los datos geoquímicos y diagramas de variación binaria del macizo.

Las facies graníticas son las más diferenciadas de todo el grupo. Incluso el término tonalítico (muestra 299) es también el más evolucionado del conjunto de las facies tonalíticas. Las rocas graníticas tienen un alto contenido en SiO_2 (entre 72 y 74%) y un ID > 86,9. Sin embargo, las relaciones K/Rb son un poco mayores de las que cabe esperar para rocas con ese grado de diferenciación. Esto es debido a que Rb y Li son bajos, a pesar de la influencia hacia el alza que pudieron haber ejercido los granitos de dos micas que los rodean por el norte, como en el caso del Macizo de Avión.

TABLA II. MACIZO DE MEABIA

Composición de elementos mayores (%en peso), elementos menores
(ppm) y norma C.I.P.W.

Hoja	153
<u>Muestra</u>	<u>281*</u>
SiO ₂	69.97
Al ₂ O ₃	15.07
Fe ₂ O ₃	3.23
MgO	.70
CaO	2.07
Na ₂ O	2.97
K ₂ O	4.79
TiO ₂	.66
P ₂ O ₅	.20
H ₂ O	.52
Total	100.19
Li	107
Rb	240
Ba	187
Sr	212
Q	29.44
Or	28.31
Ab	25.13
An	8.96
Hy	1.74
He	3.23
Ru	.66
Ap	.46
C	1.71
ID	82.88
IP	1.09
IA	.63
K ₂ O/Na ₂ O	1.67
K/Rb	171
Ba/Rb	.78
Ba/Sr	.88
Rb/Sr	1.13

* Análisis procedente del Plan MAGNA

[illegible]

Copyright © 2004 by Elsevier Inc. All rights reserved.

[illegible]

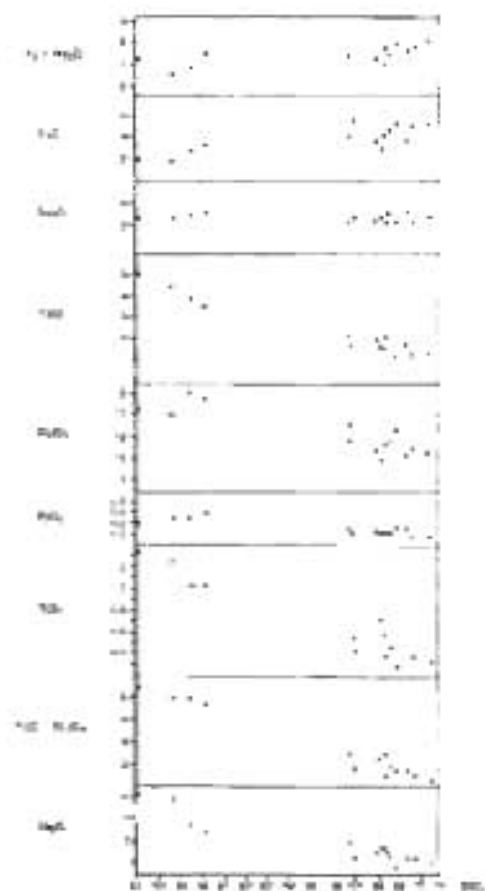


Fig. 48a - GRANITOIDES BI PRECOCES - Macizo de Chantada-Taboada.

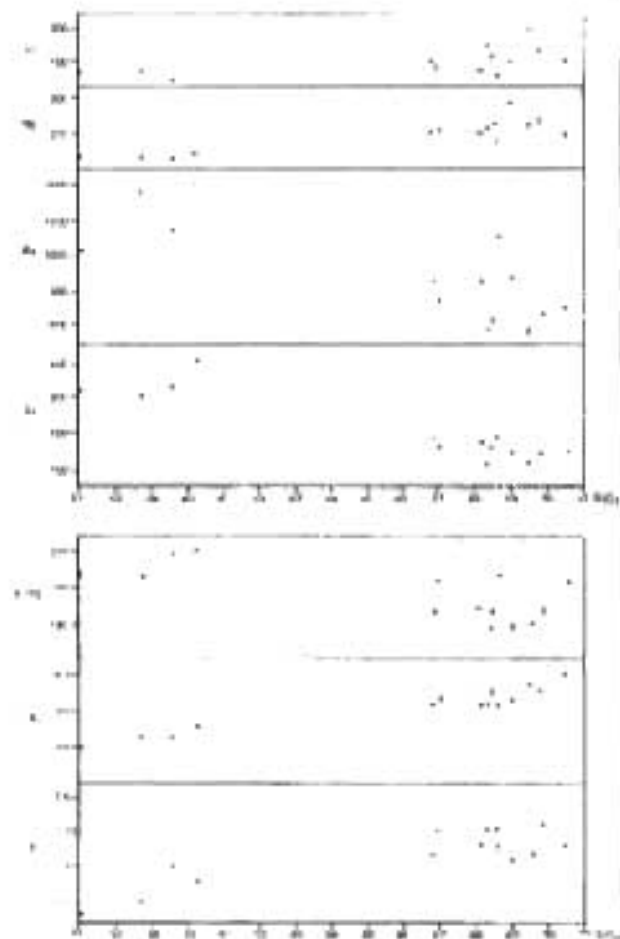


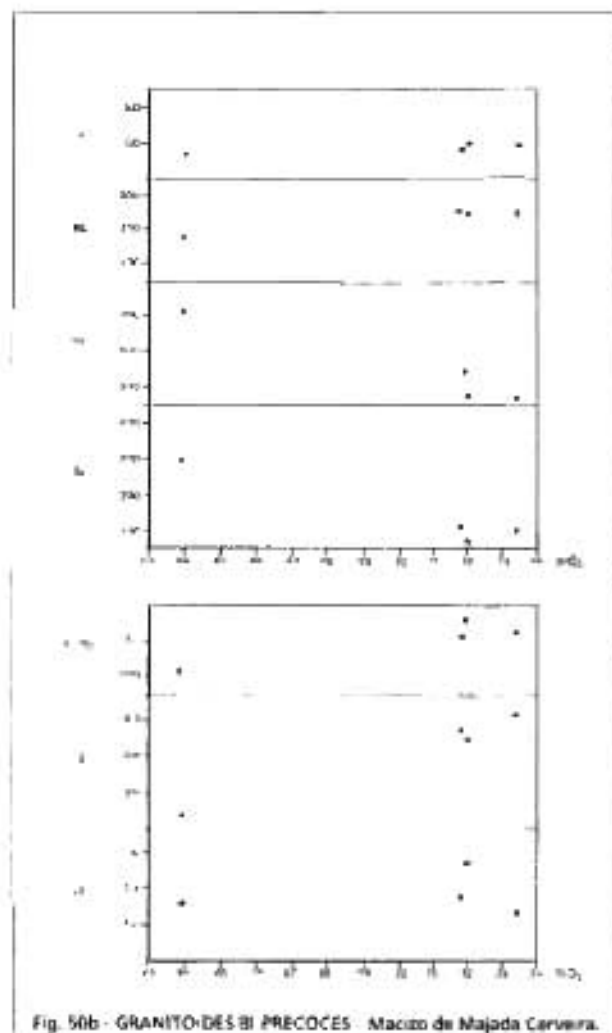
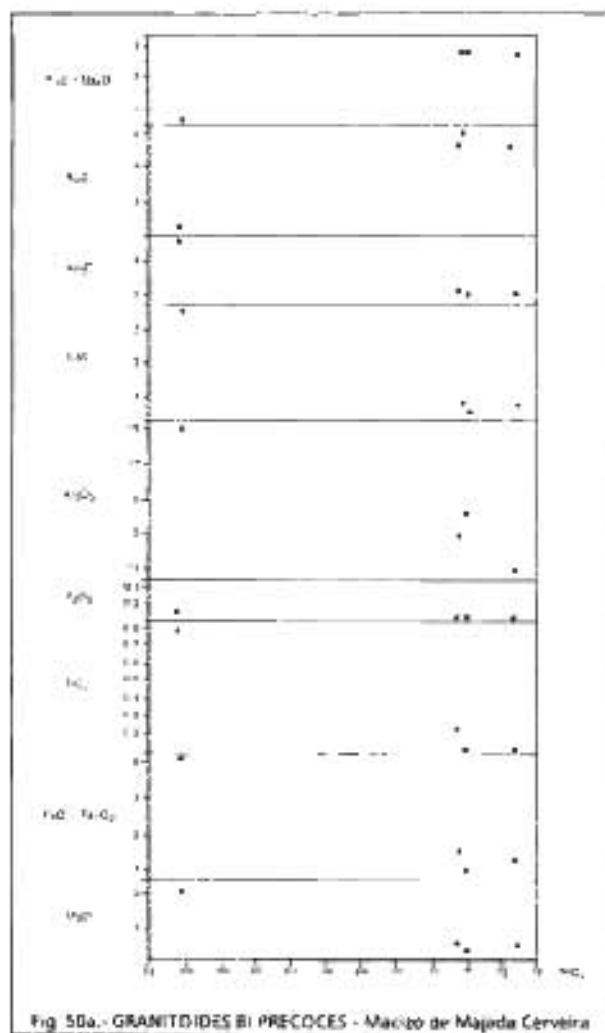
Fig. 48b - GRANITOIDES BI PRECOCES - Macizo de Chantada-Taboada.

TABLA IV. MACIZO DE MAJADA-CERVEIRA

Composición de elementos mayores (% en peso), elementos menores (ppm) y
norma C.I.P.W.

Hoja	227	227	227	227
Muestras	299 ^a	300	298	297
SiO ₂	63.95	71.93	72.01	73.41
Al ₂ O ₃	18.02	14.96	15.65	14.03
Fe ₂ O ₃	.72	.60	.36	.50
FeO	3.35	.95	.67	.85
MgO	2.10	.59	.41	.55
CaO	3.50	.94	.67	.77
Na ₂ O	3.46	3.12	3.04	3.12
K ₂ O	2.23	4.56	4.93	4.64
MnO	.07	.04	.02	.02
TiO ₂	.79	.23	.12	.12
P ₂ O ₅	.13	.20	.22	.15
H ₂ O	1.11	1.83	1.73	1.47
Total	99.43	99.95	99.83	99.63
Li	65	85	95	90
Rb	173	258	250	254
Ba	739	375	250	241
Sr	295	109	67	100
Q	23.03	33.57	33.68	35.01
Or	13.18	26.95	29.14	27.42
Ab	29.28	26.40	25.72	26.40
An	16.52	3.36	1.89	2.84
Hy	9.61	2.41	1.79	2.36
Mt	1.04	.87	.52	.72
Il	1.50	.44	.23	.23
Ap	.30	.46	.51	.35
C	3.86	3.66	4.62	2.83
ID	65.49	86.92	88.54	88.83
IP	1.26	1.28	1.37	1.23
IA	.44	.67	.65	.72
K ₂ O/Na ₂ O	.64	1.46	1.62	1.49
K/Rb	106	146	163	151
Ba/Rb	4.27	1.45	1.00	.95
Ba/Sr	2.50	3.44	3.73	2.41
Rb/Sr	.59	2.37	3.73	2.54

a) Tonalita



Las rocas tienen un fuerte carácter peraluminico, con $IP > 1,2$ y corindones normativos apreciables, producto, sin duda, de la presencia constante de moscovita como mineral principal. Por su parte el contenido en CaO es siempre $< 1,0$ lo que continua confirmando las características evolucionadas del macizo, cercanas casi a las de los granitos de dos micas peraluminicos.

La tonalita del macizo tiene una composición algo más ácida que lo habitual para este tipo de términos, aunque su composición y la de las facies graníticas quedan perfectamente separadas por un **gap** en sílice de 8 puntos.

Macizo de Puebla de Trives

En la Tabla V y Fig. 51a, 51b, están representados los datos geoquímicos y diagramas de variación binaria del macizo.

En sus facies graníticas es un plutón con una composición cercana a la de los términos más ácidos del Macizo de Chantada-Taboada, con los cuales se solapa, y, hasta cierto modo, forma con ellos un **trend** continuo. Tiene un índice de diferenciación moderado, y unas relaciones K/Rb también moderadas, propias de granitoides no muy evolucionados. Varios de los indicadores de su carácter poco evolucionado pueden ser sus contenidos en CaO > 1 , valores altos en Fe, MgO, Sr y Ba, así como los bajos contenidos en elementos litófilos tales como Li y Rb.

Las facies tonalíticas, representadas por la muestra 302, también participa de la tendencia poco diferenciada del macizo. Los altos valores en elementos básicos, tales como Fe, Mg, Ca, Ti y en los menores Ba y Sr, así lo confirman. Sin embargo, y en contraposición, resulta destacable su bajo contenido en álcalis, que provoca la tendencia peraluminica observada en su índice de peraluminidad ($IP = 1,11$), valor algo anómalo para este tipo de rocas.

Tonalitas y Cuarzodioritas de la Alineación Salvatierra-La Cañiza-Cerdedo

En la Tabla VI y Fig. 52 están representados los datos geoquímicos de estas rocas.

Por regla general son términos con un contenido en SiO_2 poco variable y bastante diferenciadas, a pesar de su composición mineralógica. Es destacable también el carácter peraluminico de casi todas ellas, excepto la muestra 238 que presenta en su norma metasilicato sódico (Tn). En su conjunto, no se apartan excesivamente de las características que tiene las tonalitas de los macizos de este grupo, aunque sí se patentizan algunas pequeñas diferencias. A pesar de ello marcan un **gap** claro con las facies graníticas. La influencia geoquímica que hayan podido sufrir de los granitos de dos micas es una cuestión a resolver.

3.3.1.2. Granitos peraluminicos de dos micas y moscovíticos

Es la serie más extensa de todas las que integran esta hoja. Corresponden al grupo que clasicamente se ha clasificado dentro de la literatura granítica gallega como **granitos alcalinos** (CAPDEVILA & FLOOR, 1970).

Esta compuesta por un conjunto de intrusiones múltiples sucesivas, que se van emplazando sobre los metasedimentos paleozoicos, principalmente durante la interfase F_2 - F_3 y sin F_3 . No se descarta que en algunos afloramientos de pequeña extensión local, haya estructuras deformativas atribuibles a la F_2 , aunque este supuesto no ha podido ser confirmado aún claramente.

TABLA V. MACIZO DE PUEBLA DE TRIVES

Composición de elementos mayores (% en peso), elementos menores (ppm) y
norma C.I.P.W.

Hoja	227	189	189
Muestras	302 ^a	63	68
SiO ₂	59.51	67.80	68.53
Al ₂ O ₃	15.96	15.99	15.77
Fe ₂ O ₃	2.12	1.37	.20
FeO	3.85	1.81	2.17
MgO	5.92	1.68	1.73
CaO	3.77	1.75	1.23
Na ₂ O	2.87	3.56	3.36
K ₂ O	2.77	4.08	4.33
MnO	.11	.04	.04
TiO ₂	.91	.48	.57
P ₂ O ₅	.33	.21	.18
H ₂ O	1.55	1.01	1.30
Total	99.67	99.79	99.69
Li	58	69	68
Rb	136	205	176
Ba	1007	944	863
Sr	514	170	199
Q	14.41	25.14	26.36
Or	16.37	24.11	25.59
Ab	24.29	30.13	28.43
An	16.55	7.31	4.93
Hy	18.76	5.66	7.26
Mt	3.07	1.99	.29
Il	1.73	.91	1.08
Ap	.76	.49	.42
C	2.18	3.04	3.75
ID	55.07	79.38	80.38
IP	1.11	1.20	1.28
IA	.48	.64	.64
K ₂ O/Na ₂ O	.96	1.15	1.29
K/Rb	168	165	203
Ba/Rb	7.40	4.60	4.90
Ba/Sr	1.96	5.55	4.34
Rb/Sr	.24	1.21	.88

a) Tonalita

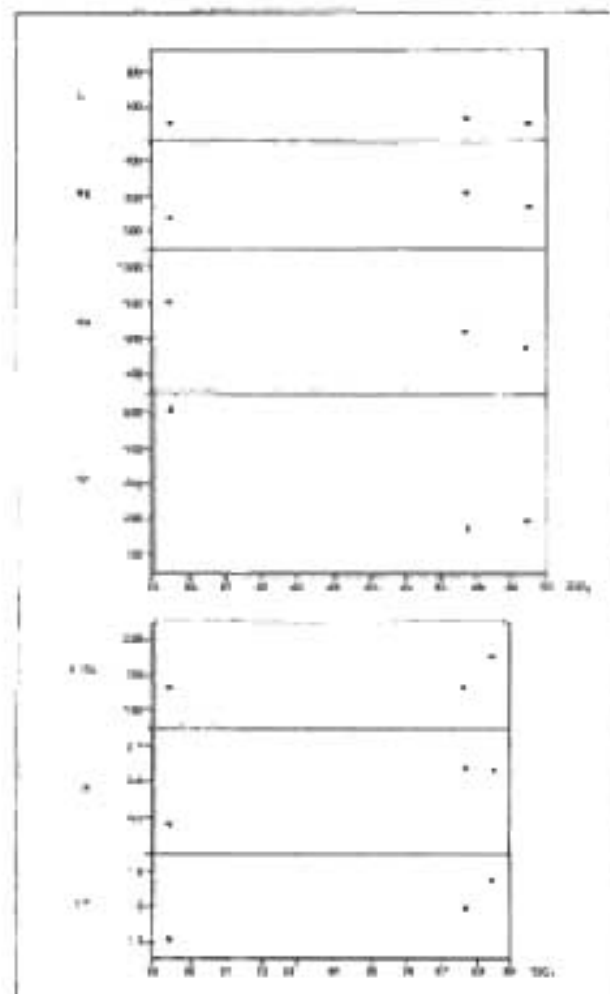
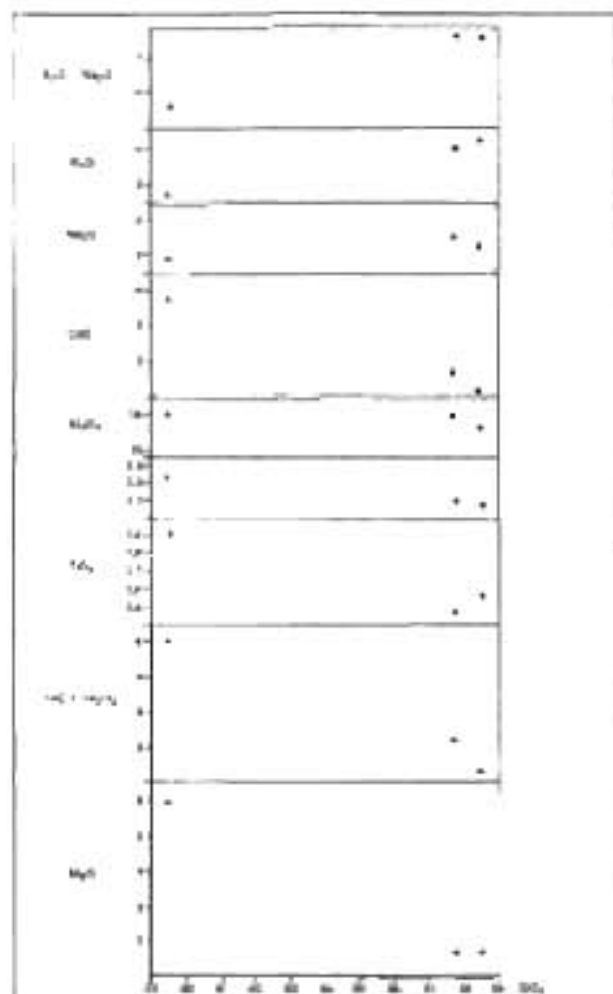


TABLA VI. TONALITAS CUARZODIORITAS DE LA ALIENACION SALVATIERRA

-LA CAÑIZA-CERDEDO*

Composición de elementos mayores (%en peso), elementos menores
(ppm) y norma C.I.P.W.

Hoja	224	224	224	153	224
<u>Muestra</u>	<u>247</u>	<u>484</u>	<u>510</u>	<u>238</u>	<u>446</u>
SiO ₂	61.03	61.34	62.29	63.56	63.78
Al ₂ O ₃	16.97	17.37	17.54	15.85	17.01
Fe ₂ O ₃ ⁺	7.32	7.31	5.66	5.96	6.30
MgO	2.23	2.19	2.96	1.60	1.66
CaO	3.57	2.62	1.78	3.56	1.72
Na ₂ O	4.50	4.50	3.68	4.61	3.89
K ₂ O	2.37	1.82	2.70	2.48	2.70
MnO	.01	.08	.07	.08	.07
TiO ₂	.95	1.45	1.17	.87	1.00
P ₂ O ₅	.27	.72	.29	.12	.25
H ₂ O	.83	1.08	1.47	1.71	1.66
Total	100.111	100.03	99.66	100.40	99.75
Li				-	
Rb				199	
Ba				471	
Sr				136	
Q	15.57	21.35	23.14	17.93	25.36
Or	14.01	10.76	15.96	14.66	15.96
Ab	38.08	38.08	31.14	39.01	32.92
An	15.95	8.30	6.94	15.23	6.90
Hy	5.55	5.45	7.37	3.98	4.13
He	7.32	7.31	5.66	5.96	6.30
Il	.02	.17	.15	.17	.15
Ru	.94	1.36	1.09	.31	.92
Tn				1.16	
Ap	.63	1.67	.67	.28	.58
C	1.16	4.96	6.02		5.16
ID	67.66	70.18	70.24	71.60	74.24
IP	1.04	1.24	1.45	.96	1.38
IA	.58	.53	.51	.64	.54
K ₂ O/Na ₂ O				.54	
K/Rb				103	
Ba/Rb				2.37	
Ba/Sr				3.46	
Rb/Sr				1.46	

* Análisis procedente del Plan MAGNA. + Fe total.

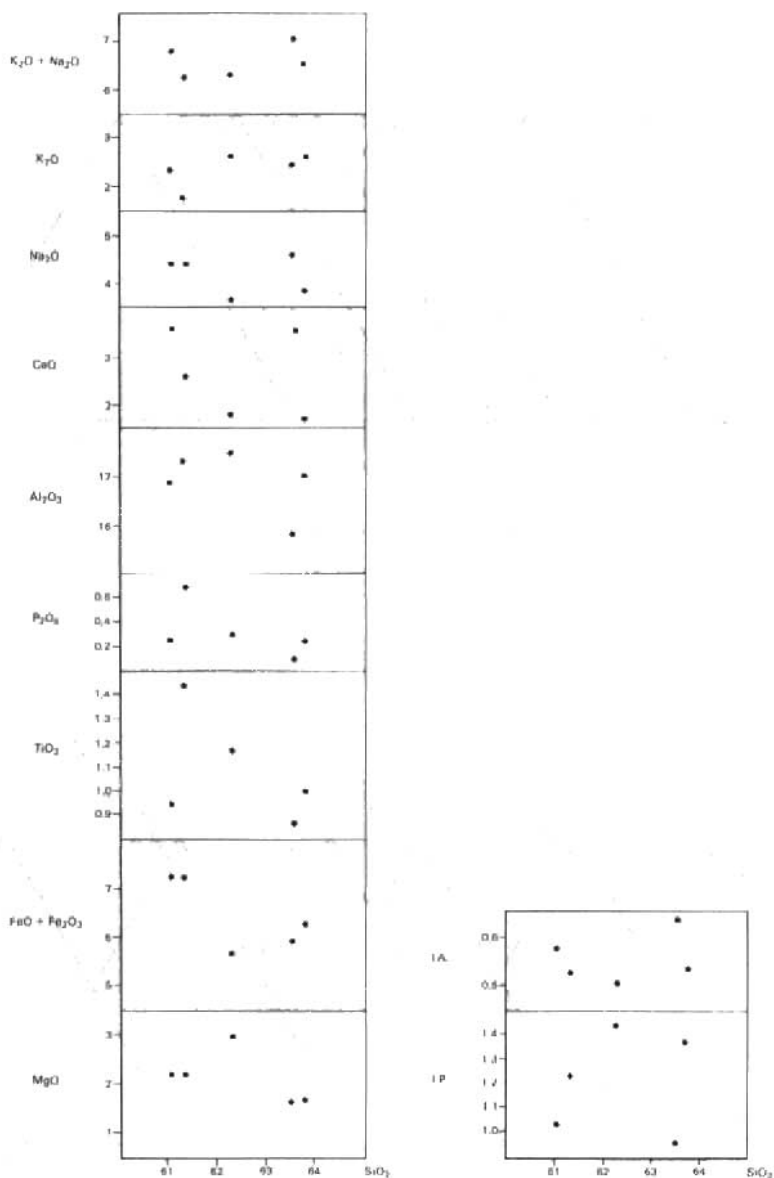


Fig. 52.- Alin. Salvatierra-La Cañiza-Cerdedo (Tonalitas-Cuarzodioritas).

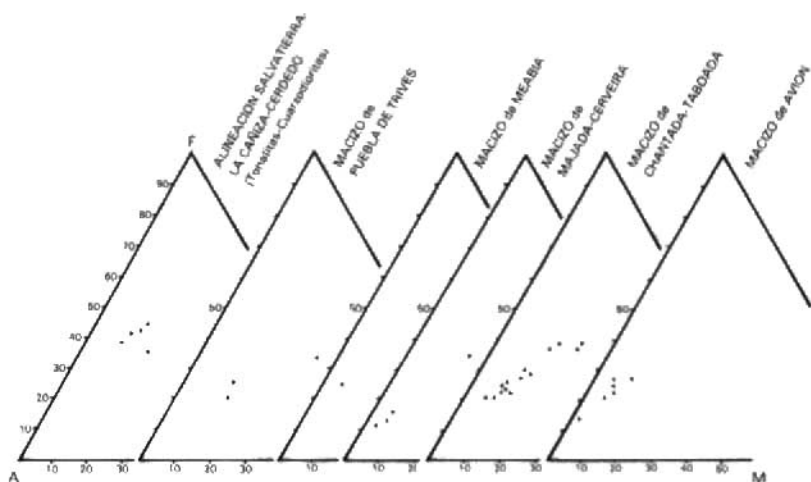


Fig. 53.- Diagramas AFM de los granitoides precoces.

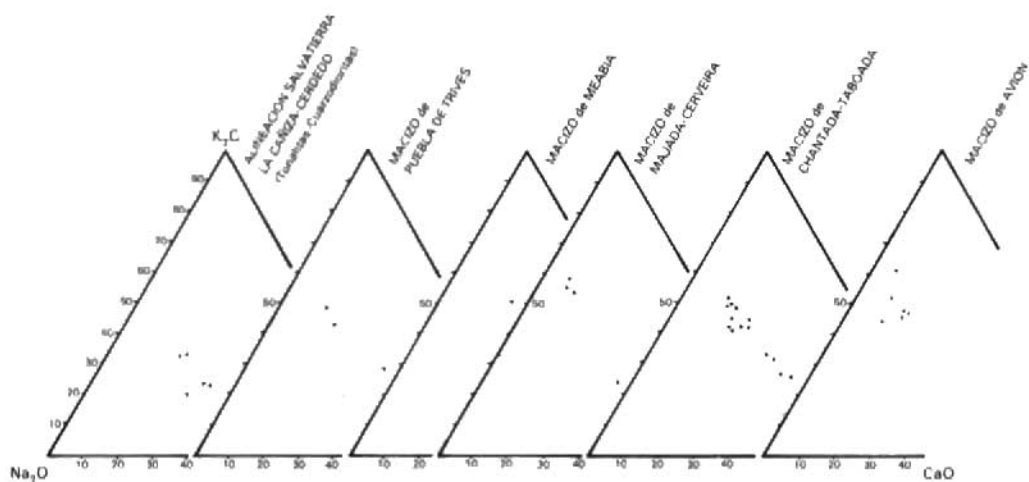


Fig. 54.- Diagramas $\text{Na}_2\text{O}-\text{K}_2\text{O}-\text{CaO}$ de los granitoides precoces.

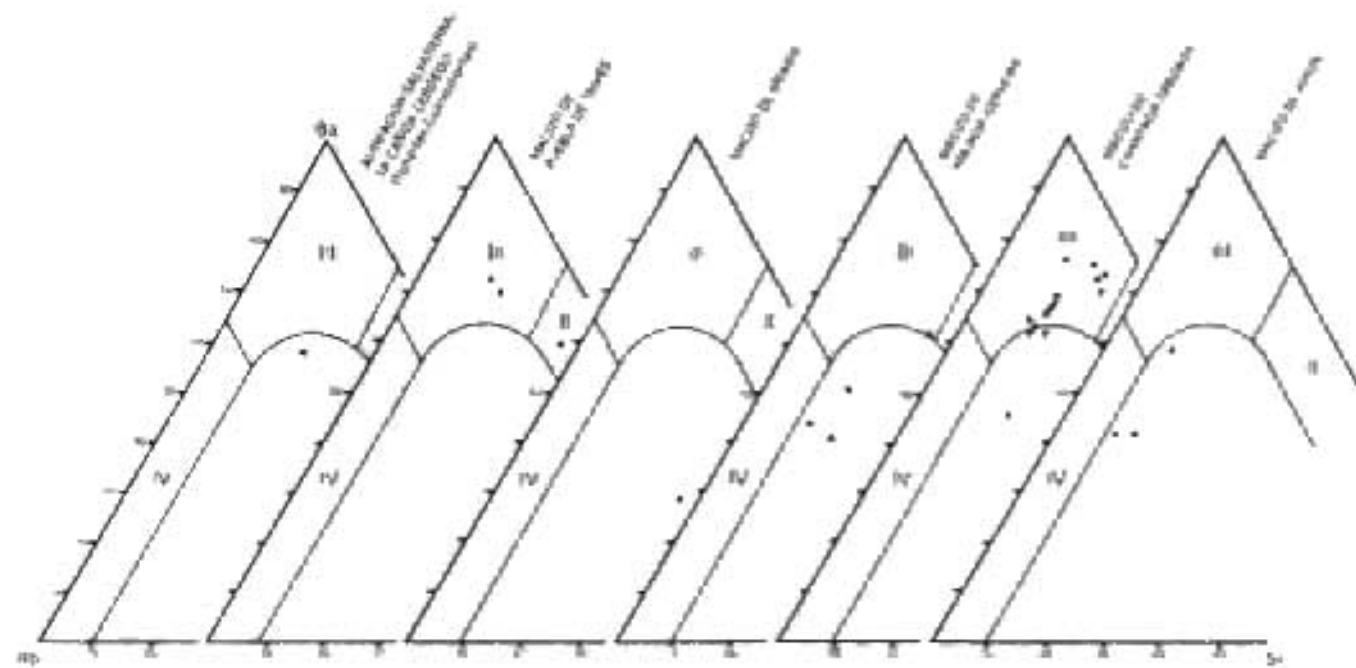


Fig. 55.- Diagramas Rb-Ba-Sr de los granitoides precoces

El gran volumen de intrusiones formadas configuran vastas extensiones batolíticas concordantes, a grandes rasgos, con las estructuras de F_2 tectónicas regionales. La delimitación y geometría exacta de cada intrusión resulta difícil de precisar, ante la enorme variedad de facies alternantes y mezclas que aparecen. A pesar de ello, y para un mejor tratamiento individualizado de estos macizos, se han definido cuatro alineaciones batolíticas que, de oeste a este, son:

- Alineación Salvatierra-La Cañiza-Cerdedo.
- Alineación Orense-Carballino-Rodeiro. Se incluyen aquí también los afloramientos entre Ribadavia y Celanova, y el pequeño plutón de Lalín.
- Alineación Ginzo de Limia-Allariz-Chantada.
- Alineación Meda-Cabeza de Manzaneda.

Dentro de algunas de estas alineaciones se han independizado en la descripción petrológica cuatro macizos (tres de ellos circunscritos), debido a sus características peculiares que resultan de interés. Estos macizos son: Macizo de Beariz, Macizo de S. Mamed, Macizo de Castro Caldelas y Macizo de Peñagache.

Interiormente, estos batolitos están constituidos por cuerpos graníticos de dimensiones variables que se van interpenetrando mutuamente a lo largo de todo el proceso intrusivo que dura su cristalización y emplazamiento. En muchos casos, resulta difícil la definición cartográfica exacta de cada uno de los cuerpos, dada la gradualidad de sus contactos, mientras que en otros está perfectamente claro el carácter intrusivo neto de algunos de ellos. Son precisamente estas características de campo, las que apuntan hacia la idea de que esta serie granítica está integrada por intrusiones múltiples que se van sucediendo en el tiempo una vez finalizada la segunda fase de deformaciones hercínicas (o fase de los cabalgamientos), y que son de pre a sincinemáticos con la tercera.

Aunque la variación petrológica interna de esta serie no es muy grande, sí es lo suficientemente amplia como para delimitar tipos y grupos concretos en función de los rasgos texturales y mineralógicos más característicos. Es ya clásico el criterio de tamaño de grano que se ha seguido en varias ocasiones para hacer subdivisiones tipológicas, pero en este caso, y dada la escala de esta cartografía síntesis, se considera más útil una subdivisión composicional en vez de textural sin que, en alguna circunstancia, se la puedan superponer algunas características texturales particulares. En este intento por delimitar con más precisión la variación petrológica existente, se han utilizado los criterios mineralógicos de proporción relativa de biotita-moscovita y riqueza en minerales leucocráticos (cuarzo, feldespatos alcalinos y moscovita), para distinguir los siguientes tipos graníticos:

- Leucogranitos moscovíticos
- Granitos de dos micas moderadamente leucocráticos
- Granitos de dos micas muy leucocráticos
- Facies con grandes biotitas (granitos **Ale de Mosca**).
- Granitos predominantemente biotíticos
- Granitoides inhomógeneos

Todos los grupos se encuentran emplazados en niveles metamórficos de grado medio-alto

mayoritariamente dentro de la zona de la sillimanita, aunque en casos excepcionales lo hacen en la zona de la estaulolita, como los Macizos predominantemente biotíticos de Boboras, Puente Irixo, Dozon. Solamente los Macizos de Beariz y San Mamed llegan a niveles de emplazamiento epizonales, intruyendo en la zona de la biotita. Estas peculiaridades, junto a otras características propias de la serie, indican una estrecha relación entre el metamorfismo regional hercínico y la producción de magmas graníticos peralumínicos en niveles mesocrustales.

Los niveles de erosión en cada unidad batolítica son desiguales, existiendo áreas donde las rocas graníticas son masivas y homogéneas, lo que probablemente puede interpretarse como las partes más internas de los plutones, mientras que en otras hay todavía frecuentes restos de enclaves metasedimentarios encajantes y abundantes manifestaciones filonianas aplopegmatóides, propias todas ellas de áreas marginales (bien de borde o apicales) de las intrusiones. Como consecuencia de estas diferencias en los niveles de emplazamiento, de erosión, y de los distintos grados de diferenciación, se producen multitud de variaciones texturales y composicionales que son las que se han sintetizado en el presente trabajo.

3.3.1.2.1. *Leucogranitos moscovíticos.*

Son facies estrechamente ligadas al grupo de los granitos muy leucocráticos y, debido a su riqueza en cuarzo, suelen resaltar morfológicamente ocupando los relieves más altos dentro de ellos.

Los afloramientos más importantes de este tipo de granito se encuentran solo en la alineación Ginzo-Allariz-Chantada, en dos áreas fundamentales: proximidad a Ginzo de Limia ($X=605.500$, $Y=4.657.800$), y en la zona del vértice Auteiro ($X=607.600$, $Y=4.689.000$) cerca del pueblo de Quinta del Monte ($X=607.500$, $Y=4.688.400$). En el primer caso, se trata de facies de grano fino hasta grueso, con pasos graduales a facies leucocráticas con algo de biotita. En el segundo caso, las facies son de grano fino y medio masivas, con pasos graduales también hacia los granitos muy leucocráticos, en este último lugar son frecuentes las micas de color verdoso y rojizo-carmin, tanto en cristales individuales como en microagregados bandeados estrechos. También son habituales las manchas oscuras dispersas de posibles fenómenos de oxidación tardios.

Aunque este tipo granítico se caracteriza por tener moscovita como única mica, a veces se puede encontrar cristales aislados de biotita, sobre todo en las áreas marginales en transición a los granitos muy leucocráticos.

El grado de deformación es pequeño, existiendo solo una ligera filonitización, pero nunca un desarrollo bien marcado de planos C o S de deformación dúctil.

No llevan ningún tipo de enclaves y el cortejo filoniano es escaso, estando compuesto por venas de cuarzo, bolsadas pegmatoides con cuarzo-feldespato potásico y moscovita, y venas aplitoides y pegmatoides leucocráticas que, en ocasiones, llevan granate, turmalina y, menos frecuentemente, berilo y topacio.

Además de los afloramientos que se han citado como más importantes, hay también otras zonas dentro del grupo muy leucocrático que presentan facies locales con sólo moscovita. Tal es el caso de los Macizos de Beariz, San Mamed, Laza, y de algún otro punto de las otras alineaciones.

Petrografía

Los minerales principales son cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa y moscovita. como accesorios están apatito, granate, turmalina, circón, fluorita, (?), \pm biotita. Entre los minerales supuestamente secundarios hay que destacar algunos cristales de aspecto laminar-micáceo verdes y amarillos no identificados, y otro mineral incoloro de relieve medio que podría ser un fosfato de la serie eosforita-childrenita, los cuales parecen estar pseudomorfizando a otros minerales anteriores indiferenciados.

La textura es casi siempre equigranular de grano fino-medio hipidiomórfica.

Algunas de las características más destacables de la mineralogía son:

El cuarzo es alotriomorfo, intersticial y con ligera extinción ondulante. El feldespato potásico es microclina poco a nada peritítica, en cristales subidiomorfos sin desarrollo de fenocristales.

La plagioclasa es normalmente más abundante que la microclina, marcando tendencias ricas en sodio como puede observarse en los datos geoquímicos. Se encuentra en prismas subidiomorfos con bordes bastante netos y frecuentes maclas polisintéticas. Su composición es muy ácida, prácticamente siempre albita. La moscovita esta continuamente presente, pudiendo alcanzar hasta el 25% modal del total de la roca. Aparece como placas individuales bastante netas o formando agregados de cristales tabulares con bordes irregulares a modo de **rosetones** intersticiales de cristalización póstuma, propios de los líquidos finales de los magmas leucocráticos. Solo en casos aislados se desarrollan incipientes simplectitas. La biotita es un mineral generalmente escaso o ausente. suele presentarse con más frecuencia hacia las partes marginales de los afloramientos en las zonas transicionales a la facies leucocráticas. Tiene un carácter de mineral relicto procedente de términos menos diferenciados. El apatito no es muy abundante. Se encuentra en pequeños cristales dispersos, en parte asociado con la plagioclasa. El circón está también en cristales de pequeño tamaño incluidos en moscovita. La presencia de fluorita es dudosa pues el tamaño de los supuestos cristales es demasiado pequeño para su identificación exacta.

En cuanto a los minerales de probable origen secundario conviene destacar la presencia de tres diferentes en los afloramientos del vértice Auterio, cuya identificación resulta muy difícil. Hay unos microagregados amarillo intenso que cristalizan en espacios cerrados, parece que con carácter intersticial, formados por cristales laminares de tipo micáceo muy pequeños que se disponen de manera fibroso-radiada. Presentan el aspecto de estar pseudomorfizando a otro mineral anterior. Un segundo mineral, de aspecto más claramente secundario, cristaliza preferentemente sobre la plagioclasa en forma de **impregnaciones** con bordes irregulares (como corroidos), compuesto por cristales de mediano relieve incoloros, o ligeramente con zonado en tonos amarillentos, de aspecto similar a prehnita pero que puede ser un fosfato del tipo eosforita-childrenita. Por último, aparece un mineral verde botella intenso, de aspecto micáceo fibroso-radiado que se desarrolla principalmente sobre el agregado micáceo amarillo y, en menor medida, sobre el otro mineral secundario.

3.3.1.2.2. Granitos de dos micas moderadamente leucocráticos

Es el grupo más variado y de mayor extensión de todos los granitos peraluminicos de la hoja. Dentro de él se han incluido varias facies de tamaño de grano y porfídismo diverso, pero que tienen en común el moderado carácter leucocrático de su composición, en relación con el grupo muy leucocrático. Podría considerarse un grupo intermedio entre estos últimos y los de dos micas predominantemente biotíticos.

De la distribución espacial de las facies se deduce que hay zonas masivas y homogéneas de texturas equigranular con pocos diques, que deben representar áreas internas de los macizos, mientras que hay otras con muchos diques aplitoides y pegmatoides donde el granito de base es heterogranular, que representan áreas marginales o de borde de las intrusiones. A este último tipo es al que denominamos facies granítica heterogénea.

La Alineación Meda-Cabeza de Manzaneda es la que presenta un carácter más masivo y homogéneo como queriendo indicar que se trata de un batolito algo más alóctono que el resto y cuyo nivel de emplazamiento es ligeramente superior. También la riqueza en turmalina que tienen muchas de sus pegmatitas, y la existencia de frecuentes venas de greisen, son signos de manifestaciones filonianas de baja temperatura propias de batolitos que emplazan en niveles medios-altos del orógeno. En realidad, es la alineación con menos facies heterogéneas (independientemente de que los contactos con los granitoides calcoalcalinos de los Macizos de Puebla de Trives y Majada Cerveira sean por mezcla de facies). Tiene una cierta zonalidad interna, pues hacia los bordes hay menos moscovita, la base asociada es menor, y aparecen las facies son más fenocristales. No se descarta que el Macizo de Majada Cerveira represente una facies marginal algo más básica en vez de un cuerpo de granitoides precoces, pues tanto su composición mineralógica como geoquímica podrían interpretarse en tal sentido. Es éste un punto que necesitaría confirmación.

Otra de las características propias de este grupo es la presencia asiduamente de restos de meso y macroenclaves metasedimentarios, verdaderos **roofpendant** aún sin erosionar, en mayor cantidad que en el resto de los grupos. Esto pone de manifiesto que este grupo granítico es el que entra en contacto en más ocasiones con las rocas metasedimentarias.

Los contactos son casi siempre netos, y la intrusión se hace muchas veces a través de inyecciones concordantes con la esquistosidad local, produciéndose fenómenos de asimilación y contaminación puntual que provocan enriquecimiento biotítico en las facies de borde de los macizos, dentro de los cuales son frecuentes también los enclaves **surmicáceos** englobados y en comienzo de asimilación. Los efectos de contacto sobre las rocas encajantes son de mediana intensidad y están representados por recristalización y, sobre todo, moscovitizaciones. Es muy raro encontrar facies de borde enfriadas dentro de estos granitos, lo cual es debido, entre otras cosas, a que el emplazamiento de los mismos se hace mayoritariamente dentro de la zona de sillimanita regional durante la interfase F_2 - F_3 , que es cuando aún están calientes esos niveles del orógeno. Sin embargo, son frecuentes las manifestaciones filonianas en los contactos, provocando la aparición de las facies graníticas heterogéneas, propias de áreas de borde o marginales.

Texturalmente, las facies que componen este grupo pueden dividirse en equigranulares e inequigranulares. Entre las primeras, las más frecuentes son los granitos de grano medio y grano grueso. De manera accesoria afloran facies de grano fino y fino-medio. Son muy raras las de grano grueso. La facies inequigranular por excelencia está representada por los granitos porfídicos de grano medio y grueso. En menor medida hay alguna facies de grano fino, en la que destacan placas mayores de moscovita tardía que la convierten en inequigranular, pero que no deja de ser un aspecto local de un macizo más extenso.

En las facies porfídicas, el desarrollo de los fenocristales de feldespato potásico es muy desigual. Puede presentarse en cristales anhedralos aún incipientes que no llegan a constituir todavía verdaderos fenocristales, o puede estar en cristales idiomorfos grandes (nunca >4 cm.).

En este último caso, lo más común es que la longitud supere ya $1,5$ cm² y defina, en muchas ocasiones, una lineación clara, marcada por flujo y/o deformación, concordante con las

estructuras deformativas regionales. También es usual que varios de los fenocristales exhiban microzonación composicional, pero en ningún caso se han visto texturas **Frasl** bien desarrolladas. Esto contrasta con los fenocristales feldespáticos de las facies porfídicas de los granitos calcoalcalinos sincinemáticos y de parte de los postcinemáticos, que las presentan con bastante frecuencia.

En la Alineación de Salvatierra-Cerdedo hay, a grandes rasgos, dos poblaciones en cuanto al porcentaje de fenocristales. Una es $< 20\%$ con tamaños entre 2 y 3 cm., y otra está entre 30-40% (excepcionalmente llega al 50%) con tamaños de 2-2,5 a 3,5 cm., con alguno escaso de 4 cm.. en la Alineación de Orense-Rodeiro hay menos facies porfídicas, y nunca suelen tener más del 30% de fenocristales, pues lo más habitual es entre el 5 y 20%. Los tamaños más largos están entre 2 y 3 cm.. En la Alineación de Ginzo-Chantada vuelven a aflorar facies porfídicas en cantidad moderada. La proporción más frecuente es del 20-30%. Hay otras tres menos abundantes que, por orden decreciente son: $< 10\%$, entre el 30 y 50% (principalmente constituyendo el Macizo de Las Estivadas ($X=619.900$, $Y=4.651.900$) y su prolongación hacia Verín, y el Macizo de Villardevos) y entre el 10-20%. Localmente, al SO. de Baltar se encuentra una facies porfídica con 20-30% de fenocristales, que se entremezclan con facies inhomogéneas, y que a veces recuerdan a granitoides precoces. La longitud más habitual está entre 1,5 y 3 cm., siendo el tamaño más normal de 2 cm. En casos excepcionales aparecen fenocristales de 4 cm., aunque muy aislados y esporádicos. En la Alineación de Meda-Cabeza de Manzaneda, las facies graníticas de grano medio tienen pocos fenocristales ($< 20\%$), con tamaños que pueden ser $< 1,5$ ó, en otras ocasiones, entre 2 y 3 cm.. Sin embargo, en las facies de grano grueso aumenta ligeramente el porcentaje hasta el 30%, aunque lo normal es que esté entre el 15 y 30%, con tamaños pequeños de 1 a 2 cm.. De manera escasa se encuentran de 3 ó 4 cm..

Como regla general puede decirse que a lo largo de todas las alineaciones hay intensa alternancia de facies, con pasos a veces graduales entre ellas. En contraposición, también hay áreas en donde afloran macizos bien delimitados de una facies concreta homogénea y masiva. Aunque la edad relativa de cada una de estas facies es difícil de establecer en muchas ocasiones, se ha podido observar frecuentemente que hay unos granitos de grano medio que parecen los últimos en intruir, pues cortan a muchas de las otras facies. Las facies heterogéneas con frecuentes aplitoides y pegmatoides tienen como granito de base cualquiera de las facies anteriormente citadas, a veces con más de un tipo, todas mezcladas. Se dan en los márgenes o zonas de borde justo en las áreas próximas a las rocas encajantes masiva, o a los **roof pendant**. Dentro de ellos es normal la existencia de varias generaciones de diques pegmatíticos y aplíticos que forman una intensa red filoniana con estructuras similares a los **stock-work**.

Composicionalmente este grupo granítico se caracteriza por tener siempre biotita \geq moscovita aunque, en raras ocasiones (solo en diferenciados locales) la moscovita es superior a la biotita. No hay que olvidar también que los tránsitos hacia los granitos muy leucocráticos son graduales y, por tanto, hay facies transicionales en muchas partes de los batolitos, donde los granitos van perdiendo biotita y ganando moscovita.

La biotita es siempre de grano fino a medio, salvo en casos aislados en que se desarrolla en placas incipientes del tipo **Ala de Mosca** marcando transiciones a la verdadera facies **Ala de Mosca**. La moscovita puede estar distribuida desigualmente en la masa granítica debido a su carácter de mineral tardimagmático gobernado en su crecimiento por los vapores finales de la cristalización. Esto explica también la diversidad y amplitud de los tamaños de sus cristales

pues los hay desde 1 ó 2 mm. hasta placas grandes de 3-5 mm. y algunos que llegan hasta 8 y 10 mm., generalmente desorientados y creciendo sobre la biotita.

En cuanto a los **stocks** aplitoides que hay dentro de este grupo pueden distinguirse dos tipos: uno de dos micas y otro leucocrático moscovítico. El hecho de que figuren estos últimos en este grupo de granitos es debido a su poca entidad cartográfica para representarlos, a la escala impuesta por este trabajo y a la estrecha relación que a veces tienen con ellos. Composicionalmente hay que destacar que algunos de los aplitoides leucocráticos llevan granate y turmalina dispersa, pudiendo formar la turmalina micronódulos de diversos tamaños (siempre centimétricos) con bordes leucocráticos. El caso más llamativo que puede servir de ejemplo es el **stock** que se encuentra en la parte central de la Alineación Meda-Cabeza de Manzaneda, al SE, del pueblo de Rabal ($X=635.000$, $Y=4.684.900$). Está formado por leucogranitos aplitoides que intruyen sobre granitos de dos micas poco leucocráticos. Es de composición moscovítica con estructuras bandeadas del tipo **layering** y abundantes micronódulos turmaliníferos que se distribuyen selectivamente en algunas bandas. Estos nódulos tienen formas redondeadas o elipsoidales (en ocasiones con bordes leucocráticos) y varios tamaños: los mayores son de 7 a 10 cm., lo más abundantes de 5 cm. y los más pequeños y escasos de 2-3 cm.. También en este **stock** es muy frecuente el granate disperso en cristales entre 1 y 8 mm.

