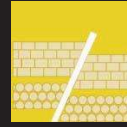




Universidad de Salamanca
Departamento de Geología
Área de Geodinámica Interna

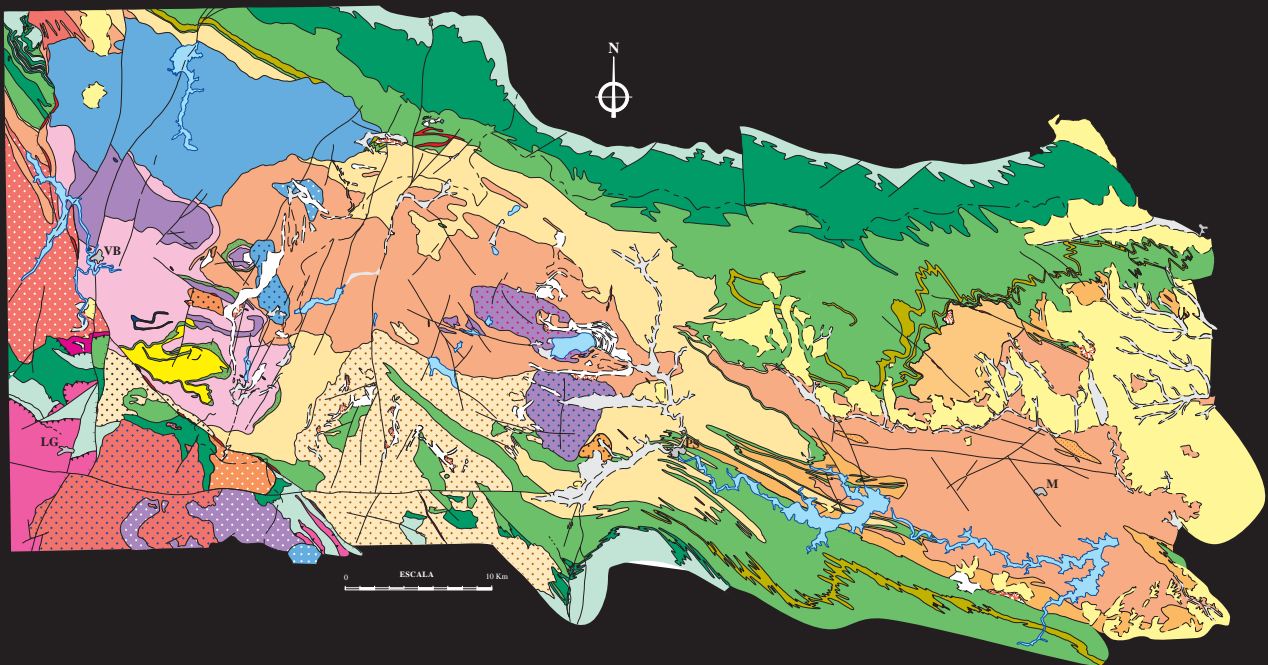


Instituto Geológico
y Minero de España



Área de Geología
y Geofísica

La Geología del Dominio “Ollode Sapo” en las comarcas de Sanabria y Terra do Bolo.



Alejandro Díez Montes

Tesis Doctoral
Salamanca, 2006



UNIVERSIDAD DE SALAMANCA

**Facultad de Ciencias
Departamento de Geología**



**Instituto Geológico
y Minero de España**



**Área de Geología
y Geofísica**

La Geología del Dominio “Ollo de Sapo” en las comarcas de Sanabria y Terra do Bolo.

Alejandro Díez Montes

Tesis Doctoral
Salamanca, 2006



UNIVERSIDAD DE SALAMANCA



Instituto Geológico
y Minero de España

La Geología del Dominio “Ollo de Sapo” en las comarcas de Sanabria y Terra do Bolo.

Alejandro Díez Montes

Memoria presentada para optar al grado de
Doctor en Ciencias Geológicas.
Universidad de Salamanca

2006

Tesis Doctoral dirigida por los doctores José Ramón Martínez Catalán, Catedrático del Departamento de Geología de la Universidad de Salamanca y Félix Bellido Mulas, Investigador Titular del Área de Geología y Geofísica del Instituto Geológico y Minero de España.

VºBº

VºBº

Fdo.: José Ramón Martínez Catalán

Fdo.: Félix Bellido Mulas

Agradecimientos

Un trabajo largo y paciente, que requiere de años, como es la realización de una Tesis Doctoral, no sería posible sin la guía, los consejos y la colaboración de muchas personas. Por eso, me gustaría expresar en estas líneas mi más sincero agradecimiento a todos aquellos que de una forma u otra han contribuido a que ésta llegue a su fin y sea una realidad.

En primer lugar, a mis directores, José Ramón Martínez Catalán, del Departamento de Geología de la Universidad de Salamanca, y a Félix Bellido Mulas, del Instituto Geológico y Minero de España, por su ayuda constante y su paciencia a lo largo de la investigación.

A Luis Roberto Rodríguez Fernández por las facilidades dadas para la realización de esta Tesis.

No quisiera olvidarme de Nemesio Heredia, Ángela Suárez, Gloria Gallastegui, Luis A. Quintana, Kilian Motis, Inmaculada Carmena, compañeros de la Oficina del IGME de León, lugar donde comenzó la realización de este trabajo, por las discusiones mantenidas y por sus sugerencias sobre algunos de los temas, que han enriquecido este trabajo, y sobre todo por su apoyo moral.

También quisiera expresar mi agradecimiento a Emilio Ariño y Miguel Ángel Fernández, por la disponibilidad y el buen trato recibido durante las jornadas de microsonda electrónica en la Universidad de Oviedo, así como a Andrés Cuesta Fernández, por las facilidades dadas y por el interés demostrado en esta investigación.

En segundo lugar, estoy agradecido a Pablo Valverde-Vaquero, por su ayuda e intercambio de impresiones sobre las dataciones de isótopos, tanto del "Ollo de Sapo" como del metamorfismo.

Con igual gratitud, a Paco Rubio, por sus comentarios sobre temas comunes referentes a nuestras respectivas Tesis.

Expreso mi reconocimiento a Ricardo Arenas y a James E. Alcock, por las sugerencias aportadas sobre el metamorfismo de la zona de Sanabria.

No quisiera dejar al margen a Victorio Monteserín, por su amistad y sus inyecciones de moral.

Asimismo, doy las gracias a José A. Santamaría, que leyó el borrador y me hizo alguna corrección de estilo.

En tercer lugar, pero no el menos importante, he de agradecer de manera muy especial a mi familia y amigos, que tan frecuentemente han soportado las incomodidades que mi dedicación a esta tarea ha supuesto para todos, por el cariño, la comprensión, la paciencia y el sacrificio que han mostrado durante los años que ha durado la realización de este trabajo.

Por último, la presente Tesis Doctoral ha sido desarrollada en el Instituto Geológico y Minero de España (IGME) y en el Área de Geodinámica Interna de la Universidad de Salamanca. En el transcurso de la investigación el autor de esta memoria ha participado en dos proyectos, uno de ellos de investigación financiado en el marco del proyecto FEDER-CICYT 1FD97-0959-C03 (“Estudio geológico aplicado a la investigación de recursos mineros y de materias primas en las comarcas de El Bierzo, La Cabrera, Sanabria y Valedoras”), y el otro corresponde a un proyecto interno del IGME, enmarcado dentro del Área de Geología y Geofísica, en el cual se ha realizado la Hoja Geológica a escala 1:200.000 de Ponferrada (nº 18), lo que me ha servido para financiar las estancias en el campo, los análisis químicos y las dataciones isotópicas.

ÍNDICE

Página

CAPÍTULO 1 INTRODUCCIÓN

1.- INTRODUCCIÓN	3
1.1.- SITUACIÓN Y CARACTERÍSTICAS GEOGRÁFICAS DEL ÁREA DE ESTUDIO	3
1.2.- ENCUADRE GEOLÓGICO	8
1.3.- ANTECEDENTES	12
1.4.- OBJETIVOS Y METODOLOGÍA	15

CAPÍTULO 2 LITOESTRATIGRAFÍA

2.- LITOESTRATIGRAFÍA	19
2.1.- SERIE DE “VIANA DO BOLO”	25
2.1.1.- Cuarzitas de Dradelo	26
2.1.2.- Micaesquistos con granate	27
2.1.3.- Gneises bandeados	28
2.1.4.- Mármoles	30
2.1.5.- Capas y “boudins” de rocas calcosilicatadas	31
2.2.- FORMACIÓN “OLLO DE SAPO”	33
2.2.1.- Ortogneises glandulares	34
2.2.1.1.- Ortogneises glandulares de la zona metamórfica de bajo grado	35
2.2.1.2.- Ortogneises glandulares de la zona metamórfica de alto grado	40
2.2.2.- Tobas de grano grueso	44
2.2.3.- Ignimbritas	47
2.2.4.- Tobas riolíticas	51
2.2.5.- Tobas epiclásticas y grauvacas volcanogénicas	52
2.3.- ORTOGNEISES GRANÍTICOS TIPO COVELO	55
2.4.- LA SEDIMENTACIÓN ORDOVÍCICA	58
2.4.1.- Capas de Los Montes	59
2.4.2.- Cuarzita Armoricana	63
2.4.3.- Pizarras de Luarca	64
2.5.- SILÚRICO	64
2.5.1.- Silúrico de la ZCI	64
2.5.2.- Silúrico de la ZGTM	64

CAPÍTULO 3 PETROGRAFÍA

3.- PETROGRAFÍA	69
3.1.- PETROGRAFÍA DE LA SERIE DE “VIANA DO BOLO”	69
3.1.1.- Cuarzitas de Dradelo	69
3.1.2.- Micaesquistos con granate	71
3.1.3.- Gneises bandeados	73
3.1.4.- Areniscas grises	76
3.1.5.- Blastomilonitas	77
3.1.6.- Mármoles	79
3.1.7.- Capas y “boudins” de rocas calcosilicatadas	81
3.2.- PETROGRAFÍA DE LA FORMACIÓN “OLLO DE SAPO”	84
3.2.1.- Ortogneises glandulares de la zona metamórfica de bajo grado	84
3.2.2.- Ortogneises glandulares de la zona metamórfica de alto grado	88
3.2.3.- Tobas de grano grueso	91
3.2.4.- Ignimbritas	94
3.2.5.- Tobas riolíticas	98
3.2.6.- Tobas epiclásticas y grauvacas volcanogénicas	99
3.3.- PETROGRAFÍA DE LOS ORTOGNEISES GRANÍTICOS TIPO COVELO	100
3.4.- PETROGRAFÍA DE LOS METASEDIMENTOS ORDOVÍCICOS	101
3.4.1.- Capas de Los Montes	101
3.4.2.- Cuarzita Armoricana	106
3.4.3.- Pizarras de Luarca	108
3.5.- PETROGRAFÍA DE LOS MATERIALES SILÚRICOS	108

CAPÍTULO 4 MINERALOGÍA

4. MINERALOGÍA	111
4.1.- PLAGIOCLASA	113
4.1.1.- Serie de “Viana do Bolo”	113
4.1.2.- Formación “Ollo de Sapo”	116
4.2.- BIOTITA	120
4.2.1.- Serie de “Viana do Bolo”	120
4.2.2.- Formación “Ollo de Sapo”	128
4.3.- MOSCOVITA	132
4.3.1.- Serie de “Viana do Bolo”	132
4.3.2.- Formación “Ollo de Sapo”	140
4.4.- GRANATE	146
4.4.1.- Composición de los granates	146
4.4.2.- Zonación de los granates	150
4.4.3.- Granates de los “boudins” calcosilicatados	160

4.5.- PIROXENO	161
4.6.- ANFÍBOL	162
4.7.- CLORITA	164
4.8.- OLIVINO	164
4.9.- TITANITA	165
4.10.- EPIDOTA-CLINOZOISITA	165
4.11.- APATITO	170
4.12.- GEOTERMOMETRÍA Y GEOBAROMETRÍA	171
4.12.1.- Geotermómetro plagioclasa-moscovita	171
4.12.2.- Geotermómetro granate-biotita	172
4.12.3.- Geobarómetros para el equilibrio GASP	173

CAPÍTULO 5 DEFORMACIÓN

5.- DEFORMACIÓN	177
5.1.- PRIMERA FASE DE DEFORMACIÓN (D1)	178
5.1.1.- Pliegues de primera fase	178
5.1.2.- Esquistosidad de primera fase (S1) en los metasedimentos	182
5.1.3.- Deformación y desarrollo de S1 en los ortogneises del “Ollo de Sapo”	183
5.2.- SEGUNDA FASE DE DEFORMACIÓN (D2) EN DOMINIOS SUPRACORTICALES	188
5.3.- SEGUNDA FASE DE DEFORMACIÓN (D2) EN DOMINIOS MESOCORTICALES	191
5.3.1.- Pliegues de segunda fase	191
5.3.2.- Esquistosidad de segunda fase (S2)	198
5.3.3.- Lineación mineral (Lm2) y de estiramiento de segunda fase	204
5.3.4.- Indicadores cinemáticos e interpretación	207
5.4.- TERCERA FASE DE DEFORMACIÓN (D3)	219
5.4.1.- Pliegues de tercera fase	219
5.4.2.- Esquistosidad de tercera fase (S3)	225
5.4.3.- Zonas de cizalla subverticales	226
5.5.- EL DESARROLLO TARDÍO DEL DOMO Y LA FALLA DE CHANDOIRO	227
5.5.1.- Caracterización microscópica de la deformación asociada a la Falla de Chandoiro	233
5.5.2.- Crenulación subhorizontal tardía (S4)	233
5.5.3.- Significado de la deformación extensional en la región de Sanabria	236
5.6.- OTROS SISTEMAS DE FRACTURAS	236

CAPÍTULO 6 METAMORFISMO

6.- METAMORFISMO	241
------------------------	-----

6.1.- ZONACIÓN METAMÓRFICA Y ASOCIACIONES MINERALES	243
6.1.1.- Zona de la clorita	245
6.1.2.- Zona de la biotita	245
6.1.3.- Zona de la estauroлита-andalucita	250
6.1.4.- Zona de la sillimanita	253
6.1.5.- Zona de la sillimanita – feldespatos potásicos	255
6.1.6.- Asociaciones con distena	258
6.1.7.- Asociaciones minerales en rocas calcosilicatadas	260
6.2.- EVOLUCIÓN METAMÓRFICA	260
6.2.1.- Evolución de la unidad metamórfica superior (UMS)	261
6.2.2.- Evolución de la unidad metamórfica central (UMC)	262
6.2.3.- Evolución de la unidad metamórfica inferior (UMI)	264
6.2.4.- Interpretación de la evolución metamórfica	265

CAPÍTULO 7 ROCAS PLUTÓNICAS VARISCAS

7.- ROCAS PLUTÓNICAS VARISCAS	271
7.1.- GRANITOIDES PRECOSES	277
7.1.1.- Macizo de Ribadelago	277
7.1.2.- Macizo de Quintana	280
7.1.3.- Macizo de Manzalvos-Castromil	280
7.2.- GRANITOIDES SINCINEMÁTICOS MESO-CATAZONALES	283
7.2.1.- Macizo de Hermisende-Padornelo	283
7.2.2.- Macizo de La Bouza	284
7.3.- GRANITOIDES SINCINEMÁTICOS EPI-MESOZONALES	286
7.3.1.- Macizo de Bembibre-Villarino	286
7.3.2.- Macizo de Chandoiro	287
7.3.3.- Macizo de Santa Coloma	288
7.3.4.- Macizo de A Gudiña	289
7.4.- GRANITOIDES TARDÍOS Y POSTCINEMÁTICOS EPIZONALES	291
7.4.1.- Macizos de La Canda, Quintela y Penouta	291
7.4.2.- Macizo de Seoane	292
7.4.3.- Macizo de Veiga	293
7.4.4.- Macizo de Pradorramisquedo	296
7.4.5.- Macizo de Ladiaro	297

CAPÍTULO 8 GEOQUÍMICA

8.- GEOQUÍMICA	301
8.1.- CLASIFICACIÓN GEOQUÍMICA	302

8.2.- PROCESOS DE ALTERACIÓN	307
8.3.- CARACTERIZACIÓN GEOQUÍMICA	308
8.4.- VARIABILIDAD DE LOS ELEMENTOS MAYORES	314
8.5.- COMPORTAMIENTO DE LOS ELEMENTOS TRAZA	316
8.6.- DIAGRAMAS MULTIELEMENTALES NORMALIZADOS	316
8.6.1.- Comportamiento de los elementos del grupo de las REE	319
8.6.2.- Comparación con la corteza continental superior	324
8.7.- CARACTERIZACIÓN GEODINÁMICA	329

CAPÍTULO 9 GEOCRONOLOGÍA

9.- GEOCRONOLOGÍA	339
9.1.- EDAD DE LA FORMACIÓN “OLLO DE SAPO”	339
9.1.1.- Metodología y resultados	342
9.2.- EDAD DE LA MIGMATIZACIÓN	347
9.2.1.- Metodología y resultados	348

CAPÍTULO 10 DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

10.- DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES	357
10.1.- LA ACTIVIDAD ÍGNEA EN EL CÁMBRICO SUPERIOR-ORDOVÍCICO INFERIOR	357
10.2.- EL DOMO GNÉISICO MIGMATÍTICO DE SANABRIA-VIANA DO BOLO	362
10.2.1.- Origen y características de los domos gnéisicos	362
10.2.2.- Formación del domo gnéisico de Sanabria-Viana do Bolo	368
10.2.3.- Relación entre los domos gnéisicos (núcleos migmatíticos) y los granitoides del NO de la Península Ibérica	372
10.3.- CONCLUSIONES	377

BIBLIOGRAFÍA

BIBLIOGRAFÍA	383
---------------------------	-----

ANEXO I

ANÁLISIS DE FASES MINERALES	415
--	-----

ANEXO II

ANÁLISIS DE GEOQUÍMICA DE ROCA TOTAL	491
--	-----

CAPÍTULO 1

INTRODUCCIÓN

1.- INTRODUCCIÓN

1.1.- SITUACIÓN Y CARACTERÍSTICAS GEOGRÁFICAS DEL ÁREA DE ESTUDIO

El área objeto de estudio se encuentra, casi en su totalidad, en la esquina NO de la provincia de Zamora, abarcando zonas de las provincias limítrofes de Ourense y León. Su forma es alargada según una dirección N 120°E, estando limitada al SE por los sedimentos terciarios de la cuenca del río Duero, al N por la Sierra de la Cabrera y al S por los relieves de la Sierra de la Culebra.

La zona tiene una superficie aproximada de 2700 km² y abarca de forma total o parcial las siguientes hojas del Mapa Geográfico Nacional a escala 1:50.000: nº 228 (Viana do Bollo), nº 229 (La Baña o Encinedo), nº 266 (A Gudiña), nº 267 (Puebla de Sanabria), nº 268 (Molezuelas de la Carballeda), nº 305 (Calabor) y nº 306 (Villardecieiros) (Figura 1.1). El área de trabajo comprende, de NO a SE, la comarca de Terra do Bolo (provincia de Ourense) y las comarcas de Sanabria y Carballeda (provincia de Zamora) (Figura 1.2).

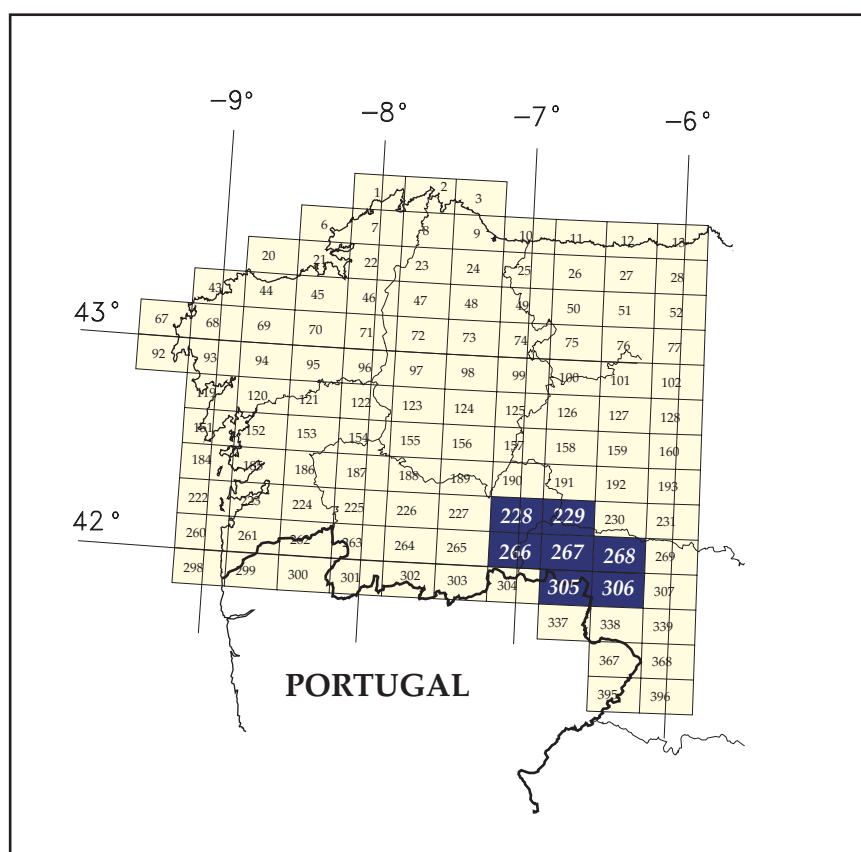


Figura 1.1: Esquema de situación de los mapas a escala 1:50.000 del MTN. En color azul, hojas topográficas abarcadas en este trabajo.

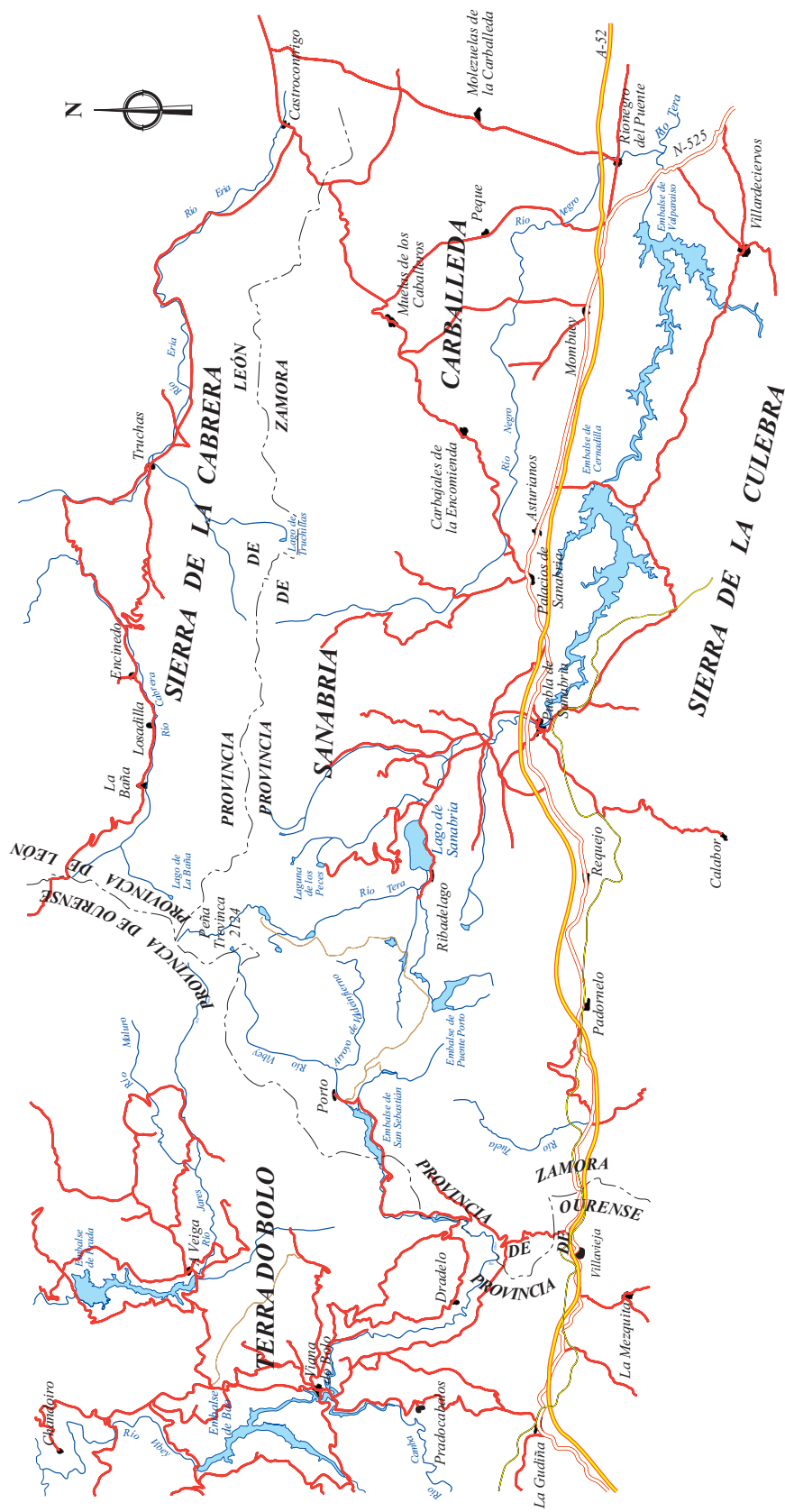


Figura 1.2: Principales núcleos de población, red de carreteras y cursos fluviales del área estudiada. Se indican los límites provinciales. Las principales vías de comunicación son la autovía A-52 y la carretera nacional N-525.

Topográficamente, se puede dividir en dos grandes áreas. La mitad oriental se caracteriza por tener una menor altura y una superficie bastante llana, salvo los valles producidos por el encajamiento de la red fluvial, en especial el del río Tera, actualmente inundado por tres embalses dedicados a la producción de energía eléctrica (Cernadilla, Valparaíso y Val de Santa María). En la mitad noroccidental se encuentran los mayores relieves, que corresponden a las Sierras Segundera y Cabrera. Las cotas más altas se alcanzan en la Sierra Segundera, con el Moncalvo (2.045 m) y Peña Trevinca (2.127 m), esta última en el límite entre las provincias de Ourense y Zamora.

En el centro se encuentra el Parque Natural del Lago de Sanabria, creado en el año 1978 con el fin de preservar la morfología glacial dentro de esta zona de la Península. Este relieve se desarrolló durante la última de las glaciaciones del Cuaternario (Würm). En aquella época, la zona topográficamente más alta estaba cubierta por un casquete glacial del que fluían dos grandes lenguas que estaban separadas por la Sierra de la Cabrera Baja.

La zona más alta presenta una topografía muy suave, en relación con los relieves situados más al N (Foto 1.1). En esa zona son muy abundantes y extensos los depósitos glaciares y periglaciares, lo que determina que los afloramientos de roca viva sean escasos. Los circos y valles glaciares son muy numerosos. Los circos están muy bien conservados, en especial los que se encuentran en la Sierra de la Cabrera, en el contacto entre la Formación "Ollo de Sapo" y los metasedimentos del Ordovícico Inferior. En la parte septentrional del área de trabajo, los circos están escavados en los materiales ordovícicos y los glaciares fluían al N, hacia el valle del río Cabrera, dando lugar a las lagunas de La Baña y Truchillas.



Foto 1.1: El relieve en el área de afloramiento del "Ollo de Sapo". En primer término se aprecia una de las múltiples lagunas glaciares que se encuentran por toda la zona. Además, se puede ver el contacto S entre el granitoide de Pradorramisquedo y el ortogneis glandular (flecha roja). Asimismo, se ve cómo la parte alta de la zona es bastante plana y escasa de afloramientos.

En la parte meridional también son muy numerosos los circos glaciares, de los que fluían lenguas hacia un glaciar principal situado en el actual valle del río Tera (Foto 1.2), dejando a su paso multitud de morrenas y lagunas glaciares en las zonas altas. También son frecuentes otro tipo de valles menores glaciares.



Foto 1.2: Valle glacial del río Tera, visto desde Peña Trevinca (Hoja nº 229, La Baña). Al fondo de la foto se puede ver cómo la parte alta de la zona es muy plana. Además, se puede apreciar la existencia de valles glaciares colgados, como el que se aprecia a la izquierda del valle principal y que corresponde al arroyo de Ríopedro.

Con respecto a las lagunas glaciares, se pueden distinguir dos tipos: uno es el originado por la presencia de morrenas frontales que cierran el circo, como es el caso del Lago de Sanabria, el mayor de toda la zona, el (Foto 1.3). El otro está ocasionado por la sobreexcavación del substrato rocoso como es el caso de la laguna de Lacillo. Las lagunas glaciares son muy frecuentes en toda la parte alta de la comarca de Sanabria constituyendo una de las características más llamativas y espectaculares de este paisaje.

En toda la zona son muy comunes los depósitos morrénicos (Foto 1.4), se trata de morrenas laterales, frontales (Lago de Sanabria) o pequeñas morrenas desarrolladas durante la retirada de los glaciares en los fondos de los valles, como puede apreciarse en el río Tuela.

En algunos puntos, el encajamiento de la red fluvial ha modificado de forma sustancial el fondo de los valles, cambiando el típico perfil en U por el de V como ocurre, por ejemplo, en el río Vibey a su paso por la localidad de Pías. En este mismo lugar, el río presenta un cambio importante en su dirección, indicando una captura fluvial, ya que los depósitos morrénicos continúan sin cambiar de dirección, hacia la localidad de Villavieja.



Foto 1.3: Lago de Sanabria. Las morrenas de fondo se encuentran a la izquierda de la Foto (Hoja nº 267, Puebla de Sanabria).



Foto 1.4: Grandes morrenas laterales situadas al N de Cepedelo. En la línea de cresta se pueden ver grandes bloques erráticos (Hoja nº 266, A Gudiña).

1.2.- ENCUADRE GEOLÓGICO

El Macizo Ibérico en la mitad occidental de la Península Ibérica, es uno de los afloramientos de mayor extensión de la Cadena Varisca, o Cinturón Hercínico Europeo y permite observar un corte transversal a la estructura de más de 800 km de longitud. El Macizo Ibérico, que representa el segmento más occidental de la cadena, se formó como respuesta a la colisión de los continentes de Gondwana y Laurentia (MATTE, 1968; JULIVERT Y MARTÍNEZ, 1987; LEFORT, 1989; PÉREZ-ESTAÚN *et al.*, 1991; MARTÍNEZ CATALÁN *et al.*, 1997) y fue posteriormente fragmentado en el proceso de la apertura del Océano Atlántico.

Los términos “Hercínico” y “Varisco” se consideran equivalentes y se refieren al episodio orogénico que tuvo lugar desde el Devónico Superior hasta el Carbonífero Superior, aunque el macizo incluye terrenos con eventos tectonometamórficos del Devónico Inferior y Silúrico Superior. En Europa central y occidental, los materiales afectados por la Orogenía Varisca afloran en una serie de macizos priesozoicos separados por extensas cuencas mesozoicas y cenozoicas (Figura 1.3). Como se puede apreciar, la Cadena Varisca se extiende a lo largo de varios afloramientos de los que los más occidentales, Macizo Ibérico y el Macizo Armoricano, definen una geometría arqueada y constituyen el denominado Arco Ibero-Armoricano (BARD *et al.*, 1970).

La Cadena Varisca ha sido dividida en diversas zonas en función de sus características paleogeográficas, estratigráficas, tectónicas, metamórficas y magmáticas y el Macizo Ibérico es el único afloramiento de la cadena en que se ha reconocido al completo esta zonación. Fue LOTZE (1945a) el primer autor que dividió el Macizo Ibérico en seis zonas: Cantábrica, Asturoccidental-Leonesa, Galaico-Castellana, Lusitano-Alcúdice, Ossa-Morena y Surportuguesa, que presentan una cierta simetría en su disposición. Estas zonas han sido aceptadas hasta la actualidad por la mayor parte de los investigadores, si bien se han realizado modificaciones en los últimos años.

Así, en el esquema de división propuesto por JULIVERT *et al.* (1972, 1983), se unifican las Zonas Galaico-Castellana y Lusitano-Alcudicense de LOTZE en una sola denominada Zona Centroibérica (ZCI), debido a que ambas tienen una evolución paleogeográfica y tectónica muy semejante. La principal diferencia entre ellas consiste en la presencia de un plutonismo sinorogénico más abundante y un mayor grado metamórfico en la Zona Galaico-Castellana con respecto a la Zona Lusitano-Alcudicense, aunque también hay diferencias en cuanto a los materiales paleozoicos, siendo en la Zona Lusitano-Alcudicense donde afloran los materiales pertenecientes al Complejo Esquisto-grauváquico.

También hay que destacar las modificaciones realizadas por FARIAS *et al.* (1987) y ARENAS *et al.* (1988), quienes proponen la individualización de la Zona de Galicia-Trás-os-Montes (ZGTM), la cual había sido considerada como una subzona de la ZCI por RIBEIRO (1970, 1974), y que representaría una lámina alóctona superpuesta tectónicamente sobre el autóctono de la ZCI.

En la actualidad se distinguen de NE a SO en el Macizo Ibérico, las siguientes: Zona Cantábrica, Zona Asturoccidental Leonesa, Zona de Galicia-Trás-os-Montes, Zona Centroibérica, Zona de Ossa-Morena y Zona Surportuguesa (ver Figura 1.3).

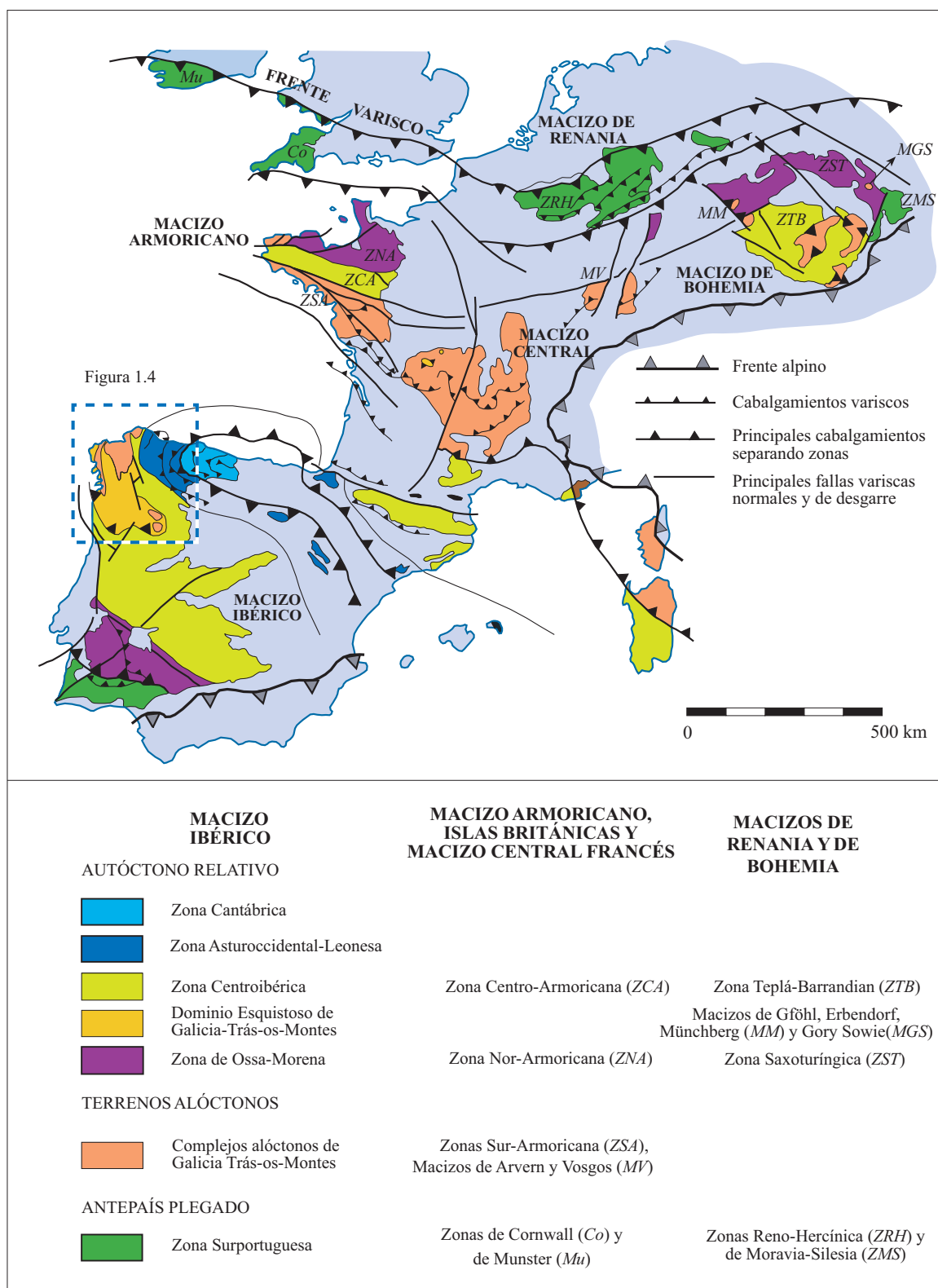


Figura 1.3: Mapa geológico general del Cinturón Varisco en Europa occidental, donde se muestran las distintas zonas del Macizo Ibérico y su correlación con el resto de los macizos variscos. Según MARTÍNEZ CATALÁN *et al.* (1997) y basado principalmente en JULIVERT *et al.* (1972), AUTRAN Y COGNÉ (1980) y TOLLMANN (1982).

Estas zonas están profusamente descritas en diversas monografías y trabajos sintéticos, desde el punto de vista estructural (MATTE, 1986; DÍEZ BALDA *et al.*, 1990; RIBEIRO *et al.*, 1990; PÉREZ ESTAÚN *et al.*, 1991; MARTÍNEZ CATALÁN *et al.*, 1996.), metamórfico (ARENAS *et al.*, 1986; MARTÍNEZ Y ROLET, 1988; GIL IBARGUCHI Y ARENAS, 1990) e ígneo (BELLIDO MULAS *et al.*, 1987; CORRETGÉ *et al.*, 1990; CASTRO *et al.*, 2002). Entre ellas hay que destacar por su carácter más extenso las siguientes: *Geología de España, Libro Jubilar J.M. Ríos* (IGME, 1983), *Pre-Mesozoic Geology of Iberia* (DALLMEYER Y MARTÍNEZ GARCÍA, 1990), *Paleozoico Inferior de Iberoamérica* (GUTIÉRREZ MARCO *et al.*, 1992) y más recientemente, *Geología de España* (VERA, 2004).

Las características de la Zona Cantábrica y parcialmente la Surportuguesa son propias de las zonas externas de un orógeno, mientras que el resto tienen los rasgos de las zonas internas, caracterizados por deformaciones dúctiles polifásicas acompañadas de metamorfismo regional y actividad magmática sinorogénica.

La Zona Cantábrica (ZC) ocupa el núcleo del Arco Ibero-Armoricano y se caracteriza por una secuencia sedimentaria, en la que dominan los materiales paleozoicos precarboníferos en facies de plataforma y un carbonífero muy potente, constituido por un conjunto sin- y postorogénico que incluye gran variedad de facies. La deformación es de tipo supracortical, sin metamorfismo asociado y la estructura es de tipo "thin-skinned", con un despegue generalizado de la serie paleozoica. Su límite occidental se sitúa en el Antiforme del Narcea.

La Zona Asturoccidental-Leonesa (ZAOL) presenta un Precámbrico esquistoso que aflora en el núcleo de grandes antiformes, sobre el que reposa discordante un Paleozoico detrítico y en menor medida carbonatado, con un registro bastante completo hasta el Devónico Inferior, aunque tal vez lo que mejor caracteriza a esta zona sea la existencia de una potente serie cambro-ordovícica, muy completa y de naturaleza fundamentalmente detrítica siliciclástica. Estructuralmente, se caracteriza por la presencia de cabalgamientos, posteriores al desarrollo de grandes pliegues tumbados vergentes al E con desarrollo de esquistosidades, y todo ello afectado por pliegues suaves tardíos. El grado de metamorfismo y la abundancia de rocas plutónicas aumentan hacia el O. El límite occidental se encuentra en la Falla de Vivero, aunque por la parte Sur este límite no está muy claro y se toma como tal bien el Sinclinal de Sil-Truchas, bien el del Caurel-Peñalba.

La Zona Centroibérica (ZCI) es la más extensa de las del Macizo Ibérico y constituye el dominio autóctono más interno de la cadena. Se caracteriza por su heterogeneidad en lo referente al grado metamórfico y plutonismo.

DÍEZ BALDA *et al.* (1990) dividen la ZCI en dos dominios estructurales, en función de las características de los pliegues de la fase 1 Varisca. Así, se distingue un dominio de pliegues recumbentes en el NE y otro dominio de pliegues verticales en el SO. La zona de estudio se localiza en el dominio de los pliegues recumbentes.

Por otra parte, AZOR *et al.* (1992) establecen dentro de la Zona Centroibérica el Dominio del "Ollo de Sapo" (DOS), el cual coincide con el dominio de los pliegues recumbentes de DÍEZ BALDA *et al.* (1990) y con el Antiforme del "Ollo de Sapo" definido inicialmente por PARGA PONDAL *et al.* (1964). Los límites establecidos para este dominio en el NO de la Península Ibérica son: la falla de Viveiro y su continuación por el Sinclinal del Caurel-Peñalba para su límite N, estando el límite

suroccidental definido por la Falla de Valdoviño y el cabalgamiento basal del Dominio Esquistoso de la ZGTM.

Así que, dentro de la ZCI se pueden distinguir dos dominios, uno nororiental y otro meridional. El dominio nororiental está caracterizado por la existencia de extensos afloramientos de gneises glandulares preordovícios, abundantes macizos graníticos sinorogénicos y zonas con metamorfismo regional de alto grado rodeado por zonas con materiales con bajo grado metamórfico regional. Además, los pliegues son tumbados y vergentes hacia el E y NE. Este dominio corresponde al de los pliegues recumbentes de DÍEZ BALDA *et al.* (1990) y al del “Ollo de Sapo” de AZOR *et al.* (1992). El dominio meridional se caracteriza por la existencia de extensos afloramientos de pizarras y grauvacas previas al Ordovícico Inferior, abundantes macizos graníticos tardi- y postectónicos y de amplias zonas con metamorfismo de grado muy bajo a bajo, así como pliegues con una vergencia poco definida. Este dominio se corresponde con el de los pliegues verticales de DÍEZ BALDA *et al.* (1990) y en buena parte coincide con la Zona Lusitano-Alcúdica de LOTZE (1945a y b).

La Zona de Galicia-Trás-os-Montes (ZGTM) se caracteriza por cabalgar sobre la ZCI, por incluir rocas de naturaleza oceánica y por eventos metamórficos desarrollados en condiciones de alta presión asociados a procesos de subducción (ARENAS *et al.*, 1986; ARENAS *et al.*, 1995; MARTÍNEZ CATALÁN *et al.*, 1996). Esta zona se subdivide a su vez en dos dominios superpuestos. El conjunto inferior está representado por el Dominio Esquistoso de Galicia-Trás-os-Montes (DEGTM), constituido fundamentalmente por rocas metasedimentarias y metavolcánicas de carácter félsico, que se sitúa de forma cabalgante sobre el autóctono de la ZCI. Las similitudes desde los puntos de vista estratigráfico, estructural y metamórfico del dominio esquistoso de Galicia-Trás-os-Montes con la Zona Centroibérica sugieren según DÍAZ GARCÍA (1992) y DALLMEYER *et al.* (1997) que este dominio debe estar paleogeográficamente relacionado con el autóctono relativo de la ZCI y a menudo se describe como parautóctono (RIBEIRO *et al.*, 1990). El conjunto superior está constituido por los Complejos Alóctonos con rocas máficas y relacionadas de Cabo Ortegal, Malpica-Tui, Órdenes, Bragança, Morais y aparece superpuesto tectónicamente al Dominio Esquistoso.

La Zona de Ossa-Morena (ZOM) presenta series estratigráficas muy diversas, que se extienden desde el Proterozoico Superior hasta el Carbonífero. El metamorfismo regional está concentrado en dos bandas de orientación NO-SE, en relación con dos antiformes en cuyo núcleo aflora el Proterozoico. Estos afloramientos metamórficos de mayor grado son los de Sierra Albarrana, Valuengo, Monasterio y Lora del Río, además de la banda metamórfica de Aracena, que representa el límite S de la ZOM. El plutonismo presenta un amplio espectro desde el punto de vista geoquímico, incluyendo abundantes cuerpos intrusivos de carácter básico y ácido y que abarcan tres periodos de tiempo, el Proterozoico Superior, el “rifting” Cambro-Ordovícico y el Carbonífero. Estructuralmente se caracteriza por presentar pliegues asimétricos a acostados vergentes al SO y cabalgamientos con un movimiento del bloque de techo hacia el SO, que marcan un primer evento colisional con un acortamiento de edad devónica (AZOR, 2004).

Por último, la Zona Surportuguesa (ZSP) está formada principalmente por materiales devónicos y carboníferos. En la parte norte de la ZSP se encuentra la denominada Faja Pirítica Ibérica (FPI), constituida por secuencias volcánicas masivas y series volcanosedimentarias, a las que se encuentran asociadas importantes mineralizaciones que constituyen una de las mayores

provincias metalogenéticas de sulfuros masivos del mundo. Las rocas plutónicas son principalmente básicas de composición gabro-diorítica con cuerpos de rocas ultramáficas y granitoides de carácter subvolcánico, formando una serie de tipo trondhjemita-tonalita-diorita (TTD). Además, hay un segundo tipo de granitoides ricos en potasio constituidos por monzogranitos con granate (El Berrocal) o por monzogranitos con cordierita (Arroyo Crispinejo, JUNTA DE ANDALUCÍA, 1999), y que son intrusivos sobre los anteriores. Tradicionalmente se ha considerado que dentro de la ZSP no aflora el basamento, pero trabajos recientes (JUNTA DE ANDALUCÍA, 1999; DUNNING *et al.*, 2002) describen un conjunto de rocas polimetamórficas que pueden alcanzar un grado metamórfico en facies de anfibolitas (Formación La Minilla), que podrían corresponder al afloramiento de un posible basamento en la ZSP.

La distinción entre terrenos alóctonos y autóctonos es clave en la descripción e interpretación del Macizo Ibérico. En su parte NO, los terrenos alóctonos afloran en los complejos de la ZGTM, mientras que su autóctono está formado por las Zonas Centroibérica, Asturoccidental Leonesa y Cantábrica. Las dos primeras constituyen la zona interna y de transición del orógeno y la última representa la zona externa. El autóctono ibérico, junto con otros terrenos equivalentes en Europa, formó parte del margen continental de Gondwana durante el Paleozoico Inferior, situado en una posición cercana al margen septentrional del actual continente Africano, de acuerdo con datos paleomagnéticos y criterios de correlación faunística y estratigráfica (PARIS Y ROBARDET, 1997; BLAISE Y BOUYX, 1980; MARTÍNEZ CATALÁN *et al.*, 1990; TAIT *et al.*, 1997). El margen de Gondwana se caracteriza por haber registrado una actividad orogénica Cadomiense, el equivalente europeo del orógeno Pan-Africano (QUESADA, 1990; QUESADA *et al.*, 1991; OSCHNER, 1993), y por el desarrollo de un proceso de “rifting” continental Cambro-Ordovícico. Este “rifting” estuvo probablemente relacionado con la separación del microcontinente Avalón de Gondwana y es el origen de la apertura del océano Rhéico (FORTEY Y COCKS, 1988; PRIGMORE *et al.*, 1997; MAC NIOCAILL *et al.*, 1997; MARTÍNEZ CATALÁN *et al.*, 1997).

El área de estudio se encuentra en la mitad N de la Zona Centroibérica y más concretamente dentro del Dominio del “Ollo de Sapo” (DOS), en su parte NO, formando parte del Antiforme del “Ollo de Sapo”. Un esquema geológico del NO del Macizo Ibérico con la situación del área estudiada puede verse en la Figura 1.4.

1.3.- ANTECEDENTES

La geología del NO de la Península Ibérica ha sido ampliamente estudiada en los últimos años y en este apartado sólo serán mencionados los estudios referidos al área que nos ocupa y a los sectores más próximos. El rasgo geológico más característico lo constituyen el volumen de rocas gnéisicas aflorantes por debajo del Ordovícico Inferior siliciclástico, conocidas como la Formación “Ollo de Sapo”. En el NO peninsular los gneises “Ollo de Sapo” ocupan el núcleo de una estructura antiformal varisca, situada en el NE de la Zona Centroibérica (ZCI), muy próxima al límite con la Zona Asturoccidental Leonesa (ZAOL), formando un afloramiento continuo que se extiende desde la isla de Coelheira (Lugo) hasta desaparecer bajo los materiales terciarios de la cuenca del río Duero (Zamora).