Las deformaciones hercínicas han afectado a este grupo granítico en la misma medida que al resto de los grupos de granitos de dos micas. Siguiendo los criterios puramente deformativos, se puede establecer una cierta cronología de facies en alguna zona local pero, en ningún caso, extrapolable al conjunto de las alineaciones. Las estructuras deformativas observadas han sido atribuidas exclusivamente a la F_2 . La intensidad de la deformación varía desde simples filonitizaciones incipientes, hasta cizallas dúctiles con desarrollo marcado de los planos C y S, como son las de los pasillos de Cercedo-La Cañiza y San Esteban-Rodicio-Alberguería. Las zonas marginales a estos pasillos de cizalla exhiben una deformación moderada que gradualmente se va atenuando conforme se desplaza hacia el exterior.

Además de los enclaves meso y macroscópicos que presenta este grupo, son particularmente abundantes los de pequeño tamaño, que pueden ser de tres tipos: metasedimentos y rocas encajantes en general, esquistos **surmicáceos** y microgranulares. Los dos primeros son, con mucho, los más abundantes. Entre los metasedimentos encajantes predominan los de naturaleza esquistosa s.l. que corresponden a las formaciones aflorantes en la región, y que suelen presentarse en casi todos los márgenes de las intrusiones. Sus tamaños son variables desde pocos centímetros hasta 15 cm. con formas aplanadas y concordantes con las estructuras regionales. Acompañando a estos esquistos pueden encontrarse también, de manera esporádica, enclaves de cuarzo filoniano con dimensiones de 7 cm..

Los enclaves de esquistos **surmicáceos** son, si cabe, más frecuentes que los anteriores, pues aparecen distribuidos por todas las áreas de los batolitos aunque, claro, está, tienden a ser más abundantes hacia las zonas marginales. La diferencia con los enclaves de esquistos s.l. está en su mayor riqueza de biotita y menor tamaño. Pueden interpretarse como **restitos** anatócticos corticales, más o menos ascendidos de zonas profundas, o como rocas encajantes de metamorfismo de alto grado asimilados por la intrusión. Distinguir entre un caso y otro es difícil e incierto. Generalmente son todos de pequeñas dimensiones, que van desde microagregados tipo **nidos biotíticos** < 2 cm. hasta fragmentos algo mayores entre 2 y 5 cm. de largo. Todos son aplanados con formas elipsoidales y concordantes con la fábrica interna del granito. Hay zonas particulares donde se concentran muchos de estos microenclaves

pero sin llegar a constituir una facies granítica especial, pues los afloramientos son pequeños y presentan pasos transicionales al resto. Por regla general, los enclaves **surmicáceos** están moscovitizados en diverso grado por el granito que los engloba, y, en varios de ellos, hay fibrolita.

Los enclaves microgranulares son de naturaleza tonalítica-granodiorítica y quedan restringidos casi exclusivamente a la Alineación Meda-Cabeza de Manzaneda. Sus tamaños oscilan entre 20 y 40 cm., y tienen formas subredondeadas, estando, en muchos casos, alcalinizados. Su abundancia es escasa, y se considera que deben proceder del desmembramiento de meso o macroenclaves tonalíticos precoces que se encuentran dispersos por la alineación, los cuales han sido englobados por los granitos de dos micas.

Este grupo de granitos es el que mayor cantidad de manifestaciones filonianas posee. Solo vamos a considerar aquí aquellas que intruyen en los granitos, dejando aparte las que lo hacen en los metasedimentos encajantes aunque, casi siempre, suelen tener composiciones similares. Como regla general, la mayoría de los diques intruyen vertical o subverticalmente según una dirección cruzada unos 80° con la fábrica local del granito; es decir, casi perpendiculares a ella. Los diques más frecuentes son, con mucho, los de pegmatitas, seguidos en menor cantidad por los de cuarzo, aplopegmatoides y aplitoides. De forma accesoria hay también venas de **greissen**. Todos estos diques cortan netamente a los granitos y pueden encontrarse asociados en un mismo afloramiento. Siempre que esto ocurre, las pegmatitas son las primeras en intruir, y los diques de cuarzo los últimos.

Las pegmatitas tienen anchuras variables que rara vez superan los 30 cm., y son de composición simple, salvo algunas ocasiones en que llevan granate y, en pocos casos, berilo. La mineralogía más frecuente en todas las alineaciones es de cuarzo-feldespato potásico-moscovita, seguida por la misma pero con biotita accesoria. Algo menos abundantes son los compuestos por: cuarzo-feldespato potásico-moscovita-turmalina; cuarzo-feldespato potásico y moscovita accesoria, y cuarzo-feldespato potásico-biotita-moscovita. Después ya, con poca representatividad están todo tipo de asociaciones en que entran moscovita, turmalina, y biotita en cantidades variables, pero con cuarzo y feldespato potásico como minerales de base. De todo este conjunto hay que destacar que, en proporción relativa, la Alineación Meda-Cabeza de Manzaneda es la más rica en asociaciones turmalíferas, mientras que las dos alineaciones más occidentales (la de Orense-Carballino-Rodeiro y la de Salvatierra-La Cañiza-Cercedo) son donde más veces aparecen asociaciones con biotita.

Tanto el feldespato-potásico, como el cuarzo, turmalina, moscovita y biotita de las pegmatitas, se pueden encontrar en cristales de grandes tamaños, sobre todo los dos primeros. La moscovita puede llegar hasta los 5 cm. mientras que de biotita se han visto excepcionalmente cristales de 7 x 8 cm., aunque lo más habitual es que no pasen de 4-5 cm.,

Las venas y diques aplíticos y aplopegmatoides tienen composiciones similares a las anteriores, salvo aquellos casos en que llevan mispíquel diseminado y otros minerales metálicos indiferenciados.

Las venas de **greissen** de cierta entidad se presentan en todas las alineaciones menos en la Ganzo-Allariz-Chantada en donde aparecen como pequeñas venas, solo en el área granítica de Baltar. Algunas van acompañadas de turmalina y, en varios casos, provocan moscovitización en el granito encajante, desarrollando grandes placas de moscovita. La anchura media de las venas suele estar entre 3 y 10 cm. y muchas de ellas van ligadas con pequeñas áreas de diferenciación leucocrática.

Las venas y diques de cuarzo son frecuentes, y sus anchuras van desde pocos centímetros hasta 40-50 cm.. Solo en casos excepcionales llegan hasta 1 metro.
Las venas de turmalinitas son muy escasas.

Petrografía

Dentro de este apartado se considera conjuntamente las características mineralógicas de este tipo granítico y de los granitos muy leucocráticos, debido a que son bastante similares, pues solamente varía de manera sustancial la proporción entre biotita y moscovita, y la cantidad de cuarzo.

Los minerales principales son cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, biotita y moscovita. Como accesorios están apatito, circón, opacos, sillimanita, andalucita, granate y turmalina. Los procesos de transformación secundaria de biotita y plagioclasa provocan la aparición de clorita, sericita, esfena, rutilo (sagenita) y, escasamente, epidota.

Las texturas son muy variables y van desde equigranulares a inequigranulares (principalmente porfídica) con relaciones de intercrecimiento hipidiomórficas y alotriomórficas. Los efectos de la deformación se traducen principalmente en extinciones ondulantes de cuarzo y feldespatos (sobre todo el primero, que llega incluso a recrystalizar en las áreas de intensa cizalla) y en recrystalizaciones de las micas que marcan planos de esquistosidad lepidoblástica, más intensas en los pasillos de deformación dúctil. Otros efectos, como **kinkados** de micas y doblamientos de feldespato completan las texturas deformativas visibles en estas rocas.

Algunas de las características más destacables de los minerales son:

El cuarzo es alotriomorfo y puede formar agregados cristalinos con textura consertal. En varias ocasiones lleva inclusiones aciculares de rutilo. El feldespato potásico es microclina micropertítica (tipos **vein string** y **patch** y aparece en cristales idiomorfos formando los fenocristales, o de manera alotriomorfa incorporándose con el resto de los minerales. En el primer caso es frecuente que tenga macla de Carlsbad y que lleve inclusiones de plagioclasa-giotita (a veces con disposiciones zonales tipo **Frasl**) y algún cuarzo subidiomorfo de alta temperatura. La plagioclasa se encuentra en cristales subidiomorfos de caras planas y también con hábitos algo más alotriomorfos por recricimientos albiticos tardios. De manera general esta poco o nada zonada. Cuando se presenta zonación es difusa y de carácter continuo normal. Los zonados oscilatorios son muy escasos o están prácticamente ausentes. La composición general es de albita y oligoclase, encontrándose en contadas ocasiones una composición andesínica. En los tipos graníticos muy leucocráticos la plagioclase presente es albita u oligoclase ácida. Aparece también, en muchas de las facies, cristales póstumos albiticos con formas ameboidales mirmequíticos en íntima asociación con la microclina. Es normal que los núcleos estén sericitizados o ligeramente anubarrados. La biotita es de tonos marrones-rojizos con frecuentes inclusiones de apatitos y circones diminutos. Su proporción relativa frente a la moscovita es variable pues en los granitos muy leucocráticos su contenido disminuye hasta llegar a ser mineral accesorio. Asiduamente sufre transformaciones hidrotermales, cloritizándose parcial o totalmente, dejando sagenita como subproducto de la transformación. La moscovita suele tener un carácter tardío de cristalización póstuma y se presenta en placas individuales de diverso tamaño, en **flakes** sobre los feldespatos o dispuestas en hiladas concordantes con la esquistosidad, creciendo generalmente sobre biotitas con la cual tiende a relacionarse. En varios casos desarrolla bordes simplectíticos de moderada extensión.

De los minerales accesorios, apatito y circón son los que se presentan invariablemente en todas las facies graníticas de este grupo. Siempre van asociados con la biotita y, solo esporádicamente, se encuentran dispersos. El apatito tiene hábitos subidiomorfos redondeados, poco prismáticos, y prácticamente nunca aparece con núcleos anubarrados. El granate y turmalina van preferentemente en los tipos muy leucocráticos, dentro de las facies de grano menor. Los opacos son muy escasos y de pequeño tamaño. Por su parte la andalucita y sillimanita se presentan también en todos los tipos graníticos, sin apreciarse variaciones importantes de una facies a otra. Por la importancia que supone en cuanto a su génesis, conviene distinguir en estos minerales dos formas de presentarse. Se ha comprobado que cerca de los macizos postcinemáticos aumenta mucho el contenido de ambos, lo cual ha sido interpretado como un efecto térmico de contacto impuesto por la intrusión de dichos granitos (BARRERA et al. (en prensa)). En el resto de los afloramientos la aparición de sillimanita y andalucita es escasa. La primera se presenta siempre como fibrolita incluida en placas de moscovita, mientras que la andalucita es aún más escasa y también aparece incluida en moscovita. Por el contrario, cuando son producidos por el metamorfismo de contacto, suelen estar con un mayor desarrollo prismático y asociado a la biotita. Igualmente en relación con este efecto pueden aparecer granos pequeños de espinela verde y neoformación de biotita, plagioclasa y cuarzo, entre otros.

En la facies de los granitos de grandes biotitas (**Ala de Mosca**) la composición mineralógica es semejante a la expuesta anteriormente, aunque los procesos finales de reajuste magmático o postmágmatco son más acusados, apareciendo fenómenos de moscovitización más generalizados. En esta facies la sillimanita (variedad fibrolita) sigue presente, y la plagioclasa es algo más ácida que la media general del grupo.

3.3.1.2.2.1. Macizo de Castro Caldelas

Se sitúa dentro del Dominio del Anticlinorio del **Olla de Sapo**, inmediatamente al sur del Sinclinal del Sil.

Es un pequeño macizo alargado en dirección E-O., con 7,5 Km. de largo por 1,3 Km. de ancho. Intruye sobre las facies de grano grueso y fino de los gneises glandulares **Olla de Sapo** y, puntualmente, sobre filitas y esquistos ordovícicos al NE. de Castro Caldelas (X=630.600, Y=4.692.900). En su borde oriental pasa gradualmente hacia el Macizo porfídico de Puebla de Trives, sin estar claras las relaciones de intrusión mutua. El plutón emplaza en niveles mesozonales preferentemente dentro de las zonas de la sillimanita, estaurólita y, muy escasamente, de la biotita, adaptándose en parte a las isogradas de estos minerales. Su intrusión provoca un metamorfismo de contacto claro, sobre todo en la filitas ordovícicas, a las que recrystaliza con una textura mosqueada muy intensa, originada por cristalización de prismas quistolíticos de 3-4 cm. de largo por 0,4 cm. de ancho. Estos prismas no presentan lineación, aunque se disponen todos según el plano de esquistosidad de la roca encajante. El macizo está compuesto por un granito porfídico de dos micas de grano medio, en el que pueden distinguirse dos facies:

- *Facies porfídica:*

Es la más abundante y frecuente de las dos. Presenta megacrystalas de feldespato potásico con tamaños entre 1 y 4 cm., con un valor medio más frecuente de 2 cm. de largo, y una

densidad aproximada entre el 30 y 50%. También hay zonas de menor densidad, del orden del 10-20%, y otras muy puntuales en que se concentran en **pasillos** estrechos, siguiendo las direcciones generales de orientación. Estas direcciones generales, correspondientes principalmente a lineación y foliación, son variables y, según las zonas, tienen valores N-S o ligeramente inclinadas al E., y otras de N 125°E. Los buzamientos presentan también valores variables, desde 60°O ó 70°E., pasando por subverticales.

La mineralogía principal es cuarzo, microclina, plagioclasa, biotita y moscovita. La plagioclasa está ligeramente zonada y su composición es oligoclasa. En campo, da la sensación de que hay más biotita que moscovita y parece que hacia el oeste se va concentrando más la moscovita.

Como minerales accesorios se encuentran el apatito, circón y algún opaco.

Esta facies no lleva casi enclaves centimétricos y cuando hay alguno es de esquistos biotíticos. Lo que si es frecuente son los megaenclaves de la roca encajante, el **Olla de Sapo**.

Frecuentemente se ven diques de cuarzo y pegmatitas. No suelen ser muy potentes, con la excepción de alguna vena de cuarzo de 30 cm. de potencia. Las pegmatitas están compuestas por cuarzo-feldespato-turmalina y moscovita.

- *Facies no porfídica:*

Se diferencia de la anterior en la ausencia de megacristales, menor contenido en micas y mayor cantidad de cuarzo.

No se localiza preferentemente en ninguna zona del macizo, estando mezclado con la facies anterior.

3.3.1.2.2.2. Macizo de Peñagache

Constituye un macizo particular dentro del conjunto de granitos de dos micas sincinemáticos, tanto por estar bien individualizado, como por el tipo de facies microporfídica que presenta.

Se sitúa al oeste del granitoide inhomogeneo de Celanova-Bande dentro de la Hoja geológica del mismo nombre (263), y muy cerca de la frontera con Portugal. Su nombre viene del vértice Peñagache (X=575.000, Y=4.660.400), que forma un gran relieve de este granito.

Es un macizo alargado según la dirección N 150°E., concordante con los metasedimentos y migmatitas sobre los que intruye. Tiene una longitud de 12 Km. por una anchura media de 1-1,5 Km., y los bordes con el encajante son netos.

Se caracteriza por presentar una textura microporfídica **tipo Ruña**, con una densidad de fenocristales bastante constante entre 40-50%, dentro de una mesostasis de grano medio con biotita más que moscovita. Los fenocristales son todo de feldespato potásico idiomorfo con un tamaño más común de 1,5-2 x 1 x 0,2-0,3 cm., y definen una lineación variable con valores más frecuentes de N 130°E. y N 10° E. según el área considerada que, en general, tiende a ser concordante con la esquistosidad principal del encajante. Superpuesto a la lineación feldespática, hay un deformación de cizalla dúctil de intensidad baja-media que afecta a toda la roca, y que se hace más visible en la parte meridional del macizo. Esta cizalla orienta las biotitas de la matriz, las cuales definen estructuras planares a N 150°E., sin apreciarse claramente el sentido exacto del movimiento.

Los enclaves más comunes corresponden a los esquistos encajantes, con tamaños centimétricos que no suelen superar los 10 cm.. También son frecuentes microenclaves de cuarzo filoniano gris, con tamaños entre 2 y 6 cm.

El cortejo filoniano asociado a este macizo es casi siempre de aplitas, aplopegmatitas y pegmatitas zonadas. En cantidades menores hay también venas de cuarzo. Estas manifestaciones filonianas tienden a ser más abundantes hacia los bordes. Las pegmatitas son invariablemente turmaliníferas, con una composición simple de cuarzo, feldespato, turmalina, \pm moscovita. suelen tener espesores entre 3 y 10 cm., con direcciones preferentes perpendiculares a la orientación general de la roca, y buzan hacia el sur. En la parte meridional, algunos diques de pegmatita llevan grandes cristales de moscovita y turmalina (5 cm. largo por 2,5 cm. de ancho). Las aplitas son leucocráticas y, casi siempre, granatíferas.

Petrografía

Los minerales principales son cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, biotita y moscovita. Como accesorios están, turmalina, apatito, circón y opacos. De manera escasa aparece sillimanita (variedad fibrolita) incluida en moscovita. Hay facies muy leucocráticas de poco desarrollo, de tendencia albitica y con solo moscovita, que llevan granates.

La textura es inequigranular porfídica de grano medio hipidiomorfa. Los fenocristales son de feldespato potásico.

El cuarzo es alotriomorfo y suele formar microagregados con texturas consertal. Tiene extinción ondulante, y a veces rellena las fisuras del feldespato potásico.

El feldespato potásico es microclina peritítica. Los fenocristales tienen macla de Carlsbad e incluyen biotitas y plagioclasas. La plagioclasa tiene composición de oligoclasa, presenta un ligero zonado continuo normal y suele tener los núcleos alterados a sericita. Hay una segunda generación de plagioclasa albitica en pequeños cristales alotriomorfos mirmequiticos. La biotita es marrón rojiza, y más abundante que la moscovita.

La moscovita está en placas tardías creciendo sobre la biotita, microclina y plagioclasa. La turmalina a veces forma simplecitas con el cuarzo. Apatito y circón van asociados con la biotita.

3.3.1.2.3. Granitos de dos micas muy leucocráticos

Constituyen una gran parte de casi todas las alineaciones de granitos de dos micas sincinemáticos, teniendo cierta tendencia a presentarse en las áreas centrales de ellos formando bandas alargadas concordantes con las estructuras regionales. El hecho de que se hayan individualizado como tal del resto de los granitos peraluminicos con los que van asociados, obedece a la estrecha relación que suelen tener con las mineralizaciones metálicas del tipo Sn-W en todos los ámbitos graníticos del orógeno, y al interés petrológico mismo de considerarlos como una facies más diferenciada del resto. El criterio que se ha utilizado para individualizarla ha sido de **visu**, atendiendo a la proporción de minerales claros y oscuros, y a su gran riqueza en cuarzo. Esta última característica propicia la morfología de grandes crestones y frecuentes **penedos** tan peculiar de este grupo que suele dar origen a los relieves más altos de las alineaciones.

La delimitación cartográfica exacta de las áreas de afloramiento presenta varias dificultades

al existir, en la mayoría de los casos, pasos graduales con las facies graníticas menos leucocráticas. Igualmente en el caso de haber mezcla de facies con otros granitos, el contacto no es neto, sino que constituye una banda amplia, más o menos extensa, que dificulta la precisión del contacto.

Además de las grandes masas hay también macizos individuales bien delimitados, como el Macizo de Beariz, Macizo de San Mamed, Macizo del vértice de Faro de Aviñón, Macizo de Laza y Macizo de Verín. De ellos, los dos primeros serán objeto de descripción a parte, por constituir los únicos macizos emplazados en niveles epizonales y llevar (el primero) mineralizaciones asociadas de cierta importancia.

En muchas de las ocasiones, los granitos muy leucocráticos desarrollan texturas con grandes biotitas (**Ala de Mosca**) que constituyen una facies independientes en la división aquí establecida, aunque lo más habitual es que existan siempre, o casi siempre, tránsitos graduales entre ambos.

Las facies leucocráticas propiamente dichas (no **Ala de Mosca**) están compuestas por granitos bastante homogéneos y masivos con un tamaño de grano más frecuente de medio-grueso y, excepcionalmente, de grano muy grueso. De la textura destacan los granos de cuarzo (sobre todo los más grandes de 5 a 7 mm.) por su mayor resistencia a la erosión. Se encuentran también facies de grano fino-medio y medio que representan apófisis o diferenciaciones aplitóides de la masa total leucocrática. Cuando el tamaño de grano es grueso, el feldespato potásico tiende a crecer como incipientes microfenocristales, produciendo una **pasta feldespática**. Aparte de este caso, existen localmente texturas porfídicas claras de donde destacan fenocristales de feldespato potásico con tamaños más frecuentes entre 2,5 y 3,5 cm, de largo, y en proporciones < 40%. Uno de los casos particulares de macizos leucocráticos porfídicos de grano grueso es el de Junquera de Ambia ($X=604.500$, $Y=4.673.500$) donde la proporción de fenocristales suele estar entre 20-40%, con tamaños frecuentes de 2,5-3 cm. de largo.

Estos granitos leucocráticos son muy ricos en cuarzo con cantidades variables de biotita y moscovita, pero en muchos casos con moscovita en igual o mayor proporción que biotita. No es raro que la moscovita se presente en placas grandes recreciendo sobre la biotita (sobre todo en la alineación Ginzo-Allariz-Chantada), con tamaños entre 5 y 8 mm. que incluso llegan hasta 1 cm.. También se ha observado en algunos puntos la cloritización de la biotita como efecto de los líquidos tardi y postmagmáticos. Localmente afloran facies transicionales al **Ala de Mosca**, con placas biotíticas de 4 a 8 mm. que inducen a pensar claramente la existencia de una relación genética estrecha entre los diferenciados leucocráticos y las texturas **Ala de Mosca**.

También conviene destacar la presencia de caolinizaciones puntuales en las zonas ricas en feldespato y moscovita (p.e. en el Macizo de Verín), donde hay concentraciones de filones aplopegmatoides.

La deformación apreciada dentro de estos granitos es muy desigual, pero siempre esta presente. Es atribuida en todos los casos a la F_3 , ya que nunca se han visto estructuras claras que puedan atribuirse a la F_2 . Puede variar desde una simple filonitización ligera sin planos C ó S marcados, hasta estructuras de cizalla dúctil intensa en los pasillos de San Esteban-El Rodicio-Laza, y Cerdedo-La Cañiza.

Es característico de este grupo la poca abundancia de enclaves. Casi todos los encontrados son de esquistos con tamaños centimétricos procedentes de los metasedimentos encajantes y alguno escaso del tipo microgranular alcalinizado en la Alineación Meda-Cabeza de Manzaneda, con un tamaño de 20 cm.

Las manifestaciones filonianas son menos habituales y algo menos hidratadas que las que se presentan en los granitos de dos micas poco leucocráticos. Como cabe esperar, y debido a la riqueza en cuarzo de este grupo granítico, las venas y diques más frecuentes son los de cuarzo. Tienen anchuras variables desde pocos centímetros hasta 1 m. y casi siempre están verticales o subverticales cortando netamente a la roca e incluso a los otros diques aplitoides y pegmatoides con los que a veces van asociados. Son, por tanto, las emisiones filonianas más tardías de todas las existentes.

El segundo tipo de diques en importancia son los pegmatíticos, cuya composición es bastante homogénea con cuarzo-feldespato potásico y moscovita (a veces en cantidades accesorias), y con algo de turmalina (sobre todo en la Alineación Meda-Cabeza de Manzaneda). No suelen tener anchuras superiores a los 30-40 cm. y, su posición es generalmente subvertical. Algunos de los diques tienen bordes difusos y, poco a poco, se van pareciendo a verdaderas cavidades miarolíticas, que también se presentan de manera habitual, compuestas por los mismos minerales que los diques, con la salvedad de encontrarse algo de biotita.

Por ausencia progresiva de la moscovita en algunos de los diques pegmatoides, se puede pasar a diques leucocráticos secos con solo cuarzo y feldespato potásico en cristales de tamaño mediano, y a facies aplopegmatoides pobres en moscovita. También de manera esporádica hay venas estrechas de **greissen** en áreas muy locales de la Alineación Meda-Cabeza de Manzaneda.

3.3.1.2.3.1. Facies con grandes biotitas (Ala de Mosca).

Representa, en la inmersa mayoría de los casos, una variación textural del grupo de los granitos muy leucocrático no es excesivamente acusado.

Aflora ampliamente en todas las alineaciones excepto en la de Meda-Cabeza de Manzaneda, donde ocupa una pequeña superficie. Se sitúa casi siempre en las partes centrales e interiores de los batolitos, siendo escasos los sitios en que entra en contacto directo con metasedimentos, pues siempre transita o está intruida por otras facies granítica. Es decir, no existe ningún caso de macizos aislados circunscritos o semicircunscritos de granitos **Ala Mosca**, lo cual puede ser una prueba de que no son magmas independientes propiamente dicho, sino variaciones texturales (y ligeramente composicionales) locales que se producen en algunas de los magmas peraluminicos leucocráticos.

Los contactos que delimitan las áreas con textura **Ala de Mosca** son o graduales o por mezcla con otros granitos. En el primer caso el límite considerado es aquel donde la abundancia y tamaño de las placas biotíticas empieza a ser grande. La situación es diferente cuando se presentan mezcla de facies con granitos de grano medio no **Ala de Mosca** que se intercalan, con contactos netos o seminetos, durante amplias zonas marginales o internas. En estos casos resulta difícil establecer la cronología relativa entre las facies, pues da la sensación, a veces, de que pueden ser simultáneas. Sin embargo, hay otros casos en que las facies **Ala de Mosca** están intruidas por granitoides de grano medio poco leucocráticos que los cortan netamente según diques o bandas anchas. En los afloramientos donde pueden verse estas relaciones, casi siempre la facies **Ala de Mosca** está más deformada que la de grano medio, lo cual puede utilizarse como criterio de cronología relativa que, en este caso, indica mayor antigüedad para los granitos **Ala de Mosca**, además de confirmar la existencia de intrusiones posteriores de granitos diferentes poco leucocráticos.

Texturalmente no es una facies que guarde una homogeneidad total, sino que presenta

heterogeneidades en varios de sus aspectos petrológicos como son: tamaño de grano, carácter porfídico, y abundancia y dimensiones de las placas biotíticas. El tamaño de grano más frecuente es el grueso, con variaciones hacia facies muy gruesas y, por decrecimiento, hacia las medio-gruesas. Son pocas las facies de grano medio. En cuanto al carácter porfídico, son diversas las proporciones de fenocristales y lugares donde afloran. Por término general, en las facies de grano grueso y muy grueso, los feldespatos potásicos tienden a crecer casi todos como incipientes fenocristales idiomorfos-subidiomorfos con tamaños < 1 d cm.. La propia textura de grano grueso del resto de los minerales, y la deformación que a veces sufren estos granitos, suelen enmascarar esta tendencia al porfidismo que se presenta en muchos afloramientos. Sin embargo, y a pesar de este hecho, existen facies claramente porfídicas, a veces seriadas, en las que destacan con nitidez fenocristales de feldespato potásico del resto de la matriz. Así, en la Alineación de Salbatierra-La Cañiza-Cercedo es donde más acusadamente se presenta este carácter. Los fenocristales tienen una longitud más habitual entre 2,5 y 3,5 cm. pudiendo llegar hasta 4 cm., lo cual ya es algo excepcional dentro de la serie de granitos peralumínicos de dos micas. En algunos de ellos se presenta una microzonación feldespática, pero nunca se han visto inclusiones biotíticas zonales (texturas Frasl). La proporción volumétrica de roca total que pueden alcanzar es generalmente del 30 al 50%, habiendo ocasiones del 20-30%.

En la Alineación Orense-Carballino-Rodeiro decrece el número y tamaño de los fenocristales, lo más frecuente son proporciones inferiores al 30% y tamaños entre 2 y 4 cm.. Ya en la Alineación Ginzo-Allariz-Chantada decrecen mucho las texturas porfídicas y, al pasar a la de Meda-Cabeza de Manzaneda, están prácticamente ausentes. Es decir, existe una clara polaridad desde el oeste hacia el este en el sentido de ir decreciendo tanto la superficie aflorante de la facies **Ala de Mosca** como su carácter porfídico, lo cual puede ser la respuesta a la variación que se va produciendo de los niveles estructurales y metamórficos conforme nos desplazamos hacia el este, en sentido perpendicular al orógeno. Con ello puede demostrarse que los granitos **Ala de Mosca** son propios de zonas profundas, tanto estructurales como metamórficas (zona de la sillimanita), y de áreas internas de los cuerpos batolíticos.

La composición mineral de visu de esta facies es cuarzo, feldespato, plagioclasa, biotita y moscovita. En la mayoría de los casos, la biotita es más abundante que la moscovita, pudiéndose llegar a casos extremos en los que la moscovita se queda como mineral accesorio o está casi ausente. En algunas circunstancias particulares, la moscovita puede desarrollar también grandes placas y alcanzar dimensiones entre 3 y 5 mm.. Solo en casos excepcionales llegan a 3 y 4 cm. como placas policristalinas que siempre recrecen tardíamente sobre la biotita.

El carácter más peculiar de esta facies viene marcado, sin duda, por el gran tamaño que suelen alcanzar los cristales de biotita. Este tamaño es variable y parece existir una cierta correspondencia directa clara entre el tamaño de grano y el de la biotita. Es decir, no parece que el crecimiento de la biotita sea independiente del crecimiento del resto de los minerales, sino que todos lo hacen simultáneamente, tendiendo a dar texturas más o menos equigranulares, salvo en los casos de los fenocristales de feldespato potásico. No siempre toda la biotita de la roca está en grandes placas, pues se aprecia en varias ocasiones dentro de un mismo afloramiento de cierta seriación desde cristales < 1 mm. hasta placas de 1 cm.. La distribución de las placas es generalmente homogénea y dispersa, pero también pueden presentarse casos en los que las biotitas grandes tienden a acumularse en zonas puntuales preferenciales formando mesoagregados ricos en biotita con bordes difusos, a veces en relación directa con desarrollos claramente pegmatoides de cavidades mirolíticas en las que crecen biotitas de varios centímetros.

Del estudio estadístico de los tamaños de las biotitas se desprende que las dimensiones más frecuentes están entre los 3-4 mm. y los 8 mm.. En menor cantidad, pero también habituales, son las placas que llegan hasta los 10-11 mm. y, excepcionalmente a los 15 mm.. La mitad de las biotitas \pm 10 mm. se encuentran dentro de facies de grano grueso, y la otra mitad en las de grano muy grueso. Estos grandes tamaños son más frecuentes en la Alineación Salvatierra-La Cañiza-Cerdedo, mientras que, por el contrario, es precisamente en la Alineación de Meda-Cabeza de Manzaneda donde menos desarrollo tienen, como cabía esperar de la polaridad existente en el desarrollo espacial de esta facies, y que hemos expuesto anteriormente.

La deformación que existe en los granitos **Ala de Mosca** es, casi siempre, apreciable, aunque varía en intensidad. Por regla general en todos los afloramientos hay indicios de lineación (marcado a veces por los fenocristales de feldespato potásico) y, en otras ocasiones, se hace patente una ligera fábrica planar esquistosa definida por las placas biotíticas, mientras las moscovitas tienden a estar desorientadas. Los casos más extremos de deformación aparecen en el pasillo de cizalla dúctil de F_3 de Cercedo-La Cañiza, donde se generan claramente planos deformativos del tipo C y S. Todas estas características sugieren que el momento de cristalización y emplazamiento de la facies **Ala de Mosca** se realiza, en su mayoría, durante la interfase 2-3.

La cantidad de enclaves que se encuentran en estos granitos es bastante baja, igual que en el resto del grupo de los granitos muy leucocráticos. Los más abundantes son de naturaleza esquistosa, sobre todo los muy ricos en biotita (enclaves **surmicáceos**), con formas aplanadas y con tamaños que no suelen pasar de 5 cm., concordantes siempre con las estructuras deformativas locales. Solamente se ha encontrado un caso de enclave microgranular alcalinizado en el afloramiento **Ala de Mosca** no muy leucocrático del este de Dozón ($X= 578.200$, $Y= 4.713.400$).

En cuanto a las manifestaciones filinianas propias de este grupo hay que decir que resulta difícil distinguir a veces cuales son las venas y diques pertenecientes a ella misma, y cuales las introducidas por intrusiones graníticas posteriores. A pesar de la posible imprecisión, alguna idea concreta si se puede expresar. en contraste con las facies muy leucocráticos no **Ala de Mosca**, el grupo granítico de grandes biotitas tiene mayor cantidad de pegmatita. Son de naturaleza variada pero, casi siempre, bastante ricas en cuarzo. Las composiciones más frecuentes son las que llevan cuarzo-feldespato potásico-moscovita y biotita, es decir, pegmatitas biotíticas (a veces cristales de varios centímetros) que, de alguna manera, tienen que ir ligadas al propio proceso de génesis de las grandes biotitas del granito que lo llevan. También son abundantes las pegmatitas simples sin biotita, compuestas por cuarzo-feldespato potásico y moscovita. En menor cantidad, y sobre todo desplazadas a las alineaciones más orientales de la hoja, aparecen algunas pegmatitas con turmalina, siendo menos habituales las biotíticas. De manera escasa hay bolsadas pegmatoides de igual composición que la de los diques pegmatíticos más abundantes.

El segundo tipo con potencias de hasta 15 cm.) de diques en abundancia lo constituyen las venas y diques de cuarzo y, en menor cantidad, aplitoides leucocráticos excepcionalmente con granate.

De todas las características petrológicas descritas para esta facies, se puede concluir que aún es incierto el significado genético de ella. Tal vez el hecho de situarse preferentemente en las partes centrales de las alineaciones, no formar nunca macizos independientes circunscritos, tener a veces un tamaño de cristales muy grueso del tipo micropegmatóide llevar frecuentemente pegmatitas biotíticas (propias de alta temperatura), y estar casi siempre deformadas, apuntan a considerarlas como facies de primera cristalización en zonas internas de núcleos medianamente profundos, dentro de las grandes cámaras magmáticas de los granitos de dos micas muy leucocráticos con los que van asociados.

3.3.1.2.3.2. Macizo de Beariz

Debido a las frecuentes mineralizaciones de Sn-W que presenta, el Macizo leucocrático de Beariz ($X=59.900$, $Y=4.702.000$) ha sido objeto de diversos estudios geológico-mineros durante los pasados años. Trabajos de investigación minera se han realizado por parte, entre otros, de CASTROVIEJO (1974 y 1975 a) y b).

Es un plutón circunscrito con una forma alargada en dirección N-S., de dimensiones aproximadas 5 Km., y localizado en la parte meridional del Área Esquistosa de Galicia Central. Está emplazado en niveles metamórficos de bajo grado, dentro de las zonas de la biotita y granate, intruyendo a micaesquistos grises y esquistos albiticos de edad silúrica. Sobre estos materiales produce un metamorfismo de contacto de bajo grado (facies albita-epidota), que en puntos locales de la aureola (ladera NO. del cerro Marcofan ($X=561.700$, $Y=4.702.800$), desarrolla unos esquistos mosqueados muy andalucíticos, con cristales alargados de quialtolitas entre 2 y 10 cm. de largo por 0,5 cm. de ancho sin definir una lineación, aunque todos se encuentran en el mismo plano. En el borde oriental, se puede observar como la intrusión del granito se hace por inyección, a favor de la esquistosidad de la roca de caja. Esta manifestación de inyección filoniana tiene un espesor aproximado de 80 m., y es evidente la recristalización corneánica de las rocas. También es necesario destacar que, a todo lo largo de la roca encajante del norte y este del macizo, se producen intensas intrusiones filonianas de potentes diques de cuarzo (que ha sido objeto de explotación antigua) con una estructura entrecruzada tipo **stock-work**, y diques menos abundantes de aplitas, pegmatitas y venas turmaliníferas.

El macizo no es totalmente homogéneo, pues en zonas internas presenta megaenclaves de esquistos granatíferos que, junto a fuertes entrantes de metasedimentos que hay también en algunas zonas del contacto norte y sur, dividen casi sectorialmente el plutón. La existencia de estos megaenclaves es más frecuente de las que hay cartografiadas en la Hoja Geológica de Puente Caldelas (186) y en CASTROVIEJO (1974). Según ésto, la estructura interna del plutón no es tan perfectamente zonada como se ha publicado. En realidad, lo que hay es una pseudozonación asimétrica de las tres facies principales de que consta, que se distribuyen de la siguiente manera:

- *Facies leucocrática de grano fino-medio*

Se sitúa principalmente en la zona occidental externa, en una banda alargada N-S, con abundantes intercalaciones concordantes de metasedimentos pelítico-cuarcíticos a los que

engloba en forma de enclaves. La textura general es equigranular de grano fino algo aplitoide, con una marcada orientación de dirección N 150° subvertical al E, que podría ser efecto de la cizalla de Fase 3 que pasa un poco más al oeste, dentro de los niveles metasedimentarios.

Las texturas de grano medio de esta facies se sitúan preferentemente en la zona oriental. Se caracterizan por tener menos deformación que la anterior, y por llevar frecuentes granos dispersos de arsenopirita, oxidados a limonita. Asociados a esta facies, hay aplitoides leucocráticos y alguna pegmatita, que tienden a concentrarse hacia el contacto y roca encajante.

- *Facies leucocrática de grano medio-grueso*

Aflora principalmente en la parte interna del plutón, a lo largo de las laderas sur y suroeste del cerro Marcofán. Es un leucogranito equigranular de grano medio-grueso, en el que destacan grandes cristales de moscovita de hasta 0,8 cm.. Presenta una orientación deformativa de N 165°E subvertical, menos intensa que la del borde oriental, reflejada de **visu** en algún cuarzo aplastado.

No hay enclaves de ningún tipo.

Los pocos diques que hay son de aplitoides y venas cuarcíferas subverticales, en varias direcciones y con potencias entre 10 y 20 cm..

El paso de esta facies a la de grano fino del borde es siempre gradual.

La composición mineralógica es idéntica a la de la facies anterior.

- *Facies porfídica de grano medio-grueso*

Aflora principalmente en el valle de Magros (X=561.100, Y=4.701.200), concretamente en las inmediaciones del río Magros y en una pequeña zona de la parte norte del macizo, en la ladera oeste del cerro Marcofán. En el primer caso, los megacristales son de feldespato potásico, con unas dimensiones medias de 3 x 1,5 x 0,8 cm. y definen una lineación de flujo N-S subvertical al E. La densidad de estos megacristales es del 30-40%. Es, sin duda, la facies más melanocrática de todo el plutón y representa, probablemente, la parte interna del mismo en sus facies menos diferenciadas como puede verse también en los análisis geoquímicos que se tienen. No lleva ni enclaves ni diques.

La segunda zona donde aflora, los megacristales de feldespato potásico tienen longitudes entre 1,5 y 3 cm. y una anchura media de 1 cm.. Definen también un ligero flujo de N 170°E subvertical. No lleva ni enclaves ni diques.

La metalogénia del macizo ha sido estudiada por CASTROVIEJO (1975-b.). Este autor establece una paragénesis neumatolítica de casiterita y wolframita, que se presenta en filones de cuarzo con abundante moscovita, los cuales van transicionando hacia condiciones neumatolíticas-hidrotermales con casiterita, wolframita y scheelita. La fase hidrotermal propiamente dicha es estéril.

Petrografía

Salvo pequeños detalles, las dos facies leucocráticas de la zona externa del macizo tienen una composición mineralógica semejante. Los minerales principales son cuarzo, microclina, plagioclasa y moscovita, mientras que como accesorios están granate, apatito, turmalina, opacos y, muy escasa, a veces nula, biotita.

La textura es equigranular hipidiomórfica de grano fino a medio (según la zona del macizo) con ligera tendencia a la microclina a crecer un poco más grande. Se aprecia claramente la existencia de una deformación que reorienta los prismas de plagioclasa, produce una esquistosidad moscovítica incipiente y fractura cuarzos y feldespatos.

Algunas de las características más sobresalientes de los minerales son las siguientes: El cuarzo es alotriomorfo con extinción moderadamente ondulante. De los feldespatos, suele ser más abundante la plagioclasa, sobre todo en el borde oriental. Está en prismas subidiomorfos con bordes netos, pero algo irregulares y sin ningún tipo de recrecimientos tardíos. Presenta maclado polisintético muy abundante, a veces en diente de sierra, y no suele estar casi alterada. Tampoco tiene zonación y lleva muy escasas mirmequitas. Su composición es albita-oligoclasa. La microclina es alotriomorfa y muy poco porfídica. La moscovita es bastante frecuente y se puede decir que es la única mica. Son placas bastante limpias dispuestas generalmente en agregados semiradiales intercreciendo con el cuarzo. En ocasiones las placas se doblan en su extremo formando rosetones propios de diferenciados leucocráticos tipo greissen. El granate es un mineral muy habitual, aunque escaso en esta facies. Son cristales subredondeados pequeños (tamaño medio de 1 mm.) dispersos por toda la roca. Algunas veces sus fracturas están rellenas de moscovita. El apatito también es bastante frecuente aunque se encuentra en menor cantidad. Está en cristales subidiomorfos dispersos, generalmente con inclusiones diminutas que lo anubarran.

La facies porfídica de la parte central se caracteriza por su tendencia menos leucocrática al tener biotita y ser algo más básica la plagioclasa. La textura es inequigranular porfídica hipidiomórfica, en ella se observa bien la deformación de los minerales, con cuarzos estirados y doblamientos de micas y feldespatos. La microclina se constituye en fenocristales poco pertíticos, algunos de los cuales tiene inclusiones de plagioclasas dispuestas zonalmente. La plagioclasa tiene ya una ligera zonación continua normal y se encuentra sericitizada. Su composición es de oligoclasa. La biotita es de un fuerte tono rojizo con abundantes inclusiones finas de circón. Esta parcialmente cloritizada, dejando como subproductos opacos finos y una débil textura sagenítica. El apatito sigue estando presente, mientras que el granate ya no aparece.

3.3.1.2.3.3. Macizo de San Mamed

Está situado en la parte septentrional de la Sinforma de Verín, intruyendo sobre los metasedimentos ordovícicos (filitas, cuarcitas y metarenitas), que se encuentran en facies de esquistos verdes, dentro de la zona de la biotita.

Es un macizo circunscrito con forma subredondeada y ligero alargamiento en sentido N-S, que constituye las estribaciones más elevadas de la Sierra de San Mamed, incluyendo el vértice del mismo nombre (X=624.000, Y=4.674.550), de 1618 m.. Desde el punto de vista geomorfológico, configura un relieve de penedos que resalta acusadamente en el perfil de la sierra. Debido a esta altura, las rocas graníticas están sufriendo una intensa meteorización (principalmente gelivación) que provoca la arenización de las superficies, dando suelos arenosos poco potentes.

Las dimensiones aproximadas del macizo son de 3 Km. de ancho por 4 Km. de largo. Los contactos con las rocas encajantes son netos, estando el contacto del este fallado en su mayor parte, según una fractura de dirección N 20°E que pasa por la aldea de Rebordechao (X=624.000, Y=4.670.900). Sobre ella se instala un estrecho depósito cuaternario en el

Barranco de Las Cañadas. En la zona de la fractura, que afecta principalmente a las filitas, las rocas muestran una cataclasis y milonitización marcada, aunque de poca extensión. No se han encontrado signos de recristalizaciones de contacto. Sin embargo, en los contactos del oeste, el granito produce una ligera recristalización térmica sobre las filitas y metareniscas, con aparición de incipientes texturas mosqueadas (**moscas** menores de 1 cm.) sobre los niveles de composición pelítica más idóneos.

El plutón está constituido por un leucogranito muy moscovítico, con mucho cuarzo y feldespato. Dentro de él se presenta una estructura zonada débilmente marcada, con una facies central de grano más grueso y biotita accesorio, y otra facies externa de grano medio-grueso, sólo con moscovita. El tránsito entre las dos zonas es gradual y, realmente, el contraste textural y composicional entre ambas es pequeño. En las partes más externas del plutón no se han observado facies de borde enfriadas.

La mineralogía está compuesta por cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa y moscovita. El feldespato potásico es microclina, mientras que la plagioclasa tiene una composición preferentemente albitica y, en menor proporción, oligoclasa.

Como minerales accesorios están el apatito, la biotita (normalmente cloritizada) y óxidos metálicos. La mayor acumulación de éstos últimos se hace en el borde oriental del plutón, dentro del granito. Allí, parecen frecuentes granos metálicos de arsenopirita diseminada, cuyos tamaños oscilan desde 1 mm. hasta 2 y 3 cm., y con una aureola anaranjada de limonitización.

Estructuralmente el granito no presenta una orientación muy acusada, aunque siempre está filonitizado y sobre todo, muy diaclasado.

No hay ningún tipo de enclaves dentro de él.

Los diques son muy poco abundantes. Tienen dimensiones pequeñas (a veces son venas) y generalmente son de cuarzo, que se localizan en la zona NO. del plutón, dentro del mismo granito. También fuera, en la aureola del oeste, se ven inyecciones filonianas a venas de cuarzo con turmalina. Las únicas manifestaciones pegmatíticas se dan en forma de pequeños nidos redondeados de cuarzo-turmalina-moscovita, menores de 5 cm. de diámetro, y sólo en zonas puntuales del macizo.

Globalmente, este macizo leucogranítico tiene cierta similitud con las facies graníticas mineralizadas del plutón de Beariz. Representan líquidos graníticos muy diferenciados, que guardan relación probable con este grupo muy leucocrático de rocas graníticas de dos micas.

3.3.1.2.4. *Granitos predominantemente biotíticos*

Una de las peculiaridades petrológicas que presenta este grupo es la de tener, en varios afloramientos, cierta semejanza con algunas de las facies no porfídicas de los granitoides calcoalcalinos preferentemente biotíticos. El hecho de no existir relación espacial directa con alguno de ellos, y el estar en macizos algo aislados sin verse con claridad la relación con los otros grupos de granitos de dos micas, dificulta aún la asignación exacta y definitiva, a falta de trabajos más concretos. Por eso, se prefiere considerarlos como grupo independiente hasta posteriores precisiones.

Dentro de este grupo se incluyen facies porfídicas y no porfídicas. Los afloramientos más importantes se localizan preferentemente en la Alineación Orense-Carballino-Rodeiro, y están constituidas por una serie de macizos que se van jalonando desde Celanova (X=586.100, Y=4.667.500) hasta Rodeiro (X=586.100, Y=722.700), en donde casi se unen

con las facies muy poco porfídicas del Macizo de Chantada-Taboada. Estos macizos, de sur a norte, son: Macizo de Fustanes ($X=573.500$, $Y=4.672.300$), Penosiños ($X=578.600$, $Y=4.671.400$), Macizo de Boboras ($X=570.600$, $Y=4.698.500$), Macizo de Puente Irixo ($X=572.600$, $Y=4.707.100$), Macizo de Dozón y área al E. del Dozón. Fuera de esta alineación, se encuentra también otros pequeños afloramientos de menor rango cartográfico.

Hay que destacar que, macizos como el de Fustanes-Penosiños son los que tienen una mayor similitud con facies de los granitoides precoces, no sólo por su composición sino que además presentan facies de precursores básicos (tonalitas) muy propias también de este grupo de granitoides. También hay que señalar en él la presencia de *engelburgitas* (situadas en la aldea de Poulo ($X=574.800$, $Y=4.673.100$)), que constituyen un nuevo afloramiento en Galicia de este tipo de rocas tan particular. No hay que descartar entonces, que este macizo constituya realmente un afloramiento de granitoides calcoalcalinos pero, como se dijo al principio, sería necesario un estudio más detallado para poder afirmarlo con seguridad.

La mayoría de los macizos de este grupo emplazan en niveles mesozonales (zona de la estauroлита), evidenciando un mayor ascenso intrusivo que el resto de los tipos graníticos de dos micas. Este hecho puede ser debido, tal vez, a que su menor contenido en moscovita, los hace más móviles, aumentando su capacidad de ascenso.

La característica petrológica más peculiar de este grupo granítico es la mayor abundancia de biotita frente a moscovita, la cual llega a constituir, en muchas ocasiones, un mineral accesorio. Cuando aparece en cantidades apreciables lo hace siempre recreciendo sobre la biotita, a veces, en grandes placas de 1 a 3 cm. (parte norte del Macizo de Puente Irixo y algunas áreas del Macizo de Dozón).

En general son granitos muy homogéneos y masivos, que intruyen con contactos netos y, casi siempre discordantes, sobre los metasedimentos encajantes (a los cuales recrystalizan, dando a veces esquistos andalucíticos mosqueados), sin apreciarse facies de borde enfriada. Las facies más típicas son de grano medio-grueso, con algunos fenocristales de feldespato, y de grano finomedio. El Macizo de Fustanes-Penosiños es el más claramente porfídico, con fenocristales de feldespato potásico desde 1 a 2,5 cm. de largo, en una proporción del 20-30%. En el resto de los macizos los fenocristales suelen estar en proporciones $< 20\%$ y tamaños < 2 cm.

Las estructuras deformativas son poco apreciables, pues en ningún caso se desarrollan planos C ó S claros. Solamente, en las zonas cercanas a pasillos de cizalla de F_3 hay alguna deformación más intensa.

Generalmente hay muy pocos enclaves en relación con los que aparecen en el resto de los granitos de dos micas. Algunos son microgranulares alcalinizados de diversos tamaños y, cerca de los contactos, presentan ocasionalmente enclaves esquistosos o surmicáceos.

El cortejo filoniano también es pobre si lo comparamos con la gran profusión de venas y diques pegmatíticos que tienen los granitos de dos micas típicos. Hay aplitoides (algunos de tendencia leuco con poca moscovita) y aplopegmatoides, con cuarzo-feldespato potásico \pm moscovita.

Las pegmatitas no son excesivamente hidratadas pues las cantidades de moscovita son, muchas veces, escasas, y sólo en contadas ocasiones hay biotitas; el resto, está formado por cuarzo y feldespato potásico. También son poco frecuentes las venas y diques de cuarzo. Un caso particular lo constituyen los diques aplopegmatoides que cortan a las facies tonalíticas del Macizo de Fustanes-Penosiños, que están compuestos por cuarzo, feldespato potásico, biotita escasa, y abundantes microgranates dispersos.

Petrografía

Dentro de este apartado se va a distinguir por un lado la petrografía de las facies graníticas (la mayoritaria) y por otro, la de las facies tonalíticas.

Los granitos tienen como minerales principales, cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, biotita \pm moscovita. Como accesorios, apatito, circón y opacos. Los procesos de transformación secundaria dan origen a clorita, sericita y ligera saussuritización de la plagioclasa. Acompañantes de la clorita se presentan algunos de esfena y epidota.

Las texturas son equigranulares e inequigranulares (a veces facies porfídica) de grano medio y medio-grueso hipidiomórfica y alotriomórfica. Hay un desarrollo ligero de esquistosidad biotítica debido a la deformación.

El cuarzo es alotriomorfo, con extinción ondulante y frecuentemente forma microagregados con textura consertal. El feldespato potásico es microclina poco o nada perítica, lo que contrasta con la de los otros grupos. Suele ser subidiomorfa o alotriomorfa según sea mayor o menor su desarrollo como fenocristal. Incluye preferentemente plagioclasa y, en menor cantidad, biotita y cuarzo de alta temperatura. La plagioclasa presenta como características más sobresalientes la de tener zonados oscilatorios en mayor cantidad que el resto de los tipos graníticos. En varios de los núcleos aparecen zonados en parches, propios de los términos graníticos de composición más básica. Esta circunstancia tiene correspondencia con el carácter más oligoclásico, incluso andesínico en algunas ocasiones, de la composición. Hay también zonados continuos normales y, de manera escasa, cristales póstumos sin zonación (sobre todo en las facies de grano más fino). El desarrollo de mirmequitas no es muy abundante. Por otro lado, la sericitización y saussuritización de los núcleos es frecuente y de intensidad variable. La biotita es marrón-anarajada, menos rojiza que en los otros tipos graníticos, aunque con igual número de inclusiones de circón y apatito. La moscovita se encuentra en cantidades variables desde ser mineral principal a accesorio. Suele estar en placas tardías subidiomorfas con bordes a veces irregulares, y en pajuelas sobre la plagioclasa. En la facies de grano más fino aumenta su contenido, igualando su proporción con la biotita. El apatito tiene hábitos variables desde prismas pequeños subidiomorfos a cristales globosos subredondeados, a veces con inclusiones diminutas de opacos. En el Macizo de Boboras se ha observado puntualmente, y de manera anómala, una concentración de pequeños prismas idiomorfos de apatitos con núcleo anubarrado, incluidos en albitas marginales. Esta característica de apatitos zonados es más propio de los granitoides precoces que de los de dos micas peraluminicos, con lo que queda claro lo posible conexión entre este tipo granítico aquí distinguido y el grupo de los granitoides precoces, sobre todo con sus facies no porfídicas.

Por su parte, las facies tonalíticas presentan dos tipos de composiciones distintas: una propiamente tonalítica y otra también tonalítica aunque con la variante de ser una **engelburgita** y presentar una textura moteada muy particular, y esfena como mineral principal. La composición mineralógica conjunta de ambas rocas es la siguiente. Como minerales principales, cuarzo, plagioclasa, biotita, \pm anfíbol, \pm esfena. Como accesorios, feldespato potásico, allanita, circón, apatito y opacos. Las transformaciones secundarias afectan principalmente a la cloritización de la biotita y saussuritización de la plagioclasa.

Las texturas suelen ser equigranulares de grano medio hipidiomórficas con orientación ligera de las biotitas. Hay que destacar la textura moteada de la **engelburgita**, formada por un microagregado de plagioclasa y algo de cuarzo entre los que crecen las esfenas grandes intersticiales.

El cuarzo es alotriomorfo y tiene carácter intersticial. La plagioclasa tiene casi siempre zonación oscilatoria y hábitos subidiomorfos-idiomorfos. Son prismas maclados de composición principalmente andesina, con núcleos a veces algo parcheados, y poco desarrollados de mirmequitas. La biotita es marronacea, menos anaranjada que la de los granitos, y aparecen en placas subidiomorfas con ligeras orientaciones deformativas. El anfíbol está presente en la **engelburgita** de manera principal, como cristales prismáticos individuales verde oscuro o formando agregados policristalinos. El feldespato potásico es microclina no peritítica y tiene un carácter intersticial, desarrollándose en cristales poiquilíticos no peritíticos. Puede llegar a cantidades de mineral principal. El apatito, como ya es habitual en este tipo de rocas, se presenta en cristales dispersos con hábitos aciculares o prismáticos cortos de pequeño desarrollo.

La esfena de la **engelburgita** se debe considerar mineral principal, pues cristaliza en grandes cristales idiomorfos y subidiomorfos que incluyen a veces plagioclasas y apatitos. En las otras tonalitas es menos abundante, pero frecuente, y se presenta en granulos pequeños subidiomorfos-alotriomorfos que producen halos metamicticos sobre biotita y anfíbol. La allanita está en prismas idiomorfos muy transformada a productos anaranjados, en íntima asociación con la biotita. El circón es menos abundante que el apatito, y se suele presentar en pequeños cristales asociados con los demás ferromagnesianos. Algunos se encuentran incluidos en esfenas. Los opacos son escasos y se relacionan con la esfena.

3.3.1.2.5. *Granitoides inhomogéneos*

Se incluyen dentro de este grupo aquellos granitoides que presentan estructuras diversas de tipo migmatítico o inhomogeneidades texturales y composicionales. Son semejantes al grupo de granitoides inhomogéneos y migmatitas que afloran en la parte NO. de Galicia y que figuran en la Hojas 1:200.000 n°7 (Santiago de Compostela) y n°8 (Lugo). Corresponden a los que otros autores llaman granitoides heterogéneos o migmatíticos.

Se han distinguido dos grandes áreas en donde afloran, que se encuentran en Celanova-Bande (X=585.000, Y=4.654.000) y La Cañiza (X=560.000, Y=4.674.000), configurando dos extensos macizos que se describirán a continuación. Hay otras áreas pequeñas de características similares, p.e. al N. de Cerdedo (X=550.000, Y=4.709.200) en el límite con el Macizo inhomogéneo de La Estrada, que, debido a su escasa extensión en esta hoja, han sido excluidas de su tratamiento individualizado.

Como características petrológicas conjuntas a los macizos previamente mencionados hay que destacar la de poseer abundantes restos de materiales metasedimentarios (en menor cantidad, ortogneises glandulares) y la de encontrarse dentro de las zonas regionales de sillimanita y sillimanita + feldespato potásico. Es decir, son macizos aflorantes en las zonas de alto grado metamórfico ligados, a veces, con los procesos de migmatización cortical y producción de magmas graníticos peraluminicos. En otras muchas ocasiones, son simples migmatitas de inyección de granitos peraluminicos de dos micas alóctonos o parautoctonos que intruyen sobre los niveles de alto grado de los metasedimentos y ortogneises encajantes. Las producciones entre el componente granítico leucocrático y los paleosomas (esquistos, gneises y ortogneises, principalmente) es muy variable. Las estructuras migmatíticas generadas por la coexistencia de ambos componentes son de tipo estromático (si la roca afectada son esquistos o gneises) los cuales, en procesos avanzados de la migmatización o asimilación, derivan hacia estructuras de *schlieren* y nebulitas. Por otro lado, si las rocas afectadas son

los ortogneises glandulares, aparecen estructuras oftalmíticas de tipo **augen**, que también pueden evolucionar progresivamente hacia nebulitas en las que aún son visibles grandes cristales de feldespatos potásico idiomorfos-subidiomorfos relictos, que dan al granitoide un carácter ligeramente porfídico heredado, con fenocristales centimétricos aislados.

Como se apuntó anteriormente, el grado de movilidad que presentan estos granitoides en cuanto a su emplazamiento es diverso, pues mientras en algunos puntos las relaciones de contacto con el encajante son netas y claramente alóctonas, en otros exhiben pasos graduales y difusos, autóctonos y/o paraúctonos.

Respecto a su edad, solo se puede determinar de forma relativa según el grado de deformación que presentan y las relaciones intrusivas mutuas con el resto de los grupos graníticos. De manera generalizada, la esquistosidad principal de los materiales que se están migmatizando, y por tanto, destruyéndose, es la correspondiente a la F_2 , lo cual quiere decir que la migmatización es post- F_2 . Por otro lado, la fábrica interna de los granitoides es débil o prácticamente ausente, y el hecho de existir dentro de él restos metasedimentarios con micropliegues de F_3 que no se reflejan en estructuras similares en el interior del granito, sugiere que, por lo menos, bastantes afloramientos del granitoide son tarde- F_3 . Sin embargo, la existencia de plutones intrusivos sobre ellos de granitos peraluminicos (asimilables al grupo de los granitos de dos micas sincinemáticos) y de macizos postcinemáticos típicos (como el Macizo de Crespos o el de Lovios), señalan que son anteriores en el tiempo a ellos. Hay que pensar también que, en los niveles estructurales profundos de estas regiones, la F_3 puede que no tenga un carácter tan penetrativo como en los niveles más superiores. También puede ocurrir que, como en el área de Celanova y la Cañiza no se han reconocido estructuras de F_3 intensas, es lógico pensar que no existan tampoco en el granitoide, aunque la primera posibilidad es mucho más probable, pues también ha sido observada en otros puntos de Galicia.

En resumen, y a la vista de lo expuesto, se puede decir que el granitoide inhomogéneo se emplaza mayoritariamente sin-tardi F_3 , antes de las últimas intrusiones de granitos de dos micas del grupo sincinemático y, desde luego, antes de los macizos postcinemáticos de Porriño, Crespos y Lovios.

Aunque los Macizos de Celanova y La Coruña son similares en composición, tienen algunos aspectos particulares que resulta interesante señalar, y que describimos a continuación.

Macizo de Celanova-Bande

Se extiende a lo largo de una superficie continua, que va desde Celanova hacia el sur hasta el Macizo postcinemático de Lovios. La anchura de oeste a este varía entre 19 Km. (en la parte norte) a 13 Km. (en la sur), y en longitud alcanza los 26 Km., En su ángulo SE. se encuentran otros afloramientos más pequeños en frontera con Portugal, que han sido independizados del cuerpo principal, por la intrusión del Macizo de Lovios.

Dentro de él afloran plutones alóctonos de granitos de dos micas homogéneos moderadamente leucocráticos que en varias ocasiones, son intrusivos sobre los inhomogeneos, y que no tienen una fábrica muy acusada ni abundantes enclaves.

La proporción del componente granítico frente al metasedimentario u ortogneisico es variable, pero siempre tiene una composición de granitos de dos micas moderadamente leucocráticos. Resulta difícil, a veces, marcar los límites exactos entre lo que se puede considerar aún ortogneis o metasedimento migmatizado y el granitoide inhomogéneo, pues en muchos

casos se producen tránsitos graduales entre ambos.

El granitoide es, en bastantes ocasiones, heterogéneo, tanto en composición como en el tamaño de grano. Hay zonas más leuco y bandeadas aplopegmatoides, coexistiendo con las facies principales y mayoritarias de grano medio. También se encuentran facies más biotíticas, sobre todo en las áreas donde aún son abundantes los restos de esquistos biotíticos. Por regla general, la biotita es más abundante que la moscovita, pero pueden presentarse afloramientos con la relación invertida. La biotita es de tamaño pequeño, aunque con frecuencia existen plaquitas mayores recrecidas de hasta 5 mm. aisladas en el conjunto de la roca. La moscovita es siempre tardía, recrece sobre el resto de los minerales y, varias veces, cristaliza en placas grandes y abundantes provocando una textura **pseudomosqueada** característica.

No son frecuentes las texturas porfídicas, salvo los casos en que el feldespato potásico tiende a crecer como incipiente fenocristal, o cuando hay megacristales feldespáticos heredados de un antiguo ortogneis glandular.

Entre los fragmentos restíticos o enclaves que se encuentran mezclados con el componente granítico, destacan principalmente tres tipos de rocas que, de mayor a menor abundancia son: metasedimentos, ortogneis glandulares y granitoides biotíticos con megacristales de igual aspecto que el del grupo de los granitoides precoces. La existencia de este último grupo parece indicar que es muy posible que haya existido un episodio intrusivo de granitoides biotíticos precoces emplazado sobre los metasedimentos, y que la posterior intrusión de los inhomogéneos ha desmembrado, borrando su geometría exacta. Sería un caso parecido a lo que ocurre en la zona de Baltar con los supuestos retazos del Macizo precoz de Nocedo.

De todos los sedimentos hay que destacar, sobre todo, los esquistos biotíticos y, en bastante menor cantidad, los gneises y areniscas biotíticas.

De forma aislada y minoritaria hay, por último, restos de cuarcitas y anfibolitas. Los primeros se presentan como restitos **surmicáceos** sillimaníticos, con formas elipsoidales, tamaños centimétricos, y bordes difusos o desflecados en la mayoría de los casos. Generalmente están siendo asimilados por la masa granítica que tiende a difuminarlos e incluirlos en su interior. Por efectos puntuales de presión de vapor, algunas de las biotitas de los restitos pueden recrer enormemente, llegando hasta tamaños de 2 y 3 cm.. Es esta una característica muy propia de este grupo de granitoides que no se encuentra casi nunca en los otros grupos de granitos sincinemáticos. La moscovitización de los restitos y enclaves, también es un fenómeno muy común.

Además de los restitos **surmicáceos** se pueden encontrar restos mayores de esquistos que actúan como verdaderos mesoenclaves, y que están siendo más o menos inyectados por venas granitoides.

Las cuarcitas son escasas, y se quedan a veces como restos **aboudinados** sin digerir, dentro de la masa granítica nebulítica.

Los ortogneises glandulares son rocas que, por regla general, aparecen ligados muy frecuentemente a los macizos inhomogéneos, no solo aquí, sino en casi todos los macizos de Galicia. Aquí en Celanova-Bande, se presentan con diverso grado de migmatización, pero conservando aún la foliación biotítica de F_2 . En un mismo afloramiento pueden verse fragmentos girados y movidos de ortogneis, lo que indica un cierto transporte de su lugar de procedencia. Localmente aparecen junto a esquistos, con contactos netos entre ambos, pero sin poder precisar si son intrusivos en ellos. Las glandulas son de feldespato potásico subidiomorfo rodeadas por una foliación biotítica marcada, y con tamaños variados, habiendo algunas

facies con glándulas de 3-4 cm., y otras, las más frecuentes, de 1-1,5 cm. Pueden estar fuertemente deformados, como en los afloramientos de Bangueses (X=578.800 Y=4.661.500), dando texturas **ribbon** en los feldespatos.

Los restos de granitoides biotíticos con megacristales, se sitúan en una banda alargada de dirección N 150°E. al este de Bangueses. Pueden representar una continuación del Macizo biotítico de Fustanes-Penosiños, o ser otro macizo diferente. Son facies biotíticas con moscovita accesoria, de grano medio a medio-grueso y con megacristales idiomorfos-subidiomorfos de feldespato potásico de tamaños entre 2 y 4 cm. de largo (a veces alguno llega hasta 5 cm.) en una proporción baja, nunca superior al 20%. Estos restos graníticos llevan, en ocasiones, restitos y enclaves de gneises biotíticos, esquistos y, de manera excepcional, algún enclave microgranular alcalinizado. Son anteriores en el tiempo al granitoide inhomogéneo, pues se ha visto en algunos puntos que éstos los cortan netamente.

De forma aislada, pero frecuentemente, hay también fragmentos monominerales de pocos centímetros de cuarzo y feldespato, con formas angulosas o subangulosas. Pueden existir también algunos fragmentos biminerales de cuarzo y feldespato. El conjunto de los tres casos representa, sin duda, los restos de antiguos diques pegmatíticos pertenecientes a la unidad de las rocas migmatizadas, y que no han podido ser digeridos por el granitoide inhomogéneo en su proceso de formación. La presencia de estos restos pegmatíticos es también un rasgo muy característico de todos los macizos inhomogéneos gallegos.

Las estructuras deformativas del Macizo de Celanova-Bande son muy escasas o ausentes. Sólo en algunas venas presentes en los metasedimentos del borde del macizo, existen pliegues de F_3 , pero nunca se ha observado una fábrica planar clara atribuible a ésta u otra fase de deformación.

La distribución de los diques dentro del macizo es desigual. Hay zonas con gran cantidad de ellos que da un aspecto de facies heterogéneas en donde cristalizan aplopegmatoides con **banding** magmáticos, a veces leuco, acompañados de venas de **greisen**. En su mayoría, los diques son pegmatíticos, compuestos principalmente por cuarzo, feldespato potásico, moscovita, y cantidades variables de turmalina. De manera accesoria llevan granate y biotita. También se encuentran venas de cuarzo y aplitoides (algunos turmaliníferos), pero en proporciones menores que las pegmatitas.

Macizo de La Cañiza:

Está representado por varios afloramientos de granitoides, el mayor de los cuales se encuentra situado exactamente en el pueblo de La Cañiza. El resto se sitúa hacia el oeste y hacia el sur, entrando en la Hoja de Salvatierra de Miño (262), formando un conjunto de pequeños afloramientos dispersos entre los granitos de dos micas homogéneos de la Alineación Salvatierra-La Cañiza-Cerdedo. Muchos de los contactos entre ambas formaciones son graduales, sin poderse precisar el comienzo exacto del granitoide inhomogéneo. Solamente el Macizo de Pedroso-Avión, de dos micas (al NE. de La Cañiza), intruye netamente sobre él, y no deja por tanto lugar a duda de que hay masas de granitos peraluminicos de dos micas que son claramente posteriores al granitoide inhomogéneo. Sin embargo, en el caso de los pasos graduales, las zonas graníticas que se presentan como inhomogéneas pueden haber sido el resultado de inyecciones graníticas de dos micas que intruyen sobre metasedimentos esquistosos de alto grado dando como resultado las inhomogeneidades estructurales del tipo estromático, **schlieren** y, en ocasiones, nebulíticas. No se descarta que haya habido convergencia

de procesos, y estas inyecciones graníticas se produzcan al tiempo que la migmatización de esquistos y ortogneises regionales, dando una mezcla textural y estructural difícil de separar. Las facies graníticas son siempre de dos micas de grano medio a medio grueso, sin ninguna textura porfídica, salvo la presencia de algún fenocristal aislado de feldespato, relicto de la migmatización de ortogneises glandulares. La biotita es casi siempre más abundante que la moscovita, y son frecuentes los recrecimientos locales de biotita de 3-5 cm. (excepcionalmente hasta 15 cm.), como ocurría en el Macizo de Celanova-Bande. También son habituales las placas moscovíticas tardías, que engloban el resto de los minerales.

Las estructuras deformativas que se presentan en el granitoide son débiles o de muy escasa representación. Quiere esto decir, que la edad de su emplazamiento debe ser sin-tardi F_3 .

Los fragmentos de rocas más abundantes son los esquistos biotíticos, que se manifiestan como enclaves difusos, o bien como pequeños restitos centimétricos **surmicáceos**, ricos en biotita y con sillimanita, de formas lenticulares planas.

La presencia de ortogneises glandulares está restringida a la parte más occidental de los afloramientos, en donde constituyen restos de una gran alineación de ortogneises, de dirección aproximada $N 150^\circ E$, que viene desde la zona de Padrón (al N.) y es cortada al S. por el Macizo pos-tectónico de Porriño. Las glandulas son de 3-4 cm. y, algunas de 5-6 cm., con hábitos idiomorfos-subidiomorfos, dentro de una matriz granuda de grano medio de dos micas con un esquistosidad biotítica acusada.

Otros fragmentos que aparecen sólo en este macizo y no en el de Celanova, corresponden a rocas microgranulares oscuras de naturaleza microtonalítica, similares a los que afloran en stock individualizados por la Hoja de Puenteáreas (224). Dentro del Macizo inhomogéneo de La Cañiza, se encuentran exclusivamente en el afloramiento de La Cañiza mismo, donde se presentan como enclaves medianos con bordes netos, algo alcalinizados, o como pequeños cuerpos intrusivos en los retazos de metasedimentos que quedan relictos dentro del granitoide. De esta última situación se deduce que estas microtonalitas representan precursores básicos-intermedios que intruyen sobre los metasedimentos antes de que se generaran los granitoides inhomogéneos.

También son frecuentes en este macizo los fragmentos centimétricos de cuarzo y feldespato filonianos procedentes de antiguos diques pegmatíticos sin digerir, al igual de lo que ocurre en el Macizo de Celanova-Bande.

Los diques más abundantes que acompañan al granitoide inhomogéneo son de pegmatitas simples, compuestos mayoritariamente por cuarzo, feldespato potásico y moscovita, con cantidades variables de turmalina y biotita.

Petrografía

Debido a la similitud composicional de los dos macizos distinguidos, se ha agrupado la descripción petrográfica de ambos.

Las bandas e hiladas micáceas de carácter paleosomático presentan una composición semejante a la de los metasedimentos de alto grado que circundan las áreas inhomogéneas. Como minerales principales están, cuarzo, plagioclasa, biotita, moscovita y sillimanita. De manera accesoria, feldespato potásico (no siempre presente), andalucita, granate, apatito, circón, rutilo, turmalina, opacos. La textura más común es la lepidoblástica, definida por la biotita, que es muy abundante. Como características particulares están la relación estrecha de la sillimanita con la biotita, y el crecimiento tardío de la moscovita sobre los demás minerales.

Más característica y mayoritaria resulta la composición mineralógica de la parte neosomática o genuinamente granítica. Es, con mucho, la más abundante de las que constituyen y definen el granitoide inhomogéneo. Globalmente los términos graníticos que aparecen son variables, en función de la relación feldespato potásico/plagioclasa. Según esto, se dan términos graníticos y granodioríticos típicos, junto a granitoides pobres en feldespato potásico que constituyen las facies plagioclásicas de tipo **tonalítico** pero que, en cuanto a sus relaciones interminerales y características mineralógicas, no recuerdan a las microtonalitas más típicas de color oscuro aflorantes en la región dentro de los granitoides precoces. Puede tratarse de movilizaciones parciales de dicha composición ligados con el proceso global de la migmatización.

Como minerales principales se encuentran, cuarzo, \pm feldespato potásico plagioclasa, biotita y moscovita. Los minerales accesorios son sillimanita, andalucita, granate, \pm feldespato potásico, apatito, circón, turmalina, cordierita (a veces principal). Los procesos secundarios dan origen a clorita, sericita y saussurita.

Las texturas más comunes son las equigranulares de grano medio desde hipidiomórficas a alotromórficas, aunque también se generan texturas inequigranulares de tipo porfídico, bien por la neoformación de fenocristales de feldespato potásico o bien por el carácter heredado de los mismos. Es destacable la gran abundancia de intercrecimientos simplectoides entre varios minerales, indicativo de la existencia de procesos reaccionales frecuentes. Sin duda, estas rocas son las que lo presentan en mayor cantidad. Los intercrecimientos más habituales son cuarzo-moscovita, cuarzo-plagioclasa, cuarzo-feldespato potásico, moscovita-feldespato potásico, cuarzo-biotita.

Algunas de las características más sobresalientes de los minerales constituyentes los pasamos a describir a continuación.

El cuarzo es alotriomorfo, a veces tiene extinción ondulante, y puede formar microagregados con textura consertal. El feldespato potásico es siempre microclina peritética que puede estar formando fenocristales u otros cristales de mayor tamaño que el resto de los minerales. Suele incluir plagioclasa y, en menor cantidad, biotita y cuarzo. Es frecuente que intercrezca con la biotita en los bordes de ésta, mediéndose por los planos de exfoliación. La plagioclasa se presenta en prismas subidiomorfos maclados polisintéticamente, y puede estar zonada o sin zonar. En el primer caso lo está de manera oscilatoria o también continua. Lo más característico de ella es su casi invariable composición de oligoclasa, con pocos casos de cristales albiticos. La biotita puede aparecer como cristales independientes o formando agregados lineales finos y discontinuos que marcan una esquistosidad relictica. Llevan las ya tradicionales inclusiones de circón y apatito. Es frecuente que parte de la sillimanita (tanto prismática como fibrosa) vaya asociada con ella. La moscovita tiene un carácter tardío y recrece sobre el resto de los minerales. La abundancia y desarrollo de simplectitas con el cuarzo es muy grande, llegando en ocasiones a tener una anchura considerable ($\approx 50\%$ del cristal) dicha zona simplectítica. También frecuente, a la vez inusual desde un punto de vista general, es el intercrecimiento tipo **comb** entre moscovita y feldespato potásico, con variantes de tipo ajedrezado que nunca se han observado en el resto de rocas graníticas de la región. Es probable que esta textura represente los componentes reaccionales y/o resultantes (habría que estudiarlo en detalle) de las reacciones metamórficas de alto grado en las que intervienen cuarzo, moscovita, feldespato potásico y sillimanita, todos minerales comunes en esta roca. Solo se conoce hasta ahora otra zona en donde aparece este intercrecimiento, y es el granitoide inhomogéneo de La Entrada el cual presenta características petrológicas similares al grupo aquí considerado.

La sillimanita es muy frecuente y variable en su contenido. Además de asociarse con las biotitas paleosomáticas, se presenta también incluido en plagioclasa y feldespato potásico de diversas maneras. Puede aparecer en sus variedades prismáticas (con gran desarrollo de cristales) y fibrolíticas, y sin duda, es mucho más abundante (a veces llega a constituirse en mineral principal) que en el resto de los grupos graníticos peralumínicos. Es esta una de las características más propias de los granitoides inhomogéneos. Así como los cristales prismáticos están más independientes y dispersos por la roca, la variedad fibrosa se encuentra generalmente incluida en moscovita tardía, incluida zonalmente en feldespato potásico, o en madejas intercrystalinas. Por su parte, la andalucita es menos frecuente y solo parece en las zonas próximas al contacto con los macizos graníticos postcinemáticos. Esta circunstancia hace pensar que su cristalización está inducida por el efecto térmico de contacto de la intrusión de dichos granitoides. Petrográficamente aparece como cristales irregulares de tendencia poiquilítica y cristalización tardía dentro de rocas con signos evidentes de recristalización y abundante sillimanita (parte también de contacto). Una cosa semejante ocurre con la presencia de cordierita. Se presenta en cristales subidiomorfos-alotriomorfos a veces bastante frescos y otros en proceso de pinnitización, cerca de los contactos con los macizos postcinemáticos y, es casi seguro, que su origen está también condicionado por la intrusión de los mismos.

El granate suele ser de pequeño tamaño, con formas redondeadas y se encuentra en ocasiones incluido en plagioclasa, feldespato potásico y cuarzo. Puede estar en cantidades considerables, hasta acaso llegar a ser mineral principal. También se puede distribuir heterogeneamente, formando microbandeados (p.e. en algunas muestras de las facies plagioclásicas, donde puede incluir además sillimanita). Igualmente se le ha encontrado incluyendo cuarzo. En algunos cristales presenta alteración secundaria. El apatito presenta a veces un relieve algo anómalo y bordes irregulares como si estuviera corroído. También se presenta como cristales pequeños idiomorfos-subidiomorfos típicos de rocas graníticas. Su abundancia es muy relativa y, en ocasiones, se concentra localmente dentro de la moscovita. El circón suele ir incluido en la biotita pero otras veces lo hace en la moscovita. Se ven cristales zonados. El rutilo va incluido también en la biotita. La turmalina son prismas, más o menos idiomorfos, de colores verdosos y marrones que a veces incluyen sillimanita.

De todo lo expuesto se puede extraer como conclusión que son muchas y variadas las relaciones mineralógicas que presentan estas rocas, indicativas de procesos reaccionales complejos e interesantes. Sin duda, se hace necesario un estudio detallado de la zona para investigar la génesis de ella y los pasos que se producen para la formación de estas rocas inhomogéneas.

3.3.1.2.6. Características geoquímicas

La características geoquímicas del grupo se ha realizado con un total de 106 análisis, de los cuales 56 proceden del Plan MAGNA y 50 son inéditos, propios de este proyecto.

Individualmente, los tipos graníticos que comprende este grupo tienen algunas particularidades diferenciales, aunque en su conjunto forman un todo único que evoluciona desde términos con 71% en SiO_2 hasta el 75%, siendo muy pocas las muestras que sobrepasan este último valor.

La descripción geoquímica se hará por alineaciones, aunque dentro de ellos se destacaran las características particulares de los tipos graníticos que afloran en ella.

Sin duda, este es el grupo más altamente diferenciado de todos los granitoides, con valores de ID prácticamente superiores a 85. Característica común a todos los tipos es el marcado carácter peraluminico, con contenidos en corindón normativo altos y, por ende, índices de peraluminidad elevados.

Los granitos preferentemente biotíticos presentan composiciones algo menos evolucionadas que el resto de los otros tipos. Los contenidos en CaO suelen estar por encima de 1,0, y los valores de SiO₂ tienden a ser de los más bajos, con alguna excepción.

Los granitos moderadamente leucocráticos son los más abundantes, y los que marcan la composición peraluminica y grado de diferenciación media patrón del grupo. Su contenido en CaO es bajo, siempre 1,0, y sus relaciones K/Rb ligeramente superiores a 100.

Los granitos muy leucocráticos se solapan en parte con los términos más diferenciados del tipo anterior. Generalmente presentan tendencias más evolucionadas, con contenidos en SiO₂ por encima del 73%, y relaciones K/Rb inferiores a 100. Hay tendencias sódicas en varias muestras, aunque la mayoría son potásicas.

Los leucogranitos moscovíticos presentan de manera más acusada características similares a las de los muy leucocráticos. Dada la relación espacial entre ambos y su continuidad en los **trend** de variación, es muy probable que representen términos más diferenciados del líquido magmático de los granitos muy leucocráticos.

Los granitoides inhomogéneos se diferencian ligeramente de la media del grupo por presentar la tendencia peraluminica más elevada y altos contenidos en K₂O. Esto es reflejo de su composición mineralógica, rica en biotita, feldespato potásico y frecuente sillimanita restítica.

Alineación Salvatierra-La Cañiza-Cerdedo

En la Tabla VI y Fig. 56a, 56b, están representados los datos geoquímicos de la alineación. En los diagramas de proyección la escala ha sido ampliada respecto a la utilizada en las otras alineaciones, por motivos de la cantidad de datos disponibles. Estos, proceden todos, menos uno, del Plan MAGNA, con lo que pueden existir algunos errores en cuanto a su asignación a los tipos graníticos distinguidos, ya que no se posee un control exacto del muestreo.

Solo están presentes tres tipos graníticos: los muy leucocráticos, los moderadamente leucocráticos y los granitoides inhomogéneos. Los dos primeros se entremezclan formando un todo continuo.

Globalmente las rocas son peraluminicas, con un rango de variación en SiO₂ moderado desde 71,2 a 75,5% y forman un conjunto homogéneo bastante continuo, con pequeñas fluctuaciones en el contenido de sus elementos respecto al incremento en SiO₂. Sólo es destacable el leve descenso en Al₂O₃ y la constancia en el contenido de álcalis, que ocasiona el aumento progresivo del índice de peralcalinidad. Las relaciones en SiO₂ presentes, debido, entre otras cosas, a los altos valores en K₂O. Los contenidos en CaO son <1, y la composición de la plagioclasa es ácida.

En el diagrama Na₂O-K₂O-CaO (Fig. 63) puede verse la tendencia potásica clara de las rocas, también queda reflejada en relaciones K₂O/Na₂O >1, excepto dos muestras (114 y 318).

En el diagrama Rb-Ba-Sr (Fig. 64), se observa que, prácticamente todos los datos existentes tienden a incluirse en el campo IV de los granitos fuertemente diferenciados.

Granitos muy leucocráticos- Corresponden a las muestras 546 y 332 (Macizo del Pedroso) 208 y 429 (facies **Ala de Mosca**); 309; 318. Aunque todas son bastante ricas en SiO₂ (>73.27)

Composición de elementos mayores (% en peso), elementos menores (ppm) y norma C.I.P.A.

[illegible]

* Indicare procedenze del filo Kallin, e anche la nostra Sfil. e Per tessi

ad "magna cum laude" habita. Et nota. Pater obsequens laudat.

TABLE VI (cont.) abundances in 4.75 ± 0.04 - 4.90 keV
 Comparison of abundances derived by various authors, and by the E.L.P.F.

He IV	224	224	153	162	153	268	268	153	162	224	153	162	224	224	162	153	162	224	
MOORE	224	153	421	162	268	154	268	114	408	207	224	171	117	224	167	421	228	211	165
$\log \epsilon$	71.27	71.30	71.30	71.41	71.38	71.76	71.76	72.78	71.81	72.62	72.82	72.82	72.82	72.82	72.82	72.82	72.82	72.82	72.82
$A_{1,2,3}$	11.07	11.54	11.14	11.06	11.11	11.46	11.54	11.68	11.85	11.62	11.86	11.86	11.76	11.76	11.86	11.86	11.86	11.86	11.86
$F_{1,2,3}$	0.05	1.02	1.13	1.02	1.02	1.02	1.02	1.02	1.02	1.02	1.02	1.02	1.02	1.02	1.02	1.02	1.02	1.02	1.02
Fe II																			
Hg II	57	31	50	43	31	36	36	36	36	36	36	36	36	36	36	36	36	36	36
Fe II	45	41	42	44	44	45	45	45	45	45	45	45	45	45	45	45	45	45	45
$\log \epsilon$	2.22	2.52	2.31	1.91	2.89	2.42	2.16	2.11	2.38	2.16	1.92	2.17	2.42	2.42	1.92	2.42	2.42	2.42	2.42
$A_{1,2}$	5.40	4.95	3.81	4.03	4.05	4.23	5.40	3.67	4.58	4.77	4.80	4.32	4.31	5.11	5.33	5.26	5.27	4.90	5.33
$F_{1,2}$	01	01	01	02	01	04	01	01	01	01	02	04	01	01	02	02	02	02	02
$\log \epsilon$	4.0	4.08	3.0	3.27	3.1	3.19	3.23	3.18	3.3	3.1	3.09	3.18	3.09	3.18	3.23	3.23	3.23	3.23	3.23
$A_{1,2,3}$	1.7	1.3	02	1.3	07	1.3	1.3	1.4	1.7	03	1.4	1.0	1.3	1.3	1.3	1.3	1.3	1.3	1.3
$F_{1,2,3}$	1.34	1.48	1.45	1.45	1.36	1.23	1.56	1.35	1.53	1.3	1.29	1.41	1.44	41	1.37	2.16	4.6	1.41	1.56
Fe III	99.51	99.67	100.07	99.78	99.86	100.43	99.83	99.54	99.48	99.72	99.71	99.57	100.15	99.78	99.94	100.36	100.02	100.08	99.94
Li			81		142			107	111		111					90		87	
Be			253		438			174	266		438					107		222	
Ba			110		122			166	204		232					114		103	
Sc			77		55			162	91		91					92		88	
Q	17.78	32.85	36.85	40.67	31.76	36.07	39.56	31.31	34.98	35.61	36.67	36.58	36.44	36.54	36.54	36.32	34.40	37.51	32.16
Sc	34.91	27.25	22.52	16.84	30.08	25.00	31.81	21.88	27.07	28.19	28.84	28.52	28.02	30.32	31.58	31.20	32.52	28.94	37.30
Sc	19.77	29.87	28.51	12.78	24.40	20.94	18.28	26.47	28.26	26.74	26.71	27.67	29.31	23.88	20.89	25.13	23.36	23.95	24.22
Sc	1.12	1.18	1.44	0.9	2.11	1.00	0.6	4.44	1.51	2.33	2.62	3.05	2.64	2.86	1.22	2.56	2.54	2.14	1.57
Sc	1.29	1.7	2.28	1.03	1.77	1.65	1.37	1.32	1.95	1.70	1.92	1.75	1.55	1.85	1.85	1.87	1.85	1.75	1.67
Sc	2.08	1.84	1.87	1.91	1.96	1.75	1.04	1.45	1.65	1.84	1.87	1.85	1.61	1.77	1.98	1.29	2.05	1.62	1.58
Sc																			
Li	42	109	108	104	104	108	102	102	102	102	104	104	102	102	104	108	104	104	106
Sc	23	11	25	16	16	16	22	17	22	13	17	13	12	15	10	21	108	108	115
Sc	39	30	105	30	16	108	128	108	103	108	108	108	108	108	108	108	108	108	108
Sc	1.68	1.84	4.25	4.74	3.09	4.26	1.87	1.31	3.40	2.99	2.57	2.56	2.35	2.35	4.51	2.29	1.98	3.28	30.08
Sc																			
Sc	49.42	81.97	87.92	88.04	90.32	90.03	89.78	90.09	90.11	90.34	90.17	89.76	88.17	90.35	90.83	91.68	91.28	90.52	83.88
Sc	4.11	1.15	1.46	1.28	1.37	1.36	1.37	1.04	1.09	1.31	1.27	1.22	1.22	1.21	1.42	1.21	1.16	1.39	2.04
Sc	79	82	83	84	72	65	68	86	81	70	72	72	72	69	88	70	76	70	78
$\log \epsilon$			1.15		1.75			1.85	1.38		1.67					1.98		1.79	
$A_{1,2,3}$			128		90			174	131		92					142		128	
$F_{1,2,3}$			1.23		51			2.51	62		51					1.02		64	
$\log \epsilon$			1.10		4.04			1.92	2.59		5.99					1.41		1.81	
$A_{1,2,3}$			1.24		1.99			36	3.14		11.15					1.14		1.81	

TABLA VII. (Cont.) ALINEACION SALVATIERRA-LA CAÑIZA-CERDEDO

Composición de elementos mayores (% en peso), elementos menores (ppm) y norma C.I.P.W.

Hoja	262	153	262	224	224	262	153	153	262
Muestra	201	429 ^a	169	318 ^a	203	170	348	419	172
SiO ₂	74.26	74.36	74.47	74.49	74.75	74.83	75.00	75.12	75.55
Al ₂ O ₃	14.64	13.05	14.54	14.47	14.88	14.95	12.64	12.67	13.75
Fe ₂ O ₃	1.04 ⁺	1.29 ⁺	1.04 ⁺	1.56 ⁺	1.24 ⁺	1.02 ⁺	1.61 ⁺	1.77 ⁺	1.10 ⁺
FeO									
MgO	.22	.08	.28	.11	.18	.20	.32	.31	.40
CaO	.40	.72	.41	.48	.67	.49	.54	.41	.42
Na ₂ O	2.84	3.39	2.89	4.41	2.78	3.43	2.64	2.88	2.48
K ₂ O	4.64	4.70	4.78	2.69	4.95	4.46	5.27	4.76	4.71
MnO	.03	.04	.03	.02	.02	.05	.01	.01	.04
TiO ₂	.13	.24	.22	.08	.12	.18	.20	.21	.11
P ₂ O ₅	.11	.04	.06	.05	.01	.08	.06	.07	.05
H ₂ O	1.36	1.93	1.30	1.37	.22	.54	1.32	1.37	1.39
Total	98.72	99.84	100.02	99.75	99.88	100.22	99.61	99.77	100.00
Li		107					75	150	
Rb		321					301	391	
Ba		214					228	342	
Sr		64					53	70	
Q	39.11	35.10	38.24	37.49	37.96	36.68	38.01	39.21	41.74
Or	27.42	27.78	28.25	15.90	29.25	26.36	31.14	28.13	27.83
Ab	24.03	28.69	24.46	37.32	23.52	29.02	22.34	24.37	20.99
An	1.27	3.31	1.64	2.06	3.26	1.91	2.29	1.58	1.76
Hy	.55	.20	.70	.27	.45	.50	.80	.77	1.00
He	1.04	1.29	1.04	1.56	1.24	1.02	1.61	1.77	1.10
Il	.06	.09	.06	.04	.04	.11	.02	.02	.09
Ru	.10	.19	.19	.06	.10	.12	.19	.20	.06
Ap	.25	.09	.14	.12	.02	.19	.14	.16	.12
C	4.48	1.17	4.01	3.55	3.75	3.78	1.75	2.20	3.93
ID	90.56	91.56	90.94	90.70	90.74	92.07	91.49	91.71	90.56
IP	1.42	1.10	1.38	1.33	1.35	1.33	1.16	1.20	1.40
IA	.65	.81	.68	.69	.66	.69	.79	.77	.66
K ₂ O/Na ₂ O		1.39					2.00	1.65	
K/Rb		121					145	100	
Ba/Rb		.66					.76	.87	
Ba/Sr		3.34					4.30	4.88	
Rb/Sr		5.02					5.68	5.59	

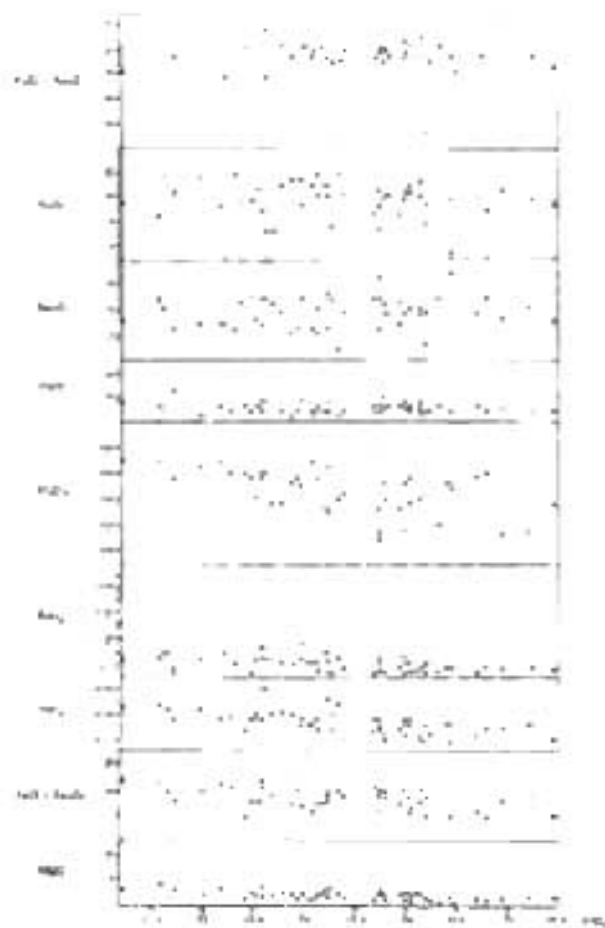


Fig. 16A. GRANITOS DE 2 MICAS- Alm. Salaverrera-La Caliza-Cordoba

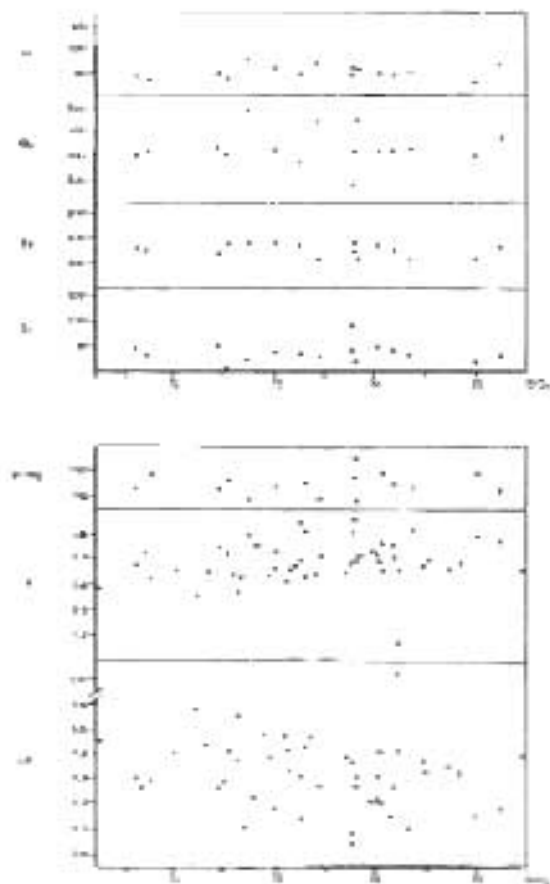


Fig. 16B. GRANITOS DE 2 MICAS- Alm. Salaverrera-La Caliza-Cordoba

con ID prácticamente superiores a 90, se aprecia un solapamiento con el otro grupo granítico. No presentan ninguna particularidad destacable de los ya mencionados, salvo la tendencia sódica de la muestra 318.

- Granitos moderadamente leucocráticos- Comparándolos con los anteriores, puede apreciarse que existen términos muy similares e incluso más ácidos que ellos. El resto de las muestras no se apartan de las características generales del conjunto.

- De los granitoides inhomogéneos solo se poseen análisis de la Alineación de Salvatierra-La Cañiza, los cuales se han representado en la Tabla XII y Fig. 61, 65.

Son rocas con un moderado o alto grado de diferenciación, sin valores extremos, y con pocas variaciones en sus elementos. En gran parte se solapan con el resto de los tipos graníticos de la alineación donde se encuentran, aunque presentan algunas propiedades particulares.

Su condición de inhomogeneidad queda reflejada perfectamente en los altos valores de IP, los cuales son los más elevados de todo el grupo de dos micas. Los contenidos en CaO son bajos y el de álcalis moderado, aunque con una tendencia potásica bastante acusada, tal y como se observa en el diagrama $\text{Na}_2\text{O}-\text{K}_2\text{O}-\text{CaO}$ (Fig. 65). Estas últimas propiedades geoquímicas son bastante comunes en las rocas de esta naturaleza, y reflejan la riqueza en minerales aluminicos (p.e. sillimanita) y potásicos.

Macizo de Beariz

En la Tabla VIII y Fig. 57 están recogidos los análisis de este plutón. En ellas puede verse claramente la separación entre las dos muestras leucocráticas (172 y 176) y la muestra moderadamente leucocrática perteneciente a la facies central del macizo (181).

La facies muy leucocrática se caracteriza por su alto grado de diferenciación, con ID prácticamente superiores a 94 y relaciones K/Rb muy bajos. Aunque la tendencia peraluminica resulta evidente, los valores del IP no son tan altos como en los otros leucogranitos. Sin embargo, el carácter alcalino es más acusado, con IA elevados de 0,8 o cercanos a ellos. Su alto contenido en Rb y muy bajo en Ba y Sr contrasta fuertemente con los que presentan estos mismos elementos en la facies central biotítica.

En su conjunto, el macizo no incrementa su contenido en Li con la diferenciación sino que, todo lo contrario, disminuye. La plagioclasa de la facies leucocrática es prácticamente albíta pura, teniendo la roca una tendencia sódica más que potásica, que se marca bien en el diagrama $\text{Na}_2\text{O}-\text{K}_2\text{O}-\text{CaO}$ (Fig. 63). En el diagrama Rb-Ba-Sr (Fig. 64) puede verse el carácter fuertemente evolucionado de esta facies frente a la biotítica.

Alineación Orense-Carballino-Rodeiro

En la Tabla IX y Fig. 58 están representados los datos geoquímicos de esta alineación. En ella aparecen tres tipos graníticos, que presentan características geoquímicas algo diferentes.

Globalmente, casi todas las muestras se concentran entre 72,5 y 73,2% en SiO_2 , apartándose ligeramente hacia términos más bajos en sílice algunos de los granitos preferentemente biotíticos, y hacia tipos altamente evolucionados las facies muy leucocráticas.