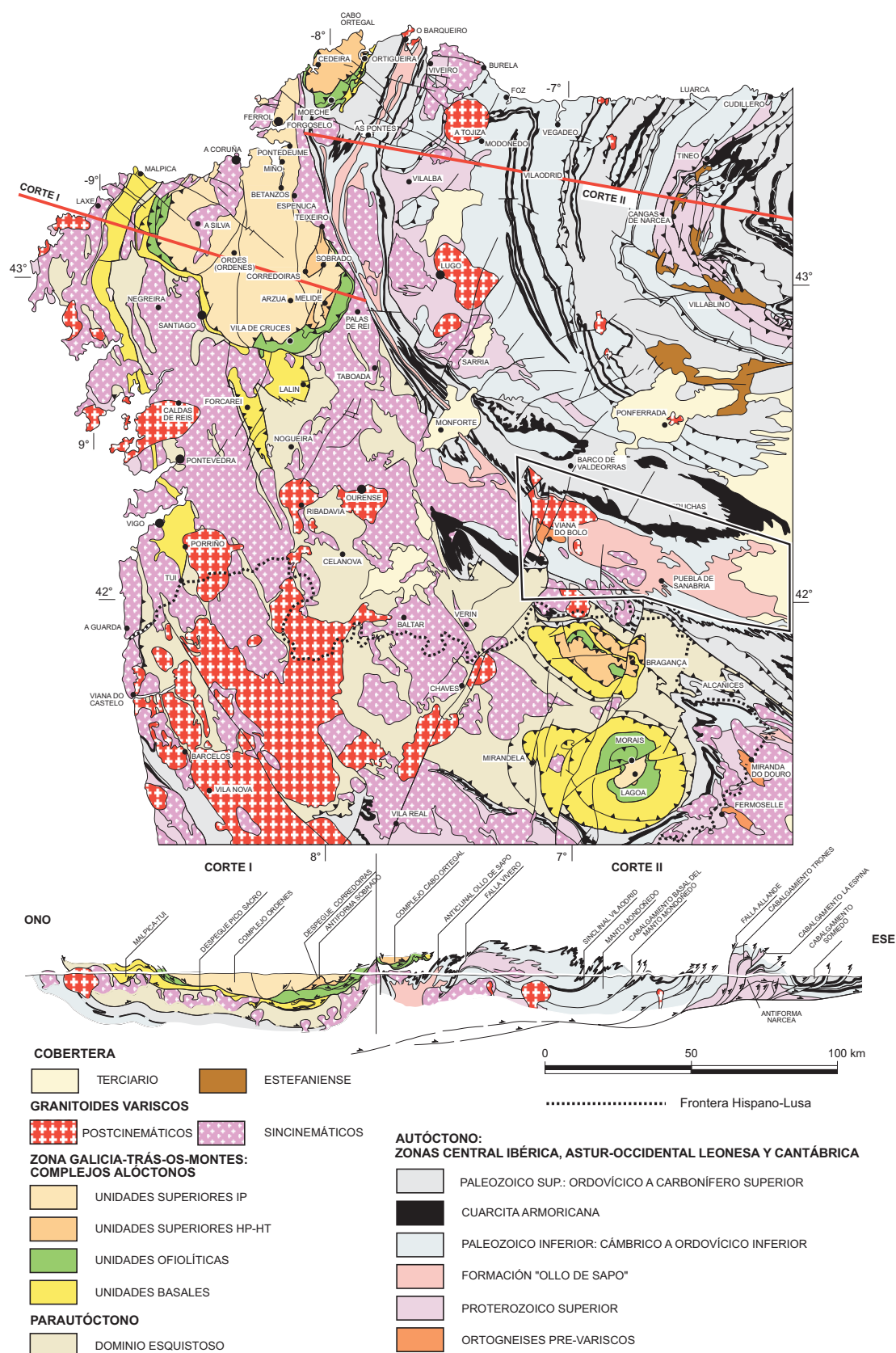


Figura 1.4: Mapa geológico del NO del Macizo Ibérico, según MARTÍNEZ CATALÁN *et al.* (1997). El área enmarcada corresponde a la zona de estudio.

De hecho, se trata de una estructura compleja formada por la interferencia de dos fases variscas, la primera de pliegues recumbentes con vergencia E y la última de pliegues verticales. Según las regiones, los pliegues verticales más comunes corresponden a una de las dos fases y, en general, la estructura está formada por varios pliegues, por lo que a menudo se ha descrito como el Anticlinorio del “Ollo de Sapo”. En el flanco N del antiforme o anticlinorio del “Ollo de Sapo” se encuentra el sinclinorio del Sil-Truchas, mientras por el S, se encuentra flanqueado por el Sinforme de Alcañices.

Los gneises fueron denominados “Ollo de Sapo” por HERNÁNDEZ SAMPELAYO (1922) usando una expresión local derivada de la presencia de ojos de cuarzo de color azulado, dentro de una matriz esquistosa de color oscuro.

Los trabajos, así como las referencias bibliográficas de carácter general con respecto a esta zona y en particular a este tipo de rocas, no son abundantes. Entre ellos cabe destacar los pioneros de PARGA PONDAL *et al.* (1964), MATTE (1968), CAPDEVILA (1969), FERRAGNE (1972) y MARTÍNEZ GARCÍA (1969, 1971, 1973).

Mientras PARGA PONDAL *et al.* (1964) realizaron una primera descripción pormenorizada del “Ollo de Sapo” y una interpretación acertada en muchos aspectos, como el haber identificado una importante componente volcánica, no acertaron al asignarle una edad Cámbrico Medio a Precámbrico. Por otra parte, atribuyeron las estructuras a la primera fase varisca, aunque reconociendo la superposición de otra posterior, mientras que MATTE (1968) ante la evidencia de que muchos pliegues doblaban a un clivaje tectónico previo, reinterpretó varios de los pliegues mayores, asignándolos a una segunda fase, pero asumiendo que en Galicia central replegaban a un enorme anticlinal tumbado de la primera, cuya existencia no llegó a demostrar.

FERRAGNE (1972) realizó un estudio de la provincia de Ourense, estableciendo una serie estratigráfica inicial, una secuencia de cuatro eventos metamórficos y dos ciclos orogénicos. El primero sería Precámbrico y a él asoció tres fases de plegamiento. El segundo ciclo orogénico afectaría también a los materiales paleozoicos y en él también se diferencian tres fases de plegamiento. La ausencia de materiales precámbricos en la zona invalida sus conclusiones, que están lastradas por una interpretación errónea de la macroestructura, en particular, la falta de reconocimiento de una unidad alóctona en el Sinforme de Verín.

MARTÍNEZ GARCÍA (1973) estableció una columna litoestratigráfica, en la que diferenció varias unidades ordovícicas e infraordovícicas, así como otras más modernas que culminan en la denominada Serie de San Vitero, a la que atribuyó una edad Wenlock (Silúrico). Describió cuatro fases de deformación principales y tres fases metamórficas: la primera de presión elevada, la segunda de presión intermedia y la última desarrollada durante la intrusión de los distintos cuerpos graníticos que existen por toda la zona. Propuso un esquema estructural complejo que no justificó a nivel de las macroestructuras y atribuyó la deformación a dos ciclos orogénicos distintos, uno prehercínico (Silúrico) y otro hercínico, a partir de una interpretación errónea de la edad de la Serie de San Vitero.

Más recientemente, MARTÍNEZ GARCÍA Y QUIROGA (1993) realizaron una reinterpretación del Antiforme del “Ollo de Sapo” en el sector de Sanabria, como una ventana tectónica en la que afloran cuatro unidades superpuestas tectónicamente, denominadas de arriba hacia abajo, unidad

de Peña Trevinca (Cámbrico–Silúrico), unidad de Ribadelago (Formación “Ollo de Sapo”), unidad de Viana (Serie de Porto, Precámbrico - Cámbrico) y unidad de Villanueva (Cámbrico–Ordovícico). Además, en el sector de Alcañices, observan la presencia de una unidad con sedimentos y rocas volcánicas de carácter oceánico y de edad Silúrico–Devónico (formación Aliste), a la que se superpone de forma discordante una sucesión turbidítica de edad Tournaisiense, la Formación San Vitero. Si bien es cierto que existen unidades alóctonas en el Sinforme de Alcañices (VACAS Y MARTÍNEZ CATALÁN, 1987; GONZÁLEZ CLAVIJO, 1997), la superposición de las unidades inferiores no parece tectónica, sino puramente estratigráfica, como se discutirá más adelante.

AZOR *et al.* (1992) definieron el Dominio del “Ollo de Sapo” (DOS), el cual coincide con el Dominio de los Pliegues Tumbados de DíEZ BALDA *et al.* (1990) y que en su parte septentrional comprende el Antiforme del “Ollo de Sapo” definido por PARGA PONDAL *et al.* (1964). Para estos autores el límite oriental del dominio del “Ollo de Sapo” es la Falla de Viveiro y el Sinclinal del Sil-Truchas, mientras que el cabalgamiento basal del Dominio Esquistoso de Galicia-Trás-os-Montes y la Falla de Valdoviño constituyen su límite occidental. Una de las características más notables del dominio del “Ollo de Sapo” es la presencia de formaciones de gneises glandulares en la parte inferior de las secuencias preordovícicas.

DÍAZ GARCÍA (1997) propuso un origen plutónico para la facies con megacristales del “Ollo de Sapo” y un origen milonítico para la facies sin megacristales y de grano fino. DÍAZ GARCÍA (1999) describe al N de la ZCI un episodio de alta temperatura y baja presión, simultáneo al desarrollo de una zona de cizalla con movimiento del bloque de techo hacia el O, que afectó a los materiales situados bajo la Cuarcita Armoricana y al “Ollo de Sapo”. Las estructuras relacionadas con esta zona de cizalla serían previas a la D1 Varisca y el autor les atribuye una edad Silúrico Superior-Devónico Inferior.

1.4.- OBJETIVOS Y METODOLOGÍA

La realización del presente trabajo se plantea en respuesta a la necesidad de poner al día los conocimientos geológicos de un área, como la que nos ocupa, rodeada por regiones en las que los conocimientos geológicos han avanzado y evolucionado considerablemente en los últimos años.

Las primeras campañas de campo se realizaron durante el mes de marzo del año 2000, comenzándose en las zonas de menor grado metamórfico, que corresponde a la parte oriental y continuándose durante los años sucesivos hacia las regiones occidentales.

La cartografía geológica se realizó con ayuda de la fotografía aérea a escala 1:30.000, del Servicio Geográfico Nacional, del año 1985, excepto para la hoja nº 306 (Villardecievros), en la cual se ha utilizado la fotografía aérea perteneciente al vuelo americano del año 1957. Los datos se pasaron a planos de escala 1:50.000 del Servicio Cartográfico del Ejército, en la denominada Serie L, para posteriormente realizar el Mapa Geológico que se adjunta en este trabajo, sobre la base topográfica del Servicio Cartográfico del Ejército (Serie C). Este tamaño permite que el mapa sea manejable y facilite la visión a escala regional, a la vez que refleja la información necesaria para los objetivos del presente trabajo.

Además del mapa geológico, se ha realizado un esquema de isogradas y zonas de metamorfismo y se han llevado a cabo estudios de las litologías más características y problemáticas, un análisis estructural detallado, otro de la evolución metamórfica y también análisis geoquímicos e isotópicos.

Los estudios litológicos han tenido como objetivo principal el estudio de los distintos litotipos pertenecientes a la Serie de "Viana do Bolo" y a la Formación "Ollo de Sapo", sus variaciones litológicas y la comparación con rocas equivalentes de otras áreas, con el fin de identificar la naturaleza de los materiales ígneos o sedimentarios de los que proceden. Los trabajos de índole estructural se centran en aspectos fundamentales, como son el conocimiento de las fases de deformación, sus edades relativas, vergencias de las estructuras y cinemática, para integrarlos dentro de la evolución orogénica regional. La evolución metamórfica se ha centrado en conocer las condiciones metamórficas que han sufrido estos materiales, su evolución y significado. El estudio litogeoquímico ha buscado interpretar el origen de las rocas ígneas e integrarlo en el marco geotectónico de la evolución de las placas en el Paleozoico. Los análisis isotópicos han intentado despejar la incertidumbre de la edad de la Formación "Ollo de Sapo" y también fijar la edad de los eventos orogénicos. También se han estudiado los granitoides desde el punto de vista de la evolución metamórfica, plutónica y estructural.

Durante el desarrollo de este estudio se han realizado unas 300 láminas delgadas que, junto con la revisión de más de 1.000 láminas delgadas procedentes de la colección de las hojas del MAGNA a escala 1:50.000 y pertenecientes a los fondos documentales del IGME, han permitido obtener un gran volumen de información y datos para el estudio del metamorfismo y petrografía.

CAPÍTULO 2

LITOESTRATIGRAFÍA

2.- LITOESTRATIGRAFÍA

En el área objeto de este estudio afloran sucesiones sedimentarias que pertenecen a dos unidades paleogeográficas diferentes: el Dominio del Antiforme del “Ollo de Sapo” (DOS) y el Dominio Esquistoso de Galicia-Trás-os-Montes (DEGTM). El primero de ellos se incluye en la Zona Centroibérica de JULIVERT *et al.* (1972), mientras el segundo pertenece a la Zona de Galicia-Trás-os-Montes (FARIAS *et al.*, 1987), que cabalga sobre la primera.

MARTÍNEZ GARCÍA (1973) estableció una sucesión para los materiales que afloran en el Antiforme del “Ollo de Sapo” y que de muro a techo incluye la Serie de Porto, la Formación “Ollo de Sapo”, la Formación Puebla y la Formación Culebra. La Serie de Porto está constituida por cuarcitas, esquistos, rocas carbonatadas, gneises anfibólicos, gneises piroxénicos y anfibolitas. La Formación “Ollo de Sapo” tiene un espesor de 1.500-2.000 metros y está formada por rocas volcánicas ácidas e intermedias, con cierto aporte detrítico. Este autor propone que dentro de la misma roca tuvo lugar el crecimiento de los megacristales idiomorfos de feldespato potásico durante un evento metamórfico preherciniano. Además atribuyó a esta formación una edad que puede abarcar desde el Precámbrico-Cámbrico Inferior hasta el Cámbrico Superior e incluso el Ordovícico. La Formación Puebla consiste en una serie monótona de pizarras y cuarcitas en tránsito gradual sobre el “Ollo de Sapo” y sobre ella reposa la Formación Culebra, que corresponde a la Cuarcita Armoricana.

Una sucesión comparable se identifica en la región de Hiendelaencina, en el Sistema Central (GONZÁLEZ LODEIRO, 1980, 1981a). El cuadro 2.1 muestra la correlación llevada a cabo por AZOR *et al.* (1992) entre las formaciones de Sanabria y áreas colindantes con las de Hiendelaencina.

Posteriormente, ARIAS *et al.* (2002), en base a la realización de una cartografía en la región de Viana do Bolo, establecieron una semejanza entre las series que afloran en esta zona con las que afloran en la ZAOL. De esta forma, los afloramientos más bajos en la serie serían las cuarcitas superiores del Grupo Cándana, sobre las que se encuentran las Capas de Transición y sobre éstas han cartografiado un nivel continuo de rocas carbonatadas que correlacionan con la Caliza de Vegadeo. Por encima de estos materiales se encuentra la Serie de Los Cabos, en la que según estos autores aparecen intercalados los materiales de la Formación “Ollo de Sapo”.

En lo referente a la nomenclatura de las distintas formaciones, y con el fin de no crear una mayor confusión con los nombres, se ha procurado respetar, en la medida de lo posible, aquellas denominaciones utilizadas por los distintos autores precedentes, escogiendo la más utilizada en el caso de existir más de una.

Por lo que respecta a la descripción de las rocas, se ha procurado que la terminología se ajuste a la nomenclatura petrológica más habitual en la literatura geológica. En este capítulo se efectúa una descripción de las rocas en paralelo a la descripción de las formaciones, realizándose en el capítulo de metamorfismo el análisis más detallado de las distintas asociaciones de minerales índice y sus relaciones temporales.

SERIE DE PORTO		Sucesión de esquistos y metaareniscas con intercalaciones de anfibolitas, gneises anfibólicos, mármoles y cuarcitas feldespáticas.	
"OLLO DE SAPO"		Gneises de grano grueso: (300-700 m)	
		Gneises de grano fino: (600-1.000 m.) con intercalaciones de niveles macroglandulares (25-30 m). Hacia el techo aparecen intercalaciones de cuarcitas feldespáticas (1-45 m)	
ORDOVÍCICO	CAPAS DE LOS MONTES	Alternancia de pizarras y cuarcitas (200-600 m), con intercalaciones de niveles lentejonares de microconglomerados y conglomerados, especialmente hacia la base del Ordovícico Inferior	
		PUEBLA DE SANABRIA	SINFORME DE ALCAÑICES
		Formación Puebla	Esquistos y cuarcitas de Santa Eufemia
	FORMACIÓN ALTO DEL REY	Sucesión de cuarcitas y ortocuarcitas de "facies armoricana". Son rocas de tonos claros que están estratificadas en bancos de 5-10 m y con intercalaciones de niveles pizarrosos. Ordovícico Inferior (Arenig).	
		PUEBLA DE SANABRIA	MIRANDA DO DOURO
		Formación Culebra	Formación de cuarcitas superiores
	SERIE DE TRANSICIÓN	Alternancia de pizarras y cuarcitas. Se encuentra situada entre la Cuarcita Armoricana y las Pizarras de Luarca (Arenig - Llanvirn)	
	FORMACIÓN PIZARRAS DE LUARCA	Pizarras negras a gris azuladas, muy monótonas, con esporádicos niveles areniscosos (Llanvirn)	
		SINFORME DE ALCAÑICES	SINCLINAL TRUCHAS
		Formación Villafior	Aparece intercalada una serie volcanodetrítica con términos ácidos y básicos
	FORMACIÓN AGÜEIRA	SINCLINAL SIL-TRUCHAS	SINFORME DE ALCAÑICES

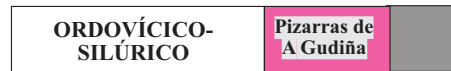
Cuadro 2.1: Resumen de la estratigrafía establecida por AZOR *et al.* (1992) para el Dominio del "Ollo de Sapo" (DOS).

Es preciso poner de relieve que la intensidad de la deformación en la mitad occidental del área estudiada no permite realizar estimaciones precisas de los espesores reales de las distintas unidades litoestratigráficas, de forma que los valores que se citan, deducidos a partir de la cartografía y cortes geológicos, sin duda reflejan variaciones importantes con respecto a las potencias estratigráficas originales.

En la Figura 2.1 se muestra la columna estratigráfica general para la zona estudiada. Las unidades estratigráficas individualizadas aparecen representadas en el Mapa Geológico y en el mapa litoestratigráfico de la Figura 2.2. A lo largo de la descripción, se hacen referencias a correlaciones con otras áreas. Para visualizarlas, se incluye la Figura 2.3, con las columnas representativas de regiones próximas y relacionadas.

ZONA DE GALICIA-TRÁS-OS-MONTES

SINFORME DE ALCAÑICES-VERÍN



ZONA CENTROIBÉRICA

REGIÓN DE VIANA DO BOLO-SANABRIA

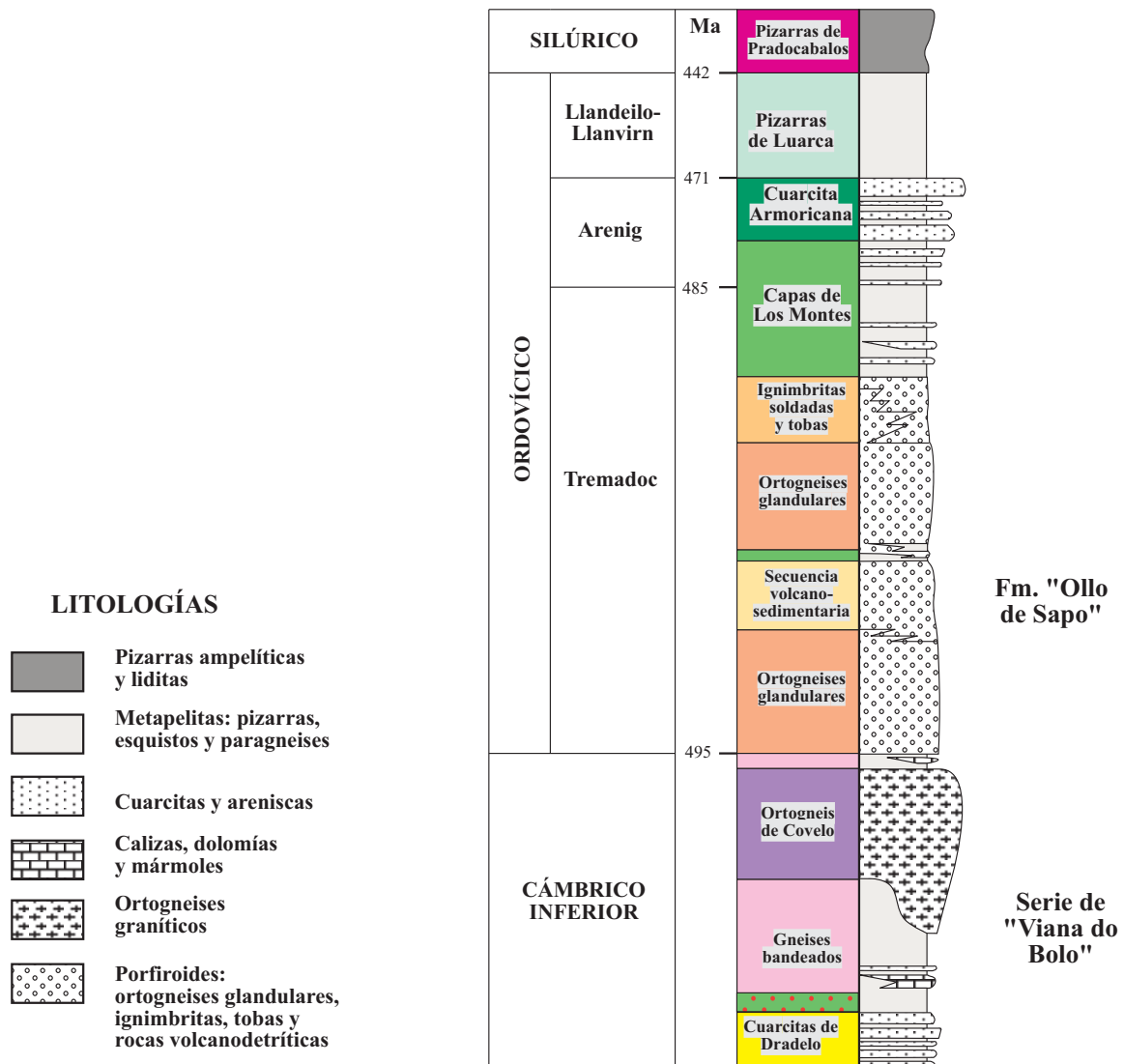


Figura 2.1: Columna estratigráfica general para la zona de Viana do Bolo-Sanabria.