En el diagrama Rb-Ba-Sr (Fig. 64) se observa que casi todas las rocas caen dentro del campo de los granitos altamente diferenciados, menos los granitos preferentemente biotíticos que lo hacen en el campo III, próximos al II.

TABLA VIII. MACIZO DE BEARIZ

Composición de elementos mayores (% en peso), elementos menores
(ppm) y norma C.I.P.W.

Hoja	186	186	186
<u>Muestra</u>	<u>181^a</u>	<u>172^b</u>	<u>176^b</u>
SiO ₂	73.58	75.28	75.72
Al ₂ O ₃	14.44	14.05	13.97
Fe ₂ O ₃	.54	.28	.29
FeO	.98	.44	.50
MgO	.31	.02	.01
CaO	.90	.41	.45
Na ₂ O	3.76	4.13	4.06
K ₂ O	4.27	4.22	3.84
MnO	.05	.10	.03
TiO ₂	.33	.20	.18
P ₂ O ₅	.33	.33	.25
H ₂ O	.32	.24	.44
Total	99.82	99.66	99.75
Li	239	197	192
Rb	286	787	683
Ba	408	35	35
Sr	57	13	15
Q	33.49	34.88	36.93
Or	25.23	24.94	22.69
Ab	31.82	34.95	34.36
An	2.31		.60
Hy	1.67	.48	.46
Mt	.78	.41	.42
Il	.63	.38	.34
Ap	.76	.72	.58
C	2.79	2.69	2.91
ID	90.55	94.76	93.98
IP	1.17	1.17	1.21
IA	0.74	0.80	0.77
K ₂ O/Na ₂ O	1.14	1.02	0.95
K/Rb	123	44	46
Ba/Rb	1.43	0.04	0.05
Ba/Sr	7.16	2.69	2.33
Rb/Sr	5.02	60.54	45.53

a) Facies central; b) Facies externa muy leucocrática.

TABLA IX. ALINEACION URENSE-CARBALLINO-RODEIRO

Composición de elementos mayores (% en peso), elementos menores (ppm) y norma C.I.P.W.

Hoja	187	154	187	187	187	187	187	187	187	154	225	225
Muestra	263 ^a	269 ^b	257 ^b	241 ^b	259 ^b	264 ^b	256 ^b	262 ^a	311 ^b	267 ^a	310 ^c	309 ^c
SiO ₂	71.39	71.92	72.37	72.75	72.80	72.81	73.03	73.11	73.16	73.17	75.00	78.13
Al ₂ O ₃	15.30	15.15	14.64	14.81	14.54	15.00	14.70	14.70	14.67	14.23	14.39	12.25
Fe ₂ O ₃	.80	.47	.36	.47	.48	.32	.52	.62	.53	.54	.25	.11
FeO	1.16	.50	.99	.50	.79	.76	.76	.34	.86	.80	.36	.16
MgO	.73	.43	.43	.31	.45	.38	.41	.55	.44	.55	.18	.11
CaO	1.45	.70	.81	.62	.68	.72	.58	1.64	.76	1.04	.62	.55
Na ₂ O	4.45	3.38	3.12	3.37	3.44	3.34	2.77	4.60	2.80	3.97	3.89	3.67
K ₂ O	3.13	5.41	5.19	5.13	4.93	5.04	5.30	2.93	4.74	3.91	4.46	3.99
MnO	.03	.01	.01	.01	.02	.02	.02	.03	.19	.03	.04	.04
TiO ₂	.29	.24	.33	.23	.30	.21	.32	.18	.32	.26	.15	.08
P ₂ O ₅	.16	.42	.33	.36	.31	.43	.31	.18	.35	.19	.35	.09
H ₂ O	1.13	1.32	1.26	1.36	1.05	1.11	1.00	.76	1.09	.99	.12	.85
Total	100.01	99.95	99.84	99.91	99.79	100.12	99.71	99.69	99.92	99.68	99.81	100.04
Li	151	68	184	268	141	148	294	135	163	282	279	209
Rb	186	419	456	395	412	351	551	152	386	253	289	313
Ba	630	294	233	369	250	224	280	400	288	875	315	400
Sr	310	67	221	36	215	46	126	428	36	123	57	86
Q	29.30	30.53	32.46	32.66	32.40	32.82	35.44	31.31	36.99	37.30	34.56	40.36
Or	18.50	31.97	30.67	30.32	29.14	29.79	31.32	17.32	28.01	23.11	26.36	23.58
Ab	37.66	28.60	26.40	28.52	29.11	28.26	23.44	38.93	23.69	33.59	32.92	31.06
An	6.15	.73	1.86	.73	1.35	.77	.85	6.96	1.49	3.92	.79	2.14
Hy	2.86	1.22	2.07	.94	1.72	1.77	1.50	1.37	2.06	2.02	.73	.42
He								.16				
Mt	1.16	.68	.52	.68	.70	.46	.75	.67	.77	.78	.36	.16
Il	.55	.46	.63	.44	.57	.40	.61	.34	.61	.49	.28	.15
Ap	.37	.97	.76	.83	.72	1.00	.72	.42	.81	.44	.81	.21
C	2.34	3.47	3.21	3.45	3.05	3.77	4.09	1.41	4.39	2.03	2.87	1.11
ID	85.46	91.10	89.53	91.49	90.64	90.87	90.20	87.55	88.70	89.00	93.84	94.99
IP	1.16	1.21	1.21	1.22	1.20	1.24	1.31	1.08	1.33	1.14	1.18	1.09
IA	.69	.75	.73	.74	.75	.72	.69	.72	.66	.75	.77	.03
K ₂ O/Na ₂ O	.70	1.60	1.66	1.52	1.43	1.51	1.91	.64	1.69	.98	1.15	1.09
K/Rb	139	106	92	107	99	118	79	159	101	127	127	105
Ba/Rb	3.39	.70	.51	.93	.61	.64	.51	2.63	.75	3.46	1.09	1.28
Ba/Sr	2.03	4.39	1.05	10.25	1.16	4.87	2.22	.93	8.00	7.11	5.53	4.65
Rb/Sr	.60	6.25	2.06	10.97	1.91	7.63	4.37	.35	10.72	2.06	5.07	3.64

a) Facies preferentemente biotítica; b) Facies moderadamente leucocrática; c) Facies muy leucocrática.

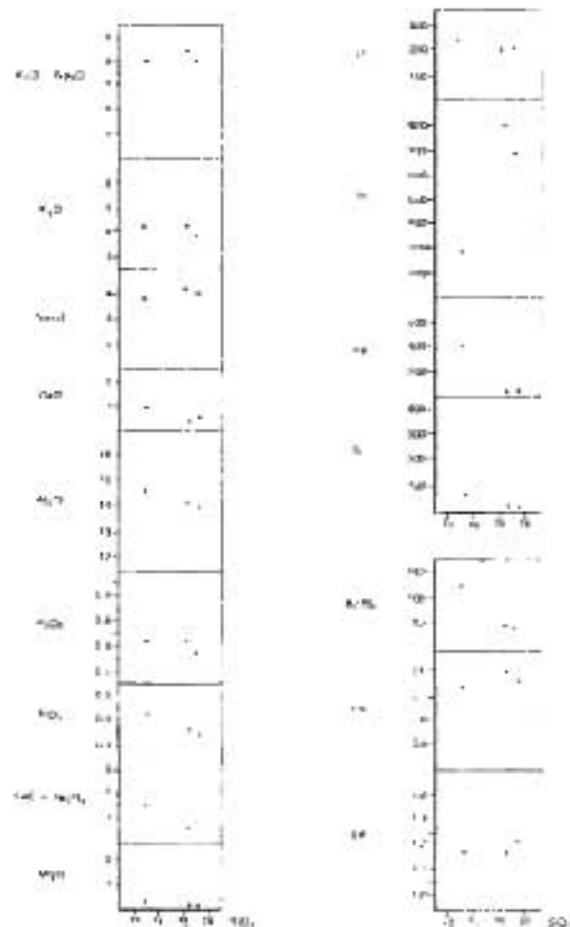


Fig. 57. GRANITOS DE 2 MICAS: Macizo de Beatz

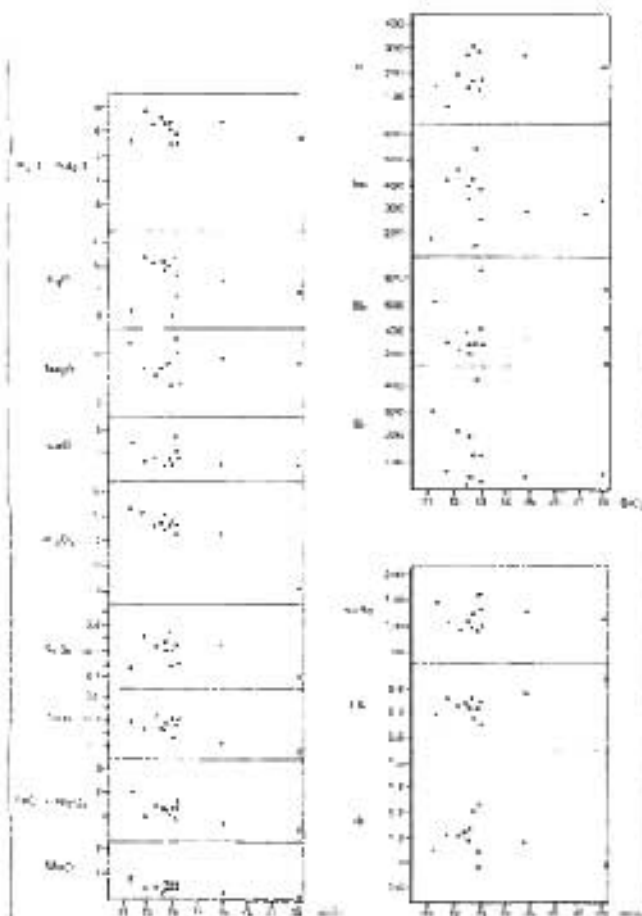


Fig. 58. GRANITOS DE 2 MICAS: Alin. Orense-Carballino-Rodeiro.

En el diagrama $\text{Na}_2\text{O}-\text{K}_2\text{O}-\text{CaO}$ (Fig. 63) puede verse que la alineación es de tendencia potásica, marcándose la pauta de variación desde términos bajos en K_2O .

El grupo de los granitos preferentemente biotíticos está representado por las muestras 262 y 263 del Macizo de Boboras, y la 267 de Puente Irijo. Como puede observarse son las tres muestras que presentan características menos evolucionadas de toda la alineación, haciendo buena la intención de distinguir este grupo del resto de los granitos de dos micas. Las tres son las únicas que tienen contenidos en CaO superiores a 1 (traducido en cantidades altas de An normativa), valores elevados en MgO , y relaciones K/Rb , Ba/Rb altas, todo ello indicativo de un menor grado de diferenciación. Los dos macizos son de tendencia más sódica que potásica, con $\text{Na}_2\text{O} > \text{K}_2\text{O}$, lo que provoca relaciones $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ inferiores a 1. También sus IP son de los más bajos. Individualmente, las muestras del Macizo de Boboras son, además, las que mayor contenido en Sr y menor ID presentan de toda la alineación. En la Fig. 58 puede verse que estas características hacen que su situación en los diagramas de variación se aparte del resto de los demás tipos graníticos.

El grupo de los granitos muy leucocráticos se encuentran representado por las muestras 309 y 310. Su composición geoquímica se aparta también del resto de los granitos, al ser las rocas con mayor contenido en SiO_2 y mayor ID. La peraluminidad es de las más bajas, mientras que, como es lógico, su peralcalinidad es de las más elevadas.

El grupo de los granitos moderadamente leucocráticos presenta poca variación. Todas las muestras tienen contenidos en SiO_2 parecidos, sin apreciarse **trend** marcados de variación en ninguno de sus elementos. Forman un conjunto homogéneo en el que, tal vez, destaque un poco la muestra 269 perteneciente al Macizo de Lalin, por ser la de mayor contenido en álcalis, sobre todo la más alta de K_2O .

Alineación Ginzo-Allariz-Chantada

En la Tabla X y Fig. 59 están representados los datos geoquímicos de la alineación. Como puede observarse, es un conjunto que está de moderado a altamente diferenciado, con ID desde 86 a 92 y valores K/Rb tendiendo a la baja (muchos de ellos < 100) sobre todo en las cuatro últimas muestras correspondientes a los tipos muy leucocráticos y moscovíticos. El conjunto de los análisis forman un **trend** continuo de variación lineal, con una dispersión en sus cuatro últimas muestras. La evolución conjunta tiende hacia términos con menor contenido en elementos básicos tales como MgO , Fe, CaO , Sr y, también algún elemento alcalino como el K_2O . Por el contrario se aprecia un ligero incremento en el Na_2O y P_2O_5 , reflejo de los tipos moscovíticos y muy leucocráticos del final del **trend**. El carácter peraluminico presenta bastante dispersión, con tendencia a aumentar al final, en los términos moscovíticos más diferenciados. La alcalinidad se incrementa progresivamente con el contenido en SiO_2 , para caer en las últimas cuatro muestras.

En el diagrama $\text{Rb}-\text{Ba}-\text{Sr}$ (Fig. 64) todas las muestras (excepto la 315) caen en el campo IV de los granitos altamente diferenciados, aunque algunas se salen un poco de los límites, debido a un ligero aumento en Sr. Se observa también que las muestras muy leucocráticas (fuertemente evolucionadas) se sitúan cerca del vértice del Rb.

En el diagrama $\text{Na}_2\text{O}-\text{K}_2\text{O}-\text{CaO}$ (Fig. 63b) se puede observar una tendencia preferentemente potásica, aunque algunas muestras se desvían ligeramente hacia el Na_2O .

La única muestra que existe de los granitos preferentemente biotíticos es la 251. Su carácter menos ácido se manifiesta en su mayor contenido en CaO (> 1) y Sr, con el valor más alto en An

TABLA X. (Cont.) ALINEACION GINZO-ALLARIZ-CHANTADA
Composición de elementos mayores (%en peso), elementos menores
(ppm) y norma C.I.P.W.

Hoja	264	188	226
<u>Muestra</u>	<u>187^d</u>	<u>71^c</u>	<u>204^c</u>
Si ₂ O	75.25	75.25	75.80
Al ₂ O ₃	14.51	14.36	14.39
Fe ₂ O ₃	.35	.55	.52
FeO	.59	.69	.44
MgO	.04	.28	.07
CaO	.43	.63	.48
Na ₂ O	3.27	3.33	2.91
K ₂ O	4.22	3.44	4.27
MnO	.03	.03	.03
TiO ₂	.22	.33	.23
P ₂ O ₅	.39	.30	.46
H ₂ O	.44	.47	.23
total	99.73	100.16	99.85
Li	480	136	199
Rb	683	981	410
Ba	162	289	35
Sr	17	40	23
Q	39.80	42.14	42.40
Or	24.94	20.33	25.23
Ab	27.67	28.18	24.62
An		1.17	
Hy	.59	1.02	.23
Mt	.51	.80	.75
Il	.42	.63	.44
Ap	.76	.70	.85
C	4.56	4.73	4.98
ID	92.41	90.65	92.26
IP	1.37	1.40	1.41
IA	.68	.63	.65
K ₂ O/Na ₂ O	1.29	1.03	1.47
K/Rb	51	29	86
Ba/Rb	.24	.29	.08
Ba/Sr	9.53	7.22	1.52
Rb/Sr	40.18	24.52	17.83

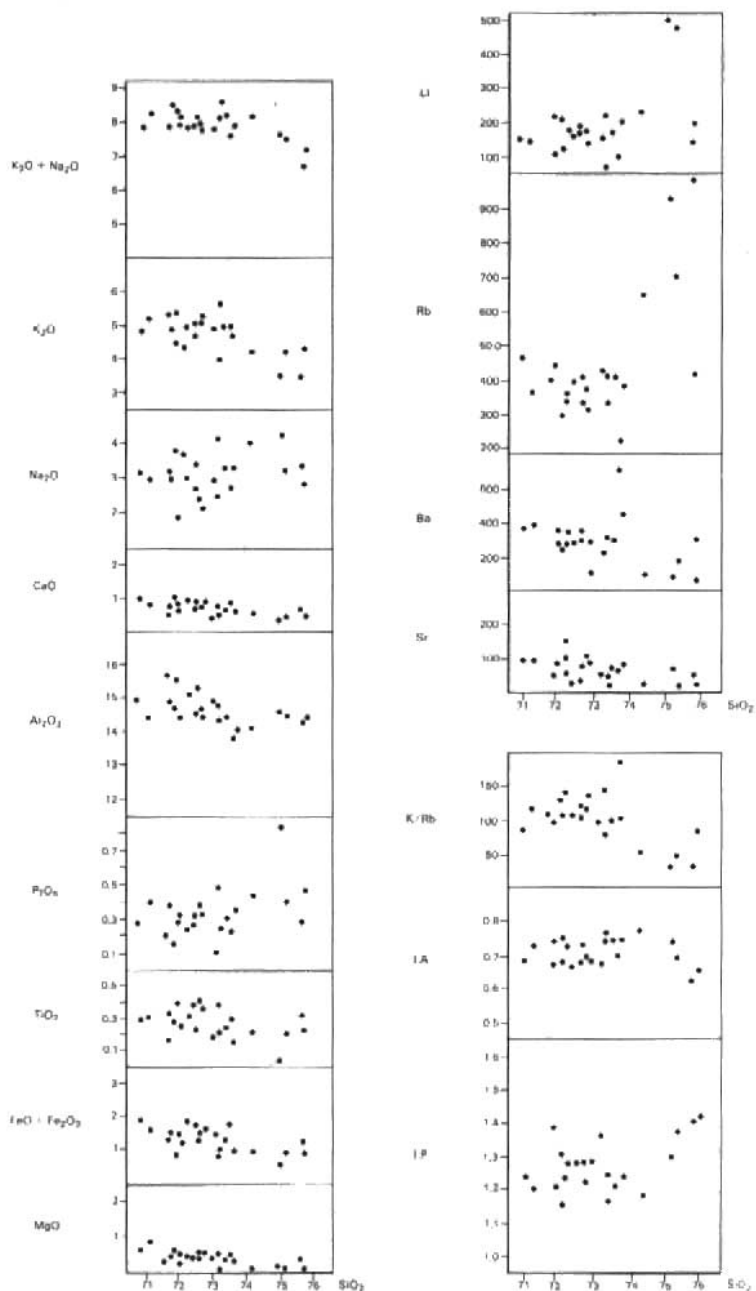


Fig. 59.- GRANITOS DE 2 MICAS - Alin, Ginzo-Allariz-Chantada.

normativa; es decir, es la que posee la plagioclasa más básica. Igualmente su carácter peraluminico es el más bajo del conjunto y, de alguna manera relacionado con ello, su contenido en Rb es también el menor de todos, dando relaciones Rb/Sr más bajas. También es baja la relación K_2O/Na_2O , si lo comparamos con los tipos graníticos moderadamente leucocráticos. Varias de estas características son similares a las que se presentan en este tipo de granitos dentro de la Alineación Orense-Carballino-Rodeiro, aunque la separación espacial entre ellos impide una correlación estrecha entre ambos.

Los granitos muy leucocráticos están representados por las muestras 247 (Macizo de Quintela de Leirado), 188 (zona del este de Ginzo de Limia), 71 (área de San Esteban) y 204 (área central de la alineación, al oeste de Maceda). Todos ellos son granitos muy diferenciados, sobre todo los dos últimos, con $ID > 88,5$ y relaciones $K/Rb < 100$, excepto la muestra 247 que resulta estar un poco menos evolucionada que el resto.

Está muy marcado el carácter peraluminico con $IP > 1,24$ y corindón normativo alto.

Los contenidos en Li son menores que los de los granitos moscovíticos, mientras que los de Rb permanecen altos. Como es de esperar, los valores de Sr son bajos, dando relaciones Rb/Sr elevados.

La composición de la plagioclasa es bastante ácida, con términos de albita pura en dos muestras. También algunos de ellos tienen relaciones K_2O/Na_2O bajas, incluso menores de 1, semejantes a algunos de los leucogranitos moscovíticos.

Los leucogranitos moscovíticos están representados por las muestras 250 (área del vértice Auteiro) y 187 (zona del este de Ginzo de Limia).

Son rocas altamente diferenciadas con $ID > 92$ y relaciones K/Rb muy bajas, propias de magmas muy diferenciados. Concordantes con esa tendencia resultan coherentes los elevados contenidos en Li y Rb, que son de los más altos de todo el grupo de granitos peraluminicos.

La presencia de moscovita en cantidades apreciables se refleja en un fuerte carácter peraluminico, con altos contenidos en corindón normativo. La plagioclasa es prácticamente albita pura con ausencia total de An normativa. Destacable es la tendencia marcadamente sódica de la muestra 250 con relaciones $K_2O/Na_2O < 1$. Igualmente en esta muestra hay que señalar el alto contenido en P_2O_5 que puede ser un reflejo modal de la presencia de posibles minerales fosfatados indiferenciados del tipo eosforita-childrenita, como sucede en otros afloramientos de leucogranitos moscovíticos gallegos (p.e. al N. de Noya).

Los granitos moderadamente leucocráticos resultan bastante uniformes con variaciones ligeras en sus contenidos elementales. Se caracterizan por ser, en su mayoría, un poco menos diferenciados que los muy leucocráticos, agrupándose todos entre 70,9% y 74,25% en SiO_2 . Son claramente peraluminicos y sus relaciones K/Rb bajas, estando la mayoría por debajo de 120. Los contenidos en Li y Rb tienden a ser altos, mientras que el Sr permanece bastante bajo. La plagioclasa es muy ácida, con bajos contenidos en An normativa.

Del conjunto, sobresale la muestra 315, por ser un poco menos evolucionada, como se pone de manifiesto en su bajo contenido en Li y Rb, alto en Ba, y una relación K/Rb elevada. Esta roca corresponde a un stock con biotita > moscovita situado en la zona de los granitoides inhomogéneos de Celanova-Bande, y tal vez, esta ligada con ellos. Dentro del diagrama Rb-Ba-Sr (Fig. 64b) es la única muestra que cae en el campo de los granitos poco diferenciados.

Alineación Meda-Cabeza de Manzaneda

En la Tabla XI y Fig. 60 se encuentran los datos geoquímicos de la alineación. Todas las muestras corresponden al tipo de granitos moderadamente leucocráticos.

Como puede apreciarse en la Fig. 60, estos granitos forman un conjunto bastante continuo y homogéneo, entre el 69,6% y 75,7% en SiO_2 , con muy poca dispersión. Sólo las muestras 59 (Macizo de Castro Caldelas) y 53 se apartan ligeramente del conjunto, por su tendencia menos diferenciada. Se aprecia claramente una disminución en los valores de los elementos básicos (MgO , $\text{Fe}(\text{total})$), TiO_2 y CaO) y del Al_2O_3 , además del K_2O . El único elemento que aumenta ligeramente con la sílice es el Na_2O . Por su parte, los elementos menores tienen un comportamiento similar al de los mayores, pues Ba, Sr disminuyen, mientras que Li y Rb tienden a aumentar ligeramente.

El ID aumenta progresivamente con el contenido en SiO_2 , mientras que la relación K/Rb disminuye, pero sin llegar prácticamente nunca a valores < 100 .

Todo el conjunto es claramente peraluminico, con $\text{IP} > 1,16$ y abundante corindón normativo. El índice de alcalinidad tiende a incrementarse netamente con el contenido en SiO_2 . La relación $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ es siempre mayor de 1, con contenidos altos en K_2O .

En el diagrama Rb-Ba-Sr (Fig. 64a) puede observarse que estas rocas forman un todo continuo desde el campo III al IV (granitos fuertemente diferenciados). En el diagrama $\text{Na}_2\text{O}-\text{K}_2\text{O}-\text{CaO}$ (Fig. 63a) queda marcada la tendencia moderadamente potásica de la alineación, aunque un poco en el límite de la sódica.

3.3.2. Granitoides postcinemáticos

Este grupo lo constituyen aquellos macizos graníticos que no presentan deformación apreciable y que cortan neta y discordantemente cualquier tipo de estructuras atribuibles a las fases hercínicas. Se han individualizado cinco macizos, y un conjunto de pequeños **stocks** de pórfidos granodioríticos que se concentran entre Ribadavia-Orense-Celanova intruyendo exclusivamente sobre los materiales de la Cubeta de La Seara.

Los cinco macizos distinguidos son:

- Macizo de Porriño
- Macizo de Ribadavia
- Macizo de Orense
- Macizo de Crespos
- Macizo de Lovios

Forman cuerpos intrusivos con contactos netos y carácter circunscrito, salvo el caso de los macizos de Porriño y Lovios que son partes de unidades postcinemáticas más amplias de extensión batolítica, las cuales se prolongan hacia el sur dentro de Portugal.

Mayoritariamente las rocas de este grupo están compuestas por granitos-granodioritas biotíticas, con algunas facies anfibólicas en Porriño y Crespos, y una facies de granitos moscovíticos peraluminicos en Lovios, que es el único caso en Galicia de granitos postcinemáticos con esta tendencia geoquímica. En los demás macizos, menos en Porriño, cristaliza también moscovita en parte de los tipos biotíticos, aunque siempre en cantidades accesorias y con carácter tardimagmático, restringida a áreas concretas y/o facies leucocráticas minoritarias

TABLA XII. GRANITOIDE INHOMOGENEO DE SALVATIERRA-LA CAÑIZA*

Composición de elementos mayores (%en peso), elementos menores (ppm) en norma C.I.P.W.

Hoja	262	224	224	224	224	224	224	224	224
Muestra	171	337	278	555	513	231	507	474	361
SiO ₂	70.46	71.91	72.37	72.53	72.57	72.80	72.92	73.76	73.96
Al ₂ O ₃	15.89	15.24	13.90	14.79	13.99	15.05	14.12	13.45	14.29
Fe ₂ O ₃	3.19	2.68	2.16	2.35	2.29	2.09	1.98	1.91	1.98
MgO	1.04	.63	.43	.52	.52	.46	.36	.37	.40
CaO	.62	.41	.45	.47	.36	.30	.31	.45	.42
Na ₂ O	2.36	2.70	2.70	3.06	2.13	3.04	2.23	2.86	3.04
K ₂ O	4.40	3.78	5.10	4.17	5.43	4.86	5.47	4.76	4.74
MnO	.04	.02	.27	.01	.02	.03	.02	.01	.01
TiO ₂	.31	.33	.18	.23	.27	.26	.27	.13	.25
P ₂ O ₅	.20	.11	.11	.12	.07	.12	.11	.18	.05
H ₂ O	1.10	1.43	1.89	1.70	2.03	.88	1.68	1.66	.51
Total	99.61	99.48	99.60	99.95	99.73	99.89	99.50	99.54	99.68
Q	37.58	40.23	35.85	37.33	38.05	35.52	38.12	37.90	36.78
Or	26.00	22.34	30.14	24.64	32.09	28.72	32.33	28.13	28.01
Ab	19.97	22.85	22.85	1.55	18.02	25.72	18.87	24.20	25.72
An	1.77	1.32	1.51	1.29	1.33	.71	.82	1.06	1.76
Hy	2.59	1.57	1.07	2.35	1.29	1.15	.90	.92	1.00
He	3.19	2.68	1.91		2.29	2.09	1.98	1.91	1.98
Mt			.36						
Il	.09	.04	.34	.02	.04	.06	.04	.02	.02
Ru	.26	.31		.22	.25	.23	.25	.12	.24
Ap	.46	.25	.25	.28	.16	.28	.25	.42	.12
C	6.60	6.22	3.38	4.68	4.12	4.53	4.23	3.21	3.51
ID	83.55	85.42	88.84	87.86	88.16	89.97	89.32	90.23	90.52
IP	1.64	1.66	1.30	1.43	1.41	1.41	1.41	1.27	1.32
IA	.54	.55	.71	.64	.66	.67	.67	.72	.70

* Análisis procedentes del Plan MAGNA, + Fe total.

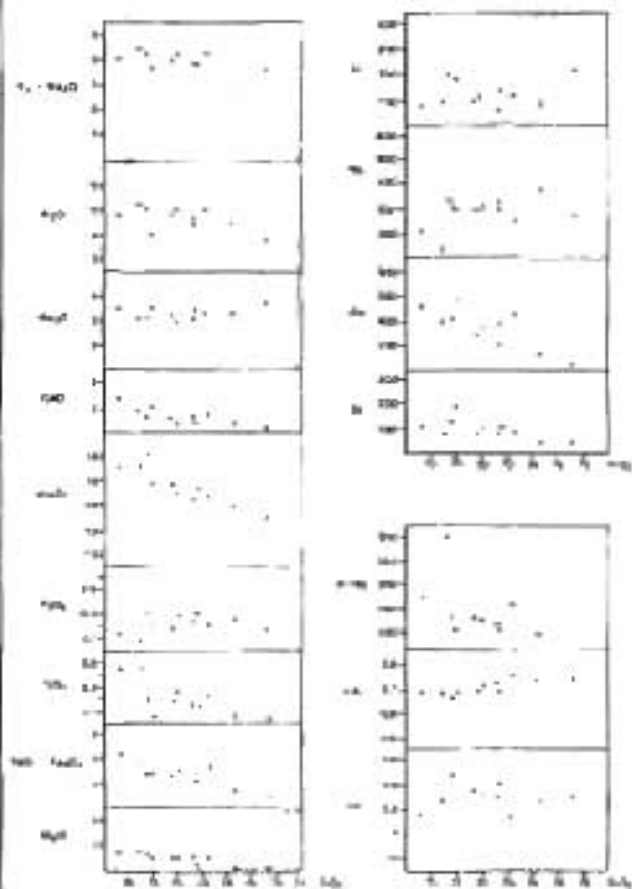


Fig. 60 - GRANITOS DE 2 MICAS - Añil de Neda-Cabeza de Manzaneda

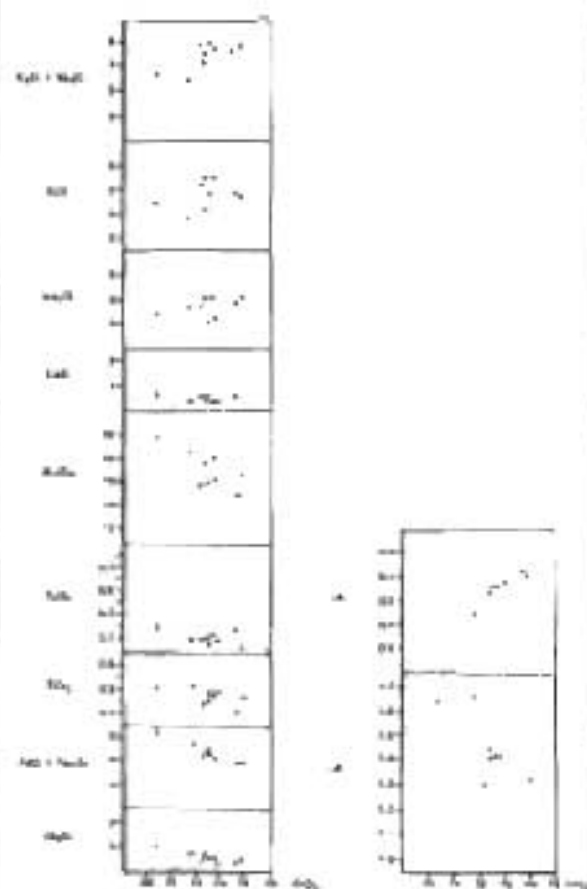


Fig. 61 - GRANITOÍDES INHOMÓGENEOS de Salvatierra-La Cañiza.

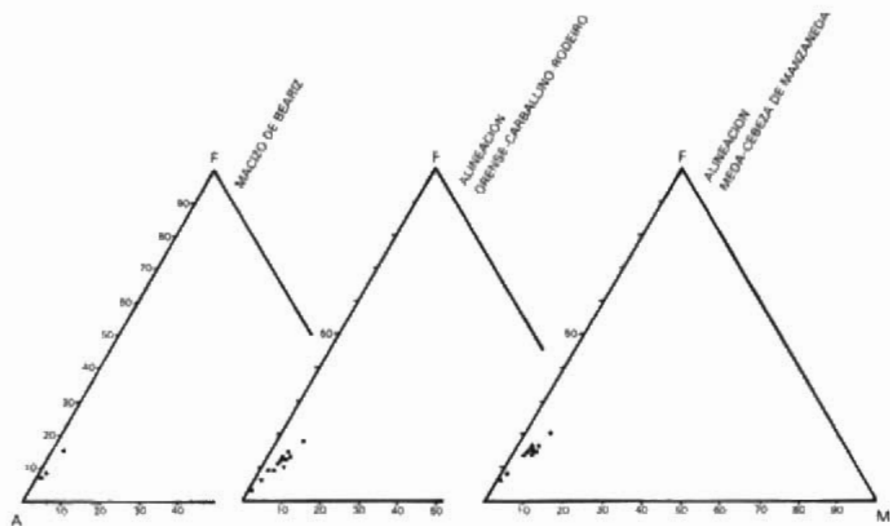


Fig. 62a.- Diagramas AFM de los granitos de 2 micas

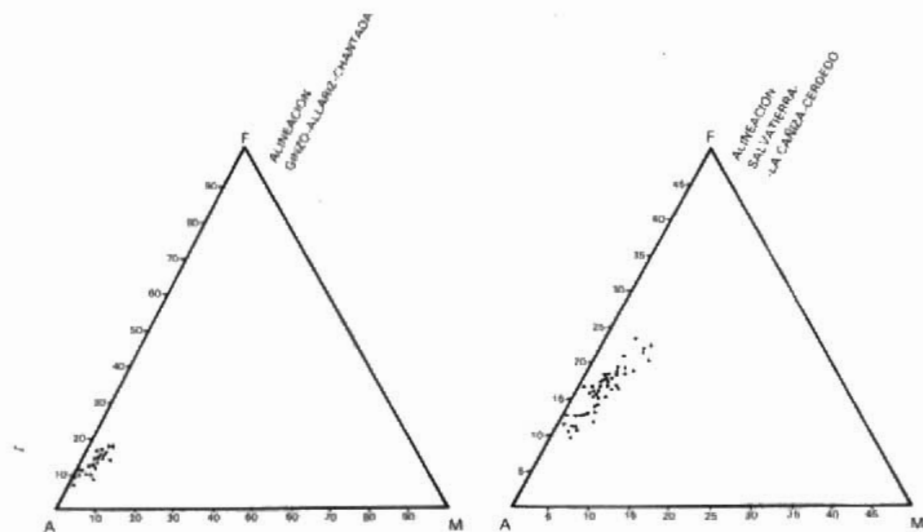


Fig. 62b.- Diagramas AFM de los granitos de 2 micas.

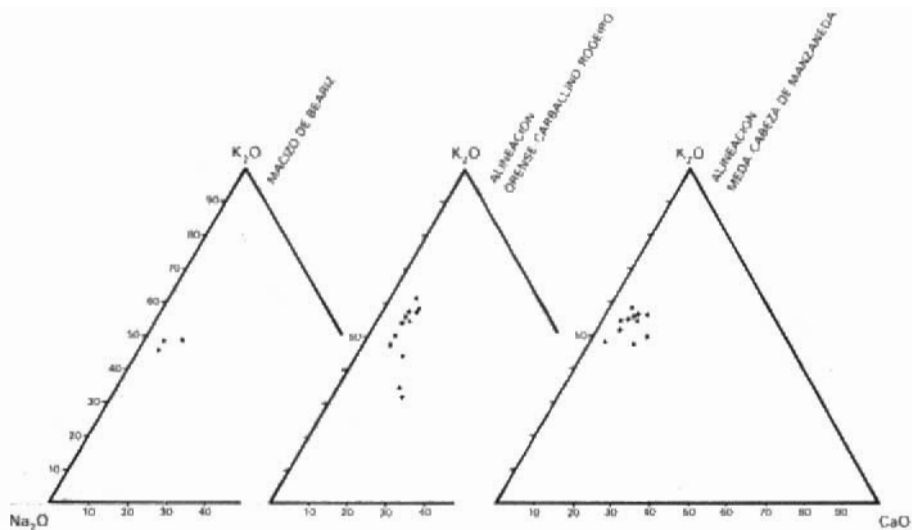


Fig. 63a.- Diagramas Na_2O - K_2O - CaO de los granitos de 2 micas.

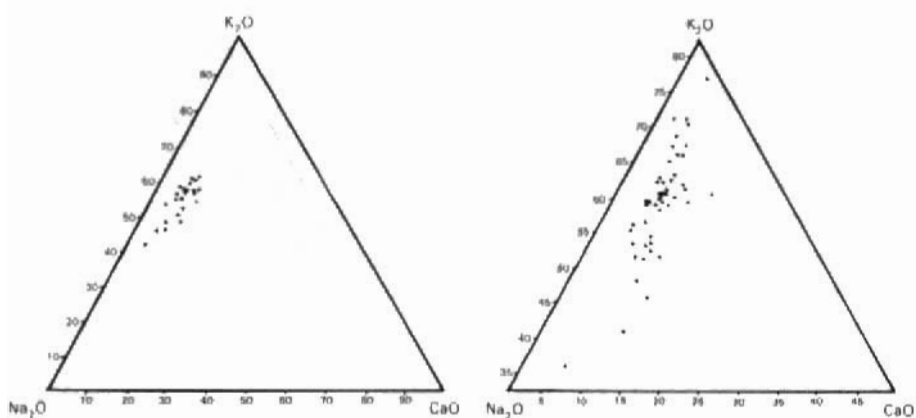


Fig. 63b.- Diagramas Na_2O - K_2O - CaO de los granitos de 2 micas.

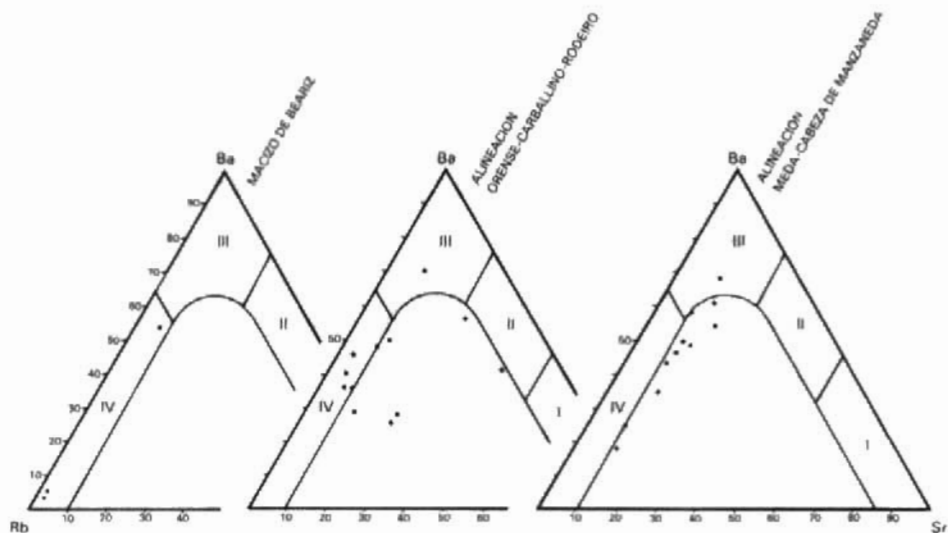


Fig. 64a.- Diagramas Rb-Ba-Sr de los granitos de 2 micas.

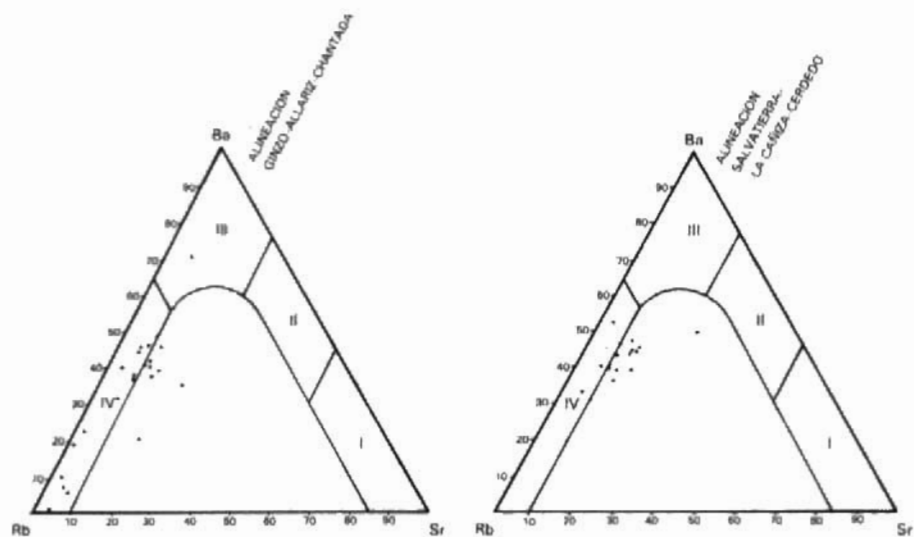


Fig. 64b.- Diagramas Rb-Ba-Sr de los granitos de 2 micas.

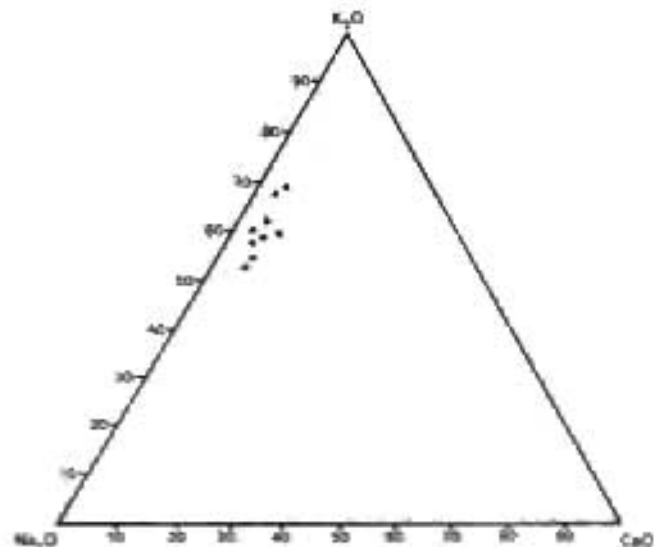
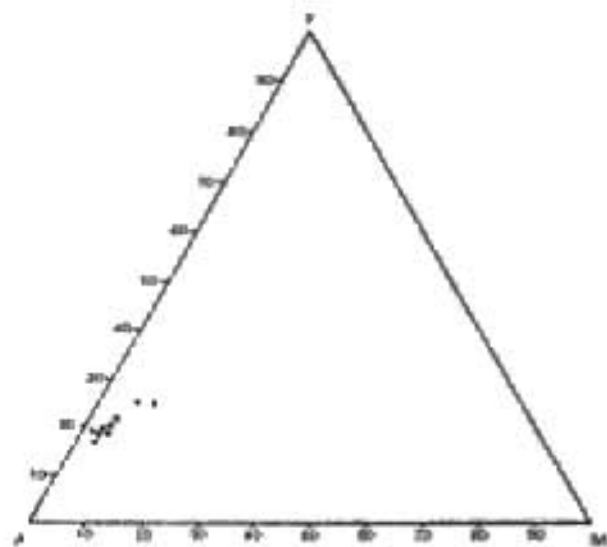


Fig. 65. Diagramas AFM y $\text{Na}_2\text{O}-\text{K}_2\text{O}-\text{CaO}$ del granitoide inhomogéneo de La Cofiza-Salvatierra

sin representación cartográfica a esta escala. Rocas algo más básicas del tipo granodioritas-tonalitas mesocráticas (ricas en ferromagnesianos y con características de primeros cristalizados) sólo aparecen en el Macizo de Porriño. En el resto, hay poca variación petrológica, y lo único que se advierte es una corta evolución magmática, siempre dentro de términos graníticos bastante diferenciados.

Por regla general, estos granitoides postcinemáticos forman macizos compuestos, con facies petrológica y texturalmente diversas, las cuales tienden a distribuirse según una geometría más o menos zonada. Así hay que destacar las zonaciones de los Macizos de Orense, Lovios y, de manera más débil, Ribadavia.

Las texturas más sobresalientes son las que corresponden a las facies porfídicas con megacristales rosados, de hasta 10 cm. de largo, aflorantes en los Macizos de Porriño y Crespos, y cuya continuación hacia el SO. podrían ser los granitos de grano grueso con megacristales (algo menos rosados) del Macizo de Lovios. Por su parte, los Macizos de Orense y Ribadavia parecen constituir un todo continuo, a la vista de la evolución geoquímica y petrológica que presenta.

3.3.2.1. *Pórfidos granodioríticos*

Dentro del triángulo formado por los macizos postcinemáticos de Ribadavia, Orense y Crespos, y cortando todos los materiales de la Cubeta de La Seara ($X=581.500$, $Y=4.678.200$) afloran gran cantidad de pequeños **stocks** de pórfidos granodioríticos que, muy probablemente, van asociados con las últimas manifestaciones exobatólicas de estos macizos. Se extienden aleatoriamente por toda la Hoja Geológica de Ribadavia (225) y norte de la de Celanova (263), intruyendo casi siempre en los metasedimentos y, ocasionalmente, en los granitos de dos micas sincinemáticas del área. Son afloramientos subredondeados, con extensiones inferiores a 1 Km², excepto los dos grandes cuerpos de Sande ($X=575.400$, $Y=4.676.600$) y Toen ($X=586.300$, $Y=4.685.800$) cuyas dimensiones aproximadas son de 2 x 3 Km. y 4 x 1 Km., respectivamente.

Se han realizado algunas modificaciones cartográficas en muchos de estos **stocks**, tanto en forma como en localización, respecto a los que figuran en las hojas MAGNA anteriormente mencionadas.

La característica petrológica más peculiar que los define es su textura microporfídica con matriz microcristalina, y la abundancia de enclaves angulosos de rocas encajantes, sobre todo metasedimentos, que provocan una abundante y extensa contaminación del magma. El aspecto general que presentan es, por tanto, el de una roca de tendencia pseudobrechoide emplazada en niveles corticales altos enfriados (¿subvolcánicos?) de condiciones frágiles. Tiene cierto parecido con las facies marginales brechoides que afloran a lo largo del contacto occidental del Macizo de Ribadavia. Esta similitud estructural y textural, junto a la proximidad espacial de afloramientos, cierta semejanza composicional y carácter postcinemático son algunas de las características que apuntan hacia una relación estrecha tanto genética como temporal, entre las facies de pórfidos y los granitos postcinemáticos de la región.

La facies principal tiene una textura porfídica con fenocristales idiomorfos de feldespato potásico y plagioclasa, de tamaños inferiores a 2 cm., dentro de una matriz microcristalina oscura biotítica-anfibólica. También se observan microfenocristales de cuarzos globosos de 0,5 cm., propios de todos los pórfidos ácidos. En alguna ocasión se han visto granates

milimétricos que, petrográficamente son casi siempre reaccionales, y sugieren un origen heredado a partir de los esquistos encajantes que han quedado englobados por la intrusión de los pórfidos. Es una situación muy parecida a la de los granates observado en la facies del borde norte del Macizo de Orense, y en el Macizo de Ribadavia; de ahí que se asocien todos juntos, como un fenómeno magmático único.

Son muy frecuentes los microagregados de ferromagnesianos (biotita y anfíbol principalmente) con claros procesos reaccionales, y los enclaves angulosos de esquistos, cuarcitas y, en menor cantidad, granitos de dos micas, con tamaños que oscilan entre 3 y 20 cm.. Resulta evidente, por tanto, que existe un proceso de contaminación-asimilación por parte del magma granítico sobre la roca de caja, sea cual sea su naturaleza.

En el **stock** de Sande, la facies de pórfido s.s. queda restringida a los bordes, donde los fenocristales feldespáticos tienen una textura seriada desde 0,5 a 1,5 cm. en una matriz microcristalina con un claro aspecto de facies enfriada marginal. Hacia el centro del **stock** se pasa gradualmente a una facies más granuda de granito porfídico de grano medio, que cada vez tiene más parecido con cualquiera de las facies masivas típicas de los granitos postcine-máticos. La única diferencia es la presencia aún de frecuentes enclaves metasedimentarios del encajante, en los que se encuentran, a veces, venas de cuarzo con andalucita como las que existen en los esquistos de Paraño, lo que hace suponer que los niveles metasedimentarios atravesados pertenecen a esta unidad. Una situación análoga se presenta también en las facies del borde oeste del Macizo de Ribadavia, con lo que la similitud entre una y otra roca, como ya hemos expuesto anteriormente, puede ser muy estrecha.

El **stock** de Toen es una facies de micropórfido algo más ácida, pero equivalente, a grandes rasgos, a la general descrita anteriormente. No tiene variaciones hacia facies más granudas como ocurre en el **stock** de Sande. Los fenocristales son de feldespatos y cuarzos globosos, en una mesostasis de grano fino. Hay abundantes microagregados biotíticos (con muy poco anfíbol), y enclaves angulosos metasedimentarios de 2 a 4 cm. que pertenecen a los materiales de la Cubeta de La Seara. Tiene contactos netos con la facies granuda del Macizo de Orense, sin ningún tipo de gradualidad, por lo que podría considerarse como un cuerpo intrusivo sobre él, y no como una facies marginal tal y como se indica en la Hoja geológica de Ribadavia (225). En la prolongación NO., esta facies, o una muy similar, se presenta ocasionalmente en forma de diques, siguiendo el contacto entre el granito de Orense y los metasedimentos, corroborando tal vez el carácter de intrusión póstuma de este **stock**. Se requeriría un estudio más detallado para determinar exactamente la cronología relativa entre ambas formaciones.

Petrografía

Composicionalmente son granitos y granodioritas biotítico anfibólicos muy semejantes, salvo el aspecto textural, a las facies graníticas más básicas de los Macizos de Crespos y Porriño. Hay ciertas diferencias entre los dos **stocks** más grandes, ya que el de Sande es más básico (frecuente anfíbol y más plagioclasa en fenocristales), mientras que el de Toen es más ácido (pocos fenocristales de plagioclasa, y menos ferromagnesianos).

Los frecuentes fragmentos angulosos de metasedimentos que se ven en el campo, tienen una prolongación incluso a nivel petrográfico en varios de los microagregados micáceos principalmente biotíticos que aparecen. Se trata de enclaves milimétricos muy ricos en biotita y con bordes de reacción también biotíticos, que llevan cantidades accesorias de

otros minerales como cordierita, espinela verde y plagioclasa, que indican una clara procedencia restítica a partir de metasedimentos. En otras ocasiones, se ven también pequeños restos de microcuarcitas aún sin digerir.

De manera global, estas rocas están compuestas por cuarzos, microclina, plagioclasa y biotita, como minerales principales. Los tres primeros son los que actúan siempre como fenocristales en proporciones variables. La mesostasis es cuarzo feldespática con abundante biotita, generalmente de grano fino dispersa, y con frecuentes microagregados de ferro-magnesianos. Como minerales accesorios aparecen apatito, circón, granate, opacos, allanita y turmalina. Los fenómenos de alteración provocan cloritizaciones de las biotitas y sericitizaciones en plagioclasa, formándose clorita, epidota, moscovita y carbonatos, como minerales secundarios. El conjunto configura como típica textura inequigranular microporfídica con matriz de grano fino muy heterogénea debido a la mezcla con los metasedimentos. También son habituales las texturas micrográficas entre cuarzo y feldespato potásico.

Algunas de las propiedades más relevantes de los minerales son: Los fenocristales de cuarzo son idiomorfos o subredondeados, con algunos golfos de corrosión. La microclina es bastante idiomorfa y, en varias ocasiones, poco perfitica. No suele llevar casi ninguna inclusión. Los fenocristales de plagioclasa son prismas idiomorfos no muy frescos, pues están de ligera a moderadamente sericitizados y, localmente, afectados por una fuerte saussuritización con epidota, clorita y feldespatización potásica. Tienen macla polisintética y, a veces, ligera zonación continua normal. La composición es principalmente de oligoclasa y, en algunos núcleos, andesina. La biotita está en abundantes cristallitos de incipiente crecimiento, y, sólo ocasionalmente, en placas algo mayores. Sus tonos son marrones claros a oscuros, casi negros, semejantes a la del resto de los macizos postcinemáticos. A veces tiene un color verdoso oscuro. Con mucha frecuencia se dispone como bordes de reacción sobre los restos de microenclaves, mezclándose con las biotitas propias de ellos. Parcialmente se altera a clorita muy oscura y otros productos marronáceos indiferenciados. El anfíbol es verdoso oscuro tipo hornblenda y también casi incoloro. Suele encontrarse relacionado a los microagregados micaceos, con recrecimientos de biotita encima de él que enmascaran sus formas originales. A pesar de ello, se pueden ver prismas cortos y, a veces, cristales aciculares en el entorno de los microagregados. El granate es muy escaso, y se presenta en cristales pequeños subredondeados, no siempre completos, pues hay fragmentos subangulosos dispersos. Varias veces tiene una estrecha e incipiente aureola de reacción biotítica, que los hace equivalentes a los que aparecen en la parte norte de los Macizos de Ribadavia y Orense, de muy probable origen xenocristalino. El apatito y circón cambian un poco su manera de cristalizar respecto a las facies granudas de los granitos. El apatito tiende a crecer como prismas aciculares dispersos por la roca, mientras que el circón está en cristales idiomorfos-subidiomorfos, también generalmente fuera de la biotita. La allanita y los opacos son bastante escasos. El primero está en cristales muy pequeños, algunos fragmentados y con reborde secundario de epidotas.

3.3.2.2. *Macizo de Porriño*

Se encuentra situado dentro de las hojas 1:50.000 del Plan MAGNA de Puenteáreas (224) y Salvatierra de Miño (262), constituyendo un afloramiento parcial del gran batolito postcinemático Morais-Porriño ($X=531.300$, $Y=4.668.000$) que se extiende hacia el oeste (Hojas de Vigo (223) y Tuy (261)) y hacia Portugal.

No hay estudios petrológicos previos sobre este macizo, salvo la pequeña referencia que se hace en CORRETGE (1981), y los datos de las memorias de las hojas geológicas correspondientes. En el primer caso, simplemente se hace una recopilación de la información de las hojas MAGNA, señalando el ligero carácter zonado del macizo que, realmente, no es tan acusado como se indica.

La parte aflorante tiene una dimensión mayor de 15 Km. en sentido N-S y forma semicircular, con un apófisis alargado en dirección E-O hacia la mitad de contacto oriental, sin pruebas cartográficas claras de que esté unido al macizo principal tal y como lo señalan en la Hoja de Salvatierra de Miño (262). La zona intermedia entre los dos está muy alterada y sin casi afloramientos. Solamente son visibles rocas metasedimentarias con algunas inyecciones graníticas, que sugieren la existencia de una banda estrecha compuesta por rocas metamórficas.

La masa principal del macizo intruye con contactos netos y discordantes sobre los metasedimentos pre-silúricos y los granitos de dos micas, provocando sobre ambos un metamorfismo de contacto intenso y la interrupción de las estructuras regionales. Su emplazamiento se realiza dentro de la zona de la sillimanita.

El macizo presenta una alteración bastante acusada, ocupando topográficamente las partes bajas de la región.

Está compuesto por dos facies principales que, de más moderna a más antigua son:

- Facies porfídica de grano grueso con megacristales rosados.
- Facies mesocrática de grano fino-medio con fenocristales dispersos.

La primera de ellas es, con mucho, la más abundante y constituye la masa principal del macizo. Tiene una textura porfídica de megacristales rosados de feldespato idiomorfo (en su mayoría feldespato potásico), con frecuente microzonado y, a veces, aureolas plagioclásicas del tipo **rapakiwi**. La mesostasis es de grano grueso con megacuarzos de tamaño medio 4-7 mm. que pueden llegar hasta 1,5 cm..

La densidad media de megacristales está entre el 30-50% del volumen, siendo los valores más bajos los que se presentan en las partes marginales del macizo. El tamaño medio está entre 2,5-3,5 cm. para su dimensión más larga, y 2-2,5 x 1 cm. para los anchos, aunque se encuentran valores más pequeños hacia los bordes del plutón. Esto indica, junto a la menor densidad y tamaño de grano de la mesostasis en esa misma zona, un ligero intento de aparición de facies de borde aunque sin constituir claramente una verdadera facies enfriada. Solamente hacia el contacto NE. (cerca de Guillade (X=546.500, Y=4.668.600)) aflora una facies porfídica de tipo **porfido**, con megacristales feldespáticos seriados de tamaños menores que la media, y fenocristales de cuarzo de 1 cm., todos dentro de una matriz de grano fino-medio con aspecto de auténtica facies enfriada. También en el contacto SE. (al N. de Las Nieves (X=548.500, Y=4.660.000)) hay una facies de borde porfídica en contacto con megaenclaves de metasedimentos. Los megacristales (con una densidad del 40-50%) tienen un marcado flujo subvertical que se orienta paralelo al contacto, y sus tamaños son muy alargados (de hasta 8 cm.). La mesostasis es de grano medio con biotita dominante y moscovita incipiente.

En la estructura global de la roca, se observan ligeras heterogeneidades composicionales que dan lugar a bandeados de flujo magmático del tipo **schlieren** o del tipo **pasillos** feldespáticos. Ambos son planares y con posiciones subverticales., indicativos de flujos ascendentes

durante el emplazamiento del macizo. En algunos de los **pasillos** feldespáticos, aparecen concentraciones de enclaves microgranulares pequeños dispuestos a modo de **swarm**.

Dentro de esta facies porfídica principal se han encontrado, muy localmente, unas facies de grano medio más diferenciadas, con megacrístales feldespáticos en menor cantidad (\approx 20-30%) y algún megacuarzo. Suelen formar bandas estrechas cortantes sobre la facies común, y llevan asociados venas de aplitoides y pegmatoides bastante secos con cuarzo, feldespato, granate.

Los enclaves existentes en la facies principal son todos microgranulares oscuros ricos en biotita, con formas redondeadas y tamaños generalmente pequeños <10 cm.. Algunos de mayor tamaño suelen estar alcalinizados y con bordes difusos por efecto de la hibridación con el granito encajante.

Las facies mesocráticas de grano medio tienen un aspecto de variación más amplio que la facies principal. Afloran en frecuentes megaenclaves subredondeados aislados, principalmente hacia el centro del macizo, dentro de la facies anterior y en el apófisis oriental del Pasqueixones (X=549.400, Y=4.668.300), Porteiro (X=550.600, Y=4.668.200) (Hoja de Salvatierra de Miño (262)). Por las relaciones que guardan con la facies porfídica de grano grueso, se deduce que son primeros diferenciados del macizo, con una composición más básica (rica en biotita y anfíbol) propia de los precursores básicos, aunque en los afloramientos mayores (entre 100 y 300 m. de longitud) las relaciones entre ambos son confusas, ya que hay texturas que parecen significar enfriamientos y consolidaciones simultáneas. En varios casos hay efectos de alcalinización sobre ellos. La textura general de esta facies con megacrístales dispersos es variable, tanto en la densidad en megacrístales como en el tamaño de grano de la mesostasis. En el primer caso, los megacrístales van desde 5-20% en los megaenclaves, hasta 20-30% en el apófisis de Pasqueixones, con un tamaño seriado (tamaño medio más frecuente de $2,5 \times 1,5 \times 1$ cm.). Dentro del apófisis de Pasqueixones, se presenta también facies algo más porfídicas y evolucionadas de grano medio con megacuarcos entre 5 y 10 mm. y sin ningún tipo de flujo, que parecen transicionales hacia la facies principal. Sobre ellas están intruyendo bandas muy porfídicas de grano grueso de facies equivalente a la principal, separadas de la encajante por **schlieren** biotíticos subverticales.

Esta facies mesocrática, precursora de la facies principal lleva, en varias ocasiones, enclaves microgranulares más básicos con algún fenocrystal disperso. Se deduce, por tanto, que dentro del macizo en su conjunto, existe una seriación amplia desde términos básicos-intermedios (tonalitas-granodioritas biotítico-anfibolitas) hasta granitos diferenciados.

El cortejo filoniano general del Macizo de Porriño es escaso. Está formado por esporádicas venas de pegmatita bastante seca, compuesta por cuarzo-feldespato \pm biotita. También hay más frecuentemente venas de cuarzo y aplitoides.

Petrología

Este macizo es el que tiene la composición más básica de todos los granitoides postcinemáticos que hay en la hoja, constatado por la presencia casi constante de anfíbol en sus muestras. Las dos facies principales tienen una mineralogía parecida, aunque la proporción de los minerales es diferente.

En el granito de megacrístales rosados los minerales principales son cuarzo, microclina, plagioclasa y biotita. De manera accesoria se encuentran anfíbol, apatito, circón, allanita, esfena y opacos, todos ellos con aparición bastante constante en las muestras. Los procesos

de cloritización de la biotita y saussuritización de la plagioclasa generan minerales secundarios del tipo clorita, sericita, moscovita, epidota y carbonatos.

Todos estos minerales se disponen según una textura inequigranular porfídica de grano grueso panalotriomorfa, en la que destacan fenocristales de microclina y menores de plagioclasa, en una mesostasis cuarzo-biotita. En algunas muestras de observan fenómenos de enfriamiento que dan origen a texturas de tipo pórfido al decrecer bastante el tamaño de grano de la mesostasis.

Las características más destacadas de los minerales son:

El cuarzo es alotriomorfo con bordes de grano exhibiendo una incipiente textura consertal. En las facies de tipo pórfido, se desarrolla una segunda generación de microcuarzos subredondeados dispersos por la roca, pero que tienen tendencia a disponerse alrededor de los fenocristales de microclina y plagioclasa. La microclina se encuentra en grandes prismas subidiomorfos, generalmente maclados en Calsbad, con cierto carácter poiquilítico, pues incluye cuarzos de alta temperatura, biotita y, sobre todo, plagioclasas pequeñas que se disponen zonalmente según los frentes de crecimiento del cristal. Presenta bastantes pertitas en venas y parches. La plagioclasa es subidiomorfa, con pocos bordes alotriomorfos de recrecimiento tardío. Esta maclada polisintéticamente y, en varios cristales tiene zonación continua y oscilante normal débil, con algún núcleo en parches. Su composición varía desde oligoclasa a andesina, y lleva pocas mirmequitas en sus bordes. Frecuentemente está sericitizada y saussuritizada, desarrollándose sobre ella cristallitos incipientes de epidota y moscovita. La biotita, como es habitual en muchos de estos granitos postcinemáticos, tiene pleocroismo marrón con tonos que van desde el marrón claro al oscuro, casi negro. Se presenta en placas idiomorfas-subidiomorfas aisladas o formando microagregados en los que son frecuentes la presencia de esfena y demás minerales accesorios. Incluye gran cantidad de apatito y circón que, en varias ocasiones, se disponen zonalmente, aunque sin llegar a la abundancia con que lo hacen en el Macizo de Crespos. En algunos bordes que se encuentran dentro de la microclina, se aprecian pequeños y estrechos desarrollos mirmequíticos. Se altera parcialmente a clorita, la cual puede removilizarse y rellenar microcavidades con cristales fasciculares de extinción fibroso-radiada. El anfíbol está en cantidad y tamaño variable, llegando a ser, en casos aislados, mineral principal. Tiene un color verdoso claro-oscuro del tipo hornblenda. Su tamaño va desde pequeños cristallitos dispersos a grandes prismas idiomorfos-subidiomorfos (algunas maclados polisintéticamente) de hasta 2 mm. Tiende a asociarse con los microagregados biotíticos y, con bastante frecuencia, parte de la biotita recrece sobre él. De los otros minerales accesorios, la allanita, apatito y circón, son los más frecuentes. La allanita aparece en pequeños cristales marrón-sepia bastante idiomorfos (se observan secciones basales romboidales típicas) que, en ocasiones, se encuentran fuertemente alterados concéntricamente a una masa amorfa anaranjada, o recrecidos por epidota. Está casi siempre asociado en uno o más cristales con la biotita, sobre la que provoca halos negruzcos metamícticos. Si se encuentra incluido en feldespatos produce una microfisuración radial en su entorno. El apatito aparece en prismas alargados pequeños que, junto al circón, se localizan casi exclusivamente dentro de la biotita. En las muestras más básicas (las que llevan anfíbol), el apatito puede estar también con hábitos aciculares disperso por la roca como lo está en los enclaves microgranulares tonalíticos. La esfena, aunque mineral accesorio, es bastante frecuente en el macizo. Su contenido aumenta en proporción directa con el de la hornblenda. Son cristales pequeños idiomorfos-subidiomorfos que, en casos aislados, pueden alcanzar tamaños de 2 mm. Cristalizan en relación directa con biotita y

anfíbol, o también en cristales dispersos. En ocasiones pueden sufrir oxidaciones negras a través de sus bordes y microfisuras. Los opacos son pequeños y subidiomorfos, y van asociados principalmente con los microagregados de ferromagnesianos. La moscovita es muy escasa. Va ligada a algunos cristales de clorita, o también sobre la plagioclasa cuando ésta sufre un proceso de saussuritización elevado. Unido a este último fenómeno se desarrollan impregnaciones de carbonato y feldespatización potásica.

En las facies con textura tipo pórfido la composición es la misma. Solamente hay que destacar los crecimientos gráficos que se producen entre el cuarzo y los feldespatos, y las aureolas **rapakiwi** sobre la microclina.

En los granitos mesocráticos de grano fino-medio la composición mineral es también idéntica a la de la facies porfídica rosada. Solamente cambian las proporciones de los minerales y las texturas. La plagioclasa y biotita se convierten en los minerales más abundantes, mientras que el cuarzo y la microclina disminuyen algo su cantidad. La textura puede ser equi e inequigranular. En el primer caso tiene tendencia diabásica de grano fino-medio. En el segundo, los feldespatos y el cuarzo son de mayor tamaño y actúan de fenocristales en una mesostasis de grano fino-medio. Algunos de ellos son poiquilíticos englobando al resto de los minerales. La plagioclasa está más zonada y es un poco más básica. La microclina es menos perítica y tiene cierto carácter poiquilítico tardío. La biotita sigue siendo marrón. Por su parte el anfíbol aumenta en contenido, pasando a ser en varias muestras un mineral principal. Es de tonos verdosos, tipo hornblenda, y se agrupa en microagregados ferromagnesianos junto a biotita y opacos primarios. De todos los minerales accesorios, apatito, circón, allanita, esfena y opacos, el único que cristaliza de manera diferente al de la facies porfídica es el apatito. Lo hace según prismas alargados y aciculares distribuidos homogéneamente por toda la roca. En resumen, la composición y texturas de esta facies mesocrática se aproxima bastante a la de los precursores básicos de los magmas calcoalcalinos y aquí constituye, claramente, los primeros cristalizados dentro del macizo. Posteriormente, y con facies transicionales, se pasa a los granitos de grano grueso con megacrístales rosados, los cuales diferencian al final pequeñas cantidades de granitos aplitoidés.

3.3.2.3. *Macizo de Ribadavia*

Está situado en la parte sur del Área Esquistosa de Galicia Central (AEGC), extendiéndose meridionalmente hacia el dominio migmatítico y del granitoide inhomogéneo de Celanova-Bande. Ocupa parte de las hojas geológicas de Puente Caldelas (186), Puenteareas (224), Orense (187) y Ribadavia (225) del Mapa Geológico Nacional, aflorando principalmente en las dos últimas. Toma su nombre del pueblo de Ribadavia (X=570.900, Y=4.682.200), a orillas del río Miño.

Es un plutón alargado N-S, con una longitud de 18 Km., y una anchura variable de 7 Km. en el área septentrional, 13 Km. en la parte central y 3 en la meridional. A lo largo de todo el borde noroccidental da un gran resalte morfológico (Sierra de Peña Corneira (X=567.900, Y=4.691.600)) con abundantes relieves de **penedos**. Dentro del macizo quedan aún megaenclaves kilométricos de metasedimentos del Dominio Esquistoso de Galicia-Tras-os-Montes, afectados por un intenso metamorfismo de contacto.

Intruye con contactos netos y discordantes sobre los metasedimentos del AEGC y del extremo oeste de la Cubeta de La Seara, y sobre los macizos de granitos sincinemáticos de dos micas del grupo anterior. A lo largo del contacto occidental, se presenta una brecha de

intrusión de muy poca potencia (10-20 m.), compuesta por fragmentos angulosos centimétricos de los esquistos encajantes, empastados por un granito de grano medio biotítico con incipiente textura micro porfídica típica de facies enfriada de borde. Es destacable que algunos de estos enclaves llevan grandes cristales de andalucita equivalente a los que existen en los esquistos encajantes, lo que demuestra una procedencia heredada clara a partir de ellos. En el extremo sur del plutón, el contacto no se hace por falla, tal y como se señala en la Hoja geológica de Ribadavia [225].

Las rocas graníticas de este macizo, se encuentran emplazadas en niveles de medio y alto grado metamórfico, dentro de las zonas de la sillimanita, estaurolita y granate, provocando un metamorfismo de contacto variable desde grado alto y medio, al bajo (esquistos mosqueados). Internamente es un macizo muy homogéneo con una sola facies principal, la cual presenta ciertas modificaciones texturales hacia los contactos, que dan origen a una facies de borde enfriada. En comparación con el Macizo de Orense, tiene un zonado mucho más difuso, aflora en un nivel de erosión más bajo, y su composición es ligeramente más básica pero en íntima continuidad con él como puede comprobarse en los diagramas geoquímicos. La facies principal y mayoritaria está compuesta por un granito biotítico inequigranular con una textura porfídica de grano medio y medio-grueso (según las áreas), sin ninguna estructura de deformación. Dentro de la mesostasis destacan, a veces, cristales de megacuarzos de hasta 1 cm.. Los fenocristales son muy frecuentes, con una densidad media entre el 30 y 40%, y tamaños medios más comunes de 2-3 cm. de longitud. En alguna zona puntual se han encontrado densidades mayores entre 40 y 60% en los que también la longitud media de los fenocristales tiende a aumentar ligeramente. Es decir, parece que existe una correlación positiva entre densidad y tamaño. Estos fenocristales definen una débil lineación magmática de dirección preferente entre N 130°E y N 180°E, con buzamiento subvertical al E.. También son habituales dentro del plutón, la presencia de **pasillos** de concentraciones feldespáticas verticales con más de 90% de fenocristales, orientados según la fábrica local de la roca. Otras heterogeneidades del granito vienen representadas por concentraciones alternantes de zonas difusas leucocráticas y melanocráticas (biotíticas) dispuestas verticalmente, indicadoras de los flujos viscosos ascendentes que se producen durante el emplazamiento.

La facies de borde nunca supera los 100 m. de potencia y no está presente en todos los contactos. Se distingue de la facies principal en la disminución del tamaño de grano (grano fino-medio) y de los megacristales (menores de 1 cm.). Igualmente, la disminución en la densidad de estos últimos es patente, con cantidades inferiores al 20% y, en algunos puntos, incluso están ausentes.

Los enclaves microgranulares son los más habituales dentro del plutón y su abundancia es mayor que en el Macizo de Orense, lo que prueba una vez más su carácter más básico y profundo. Se distribuyen uniformemente en su interior, tienen formas elipsoidales con tamaños entre 5 y 40 cm., y en casi todas las ocasiones observadas están alcalinizados. Los otros enclaves que aparecen corresponden a esquistos más o menos corneanizados (posibles representantes de la roca encajante) de 4 a 7 cm.. Tienen formas aplanadas, y se orientan según la fábrica interna del granito. También se presentan aquí, como se describe en el Macizo de Orense, microenclaves centimétricos de esquistos con pequeños granates, que están siendo **digeridos** por el magma granítico a través de un proceso de asimilación. Este fenómeno se hace patente, sobre todo, en la banda granítica que intruye y corta a los dos grandes megaenclaves situados al norte del Embalse de Castrelo de Miño (X=573.100, Y=4.682.700). Allí, puede verse toda una seriación de tamaños de enclaves esquistosos que

conforme son más pequeños, tienen más granates y son totalmente asimilados por el magma, quedando el granate incorporado al granito como mineral **resister** con una aureola reaccional visible petrográficamente.

Las manifestaciones filonianas del Macizo de Ribadavia no son excesivas. Hay diques y venas de cuarzo (con potencias desde pocos centímetros hasta 50 cm.) subverticales, orientados en varias direcciones. También hay frecuentes bolsadas miarolíticas centimétricas de cuarzo, feldespato y turmalina en el centro. De forma accesoria tienen moscovita. Menos habitual son las pegmatitas filonianas que, igual que las anteriores, son generalmente secas. Por último hay que citar la presencia de algunas aplitas con moscovita.

Petrografía

El Macizo de Ribadavia es un granito más evolucionado que el de Porriño y algo menos que el de Orense. Se diferencia del primero en la ausencia de anfíbol, esfena primaria y menor contenido en allanita, lo que hace que sea más ácido. A ello contribuye también la mayor cristalización de moscovita, aunque sin llegar a constituir una facies de dos micas propiamente dicha, como la que existe en el Macizo de Lovios.

La composición mineralógica es idéntica para todas las zonas y facies del macizo. Lo único que varía son las texturas. Como minerales principales están el cuarzo, microclina, plagioclasa y biotita. Como accesorios aparecen moscovita, apatito, circón, allanita, granate, turmalina, fluorita y opacos. Todos los minerales secundarios, clorita, esfena, epidota, opacos y carbonatos, son productos de las cloritizaciones de biotita y saussuritización de la plagioclasa.

Las texturas que configuran estos minerales son siempre inequigranulares porfidicas de grano grueso panalotriomorfas con microclina, y, a veces, plagioclasa destacando como fenocristales. Sólo hacia las partes externas del plutón la textura transita gradualmente a equigranular de grano medio-grueso, o con aparición de algunas texturas de grano fino enfriadas de borde, o correspondientes a los micropórfidos del centro del macizo. En estos micropórfidos sobresalen fenocristales de cuarzo y feldespatos bastante idiomorfos, y una segunda generación de microcuarzos que se dispone alrededor de los feldespatos formando una aureola.

Las características más destacadas de los minerales son:

El cuarzo es de gran tamaño y hábitos alotriomorfos, menos cuando se encuentra incluido en microclina, donde adopta hábitos idiomorfos propios de los cuarzos de alta temperatura. La microclina es el mineral de mayor tamaño y más abundante. Son prismas idiomorfos-subidiomorfos muy pertíticos, con pertitas en venas y parches, que llevan incluidos cristales pequeños de plagioclasa dispuesta zonalmente según las caras de crecimiento, y, en mucha menor cantidad, de cuarzo y biotita. También es visible un microzonado interno de crecimiento. La plagioclasa está en prismas idiomorfos-subidiomorfos con bordes bastante netos y pocos recrecimientos alotriomorfos de albita. Las partes más externas presentan en varias ocasiones inversión de macla y ligero desarrollo de mirmequitas. Está maclada polisintéticamente, con frecuente zonado continuo normal y, más restringidamente, zonación oscilatoria con núcleos de zonado en parches. Su composición es de oligoclasa y andesina ácida. Las partes más interiores son las que sufren más sericitización y saussuritización (acompañada de feldespatización potásica) con crecimientos de placas moscovíticas. La biotita está en placas individuales o formando microagregados junto a opacos, apatitos y circones. En algunos

cristales encerrados en la microclina, se desarrolla un delgado borde simplectítico. Las inclusiones de apatito y circón, que son tan frecuentes, pueden disponerse zonalmente, aunque en menor cuantía que lo hacen en el Macizo de Porriño y, sobre todo, Crespos. Presenta dos colores diferentes, uno marrón, de tonos claros y oscuros (como los del Macizo de Porriño y Crespos) que tiende a aparecer hacia las partes externas del plutón, y otro de tonos marrones rojizos que aflora principalmente hacia el centro. Esta característica composicional de la biotita marca, por tanto, una zonación difusa del macizo que ya se evidencia en el campo por las variaciones texturales del granito.

De todos los minerales accesorios, el granate es el único que plantea dudas en cuanto a su significado, pues el resto aparecen como casi siempre lo hacen en los granitos. Así, el apatito y circón están incluidos en biotita la mayoría de las veces, aunque el circón también puede estar como cristales medianos con zonación evidente. La allanita se presenta pocas veces, y tiene hábitos idiomorfos con microzonaciones. La fluorita, muy escasa, se presenta en cristales violáceos pequeños junto a las cloritas. La moscovita está presente en muchas de las muestras, principalmente hacia las zonas internas del macizo. Se nuclea sobre microclina y, en placas menores, sobre los núcleos saussuritizados de la plagioclasa. Es de un claro origen tardimagmático. La turmalina no está generalizada a todo el plutón. Siempre crece con carácter intersticial incluyendo a cuarzos, feldespatos y micas. Suele tener un gran desarrollo en prismas de tonos marrones-azul oscuros y puede ir asociado con los fenómenos tardíos de microcuarzos. El carbonato está como impregnaciones sobre las plagioclasas.

La presencia del granate se hace dentro de la facies principal del granito (no en facies diferenciadas), preferentemente hacia los bordes N. y NE.. Está en poca cantidad, como cristales pequeños subredondeados, con un reborde microgranular de plagioclasas y biotitas marrón-verde oscuros de carácter reaccional. Este mismo fenómeno se ve igualmente en los granates del Macizo de Orense, y apoya la idea de que son, probablemente, xenocristales procedentes de la disgregación de los esquistos biotíticos encajantes en los que se ven microgranates de visu.

La petrografía de los enclaves microgranulares es la siguiente: Como minerales principales están siempre cuarzo, plagioclasa y biotita. En los enclaves granitizados o alcalinizados hay también microclina, tanto en la matriz como en fenocristales (a veces con aureola **rapakiwi**). Los minerales accesorios son apatito acicular abundante, circón, opacos y, a veces, anfíbol verdoso tipo hornblenda. Las características de estos minerales son semejantes a las de los granitos encajantes. Texturalmente son rocas microporfídicas con matriz diabásica, en la que destacan fenocristales de cuarzos, feldespatos y biotitas más pequeñas. Hay también texturas más equigranulares, aunque siempre con plagioclasa destacando como cristales mayores.

3.3.2.4. *Macizo de Orense*

Está situado en la parte nororiental de la Cubeta de La Seara, dando una superficie de morfología deprimida rodeada, en casi todo su entorno, por cerros más elevados de granitos de dos micas de las Alineaciones Ginzo de Limia-Allariz, y Orense-Carballino-Rodeiro. Ocupa parte de las Hojas de Orense (187), Nogueira de Ramuín (188), Ribadavia (225) y Allariz (226) del Mapa Geológico Nacional a E 1:50.000. Toma su nombre de la ciudad de Orense (X=593.500, Y=4.688.500), capital de la provincia.

Es un macizo de forma triangular con uno de los vértices orientado hacia el sur, que tiene una longitud mayor de 17 Km. en sentido E-O y una anchura máxima de 11 Km. Su límite

septentrional está más al sur de lo que se ha cartografiado en las Hojas de Orense y Nogueira de Ramuín, pasando exactamente por el sur del río Miño.

Está intruyendo por el oeste sobre la Cubeta de La Seara (llamada Serie de Celanova por FERRAGNE, 1972), a cuyos materiales y estructuras corta discordantemente, mientras que por el resto de las áreas, penetra sobre las series graníticas sincinemáticas de dos micas. Todos los contactos con rocas encajantes son netos. En el borde oriental, el contacto está cubierto en su mayor parte por un depósito cuaternario de arenas y arcosas poco potente, que ocultan las relaciones de intrusión con los granitos de dos micas. Sin embargo, en los pocos puntos del contacto en que aflora roca granítica *in situ*, han podido observarse texturas miloníticas y cataclásticas que definen una banda de dirección aproximada NNE-SSO, que va desde Outeiro (X=601.600, Y=4.687.200) hasta Calvos (X=596.800, Y=4.680.700). El contacto del oeste se hace en gran medida con una facies de pórfidos granodioríticos muy contaminados con muchos enclaves. Sobre las metapelitas provoca un ligero metamorfismo de contacto de bajo grado, con aparición de incipientes texturas mosqueadas, que se prolonga bastante al interior de la Cubeta de La Seara en dirección este, hasta casi el Macizo de Ribadavia. Este hecho, unido a la cierta similitud petrológica y proximidad espacial que hay entre ambos, hacen pensar que a poca profundidad debajo de la Cubeta, puede existir algún tipo de conexión entre los dos.

La geometría interna del plutón dibuja una estructura zonada, ligeramente concéntrica, dividida en tres zonas principales con pasos graduales entre ellas. Estas zonas se caracterizan principalmente por variaciones texturales y composicionales de un único magma granítico en proceso de diferenciación apical centripeta. La poca abundancia de estructuras magmáticas de flujo, como lineación de megacrístales o concentraciones biotíticas tipo *schlieren*, sugieren que su individualización zonal se produjo en condiciones bastante estáticas.

Zona externa- Está compuesta por un granito biotítico de grano medio con algún megacrístal disperso, y su anchura es de 0,6 a 2 Km.. La densidad de los megacrístales de feldespato potásico no supera normalmente el 20%, tendiendo a perderse el carácter porfídico hacia las partes más externas de la zona, es decir, cerca de los contactos. A pesar de esta ligera variación textural, nunca se ha observado una auténtica facies marginal enfriada tal y como se cita en las hojas geológicas que ocupa.

Los megacrístales suelen tener un tamaño medio de 1 a 1,5 cm. de largo, con formas bastante rectangulares, y son de menor tamaño que los de las zonas más centrales. No existe una orientación clara de flujo.

Esta zona externa se caracteriza también por la presencia de pequeños enclaves esquistosos algo corneanizados a tamaños variables, desde pocos centímetros hasta 15 cm., que suelen ser más abundantes en el borde norte del macizo. Igualmente son frecuentes, y constituyen una característica general de la textura, la presencia de microagregados biotíticos con tamaños menores de 1 cm. dispersos por la roca, con abundancia relativa de granates. Estos granates llegan a incorporarse a la composición del granito como mineral *resister*, una vez que los microenclaves son englobados y asimilados por el magma. Esto confirma claramente la existencia de procesos de contaminación entre el magma ascendente y la roca encajante. Una situación semejante, e incluso más clara que en este macizo, aparece en el Macizo de Ribadavia, con lo que se acentúan aún más las similitudes entre los dos.

Muy localmente afloran facies aplitoides de cúpula semejantes a las de la zona interna, que corresponden a los relieves más elevados de esta zona (p.e. al sur de Rante. (X=594.100, Y=4.680.900)).

De manera esporádica, hay pequeños diques aplíticos de dos micas y venas de cuarzo subverticales, con potencias desde 2 a 10 cm., en cantidades muy inferiores a los que se van a concentrar en la zona interna del macizo.

Sólo en la parte oriental se ha visto alguna pequeña cavidad pegmatítica con cuarzo, feldespato y sulfuros.

Zona intermedia- Se caracteriza principalmente, respecto a las facies de la zona externa, por presentar ya una clara textura inequigranular porfídica de grano medio a grueso, con mayor densidad y tamaño de los megacristales. La densidad fluctúa entre el 30 y 50%, siendo el valor medio más frecuente de 35-45%, mientras que el tamaño varía desde 1 a 2,5 cm. de largo, con un valor medio de 2 cm.. No se ha observado ninguna orientación de flujo.

Dentro de la mesostasis comienzan a verse megacuarzos con diámetros de 0.5 cm., y continúan los agregados o concentraciones biotíticas de menos de 1 cm., semejantes a los de la zona externa.

En esta zona intermedia, los enclaves son menos abundantes. Sólo aparecen muy escasamente algunos microgranulares feldespatizados con megacristales dispersos con tamaños de hasta 40 cm. y formas elipsoidales.

Los diques comienzan a ser más frecuentes. Generalmente son de cuarzoes poco potentes (anchuras de 2 a 10 cm.) subverticales, orientados según varias direcciones, y de aplitas de dos micas con 10-30 cm. de potencia. Más escasamente, aparecen diques de microporfidos de 1,5 m. de potencia, con cuarzoes ameboides milimétricos dentro de una mesostasis aplítica.

En algunas paredes de diaclasas aparecen tapizaciones de turmalina con estructura en roseta. También dentro de esta zona se evidencian fenómenos locales de episienitización.

Zona interna- Está caracterizada por una textura densamente porfídica (más del 50% de megacristales), con tamaños ligeramente mayores que los anteriores (entre 1,5 y 4 cm., con un valor medio de 2,5 cm. de largo), y con una mesostasis de grano grueso rica en megacuarzos.

Composicionalmente, hay mayor concentración de moscovita en esta zona, llegando a existir áreas locales pequeñas donde su presencia es patente.

También en esta zona son más frecuentes las cavidades pegmatoides con cuarzo, feldespato potásico, alguna moscovita y turmalina; todo ello indicativo de una mayor concentración de volátiles en el núcleo del macizo como corresponde a una zona más apical y diferenciada.

No se ha encontrado ningún tipo de enclaves en esta facies de grano grueso.

Dentro de esta zona interna de diferenciación, es muy frecuente y típica la presencia de pequeños **stock** y acumulaciones apicales de facies graníticas leucocráticas de grano fino, que configuran generalmente algunos de los relieves más altos de todo el macizo. Se trata de leucogranitos ligeramente porfídicos, con una mesostasis aplítica sacaroidea, y una densidad de megacristales entre el 20 y 30% con tamaños de 1.5 cm., habiendo áreas puntuales con sólo algún megacrystal de feldespato disperso. Es bastante habitual la existencia de cavidades mirolíticas con cuarzo, feldespato potásico, turmalina y moscovita, siendo el cuarzo el primer mineral en cristalizar. También están presentes estructuras nodulares difusas de cuarzo-turmalina.

De los minerales presentes hay que destacar los cuarzoes globulares y, a veces, las placas tardimagmáticas moscovíticas de 0,5 cm..

De manera generalizada, el paso de estos leucogranitos al granito de grano grueso de base suele ser gradual, aunque en alguna ocasión hay contactos divagantes, pero netos, con el

encajante. De hecho, asociado a esta facies leucocrática hay pequeñas manifestaciones de típicas aplitas de dos micas, muy homogéneas, que intruyen con contactos netos al granito porfídico de grano grueso e, incluso, al de la zona intermedia de grano medio-grueso. Por último, y dentro también de esta zona interna del plutón, afloran masas importantes de microgranitos porfídicos con fenocristales de feldespatos potásico y cuarzos ameboides de 4 mm., en una mesostasis aplitoide leucocrática con biotita más que moscovítica. Realmente tienen el aspecto de microporfidos subvolcánicos, aunque no llegan a tener una matriz afanítica.

Petrografía

Este macizo tiene una composición bastante similar a la del Macizo de Ribadavia, con el cual parece estar ligado genéticamente. Solamente la mayor abundancia de facies leucocráticas y aplitoides de cristalización final en Orense, marcan las pequeñas diferencias.

La composición mineralógica es común para todas las facies y zonas del plutón, apreciándose exclusivamente ligeras variaciones en los contenidos relativos y propiedades de algunos minerales, según la parte del macizo considerada.

Los minerales principales son cuarzo, microclina, plagioclasa y biotita. Como accesorios se encuentran apatito, circón, moscovita, turmalina, granate y opacos. Los procesos de alteración secundaria consisten principalmente en la cloritización de la biotita y sericitización más saussuritización de la plagioclasa. Ello produce la formación de clorita, esfenas, epidotas, opacos y fluorita, además de moscovitas finas, como subproductos de la transformación.

Las texturas que configuran estos minerales varían según la zona del macizo. En las partes más centrales aparece una clara textura inequigranular porfídica hipidiomórfica, con microclina en cristales mayores, marcando el carácter porfídico denso, dentro de una mesostasis de grano grueso. Hacia los bordes, la textura se vuelve más equigranular y de grano medio-grueso, con menor desarrollo porfídico de la microclina. En las facies leucocráticas de grano medio de la zona central, se observan esporádicamente texturas gráficas entre cuarzo y microclina, y mayor existencia de una segunda generación de microcuarzos.

Algunas de las características más sobresalientes de los minerales son: El cuarzo es intersticial, con hábitos subidiomorfos-alotriomorfos, y con textura consertal en los agregados policristalinos. La microclina es subidiomorfa con bordes algo irregulares, y forma grandes cristales muy pertíticos (en venas y parches) con frecuentes inclusiones de plagioclasa pequeña y, más escasamente, de cuarzo y biotita. Tiene microzonaciones de crecimiento. La plagioclasa está en prismas idiomorfos-subidiomorfos con bordes netos y pocos recrecimientos albiticos tardíos. Esta maclada polisintéticamente, y exhibe a menudo una débil zonación continua normal, a veces, oscilatoria. Lleva pocas y pequeñas mirmequitas. Su composición es oligoclasa, casi andesina. Habitualmente sus núcleos están sericitizados, saussuritizados y, en ocasiones, sufren una feldespatización potásica. La biotita se encuentra en placas aisladas o formando microagregados. Lo más característico de ella es su cambio de color de la parte externa a la interna del macizo. En la zona externa tiene un color marrón con tonos de claros a oscuros (casi negros), como es habitual en los granitoides postcinemáticos de la región, mientras que hacia el interior se vuelve más anaranjada y rojiza. Es decir, existe un cambio composicional en la biotita, reflejado en su color y pleocroismo, que corrobora la existencia de zonas graníticas dentro del plutón. También se ve en algunas placas basales la presencia de inclusiones de apatito y circón dispuestas zonalmente. En los cristales que están en

contacto con la microclina, se desarrolla un pequeño y estrecho reborde simplectítico. La biotita se altera parcialmente a clorita, dejando como subproductos gránulos de epidota, esfenas y opacos intersticiales. También puede producirse feldespatización potásica y, de manera muy escasa, alguna textura sagénita. El apatito y circón se encuentran, mayoritariamente, reducidos a pequeños prismas incluidos en la biotita. Esfena y opacos aparecen en cristales primarios de pequeño tamaño asociados a los microagregados biotíticos principalmente. La fluorita se incorpora a los productos secundarios de la cloritización y saussuritización, como pequeños cristallitos, a veces violáceos según la proximidad de circones en su entorno. La moscovita es frecuente, sobre todo en las zonas más internas. Aparece como pequeños cristales intergranulares, o desarrollándose sobre los feldespatos. En las facies leucocráticas tiene un mayor desarrollo y se encuentra en placas grandes poiquilíticas que llegan a constituir cantidades apreciables, casi de mineral principal.

La aparición del granate se realiza de una manera algo particular. Su presencia se restringe a la facies de la zona externa del norte del macizo, como también ocurría en el Macizo de Ribadavia. Son cristales muy escasos menores de 2 mm., con formas subredondeadas, a veces troceados, en relación directa con microagregados biotíticos plagioclásicos heterogranulares. Suele estar rodeado por una aureola de pequeños cristales de biotita algo verdosa que se dispone radialmente a modo de borde de reacción. Este carácter reaccional que presenta, unido al hecho de encontrarlo en campo asociado con microenclaves biotíticos de procedencia esquistosa, sugieren un origen xenocrístico para explicar su presencia.

En las facies aplitoides y de grano fino leucocráticas de la zona interna, el cuarzo y feldespato potásico son, con mucho, los minerales más abundantes. Le siguen en abundancia la plagioclase ácida y la moscovita. Esta última se presenta en placas grandes intercrystalinas. La biotita puede estar como mineral principal o quedar relegada a accesorio. Tiene siempre un color rojizo y está bastante cloritizada. Granate y circón son los accesorios únicos. El primero está en cristales pequeños, sobre todo en las facies más aplitoides, y no parece que tenga nada que ver con el que aparece en la facies biotítica principal del macizo.

3.3.2.5. *Macizo de Crespos*

Se encuentra situado al NO. del Macizo de granitoides inhomogéneos de Celanova-Bande, aflorando en las Hojas Geológicas de Celanova (263) y Ribadavia (225). Supone, espacialmente, una prolongación sur del Macizo de Ribadavia, y se extiende hasta la frontera con Portugal. Toma su nombre del pueblo de Crespos (X= 569.800, Y= 4.665.800) que se localiza en el centro del macizo.

Es el macizo más pequeño y uno de los más heterogéneos de todo el grupo de granitoides postcinemáticos de esta región. Tiene forma alargada según la dirección N 35°E, con bordes irregulares, y unas dimensiones de 10 Km. de largo por una anchura variable entre 1,5 y 4 Km. Cartográficamente hay frecuentes megaenclaves de las rocas encajantes (**roof pendant**) dispersos por todo el macizo.

Está emplazado dentro de las zonas de estaulolita y sillimanita regional, cortando la isograda de sillimanita. Intruye mayoritariamente sobre los materiales migmatíticos orto y paraderivados del área Celanova-Bande. Por el sur encaja sobre granitoides de dos micas sincinemáticos pertenecientes a las series anteriores. Generalmente, el contacto con las rocas encajantes es neto y discordante, aunque son frecuentes en algunos bordes intrusiones por inyección, sobre todo en el área este y sur donde encaja en metasedimentos y granitoides

de dos micas, respectivamente. Esta última situación produce alternancias en los afloramientos de uno y otro tipo de granito, además de presentarse pequeños **stocks** con formas irregulares en la aureola externa del macizo, que dificultan una cartografía detallada del mismo.

Composicionalmente el Macizo de Crespos es heterogéneo, presentando una variación de facies de composiciones biotíticas con anfíbol, que se distribuyen irregularmente en su interior sin definir claramente una geometría zonada. Sin embargo, la localización de cada facies sí parece estar controlada, en parte, por la proximidad o lejanía a las rocas encajantes. Es decir, aunque no hay una zonación bien marcada dentro del macizo, sí existe una ligera tendencia local a aumentar el tamaño de grano, densidad de los megacrístales y tamaño de los mismos, hacia las partes internas.

Petrologicamente, se pueden distinguir dos tipos de granitos: una facies de granitos porfídicos (la más abundante) y otra no porfídica. Dentro de la primera se encuentran integrados tres subfacies, según el tamaño y densidad de los megacrístales. Estas variaciones texturales y estructurales parecen controladas por la posición que ocupan dentro del cuerpo principal. En síntesis, las facies encontradas en el macizo son:

- Facies Porfídicas
 - Granito microporfídico
 - Granito mesoporfídico
 - Granito macroporfídico
- Facies no porfídicas

Granito microporfídico- Es poco abundante, y se presenta como una facies de enfriamiento justo en el borde, al N. de Quintela de Leirado ($X=574.400$, $Y=4.665.900$). La anchura de esta banda es reducida y se caracteriza por una textura microporfídica con fenocrístales pequeños de feldespato en una matriz de grano fino biotítico. Son muy frecuentes los enclaves oscuros de roca encajante corneanizados, con formas angulosas-subangulosas de tamaños entre 2 y 5 cm..

Esta facies varía hacia el interior a otra de grano medio con pocos fenocrístales, pero aún con frecuentes enclaves del encajante.

Granito mesoporfídico- Es algo más abundante que el anterior y puede considerarse como una variación de él. Tiende a localizarse en los bordes de la zona septentrional en contacto con la roca encajante. Se caracteriza texturalmente por la presencia de fenocrístales de feldespato potásico seriados, con tamaño que llegan hasta los 2 cm., y densidades entre el 30 y 40%. La mesostasis es de grano medio biotítica, y aumenta su tamaño hacia el interior. Aunque los fenocrístales no definen un flujo marcado, los frecuentes enclaves oscuros de corneanas y esquistos encajantes se disponen algo verticalizados debido, probablemente, al carácter ascendente del magma que los reorienta según esa dirección. Además de estos enclaves angulosos y subangulosos cuyos tamaños oscilan entre 3 y 10 cm., hay también enclaves de cuarzos filonianos grisáceos.

Granito macroporfídico- Es la facies más abundante y espectacular de todas las existentes, sin semejanza con las encontradas en el resto de los macizos postcinemáticos de Galicia. Se caracteriza por la gran densidad de megacrístales idiomorfos de feldespato potásico que, en muchas ocasiones, llegan al 60-70% de la roca, con unas longitudes más frecuentes de 3 a 5 cm

y anchuras más habituales de 2-3 x 1,5-2 cm.. De manera esporádica hay alguno que alcanza hasta los 7 cm. de longitud.

La mesostasis es heterogranular de grano medio-grueso a grueso con frecuentes megacuarzos > 5 mm. mono y policristales. La biotita es siempre de grano fino o medio y, a veces, forma microagregados oscuros.

Los megacristales son más o menos rosados, están maclados según Carlsbad, tienen pocas inclusiones de biotitas, y a veces presentan ligeras microzonaciones plagioclásicas. En algunos aparece una aureola de plagioclasa a modo de textura **rapakiwi**. El color rosado y su intensidad es una propiedad aleatoria y no generalizable a toda la facies, al contrario de lo que ocurre en la facies macroporfídica rosada del Macizo de Porriño.

Dentro de esta facies hay una fábrica marcada por la lineación de flujo de los megacristales con una dirección variable y que parece adaptarse a los bordes del encajante (sobre todo en la parte meridional) con buzamientos subverticales hacia el interior del macizo. En la parte media y norte predomina la dirección de N 10-20°E coincidente con el alargamiento general del plutón.

Son frecuentes los enclaves de esquistos oscuros y los microgranulares de origen ígneo. Los primeros son angulosos y de pequeño tamaño, mientras que los segundos son más subredondeados, con tamaños centimétricos y, en muchos casos, están alcalinizados.