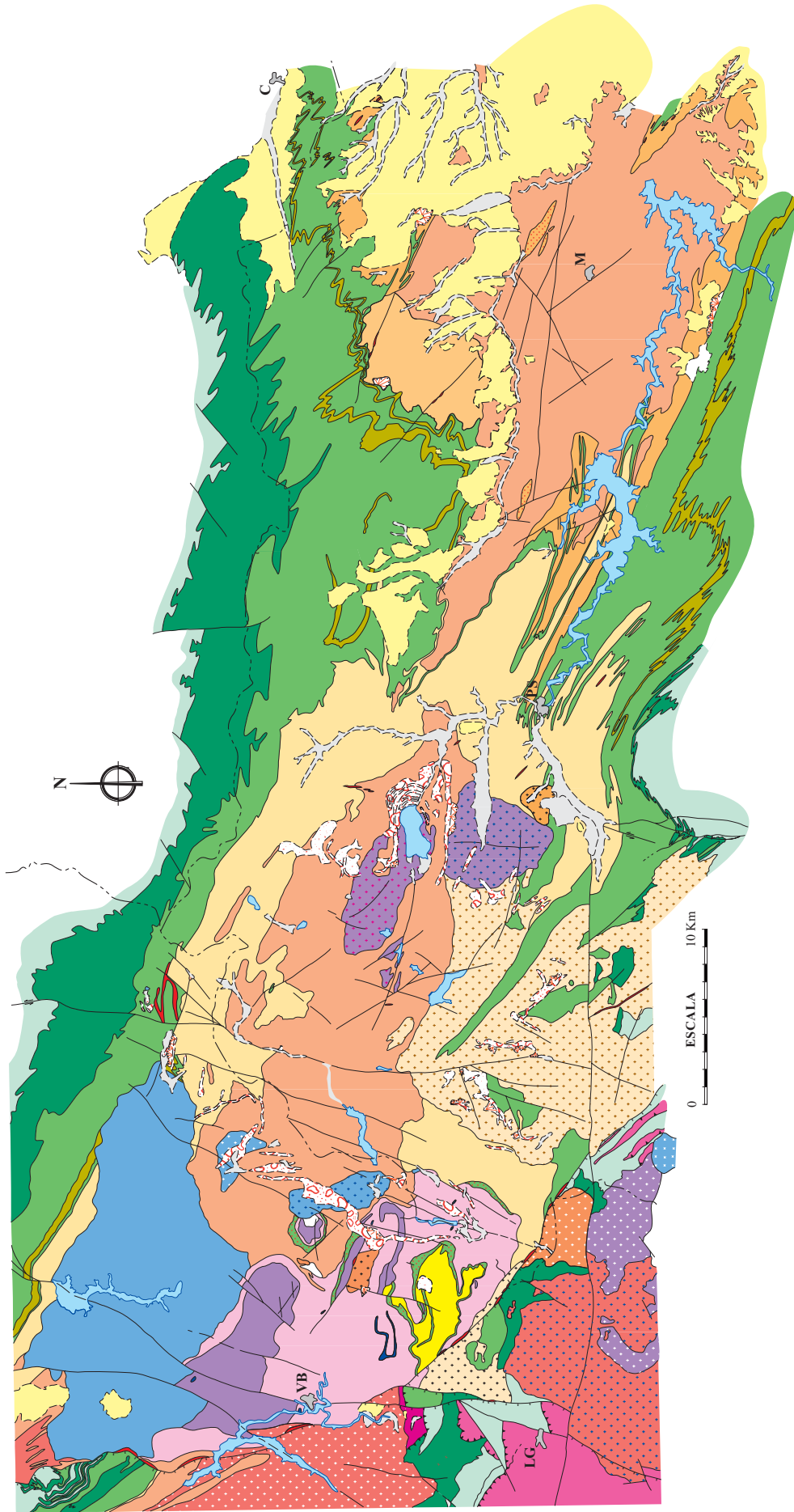
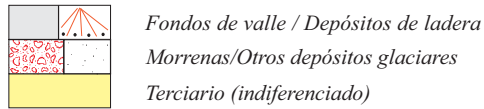


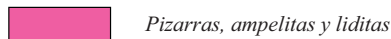
Figura 2.2: Mapa litoestratigráfico del área estudiada. **LG:** La Gudiña; **VB:** Viana del Bolo; **PS:** Puebla de Sanabria; **M:** Mombuey y **C:** Castrocontrigo.

LEYENDA GEOLÓGICA

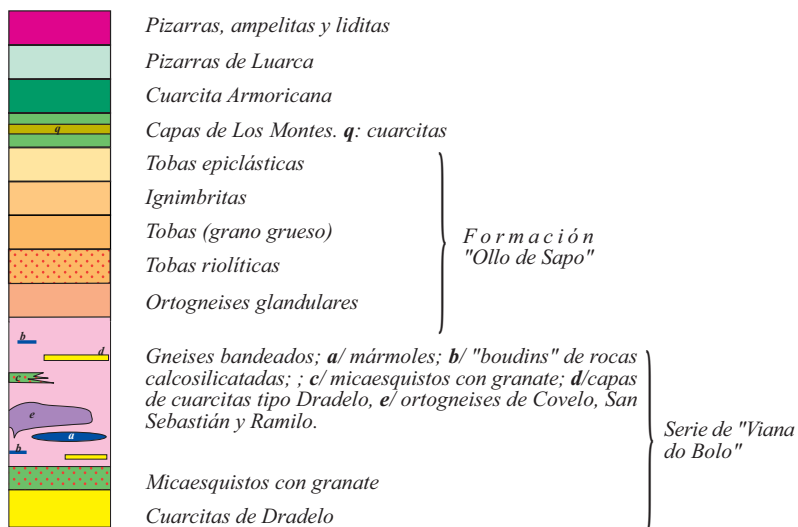
COBERTERA



ZONA DE GALICIA-TRÁS-OS-MONTES

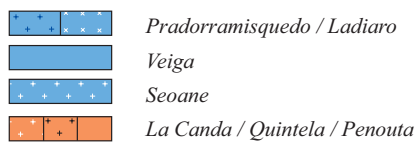


ZONA CENTROIBÉRICA

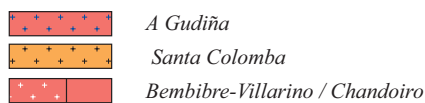


GRANITOIDES VARISCOS

GRANITOIDES TARDI Y POSTCINEMÁTICOS EPIZONALES



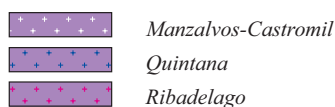
GRANITOIDES SINCINEMÁTICOS EPI-MESOZONALES



GRANITOIDES SINCINEMÁTICOS MESO-CATAZONALES



GRANITOIDES PRECOCES



GRANITOIDES PREVARISCOS



ROCAS FILONIANAS



Figura 2.2 (continuación): Leyenda del mapa litoestratigráfico.

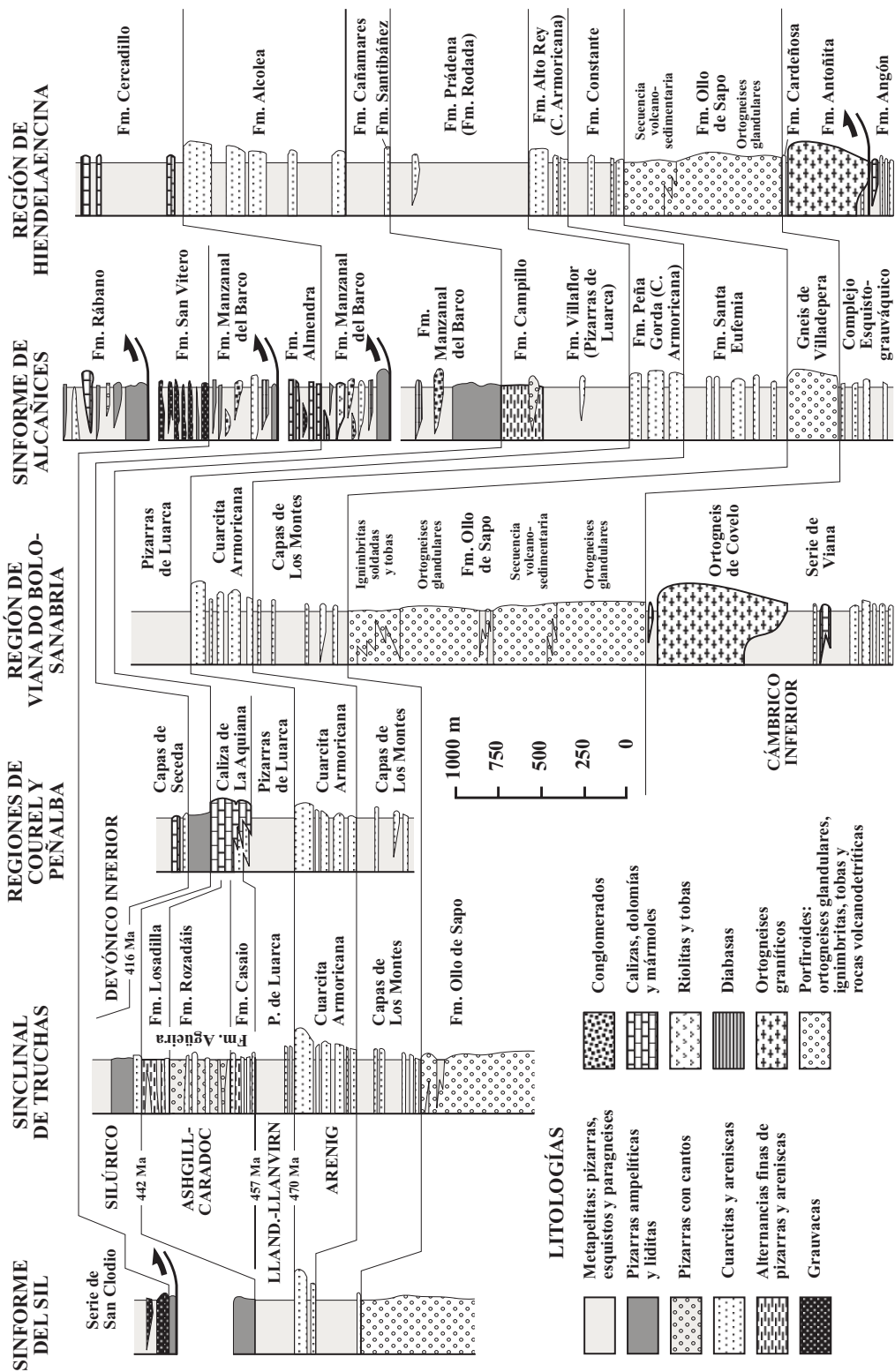


Figura 2.3: Columnas estratigráficas representativas del Dominio del "Ojo de Sapo" (según MARTÍNEZ CATALÁN *et al.*, 2004b).

2.1.- SERIE DE “VIANA DO BOLO”

Los materiales que constituyen esta serie afloran en el extremo occidental de la zona de estudio, donde se encuentra la localidad de Viana do Bolo, de la cual toma el nombre, ya utilizado por autores previos (FERRAGNE, 1972; IGLESIAS PONCE DE LEÓN Y VAREA NIETO, 1982).

La Serie de “Viana do Bolo” fue definida inicialmente por FERRAGNE (1972), que asignó este nombre a un complejo de edad supuestamente precámbrica constituido por paragneises migmatizados con intercalaciones de cuarcitas, gneises con piroxeno y anfíbol, anfibolitas y calizas. Esta serie habría sufrido una evolución policíclica durante el curso de varios ciclos orogénicos distintos y en ella identificó cuatro fases de deformación y cuatro episodios metamórficos. Formando parte de ella se encontrarían, según este autor, los ortogneises glandulares del macizo de Porto, también de edad precámbrica.

En la región de Terra do Bolo-Sanabria, la Serie de “Viana do Bolo” ha recibido diversos nombres como, por ejemplo, el de Serie de Porto-Villavieja (MARTÍNEZ GARCÍA Y CORRETGE, 1970) o, simplemente, de Porto (MARTÍNEZ GARCÍA, 1973) y también Serie de Viana (FERRAGNE, 1972) en la región de Terra do Bolo. Dentro del Sistema Central Español, se encuentran formaciones comparables a la Serie de “Viana do Bolo” que han recibido los nombres de Cardeñosa y Antoñita (SCHÄFER, 1969), y Cardeñosa y Angón en Hiendelaencina (GONZÁLEZ LODEIRO, 1980, 1981a y b). En este trabajo se ha elegido la denominación de Serie de “Viana do Bolo” por ser la más utilizada, además de ser en los alrededores de esta localidad donde se encuentran los mejores afloramientos.

La posición estratigráfica de la serie ha sido discutida por diversos autores. Mientras algunos opinan que es infrayacente a la Formación “Ollo de Sapo” (MARTÍNEZ GARCÍA Y CORRETGE, 1970; MARTÍNEZ GARCÍA, 1973; y diversos autores que han realizado la cartografía MAGNA del NO Peninsular), otros la sitúan por encima (MATTE, 1968; BARD *et al.*, 1972; RIBEIRO, 1974; GONZÁLEZ LODEIRO, 1980, 1981a, 1983; ESCUDER VIRUETE, 1995, 1999). MARTÍNEZ GARCÍA (1973) le atribuyó una edad Cámbrico Inferior, señalando que zonas limítrofes como el Domo de Lugo (CAPDEVILA, 1969), la Sierra del Caurel (MATTE, 1968) o el Sinclinal de Verín (MATTE, 1968), presentan series semejantes.

GONZÁLEZ LODEIRO (1983) destaca que bajo la Formación “Ollo de Sapo”, en las regiones de Viana do Bolo (Ourense), Hiendelaencina, Sistema Central Español y Miranda do Douro (Portugal), se encuentra una serie constituida por cuarcitas y micacitas, en las que se encuentran intercalados niveles de calizas, rocas calcosilicatadas y gneises. En la región de Hiendelaencina y por debajo del “Ollo de Sapo”, la serie está constituida por las cuarcitas feldespáticas y esquistos, rocas de silicatos cálcicos y mármoles de la Formación Cardeñosa, seguidos por el Ortogneis Antoñita de carácter intrusivo y con unos 1.000 m de espesor. Más abajo, en una ventana tectónica en el núcleo del domo de Hiendelaencina (GONZÁLEZ LODEIRO, 1980 b; FERNÁNDEZ RODRÍGUEZ, 1991), aflora la Formación Angón, formada por esquistos, cuarcitas, microconglomerados, mármoles y anfibolitas.

Es muy característico de la Serie de “Viana do Bolo” el alto grado metamórfico y la fuerte deformación, encontrándose siempre en la facies de las anfibolitas. Este hecho ha transformado de forma considerable las litologías, texturas y estructuras originales, dificultando su correlación. No

obstante, se diferencian y cartografían tres términos litológicos bien contrastados: las cuarcitas de Dradelo, los micaesquistos con granate y los gneises bandeados. Otras litologías más escasamente representadas son los carbonatos y las rocas de silicatos cálcicos, que aparecen intercalados sobre todo en los gneises bandeados.

2.1.1.- Cuarcitas de Dradelo

Se trata de areniscas feldespáticas, cuarcitas y microconglomerados que reciben el nombre de la pequeña localidad de Dradelo, que es donde mejor y con mayor extensión afloran. Es en los alrededores de esta localidad donde las cuarcitas son explotadas como rocas ornamentales, siendo fácil su extracción en lajas relativamente delgadas a favor de la estratificación (So), lo que facilita su explotación. Además se caracterizan por presentar una serie de manchas de color rojizo con formas concéntricas y festoneadas (Foto 2.1) originadas por la precipitación de óxidos de hierro y que a veces forman anillos de Liesegang.



Foto 2.1: Aspecto de campo de las areniscas feldespáticas de Dradelo. Se caracterizan por manchas de color rojizo con formas concéntricas y festoneadas (anillos de Liesegang), que las hace explotables como roca ornamental.

Estos materiales son los más bajos que afloran en la zona, y lo hacen con una potencia mínima de 200 metros. Se caracterizan por un color blanquecino cuando están alteradas y un color gris azulado cuando están frescas, y muestran un tableado muy característico que está marcado por la alternancia de capas de areniscas feldespáticas y cuarcitas con tonos blancos, de grosor centimétrico a decimétrico y capas de micaesquistos o gneises micáceos de color oscuro (rojizo a pardo) en pasadas milimétricas a centimétricas, que suelen estar muy retrogradadas (moscovitizadas), y en los que se observa un bandeo milimétrico migmatítico estromático. Es

común, en los niveles de grano más fino, un punteado de color blanco, que corresponde a cristales de feldespatos potásicos y en menor cantidad de plagioclasa. Cuando estas rocas se alteran, se transforman en alteritas con bastante contenido en caolín. Hacia la parte más alta de la serie, en el cerro "Lombo de los Arados" (1.420 m), se encuentran capas de cuarcitas, con un tamaño de grano grueso y que llegan a tener un carácter microconglomerático.

Otra característica de estas rocas, sobre todo de los niveles esquistosos, es la presencia de cristales aciculares, idiomorfos, de turmalina, que suelen presentar una disposición al azar.

Materiales correlacionables con las cuarcitas de Dradelo son las cuarcitas de Cándana de la Zona Asturoccidental-Leonesa (WALTER, 1968; MARTÍNEZ CATALÁN, 1985). Recientemente, ARIAS *et al.* (2002), han señalado que esta unidad es correlacionable con la parte alta del Grupo Cándana del Cámbrico Inferior, es decir, con las Cuarcitas Superiores de Cándana, sobre las que se sitúan las capas de transición (500 m de filitas y esquistos grises con algunos bancos de areniscas y cuarcitas de espesor métrico).

Dentro de la Zona Centroibérica, pueden correlacionarse con la Formación Angón, en la región de Hiendelaencina, donde la parte inferior de la serie está formada por una serie de areniscas feldespáticas y cuarcitas. El problema es que la Formación Angón afloraría en la unidad inferior de un cabalgamiento (GONZÁLEZ LODEIRO, 1981 a y b) lo que plantea el problema de su posible pertenencia a la Zona Asturoccidental-Leonesa, aunque esta correlación apoyaría también una edad Cámbrico Inferior.

Otra correlación posible es comparar las cuarcitas de Dradelo con los conglomerados, areniscas feldespáticas y cuarcitas de la Formación Monterrubio (DÍEZ BALDA, 1986), también en la Zona Centroibérica, pero dentro del dominio del Complejo Esquisto-grauváquico. A diferencia de las dos anteriores, esta correlación indicará una edad Proterozoico Superior para las Cuarcitas de Dradelo.

2.1.2.- Micaesquistos con granate

Sobre las cuarcitas de Dradelo reposan unos micaesquistos caracterizados por presentar un moteado de color oscuro, que se debe a la presencia de abundantes cristales de granate de 1 a 4 mm de diámetro (Foto 2.2). Estos micaesquistos se encuentran formando una orla prácticamente continua sobre las cuarcitas de Dradelo, pero también aparecen materiales similares como intercalaciones dentro de los gneises bandeados y de las propias cuarcitas, siendo algunas de dimensiones cartografiables.

Además, se encuentran niveles de micaesquistos con granate sobre el Ortogneis de Covelo, en especial en su contacto N y en su continuación por los afloramientos de Ramilo y por el Ortogneis de San Sebastián, y también se encuentra un nivel al E de Pías, en las laderas de la Sierra del Sistral, marcando el contacto entre los gneises bandeados y los gneises migmatíticos derivados de la Formación "Ollo de Sapo".

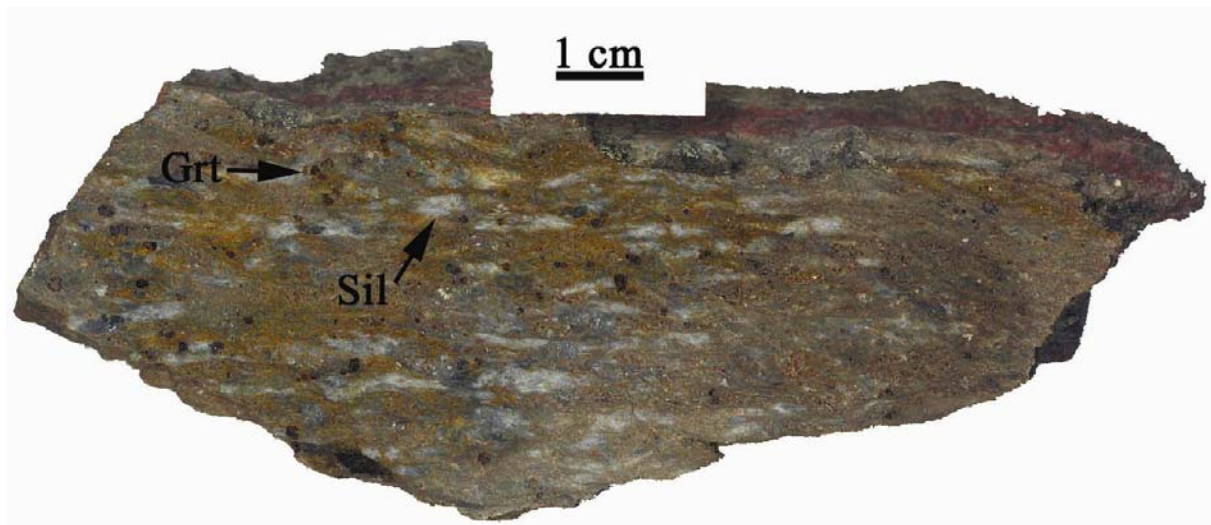


Foto 2.2: Muestra de mano de los micaesquistos con granate. Estos materiales presentan en general un grado de alteración muy fuerte. Los granates (**Grt**) son muy abundantes. La sillimanita (**Sil**), en agregados de color blanco, marca la fábrica (S2 y L2) de la roca (Muestra: 266-39).

2.1.3.- Gneises bandeados

Estos materiales se encuentran estratigráfica y estructuralmente sobre las areniscas feldespáticas y cuarcitas de Dradelo y los micaesquistos con granate que las jalonan. Se diferencian de los ortogneises migmatíticos derivados de la Formación “Ollo de Sapo” porque tienen intercalaciones de capas y “boudins” de materiales carbonatados (calizas, mármoles y dolomías), “boudins” de cuarcitas anfibólicas y gneises anfibólicos e intercalaciones de capas de areniscas feldespáticas, en especial a techo de la serie.

Dentro de la serie gneílica se pueden encontrar meta-areniscas de color gris oscuro algo azulado, con un tamaño de grano medio y espesores variables, desde unos centímetros a varios metros y con escasa continuidad lateral. Fueron denominadas cuarcitas feldespáticas blastomiloníticas por MARTÍNEZ GARCÍA (1973) pero, pese a su intensa deformación, no parecen separar conjuntos de rocas diferentes, por lo que no deben de representar contactos tectónicos mayores.

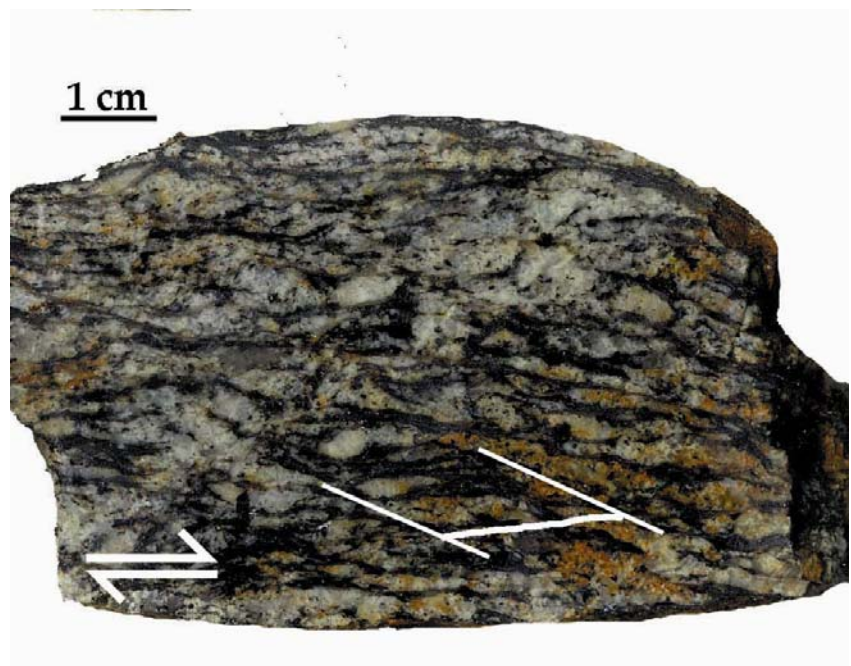
Estas rocas tienen un tamaño de grano medio-grueso, con un bandeo gneísico muy desarrollado (Fotos 2.3 y 2.4), marcado por leucosomas de grosor centimétrico, a veces decimétricos, compuestos por material cuarzo-feldespático, y por bandas o dominios ricos en filosilicatos compuestos principalmente por biotita. Este bandeo es el que marca la fábrica principal (S2) y que posteriormente está afectado por la crenulación de la tercera fase de deformación.

En aquellas zonas donde los gneises han sufrido una mayor tasa de fusión, se produce la desestructuración y interrupción del bandeo gnéisico, dando lugar a la formación de bolsadas y diques que pueden aparecer como láminas subparalelas al bandeo, o bien lo cortan.



Foto 2.3: Aspecto textural de campo de los gneises bandeados, afectados por micropliegues tardíos.

Foto 2.4: Aspecto textural del gneis bandeado en una placa pulida de roca. Se observan criterios cinemáticos: la Foto representa un plano XZ y el criterio de movimiento es del bloque de techo hacia el SE (Muestra: 228-7).