Granitos no porfídicos- Son facies de grano medio y, en ocasiones, fino, con tendencia algo leucocrática y esporádicos fenocristales de feldespato aislados. La relación con la facies macroporfídica es neta e intrusiva, cortándola en diques de espesores variables. En las áreas donde entran en contacto masas grandes de ambas facies (p.e. en Crespos (X=569.800, Y=4.665.800)) se ven alternancias métricas de una en otra, con zonas o bandas ricas en megacristales, junto a otras sin casi ninguno.

Se caracteriza composicionalmente por un color claro, menor contenido en biotita y más abundancia de cuarzo. Los escasos fenocristales observados tienen un tamaño más común de 3-3,5 cm. de largo x 1,5 cm. de ancho mayor.

Lleva muy pocos enclaves, en su mayoría de esquistos oscuros subangulosos.

El cortejo filoniano que acompaña la intrusión del Macizo de Crespos es, mayoritariamente, de venas y diques subverticales de cuarzo lechoso que siguen direcciones concordantes con el alargamiento del plutón. Afloran principalmente en la mitad septentrional, tanto en el exo como endocontacto. En cantidades menores también se encuentran diques y venas de aplitas y pegmatitas bastante secas. Localmente hay, dentro de todas las facies mencionadas, fenómenos de episienitización de diverso grado.

Petrografía

Todas las facies del macizo presentan la misma composición mineral aunque, como cabe esperar, la facies de grano medio no porfídica leucocrática tiene mayor contenido en cuarzo y microclina que el resto.

La mineralogía principal está formada por cuarzo, microclina, plagioclasa y biotita. Los minerales accesorios que aparecen con bastante frecuencia son anfíbol verde (tipo hornblenda), allanita, esfena, apatito y circón. De manera más escasa están la fluorita y el granate. Los minerales secundarios clorita, epidota y opacos, derivan básicamente de los procesos de cloritización de la biotita y saussuritización de la plagioclasa.

En las facies porfídicas estos minerales se disponen formando texturas inequigranulares

logicamente porfídicas, en la que destacan fenocristales de microclina (excepcionalmente de plagioclasa) dentro de una matriz de grano grueso hipidiomorfa. En las facies no porfídicas la textura es equigranular de grano medio hipidiomorfa aunque siempre la microclina crece con mayor tamaño, marcando una ligera tendencia inequigranular.

Las características más sobresalientes de los minerales son:

El cuarzo forma cristales subidiomorfos con bordes bastante netos, algunos de ellos claramente idiomorfos cuando están en contacto con la microclina. Este último mineral es muy pertítico (sobre todo en los megacristales de la facies porfídica) con pertitas en parches y venas (de varias generaciones). Interiormente presenta un microzonado de crecimiento y algunas inclusiones de pequeños cristales de plagioclasa que, a veces, se disponen zonalmente. Hay que destacar que los megacristales muy rara vez tienen inclusiones biotíticas.

La plagioclasa forma prismas idiomorfos-subidiomorfos con bordes bastante netos y pocos recrecimientos albiticos póstumos. Parece como si el componente albitico hubiera cristalizado mayoritariamente en forma de pertitas. Solamente cuando la plagioclasa se encuentra en contacto con la microclina lleva algún estrecho y pequeño reborde más ácido con escasas mirmequititas. También hay que decir que existe en ocasiones una segunda generación de pequeños cristales que crecen entre los grandes feldespatos formando **cordones** en sus bordes. Por regla general la plagioclasa está maclada y, en varias ocasiones, zonada de manera continua y oscilatoria normal. La composición es oligoclasa-andesina. En la facies porfídica hay algún cristal con múltiples inclusiones de biotita pequeña que también pueden verse en el campo.

Los minerales ferromagnesianos son la biotita como principal y el anfíbol como accesorio. La biotita tiene características algo peculiares. Se presenta en placas idiomorfas-subidiomorfas aisladas o formando microagregados, visibles ya en campo. En los cristales que están parcialmente incluidos en microclina se desarrolla, a veces, un borde estrecho de tipo mirmequitico. Siempre tiene un color marrón, con tonos pleocroicos de marrón claro a oscuro, casi negro. Muy típico de ella son las abundantes inclusiones de apatito y circón que, en muchos casos, se disponen zonalmente. Es esta una peculiaridad muy poco a nada desarrollada en el resto de los granitoides postcinemáticos. Está parcialmente cloritizada, transformándose a una clorita más oscura que lo habitual, y dejando como subproductos pequeños cordones de esfena y opacos alargados según los planos de exfoliación. De manera difusa, y muy escasamente, aparecen texturas sageníticas. El anfíbol es verdoso oscuro, tipo hornblenda, y aparece con idénticas características en las dos facies del macizo. Son prismas idiomorfos que se sitúan en la mayoría de las veces en relación con los agregados biotíticos, en donde también se presentan entonces esfena, apatito y allanita, constituyendo lo que parece ser el conjunto de minerales más básicos del magma que primero cristaliza.

De todos los componentes accesorios la allanita es uno de los minerales más típicos de estos granitos. Aparece en casi todas las muestras en forma de pequeños cristales bastante idiomorfos, ligeramente alterados a productos anaranjados, ligado con los minerales ferromagnesianos. Desarrolla un microzonado bien visible y, en ocasiones, lleva inclusiones de apatito y circón. La esfena primaria está en cristales subidiomorfos de tamaño mediano, asociada con biotita y/o anfíbol. Por su parte el apatito y circón se encuentran casi exclusivamente incluidos en la biotita. El primero tiene hábitos prismáticos largos y el segundo es de menor tamaño. También el circón puede estar fuera de la biotita en cristales dispersos por la roca. La fluorita aparece en pequeños cristales subidiomorfos de incipiente crecimiento, dentro de los núcleos saussuritizados de la plagioclasa, y mezclados con los productos sericiticos.

El granate sólo se ha encontrado una vez. Está en la facies no porfídica más biotítica del sector de Quintela de Leirado, como cristales pequeños subidiomorfos-alotriomorfos aislados, sin ningún tipo de relación con algún mineral especial. Tampoco se le aprecia ningún borde de reacción, como ocurre en los que existen en los Macizos de Ribadavia y Orense, lo que hace suponer que tenga un origen ortomagmático.

Los enclaves microgranulares están casi todos en proceso de ser asimilados por el granito. Se presentan como agregados minerales de cuarzo-plagioclasa y biotita de grano fino, con parecidas características que los minerales del granito.

3.3.2.6. *Macizo de Lovios*

Se encuentra situado en la parte sur de la Provincia de Orense, configurando un macizo de grandes dimensiones y forma irregular, del que sale un apéndice alargado en su borde oriental que llega casi hasta el pueblo de Baltar ($X=605.600$, $Y=4.645.200$). El macizo en su conjunto resulta ser solo el extremo septentrional de un vasto batolito postcinemático que se extiende hacia el sur de Portugal, y que marca ya la entrada de las grandes áreas graníticas postcinemáticas que caracterizan la zona Centro-Ibérica, ausentes en los Dominios gallegos. Toma su nombre del pueblo de Lovios ($X=576.000$, $Y=4.639.800$) situado cerca del río Limia.

Está emplazado dentro de la zona de la sillimanita + feldespato potásico regional, intruyendo por el norte al Macizo de granitoides inhomogéneos de Celanova-Bande y, por el sur, sobre los granitos de dos micas sincinemáticos de Baltar y sobre algunos afloramientos de metasedimentos ligeramente migmatizados.

Es un macizo compuesto en el que se presentan tres facies graníticas principales y dos minoritarias que, debido a su escasa representación espacial, no han sido reflejadas en la cartografía. Las facies principales están formadas por granitos de grano grueso porfídicos, granitos de grano medio poco o nada porfídico y granitos de dos micas de grano fino-medio a medio no porfídicos. La distribución interna de estas facies dibuja una geometría zonada disimétrica, patente sobre todo en el área de Lovios. La parte más externa corresponde a la facies de grano grueso porfídica rica en cuarzo, la zona media es la de los granitos de grano medio con pocos o nulos megacristales y menos cuarzo, y la zona interna la correspondiente a los granitos de dos micas de grano fino-medio.

Esta zonación está reflejada perfectamente en los rasgos geomorfológicos de la región. Así, los relieves más abruptos coinciden con la facies de grano grueso rica en cuarzo, que se sitúa en la parte externa, mientras que la intensidad del relieve va decreciendo hacia el interior conforme el tamaño de grano va haciéndose menor. Como puede deducirse, el relieve resultante es el de una gran depresión limitada externamente por crespones altos (S^a de Jures, S^a de Santa Eufemia, Monte de Quinxo, Coto Alto, etc...) quedando en el centro, de manera hundida, la facies de grano medio y la de dos micas de grano fino.

Los tres tipos graníticos tienen relaciones espaciales claras y sus contactos son, en la mayoría de los casos, bastante graduales, pero la diversidad composicional que presentan, así como las variaciones petrológicas internas de cada uno de ellos, sugiere la existencia de dos posibles episodios magmáticos diferentes que producen las tres facies distinguidas. No se consideran, por tanto, como meras facies de variación s.s., tal y como pueden ser las que aparecen en el Macizo de Orense o de Ribadavia, sino que en un primer pulso intruyó el granito porfídico leucocrático y luego, en un segundo pulso, el granito biotítico de grano

medio con otra intrusión central de dos micas de grano fino-medio. Este hecho no resulta nuevo pues es frecuente que dentro de los grandes batolíticos postcinemáticos compuestos existan varias intrusiones que pueden no estar ligadas como simples facies de variación, sino corresponder a dos magmas diferentes.

Por la importancia metalogénica que tiene el Macizo de Lovios, han sido muchos y diversos los estudios geológicos que se han realizado sobre él. Algunos de ellos tratan exclusivamente aspectos de prospección e investigación minera (ENADIMSA, 1983), mientras que otros incluyen además estudios petrológico-estructurales (COTTARD, 1979).

La descripción individualizada de cada facies particular es la siguiente:

Facies granítica de grano grueso porfídico. Es preferentemente leucocrática y bastante heterogénea, tanto en cuanto a su textura como a la presencia casi constante de estructuras magmáticas de flujo. Se caracteriza principalmente por su riqueza en cuarzo y la abundancia y tamaño de los megacristales. Son granitos biotíticos de grano grueso con megacristales de feldespato-potásico idiomorfos-subidiomorfos, que presentan variaciones locales de grano muy grueso, en la que el cuarzo puede llegar a constituir megacuarzos policristalino de hasta 2-3 cm., y algunos de grano medio-grueso. Por regla general, no hay una facies de borde propiamente dicha, sino sólo algunos ejemplos de dimensiones reducidas y poco abundantes, de efectos de enfriamiento local en puntos del contacto norte. Concretamente en el sector de Maus de Salas (X=589.200, Y=4.643.300), aflora en el contacto con facies de grano medio moderadamente porfídico, algo más biotítica que el resto de la zona, que pudiera representar una de estas variaciones locales.

El carácter porfídico está marcado por la presencia de grandes megacristales de feldespato, cuyas dimensiones más comunes son los 3-4,5 cm. de largo (excepcionalmente pueden llegar hasta los 7 cm.), con anchuras de 2-3 cm. x 1,5-2 cm.. Aunque generalmente todas estas variaciones de tamaño dan origen a una ligera textura porfídica seriada, existe también un porfidismo bimodal, con la presencia de una segunda población de fenocristales pequeños (normalmente < 1,5 cm.) además de los anteriormente citados. Volumétricamente los megacristales ocupan un porcentaje del 20 al 30% de la roca, con algunos valores inferiores del 10-30% y, en menores ocasiones, entre el 30-40%. Los valores bajos suelen corresponder en cierta medida con las zonas transicionales a la facies de grano medio. Los megafeldespatos son blanquecinos, menos en algunos sectores en que presentan un tono rosado ligero, semejante a las facies del Macizo de Crespos y del Macizo de Porriño, junto con los que puede definir un subgrupo dentro del grupo de granitoides postcinemáticos gallegos. Al igual que en estos dos últimos, en el Macizo de Lovios también existen texturas **rapakiwis** esporádicas y microzonaciones de crecimiento internas mientras que, por otro lado, son muy escasas las texturas **Frasl** de inclusiones biotíticas.

Los megacristales suelen marcar una lineación magmática débil, con direcciones cambiantes entre N 140°E, N 110°E, que se hace más acusada hacia los bordes de la intrusión. Existen bolsadas de concentraciones puntuales de estos megacristales y, con más frecuencia, **pasillos** con bordes difusos y anchuras entre 15 y 20 cm., en donde se concentran masivamente formando masas alargadas subverticales e irregulares con una trama pegmatóide. Los propios megacristales feldespáticos suelen tener tamaños de 4-6 cm. que son superiores a los de la media general de la roca masiva. Según estas características, la explicación más lógica para estas concentraciones es la de considerarlas como bolsadas pegmatoides internas que han sido estiradas y estructuradas por la dinámica y turbulencias interiores del magma durante su consolidación.

Otras estructuras muy frecuentes en esta facies, y escasas en las otras dos, son los **layering** y **schlieren**. Los primeros suelen verse en la parte norte del macizo, y están formados por **sills** aplíticos y pegmatoides, además de bandeados de segregación rítmica de biotita, cuarzo y feldespato. Hay niveles exclusivos de megacrístales alternando con otros no porfídicos y ricos en biotita. Un buen ejemplo de estas estructuras puede verse al oeste de Parada de Ventosa (X=579.800, Y=4.643.200) donde se presenta un **banding** de niveles estrechos (15 cm.) ricos en megacrístales ($\approx 70\%$) sin orientación, alternando con otros muy poco porfídicos de grano grueso y tendencia leucocrática. Los **layering** de naturaleza aplopegmatoides son también espectaculares, pues en ellos alternan secuencialmente horizontes aplíticos y pegmatoides finos (a veces con moscovita verdosa y berilo) junto a **schlieren** biotíticos. Normalmente en estos afloramientos hay varias generaciones de venas y diques. Otras formas de estructuras magmáticas son los **schlieren**, los cuales dibujan geometrías diversas: circulares, rectilíneas, cilíndricas, que son reflejo de las turbulencias internas del magma. Estas estructuras son más abundantes hacia los bordes de la intrusión. Una descripción más detallada de ellos puede encontrarse en COTTARD, (1979).

En cuanto a la naturaleza de los enclaves que lleva esta facies, hay que señalar que son de la roca encajante y microgranulares. Los primeros son, en su mayoría, esquistos, gneises y granitoides inhomogéneos. Aparecen principalmente cerca de los contactos, con formas angulosas y tamaños diversos que, varias veces, superan el metro. En la zona de Coto Alto (X=573.500, Y=4.646.200) (contacto NO. del macizo), hay también granitos de dos micas del encajante que son englobados por esta facies porfídica. Respecto a los enclaves microgranulares, su distribución está más generalizada por todo el macizo. Tienen formas elipsoidales o redondeadas y generalmente con tamaños desde 10 a 30 cm. La disposición espacial de cada uno de ellos dentro de la masa granítica está condicionada por el flujo magmático, y tienden a orientarse según el mismo. Suelen estar alcalinizados y, algunos, tienen una textura microporfídica con fenocristales de feldespato y, menores, de cuarzo.

Aparte de las estructuras de **layering** mencionadas anteriormente, hay que citar dentro de este granito la presencia de frecuentes venas y diques. En su mayoría son aplitas y pegmatitas con cuarzo-feldespatos y cantidades variables en biotita y moscovita. Venas de cuarzo son habituales, sobre todo asociados a las zonas episienitizadas. De manera más escasa hay diques de microporfidos cuarcíferos en relación directa con los pequeños **stock** de este tipo de roca que afloran dispersos por el granito.

Conviene destacar aquí que dentro de esta facies de granito de grano grueso con megacrístales, se encuentran otras dos facies minoritarias que se suponen producto de diferenciación de ella. Se trata por un lado, de unos leucogranitos de grano fino-medio que aparecen en pequeñas masas mezcladas, pero con contactos netos, con la facies principal. Texturalmente son bastante heterogranulares con tendencias porfídicas locales, (proporción de megacrístales desde < 10 hasta 20%) en la que destacan los fenocristales de feldespato potásico dentro de una mesostasis microporfídica con cuarzoes globosos y biotita en microagregados milimétricos. Los **schlieren** circulares y las cavidades miarolíticas (con feldespato en el borde y cuarzoes idiomorfos, a veces ahumados, en el centro), completan las heterogeneidades de esta roca. La segunda facies minoritaria es la de los **stock** de microporfidos, de textura y composición semejante a la de los diques anteriormente descritos.

Granitos de grano medio poco o nada porfídicos.- En general, está constituida por granitos biotíticos, preferentemente de grano medio, con cantidades accesorias de moscovita en algún punto, y con ligera tendencia porfídica local. Respecto a la facies anterior, es menos

rica en cuarzo, más en biotita, y resalta mucho menos del relieve.

Aflora en dos sectores opuestos del macizo, separados por el granito de grano grueso con megacrístales. Se dispone espacialmente en las partes centrales de la facies anteriores, y ocupa también la mayor parte del apófisis oriental de macizo, en donde presenta cierta heterogeneidad textural con mezcla de facies, algunas equivalentes a los leucogranitos de grano grueso porfídico. Sus contactos son graduales pero rápidos, excepto en el sector N y NE. De Entrimo ($X=573.000$; $Y=4.643.000$) donde se observan contactos netos e intrusivos del granito de grano medio sobre el de grano grueso con megacrístales. Este fenómeno, junto al hecho de buzarse hacia el exterior el contacto entre ambas facies (deducido del estudio de las estructuras magmáticas, COTTARD, (1979)), sugieren que es una facies posterior, la cual, desde luego, no procede de diferenciación del granito porfídico, ya que su composición es más básica, tanto mineralógica como geoquímicamente.

Además de la textura de grano medio, existen variaciones de grano hacia grano medio-grueso y fino-medio que constituyen subfacies dentro de ella, pero que no han sido representadas por problemas de escala.

Normalmente el carácter porfídico nunca supera el 10% del volumen de megacrístales y, en muchos casos, ni siquiera aparece. Los megacrístales son de feldespato potásico con hábitos idiomorfos-subidiomorfos, y longitudes menores de 3 cm. aunque en casos aislados pueden llegar hasta 4,5 cm.. Lo más habitual es que el feldespato potásico crezca como microfeno-cristales <1 cm., y sólo hacia las zonas transicionales al grano grueso desarrolló mayor tamaño.

Los enclaves de esta facies están constituidos, casi exclusivamente, por tonalitas microgranudas oscuras con formas elipsoidales, tamaños pequeños (<10 cm.) y, a veces alcalinizados con bordes difusos. Son, como puede verse, semejantes a los de la facies anterior.

Los diques son también equivalentes a los de la facies porfídica. Los hay pegmatíticos compuestos por cuarzo-feldespato y, en cantidades variables, moscovita. La biotita abunda poco y, cuando aparece, lo hace en pequeña cantidad. Hay aplitoides, ligados o no con las pegmatitas, y, por último, son frecuentes las venas de cuarzo.

Facies de granito de dos micas de grano fino-medio.- Es la de menor superficie de las tres facies principales. Se sitúa en la parte central de los granitos de grano medio, a modo de plutón póstumo intrusivo sobre ella. Constituye un afloramiento único de forma irregular, algo alargado en dirección NNO.-SSE., entre las poblaciones de Illa ($X=571.000$, $Y=4.641.000$), Entrino y Bouzadrago ($X=571.000$, $Y=4.644.100$). La roca tipo es un granito de grano fino-medio, con alguna variante al grano medio, y siempre con dos micas (generalmente biotita más que moscovita). De manera esporádica puede tener algún fenocristal feldespático disperso, cuyos tamaños no suelen superar los 1,5 cm.. También pueden presentarse facies locales con incipientes fenocristales feldespáticos. Pero, lo más importante composicionalmente de esta facies, es la presencia de andalucita en varios de sus afloramientos.

Esta facies no lleva casi ningún enclave. Solamente hay pequeñas agregaciones biotíticas milimétricas que parecen más de origen magmático que de naturaleza xenolítica.

Los diques son escasos, y su naturaleza es igual a los anteriores: pegmatita, aplita y cuarzo. Parte de las áreas más moscoviticadas del macizo van acompañadas de un proceso de mineralización y greisificación que, en cierta medida, podría explicar el fenómeno de erosión diferencial que sufre esta facies.

Una vez descritas las tres facies principales que constituyen el Macizo de Lovios, se considera necesario y útil hacer referencia, aunque sólo sea ligeramente, a las facies episeníticas y sus

mineralizaciones asociadas. Las episienitas forman bandas alargadas de anchuras decimétricas, coincidentes con fracturas que han cataclástizado las facies graníticas. La evolución de óxidos de hierro dentro de los feldespatos (que provoca el color rosado tan característico) va acompañado por una casi total cloritización de la biotita, y una fuerte removilización de cuarzo que se redeposita en fisuras y microcavidades. Las mineralizaciones suelen ir ligadas a estas bandas de episienitas o a las zonas de leucogranitos de grano fino greisinificados. Cuatro son las áreas más favorables en donde se localizan anomalías de minerales metálicos: área de Bouzadrago, área de Esperanzo ($X=580.000$, $Y=.900$), La Canda y Mina de Las Sombras. En la primera están presentes molibdenita, calcopirita y algo de pirita, de forma diseminada en el granito de dos micas. En Esperanzo la mineralización se asocia con leucogranitos greisinificados y está compuesta por calcopirita, pirita, molibdenita, wolframita, scheelita y casiterita.

En el área de La Canda se desarrolló una explotación en la Mina Fe sobre venas de cuarzo con calcopirita, blenda, pirita y arsenopirita. También se investigó su entorno, encontrándose además molibdenita y cosalita.

La zona de la Mina de Las Sombras es la más importante de todas. La mineralización está en relación con una banda de episienitas y filones de cuarzo y cuarzo-feldespato, que llevan como minerales principales, wolframita, casiterita, molibdenita, pirita, arsenopirita, calcopirita; como minerales accesorios: blenda, galena, fluorita, entre otros.

Estudios y descripciones exhaustivas de estas áreas, pueden encontrarse en ENADIMSA (1983), COTTARD (1979), CHEILLETZ & GIULIANI (1982).

Petrografía:

Las tres facies graníticas que componen el macizo tienen básicamente la misma composición mineralógica, salvo la presencia de andalucita en la facies de grano fino-medio de dos micas, y ciertas variaciones en las propiedades de algunos de los minerales. En términos generales puede decirse que es el macizo con más moscovita de todos los postcinemáticos, hasta el punto de dar una facies propia de dos micas.

Las facies de grano grueso porfídica, aunque semejante en campo a la del Macizo de Crespos, es más ácida que ella, pues tiene más cuarzo y no lleva ni anfíbol ni esfena primaria. Los minerales principales son cuarzo, microclina, plagioclasa y biotita. Los minerales accesorios son apatito, circón, allanita, moscovita, opacos y granate. Los procesos de alteración secundaria están representados por la cloritización parcial, a veces total, de la biotita y la saussuritización de la plagioclasa. Esto lleva consigo la formación de minerales tales como epidota, clinozoisita, clorita, esfenas y prehnita que se disponen, muchos de ellos, en los núcleos de plagioclasa. La textura más característica es la inequigranular porfídica de grano grueso hipidiomórfica en la que sobresalen fenocristales poiquiliticos de microclina idiomorfa-subidiomorfa.

Las propiedades más relevantes de los minerales son:

El cuarzo forma agregados policristalinos de textura consertal. A veces hay una segunda generación de microcuarzos de tendencia gráfica, que bordea en aureola a algunos feldespatos. Estos cuarzos suelen presentarse preferentemente en las facies micrograníticas leuco minoritarias. La microclina es muy abundante. Tiene bastantes pertitas en venas y parches, y lleva inclusiones de cristales pequeños de plagioclasa (que a veces se disponen zonalmente). Son poco frecuentes las inclusiones de cuarzo y biotita. La plagioclasa se presenta en prismas

subidiomorfos con bordes netos y pocos recrecimientos tardíos de albita. Esta maclada polisintéticamente y exhibe un zonado continuo normal y, de manera más escasa, oscilatorio débil. Tiene pocas mirmequitas y su composición es preferentemente de oligoclasa con algún núcleo de andesina ácida. Suele estar bastante sericitizada y saussuritizada, con aparición de pequeños gránulos de epidota, moscovita, clorita, fluorita (muy escasa) y agregados irregulares difusos de prehnita muy fina. La biotita se encuentra en placas aisladas de tamaño mediano a grueso, con poca tendencia a la formación de microagregados (al revés que en el Macizo de Crespos). Sin embargo, su color marrón con pleocroismos en tonos claros hasta oscuros (casi negros) la hacen semejante a la que aparece en todos los granitos postcinemáticos de la región. Es ésta una característica mineralógica común a todos ellos. También conviene destacar la frecuencia de una zonación interna muy marcada por las inclusiones de apatito y circón dispuestos según los frentes de crecimiento. Igualmente es destacable la existencia de bordes estrechos simplectíticos en los cristales que están dentro de la microclina y, en algunos, en contacto con plagioclasa. Está parcialmente cloritizada a una clorita verde intensa, apareciendo como subproducto opacos, esfenas, epidotas y, a veces, algo de fluorita diminuta con ligero color violáceo producto de las radiaciones emitidas por circones cercanos.

Apatito y circón son accesorios (pero muy frecuentes), casi siempre incluidos en la biotita, menos el circón que también puede estar en cristales algo mayores, a veces zonado, fuera de ella. El apatito puede tener algún hábito hueco.

La allanita está presente en casi todas las muestras como un mineral habitual aunque accesorio. Va estrechamente ligado a la biotita, en cristales pequeños idiomorfos-subidiomorfos que, casi siempre, están alterados a productos anaranjados con una microzonación interna. La moscovita es claramente un producto de fenómenos tardímagmáticos locales. Aparece de manera escasa como plaquitas intergranulares entre o sobre casi todos los minerales. El granate forma pequeños cristales subidiomorfos y sólamente cristaliza en algunas de las facies leucocráticas minoritarias de grano fino que afloran dispersas por el macizo.

Los efectos de la greisificación sobre los minerales anteriores se traducen principalmente, en una mayor presencia de moscovitas finas dispuestas en agregados radiales (muchos de ellos encima de las plagioclasas), desestabilización y disminución de la biotita, y albitización de la plagioclasa.

La composición mineralógica, tanto de minerales principales como de accesorios, de la facies de grano medio sin megacristales se diferencia de la anterior en que es algo más básica, pues disminuye ligeramente el contenido de cuarzo y microclina y aumenta el de biotita y plagioclasa. Cambian ligeramente algunas de las propiedades de los minerales, entre las que cabe destacar las siguientes. La microclina es menos idiomorfa y pertítica, y se comporta más poiquiliticamente, englobando mayor cantidad de cristales de plagioclasa y biotita. La plagioclasa está en prismas heterogranulares con bordes menos netos, pues hay mayor desarrollo de recrecimientos albiticos. También presenta más zonación oscilatoria, y su composición varía desde oligoclasa básica en los núcleos, a albita en su bordes. La biotita varía moderadamente su color haciéndose menos marrón oscuro y algo más rojizo. Estas variaciones, que son un reflejo claro de cambio composicional, son constatados por los análisis de biotitas realizados por COTTARD (1979) que comprueba que las biotitas de esta facies son las más básicas de todo el conjunto granítico de Lovios. Han disminuido también las disposiciones zonadas de las inclusiones de apatito y circón, y la transformación de clorita lleva como

subproducto granos de epidotas muy amarillentos no vistos antes.

Hay que señalar, como hecho de cierto interés, que en el extremo oriental del macizo que se extiende hacia Baltar, compuesto principalmente por esta facies, la biotita es muy rojiza, con escasísimos cristales de tonos marrones. Sin embargo continua teniendo frecuente zonación de sus inclusiones de circón. También aparecen en este sector unos agregados micaceos de clorita y moscovita del tipo **pinnitización** que recuerdan a la transformación de cordieritas. De momento nunca se ha visto cordierita fresca en ellos, por lo que no puede afirmarse rotundamente su existencia. Todos estos hechos parecen indicar que este área tal vez represente una intrusión diferente a la facies de igual grano que aflora en el pueblo de Lovios, y constituye una unidad más, dentro del carácter compuesto que tiene este macizo. Sería un extremo interesante a confirmar en siguientes trabajos, pues supondría el primer caso conocido de granitos cordieríticos postcinemático de Galicia.

La moscovita es un poco más abundante, sobre todo en la zona oriental entre Calvos de Randín y Baltar, aunque nunca llega a mineral principal, salvo en las áreas greisínificadas. El apatito aparece ya, no sólo como inclusiones en la biotita, sino como cristales subredondeados mayores fuera. La fluorita sigue apareciendo como pequeños cristallitos, a veces algo violáceos por las inclusiones de circón.

La facies del granito de grano fino-medio de dos micas se caracteriza principalmente por la presencia de andalucita en varios de sus puntos. Es éste un hecho importante, pues representa el único caso en Galicia de granitos postcinemáticos con andalucita. El resto de la composición mineral es semejante al de la facies anterior de grano medio, cambiando la textura a equigranular hipidiomórfica. La plagioclasa continua con frecuentes zonados oscilatorios, y la biotita varía un poco más a tonos anaranjados, incluso rojizos, pero sin llegar al rojizo típico de los granitos de dos micas sincinemáticos. Puede llegar a ser accesoria y son escasas las zonaciones de apatito y circón dentro de ella. La moscovita aumenta su contenido, y se presenta en placas tardimagmáticas intercristalinas con hábitos ameboides poiquilíticos.

La andalucita es un mineral muy accesorio y queda reducida a pequeños cristales algo rosados, siempre incluida en placas moscovíticas. Los otros accesorios de importancia son apatito y circón, estando totalmente ausente la allanita.

3.3.2.7. *Características geoquímicas*

El estudio geoquímico del grupo se ha realizado con un total de 58 análisis, de los cuales 20 proceden del Plan MAGNA Y 38 son inéditos.

A grandes rasgos, el magmatismo postcinemático de la región se caracteriza por su tendencia calcoalcalina, con ligeras variaciones subalcalinas, y una escasa peraluminidad (un caso particular lo constituye el granito de dos micas de grano fino-medio del Macizo de Lovios que, con su tendencia claramente peralumínica, se convierte en el único granito postcinemático de Galicia con estas características).

El espectro de variación total del grupo no es excesivamente amplio y se mueve entre contenidos en SiO_2 del 70 al 75,5 para la inmensa mayoría de las facies. Solo la facies microgranuda oscura (muestra 197 de la Tabla XIV representativa de los precursores básicos del Macizo de Porriño) tiene valores más bajos, del 65,39. También los pórfidos granodioríticos están por debajo del 70% en SiO_2 .

El Macizo de Porriño es el más básico del conjunto, seguido por la facies biotítica no

porfídica de Crespos, y parte del Macizo de Ribadavia. Resulta coherente, por tanto, que los dos únicos plutones con anfíbol sean los menos diferenciados. Por su parte los granitos más evolucionados corresponden a la facies de grano grueso con megacrístales del Macizo de Lovios.

En cuanto al índice de alcalinidad (IA) se observa que va en aumento desde el Macizo de Porriño y Crespos hasta el de Orense, pasando por Ribadavia y Lovios.

El ligero carácter peraluminico se manifiesta en valores del índice de peraluminidad (IP) generalmente entre el 1,00 y el 1,15, siempre inferiores por término medio a los del grupo de granitos de dos micas sincinemáticos. También se diferencia de ellos, en que a igualdad de SiO_2 tienen más CaO y elementos ferromagnesianos, debido fundamentalmente a la mayor basicidad de la plagioclasa y mayor contenido en biotita.

Hay que hacer notar la continuidad perfecta que tienen en sus **trend** de variación binarios los Macizos de Ribadavia y Orense. Esto corrobora, una vez más, la hipótesis de que los dos macizos constituyen un sólo pulso magmático representado en dos plutones, los cuales exponen facies graníticas con distinto grano de diferenciación según el nivel de erosión de cada uno.

En las Fig 71, 72 y 73 se han representado los diagramas triangulares AFM, $\text{Na}_2\text{O}-\text{K}_2\text{O}-\text{CaO}$, Rb-Ba-Sr de todos los macizos simultáneamente, con el fin de poder establecer las comparaciones oportunas entre ellos.

Las características geoquímicas particulares de cada uno de los macizos son las siguientes:

Macizo de Porriño

En la Tabla XIV figuran los 15 análisis que se poseen de este macizo. Todos ellos proceden del Plan MAGNA y presentan la limitación de carecer de contenidos en elementos traza. Hay una apreciable diferencia entre la composición de la facies microgranuda oscura rica en biotita (muestra n° 197) y el granito grano grueso con megacrístales rosados. Este último a su vez, es muy contante en su composición a lo largo de todo el plutón. Tiene un índice de alcalinidad bajo (IA entre 0,63 y 0,75), de peraluminidad también bajo (IP entre 1,00 y 1,13), aunque parece un poco alto, si tenemos en cuenta la presencia generalizada de hornblenda en el granito. Los contenidos en CaO son bastante apreciables, casi siempre siempre superiores a 1,3. Su índice de diferenciación no llega nunca a 88, fluctuando entre 79,5 y 87,3.

En la Fig. 76 pueden verse las pautas de variación lineal de los elementos mayores e índices geoquímicos frente al SiO_2 . Tomado en conjunto se observa una tendencia calcoalcalina que se refleja en una ganancia progresiva de álcalis (principalmente en K_2O) conforme avanza la diferenciación, a la vez que todos los elementos ferromagnesianos y el CaO muestran negativa con el SiO_2 .

Macizo de Crespos

En la Tabla XVII figuran los dos análisis que se han hecho en este macizo. Representa, por lo menos en sus facies sin megacrístales, un granito algo más diferenciado que el de Porriño. Sólo hay un análisis de la facies biotítica no porfídica (muestra n° 316), que resulta ser más alcalina y diferenciado que Porriño, con valores similares en los demás parámetros geoquímicos. Sin embargo, la facies leucocrática de grano medio no porfídica (muestra n° 317) alcanza ya valores de diferenciación más altos ($\text{ID}=90.70$), aunque el resto de los parámetros

TABLA XIII. PORFIDO POSTCINEMATICO

Composición de elementos mayores (% en peso), elementos menores
(ppm) y norma C.I.P.W.

Hoja	225
<u>Muestra</u>	<u>318</u>
SiO ₂	67.86
Al ₂ O ₃	15.79
Fe ₂ O ₃	3.14
MgO	.31
CaO	1.51
Na ₂ O	3.28
K ₂ O	4.99
MnO	.02
TiO ₂	.58
P ₂ O ₅	.15
H ₂ O	.93
Total	99.63
Li	35
Rb	159
Ba	1055
Sr	76
Q	24.60
Or	29.49
Ab	27.76
An	6.51
Hy	4.74
Mt	1.54
Il	1.10
Ap	.35
C	2.61
ID	81.84
IP	1.18
IA	.68
K ₂ O/Na ₂ O	1.52
K/Rb	297
Ba/Rb	7.59
Ba/Sr	13.88
Rb/Sr	1.82

geoquímicos no son muy diferentes al de la otra facies. En ambas, la relación K/Rb es alta, >220, lo que significa poco grano de diferenciación magmática a pesar del contenido en SiO_2 .

La peraluminidad del macizo es muy baja, rozando casi el carácter metalumínico, que sería más propio si tenemos en cuenta la presencia constante de hornblenda en su mineralogía.

Es el plutón con menor contenido en Li y Rb de todos los postcinemáticos, lo que concuerdan con su tendencia evolucionada.

La Fig. 69 de los diagramas binarios de elementos mayores y menores frente a la sílice, patentiza que la tendencia de las dos facies analizadas es a decrecer en álcalis totales (sobre todo en K_2O) aunque el Na_2 tiende a aumentar. Esto es opuesto a los que ocurría en Porriño, pero hay que recordar que no hay análisis de la facies porfídica gruesa mayoritaria, por lo que estas tendencias hay que tomarlas como parciales.

Macizo de Lovios

En la Tabla XVIII están representados los 11 análisis de elementos mayores y menores que se han realizado en el macizo. Tiene una composición geoquímica más próxima a Ribadavia y Orense (sobre todo a este último) que a Porriño y Crespos. En los diagramas binarios de variación (Fig. 70) se observa que el tratamiento conjunto de sus diversas facies tiene ácidos y alcalinos desde la facies de grano medio no porfídica hasta el granito de grano grueso con megacrístales, quedando los granitos de dos micas de Bouzadrago en posición intermedia.

El contenido total de Li y Rb (elementos litófilos propios de términos diferenciados) es semejante al de Orense y Ribadavia, aunque en el diagrama Rb-Ba-Sr (Fig. 73) puede verse un ligero enriquecimiento en Sr frente a ellos sin modificarse los campos graníticos en los que se proyecta.

La facies de grano grueso porfídica es la más rica en SiO_2 y está fuertemente diferenciada ($\text{ID} > 91,8$), con la excepción de la muestra 327 de Maus de Salas que, no sólo es la más baja en SiO_2 del macizo, sino la única con diopsido normativo de todo el grupo de granitos postcinemáticos. Sin duda, se trata de una facies de variación local muy particular dentro del conjunto. Volviendo al alto grado de diferenciación del granito porfídico hay que añadir que esta tendencia viene marcada por bajos valores de la relación K/Rb (< 144) y contenidos en CaO menores de 1 que, globalmente, la convierten en una de las facies más diferenciada y evolucionada de todas las presentes en los granitoides postcinemáticos. Los Rb más altos y Sr más bajos que tienen frente a las otras dos facies que constituyen el macizo, acentúan aún más esta última tendencia.

Por contra, la facies de grano medio sin megacrístales es la más básica de todas, aunque sin superar en ese carácter el Macizo de Porriño o Crespos. Tiene un ID entre 87,6 y 90,3, inferiores a los de la facies porfídica, con relaciones K/Rb por encima de 146. También su gran contenido en Ba, y CaO superiores a 1 sirven para confirmar su tendencia más básica. Solamente la muestra 329 situada en la zona oriental del macizo entre Calvos de Randin y Baltar, tiene un CaO < 1 y es, además, bastante peraluminica (un C normativo alto) con un índice de diferenciación elevado ($\text{ID}=90,02$). Esto es una prueba más de que esta parte oriental puede que sea una facies postcinemática algo distinta al resto, aunque con ciertas semejanzas con los granitos de dos micas de Bouzadrago.

La única muestra del granito de dos micas de grano fino-medio (muestra nº337), pone de manifiesto que ésta facies es la más peraluminica de todas (lo que explicaría la presencia de

TABLA XV. (Cont.) MACIZO DE RIBADAVIA
Composición de elementos mayores (% en peso), elementos menores (ppm)
y norma C.I.P.W.

Hoja	187	225	224	187	224	224
<u>Muestras</u>	<u>116</u>	<u>154</u>	<u>368*</u>	<u>107</u>	<u>285*</u>	<u>286**</u>
SiO ₂	72.73	73.02	73.09	73.20	73.46	74.52
Al ₂ O ₃	13.95	14.06	13.64	13.95	13.80	16.19
Fe ₂ O ₃	.37	.68	2.28 ⁺	.34	2.38 ⁺	1.32 ⁺
FeO	2.33	1.26		1.39		
MgO	.25	.25	.30	.36	.30	1.10
CaO	1.01	.90	.93	.81	1.15	.07
Na ₂ O	3.17	3.51	3.39	3.59	3.32	.12
K ₂ O	5.17	4.65	4.53	4.92	4.99	2.02
MnO	.04	.05	.04	.04	.03	
TiO ₂	.21	.37	.12	.25	.14	.16
P ₂ O ₅	.10	.21	.14	.14	.11	.03
H ₂ O	.29	.90	1.25	.69	.73	5.41
Total	99.61	99.85	99.71	99.68	100.32	99.89
Li	95	122		130		
Rb	173	277		230		
Ba	457	436		335		
Sr	37	44		39		
Q	30.56	32.53	33.99	30.73	32.45	64.39
Or	30.55	27.48	26.77	29.08	29.49	11.94
Ab	26.82	29.70	28.69	30.38	28.09	1.02
An	4.36	3.09	3.70	3.10	4.99	.15
Hy	4.32	1.86	.75	2.83	.75	2.74
He			2.28		2.38	1.32
Mt	.54	.99		.49		
Il	.40	.70	.09	.47	.06	
Ru			.07		.11	.16
Ap	.23	.49	.32	.32	.25	.07
C	1.54	2.12	1.80	1.58	1.11	13.75
ID	87.94	89.72	89.44	90.18	90.03	77.34
IP	1.11	1.14	1.13	1.11	1.08	6.51
IA	.77	.76	.76	.80	.78	.14
K ₂ O/Na ₂ O	1.63	1.32		1.37		
K/Rb	274	139		177		
Ba/Rb	2.64	1.57		1.46		
Ba/Sr	12.35	9.91		8.59		
Rb/Sr	4.67	6.29		5.90		

** Dique ácido cuarzo-moscovítico

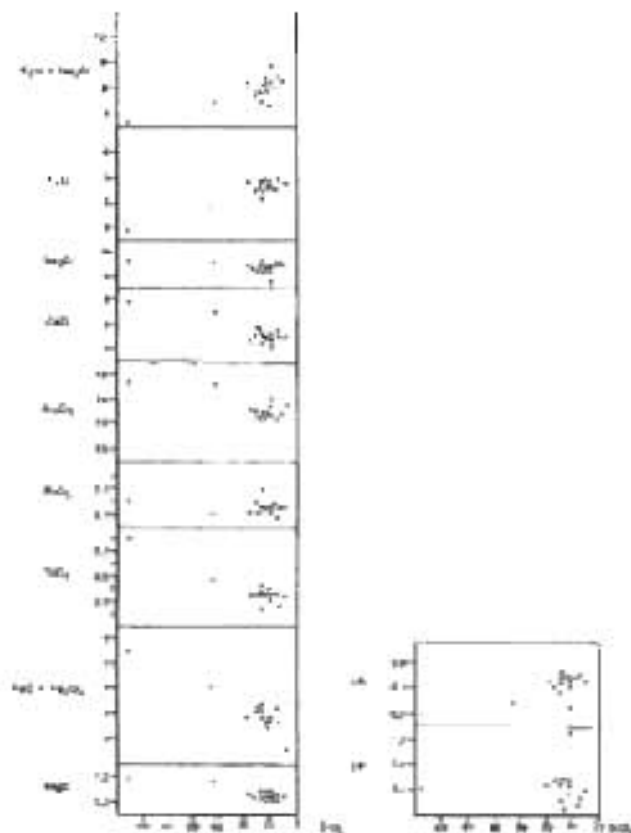


Fig. 65. GRANITOS POSTCINEMÁTICOS - Macizo de Porrino.

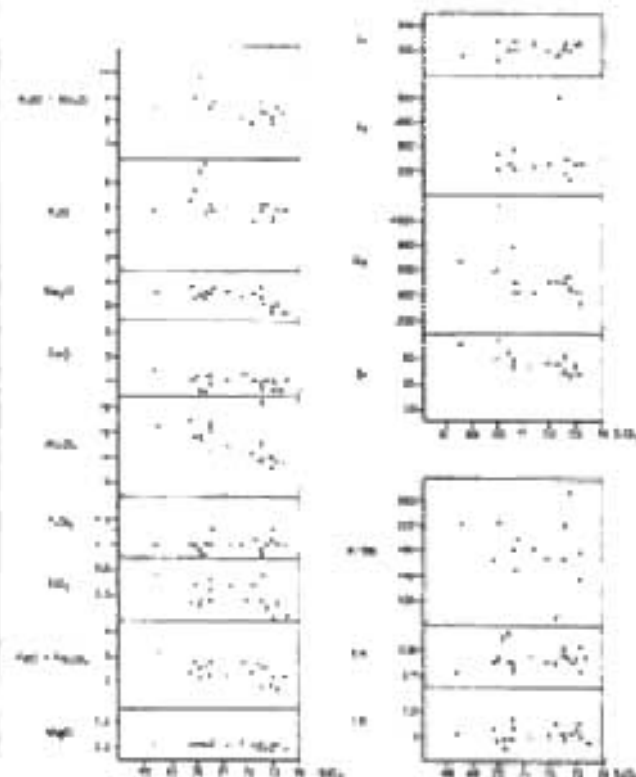


Fig. 67. GRANITOS POSTCINEMÁTICOS - Macizo de Ribadavia.

TABLA XVI. MACIZO DE ORENSE

Composición de elementos mayores (% en peso), elementos menores (ppm) y
norma C.I.P.W.

Hoja	225	188	225	225	226	188	226	188	225
<u>Muestra</u>	<u>101^a</u>	<u>98^a</u>	<u>100^b</u>	<u>137^a</u>	<u>86^a</u>	<u>96^b</u>	<u>81^b</u>	<u>97^b</u>	<u>138^b</u>
SiO ₂	70.15	72.59	72.76	73.29	73.29	74.03	74.39	74.57	75.08
Al ₂ O ₃	14.82	13.44	14.75	13.54	13.64	13.37	13.34	13.24	12.80
Fe ₂ O ₃	.28	.26	.23	.20	.38	.27	.72	.32	.36
FeO	1.76	2.28	1.70	2.03	2.02	1.47	1.00	1.67	1.49
MgO	.42	.25	.33	.22	.33	.17	.19	.22	.17
CaO	1.09	.93	.69	.89	.65	.70	.77	.69	.70
Na ₂ O	3.60	3.41	3.68	3.47	3.38	3.35	3.62	3.29	3.31
K ₂ O	5.65	4.98	4.69	4.89	4.79	4.90	4.40	4.92	4.65
MnO	.03	.03	.04	.03	.04	.03	.04	.03	.03
TiO ₂	.34	.36	.34	.28	.37	.28	.26	.16	.15
P ₂ O ₅	.06	.08	.07	.05	.10	.01	.02	.08	.05
H ₂ O	1.44	.93	1.11	.99	.55	1.00	.73	.69	.93
Total	99.65	99.54	100.40	99.88	99.55	99.59	99.49	99.87	99.72
Li	110	99	143	108	103	117	230	124	128
Rb	257	228	307	245	205	168	272	230	198
Ba	538	335	375	375	863	172	213	131	213
Sr	39	28	35	39	30	24	17	17	15
Q	23.65	29.99	30.52	30.86	32.39	33.12	34.21	33.84	35.39
Or	33.39	29.43	27.72	28.90	28.31	28.96	26.00	29.08	27.48
Ab	30.46	28.86	31.14	29.36	28.60	28.35	30.63	27.84	28.01
An	5.02	4.09	2.97	4.09	2.57	3.41	3.69	2.90	3.15
Hy	3.54	4.06	3.27	3.70	3.68	2.49	1.36	3.14	2.67
Mt	.41	.38	.33	.29	.55	.39	1.04	.46	.52
Il	.65	.68	.65	.53	.70	.53	.49	.30	.28
Ap	.14	.19	.16	.12	.23	.02	.05	.19	.12
C	.94	.94	2.53	1.04	1.95	1.31	1.27	1.44	1.17
Id	87.51	88.28	89.37	89.12	89.30	90.43	90.85	90.76	90.88
IP	1.06	1.07	1.20	1.08	1.16	1.12	1.11	1.11	1.10
IA	.80	.81	.75	.80	.78	.80	.79	.80	.81
K ₂ O/Na ₂ O	1.57	1.46	1.27	1.41	1.42	1.46	1.21	1.49	1.40
K/Rb	182	180	126	165	193	241	133	177	194
Ba/Rb	2.09	1.47	1.22	1.53	4.21	1.02	.78	.57	1.07
Ba/Sr	13.79	11.96	10.71	9.61	28.77	7.17	12.53	7.70	14.20
Rb/Sr	6.59	8.14	8.77	6.28	6.83	7.00	16.00	13.52	13.20

a) Zona externa; b) Zona intermedia e interna.

TABLA XVII. MACIZO DE CRESPOS

Composición de elementos mayores (%en peso), elementos menores
(ppm) y norma C.I.P.W.

Hoja	263	263
Muestra	316 ^a	317 ^b
SiO ₂	71.49	75.59
Al ₂ O ₃	14.05	12.81
Fe ₂ O ₃	.92	.53
FeO	2.16	.95
MgO	.23	.07
CaO	1.45	1.13
Na ₂ O	3.49	3.87
K ₂ O	4.78	3.77
MnO	.05	.05
TiO ₂	.34	.17
P ₂ O ₅	.07	.02
H ₂ O	.89	.75
Total	99.92	99.70
Li	48	45
Rb	159	142
Ba	781	250
Sr	45	18
Q	28.39	35.67
Or	28.25	22.28
Ab	29.53	32.75
An	6.74	5.48
Hy	3.31	1.29
Mt	1.33	.77
Il	.65	.32
Ap	.16	.05
C	.67	.36
ID	86.18	90.70
IP	1.05	1.04
IA	.77	.81
K ₂ O/Na ₂ O	1.37	.97
K/Rb	249	220
Ba/Rb	4.91	1.76
Ba/Sr	17.35	13.89
Rb/Sr	3.53	7.89

a) Facies biotítica poco porfídica;

b) Facies leucocrática no porfídica.

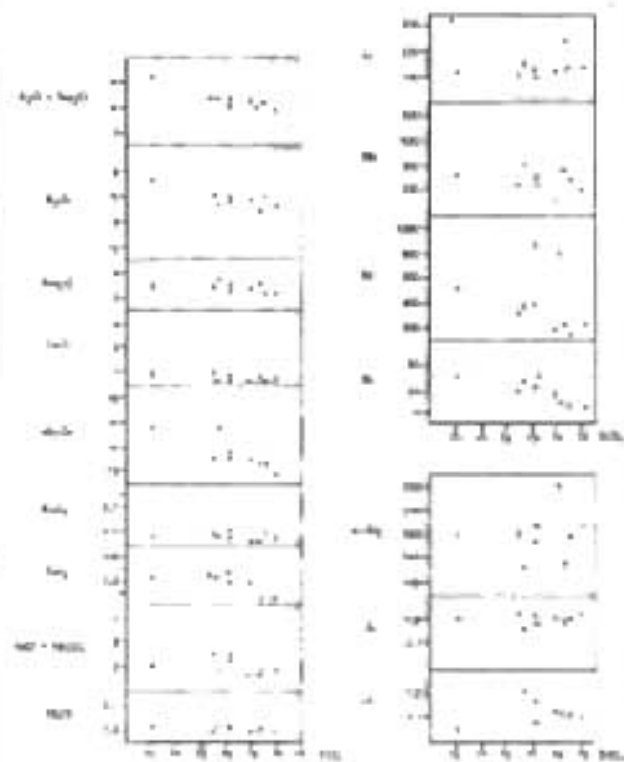


Fig. 6A. - GRANITOS POSTORINEMÁTICOS - Matrics de Orizaba

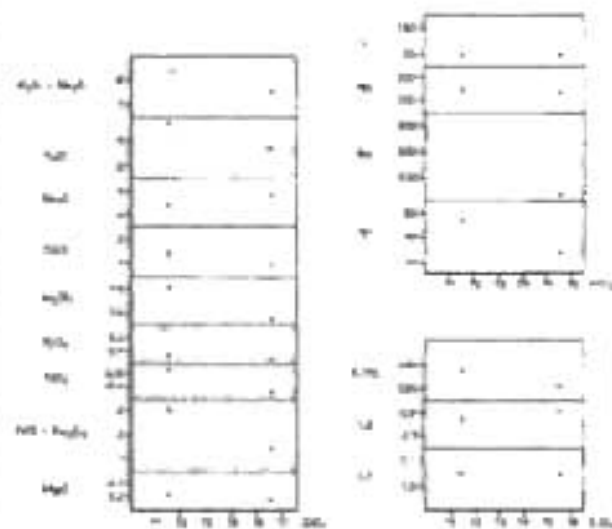


Fig. 69. GRÁNITOS POSONEMÁTICOS - Maciço de Crespos.

TABLA XVIII. MACIZO DE LOVIOS

Composición de elementos mayores (% en peso), elementos menores (ppm) y norma C.I.P.W.

Hoja	301	301	302	301	301	301	301	301	301	301	301
Muestra	327 ^a	331 ^b	329 ^b	333 ^b	334 ^b	332 ^a	337 ^c	330 ^b	336 ^a	328 ^d	335 ^a
SiO ₂	71.83	72.84	72.99	73.00	73.66	73.66	74.02	74.06	74.89	75.15	75.80
Al ₂ O ₃	13.57	13.51	14.01	14.23	14.03	13.76	14.04	13.81	12.88	12.90	12.60
Fe ₂ O ₃	.65	.16	.40	.57	.39	.39	.43	.42	.48	.36	.56
FeO	1.84	1.85	1.16	1.29	1.27	1.20	1.09	1.24	1.50	1.08	1.09
MgO	.51	.48	.27	.27	.19	.06	.13	.24	.10	.07	.06
CaO	1.37	1.28	.91	1.44	1.04	.66	.84	1.28	.77	.56	.66
Na ₂ O	3.67	3.59	3.53	3.53	3.47	4.16	3.54	3.59	3.67	3.98	3.69
K ₂ O	5.10	4.61	4.96	4.51	5.10	4.98	4.82	4.53	4.69	4.78	4.68
MnO	.05	.05	.05	.05	.05	.05	.05	.05	.04	.05	.05
TiO ₂	.29	.34	.17	.12	.13	.09	.10	.06	.15	.05	.13
P ₂ O ₅	.11	.14	.16	.11	.09	.06	.09	.09	.08	.03	.06
H ₂ O	.89	.81	1.00	.66	.62	.79	.76	.67	.61	.59	.52
Total	99.89	99.65	99.60	99.79	100.04	99.86	99.91	100.03	99.85	99.58	99.89
Li	139	127	157	83	112	114	160	86	157	101	110
Rb	280	256	263	178	214	308	189	227	269	332	271
Ba	304	503	539	641	467	430	480	602	233	214	206
Sr	63	97	83	133	93	76	112	111	85	51	69
Q	26.58	29.98	30.84	31.21	30.84	28.23	32.52	32.12	33.02	31.71	34.44
Or	30.14	27.24	29.31	26.65	30.14	29.43	28.49	26.77	27.72	28.25	27.66
Ab	31.06	30.38	29.87	29.87	29.36	35.20	29.96	30.38	31.06	33.68	31.23
An	5.49	5.44	3.47	6.43	4.57	2.88	3.58	5.76	3.30	2.58	2.88
Di	.50										
Hy	3.47	3.99	2.28	2.47	2.36	1.98	1.90	2.52	2.43	1.87	1.57
Mt	.94	.23	.58	.83	.57	.57	.62	.61	.70	.52	.81
Il	.55	.65	.32	.23	.25	.17	.19	.11	.28	.09	.25
Ap	.25	.32	.37	.25	.21	.14	.21	.21	.19	.07	.14
C		.62	1.56	1.19	1.13	.47	1.69	.89	.56	.23	.41
ID	87.78	87.60	90.02	87.73	90.34	92.87	90.96	89.27	91.80	93.64	93.33
IP	.98	1.03	1.10	1.08	1.08	1.03	1.13	1.06	1.04	1.02	1.03
IA	.84	.80	.79	.74	.79	.88	.79	.77	.85	.90	.87
K ₂ O/Na ₂ O	1.39	1.28	1.40	1.28	1.47	1.20	1.36	1.26	1.28	1.20	1.27
K/Rb	151	149	156	210	197	134	211	165	144	119	143
Ba/Rb	1.09	1.96	2.05	3.60	2.18	1.40	2.54	2.65	.87	.64	.76
Ba/Sr	4.82	5.18	6.49	4.82	5.02	5.66	4.29	5.42	2.74	4.20	2.98
Rb/Sr	4.44	2.64	3.17	1.34	2.30	4.05	1.69	2.04	3.16	6.51	3.93

a) Facies con megacrístales; b) Facies biotítica sin megacrístales;

c) Facies de dos micas; d) Facies leucocrática dentro de a).

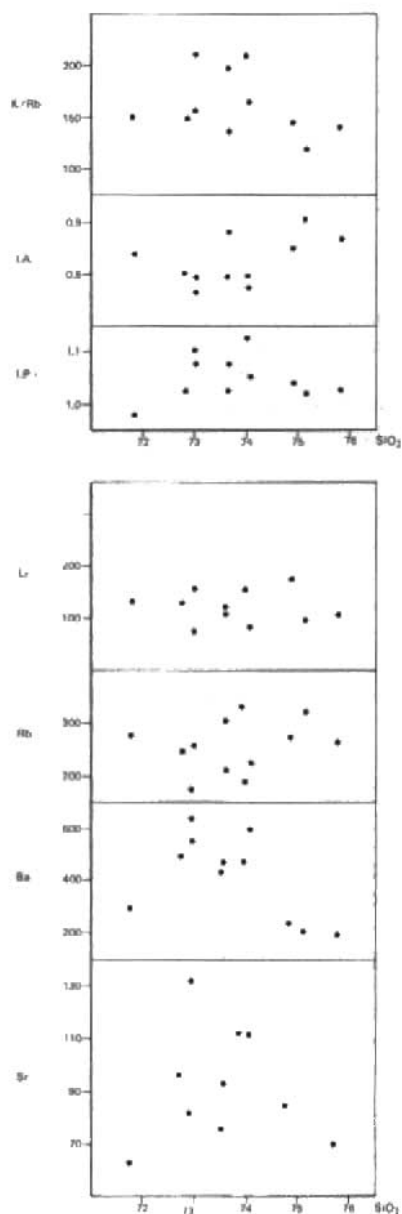
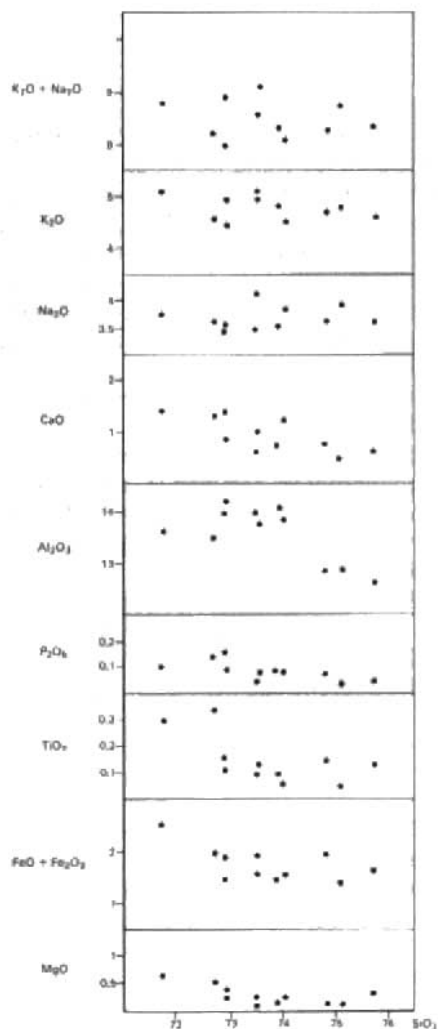


Fig. 70. GRANITOS POSTCINEMÁTICOS - Macizo de Lovios.

de andalucita), aunque no la más silicia ni diferenciada. Globalmente tiene características geoquímicas intermedias entre las otras dos.

Las pautas de variación de los elementos mayores y menores frente al SiO_2 (Fig. 70), indican una disminución clara de los elementos ferromagnesianos y CaO , mientras que la suma de álcalis, y los álcalis independientes, tienden a mantenerse constantes, con una débil disminución del K_2O y aumento ligero del Na_2O , que parece marcar una leve inflexión hacia términos sódicos.

Macizo de Orense y Ribadavia

En las Tablas XVI y XV, respectivamente, figuran los 9 análisis de Orense y 20 de Ribadavia que se han realizado. Forman una unidad continua en los **trend** de todos sus elementos, tanto de mayores como menores, existiendo un ligero solapamiento entre los últimos diferenciados de Ribadavia y la zona externa de Orense (Fig. 67, 68, 71 y 73). Las facies de las zonas intermedias e internas de Orense quedan como una unidad algo más diferenciada, ligeramente separada del resto. El índice de alcalinidad aumenta progresivamente con el contenido en SiO_2 desde Ribadavia a Orense, siendo la suma total conjunta de álcalis decreciente en el mismo sentido. Este último hecho es el que marca una cierta tendencia subalcalina de ambos, con valores de álcalis superiores a 8 en todo el **trend**.

El índice de peraluminidad (IP) se mantiene con pocas variaciones, casi siempre dentro de unos valores entre 1,06 y 1,15, que pueden considerarse como moderados.

El Macizo de Ribadavia es el menos diferenciado (ID entre 83,2 a 91,6) y más básico, con mayores contenidos en CaO , elementos ferromagnesianos y Sr. También la relación K/Rb es más elevada, a pesar de la dispersión que se observa en el diagrama (Fig. 67). En tal triángulo Rb-Ba-Sr (Fig. 73) puede verse igualmente que la mayoría de las muestras se proyectan en el campo III mientras que las rocas de Orense lo hacen en el IV.

En el Macizo de Orense hay una ligera diferencia composicional entre la zona externa no porfídica y el resto, lo cual constituye una prueba más del carácter zonado del plutón. La zona externa es la menos diferenciada (ID < 89,3) y muy poco peraluminica (IP < 1,1, en la mayoría de las muestras), frente a la tendencia más diferenciada (ID > 89,3) y peraluminica (IP > 1,1) de la parte más central).

Pórfidos granodioríticos

El único análisis que se ha realizado figura en la Tabla XIII. Indica que se trata de una roca poco diferenciada (ID = 81,84 y K/Rb = 297) de carácter intermedio que, sin embargo, presenta una tendencia peraluminica (IP = 1,18 y C normativo = 2,61) más alta de lo normal para una roca de este tipo. Esto puede ser debido al elevado grado de contaminación que tienen de metasedimentos, que haría aumentar los índices mencionados, en contra de la tendencia metaluminica que debería tener por presentar anfíbol en su composición.

3.4. ROCAS FILONIANAS

Las manifestaciones filonianas presentes en la hoja son muy abundantes y están asociadas, mayoritariamente, con la intrusión del magmatismo granítico hercínico. En el capítulo 3,3 correspondiente a las Rocas graníticas, se han descrito ya las características particulares de

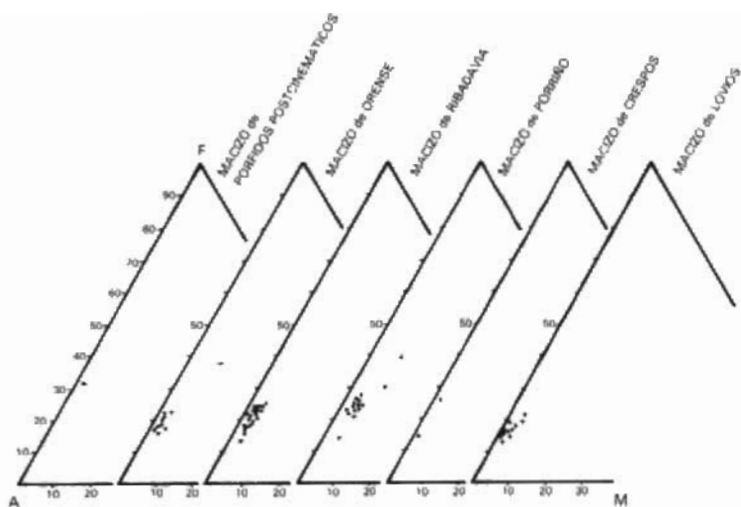


Fig. 71.- Diagramas AFM de granitoides postcinemáticos

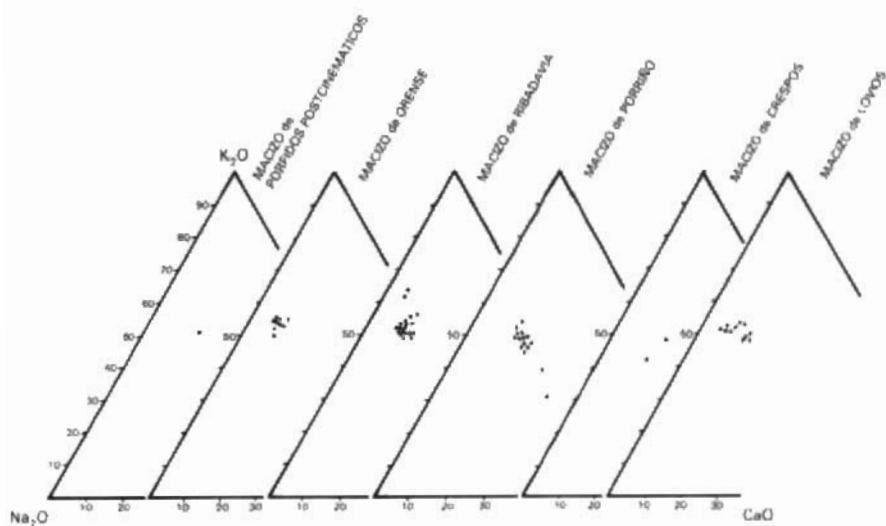


Fig. 72 Diagramas $\text{Na}_2\text{O}-\text{K}_2\text{O}-\text{CaO}$ de los granitoides postcinemáticos.

las venas y diques de cada uno de los macizos individualizados, con lo que aquí solamente se expondrán algunos rasgos muy generales de cada tipo de diques.

Globalmente los diques más frecuentes son los de carácter ácido, que corresponden a las etapas tardías de consolidación magmática en sus fases pegmatítica, pneumatolítica e hidrotermal. La mayoría de ellos está compuestos por aplitas, pegmatitas, diques de cuarzo y pórfidos graníticos. Los dos primeros tipos son muy frecuentes en los granitoides sincinemáticos, quedando restringidos a cantidades accesorias en el magmatismo postcinemático. Los diques de cuarzo son igualmente abundantes tanto en uno como en otro grupo granítico. Por su parte los diques de pórfidos son más frecuentes en los granitoides postcinemáticos, pues suponen, a veces, facies subvolcánicas cuyas condiciones de formación (tales como encajante enfriado, ascensiones magnéticas epizonales, entre otras) son las que aparecen durante la consolidación de dichos granitoides.

Por regla general, todos los diques ácidos se sitúan y emplazan en las áreas intra y extratolíticas, principalmente dentro de las zonas meso y catazonales. Su mayor profusión suelen tenerla en las áreas marginales o de borde, bien sean laterales o apicales, y habitualmente son varias las generaciones filonianas que se producen. Debido a la uniformidad tanto composicional como textural de estos diques, y al carácter yuxtapuesto en el tiempo y espacio de las intrusiones graníticas sincinemáticas, resulta difícil discriminar en ocasiones los que corresponden a cada grupo. Menos difícil resulta distinguir, sin embargo, los que acompañan al emplazamiento de los granitos postcinemáticos.

En menor cantidad, existe también un magmatismo filoniano de naturaleza básica, representado principalmente por diques de diabasas, lamprófidos y microgabros, que se encuentran más dispersos que los ácidos, y no tienen una asociación neta y concreta con ningún grupo particular de granitoides. Varios de ellos son incluso muy tardíos, pues cortan e intruyen a macizos postcinemáticos, lo que produce incertidumbre respecto a la edad de los mismos, ya que pueden tener edades muy jóvenes, incluso posthercínicas.

En la inmensa mayoría de los casos, la dimensión y continuidad espacial de cualquiera de los diques es bastante limitada. Las potencias raramente superan 1 m., y la continuidad unos pocos cientos de metros. Lo más común es la presencia de filones y venas centimétricas discontinuas, con asomos a veces parciales a lo largo de direcciones preferentes de fracturación.

Según su naturaleza, se han distinguido en la hoja cuatro tipos de diques, que son: aplitas-pegmatitas; de cuarzo; pórfidos y microgranitos porfídicos; rocas básicas. Algunas de las características generales de cada uno de ellos, se exponen a continuación.

3.4.1. Diques de aplitas y pegmatitas

Son, con mucho los diques más abundantes. Suelen ir ligados preferentemente con los granitoides calcoalcalinos biotíticos (granitoides precoces) y con los granitos de dos micas peraluminicas. Pueden presentarse en diques individuales o bien ir asociados de manera compuesta aplopegmatóide.

Las composiciones tanto de las aplitas como de las pegmatitas son bastante simples. Como minerales principales o de base están el cuarzo, feldespato potásico y plagioclase ácida. A partir de esta base hay variantes con moscovita, biotita y turmalina. También en cantidades accesorias se encuentran granates y, más escasamente, berilo. Para completar las paragénesis más comunes cabe citar la presencia de minerales metálicos (óxidos y sulfuros) en algunas

zonas, que constituyen parte de los indicios de yacimientos explotados o investigados en la región.

Debido a que la descripción exhaustiva de estos diques puede encontrarse en los apartados dedicados a cada macizo granítico, sólo mencionaremos aquí de manera detallada los diques de pegmatitas con espodumena, por constituir un caso excepcional, debido al carácter compuesto de su asociación mineralógica.

Las pegmatitas ricas en Li afloran como un enjambre de venas y diques discontinuos que intruyen sobre los esquistos con granate y estaurilita del área intermedia entre la Sinforma de Lalín y la de Forcarei. El dique más potente e importante se encuentra a 2 Km. al oeste de Vilatuxe ($X=566.600$, $Y=4.717.500$), en el ángulo NE de la Hoja de Cercedo (153). Tiene una potencia máxima de 8 m. y mínima de 2-3 m., hasta su desaparición debajo de la zona alterada. También en el ángulo NO. de la Hoja de Lalín (154) continúan aflorando venas pegmatoides de esta naturaleza. Los primeros autores que estudiaron estos diques fueron PARGA-PONDAL y MARTIN CARDOSO (1948). El dique es texturalmente compuesto, con alternancia de bandas aplíticas y pegmatíticas, y tiene una ligera zonación, con cristalización de cuarzo y feldespato en los bordes, y grandes cristales de espodumena (de hasta 30 cm.), junto con albita y cuarzo, en la parte central. El resto de la paragénesis está compuesta por moscovita, lepidolita, amblygonita, berilo, apatito, petalita, turmalina, topacio, casiterita, pirita, calcopirita, molibdenita, wolframita, arsenopirita, columbita, tantalita, granate (manganesífero), heterosita y ferrisicklerita como productos secundarios de lithiophilita-triphyllita, circón.

Von KNORRING y VIDAL ROMANI (1981) estudian geoquímicamente la espodumena y dan un 7,03% de Li_2O en ella. En lámina delgada se observa, en algunas muestras, un amplio desarrollo de texturas simplectíticas en sus bordes. Una descripción más detallada de los minerales está hecha en la bibliografía anteriormente mencionada.

En la zona de Doade, al oeste de Beariz (hoja de Puente Caldelas (186)), HENSEN (1967) describe unas pegmatitas de estaño, litio y berilio, semejante a las de Villatuxe. Este autor hace un estudio exhaustivo de la paragénesis y llega a la conclusión de que la pegmatita cristalizó a 600°C y presiones entre 2,5-3,5 Kb. a partir de un fundido genéticamente situado al oeste, pertenecientes a la Alineación Salvatierra-La Cañiza-Cercedo.

3.4.2. Diques de Cuarzo

Este tipo de diques son también bastante frecuentes. Van asociados con todas las intrusiones graníticas, siempre como últimos representantes de las manifestaciones filonianas, es decir, cortando a los otros diques aplíticos y pegmatíticos. Solamente los diques de carácter básicos suelen ser más tardíos que ellos.

Generalmente tienen potencias pequeñas, que van desde los pocos centímetros (venas estrechas) hasta 1 m.. La composición es de cuarzo lechoso y, en ocasiones, están mineralizados (p.e. con mispíquel, en las áreas de Beariz y Carballino).

En los apartados correspondientes a los macizos graníticos individualizados están detalladas las características particulares de estos diques.

3.4.3. Diques de pórfidos y microgranitos pófidicos

Son bastante frecuentes, sobre todo en relación con los macizos graníticos postcinemáticos, donde afloran tanto en la parte externa como en la interna del macizo. Por regla general

nunca se les ha visto deformados lo que, unido a la circunstancia anterior, hace pensar en que son manifestaciones subvolcánicas del magmatismo postcinemático. Los bordes de los diques son siempre cortantes y netos, y tanto sus composiciones como texturas son variadas, pudiéndose encontrar desde micropórfidos graníticos, hasta pórfidos graníticos-granodioríticos con fenocristales grandes (de varios centímetros) de plagioclasa. De manera bastante habitual están muy alterados hidrotermalmente, con cloritización de biotitas y sericitización de las plagioclasas.

Algunos casos particulares de este tipo de diques los describiremos a continuación, aunque en la descripción petrológica de los macizos pueden encontrarse más precisiones al respecto. En la región de Puenteareas se encuentran pórfidos graníticos intruyendo en granitos de dos micas peraluminicos y en granitoides inhomogéneos. Son diques de poca potencia y extensión, con un color amarillento-parduzco y pequeños fenocristales de cuarzo y plagioclasa. Los cuarzos presentan golfos de corrosión y la plagioclasa está sericitizada. El resto de la mineralogía está formada por feldespato potásico, biotito, moscovita y opacos.

En la región de Nogueira de Ramuín, aparecen dos tipos distintos de pórfidos. Por un lado, se encuentran micropórfidos cuarcíferos afaníticos de color amarillo-rosado con fenocristales milimétricos de cuarzo, que afloran al sur de Sober. Por otra parte, al NE. del Macizo postcinemático de Orense, próximo a los contactos, afloran diques de pórfidos graníticos-granodioríticos (tipo granófidos), bastante potentes (algunos >1 m.), en los que destacan fenocristales centimétricos de plagioclasa y cuarzos de menor tamaño. Otros minerales son biotita y opacos secundarios. El conjunto está muy alterado hidrotermalmente.

En la región de Baltar, en proximidad con el Macizo de Lovios, se encuentran varios afloramientos de pórfidos granodioríticos, situados en el área NE., de dicho macizo. Son diques de potencias métricas, con dirección N 40°E., corridas discontinuas, y fenocristales grandes (de varios centímetros) de plagioclasa idiomorfa zonada. La matriz es de grano fino oscura, rica en biotita. Como característica particular, estos diques llevan enclaves microgranulares de pequeño tamaño.

Por último, en la zona de la Antiforma del Olla de Sapo que aflora en la Hoja de Puebla de Trives (189) y situados dentro de los materiales ordovícicos y silúricos, afloran micropórfidos ácidos siguiendo direcciones de fracturas N 160°E o N 90°E. Son de color blanco-parduzco, grano fino y texturas microporfídicas, compuestos por cuarzo, plagioclasa y moscovita como minerales principales, y feldespato potásico como accesorio. Asociados en parte con ellos, se encuentran también otros diques de pórfidos ácidos algo más granudos que los anteriores, pero que suelen seguir las mismas direcciones. Son filones que nos superan los 5-6 m. de potencia, y están compuestos por cuarzo, plagioclasa, moscovita y feldespato potásico como minerales principales; como accesorios están apatito, circón, opacos y rutilo.

3.4.4. Diques de rocas básicas

En todos los casos observados son diques no deformados, con bordes netos y discordantes, y potencias medias que no suelen superar los 2 m., aunque en algunas zonas se describen potencias muy superiores, como p.e. en la Hoja de Puenteareas (224) que se cita un dique de decenas de metros de espesor cortando al Macizo de Avión, o en la Hoja de Puebla de Trives (189) donde se describen filones de diabasas de hasta 25 m. de potencia. Se encuentran atravesando todo tipo de formaciones con direcciones variables y buzamientos subverticales, sin ligazón clara a ninguno de los grupos graníticos distinguidos. Sin duda representan

manifestaciones postgraníticas que intruyeron a lo largo de la fracturación póstuma que sufre el orógeno hercínico ya rígido, una vez pasadas las fases orogénicas, cicatrizando fallas. Entre los tipos distinguidos, se encuentran composiciones básicas e intermedias. Los que aparecen más frecuentemente son diabasas s.l. (doleritas) y lamprófidos.

Los diques de diabasas cortan tanto a granitoides como a metasedimentos. Tienen colores gris-verdoso oscuros y suelen estar muy alterados a materiales arcillosos pardos, presentando frecuentemente disyunción esferoidal. Habitualmente exhiben bordes enfriados de textura afanítica, mientras que en la parte interior las texturas son diabásicas o subofíticas de grano fino. La composición es variada desde términos gabroideos y dioríticos, hasta algunos minoritarios cuarzo-dioríticos. Hay variedades piroxénicas y otras hornbléndicas. Parcialmente interesantes resulta un par de diques asociados de microgabros de tendencia alcalina que cortan granitos de dos micas al oeste del Macizo de Orense, en la carretera general de Orense-Vigo. Tienen textura inequigranular en la que destacan cristales mayores de olivino (serpentinizado) y plagioclasa fresca de composición labradorítica, dentro de una masa de grano fino formadas por augita titanada y abundantes opacos. El resto de los diques tienen como minerales principales: plagioclasa (en ocasiones muy alterada) de tipo labradorita-andesina, clinopiroxeno, hornblenda, \pm biotita, \pm cuarzo, \pm feldespato potásico. Como accesorios están apatitos, opacos y circón. Son muy frecuentes y abundantes los procesos de transformación secundaria, con aparición de albitas, micas verdosas, sericita, leucoxeno, ceolitas, epidota, carbonatos, y cuarzo rellenando intersticios.

Los diques de lamprófidos están bastante alterados y, por eso, resulta muy difícil su estudio. A veces es dudosa su definición como tales, pudiendo corresponder mejor a términos monzoníticos u otros. Algunos son mesocráticos de grano fino-medio, algo porfídicos, con minerales ferromagnesianos de dos generaciones (p.e. biotita).

4. HISTORIA GEOLOGICA

Dentro de la Hoja se pueden separar dos grandes conjuntos. El conjunto que ocupa la posición estructural inferior está constituido por los dominios del Caurel (Zona Astur-occidental-Leonesa) y del Anticlinorio del Olla de Sapo (Zona Centro-Ibérica), mientras que el que ocupa la posición superior está constituido por el Dominio Esquistoso de Galicia-Tras-os-Montes (Zona de Galicia-Tras-os-Montes).

Ambos conjuntos, superpuestos tectónicamente, representan diferentes áreas paleogeográficas de una cuenca de sedimentación desarrollada sobre una corteza continental antigua.

El conjunto inferior se extiende por el tercio nororiental del mapa, siendo la diferencia principal entre los dominios que lo constituyen, el hecho de que mientras que en el Dominio del Anticlinorio del **Olla de Sapo** los materiales ordovícicos se apoyan sobre la formación porfirioide del **Olla de Sapo**, en el Dominio del Caurel se apoyan sobre una serie detrítica con intercalaciones calcáreas de edad cámbrica. La Unidad de los Montes del Invernadeiro tiene características especiales, aunque relacionables con el Dominio del Anticlinorio del **Olla de Sapo**.

En general, los materiales paleozoicos representados en el conjunto inferior fueron depositados en un medio de plataforma muy somera, presentando a veces carácter intermareal (MARTINEZ CATALAN, 1981; GONZALEZ LODEIRO et al, 1982).

RIEMER (1966) en el Sinclinal del Sil, ya dentro de la presente Hoja, cita la presencia de facies turbidíticas en los materiales que constituyen la Serie de San Clodio de edad Devónica-Carbonífera.

QUIROGA (1980) cita estas facies también en el Sinclinal de Alcañices, fuera de la Hoja.

Los materiales cámbricos presentes en el Dominio del Caurel representan: depósitos detríticos someros (las Cuarcitas de Cándana inferior) depósitos muy someros, localmente con facies euxínicas (las Pizarras de Cándana y las Capas de Transición) y plataforma carbonatada poco profunda, que evoluciona hacia techo a llanura mareal y medio submareal poco profundo (la caliza de Vegadeo) (MARTINEZ CATALAN, 1981).

Debido a la fase Sárdica en el Dominio del Anticlinorio del **Olla de Sapo**, el Ordovícico se apoya discordantemente sobre el Porfirioide del **Olla de Sapo** de edad probablemente Precámbrica.

Las Pizarras de Luarca representaron un medio de menor energía.

La sedimentación de las Capas de los Montes, Pizarras del Soldón y Capas de Villamea así como la de la Cuarcita Armoricana se hace en condiciones someras.

A continuación de estos depósitos se produce un periodo de movimientos epirogénicos suaves y emersión debido a los movimientos tectónicos, que se deja sentir en todo el conjunto inferior.

En el Dominio del Caurel a continuación (Ordovícico superior Silúrico), se depositan en algunos lugares unas calizas recifales (Caliza de La Aquiana) que dan paso en todo el conjunto inferior a depósitos de aguas tranquilas y medio euxínico muy generalizados de edad Silúrica.

Durante el Devónico inferior se depositan en el Dominio del Caurel una serie de cuarcitas, pizarras arenosas y calizas con braquiópodos, crinoides y tentaculites que representan también un medio somero.

A finales del Devónico y comienzos del Carbonífero podría situarse el comienzo de la Orogenia Hercínica, dando lugar a una generación de conglomerados y materiales de facies turbidíticas que presentan restos de vegetales (Serie de San Clodio). Estos materiales, que son testigos del inicio de la Orogenia Hercínica en áreas próximas, fueron sin embargo afectados por la primera fase de la misma en este dominio.

La evolución del conjunto superior (Dominio Esquistoso de Galicia-Tras-os-Montes) es diferente y más difícil de establecer, debido a su mayor monotonía y casi inexistencia de fósiles. Fuera del área de esta Hoja RIBEIRO (1974) cita sedimentos con presencia de turbiditas en el Silúrico-Devónico e incluso carbonífero del N. de Portugal.

Las series son mucho más potentes que en el conjunto inferior y presentan numerosos cuerpos de origen volcánico o vulcanodetrítico de carácter ácido en su mayoría, y a veces básico intercalados.

La sedimentación comienza con una potente serie vulcanodetrítica (Grupo de Santabaia) con numerosos cuerpos de vulcanitas ácidas de carácter riolítico a riódacítico intercalados, probablemente cineríticos, que puede abarcar desde el Precámbrico hasta el Ordovícico superior e incluso Silúrico inferior, no siendo posible precisar más la edad ni el medio sedimentario, debido a la falta de fósiles y estructuras sedimentarias.

A continuación, durante el Silúrico se produce una sedimentación de materiales pelíticos y arenosos con abundante materia carbonosa (Grupo de Nogueira), que indicarían un medio marino reductor (MARQUINEZ, 1984). Estos depósitos dan paso durante el Silúrico superior y probablemente parte del Devónico a unos depósitos muy monótonos pelítico-arenosos con alguna intercalación de vulcanitas ácidas en general, y a veces intermedias.

En la parte estructuralmente más alta de la serie probablemente Devónica (MARQUINEZ, 1981, 1984), se observa una sedimentación detrítica con intercalaciones ácidas que parecen indicar la existencia de un magmatismo bimodal.

El gran desarrollo de los materiales representados en este Dominio en la Hoja y su correlación con otros sectores de la Zona de Galicia-Tras-os-Montes sugiere la existencia en estos tiempos de una zona fuertemente subsidente (MARQUINEZ, 1984).

La evolución tectónica para la Orogenia Hercínica es similar en todo el área de la Hoja, aunque la intensidad de las distintas fases varía de un conjunto a otro.

Se distinguen al principio dos fases de deformación tangencial muy importantes. La primera fase, que como ya hemos dicho afecta a la Serie de San Clodio (Devónico Superior-Carbonífero inferior), genera grandes pliegues tumbados vergentes al E. con flancos inversos de decenas de kilómetros y una esquistosidad de tipo **slaty cleavage** generalizada.

Los pliegues y la esquistosidad asociada a esta fase son las principales estructuras existentes en el conjunto inferior (dominios del Anticlinorio del **Olla de Sapo** y del Caurel), mientras que en el Dominio Esquistoso de Galicia-Tras-os-Montes solo se observan en relación con esta fase una esquistosidad generalizada, relictas, obliteradas por las siguientes fases de deformación, y numerosas venas de cuarzo de pequeño espesor.

La segunda fase produce una deformación no coaxial muy intensa, a veces en bandas y otras generalizada, y está relacionada con el emplazamiento de mantos de cabalgamiento. Su distribución no es homogénea en el área de la Hoja. En el Dominio Esquistoso de Galicia-Tras-os-Montes es dominante y se encuentra generalizada en las áreas con metamorfismo más elevado, dando lugar a una esquistosidad principal de tipo **schistosity** o de crenulación y a pliegues acostados en general de centimétricos a decimétricos, y en algunos casos de algunos kilómetros (área de Los Peares), vergentes al E. En este dominio la esquistosidad de Fase 2 estaría relacionada con una gran zona de cizalla dúctil subhorizontal producida por la obducción de un conjunto de unidades aloctonas superpuestas cuyos restos constituyen los complejos de Ordenes, Morais y Bragança. El Dominio Esquistoso de Galicia-Tras-os-Montes a su vez cabalga sobre el Dominio del Anticlinorio del **Olla de Sapo**. En el conjunto inferior la

deformación debida a esta fase está poco extendida en el ámbito de esta Hoja y se concentra en bandas, principalmente en las proximidades del cabalgamiento del Dominio Esquistoso de Galicia-Tras-os-Montes.

A continuación, y antes de la tercera fase, se producen una serie de fallas normales con el plano de falla muy tendido, de dirección NO-SE, que a veces llevan una esquistosidad asociada y que representan un momento de tectónica distensiva entre la segunda y tercera fases hercínicas.

Durante la tercera fase se produce un replegamiento general de las estructuras anteriores con ejes de direcciones entre N-S., y NO-SE., y plano axial subvertical, con vergencias al E. en casi toda la Hoja, que pasan a ser retrovergentes en el Dominio del Caurel. Esta fase da lugar a pliegues a todas las escalas y a algunas de las grandes estructuras de la Hoja, como las Sinformas de Forcarei, Lalín, Monforte y Verín, la Cubeta de La Seara y las Antiformas de Cándan y Frontón-Herbedeiro, así como al desarrollo de algunas zonas de cizalla subverticales (Fig. 19).

Posteriormente se producen replegamientos tardíos locales que dan lugar a pliegues de tipo **kink** y **chevron** y el desarrollo de un sistema de fracturación con inclinación acusada o vertical, en ocasiones con una componente principal de desgarre, y direcciones principales N 30E y N 60E.

La evolución del metamorfismo es en general similar en todo el ámbito de la Hoja. Durante las dos primeras fases de deformación hercínicas se desarrolla un metamorfismo regional progrado de presión intermedia a baja que durante la primera fase parece que no sobrepasó la isograda de la biotita alcanzando al final de la segunda fase la isograda de la estauroлита. Durante la interfase entre la segunda y la tercera fase, se produce la ascensión de magmas graníticos, en general peraluminicos y a veces calcoalcalinos, que conducen a un aumento del gradiente geotérmico y al desarrollo de un metamorfismo de baja presión que se sobrepone al anterior, produciendo un recrecimiento de andalucita sobre estauroлита, que alcanza su máxima intensidad en la interfase citada y a comienzos de la tercera fase llegando a producirse migmatización en algunas áreas. En el Dominio del Caurel en las proximidades de algunas fallas se pueden observar paragénesis con distena que indicarían un metamorfismo de presión intermedia local en la interfase entre la Fase 2 y la Fase 3.

A continuación de la tercera fase se produce la intrusión en niveles epizonales de granitoides de tendencia calcoalcalina y subalcalina que dan lugar a un gradiente metamórfico de muy baja presión con desarrollo de un metamorfismo de contacto sobre los metasedimentos circundantes. Simultánea y posteriormente se produce el relleno por diques de diferentes tipos (cuarzo, pórfidos, diabasas, pegmatitas) de una serie de fracturas tardihercínicas ya reseñadas.

Estas fracturas han rejugado durante el ciclo alpino, dando lugar a depresiones que se rellenaron por sedimentos terciarios y cuaternarios.

Durante el Terciario se empiezan a rellenar estas cuencas en general mediante un sistema de abanicos aluviales que parten desde los bordes de las mismas, donde se encuentran los sedimentos detríticos más gruesos, hacia el centro donde se depositan los sedimentos de granulometría más fina (facies distales) llegando a desarrollarse facies palustres. En algún caso se ha desarrollado un medio lacustre con presencia de un hypolimnion (miembro de La Vega en la Cuenca de Maceda), así como depósitos de tipo **sheet flood** y de transpote en masa.

Por último, durante el Cuaternario se terminan de rellenar estas cuencas por mecanismos similares a los que actuaron durante el Terciario, y además se producen una serie de depósitos fluviales, como son terrazas de los ríos importantes, glaciares y fluvio-glaciares.

5. GEOLOGIA ECONOMICA

5.1. MINERIA Y YACIMIENTOS

En el ámbito de la Hoja existen numerosos indicios mineros, sobre todo mineralizaciones de estaño y wolframio, habiendo existido en el pasado, ya desde la época romana, y principalmente en la década de 1940-1950 una gran actividad minera. Actualmente la mayoría de las explotaciones están abandonadas.

5.1.1. Mineralizaciones de estaño-wolframio

Son con gran diferencia las más frecuentes de todas las existentes en el ámbito de la Hoja. Su explotación dió lugar a una minería muy activa coincidiendo con la Segunda Guerra Mundial. Actualmente, la mayoría de estas explotaciones están abandonadas.

Existen dos tipos principales de yacimientos para estas sustancias: yacimientos de tipo pneumatolítico-hidrotermal y placeres en sedimentos aluviales cuaternarios.

En el primer tipo, el estaño y el wolframio se suelen presentar en filones de cuarzo que a veces pueden constituir un **stockwork**, y también en diques pegmatíticos y aplíticos relacionados con los granitos sincinemáticos, y a veces con los postcinemáticos.

La precipitación de estas sustancias suele estar relacionada con la fase pneumatolítica-hidrotermal y en algún caso con la pegmatítica.

Los minerales mena de estas sustancias son la casiterita y la wolframita, y las paragénesis en que se encuentran pueden presentar scheelita, arsenopirita, pirita, calcopirita, blenda, galena, pirrotina, magnetita, ilmenita, minerales de molibdeno y bismuto, y en algunos casos (área de Laza), oro, plata, tántalo y niobio.

En tiempos de la colonización romana existieron ya explotaciones de estaño-wolframio en el ámbito de la Hoja, como en las proximidades de Villar de Barrio (X=614.800, Y=4.668.700) y Nocado de Pena (X=618.000, Y=4.657.700) al E. de la cuenca de Ginzo de Limia, así como en el macizo granítico postcinemático de Lovios.

Las áreas más importantes en cuanto al número de explotaciones en tiempos recientes o de indicios mineros son: un área que se extiende desde Beariz (X=560.250, Y=4.702.000) hacia el N. (Monte Testeiro), al O. de la Hoja; el sector O. de la Cubeta de La Seara, donde existieron tres explotaciones importantes abandonadas recientemente, una en el cerro Novelle (X=573.250, Y=4.679.800) otra en la localidad de Gomesende (X=476.200, Y=4.673.400) denominada **La Sultana** y otra al N. del embalse de Castrelo de Miño (Mina Santa Cristina); los sectores de Arcucelos-Souteliño (X=627.000, Y=4.653.000; X=626.500, Y=4.657.350 respectivamente) y de Laza (X=627.000, Y=4.657.950) así como un área al N. y al S. de Verín (X=629.500, Y=4.644.750) hasta Feces de Abajo (X=631.250, Y=4.630.600) en la Sinforma de Verín. Todas estas áreas están actualmente abandonadas, aunque en Laza se está en fase de avanzada investigación.

En el macizo granítico postcinemático de Lovios próximo a la frontera portuguesa, existió una mina denominada de Las Sombras, todavía activa en 1972, que después fué abandonada, en relación con una fractura de dirección N. 20E. que presenta una paragénesis con wolframita, molibdenita, arsenopirita, casiterita, pirita, calcopirita, scheelita, blenda, galena y bismuto nativo. Como minerales secundarios presenta covellina, limonita y óxidos de manganeso. El orden de deposición fué Sn, W, Mo, Bi (FERNANDEZ TOMAS & PILES, 1972). En la actualidad se está investigando su explotación nuevamente. En la localidad de Entrimo (X=573.050, Y=4.643.050) se encuentran indicios en una zona de moscovitización

del macizo de Lovios de mineralizaciones en masa y en filones hidrotermales de Mo, Bi, calcopirita y wolframita.

El otro tipo de yacimiento de minerales de estaño-wolframio son los placeres en sedimentos aluviales cuaternarios, en los cuales se pueden encontrar asociaciones con casiterita, wolframita, scheelita, magnetita, anatasa, rutilo y minerales de bismuto y molibdeno.

Los yacimientos más importantes en el ámbito de la Hoja están situados al SE. de Cachafeiro (X=555.000, Y=4.713.400) en el NO. de la Hoja en un placer cuaternario que fué explotado hasta 1979; y en los aluviones del río Doade, al O. de la Hoja, donde existen una explotación activa, en la que se obtienen cristales detríticos de casiterita, wolframita, magnetita, anatasa y rutilo.

5.1.2. Mineralizaciones de estaño-tántalo-niobio

Se presentan en general en diques pegmatíticos o pegmaplíticos a veces con fenómenos de greisenificación. La precipitación de estas sustancias está relacionada con la fase pegmatítica-neumatolítica.

Los minerales mena de estos elementos son casiterita y columbita-tantalita, pudiendo presentar a veces pirita asociada, así como ilmenita y rutilo.

Existen mineralizaciones en el O. de la Hoja, en las proximidades de San Miguel (X= 553.700, Y=4.708.600), Devesa de Abajo (X=554.400, Y=4.706.000) y del área Doade-Rubillón-Vilariño (X=556.200, Y=4.702.000; X=557.350, Y=4.699.750 y X=558.400, Y=4.696.150 respectivamente) y en el sector SE. de la Hoja al N. de Verín (X=629.500, Y=4.644.750).

5.1.3. Mineralizaciones de cinc-hierro-cobre-plomo

Se presentan en filones de cuarzo con borde más o menos pegmatítico con una paragénesis constituida por blenda, pirita, galena y calcopirita, como el que aparece cerca de Saborida (X=567.350, Y=4.716.150) en el sector NO. de la Hoja, dentro del Grupo de Paraño.

5.1.4. Mineralizaciones de arsénico-hierro

Están asociadas a filones de cuarzo hidrotermales. La mena principal es la arsenopirita, que puede ir asociada a pirita. Se encuentran en el ámbito de la Hoja en los sectores NO., donde fué explotado un filón en Carballeda (Hoja de Lalín) y NE. de la Hoja de Monforte de Lemos.

5.1.5. Mineralizaciones de hierro

En el ámbito de la Hoja, los indicios de hierro son muy escasos. Unicamente se presentan en la Hoja de Puebla de Trives en las proximidades de Freijo (X= 622.500, Y=4.702.850) donde se explotó una mena de magnetita, abandonada en 1946, en la cual queda aún mineral y el Vogo (X=641.850, Y=4.698.700) donde se hicieron calicatas en la Cuarcita Armoricana; y en la Hoja de Manzaneda, donde se presentan concreciones nodulosas de hierro en los niveles basales de la Unidad de los Montes del Invernadeiro.

5.1.6. Mineralizaciones de litio

Existen mineralizaciones de espodumena en el sector O. de la Hoja ligadas a diques pegmatíticos.

La concentración mineral más importante es la de Casteliño, al S. de la localidad de Vilatuxe (X=566.600, Y=4.717.500) que actualmente está abandonada. Las pegmatitas observadas presentan como constituyentes no metálicos: cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, moscovita, apatito, espodumena, lepidolita, amblygonita, berilo, petalita, turmalina, granate (manganesífero), topacio, circón, y heterosita y ferrisicklerita como productos secundarios de lithiophilita-triphyllita.

Presentan una paregénesis de los siguientes minerales metálicos: casiterita, columbita, tantalita, wolframita, molibdenita, arsenopirita, pirita y calcopirita.

5.1.7. Mineralizaciones de oro

Existen indicios en varios puntos de la Hoja, tanto en mineralizaciones primarias como en aluviones.

En el primer caso son filones de cuarzo con mispíquel que lleva oro asociado. El origen de estos filones es hidrotermal de alta temperatura. Pueden presentar como minerales accesorios pirita, calcopirita, pirrotina y a veces casiterita y plata.

Los indicios más importantes de este tipo de yacimiento existe en la zona de Carballino (X=575.925, Y=4.698.000), existiendo también indicios en el área de granitoide inhomogéneo de Celanova-Bande.

Existen concentraciones secundarias en depósitos aluviales, de los cuales, el ejemplo más conocido son las labores romanas de Montefurado (X=647.750, Y=4.695.000).

5.1.8. Mineralizaciones de antimonio

Son muy escasas. Se observan únicamente en la zona de Santa Eufemia (X=648.200, Y=4.714.900) en el Dominio del Caurel, donde aflora un filón de cuarzo con estibina y pirita, subhorizontal que encaja en las Pizarras de Luarca. Este filón es de origen hidrotermal.

5.1.9. Mineralizaciones de uranio

Existen indicios en dos áreas en el ámbito de la Hoja. El de mayor interés se sitúa en la Sierra del Burgo dentro de la Alineación granítica Meda-Cabeza de Manzaneda, donde la Mineralización se sitúa en brechas tectónicas de orientación N. 45E., y está constituida por fosfatos de uranio concentrados epigenéticamente.

En la zona de Lalín (X=572.800, Y=4.723.750) se observa una concentración de uranio asociada a una roca básica esquistosa al SE. de esta localidad. Esta roca es rica en epidota, zoisita, apatito, circón y granate.

5.1.10. Lignitos

Existen yacimientos de lignitos en la antigua laguna de Antela, dentro de la cuenca de Ganzo de Limia, rellena por materiales terciarios y cuaternarios, y se han observado niveles lignitíferos en la cuenca terciario-cuaternaria de Maceda.