2.1.4.- Mármoles

Los carbonatos aparecen dispersos por los gneises bandeados de la Serie de “Viana do Bolo”, en afloramientos cuyo tamaño varía desde pequeños lentejones, boudines o enclaves, hasta cuerpos de escala cartografiable.

Los mármoles se presentan como capas de espesor métrico a decamétrico, cartografiables. Los afloramientos más importantes se encuentran al E de las localidades de Seoane de Arriba y Seoane de Abajo; otros afloramientos se encuentran cerca de la localidad de Rubiales. Ambos afloramientos han sido explotados para la construcción de las presas que hay en el río Vibey, y corresponden a una única capa, con las explotaciones localizadas en las charnelas de los pliegues.

Existen otras capas de mármoles blancos de menor tamaño, con espesores comprendidos entre 5 y 20 cm, que se pueden encontrar entre los gneises bandeados y que en algunos casos han sido explotadas artesanalmente para la obtención de cal, quedando en algunos puntos las ruinas de los hornos.

En general, los niveles de mármoles de entidad cartografiable presentan un aspecto de bancos masivos, con un tamaño de grano grueso a muy grueso, lo cual evidencia una importante recristalización. Aparecen tanto facies calcíticas muy puras como otras dolomíticas. El resto de los mármoles muestran características similares, variando sólo las potencias de las capas.

ARIAS *et al.* (2002) han propuesto que estos afloramientos de mármoles representan un único nivel continuo, que correlacionan con la Caliza de Vegadeo, y sobre el que reposaría una sucesión de areniscas, cuarcitas y pizarras que correlacionan con las Capas de Los Montes. No obstante, su cartografía representa una idealización derivada de la unión de los distintos afloramientos de mármoles. En nuestros estudios de campo no se ha observado la continuidad de dichos afloramientos, e incluso se han encontrado nuevos afloramientos de rocas carbonatadas no descritas anteriormente que invalidan la reconstrucción. No se puede descartar la existencia original de uno o varios niveles, desmembrados después por la deformación, pero la correlación con la Caliza de Vegadeo de la Zona Asturoccidental-Leonesa no puede considerarse más que como una posibilidad remota. No sólo por la falta de continuidad, sino porque la serie suprayacente está tan fuertemente migmatizada que resulta imposible reconocer la Serie de Los Cabos en ella.

Al N del afloramiento del Ortogneis de Covelo, más exactamente al N de la localidad de Tabazoa de Hedroso, se encuentra un pequeño resalte topográfico, donde tradicionalmente se ha cartografiado una capa de mármoles y/o anfibolitas que bordea a dicho ortogneis. BARD *et al.* (1972) la describen como una anfibolita muy ferrífera con granates y la consideran como un paleosuelo (suelo ferralítico que daría lugar a collobrierita), lo que sugiere la existencia de un depósito de hierro sedimentario que podría estar en relación con un fondo poco profundo o bien con una emersión. Durante la realización de este trabajo se buscó dicha capa de rocas carbonatadas, pero lo que se encuentra en su lugar son los micaesquistos con granate que orlan en casi su totalidad a los distintos afloramientos de los ortogneises de tipo Covelo.

2.1.5.- Capas y “boudins” de rocas calcosilicatadas

En general, estas rocas se presentan en forma de “boudins”, más o menos estirados según la lineación mineral. En el campo y a simple vista, llegan a diferenciarse dos tipos de rocas calcosilicatadas, atendiendo al color y tamaño de grano y que serán descritos con mayor detalle en el capítulo de Petrografía.

El primer tipo tiene una matriz de grano fino, de color oscuro (gris oscuro a tonos azulados) y presenta un moteado de color rojizo producido por abundantes cristales de granate, con un tamaño de 1 a 4 mm (Foto 2.5). Este tipo se describirá como boudines granatífero-piroxénicos.



Foto 2.5: Sección de un “boudin” granatífero-piroxénico intercalado en la Serie de “Viana do Bolo”. Se caracteriza por una matriz de color gris oscuro con un tamaño de grano muy fino, en la que resaltan los blastos de granate (**Grt**) (Muestra: 266-18).

El segundo tipo tiene una matriz de color blanco (Foto 2.6), con un tamaño de grano mayor que los anteriores, en la que destacan unos cristales de gran tamaño y color negro que corresponden a anfíboles. Estos materiales son descritos por CAPDEVILA (1969) como “gneis a amphiboles en gerbes” y por MARTÍNEZ GARCÍA (1973) como gneises anfibólicos. Este tipo de rocas se describirá como “boudins” anfibólico-granatíferos, y son muy frecuentes en toda la Serie de “Viana do Bolo”.

Aunque las rocas calcosilicatadas se encuentran principalmente como lentejones o boudines, en ocasiones aparecen como delgadas capas dentro de los gneises bandeados. Un buen ejemplo se puede ver en las laderas de Tabazoa de Humoso. En las charnelas de los pliegues de fase 2 y en algunos “boudins” se ha observado una zonación, con una parte central cuya composición corresponde a la de los “boudins” granatífero-piroxénicos y una parte exterior similar a los “boudins” anfibólicos-granatíferos (Foto 2.7). Este tipo de zonaciones han sido descritas también en la Sierra de Guadarrama por VILLASECA GONZÁLEZ (1984).



Foto 2.6: Detalle de un “boudin” anfibólico-granatífero. Se caracteriza por una matriz de color blanco con un moteado de color negro que corresponde a anfíboles. (Muestra: 266-34).



Foto 2.7: Charnela de un pliegue de fase 2 afectando a una capa calcosilicatada boudinada. La zonación concéntrica que se observa corresponde a una parte central con piroxeno y una parte exterior con anfíbol.

2.2.- FORMACIÓN “OLLO DE SAPO”

El origen y significado del “Ollo de Sapo” ha sido ampliamente discutido entre los geólogos que han trabajado en sus dos afloramientos mayores del NO peninsular (Galicia y Zamora) y el Sistema Central Español (SCE). Existe un amplio acuerdo en correlacionar el “Ollo de Sapo” Gallego con el de Hiendelaencina (PARGA PONDAL *et al.*, 1964; NAVIDAD, 1978; GONZÁLEZ LODEIRO, 1981 a y b; BARRERA MORATE *et al.*, 1989), pero también en distinguir el “Ollo de Sapo” en sentido estricto de otros cuerpos de ortogneises glandulares aflorantes tanto en el NO como en el SCE (FERNÁNDEZ CASALS, 1976; NAVIDAD, 1978; GONZÁLEZ LODEIRO, 1980; IGLESIAS PONCE DE LEÓN Y VAREA NIETO, 1982; VILLASECA GONZÁLEZ, 1984; LANCELOT *et al.*, 1985).

Las hipótesis sobre la naturaleza y el origen de la formación son muy diversas. Una de las más antiguas es que se trata de rocas sedimentarias de naturaleza pelítico-arenosa y conglomerática, que han sufrido un metamorfismo profundo. Esta idea ya fue expresada en el siglo XIX por PRADO (1864), CORTAZAR (1884), PUIG Y LARRAZ (1883) y MACPHERSON (1883). Para los afloramientos del “Ollo de Sapo” en el NO de la Península Ibérica, esta idea ha sido mantenida en el siglo XX por varios autores, como HERNÁNDEZ SAMPELAYO (1922), SAN MIGUEL DE LA CAMARA Y LOBATO (1955), PARGA PONDAL (1960), ANTHONIOZ Y FERRAGNE (1969), CAPDEVILA (1969) y BARD *et al.* (1972). Para los ortogneises que afloran en el SCE, la idea ha sido defendida por LOTZE (1929), HEIM (1952), FUSTER y DE PEDRO (1954 a y b, 1955), SAN MIGUEL DE LA CAMARA *et al.* (1960), APARICIO y GARCÍA CACHO (1970), GARCÍA CACHO (1973) y APARICIO *et al.* (1975).

Dentro del SCE, otra hipótesis considera el “Ollo de Sapo” derivado de rocas graníticas porfídicas. WAARD (1950) y FERNÁNDEZ CASALS (1976), describen los gneises de la parte occidental de la Sierra de Guadarrama y afirman que los gneises con megacrístales situados en la parte inferior de la formación podrían corresponder a antiguos granitos porfídicos deformados y metamorfizados durante la Orogenia Varisca. Esta misma idea es defendida por CAPDEVILA (1969), RIBEIRO (1974) y BARD *et al.* (1972) para los gneises de Miranda do Douro (Portugal). Si bien esos ortogneises no son parte de la Formación “Ollo de Sapo”. Un origen intrusivo para sus facies glandulares ha sido defendido por GEBAUER (1993), quien propone que las facies de grano fino serían el producto de la milonitización de las de grano grueso. Otra posibilidad, contemplada por CAPDEVILA (1969), BARD *et al.* (1972) y RIBEIRO (1974) es que la erosión de esos macizos graníticos suministrara los materiales detríticos de los tramos gnéisicos superiores, tanto con megacrístales como sin ellos.

Una de las interpretaciones más aceptadas es que toda la Formación “Ollo de Sapo” proviene de un conjunto volcánico de carácter ácido, con lavas, tobas y rocas subvolcánicas que han sufrido un proceso metamórfico (RIEMER, 1963, 1966; MARTÍNEZ GARCÍA, 1973). Este último autor considera que existe, durante el depósito de las tobas, un cierto aporte detrítico. También en el SCE, SCHÄFER (1969), BISCHOFF *et al.* (1973, 1978), NAVIDAD (1978), GONZÁLEZ LODEIRO (1981 a), GONZÁLEZ LODEIRO *et al.* (1982) y CAPOTE (1983) interpretan que tanto las facies con megacrístales como las microglandulares son de origen volcánico y/o subvolcánico. Asimismo, NAVIDAD (1978) también considera que entre estos materiales existen intercalaciones de niveles sedimentarios, los cuales podrían proceder de la erosión de las rocas volcánicas y subvolcánicas.

También cabe citar la hipótesis más ecléctica que considera la Formación “Ollo de Sapo” originada a partir de rocas volcánicas y detríticas metamorfizadas. Para PARGA PONDAL *et al.* (1964) y MATTE (1968), la Formación “Ollo de Sapo” está constituida en parte por rocas detríticas, derivadas posiblemente de granitos y gneises (conglomerados arcósicos, arcosas esquistosadas, arcosas, con algunas intercalaciones de esquistos y cuarcitas) y en parte por rocas volcánicas tobáceas de composición riolítica y según las regiones, puede dominar uno u otro tipo de roca.

Por último, DÍAZ GARCÍA (2002), establece la hipótesis de la intrusión de rocas graníticas porfiroides a lo largo de fallas en niveles superficiales de la corteza, desarrolladas con posterioridad al desarrollo de un despegue extensional que tuvo lugar en el margen de Gondwana durante el Ordovícico.

La polémica no sólo ha afectado al origen del “Ollo de Sapo”, sino también a su posición estratigráfica y, sobre todo a su edad. Gran parte de la discusión sobre su lugar en la columna sedimentaria deriva de la confusión entre el “Ollo de Sapo” en sentido estricto y otros ortogneises glandulares. Para el primero, la posición estratigráfica es siempre por debajo de los materiales del Ordovícico Inferior siliciclástico, y por encima de las series esquistosas o gneísicas con cuarcitas y carbonatos cuya edad puede abarcar desde el Cámbrico Inferior al Proterozoico Superior.

Eso acota la edad del “Ollo de Sapo” entre el Cámbrico Inferior y el Ordovícico Inferior. Varias dataciones isotópicas señalan que la edad del “Ollo de Sapo” es Ordovícico Inferior (GEBAUER, 1993; VALVERDE VAQUERO Y DUNNING, 1997; FERNÁNDEZ-SUÁREZ *et al.*, 2000a).

La hipótesis de un origen puramente volcánico y volcanodetrítico (NAVIDAD, 1978), parece haberse impuesto finalmente, y es compatible con la mayoría de las observaciones de campo y de los estudios petrográficos, lo que no excluye un origen intrusivo para otros ortogneises glandulares. En general, hay en la actualidad un consenso amplio sobre la existencia de un evento ígneo de carácter ácido, con actividad volcánica, subvolcánica y plutónica, en el tránsito del Cámbrico al Ordovícico.

Seguidamente se va a proceder a describir las características texturales de las distintas facies cartografiadas. La descripción se realiza sobre materiales de la zona oriental, donde el grado metamórfico es bajo y se preservan mejor las características originales de las rocas. A partir de las relaciones de campo y de la petrografía se han diferenciado, dentro de la Formación “Ollo de Sapo” una serie de grupos litológicos entre los que se encuentran los ortogneises glandulares y una secuencia volcánica y volcanosedimentaria cuyas características texturales, estructurales y composicionales sugieren un origen común.

2.2.1.- Ortogneises glandulares

Este tipo de rocas es el más característico de la Formación “Ollo de Sapo”, en especial dentro de la zona con un metamorfismo de bajo grado y sus características más llamativas son el carácter porfídico, debido a la abundancia de megacristales de feldespato potásico y la presencia de fenocristales de cuarzo de gran tamaño y de color azulado, que son los que han dado el nombre de “Ollo de Sapo” a esta roca (HERNÁNDEZ SAMPELAYO, 1922). Esta litología aflora siempre en el

núcleo de los antiformes de la tercera fase varisca y, en el caso estudiado, forman el núcleo del Antiforme de Sanabria.

En el Mapa Geológico puede observarse la existencia de dos grandes cuerpos intrusivos de ortogneises glandulares, separados por la secuencia volcanosedimentaria y por una banda de pizarras muy continua, similares a las Capas de Los Montes (Figura 2.1). El primer cuerpo se encuentra en la parte oriental de la zona de estudio y se caracteriza por estar afectado por un grado metamórfico bajo, así como por una deformación de intensidad bastante variable, desde intensa en la parte central, donde la esquistosidad principal se encuentra verticalizada, hasta poco intensa en las zonas cercanas al contacto con las Capas de Los Montes suprayacentes. Es en las zonas de baja intensidad de la deformación donde es posible observar las características texturales casi originales de estas rocas, que serán descritas en el siguiente capítulo. En este cuerpo oriental se han identificado diversas facies, de las que las tobas de grano grueso están presentes en ambos flancos del antiforme. Buena parte de las texturas se deben al rápido enfriamiento de las rocas, que condiciona la presencia de fenocristales contrastados frente a una matriz de grano fino, más o menos recristalizada. En el flanco N se ha distinguido una facies de ignimbritas, que serán descritas más adelante.

El segundo cuerpo de ortogneises glandulares se encuentra en la zona occidental y se caracteriza por un grado metamórfico más elevado que el primero, llegando a la segunda isograda de la sillimanita, así como por una deformación mucho más intensa, que hace que desaparezcan las texturas originales. Sobre este cuerpo se encuentra una secuencia epiclástica, cuyas características se hacen más patentes según nos acercamos al contacto con los materiales sedimentarios del Ordovícico, a la vez que se aprecia una disminución del grado metamórfico y de la intensidad de la deformación. No se descarta que existieran también aquí las distintas facies que se han diferenciado en el cuerpo oriental, pero actualmente serían irreconocibles, debido a la intensidad de la deformación y el metamorfismo.

2.2.1.1.- Ortogneises glandulares de la zona metamórfica de bajo grado

Son rocas inequigranulares, porfídicas, cuyo tamaño de grano está marcado por los fenocristales de cuarzo y de feldespato. La morfología de los afloramientos está condicionada por la fábrica principal, bien sea la S1 + S3 o la S2. Cuando la fábrica principal es la S1 reaplastada por S3, los afloramientos tienen formas alargadas, en lomos de ballena, a veces en forma de dientes de sierra, paralelos a la esquistosidad principal de la roca (Foto 2.8). En zonas donde la meteorización es bastante intensa, la roca se altera igual que un granitoide, dando bolos con formas redondeadas y con la típica disyunción en capas de cebolla.

La matriz de la roca fresca, tiene un color de gris oscuro a negro, con un tamaño de grano que varía desde muy fino a afanítico y que engloba los fenocristales de cuarzo, plagioclasa y feldespato potásico, así como agregados de biotita. Tanto el feldespato potásico como la plagioclasa tienen, en general, un color blanco que les hace resaltar con respecto al resto de los componentes. Presentan una distribución de tamaños bimodal y pueden diferenciarse dos poblaciones que corresponden a fenocristales y a megacristales. Los primeros tienen un tamaño medio de 1-2 cm de arista, con secciones idiomorfas, existiendo una separación entre cristales en

general inferior a 2-3 cm. Casi siempre corresponden a cristales de plagioclasa (Fotos 2.9 y 2.10). Los megacrístales tienen un tamaño medio de 5-7 cm de largo por 2-4 cm de ancho y, en general, presentan hábitos idiomorfos. Estos megacrístales o glándulas pueden llegar a alcanzar los 10 cm de largo, y a veces presentan secciones muy redondeadas. En los megacrístales que se encuentran sueltos en las zonas arenizadas se puede apreciar muy bien el fuerte idiomorfismo y la abundancia de maclas de Carlsbad.



Foto 2.8: Detalle de la morfología de afloramiento del ortogneis glandular, condicionada por la fábrica deformativa. En este caso la foliación es S1 + S3, presentando una esquistosidad principal con un buzamiento vertical.



Foto 2.9: Distribución bimodal de los fenocristales de feldespato potásico y plagioclasa.



Foto 2.10: Detalle textural del ortogneis glandular; la matriz tiene un color gris oscuro, algo azulado. Se puede apreciar el carácter bimodal de los feldespatos. En la glándula de feldespato potásico que hay en el lado izquierdo se aprecia una fina orla marginal formada por un agregado de pequeños cristales de plagioclasa albítica.

Otra de las características comunes de las glándulas de feldespato potásico es la presencia de finas orlas de cristales de plagioclasa albítica que las recubren, definiendo una textura rapakivi. Esta textura se puede observar a escala de muestra de mano y en secciones buenas se aprecia que constituye una orla xenomorfa (Foto 2.11, flecha azul). Son también comunes las inclusiones de biotita, que se disponen de forma paralela a los bordes de los megacristales (texturas Frasl). Otras veces se observa un zonado concéntrico en los megacristales (Fotos 2.12, 2.13 y 2.14), con límites netos entre las zonas.

Los megacristales y glándulas de feldespato potásico tienen sombras de presión asimétricas, formadas por fibras de cuarzo alargadas, paralelas a la lineación mineral de la roca y coherentes con los criterios de movimiento de las texturas S-C desarrolladas durante la primera fase de deformación.

Los fenocristales de cuarzo muestran un tamaño de grano medio de 1 cm a 1,5 cm. Sus formas son redondeadas, pudiendo verse golfos de corrosión (véase Foto 2.11, flecha amarilla). En general, dentro de la facies de los esquistos verdes, estos fenocristales tienen un color azulado, que se debe a gran cantidad de inclusiones de agujas de rutilo (efecto Tyndall; Foto 2.15). Al observar en detalle la roca, se aprecian cristales de cuarzo con un tamaño menor ($\approx 0,5$ cm), que tienen un mayor idiomorfismo que los primeros y que pueden presentar caras cristalinas bien desarrolladas.

Otra característica de los ortogneises glandulares de bajo grado es la presencia de un moteado de color negro, formado por agregados de pequeños cristales de biotita, con formas alargadas, algo elipsoidales, marcando una lineación paralela a la definida por las sombras de presión y a las fibras que se desarrollan en ellas. También son frecuentes los nódulos de cuarzo, de color blanco, con formas irregulares y con unos tamaños que pueden variar desde 1 hasta 7 cm.

La textura de estos ortogneises glandulares es semejante a la textura rapakivi de los granitos de este tipo en Escandinavia. EKLUND y SHEBANOV (1999) describen la textura rapakivi como definida por glándulas de feldespato potásico rodeadas por pequeños cristales de plagioclasa, megacrismas de cuarzo con formas redondeadas y megacrismas de plagioclasa con hábito euhedral, dentro de una matriz de grano fino y de composición granítica, descripción que se ajusta a la de nuestras rocas, y que ha de tomarse como un reflejo de las condiciones de cristalización de la roca.

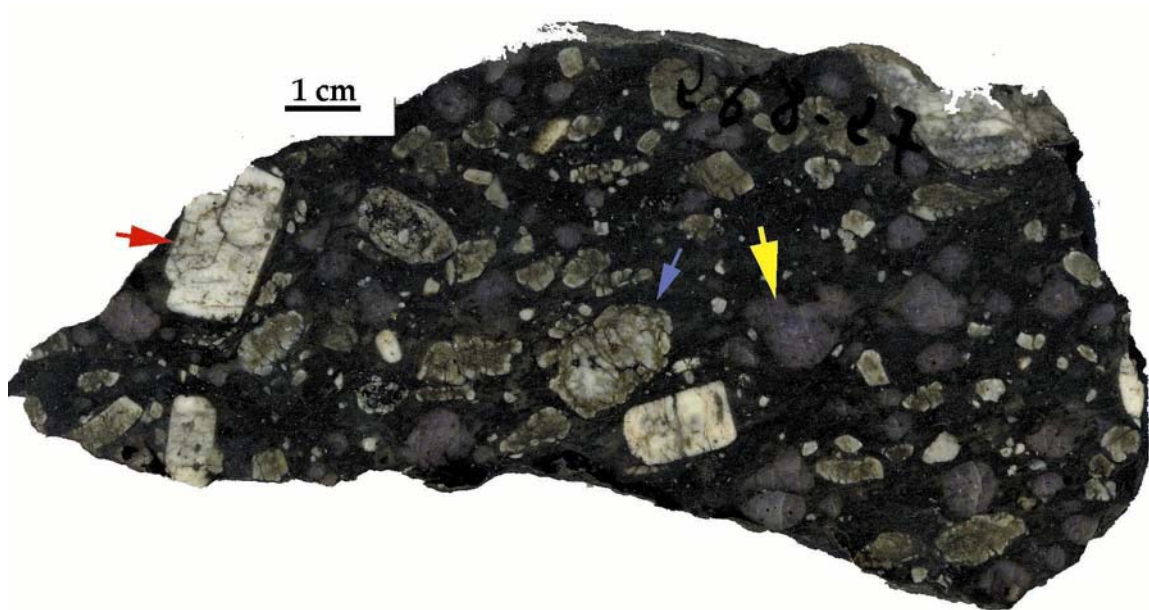


Foto 2.11: Otro detalle del gneis glandular. Se aprecia el color gris oscuro de la matriz en la roca fresca. La **flecha amarilla** señala un cristal de cuarzo de gran tamaño, con golfos de corrosión. La **flecha roja** señala un fenocristal de feldespato potásico idiomorfo, con caras cristalinas muy bien desarrolladas. La **flecha azul** marca un fenocristal de feldespato potásico que tiene una orla de pequeños cristales de plagioclasa, dando lugar a una textura rapakivi, que también se observa en otros fenocristales.

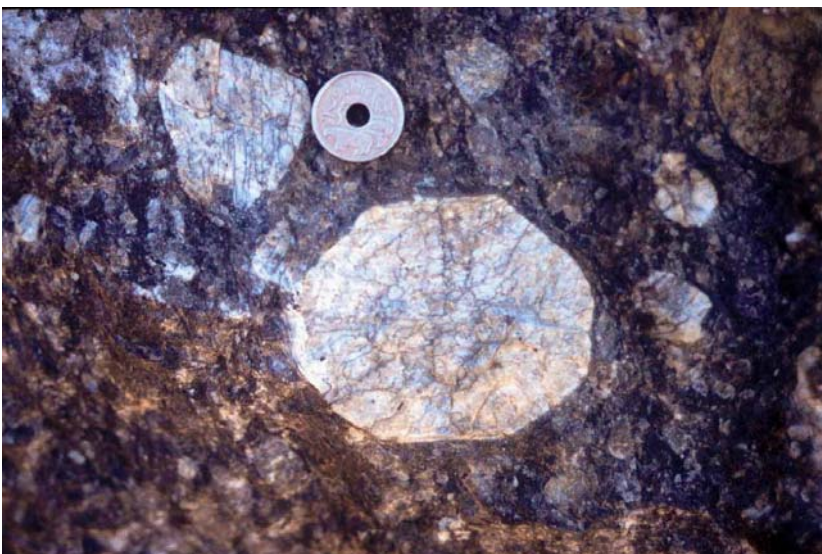


Foto 2.12: Fenocristal de feldespato potásico con hábito idiomorfo; presenta una sección octogonal con caras cristalinas bien desarrolladas.