5.2. CANTERAS

Practicamente todos los materiales presentes en la Hoja son o han sido objeto de explotación, principalmente los diversos tipos de granitos. Los usos que se le dan son múltiples y diversos, predominando su utilización como áridos, sillería, mampostería o piedra ornamental. En la actualidad, aún quedan bastantes canteras en explotación, algunas de ellas de grandes dimensiones, aunque son mayoría las que están abandonadas.

A continuación se hará una descripción general de la naturaleza de las canteras, según los usos para las que se explotan.

5.2.1. Rocas para áridos, construcción y obras públicas

Los materiales más empleados para áridos y construcción son los granitos, arenas y gravas. Los granitos de dos micas peraluminicos presentan explotaciones de pequeño y mediano tamaño a lo largo de todas las alineaciones. Merecen destacar las que actualmente están en explotación en el pequeño plutón de Lalín ($X=572.850$, $Y=4.723.800$); la cantera que se encuentra a 4 Km. de Orense en la carretera de Orense-Vigo; la situada en las proximidades de Parada de Ribeira ($X=605.400$, $Y=4.653.800$), 4,5 Km. al sur de Ginzo de Limia; la del norte del Río Seco ($X=603.250$, $Y=4.681.550$), en la zona central de la Hoja de Allariz y la abierta a 3 Km. al este de Celanova ($X=586.250$, $Y=4.667.400$), en la Hoja del mismo nombre.

Otras canteras de gran tamaño, hoy en día inactivas, que se pueden destacar son las del **stock** de Castro Montas ($X=563.000$, $Y=4.722.200$), en la Hoja de Cerdedo (153); la del pueblo de Cea ($X=583.500$, $Y=4.703.250$), en la Hoja de Orense (187); la de los leucogranitos del sur de Ribadavia ($X=570.800$, $Y=4.682.400$), a orillas del Río Miño, que se empleó para la construcción de la presa de Castrelo de Miño, en la Hoja de Ribadavia (225); las situadas en los granitos moscovíticos a 2 Km. al este de Ginzo de Limia ($X=605.550$, $Y=4.657.750$); la gran cantera abierta en las cercanías del embalse de Chandreja ($X=633.650$, $Y=4.679.500$), para la construcción de este último, en la Hoja de Manzaneda (227); las que se encuentran a unos 3 Km. al norte de Montederramo ($X=623.600$, $Y=4.681.650$), dentro de la misma hoja; la abierta en el **stock** de leucogranitos aplitoides a 2 Km. al SE. de Rabal ($X=295.000$, $Y=862.000$), también en la Hoja de Manzaneda y, por último, la que se explota en el Macizo de Castro Caldelas al norte del pueblo de Sas de Penelas ($X=635.500$, $Y=4.692.250$), dentro de la Hoja de Puebla de Trives (189).

En los granitoides preferentemente biotíticos sincinemáticos (granitoides precoces) también hubo explotaciones para áridos, hoy en día todas inactivas. Así, cabe mencionar la que se abrió en el Macizo de Avión a 1,2 Km. al oeste del pueblo de Avión ($X=561.650$, $Y=4.691.900$); la del Macizo de Chantada-Taboada, que se empleó en la construcción del Embalse de Belesar, que se encuentra a orillas del río Miño en la base de la presa. En esta última se sacó la facies porfídica con megacristales, pero en la pequeña cantera próxima a Canaval ($X=616.350$, $Y=4.704.500$), en el cruce con el río Cabe, dentro de la Hoja de Nogueira de Ramuín (188) se explotó la facies granodiorítica oscura con fenocristales dispersos.

Por lo que respecta a los granitoides postcinemáticos, también son varias las canteras aprovechadas para áridos que están hoy en día abandonadas. Mención especial merecen la situada 1 Km. al norte de Rante ($X=594.200$, $Y=4.680.700$) en el Macizo de Orense, dentro

de la Hoja de Ribadavia (225); en el Macizo de Lovios, la que se abrió en el contacto norte en Maus de Salas (X=589.250, Y=4.643.400), para la construcción del Embalse de Salas, dentro de la Hoja de Lovios (301); por último, las pequeñas canteras que aprovecharon los pórfidos postcinemáticos de Outomuro (X=580.750, Y=4.675.450) y Sande, (X=575.300, Y=4.676.600), en la Hoja de Ribadavia (225).

En cuanto a la explotación de arenas y gravas, han sido y son todavía, varios los puntos de extracción de este tipo de materiales. En varias ocasiones se aprovechan las zonas de alteración meteórica granítica (sobre todo granitos de dos micas peraluminicos) para sacar arena o, como se denomina en gallego, **xabre**. También en la cuenca terciaria de Ginzo de Limia hay extracción de arenas. Las gravas se sacan principalmente de las distintas terrazas de los ríos Miño y Sil, así como de los aluviones actuales de los ríos Miño, Tâmega y Limia.

También materiales como cuarcitas y metavulcanitas han sido objeto de aprovechamiento para áridos. Las primeras se explotaron en los niveles del Grupo de Lalín-Forcarei (en la Sinforma de Forcarei) y en los tramos del Ordovícico y Silúrico-Devónico en algunas zonas del Sinclinal de Verín. Las segundas se sacaron de pequeñas canteras en el área de La Merca (X=590.500, Y=4.675.300), dentro de la Hoja de Ribadavia (225); en las cercanías del Embalse de Los Peares (X=604.500, Y=4.701.000), y en las proximidades de Laza-Cerdedelo dentro del Sinclinal de Verín.

5.2.2. Rocas para mampostería, ornamentación y techar

Mayoritariamente son las rocas graníticas las que más se emplean para la obtención de sillares, bloques, etc. y su posterior utilización en construcción. Solamente en los granitoides postcinemáticos se extraen bloques grandes para uso ornamental en planchas pulidas.

En los granitos de dos micas peraluminicas son muchas en todas las alineaciones las explotaciones puntuales de **penedos** en régimen familiar e intermitente para usos locales. Canteras de un tamaño mediano son las situadas al este de Lujnra (X=604.750, Y=4.696.350) en la Hoja de Nogueira de Ramuín (188); las de la 5ª de Farria, 2 Km. al este de Junquera de Ambía (X=604.550, Y=4.673.500), en la Hoja de Allariz (226).

En los granitoides precoces también han sido varios los lugares donde explotaron las diversas facies que los componen, aunque siempre en **penedos** pequeños, sin frentes de cantera bien definidos. Prácticamente todos los macizos de este grupo presentan canteras de este tipo.

En los macizos de granitoides postcinemáticos es donde se han desarrollado mayor número de explotaciones de canteras activas de materiales para mampostería, sillería, y piedras ornamentales. En el Macizo de Ribadavia las canteras se extienden abundantemente por toda la mitad norte, donde los relieves son más acusados, sobre todo en el área de Peña Corneira. En general son casi siempre explotaciones de canteras familiares que benefician unos pocos **penedos** de gran tamaño (a veces de más de 10 m. de altura), sin frentes de cantera bien delimitados. En el Macizo de Porriño (en la parte correspondiente a esta hoja) son frecuentes las explotaciones similares a los descritos anteriormente. Principalmente se explota la facies granítica de grano grueso porfídica con megacrístales de feldespato rosado que, comercialmente, se denomina **Granito Rosa Dante**. También en este macizo se benefician, pero en bastante menor cantidad, las facies graníticas-grano-dioríticas oscuras de grano fino-medio para la elaboración de adoquines y pilastras. En el Macizo de Orense son varias las explotaciones cuya magnitud es muy variable. Las mayores de todas son las que se encuentran sobre la zona externa del macizo, concretamente en la aldea de Mugares (X=588.000, Y=4.686.700) (extremo NO. del plutón) donde se obtienen bloques rectangulares

de la facies granítica de grano medio no porfídica, conocida comercialmente como **Granito Gris Piñor**. También en la parte meridional, al Sur de Rante hay grandes canteras activas sobre esta misma facies. En el Macizo de Crespos ($X=570.000$, $Y=4.665.850$), en la Hoja de Celanova (263), sobre la facies granítica muy porfídica ligeramente rosada de la que se obtienen bloques para piedra ornamental. Comercialmente este granito lleva el nombre de **Rosabel** y, como hecho particular, hay que señalar que es la única cantera en su genero de todo Galicia. debido a la falta de afloramiento de este tipo granítico en el resto de los granitoides del NO. español.

Un caso aparte de explotación granítica lo constituye la cantera que se abrió (hoy en día parada) sobre las migmatitas del río Budal, en la Hoja de Nogueira de Ramuín (188). Se llegó a explotar la roca como roca ornamental pero debido a la heterogeneidad estructural que presenta se abandonó la explotación.

Además de las rocas graníticas también hubo explotaciones para mampostería y piedra ornamental del ortogneis del Grupo de Lalín-Forcarei (en la Sinforma -Forcarei), así como de las calizas de Candana inferior en las cercanías de Dontid ($X=635.300$, $Y=4.723.350$), dentro de la Hoja de Monforte de Lemos (156).

Por último hay que citar las canteras de pizarras y esquistos utilizadas preferentemente para techar. Son muchas, aunque siempre de pequeñas dimensiones, las que se abrieron en casi todos los niveles favorables. Hoy están prácticamente paradas todas o casi todas. Destacables son los que había entre Las Santas ($X=561.900$, $Y=4.706.300$), y Regueiro de Arriba ($X=562.500$, $Y=4.706.200$), en la Hoja de Cerdedo (153); las del área de Caurel y Antiforma del Olla de Sapo en los niveles de Tremadoc y pizarras de Luarca; las situadas en el Sinclinal de Verín, en los tramos de las pizarras del Llandeilo. Sin duda, todas estas explotaciones son de muchísima menor entidad que las enormes canteras activas del área de Barco de Valdeorras, situadas al E. de la hoja presente, que están siendo tan intensamente trabajadas en la actualidad.

5.2.3. Materiales para la Industria Cerámica

Entre los materiales de este tipo se explotan arcillas y caolines. Los primeros se extraen de niveles propicios de las cuencas terciarias de Maceda, Monforte de Lemos y Quiroga, así como de los depósitos cuaternarios de la Cuenca de Verín. Mayoritariamente se emplean para la industria cerámica y alfarería.

Los caolines se han explotado en Puente Canedo ($X=201.837$, $Y=857.982$), dentro de la Hoja de Puenteáreas (224) y en los niveles basales de una terraza del río Miño, al Oeste de Salvatierra de Miño ($X=202.000$, $Y=841.000$).

5.3. HIDROGEOLOGIA

Se pueden separar dos conjuntos de terrenos distintos desde el punto de vista hidrogeológico: los materiales precámbricos y paleozoicos y las rocas ígneas por un lado, y por otro, los sedimentos terciarios y cuaternarios.

5.3.1. Terrenos precámbricos, paleozoicos y rocas ígneas

En general su permeabilidad primaria es muy baja. La permeabilidad secundaria es debida a la red de diaclasas, filones y a la alteración y es algo mayor, ofreciendo la posibilidad de

existencia de acuíferos de pequeño caudal. Los acuíferos más importantes suelen estar relacionados con el desarrollo de **lem** graníticos.

La disolución y carstificación de las calizas cámbricas pueden dar lugar a acuíferos de cierto interés.

En relación con fracturas, existen diferentes manantiales de aguas termales, de los cuales los más importantes son los de Carballino ($X=576.000$, $Y=4.698.500$), Orense y Baños de Molgas ($X=609.700$, $Y=4.677.550$) así como manantiales de aguas minero-medicinales como el de Mondariz ($X=544.000$, $Y=4.675.300$).

5.3.2. Terrenos terciarios y cuaternarios

En los terrenos terciarios los acuíferos quedan relegados a lentejones de arenas o gravas intercalados en todo el conjunto.

En los terrenos cuaternarios es donde se desarrollan los acuíferos más importantes, aunque son en general muy superficiales. Los más importantes son los desarrollados en los aluviales y terrazas de los ríos Miño, Sil, Tea, Termes, Deva, Támega y Salas.

6. BIBLIOGRAFIA

- ABRIL BAREA, J., GONZALEZ LODEIRO, F., IGLESIAS, M. & MARTINEZ CATALAN, J.R. (1974). Nogueira de Ramuin (188). Mapa Geológico de España. E: 1/50.000 (MAGNA) I.G.M.E.
- ALDAYA, F., CARLS, F., MARTINEZ-GARCIA, E. & QUIROGA, J.L. (1976). Nouvelles précisions sur l'âge de la Série de San Vitero (Zamora, Nord Ouest de l'Espagne). *C. R. Acad. Soc. Paris*, D 283, pp. 881-883.
- ALONSO ALONSO, J.L., DELGADO GUTIERREZ, G. & ZUBIETA FREIRE, J.M. (1981). Laza (265). Mapa Geológico de España. E: 1/50.000 (MAGNA) I.G.M.E.
- ALONSO, J.L. & RODRIGUEZ FERNANDEZ, L.R. (1982). Aportaciones al conocimiento de la estructura del Sinclinatorio de Verín. *Cuadernos do Laboratorio Xeológico de Laxe*, 3, pp. 93-122.
- ANTHONIOZ, P.M. & FERRAGNE, A. (1969). Réflexions sur la nature et la position stratigraphique de quelques formations d'oëillées dans le NO de la Péninsule Ibérique. *C.R. Acad. Sc. Paris*, 269, pp. 138-141.
- APARICIO, A. & GARCIA CACHO, L. (1970). Estudio Geológico de la zona metamórfica de Honrubia, Sistema Central Español. *Est. Geol.*, 26, pp. 297-325.
- APARICIO, A., GARCIA CACHO, L. & PEINADO, M. (1975). Sobre la petrogénesis de las formaciones glandulares del Sistema Central. *Bol. Geol. Min.* T82, pp. 416-427.
- ARCE, J., BOQUERA, J., CHAMON, C., ESTEVEZ, C., FERNANDEZ POMPA, F. & PILES, E. (1973). Allariz (226). Mapa Geológico de España. E: 1/50.000 (MAGMA). I.G.M.E.
- ARCE DUARTE, J.M.: LOPEZ-PRADO TEIXEIRA, J. & DEL MORAL CRESPO, J. (1981). La Gudiña (226). Mapa Geológico de España. E: 1/50.000 (MAGNA). I.G.M.E.
- ARPS, C. E. S., CALSTEREN, P. W. C. van, HILGEN, J. D., KUIJPER, R.P. & DEN TEX, E. (1977). Mafic and related complexes in Galicia: an excursion guide. *Leidse Geol. Med.*, 51, pp. 63-94.
- BARD, J., CAPDEVILA, R. & MATTE, Ph. (1970). Les grands traits stratigraphiques, tectoniques métamorphiques et plutoniques des Sierra de Gredos et de Guadarrama (Esp. Central) *CR. Ac. Sc. Paris*, 870, pp. 2630-2633.
- BARD, J.P., CAPDEVILA, R., MATTE, Ph. & RIBEIRO, A. (1972). Le Précambrien de la meseta ibérique. *Notes Mém. Serv. Géol. Maroc.*, 236, pp. 315-335.
- BARRERA, J.L., BELLIDO, F. & KLEIN, E. (1985). Contact metamorphism in synkinematic two-mica granites produced by younger granitic intrusions, Galicia, N.W. Spain. *Geologie en Mijnbouw*, 64 (en prensa).
- BARROIS, Ch. (1882). recherches sur les terrains anciens des Asturies et la Galice. *Mem. Soc. Géol. Nord.*, 2, (1), 630 p.
- BASTIDA, F., MARCOS, A., MARQUINEZ, J., MARTINEZ CATALAN, J.R., PEREZ ESTAUN, A. & PULGAR, J.A. (1984). La Coruña (1). Mapa Geológico de España. E: 1/200.000. I.G.M.E.
- BIROT, P. & SOLE SABARIS, L. (1954). Recherches morphologiques dans le Nord-Ouest de la Péninsule Ibérique. *Mem. Et. Doc. C. N. R. S.*, T IV, pp. 7-61.
- BISCHOFF, L., SCHAFER, G., SCHMIDT, K. & WALTER, R. (1973). Zur Geologie der mittleren Sierra de Guadarrama (Zentralspanien). *Münster. Forsch. Geo. palaont.*, 28, pp. 1-27.

- BISCHOFF, L., LENZ, H., MULLER, P. & SCHMIDT, K. (1978). Geochemische und geochronologische Untersuchungen an Metavulkaniten und Orthogneisen der ostlichen Sierra de Guadarrama (Spanien) *N. Jb. Geol. Palaont.*, 155 (3), pp. 275-299.
- BRELL, J. (1972). *Estudio litoestratigráfico del Terciario del Oeste de Asturias y Galicia*. Tesis Univ. Complutense, Madrid, 341 pp.
- BRELL, J.M. (1975). Aplicación de las correlaciones al estudio del Terciario continental. *Trab. Congre. y Reun. Serie 7*, n 2, pp. 123-130.
- BRELL, J. & DOVAL, M. (1974). "Un ejemplo de correlación litoestratigráfica aplicado a las cuencas terciarias del NW. de la Península". *Estudios Geológicos*, Vol. XXX, pp. 631-638, Diciembre 1974.
- CAPDEVILA, R. (1969). *Le metamorphism regional progressif et les granites dans le segment hercynien de Galice Nord Oriental (NW de l'Espagne)*. These Montpellier, C. N. R. S. A. O. 2949 430 pp.
- CAPDEVILA, R. & FLOOR, P. (1970). Les différents types de granites hercyniens et leur distribution dans le nord de l'Espagne. *Bol. Geol. y Min.* T. LXXXI-II-III, pp. 215-225.
- CAPOTE, R. (1983). El Precámbrico de la Zona Centro Ibérica y su borde oriental. *I.G.M.E. Libro jubilar de J.M. Ríos. Geología de España*. Tomo I pp. 81.
- CARLE, W. (1945). Ergebnisse geologischer Untersuchungen in Grundgebirge von Galicien (Nordwest Spanien). *Kortf. Geotek. Fors.*, 6 (Traducido al castellano por J.M. Ríos: Resultado de Investigaciones geológicas en las formaciones antiguas de Galicia. *Pub. Ext. Geol. Esp.*, 5, 61-91, 1950).
- CASTROVIEJO, R. (1974). Estudio geológico y metalogénico de la zona de Beariz (Orense) y de sus yacimientos minerales de Sn-W.-I. Introducción a la Minería y a la Geología del área. *Bol. Geol. Min.* LXXXV-C, pp. 16-36.
- CASTROVIEJO, R. (1975). Estudio geológico y metalogénico de la zona de Beariz (Orense) y de sus yacimientos minerales de Sn-W. Petrología. *Bol. Geol. Min.*, LXXXVI-II, pp. 14-38.
- CASTROVIEJO, R. (1975). Estudio geológico y metalogénico de la zona de Beariz (Orense) y de sus yacimientos minerales de Sn-W. III. Tectónica. *Bol. Geol. Min.*, LXXXVI-III, pp. 30-44.
- CHAKRABORTHY, K.R. & SEN, J.K. (1967). Regional metamorphism of pelitic rocks around Kandra, Singhkum, Bihar. *Contr. Mineral. Petrol.*, 16, pp. 210-232.
- CHAMON COBOS, C., BOQUERA FILLOL, J. & FERNANDEZ POMPA, F. (1972). Ribadavia (225). Mapa Geológico de España. E: 1/50.000 (MAGNA). I.G.M.E.
- CHAMON COBOS, C. & FERNANDEZ TOMAS, J. (1972). Ginzo de Limia (264). Mapa Geológico de España. E: 1/50.000 (MAGNA). I.G.M.E.
- CHEILLETZ, A. & GIULIANI, G. (1982). Role de la déformation du granite dans la genése des episénites feldspathiques des massifs de Lovios- Geres (Galice) et des Zaer (Maroc Central). *Mineral Deposita*, 17, pp. 327-400.
- CORRETGE, G., SUAREZ, O. & LLANA, R. (1981). "Variaciones Petrográficas y Geoquímicas en plutones Graníticos. Zonación y Criptozonación en Batolitos Epizonales. *Cuadernos do Laboratorio Xeolóxico de Laxe*, Vol. 1, Reunión de Xeoloxia e Minería do NW Peninsular (Nadal 1980) pp. 35-43.

- CORTAZAR, D. (1884). Datos geológicos de la provincia de Zamora. *Bol. Com. Map., Geol.*, 1, pp. 291-297.
- COTTARD, F. (1979). Pétrologie structurale et métallogénie du complexe granitique de Lovios Geres. Le modèle de mise en place de la mine de Las Sombras (Sn-W-Mo-Bi) (Sud Galice-Espagne). Thèse de 3^{ème} cycle. Université de Nancy I., 226 pp.
- CRIMES, T.P., LEGG, I., MARCOS, A. & ARBOLEYA, N. (1977). Late Precambrian-Lower Cambrian trace fossils from Spain. Trace fossils 2, *Geological Journ. Spec. Issue*, 9 pp. 91-138.
- DEBRENNE, F. & ZAMARREÑO, I. (1975). Sur la faune d'Archeocyathes de la formation Vegadeo et leur rapport avec la distribution des faciès carbonatés dans le NO de L'Espagne. *Brev. Geol. Ast.*, 19, (2), pp. 17-27.
- DEN TEX, E. (1966). Aperçu pétrologique et structural de la Galicie cristalline. *Leidse geol. Med.*, 36, pp. 211-222.
- DEN TEX, E. (1981). A geological section across the Herperian Massif in Western and Central Galicia. *Geol. Mijnbouw* 60 (1), 33-40.
- DOZY, J.J. (1983). La geología del sureste de la provincia de Lugo (Noroeste de España). *Bol. Geol. Min.* T 94, V, pp. 3-34.
- DOZY, J.J. (1984). A late precambrian ediacara-type fossil from Galicia (NW Spain). *Geologie en Mijnbouw* 63, pp. 071-074.
- DROT, J. & MATTE, Ph. (1967). Sobre la presencia de capas de Devónico en el límite de Galicia y León (NO España). *Not. y com. I.G.M.E.*, 93, pp. 87-92.
- EL BOUSEILY, A. M. & EL SOKKARY, A. A. (1975). The relation between Rb, Ba, and Sr in granitic rocks. *Chem. Geol.*, 16, pp. 207-219.
- ENADIMSA (1983). Investigación geológico-minera en el área de Lovios (Orense) 2^a Fase. 117 pp.
- ESPINOSA GODOY, J. & REY DE LA ROSA, J. (1983). Caracterizaciones geológicas de las Cuencas Terciarias Gallegas y su interés económico. *Tecniterrae* n° 52, pp. 58-70.
- FARIAS, P. & MARQUINEZ, J. (en prensa). Nuevos datos sobre la estructura del área de Verín.
- FARIAS, P., GALLASTEGUI, G., GONZALEZ LODEIRO, F., MARQUINEZ, J., MARTIN PARRA, L.M., MARTINEZ CATALAN, J.R., PABLO MACIA, J. G. de, & RODRIGUEZ FERNANDEZ, L.R. (en prensa). Aportaciones al conocimiento de la litoestratigrafía y estructura del "Dominio Esquistoso de Galicia". IX Reunión de Geología de Oeste Peninsular. Oporto.
- FERNANDEZ CASALS, M.J. (1974). Significado geotectónico de la formación Gneises de La Morcuera. *Stud. Geol. Salamanca*, 7 pp. 87-106.
- FERNANDEZ TOMAS, F. & PILES, E. (1972). Portela D'home (336). Mapa Geológico de España. E: 1/50.000 (MAGNA) I.G.M.E.
- FERNANDEZ CASALS, M.J. (1976). *Estudio meso y microtectónico de la zona de tránsito paleozoico-metamórfica de Somosierra (Sistema Central-España)*. Tesis, Univ. Complutense Madrid, 305 pp.
- FERNANDEZ POMPA, F. & BOQUERA FILLOL, J. (1972). Baltar (302). Mapa Geológico de España. E: 1/50.000 (MAGMA) I.G.M.E.

- FERNANDEZ TOMAS, J. (1981). Hermisende (304). Mapa Geológico de España. E: 1/50.000 (MAGNA) I.G.M.E.
- FERNANDEZ TOMAS, J. & PILES, E. (1972). Celanova (263). Mapa Geológico de España. E: 1/50.000 (MAGNA) I.G.M.E.
- FERNANDEZ TOMAS, F. & PILES, E. (1972). Lovios (301). Mapa Geológico de España. E: 1/50.000 (MAGNA) I.G.M.E.
- FERRAGNE, A. (1966 a). Sur l'existence d'une série volcano-detritique silurienne au Nord de Celanova (Province d'Orense, Espagne) *C.R. Acad. Sc. Paris, Serie D*, T. 262, pp. 832-834.
- FERRAGNE, A. (1966 b). Etude des porphyroides de la Série de Celanova. Province d'Orense-Espagne). *Act. Soc. Linnéene. Bordeaux*. T. 103, Série B. N° 4, pp. 3-9.
- FERRAGNE, A. (1972). *Le Précambrien et le Paléozoïque de la Province de l'Orense (Nord-Ouest de l'Espagne)*. *Stratigraphie Tectonique Métamorphisme*. Thèse, Univ. Bordeaux I, 249 pp.
- FUSTER, J.M. & PEDRO, F. de (1954 a). Estudio geológico del borde meridional de la Sierra de Guadarrama entre Torreldones y Valdemorillo. *Not. y Com. I.G.M.E.*, 35, pp. 43-70.
- FUSTER, J.M. & PEDRO, F. de (1954 b). Estudio geológico del macizo metamórfico de Abantos (Sierra de Guadarrama). *Not. y Com. I.G.M.E.*, 36, pp. 51-74.
- FUSTER, J.M. & PEDRO, F. de (1955). Geología del valle superior del río Eresma (Sierra de Guadarrama). *Not. y Com. I.G.M.E.*, 39m pp. 51-82.
- GARCIA CACHO, L. (1973). *Evolución temporal del metamorfismo y procesos de blastesis sucesiva en el sector oriental del Sistema Central Español*. Tesis, Univ. Complutense, Madrid.
- GIL IBARGUCHI, J.I. (1978). *Etude pétrographique de la région Muxía- Finisterre (NW de l'Espagne)*. Thèse Univ. Pierre et Marie curie. Paris. (Publ. en castellano por *Corp. Geol. Gal.*, Serie I, 1982).
- GONZALEZ LODEIRO, F. (1980). *Estudio geológico estructural de la terminación oriental de la Sierra de Guadarrama (Sistema Central Español)*. Tesis, Univ. Salamanca, 334 pp.
- GONZALEZ LODEIRO, F. (1981). Posición de las series infraordovícicas en el extremo oriental del Sistema Central y su correlación. *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*. 2 (1), pp. 125-134.
- GONZALEZ LODEIRO, F. (1981). La estructura del anticlinorio del Olló de Sapo, en la región de Hiendelaencina (extremo oriental del Sistema Central español). *Cuad. Geol. Iberica*. N° 7, pp. 535-545.
- GONZALEZ LODEIRO, F. (1983). La estructura del Antiforme del Olló de Sapo. *I.G.M.E. libro jubilar de J.M. Rios. Geología de España*. Tomo I. pp. 408-420
- GONZALEZ LODEIRO, F., MARTINEZ CATALAN, J.R. & IGLESIAS, M. (1972). Chantada (155). Mapa Geológico de España. E: 1/50.000 (MAGNA). I.G.M.E.
- GONZALEZ LODEIRO, F., MARTINEZ CATALAN, J.R. & IGLESIAS, M. (1972). Orense (187). Mapa Geológico de España. E: 1/50.000 (MAGNA). I.G.M.E.
- GONZALEZ LODEIRO, F., IGLESIAS, M. & MARTINEZ CATALAN, J.R. (1974). Lalín (154). Mapa geológico de España, E: 1/50.000 (MAGNA). I.G.M.E.

- GONZALEZ LODEIRO, F., MARTINEZ CATALAN, J.R., PABLO MACIA, J.G. de, & PEREZ GONZALEZ, A. (1979). Meira (48). Mapa geológico de España, E: 1/50.000 (MAGNA). I.G.M.E.
- GONZALEZ LODEIRO, F. & IGLESIAS, M. (1981). Moforte de Lemos (156). Mapa geológico de España. E: 1/50.000 (MAGNA). I.G.M.E.
- GONZALEZ LODEIRO, F., HERNANDEZ URROZ, J., KLEIN, E., MARTINEZ CATALAN, J.R. & PABLO MACIA, J.G. de, (1982), Lugo (8). Mapa Geológico de España, E: 1/200.000. I.G.M.E.
- HEIM, R.C. (1952). *Metamorphism in the Sierra de Guadarrama*. Thesis, Univ. Utrecht.
- HENSEN, B.J. (1967). Mineralogy and petrography of some tin, lithium and beryllium bearing albite-pegmatites near Loade, Galicia, Spain. *Leids Geologis. Med.*, 39; pp. 249-259.
- HERAIL, G. & SOULA, J.L. (en prensa). Le bassin de Bierzo: Remplissage, geomorphogenese et controle tectonique. Donnes de terrain et modelisation experimentale. Reunion sobre "Ensayo de correlación de procesos geomorfológicos sedimentarios y tectónicos en el NO. de la Península Ibérica, durante el Terciario y Cuaternario". Madrid 10-11 de Mayo de 1985.
- HERNANDEZ-SAMPELAYO, P. (1922). Criaderos de hierro de España IV: Hierros de Galicia. *Mem. Inst. Geol. Min. Esp.*, 1,466 pp.
- HERNANDEZ-SAMPELAYO, P. (1931). Criaderos de hierro de España: Hierros de Galicia (tomo II). *Mem. Inst. Geol. Min. Esp.*, IVm 561 pp.
- HERNANDEZ-SAMPELAYO, P. (1965 a). Criaderos de hierro de España: Hierros de Galicia (tomo III, fasc. 2º) *Mem. Inst. Geol. Min. Esp.*, IVm 373 pp.
- HERNANDEZ-SAMPELAYO, P. (1935 b), Criaderos de hierros de España: III, fasc. 2º). *Mem. Inst. Geol. Min. Esp.*, IVm 399 pp.
- HERNANDEZ-SAMPELAYO, P. (1935 c). Criaderos de hierros de España: Hierros de Galicia (tomo IV). *Mem. Inst. Geol. Min. Esp.*, IV.
- HEWARD, A.P. (1978). Aluvial fan and lacustrine sediments from the Stephanian A and B (Magdalena, Ciñera-Metallana and Sabero) coalfields, northern Spain. *Sedimentology* 25, pp. 451-488.
- HILGEN, J.D. (1971). The Lalín unit: a new structural element in the Hercynian orogen of Galicia (NW Spain). *Proc. Kon. Ned. Akad. Wetensch.*, Serrie B, 74, pp. 398-407.
- HOSCHEK, G. (1969). The stability of staurolite and chloritoid and their significance in metamorphism of pelitic rocks. *Contr. Mineral. Petrol.*, 22, pp. 208-232.
- HUBREGTSE, J.J.M.W. (1973). petrology of the Mellid area, a Precambrian polymetamorphic rock complex, Galicia, NW Spain. *Leids Geol. Med.*, 49, pp. 9-31.
- IGLESIAS, M. & CHOUKROUNE, P. (1980). Shear zones in the Iberian Arc. *J. Struct. Geol.*, 2, pp. 63-68.
- IGLESIAS, M. & RIBEIRO, A. (1981). Position stratigraphique de la formation Ollo de Sapo dans la región de Zamora (Espagne) Miranda do Douro (Portugal). *Comunicações dos Serviços Geológicos de Portugal*. T 67, Fasc. 2 pp. 141-146.
- I.G.M.E. (1981). Investigación de lignitos en Galicia. Fase III.
- I.G.M.E. (1982). Investigación de lignitos en las cuencas limnicas gallegas (continuación).

- JULIVERT, M., FONBOTE, J.M. RIBEIRO, A. & CONDE, L. (1972). Mapa tectónico de la Península Ibérica y Baleares. I.G.M.E.
- KLEIN, E. & HILGEN, J.D. (1982). Cerdedo (153). Mapa Geológico de España, E: 1/50.000 (MAGNA). I.G.M.E.
- KUIJPER, A.P. & ARPS, C.E.S. (1983). Los complejos de Ordenes. Lalín y Forcarei. *I.G.M.E. Libro jubilar de J.M. Ríos. Geología de España*. Tomo I. pp. 422-430.
- LANCELOT, J.R., ALLEGRET, A. & LEVEQUE, M.H. (1983). Datation d' intrusions granitiques precambriens en Europe Meridionale et consequences sur l' evolution antehercinienne de la crute continentale. *Terra Cognita*. V 3, pp. 348-349.
- LOSERT, J (1977). Sillimanite fibrolitique du Moldanubium du Massif de Bohemia et sus analogies avec celle des massif cristallins varisques de l' Europe occidentale. *Coll Intern. C.N.R.S. de Rennes*. n° 243, pp. 329-340.
- LOTZE, F. (1929). Stratigraphie und Tektonik des Keltiberischen Grundgebirges (Spanien). *Abh. Ges. Wiss. Gottingen, math. phys. Kl. N. F.*, 14: Beitr. Geol. Wesl. Meditarrgebiet, 3, 320 pp.
- LOTZE, F. (1945). Zur Gliederung der Varisziden der Iberischen Meseta. *Geotekt. Forsch.*, 6, pp. 78-92-Berlín. Traducido por J.M. Ríos: Observaciones respecto a la división de los Variscides de la Meseta Ibérica. *Publ. Extr. Geol. Esp.*, 5, pp. 149-166, Madrid, 1950.
- LOTZE, F (1957). Zum Alter nordwestspanischer Quartzit-Sandstein Folgen. *Neues Jb. Geol. Paläont.* 10, pp. 464-471.
- LUCAS, J., NONN, M. & PAQUET, H. (1963). Présence de niveaux a sépiolite et attapulгите dans les sédiments tertiaries de Galice (Espagne). *Bull. Serv. Géol. Alsace et Lorr.*, 41, (3).
- MACPHERSON, J. (1881). Apuntes petrográficos de Galicia. *An. Soc. Esp. Hist. Nat.*, 10, pp. 49-87.
- MACPHERSON, J. (1883). Sucesión estratigráfica de los terrenos arcaicos de España. *An Soc. Esp. Hist. Nat.*, 12, pp. 341-378.
- MACPHERSON, J. (1884). Descripción petrográfica de los materiales arcaicos de Galicia. *An. Soc. Esp. Hist. Nat.* XVI, 167.
- MACPHERSON, J. (1886). Descripción petrográfica de los materiales arcaicos de Galicia. *An. Soc. Esp. Hist. Nat.*, 15, pp. 165-203.
- MACPHERSON, J. (1901). Ensayo de la historia evolutiva de la Península Ibérica. *An. Soc. Esp. Hist. Nat.*, XXXIX.
- MARCOS, A. (1973). Las series del Paleozoico Inferior y la estructura hercínica del occidente de Asturias (NW de España). *Trabajos de Geología*, n°6, pp. 1-113.
- MARQUINEZ: J.L (1981). Estudio geológico del área esquistosa de Galicia Central (zona de Lalín-Forcarei-Beariz). *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, 2 (1), pp. 135-154.
- MARQUINEZ, J.L (1984). *La geología del área esquistosa de Galicia Central (Cordillera Herciniana, NW de España)*. Mem. del I.G.M.E. n° 100, 213 pp.
- MARQUINEZ, J.L & KLEIN, E. (1982 a). Esquema de la evolución espacial y temporal del metamorfismo en el área esquistosa de Galicia Central. *Cuadernos do Laboratorio Xeolóxico de Laxe*, 3, pp. 85-89.

- MARQUINEZ, J.L. & KLEIN, E. (1982 b). Esquema de la evolución espacial y temporal del metamorfismo en el área esquistosa de Galicia Central. *Trabajos de Geología Univ. Oviedo*, 12, pp. 227-242.
- MARTIN SERRANO, A. (1982). El Terciario de Galicia. Significado y posición cronoestratigráfica de sus yacimientos de lignito. *Tecnitarrae*, nº 48, pp. 19-41, Ref. "5-255".
- MARTINEZ, F.J. (1974). Estudio petrológico de la parte occidental de la provincia de Salamanca. *Trab. Geol., Univ. Oviedo*, 7, 125 pp.
- MARTINEZ CATALAN, J.R. (1981). *Estratigrafía y estructura del Domo de Lugo (Sector Oeste de la Zona Asturoccidental-leonesa)* Tesis, Univ. Salamanca, 317 pp.
- MARTINEZ GARCIA, E. (1973). Deformación y metamorfismo en la zona de Sanabria. *Stud. Geol. Salamanca*, 5, pp. 7-106.
- MATTE, Ph. (1968). La structure de la virgation hercynienne de Galice (Espagne). *Trav. Lab. Geol. Fac. Sci. Grenoble. Revue de Geol. Alpine*, 44, pp. 1-128.
- MEERBEKE, G.L.E. van, HILGEN, J.D. & FLOOR, P. (1973). Preliminary results of the investigation of the central Galician schist area (Prov. of Orense and Pontevedra, NW Spain). *Leidse Geol. Med.*, 49, pp. 33-37.
- MINNIGH, L.D. (1975). Tectonic and petrographic aspects of an area SW of the Lalín unit. (Prov. Orense and Pontevedra, NW Spain). *Leidse Geol. Med.*, 49, pp. 499-504.
- MONTESERIN, V. (1981). Puente Caldelas (186). Mapa Geológico de España. E: 1/50.000 (MAGNA). I.G.M.E.
- NAVIDAD, M. (1978). *Significado petrológico y geoquímico de las series glandulares en los sectores nord-occidental y central del Macizo Ibérico*. Tesis Univ. Complutense. Madrid, 235 pp.
- NOLLAU, G. (1966). El desarrollo estratigráfico del Paleozoico en el Oeste de la provincia de León (España). *Not. y Com. I.G.M.E.*, 88, pp. 31-48.
- NONN, H. (1966). Les régions cotières de la Galice (Espagne). Etude géomorphologique. *Publications Fac. des Lettres. Univ. Strasbourg*. T. III, pp. 1-591.
- NUÑO ORTEA, C. (1981). Verín (303). Mapa Geológico de España. E: 1/50.000 (MAGNA). I.G.M.E.
- OLMO SANZ, A. del (en prensa). Estudio geológico-sedimentario de las cuencas terciario-cuaternarias de Monforte de Lemos, Maceda y Quiroga. VII Reunión de Xeología e Minería do NO. Peninsular.
- PARGA, J.R. (1971). Sobre el límite inferior del Cámbrico y la existencia del Eocámbrico en el Macizo Hespérico. *Bol. Geol. Min.*, 82, pp. 234-238.
- PARGA, J.R. & VEGAS, R. (1971). Problems and discussion on Precambrian Series of the Hesperic Massif (Western Iberian Peninsula). *Geol. Rundschau, Stuttgart*, 61, 1 pp. 44-69.
- PARGA PONDAL, I. (1958). *El conocimiento de Galicia*. Ed. Citania, Buenos Aires 19 p.
- PARGA PONDAL, I. (1960). Observación, interpretación y problemas geológicos de Galicia. *Not. Coms. Inst. Geol. Min. Esp.* 59, pp. 33-358.

- PARGA PONDAL, I. (1962). *Xeoloxia*. In: *Historia de Galiza*, vol. I, publicada por Ramón Otero Pedrayo. Editorial Nós, pp. 225-245.
- PARGA PONDAL, I. (1963). Mapa petrográfico estructural de Galicia. E: 1/400.000, I.G.M.E.
- PARGA PONDAL, I. & VAZQUEZ GARRIGA (1930). Contribución al estudio de los minerales de wolframio de Galicia. I. Análisis de las wolframitas de La Brea, Corpiño y Carboeiro (Lalín, Pontevedra). *An. Soc. Esp. Fis. Quím.*, 28.
- PARGA PONDAL, I. & MARTIN CARDOSO, G.M. (1948). Die Lithium- pegmatite von Lalín in Galizien (Prov. Pontevedra, Spanien). *Schweiz. Min. Petr. Mitt.*, 28, pp. 324-334.
- PARGA PONDAL, I., LOPEZ DE AZCONA, J.M. & TORRE ENCISO, E. (1964). Mapa Geológico de la provincia de la Coruña. I.G.M.E.
- PARGA PONDAL, I., MATTE, Ph. & CAPDEVILLA, R. (1964). Introduction a la géologie de l' **Olla de Sapo**, formation porphyroide antesilurienne du nord-ouest de l' Espagne. *Not. y Com. I.G.M.E.*, 76, pp. 119-154.
- PARGA PONDAL, I., MATTE, Ph. , CAPDEVILA, R. PARGA, P.R. & TEIXEIRA, C. (1967). Carte géologique du nord-ouest de la Péninsule Ibérique (Hercynien et ante-Hercynien). E: 1/500.000m Dir. Gral. Min. e Serv. Geol. Portugal.
- PEREZ ESTAUN, A. (1974). Aportaciones al conocimiento del Carbonífero de San Clodio (Prov. de Lugo). *Breviora Geol. Astúrica*. Año XVIII, N° 1, pp. 3-8.
- PEREZ ESTAUN, A. (1978). Estratigrafía y estructura de la rama S. de la zona asturoccidental-leonesa. *Mem. del I.G.M.E.* Tomo 92.
- PLIEGO DONES, D. & RUBIO NAVAS, J. (1981). Puebla de Trives (189). Mapa Geológico de España. E: 1/50.000 (MAGNA). I.G.M.E.
- PRADO, C. del (1864). *Descripción física y geológica de la provincia de Madrid*. Junta General de Estadística. 219 pp.
- PUIG & LARRAZ, G. (1883). Descripción física y geológica de la provincia de Zamora. *Mem. Com. Mapa Geol.*, Madrid, 448 pp.
- QUIROGA, J.L. (1980). La sucesión silúrica en tierras de Aliste y Carvajales (Zamora). *Cuad. Lab. Xeol. Laxe.*, 1 pp. 147-158.
- RIBEIRO, A., MEDEIROS, A. & REBELO, J. (1965). Estado actual dos conhecimentos sobre a geologia de Tras-os-Montes oriental. *Bol. Soc. Geol. Port.*, 16, p. 93-110.
- RIBEIRO, A. (1974). Contribution a l' etude tectonique de Tras-os- Montes oriental. *Serv. Geol. Portugal mem.*, 24, pp. 1-168.
- RIEMER, W. (1963). Entwicklung des Palaozoikums in der sudlichen Provinz Lugo (Spanien). *N. Jb. Geol. Palaont.*, 117, pp. 273-285.
- RIEMER, W. (1966). Datos para el conocimiento de la estratigrafía de Galicia. *Not. y Com. I.G.M.E.*, 81, pp. 7-20.
- RIVERA NAVARRO, S. & RUBIO NAVAS, J. (1980). Puenteáreas (224). Mapa Geológico de España. E: 1/50.000 (MAGNA). I.G.M.E.
- ROMARIZ, C. (1969). Graptolites Silúricos do NW Penínsular, *Com. Serv. Geol. Portugal*, LIII, 107-156.

- RUBIO NAVAS, J. (1981). Salvatierra de Miño (262). Mapa Geológico de España. E. 1/50.000 (MAGNA). I.G.M.E.
- RUBIO NAVAS, J. & RODRIGUEZ FERNANDEZ, L.R. (1981). Manzaneda (227). Mapa Geológico de España. E: 1/50.000 (MAGNA). I.G.M.E.
- SAN MIGUEL, M. & LOBATO, M.P. (1955). Datos sobre la petrografía de los alrededores del lago de Sanabria, en la provincia de Zamora. *Estud. Geol.*, 27-28, pp. 371-382.
- SAN MIGUEL, M., GARCIA FIGUEROA, L.C. & PEDRO, F. de, (1960). Explicación de la Hoja nº 532: Las Navas del Marqués. I.G.M.E., 87 pp.
- SCHAFER, G. (1969). Geologie und Petrographie im ostlichen Kastilichen Hauptscheidegebirge (Sierra de Guadarrama, Spanien) *Munster. Forsch. Geol. Palaont.*, 10, pp. 207.
- SCHULZ, G. (1835). *Descripción geognóstica del Reyno de Galicia*. Gráficas Reunidas, S.A., Madrid, 176 pp.
- SEARA VALLEJO, J.R. (en prensa). Datación relativa y estudio estructural de la formación de la ermita de S. Roque. Galicia Central. NW. Peninsular. *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*. VII Reunión de Xeol. E Min. do NO. Peninsular.
- SHELLEY, D. (1969). A note on the relationship of sillimanite to biotite. *Geological Magazine*, 105, pp. 543-545.
- SMOOT, J. (1983). Depositional subenvironments in an arid closed basin; the Wilkins Peak Member of the Green River. Formation (Eocene), Wyoming, U.S.A. *Sedimentology*. (1983). Vol. 30, pp. 801-827.
- SOERS, E. (1972). Stratigraphie et geologie structural de la partie orientale de Guadarrama. *Studia. Geol.*, IV, pp. 7-94.
- TEIXEIRA, C. & PAIS, J. (1973). Sobre a presença de devónico na região de Bragança (Guadramil e Mofreita) e de Alcañices (Zamora). *Bol. Soc. Geol. Portugal*, 18, pp. 199-202.
- THOMSON, J.R. & NORTON, S.A. (1968). Paleozoic regional metamorphism in New England and adjacent areas. In: ZEN, E. An. et al. (Eds.). *Studies of Appalachian Geology*. Interscience Publi. J. Wiley y Sons.
- THONSON, J.R. & TUTTLE, O.F. (1960). Chemistry of igneous rocks, I. differentiation index. *Amer. J. Su.*, 258, pp. 664-684.
- TRUYOLS MASSONI, M. (en prensa). Nowakia acuaria (Praguiense, Devónico inferior) de la Zona Asturoccidental-Leonesa, NO. de España. *Brev. Geol. Ast.*
- TRUYOLS MASSONI, M. & QUIROGA, J.L. (1981). Tentaculites dacrioconáridos en el Sin-forme de Alcañices. Provincia de Zamora. *Cuad. Lab. Xeol. de Laxe*, 2 Vol., 1, pp. 171-185.
- VAN EYSINGA, F.W.B. (1978). *Geological time table*. Elsevier, Amsterdam.
- VAN ZUUREN, A. (1969). Structural petrology of an area near Santiago de Compostela (NW Spain). *Leidse Geol. Meded.*, 45, 71 pp.
- VAN MEERBEKE, G.L.E., HILGEN, J.D. & FLOOR, P. (1973). Preliminary results of investigations of central Galician schist area (Prov. of Orense and Pontevedra, NW. Spain). *Leidse Geol. Meded.*, 49 (1), pp. 33-37.

- VIRGILI RODON, C. & BRELL PARLADE, J. (1975). Algunas características de la Sedimentación durante el Terciario en Galicia. *Primer Centenario de la R. Soc. Española Historia Natural*. pp. 515-523.
- VON KNORRING, O. & VIDAL ROMANI, J.R. (1981). On the mineralogy of the O Casteliño spodumene pegmatite near Lalín, Galicia, Spain. *Cuad. Labo. Xeolo. Laxe*, 2, pp. 259-262.
- WAARD, D. DE (1950); Palingenetic structures in augen gneis of the Sierra de Guadarrama, Spain. *Bull. Com. Géol. Finlande*, 23, pp. 51-66.
- WALTER, R. (1963). Beitrag zur Stratigraphie des Kambriums in Galicien (Nordwest Spanien). *N. Jb. Geol. Palaont*, 117, pp. 360-371.
- WALTER, R. (1965). Die unterschiedliche Entwicklung des Altpalao zoikums östlich und westlich des kristallins van Vivero-Lugo (Nordwest Spanien). *N. Jb. Geol. Palaont*, 12, pp. 740-753.
- WALTER, R. (1966 a). Die Entwicklung des Altpalaozoikums in Nordost Galicien (NW Spanien). *Z. Deutsch. Geol. Ges.*, 115, pp. 919-920. Hannover.
- WALTER, R. (1966 b). Resultados de investigaciones geológicas en el Noreste de la Provincia de Lugo (NO España). *Not. y Comm. I.G.M.E.* 89, pp. 7-16.
- WALTER, R. (1968). Die Geologie in der nordöstlichen Provinz. Lugo (Nordwest Spanien). *Geotekt. Forsch.*, 27, pp. 3-70.
- WINKLER, H.G.F. (1978). *Petrogenesis de rocas metamórficas*. Ediciones H. Blume, Madrid.
- ZAMARREÑO, I., HERMOSA, J.L., BELLAMY, J. & RABU, D. (1975). Litofacies del nivel carbonatado del Cámbrico de la región de Ponferrada (Zona Asturoccidental -Leonesa, NO de España). *Brev. Geol. Ast.*, 19, (3). pp. 40-48.
- ZAMARREÑO, I. & PEREJON, A., (1976). El nivel carbonatado del Cámbrico de Piedrafita (Zona Asturoccidental-leonesa, NO de España): Tipos de facies y faunas de Archeocia-tos. *Brev. Geol. Ast.*, 20 (2), pp. 17-32.