Foto 2.13: Fenocristal de feldespato potásico con zonado concéntrico. En este tipo de cristales son frecuentes las inclusiones de biotita que marcan el zonado concéntrico, paralelo a las caras cristalinas. Además, se puede apreciar el carácter bimodal de la distribución de tamaños de los feldespatos.



Foto 2.14: Glándula de feldespato potásico con forma ovoide y una orla formada por pequeños cristales de plagioclasa ácida.

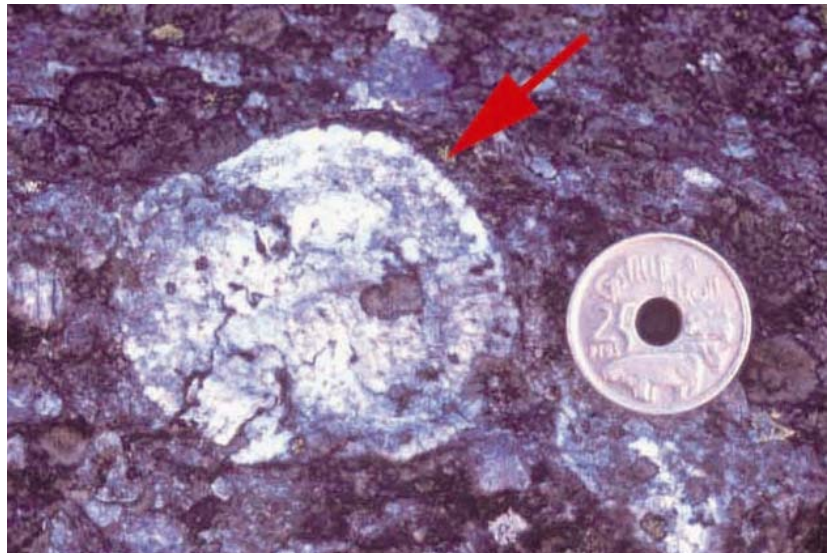


Foto 2.15: En esta Fotografía se puede apreciar el color azulado de los fenocristales de cuarzo (Qtz) en la mitad oriental de la zona de estudio. También se aprecia cómo el megacristal de feldespato potásico muestra una fracturación de origen tectónico, que es subperpendicular a la lineación mineral y de estiramiento.



2.2.1.2.- Ortogneises glandulares de la zona metamórfica de alto grado

Estas litologías se pueden observar en dos zonas, siempre en contacto y bajo los materiales del Ordovícico Inferior. La más extensa se encuentra en el flanco S del Antiforme del “Ollo de Sapo”, en la zona que se extiende entre Villardeciervos y Palacios de Sanabria. En el flanco N, estas rocas afloran al E de la localidad de Muelas de los Caballeros.

Según se avanza hacia la zona occidental, el grado metamórfico va aumentando a la vez que se pasa a niveles estructurales más bajos, lo que va produciendo un cambio progresivo en las características texturales y mineralógicas de la roca, tanto a escala macroscópica como microscópica. A escala de afloramiento, uno de los primeros cambios que se observan viene marcado por un cambio en la textura de la matriz, pasándose de una de grano muy fino a otra con un tamaño de grano mayor, debido a la recrystalización. Otros de los cambios fácilmente reconocibles en el campo se producen en la fábrica que presentan los ortogneises glandulares. Se pasa de una matriz con una sola esquistosidad (S1 + S3) a otra donde es patente la superposición de dos esquistosidades (S2 y S3), y el desarrollo de un bandeado tectónico (S2), con dominios claros y oscuros, marcados por microlitones cuarzo-feldespáticos y microlitones biotíticos. En la Foto 2.16 se observa un buen ejemplo del aspecto de los ortogneises glandulares en el campo en la zona de la biotita.

Partiendo de la muestra representada en la Foto 2.16, según va aumentando la deformación y el grado metamórfico, la evolución de la fábrica queda ilustrada en la secuencia de Fotos 2.17 a 2.23. Los cambios texturales a escala microscópica serán descritos en los capítulos dedicados a la deformación y al metamorfismo.

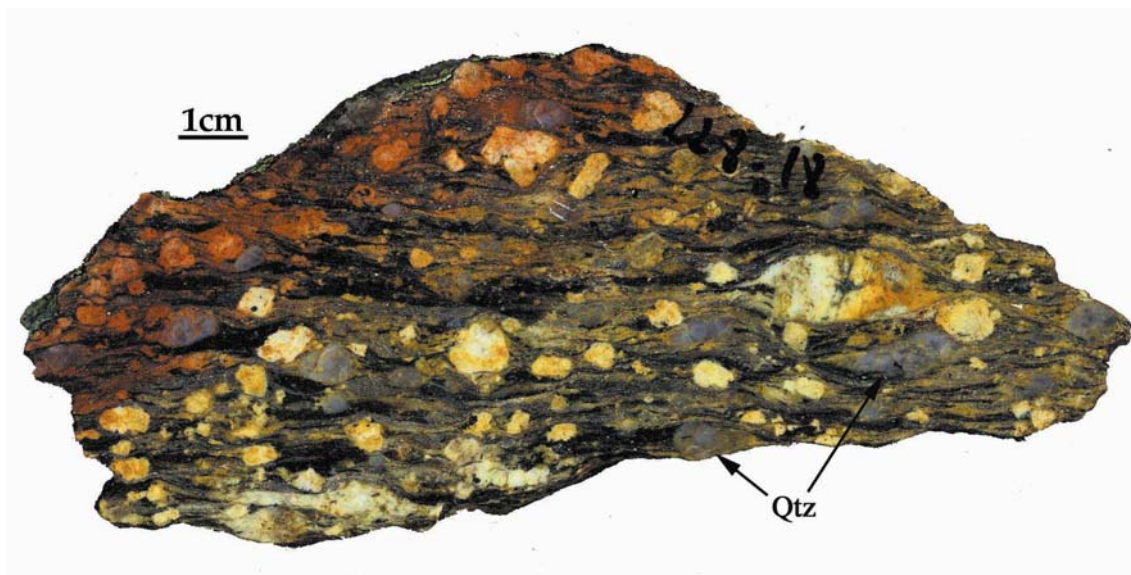


Foto 2.16: Aspecto textural del ortogneis glandular en la zona de la biotita. La matriz ya tiene una foliación (S2) bien definida por los agregados de biotita. Los cristales de cuarzo (Qtz) empiezan a formar “ribbons” con texturas sigmoidales (Muestra: 228-18). La sección corresponde al plano XZ del elipsoide de deformación finita.



Foto 2.17: Con el aumento de la deformación y el metamorfismo, van desapareciendo los fenocristales de cuarzo (**Qtz**), a la vez que se va desarrollando una fábrica (**S2**) marcada por dominios, unos con tonalidades claras (enriquecimiento en cuarzo y feldespatos) y otros con tonalidades oscuras (biotíticos). La Foto refleja un plano **XZ**, donde ya se comienzan a observar criterios cinemáticos. (Muestra: 229-26).



Foto 2.18: Ortogneis glandular en la zona de la sillimanita. La foliación está marcada por un bandeo tectónico formado por bandas cuarzo-feldespáticas y biotíticas (Muestra: 267-100).



Foto 2.19: Detalle del ortogneis glandular en la zona de la sillimanita, afectado por procesos de migmatización. Se observa cómo se empieza a difuminar la fábrica (S2) marcada por las bandas biotíticas.



Foto 2.20: Detalle del ortogneis glandular con la foliación (S2) muy desdibujada, debido la migmatización sobrepuesta.



Foto 2.21: Glándulas de feldespato potásico dentro de una matriz que prácticamente ha perdido la foliación (S₂) y sólo quedan restos de agregados desorientados de biotita.



Foto 2.22: Restitas del ortogneis glandular en un granitoide migmatítico inhomogéneo procedente de la fusión del propio ortogneis glandular.



Foto 2.23: Otro ejemplo de restitas del ortogneis glandular inmersos en un granitoide migmatítico inhomogéneo. Dentro del granitoide migmatítico inhomogéneo ya no quedan restos de la foliación como los que se observan en la Foto anterior.

2.2.2.- Tobas de grano grueso

Se encuentran en contacto con los ortogneises glandulares, tanto por encima como por debajo en el cuerpo oriental, siendo el contacto entre ambos tipos bastante gradual, empezando por una pérdida de las glándulas de feldespato potásico, que progresivamente pasan a mostrar texturas de fragmentación. Una vez que han desaparecido las glándulas de feldespato potásico, las características texturales, mineralógicas y composicionales mantienen una gran homogeneidad a escala de afloramiento e incluso en grandes áreas, aunque se pueden observar variaciones en cuanto al tamaño de grano de los porfiroclastos.

Es difícil encontrar un buen afloramiento que muestre el cambio progresivo en las texturas, pero en la localidad de Villardecervos podremos encontrar en la mampostería de las fachadas de las casas buenos ejemplos de estas variaciones texturales. En todas las localidades del flanco sur oriental del antiforme, siempre se han utilizado estas rocas para la construcción, ya que no presentan las típicas glándulas de feldespato potásico de los ortogneises y son más fáciles de trabajar.

Las tobas de grano grueso presentan coloraciones grisáceas a verdosas e incluso amarillentas, dependiendo del grado de alteración. Tienen un tamaño de grano grueso, son porfidoclásticas, con abundantes cristales fragmentados de feldespato y de cuarzo y con una matriz de grano fino esquistosada. Los porfiroclastos son de cuarzo, plagioclasa y feldespato

potásico. Los primeros pueden tener un acusado idiomorfismo, con caras cristalinas bien desarrolladas, de manera que se llegan a observar secciones cuadradas. Los porfiroclastos de feldespato tienen un tamaño medio de 1 centímetro. En las Fotos 2.24 a 2.26 se pueden observar diversos aspectos texturales.



Foto 2.24: Aspecto textural de afloramiento de las tobas de grano grueso.



Foto 2.25: Aspecto de campo de las tobas con porfiroclastos de grano grueso. El tamaño de grano de los porfiroclastos de cuarzo y feldespato potásico puede variar de grueso a muy grueso. En conjunto, el tamaño de grano es inequigranular bimodal.



Foto 2.26: Aspecto textural de las tobas cristalinas con porfiroclastos de grano grueso. Cuando la roca tiene un corte fresco, la coloración es de tonos grisáceos.

Aunque a escala de afloramiento este tipo de roca es muy homogéneo, se pueden observar variaciones en el tamaño de grano y en determinados afloramientos aún es posible observar la estratificación (Foto 2.27), donde se pueden apreciar capas con características sedimentarias, con granoclasificaciones y compuestas por grauvascas. Estas estructuras (S₀) corresponderían a periodos de tranquilidad volcánica.



Foto 2.27: Afloramiento perteneciente a las tobas, donde se puede apreciar la estratificación (S₀) marcada por capas de grauvascas.

2.2.3.- Ignimbritas

Dentro de la zona de estudio, esta es la primera vez que se identifica esta facies. A primera vista y desde el punto de vista macroscópico, las rocas son parecidas a los ortogneises glandulares, pero al observarlas más en detalle se pueden apreciar diferencias, que consisten en un tamaño de grano más pequeño (medio a grueso), menor contenido de porfiroclastos y glándulas de feldespatos y menor idiomorfismo de los minerales.

Las ignimbritas afloran al O del pueblo de Muelas de los Caballeros, entre las localidades de Cerezal de Sanabria y Donado, en el flanco N del Antiforme de Sanabria. Estratigráficamente, se encuentran sobre los ortogneises glandulares, siendo el contacto entre ambas litologías gradual, y pasándose de una roca con fenocristales y glándulas idiomorfas a otra en la que todos los fenocristales presentan un carácter fragmentario. Es en esta zona de menor deformación y grado metamórfico donde mejor se han conservado las texturas originales de la roca.

En el Mapa Geológico, se puede comprobar cómo sobre las ignimbritas se encuentran, bien pizarras negras de la sucesión de pizarras y cuarcitas de las Capas de Los Montes, bien la primera barra cuarcítica cartografiada. Así, en el cerro Cigarrosa (Coordenadas UTM, Huso 29, X= 713.850, Y= 4.667.200) se puede comprobar que la primera barra cuarcítica se apoya directamente sobre estos materiales de la Formación "Ollo de Sapo", lo que pone de manifiesto que falta un tramo de la serie del Ordovícico Inferior, y que esa zona era un umbral elevado con respecto a las circundantes.

Los afloramientos de ignimbritas son bastante malos, pues se encuentran en las laderas o resaltes donde comienzan a aparecer los sedimentos ordovícicos del Sinforme de Truchas, y es frecuente que estén recubiertos por derrubios de ladera. No obstante, existen buenos afloramientos a lo largo del camino que sube desde la localidad de Faramontanos de la Sierra hacia el cerro de Carbayal (1.386 m).

Las ignimbritas tienen una foliación primaria definida por el aplastamiento de la matriz cinerítica y los piroclastos semifundidos de pómez y presenta un flameado (textura eutaxítica) que es característico de este tipo de depósitos piroclásticos (Fotos 2.28 y 2.29). Los fragmentos de vidrio han sido aplastados y compactados hasta adquirir la forma que presentan actualmente, con secciones alargadas y formas lenticulares. Los litoclastos tienen un color que varía desde gris oscuro a negro y están empastados en una matriz gris clara, con cierta tonalidad verdosa. En lámina delgada se observa cómo la fuerte compactación y soldadura han determinado que los fragmentos de vidrio hayan perdido las vesículas originales, pudiéndose apreciar algunas estructuras vestigiales que evidencian la existencia previa de las mismas.

En general, son rocas porfídicas, esquistosadas y de aspecto microglandular. El tamaño de los clastos es variable, desde medio (4-6 mm) a grueso (6-10 mm), pero siempre menor que en los ortogneises glandulares, y suele tratarse de cristales de cuarzo y feldespatos. Casi siempre tienen coloraciones claras, alternando los tonos grisáceos con otros ocres o incluso amarillentos, en función del grado de alteración (Foto 2.28). Gran parte de los cristales de feldespato potásico y de plagioclasa están fragmentados por efecto de la dinámica de los procesos eruptivos que formaron estos depósitos ignimbríticos. Los cristales de menor tamaño son, en general, inferiores a 1 cm, con

secciones xenomorfas. Estos cristales son principalmente plagioclasas. Los fenocristales de cuarzo tienen un tamaño medio de 3-5 mm, con secciones redondeadas o elípticas y suelen estar formados por subgranos. Tienen un color blanquecino o traslúcido y raramente presentan el color azulado de los cuarzos de los ortogneises glandulares.

La matriz es de grano muy fino a casi afanítica, esquistosada y de color gris claro o con tonalidades verdosas claras. En ella están englobados el resto de los componentes que confieren a la roca el carácter porfidoclástico.

Una de las características más llamativas en el campo, y que diferencia a estas rocas de los ortogneises glandulares, es la presencia de fragmentos de color negro (Fotos 2.30, 2.31 y 2.32), con formas planares o lenticulares. Corresponden a obsidianas desvitrificadas, con un tamaño medio de 4-7 mm, y que debido a su aplastamiento definen una fábrica primaria (foliación eutaxítica) que es subparalela a la foliación tectónica principal. A veces, los fragmentos de vidrio pueden definir una lineación. Algunos de estos fragmentos de vidrio volcánico (Foto 2.33), aplastados y soldados con la matriz, conservan parte de la vesiculación.

Otra rasgo característico, común con los ortogneises glandulares, es la presencia de fragmentos líticos de color oscuro, de pequeñas dimensiones, que raramente superan los 10 cm de diámetro. En la Foto 2.34 puede verse uno de estos fragmentos líticos, a escala de afloramiento. También es relativamente frecuente encontrar nódulos de cuarzo de color blanco o traslúcido, con un tamaño de unos 5 cm y que suelen tener forma lenticular.



Foto 2.28: Detalle textural de una de las muestras de las ignimbritas. Se observa la orientación de los vidrios volcánicos, definiendo una foliación primaria eutaxítica (Muestra: 28-100).



Foto 2.29: Detalle textural de una muestra de las ignimbritas. (Muestra: 268-44). Se observa la presencia de fenocristales y cristales fragmentados, así como fragmentos de vidrios negros aplastados que definen una fábrica eutaxítica.

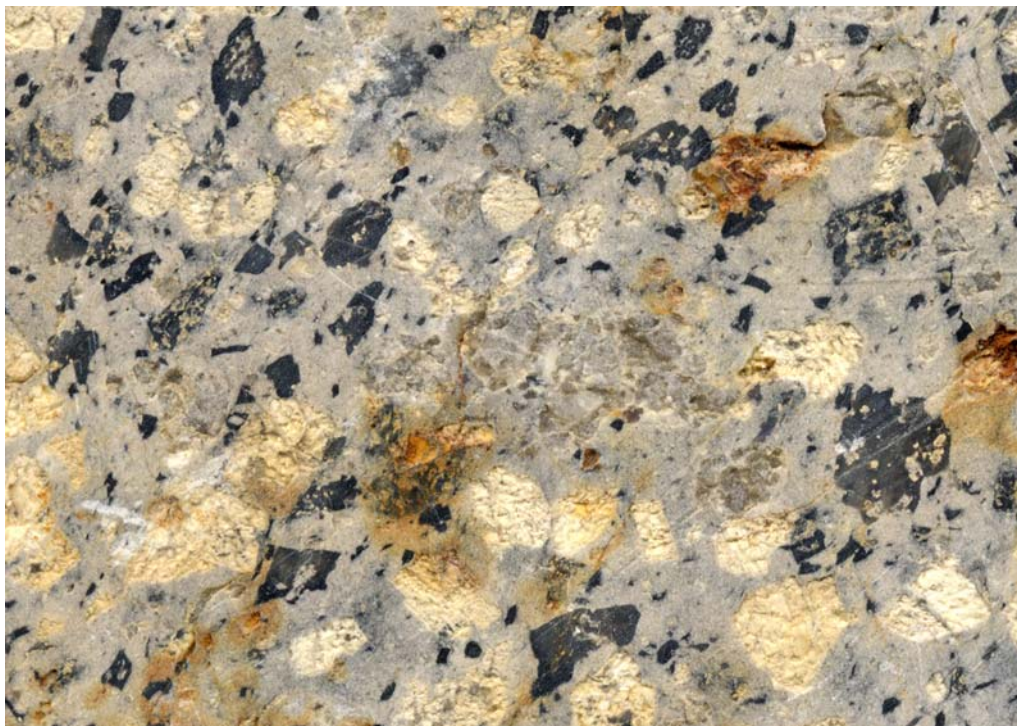


Foto 2.30: La roca presenta una matriz de color gris claro y se observa muy bien cómo resaltan los fragmentos de vidrio volcánicos (color negro). En la parte central se encuentra un fenocristal de cuarzo de gran tamaño.



Foto 2.31: Detalle de uno de los fragmentos de vidrio volcánico de la muestra anterior. Se observa que estos cristales conservan vesículas. A la izquierda del fragmento vítreo hay un fenocristal de cuarzo con golfos de corrosión.

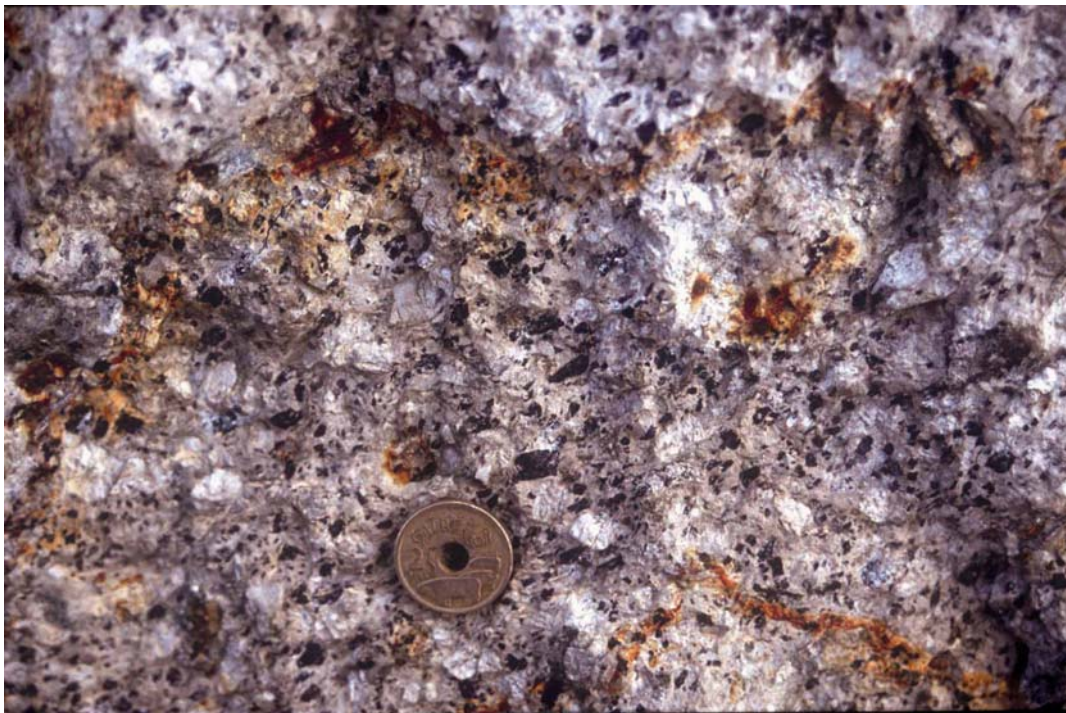


Foto 2.32: Aspecto de campo de las ignimbritas. Los clastos negros característicos de esta facies son fragmentos de vidrios volcánicos. El color blanquecino de la roca se debe a la alteración de los feldespatos.

Foto 2.33: Detalle de un fragmento de vidrio. Siempre son de color negro y, en este caso, se pueden observar vesículas irregulares aplastadas. La longitud de la barra de escala es de 3 mm (Muestra: 268-44).

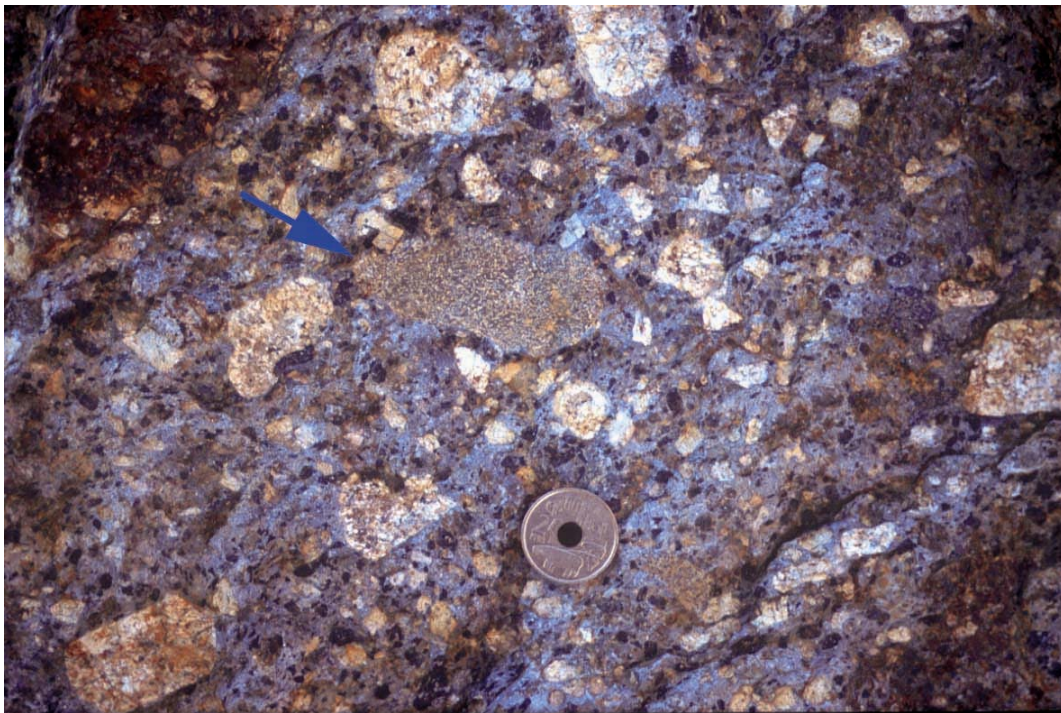


Foto 2.34: Aspecto de afloramiento de la ignimbrita. Se puede apreciar un pequeño fragmento lítico (flecha de color azul). Estos fragmentos líticos son iguales a los que se encuentran en los ortogneises glandulares.

2.2.4.- Tobas riolíticas

Este tipo de rocas se describen por primera vez en la Formación “Ollo de Sapo” en la zona de Sanabria. Se encuentran dos afloramientos de tamaño cartografiable en la mitad oriental de la zona de estudio, el primero de ellos al O de Otero de Centenos (pequeña localidad situada al N de Mombuey), el segundo al N de Asturianos, en el cerro El Cucuruto (1.141 m), ambos rodeados de ortogneises glandulares. La calidad de los afloramientos no es muy buena, por lo que las relaciones con los ortogneises glandulares no se llegan a observar. La morfología de los afloramientos es elíptica, con su eje mayor subparalelo a las estructuras de los ortogneises. Probablemente estos

afloramientos corresponden a conductos de emisión de riolitas ignimbríticas intrusivos en los ortogneises glandulares y relacionados genéticamente con ellos.

En el primero de los afloramientos mencionados, las rocas tienen una matriz de grano muy fino, casi afanítica que presenta tonos de colores amarillentos debido a la alteración. A veces, cuando la roca está más fresca, presenta tonos rosados. Sobre esta matriz resaltan los fenocristales de cuarzo que son los únicos que exhibe (Foto 2.35). Estos afloramientos sólo tienen una foliación (S1+S3), concordante con la que presenta el ortogneis glandular (N 105°E a N 115°E/ subvertical). Las rocas del segundo afloramiento, al N de Asturianos, presentan las mismas características, pero aquí el grado de la deformación es algo mayor y se pueden observar dos esquistosidades (S1 = N 125°E/ 60°SO; S3 = N120°E/ 77°NE).



Foto 2.35: Aspecto textural de las tobas riolíticas. Como se puede observar en esta sección pulida, los únicos fenocristales son los de cuarzo y todos ellos presentan sombras de presión, más o menos simétricas. Como se ve en el cuarzo señalado por la flecha negra, son frecuentes las fracturas de tipo de “pull-apart”. Esta muestra procede del afloramiento más oriental, al N de Mombuey (Muestra: 268-46).

2.2.5.- Tobas epiclásticas y grauvacas volcanogénicas

Los materiales que componen esta secuencia volcanosedimentaria son principalmente grauvacas y tobas epiclásticas (Foto 2.36) con variaciones en la granulometría y finos niveles de pizarras de color verdoso, que en algunos casos llegan a tener representación cartográfica.

Tradicionalmente, estas rocas han sido denominadas el “Ollo de Sapo” de grano fino (MARTÍNEZ GARCÍA, 1973). Afloran sobre todo rodeando el cuerpo occidental de ortogneises glandulares, pero tienen especial desarrollo en el N y NO de Puebla de Sanabria y pueden verse buenos afloramientos en los alrededores de las localidades de Cervantes y Paramio. En esta zona,

la intensa alteración diferencial acentúa las características estratigráficas de estas rocas. Otros afloramientos, de mejor calidad, se encuentran en la carretera que va desde El Puente hacia San Ciprián.

Los afloramientos que existen en el flanco N, en las inmediaciones de Carbajales de la Encomienda, justo en el contacto con los sedimentos ordovícicos en el cuerpo oriental, no tienen representación cartográfica, pero son muy ilustrativos sobre las características de estas rocas. Donde la deformación es escasa, se puede ver la estratificación (So) marcada por la presencia de finos niveles de pizarras con tonalidades verdosas. Dentro de los niveles microconglomeráticos se observa granoclasificación positiva (Fotos 2.37 y 2.38).

Al ascender en la serie, dentro de los metasedimentos que ya pertenecen a las Capas de Los Montes, es normal encontrar niveles de origen epiclástico, que presentan las mismas características texturales y composicionales que los pertenecientes a la Formación "Ollo de Sapo". Estos niveles pueden encontrarse en las capas de areniscas y cuarcitas. Tienen carácter volcanosedimentario y proceden de ignimbritas riolíticas.

Foto 2.36: Aspecto textural de las tobas epiclásticas que forman parte de la secuencia volcanosedimentaria. Se trata de rocas inmaduras, que conservan gran cantidad de cristales de feldespato; además contienen cristales de cuarzo con formas redondeadas (Muestra: 267-133).





Foto 2.37: En esta foto se puede ver la estratificación de los materiales que constituyen la secuencia volcanosedimentaria. También se observa la granoclasificación positiva, marcada principalmente por el tamaño de los clastos de cuarzo (Muestra: 268-48). Un detalle de esta muestra se puede ver en la Foto 2.38.

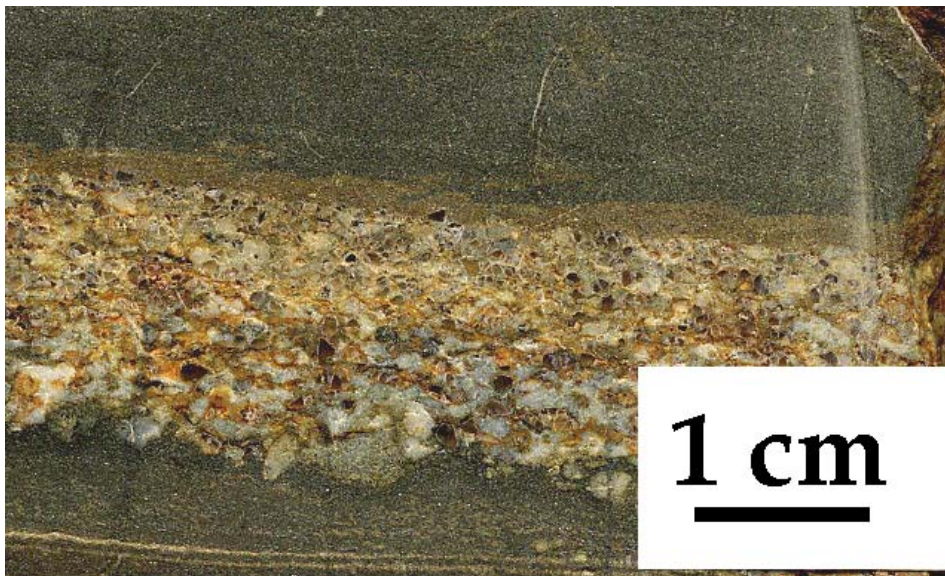


Foto 2.38: Detalle de la Foto anterior donde se aprecia mejor la granoclasificación positiva que presentan los niveles volcanosedimentarios, con la base erosiva y el techo plano.

2.3.- ORTOGNEISES GRANÍTICOS TIPO COVELO

Dentro de la Serie de “Viana do Bolo” se encuentran tres grandes afloramientos de ortogneises graníticos, que corresponden a cuerpos plutónicos deformados durante la Orogenia Varisca. El afloramiento de mayor extensión es el de Covelo, al N de la localidad de Viana do Bolo (Ourense). Los otros dos afloramientos mayores son los de Ramilo y San Sebastián, el primero por encontrarse cercano al pueblo del mismo nombre y el segundo, por el embalse situado en la carretera que va desde Villavieja hasta Porto. Los afloramientos de Covelo y de Ramilo, que actualmente están desconectados, pertenecían posiblemente a un mismo plutón, que debido a los procesos deformativos de la segunda fase de deformación de la Orogenia Varisca se habría desmembrado. Posteriormente han sido plegados por la tercera fase.

Todos estos afloramientos ortognésicos están formados por granitoides de grano medio a grueso, biotíticos y porfídicos. Sus características texturales y petrográficas serán descritas en detalle en el Capítulo 3. El plutón del que aparentemente derivan intruyó en la Serie de “Viana do Bolo”, como se puede comprobar en los afloramientos al Pradorramisquedo, en el cauce del río Vibey. En el caso del Ortogneis de Ramilo, algunos de los autores mencionan que intruye en el ortogneis glandular (IGLESIAS PONCE DE LEÓN Y VAREA NIETO, 1982; ARIAS *et al.*, 2002), lo que no se ha confirmado en este trabajo.

El Ortogneis de Covelo es el mayor tamaño y da lugar a un relieve topográfico positivo. Tiene una forma cartográfica alargada, con unas dimensiones de 10 km de largo por 3 a 5 km de ancho y una dirección aproximada N 120°E, paralela a la lineación de estiramiento L2. Su terminación oriental tiene forma redondeada, mientras en el lado opuesto el contacto tiene un trazado rectilíneo N-S, debido a que está cortado por la Falla de Chandoiro. Se trata de un ortogneis biotítico de carácter porfídico (Fotos 2.39 y 2.40).

El Ortogneis de Ramilo tiene una forma casi redondeada debido a que aflora en una pequeña cubeta tectónica, y en su parte más oriental es intruido por el granitoide varisco de Pradorramisquedo. Se trata de un ortogneis leucocrático y de carácter porfídico.

El Ortogneis de San Sebastián también intruye en la Serie de “Viana do Bolo” y su forma cartográfica es alargada según una dirección N 100°E a N 110°E, paralela a la lineación de estiramiento L2 (Foto 2.41). En su terminación oriental, en el alto del cerro Cabezo Grande (Coordenadas UTM, Huso 29, X= 667.150, Y= 4.667.200), el ortogneis se encuentra intensamente migmatizado, transformado en un granitoide inhomogéneo con frecuentes bolsadas de pegmatoides (Foto 2.42), donde aún se pueden observar restos de la fábrica original S2, marcadas por la alineación de biotitas. LANCELOT *et al.* (1985) obtuvieron para él una edad de 465 ± 10 Ma (Ordovícico Medio) por el procedimiento U-Pb en circones.

Además de estos tres grandes cuerpos, existen otros ortogneises de menor tamaño e incluso de escala no cartografiable. En el Mapa Geológico se han representado dos cuerpos, uno de ellos situado al E de la localidad de Tabazoa de Humoso y el otro al S de Castiñeira. Ambos presentan las mismas características que los anteriores y su forma cartográfica es también paralela a la lineación de estiramiento L2.

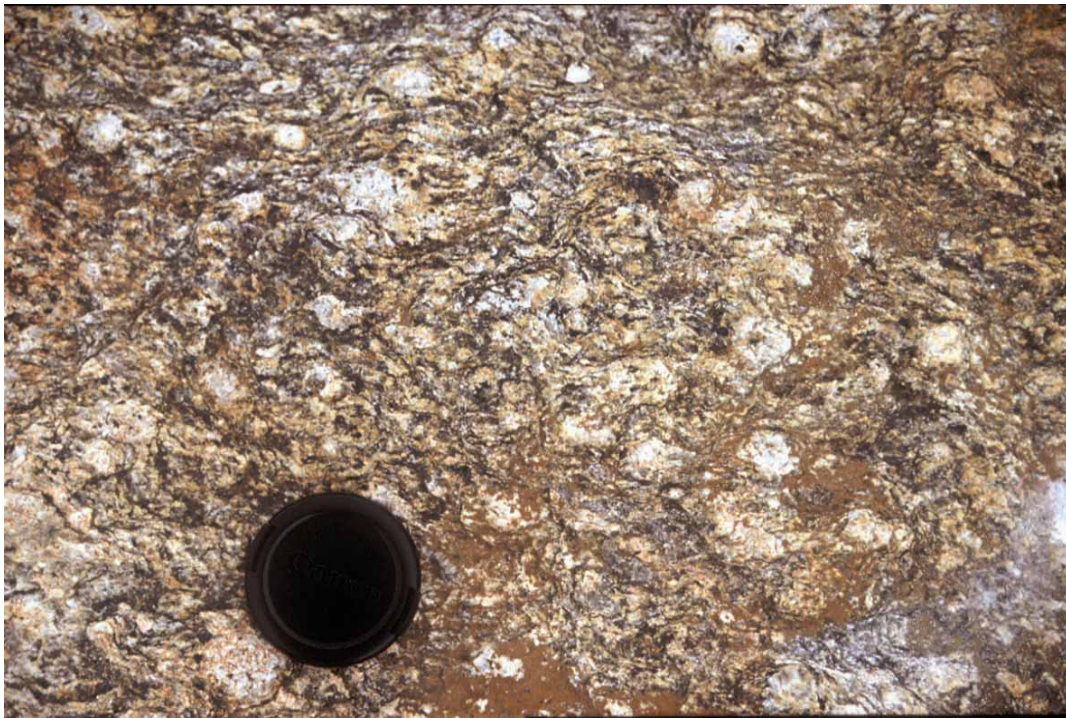


Foto 2.39: Aspecto macroscópico del Ortogneis de Covelo. Se observa el carácter porfídico de la facies común.



Foto 2.40: Aspecto textural del Ortogneis de Covelo (Muestra: 266-36).

Foto 2.41: Aspecto textural del Ortogneis de San Sebastián. Se observa el bandeado tectónico y las glándulas de feldespato potásico fuertemente estiradas por la segunda fase de deformación varisca.



Foto 2.42: Aspecto textural de una bolsada de pegmatoide desarrollada por los procesos de migmatización. Este tipo de estructuras es muy frecuente tanto en los ortogneises tipo “Ollo de Sapo” como en los ortogneises graníticos, dentro de la zona de alto grado metamórfico. Se caracterizan por un tamaño de grano grueso a muy grueso y, a veces, por grandes cristales de feldespato, como se puede apreciar en la Foto.



2.4.- LA SEDIMENTACIÓN ORDOVÍCICA

El Ordovícico es discordante sobre una secuencia precámbrica-cámbrica en gran parte de la ZCI y también en la limítrofe ZOM. La discordancia se encuentra en algunos sectores en la base de las cuarcitas arenigienses y puede estar localmente marcada por niveles conglomeráticos de diversa potencia. En otros sectores, se encuentran en la parte basal del Ordovícico capas rojas con icnofósiles que han sido atribuidos al Tremadoc, aunque no está probada fehacientemente esta edad.

Esta importante discordancia había sido denominada Sárdica por LOTZE (1945a), pero como pusieron de manifiesto HAMMANN *et al.* (1982), tal denominación es errónea, pues la auténtica discordancia Sárdica descrita en Cerdeña (STILLE, 1924) separa al Cámbrico-Ordovícico Inferior (Tremadoc y posible Arenig) del Ordovícico Superior (a partir del Caradoc Inferior). Por lo tanto, la discordancia en la base del Ordovícico debe denominarse Toledánica (LOTZE, 1956), y ha sido atribuida a los efectos de movimientos preordovícicos, desarrollados en un régimen de tectónica de bloques (MCDUGALL *et al.*, 1987). MARTÍNEZ CATALÁN *et al.* (1992) describen este tipo de tectónica en bloques en el Sinclinal de Truchas, atribuyéndole un carácter extensional, con basculamientos y formación de semigrabens ligados a fallas, lo cual explicaría la distribución irregular y los frecuentes cambios de potencias de los materiales del Ordovícico Inferior que se observan por toda la zona.

Para la región que nos ocupa, MATTE Y RIBEIRO (1967) proponen la existencia de la discordancia en el sector de Sanabria. También IGLESIAS PONCE DE LEÓN Y RIBEIRO (1981) describen una discontinuidad a techo del "Olló de Sapo" en la región de Villadepera.

En la zona estudiada, se encuentra una discontinuidad en la zona nororiental, en el límite con la base del Sinclinal de Truchas, al N de la zona comprendida entre las localidades de Anta de Rioconejos y Muelas de los Caballeros. Allí se pueden observar cambios en la potencia de los sedimentos del Ordovícico (Capas de Los Montes) e incluso desaparecen las pizarras por debajo de la primera barra cuarcítica de escala cartografiable, que llega a reposar sobre "Olló de Sapo". Además, puede faltar de forma puntual el complejo volcanosedimentario, situándose la sucesión de pizarras y cuarcitas directamente sobre los ortogneises glandulares.

Sin embargo, más que demostrar la existencia de una importante discordancia entre los sedimentos ordovícicos y el "Olló de Sapo", esos hechos apuntan a una actividad tectónica y volcánica durante el Ordovícico Inferior. De existir una verdadera discordancia de carácter regional, su localización más probable no sería a techo del "Olló de Sapo", sino en su base, sobre las series infrayacentes de probable edad Cámbrico Inferior, o Proterozoico Superior en el caso de Villadepera (VILLAR ALONSO, 1990). Esta posibilidad estaría avalada por la edad Ordovícico Inferior del "Olló de Sapo" y por la intercalación pelítica existente entre los dos domos riolíticos identificados en la región de Sanabria, cuyas facies es idéntica a la de la Capas de Los Montes.

La actividad volcánica del límite Cámbrico-Ordovícico no se limita al Dominio del "Olló de Sapo". CONDE (1970) encuentra en el centro de Portugal una potente serie volcánica discordante bajo la cuarcita armoricana y también COKE *et al.* (1999, 2001) señalan en la zona N de Portugal la presencia de niveles volcanosedimentarios en ese límite. Ese importante evento efusivo de carácter

ácido produjo grandes cantidades de cenizas que se extendieron en un área extensa y se depositaron en varios ambientes sedimentarios. Los niveles de tobas ácidas que proceden de aquéllas acumulaciones de ceniza, depositados o transportados con los sedimentos, constituyen un buen marcador temporal y un nivel guía muy importante.

2.4.1.- Capas de Los Montes

RIEMER (1966) fue el primer autor en utilizar el nombre de Capas de Los Montes para denominar a los materiales situados entre la formación porfiroide del “Ollo de Sapo” y la Cuarcita Armoricana, en las regiones de Monforte de Lemos y del núcleo del Anticlinal del Piornal. En el Sinforme de Sil-Truchas, esta formación también ha sido denominada Capas de Los Montes (MARTÍNEZ CATALÁN *et al.*, 1992) al igual que en el Sinforme de Verín, dentro de la unidad de los Montes do Invernadeiro (FARIAS, 1990).

Sin embargo, en el Sinforme de Alcañices, la formación ha recibido otros nombres: Formación Puebla (MARTÍNEZ GARCÍA, 1973), Capas de Cerezal (QUIROGA DE LA VEGA, 1981), Formación Cabeza de las Viñas (FERNÁNDEZ FERNÁNDEZ, 1994) y Formación Santa Eufemia (VACAS y MARTÍNEZ CATALÁN, 1987; GONZÁLEZ CLAVIJO, 1997).

La potencia es variable de unas zonas a otras. Así, BARRERA *et al.* (1989) señalan que tiene un espesor muy constante que oscila en torno a los 300 metros, SUÁREZ *et al.* (1994) señalan que puede variar entre 200 a 600 metros, FARIAS (1990) estima un espesor mínimo de 1.000 metros y GONZÁLEZ CLAVIJO (1997) estima la potencia en unos 1.000 m. El hecho de que la potencia sea tan variable puede estar condicionado en parte por la existencia de paleorelieves a techo de la Formación “Ollo de Sapo”, y también de subsidencia diferencial relacionada con la tectónica de bloques. Hay además otras dos causas probables relacionadas con la deformación varisca: errores en la estimación de la potencia en áreas intensamente deformadas por la primera fase, y adelgazamiento ligado a la tectónica extensional de la segunda fase, y a la tectónica transcurrente de la tercera.

La formación consiste en una alternancia de esquistos de tonos grises y pardos con cuarcitas de los mismos colores. Algunos niveles de areniscas-cuarcitas interestratificadas son cartografiables y han sido representados, sobre todo en el flanco N. Los bancos de cuarcitas son poco potentes en la base, pero aumentan de potencia hacia el techo. Igualmente son más abundantes en la parte alta de la serie, constituyendo un paso gradual hacia la formación suprayacente. En las capas cuarcíticas se encuentran en ocasiones, laminaciones cruzadas que permiten establecer la polaridad de la serie y también abundantes icnofósiles con idéntico criterio de polaridad. Se han encontrado crucianas, sobre todo en la parte oriental, al N de la localidad de Carbajales de la Encomienda, donde se observa cómo se cruzan entre sí las trayectorias marcadas por estas pistas (Foto 2.43).

Los niveles de cuarcitas tienen cuarzo como mineral principal y, como accesorios, biotita, moscovita, sericita y, en ocasiones, circón y turmalina. Cuando las cuarcitas son feldespáticas, además de los minerales citados, incluyen plagioclasa.



Foto 2.43: Dentro de las capas de cuarcitas que se encuentran en las Capas de Los Montes, es frecuente la presencia de crucianas, en especial en el flanco N.

En cuanto a las metapelitas, IGLESIAS PONCE DE LEÓN y VAREA NIETO (1982) describen la presencia de unos esquistos negros y azules, muy alumínicos con cloritoide y con venas de cuarzo de exudación con distena sobre los materiales de la Formación “Ollo de Sapo”, que forman una capa de espesor variable (0 a 50 metros). Se trata de las pizarras basales del Ordovícico Inferior, y en la zona occidental tienen estauroлита y andalucita sincinemática con la F2. Durante la realización de este trabajo, también se han encontrado estas pizarras con distena, localizadas en una banda estrecha que se puede continuar durante casi dos kilómetros, en la parte oriental, al N de Santiago de la Requejada. Otros buenos afloramientos de estos materiales se encuentran en las orillas del río Negro, a la altura de ese pueblo.

La transición a la Formación “Ollo de Sapo” puede estudiarse en la zona comprendida entre Carbajales de la Encomienda y Muelas de los Caballeros, donde cabe destacar la presencia de niveles intercalados de origen volcánico (Fotos 2.44 a 2.46), que son más abundantes hacia la parte inferior de las Capas de Los Montes. En las pizarras negras se encuentran niveles volcanosedimentarios de microbrechas y tobas epiclásticas de colores blanquecinos con estructuras de granoclasificación positiva (Foto 2.47). Asociados a estos niveles volcánicos, existen otros de espesor milimétrico compuestos casi exclusivamente por sulfuros (pirita). En las capas cuarcíticas también se encuentran niveles de claro origen volcanosedimentario y con aportes de materiales procedentes de mantos piroclásticos ignimbríticos. A unos 2 km al NO de la localidad de Donado, se puede ver otro buen ejemplo de niveles de origen volcánico, más potentes que en el caso anterior, intercalados entre las pizarras del Ordovícico Inferior.

La edad de las Capas de Los Montes se conoce con poca precisión, debido a la ausencia de fauna o pistas en buen estado, pero puede afirmarse que es Ordovícico Inferior. Al estar situada bajo la formación de la Cuarcita Armoricana, tradicionalmente atribuida al Arenig (FERRAGNE, 1972), no se descarta una edad Tremadoc para al menos parte de la formación que nos ocupa.



Foto 2.44: Detalle de uno de los afloramientos en el contacto entre los materiales de la Formación “Ollo de Sapo” y las Capas de Los Montes. En este punto predominan los niveles de origen volcánico, que van desapareciendo gradualmente según se asciende en la serie. Este afloramiento se encuentra al N del pueblo de Faramontanos de la Sierra.

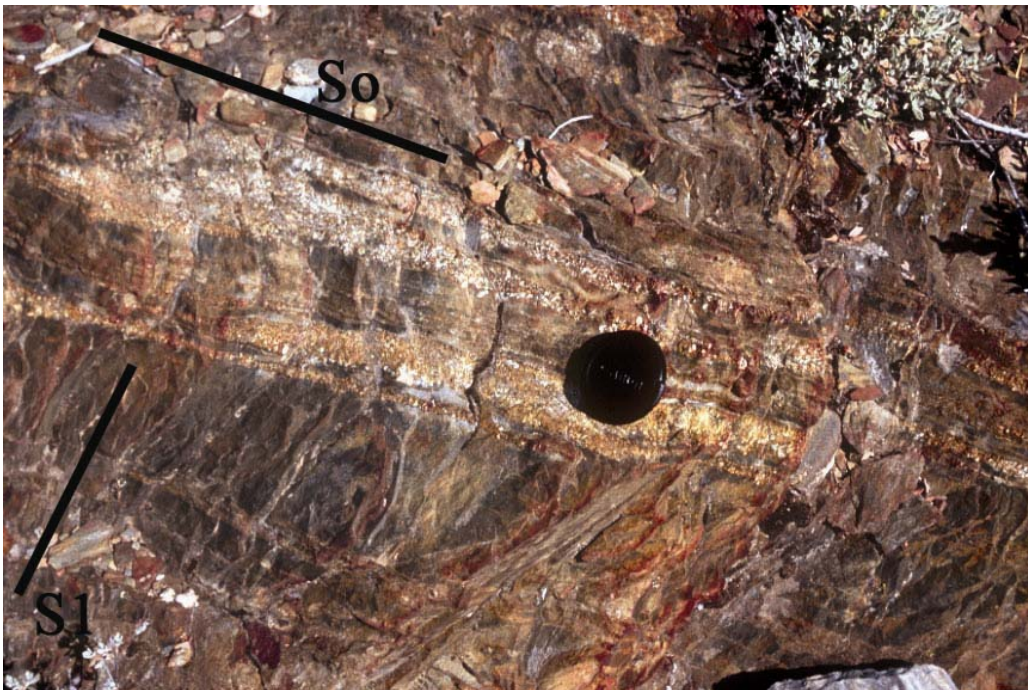


Foto 2.45: En la misma zona que en la Foto anterior, se puede apreciar la estratificación (S0) marcada por la alternancia de pizarras y niveles epiclásticos y la primera esquistosidad varisca (S1) fuertemente oblicua.



Foto 2.46: Detalle de uno de los niveles epiclásticos, en los que se puede apreciar granoclasificación positiva marcada por los clastos de feldespato.



Foto 2.47: Detalle de uno de los niveles de pizarras negras con nivelillos de material volcánico (color blanco). Con ayuda de una lupa, es fácil observar en el campo granoclasificaciones positivas. Estos materiales se pueden ver en los afloramientos de la carretera que va desde Muelas de los Caballeros a Vega del Castillo.

2.4.2.- Cuarcita Armoricana

A techo de las Capas de Los Montes se dispone una potente formación de carácter detrítico constituida fundamentalmente por cuarcitas. Se trata de la facies armoricana del Ordovícico Inferior (Arenig) que aflora en toda la Zona Centroibérica y que da lugar a importantes relieves, como son la Sierra de La Cabrera al N y la Sierra de la Culebra al S del área de estudio.

La Cuarcita Armoricana, denominada así por BARROIS (1882), representa uno de los niveles de referencia litológicos y estratigráficos más importantes dentro de la ZCI. Alrededor de la zona que nos ocupa, las cuarcitas afloran en cuatro grandes estructuras: el Sinforme de Alcañices, el Sinforme de Truchas, el Sinforme de Verín y el Antiforme de Vilachá. En cada una, las cuarcitas han recibido denominaciones diferentes. Así, en el Sinforme de Alcañices, situado al S de La Carballeda, estos materiales han sido denominados Formación Culebra (MARTÍNEZ GARCÍA, 1973), Cuarcitas Superiores de Ricobayo (QUIROGA DE LA VEGA, 1981) y Formación Peña Gorda (VACAS Y MARTÍNEZ CATALÁN, 1987; GONZÁLEZ CLAVIJO, 1997). Sus afloramientos se caracterizan allí por potentes bancos de cuarcitas, con unos colores que varían desde el blanco al gris claro y en ocasiones con tonalidades rojizas. Además, suelen presentar intercalaciones de esquistos, que son más abundantes a muro y a techo, ya que ambos límites son graduales.

Las cuarcitas son de grano fino y se presentan en capas tabulares de gran extensión lateral, agrupadas en bancos de espesor métrico a decamétrico. Estructuras sedimentarias frecuentes son laminaciones paralelas y más raramente cruzadas, observándose también estructuras de granoclasificación.

En el Sinforme de Truchas al N de Sanabria y La Carballeda, las cuarcitas presentan las mismas características que en el de Alcañices.

Al O, en el Sinforme de Verín, se han descrito como cuarcitas y filitas del Invernadeiro (FARIAS Y MARCOS, 1986; FARIAS, 1990), y presentan unas características estratigráficas y litológicas algo diferentes. En las cuarcitas del Invernadeiro se reconocen dos tramos con distintas características litoestratigráficas. El tramo inferior está compuesto por cuarcitas de color gris claro a blanco, que se disponen intercaladas con filitas negras. Las cuarcitas son de grano fino y constituyen capas tabulares de gran extensión lateral, agrupadas en bancos de espesor métrico a decamétrico. El tramo superior consiste en areniscas y filitas, presentando hacia el techo una disminución progresiva de las areniscas y un aumento de las filitas.

Dentro de las cuarcitas son frecuentes los icnofósiles, habiéndose encontrado abundantes cruzianas. Se las atribuye al Ordovícico Inferior y más concretamente al Arenig, como ya fue propuesto por FERRAGNE (1972) y posteriormente ratificado por FARIAS Y MARCOS (1986) y FARIAS (1990).

Por último, en el Anticlinal de Vilachá (RIEMER, 1966) al NO de la Terra do Bolo, la Cuarcita Armoricana se caracteriza por presentarse en capas de espesor decamétrico, con una deformación muy intensa, observándose al microscopio una fábrica milonítica en muchas partes de la estructura.

2.4.3.- Pizarras de Luarca

Por encima de la Cuarcita Armoricana se encuentra una sucesión pizarrosa, conocida desde antiguo como Pizarras de Luarca (BARROIS, 1882). Sus características se mantienen muy constantes en todo el NO de la Península Ibérica y consisten en pizarras masivas de color negro o grises muy oscuras con tintes azulados y satinados, siendo común la presencia de pequeños cubos de pirita singenética.

La transición desde la Cuarcita Armoricana es gradual, con las cuarcitas desapareciendo al tiempo que van aumentando las pizarras. Los tramos de transición son poco potentes (0-30 m), y la única particularidad destacable es la presencia de niveles de hierro oolítico.

En el Sinforme de Truchas, la formación recibe su nombre habitual, Pizarras de Luarca, mientras que en el Sinforme de Alcañices, se describe como Formación Villafior (GONZÁLEZ CLAVIJO, 1997), pese a mostrar las mismas características, incluyendo cuerpos de rocas ígneas, tanto ácidas como básicas. Los de naturaleza ácida presentan una gran semejanza con los materiales de la Formación "Ollo de Sapo".

La formación ha sido ampliamente estudiada en su contenido faunístico. GUTIÉRREZ-MARCO *et al.* (1999), en un estudio detallado del Ordovícico Medio del NO peninsular, encuentran abundantes graptolites que corresponden a una edad Oretaniense (Ordovícico Medio).

2.5.- SILÚRICO

2.5.1.- Silúrico de la ZCI

En la parte occidental de la zona de estudio, en los alrededores de Pradocabalos, afloran unos metasedimentos limitados al N por el granito de Bembibre-Villarino y al E por la falla de Chandoiro, consistentes en filitas y esquistos con algunos niveles finos de ampelitas y liditas. La escasa superficie de afloramiento, así como las transformaciones que han sufrido, debido al tectonometamorfismo regional varisco y al metamorfismo de contacto, no ha permitido datarlos paleontológicamente, pero las facies sugieren una edad Silúrico (ARCE DUARTE *et al.*, 1981).

FARIAS (1990) denomina a estos materiales esquistos y filitas de El Castro, incluyéndolos dentro del DOS y más exactamente en la región del Sinclinal de Monforte, y según su interpretación, estarían cabalgadas por la Unidad de los Montes del Invernadeiro.

2.5.2.- Silúrico de la ZGTM

En la parte suroccidental de la zona de estudio se encuentran materiales alóctonos cabalgantes sobre las Pizarras de Luarca y las Cuarcitas del Invernadeiro al N y E de A Gudiña, y

sobre las primeras en la ladera N de la Sierra de Maratón, en la margen derecha del río Tuela. Se consideran pertenecientes a la Zona de Galicia-Trás-os-Montes (ZGTM). Esta zona representa el sector más interno del NO del Macizo Ibérico, cabalga sobre la ZCI y tiene su límite meridional en la región portuguesa de Trás-os-Montes. La ZGTM carece de continuidad a lo largo del Arco Ibero-Armoricano, y se extiende longitudinalmente sólo unos 300 km. De acuerdo con la definición inicial (FARIAS *et al.*, 1987; ARENAS *et al.*, 1988), la ZGTM está constituida por dos dominios superpuestos: uno inferior representado por el Dominio Esquistoso y otro superior constituido por los Complejos Alóctonos.

Los afloramientos de la esquina SO de la zona estudiada, pertenecen al Dominio Esquistoso de la ZGTM. En este trabajo no se han establecido diferencias entre los materiales que afloran, pero HEREDIA *et al.* (2002) incluyen una cartografía más detallada, en la que han separados dos grupos, Nogueira y Paraño.

El Grupo Nogueira fue definido inicialmente por MARQUÍNEZ (1981, 1984). Posteriormente, BARRERA MORATE *et al.* (1989) y FARIAS (1990) modificaron la definición inicial, pasando a considerar como tal sólo al tramo superior del Grupo Nogueira definido por MARQUÍNEZ. El grupo consiste en micaesquistos y cuarcitas grafitosas, ampelitas y liditas, que dan las características tonalidades negras a estos niveles. Además, presentan algunas intercalaciones discontinuas de esquistos y cuarcitas claras de grano fino y de calizas grises.

El Grupo Paraño, también definido por MARQUÍNEZ (1981, 1984), se sitúa por encima del anterior y está formado por una sucesión monótona de carácter detrítico, constituida por esquistos y filitas arenosas con algunas intercalaciones de metavolcanitas de carácter ácido y a veces intermedio.

Estos materiales han sido que tradicionalmente atribuidos al Silúrico (MATTE, 1968; IGLESIAS PONCE DE LEÓN Y ROBARDET, 1980), pero una datación absoluta realizada por el método U/Pb en rocas volcánicas de carácter alcalino del Dominio Esquistoso que rodea el Complejo de Cabo Ortegal, y que ha suministrado una edad de 475 ± 2 Ma (VALVERDE VAQUERO *et al.*, 2005), muestra la existencia de Ordovícico Inferior en este Dominio, lo que obviamente, no excluye una posible edad silúrica para las facies más carbonosas.

CAPÍTULO 3

PETROGRAFÍA

3.- PETROGRAFÍA

En este capítulo se realiza una descripción de las rocas de las diferentes unidades litoestratigráficas basadas en el estudio al microscopio de láminas delgadas, dejando para el capítulo de metamorfismo el análisis más detallado de las distintas asociaciones y paragénesis de minerales índice. La petrología de las rocas graníticas variscas se trata en el Capítulo 7.

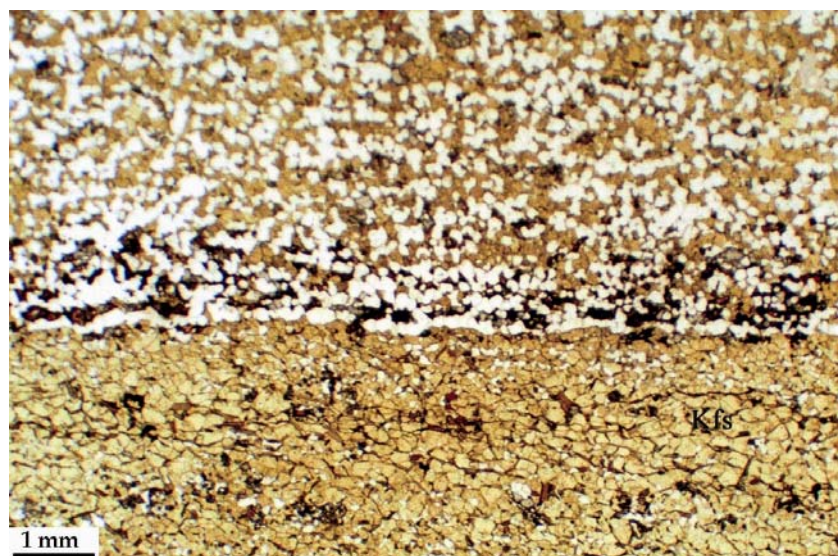
3.1.- PETROGRAFÍA DE LA SERIE DE "VIANA DO BOLO"

Dentro de la Serie de "Viana do Bolo", se han diferenciado tres unidades litológicas principales, las cuarcitas de Dradelo, los micaesquistos con granate y los gneises bandeados. Además, en la última unidad se pueden distinguir como litologías peculiares, areniscas grises, capas de rocas carbonatadas (calizas, mármoles y dolomías) y capas y/o "boudins" de rocas calcosilicatadas. El grado metamórfico es siempre elevado, encontrándose estos materiales en la parte alta de la facies de las anfibolitas, lo cual condiciona sus características petrológicas.

3.1.1.- Cuarcitas de Dradelo

Se trata de areniscas y cuarcitas feldespáticas, donde el contenido en feldespatos, tanto feldespato potásico como plagioclasa, varía de forma considerable de unas muestras a otras. Así, hay muestras en las que el contenido en feldespato potásico es muy alto, incluso superior al del cuarzo (Foto 3.1).

Foto 3.1: En esta foto se puede apreciar cómo varía el contenido de feldespato potásico (Kfs); así, en la parte inferior la roca está compuesta por Kfs, mientras en la parte superior está formada por cuarzo más Kfs.



Los minerales principales son cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, biotita y moscovita. Como minerales accesorios se encuentran opacos, circón y turmalina. Otros minerales desarrollados durante los procesos metamórficos son granate, zoisita-clinozoisita y moscovita.

La textura es granolepidoblástica y granoblástica-poligonal, con desarrollo de textura en mosaico (Foto 3.2), marcada por los cristales de cuarzo y feldespato potásico. Estos tienen un tamaño de grano bastante homogéneo, de 250 a 300 μm , aunque de una muestra a otra el tamaño de grano es muy variable, en especial por lo que respecta al cuarzo, cuyos cristales tienen formas irregulares, pero con límites rectilíneos y uniones triples a 120° . En otras ocasiones, la roca tiene una esquistosidad marcada por la orientación de la biotita y la moscovita, dentro de una matriz de Qtz + Kfs + Pl. Hay muestras con grandes cristales de cuarzo que incluyen a pequeños cristales de moscovita y de biotita con formas tabulares y orientados estadísticamente, marcando una fábrica.

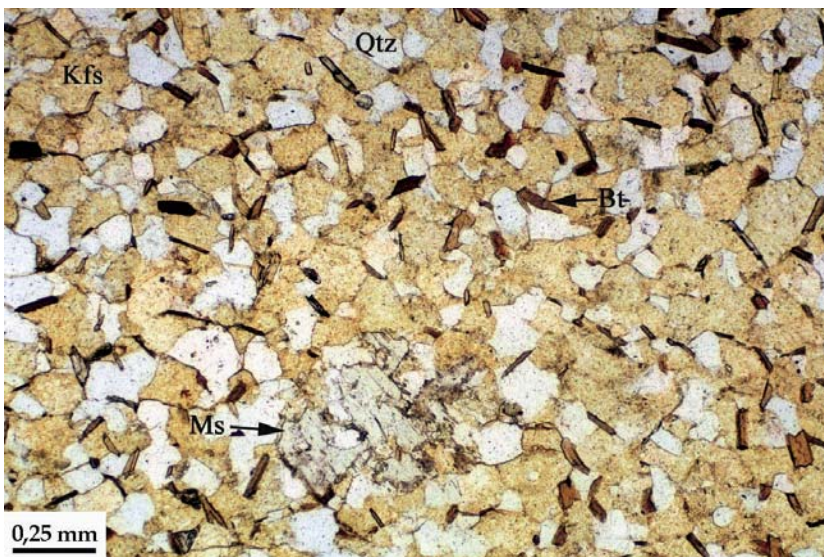
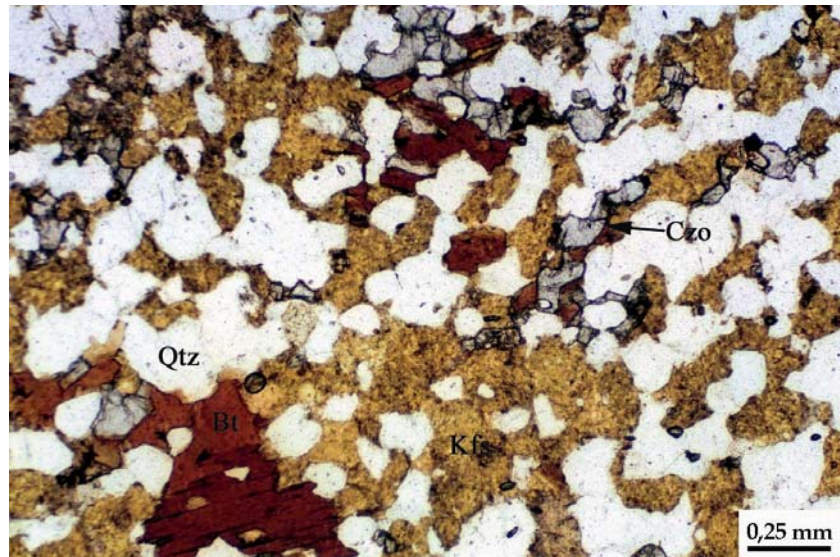


Foto 3.2: Textura granoblástica, poligonal (textura en mosaico) en las areniscas feldespáticas de Dradelo. Se observa cómo los cristales de feldespato potásico (Kfs) forman una textura en mosaico junto con el cuarzo (Qtz) y entre ellos se encuentran pequeñas láminas de biotita (Bt). En la parte inferior se observa un cristal de moscovita II (Ms) tardío que se superpone a la textura granoblástica (Muestra: 266-13B; nicoles paralelos).

La biotita se presenta en cristales tabulares con un pleocroísmo muy marcado, marrón oscuro a claro, y se caracteriza por definir la foliación de la roca. Para la moscovita se pueden diferenciar dos tipos. La moscovita I se presenta en cristales con forma tabular y se caracteriza por definir la foliación junto con la biotita. La moscovita II son placas de gran tamaño, con un marcado carácter tardío, muy poiquiloblásticas y que se disponen al azar (Foto 3.2). Estas rocas también se caracterizan por un alto porcentaje en minerales del grupo de la epidota (epidota y clinozoisita), que muestran un hábito anhedral, con un relieve mayor que el cuarzo y el Kfs y con los típicos colores de interferencia de primer orden para la zoisita (azul a gris azulado) y de segundo orden para la clinozoisita (azul y amarillo; Foto 3.3).

Dentro de los minerales accesorios, el más representativo es el circón, que tiene un tamaño medio de aproximadamente 100 μm y en general forma redondeada. La turmalina se presenta en pequeños cristales con hábito euhedral y con fuerte pleocroísmo.

Foto 3.3: Aspecto de la textura de las areniscas cuarzo-feldespáticas de Dradelo. Se puede apreciar el relieve alto de los cristales de zoisita-clinozoisita (**Czo**). (**Qtz** = cuarzo; **Kfs** = feldespato potásico; **Bt** = biotita) (Muestra: 266-13; nícoles paralelos).



3.1.2.- Micaesquistos con granate

Sus constituyentes principales son: cuarzo, biotita, moscovita, estaurolita, granate, sillimanita, andalucita y cloritoide. Como minerales accesorios hay opacos (ilmenita), circón y turmalina. Una característica que llama la atención en esta litología es la ausencia de plagioclasa.

La textura es granolepidoblástica, con una fábrica definida por una alternancia de bandas compuestas por haces de sillimanita y biotita, y por bandas ricas en cuarzo ("ribbons"). En general, estas rocas han sufrido fuertes procesos de moscovitización secundaria.

Las asociaciones minerales más características son:

Cuarzo-feldespato potásico-sillimanita-biotita-granate

Cuarzo-feldespato potásico- estaurolita-andalucita

Cuarzo-feldespato potásico-moscovita-cloritoide

El cuarzo se encuentra formando cintas recrystalizadas, o bien pequeños cristales que definen una textura en mosaico, con formas poligonales y uniones triples. La extinción de estos cristales es limpia. La sillimanita se presenta en su variedad de fibrolita, formando haces que están marcando la foliación y la lineación principal de la roca (S2). Está en general fuertemente moscovitizada. La biotita se caracteriza por cristales con formas tabulares, asociados a la sillimanita. Al igual que aquella se encuentra muy transformada en moscovita. Los granates son abundantes y pueden encontrarse con dos tipos de hábitos. El primero, subhedral, con caras cristalinas bien desarrolladas, se caracteriza por tener abundantes inclusiones de agujas de rutilo. El segundo presenta hábito anhedral, es de menor tamaño que el anterior y no contiene inclusiones (Fotos 3.4 y 3.5).

Los cristales de estaurolita son de tamaño pequeño, con hábito euhedral a subhedral y con el típico pleocroísmo en tonos amarillos. Un dato importante para el estudio de su historia

metamórfica es que tienen inclusiones de agujas de sillimanita. La andalucita tiene hábito subhedral a anhedral y puede incluir cristales de granate. Siempre, se encuentra asociada a la estauroлита, pareciendo ambos minerales contemporáneos en función de sus relaciones texturales. La moscovita es de carácter tardío con relación al resto de los minerales. Se presenta bien como cristales tabulares que marcan la foliación de la roca, bien como grandes placas que en su interior contienen gran cantidad de agujas de sillimanita. El cloritoide aparece en grandes blastos de hábito anhedral. Su crecimiento es posterior a los minerales descritos anteriormente y, por lo tanto, posterior al pico térmico, desarrollándose en las últimas etapas del metamorfismo. Los cristales suelen tener un ligero pleocroísmo que varía desde incoloro a tonos verdes muy claros, y muestran maclas polisintéticas.

Entre los minerales accesorios más característicos se encuentra la turmalina, en pequeños cristales con forma acicular, muy pleocroicos y que tienen una disposición al azar, indicando que su crecimiento es posterior al desarrollo de las principales fábricas de la roca.

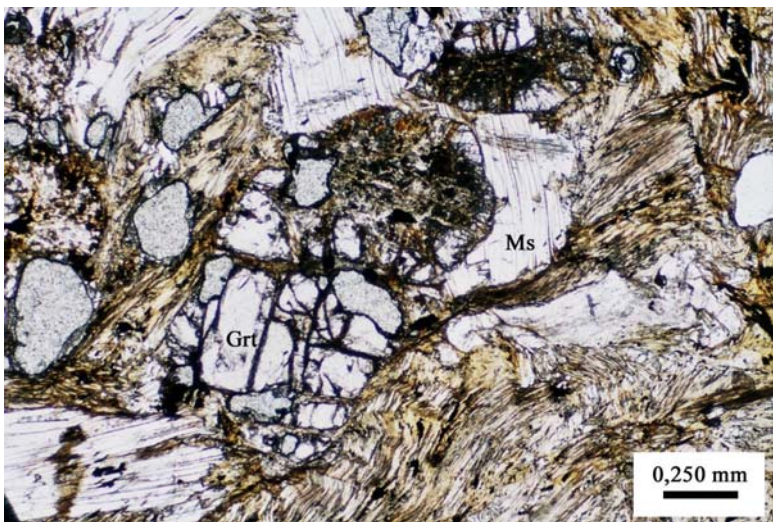


Foto 3.4: Aspecto de la textura de los micaesquistos con granate. Se aprecia que las moscovitas tienen abundantes inclusiones de sillimanita (**Grt** = granate; **Ms** = moscovita. Muestra: 266-22; nícoles paralelos).

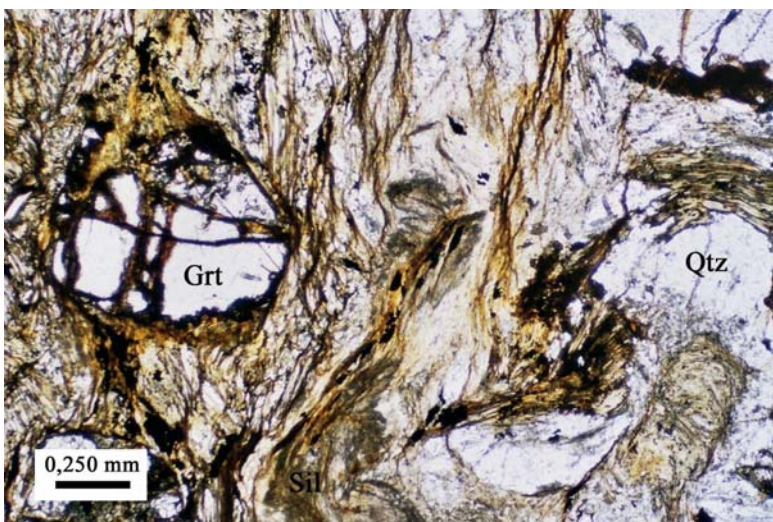


Foto 3.5: Aspecto de la textura de los micaesquistos con granate (**Grt**), en este caso está libre de inclusiones. El cuarzo (**Qtz**) está formando un "ribbon" plegado por D3. La sillimanita (**Sil**) que se puede observar es fibrolita.

3.1.3.- Gneises bandeados

La composición mineral completa de los gneises bandeados es: plagioclasa + cuarzo + biotita + moscovita + sillimanita \pm feldespato potásico \pm granate \pm ilmenita. Como minerales accesorios se encuentran circón, apatito y turmalina.

La textura es granolepidoblástica, con un tamaño de grano grueso y gnéisica-bandeada marcada por el desarrollo de dominios de leucosomas centimétricos a decimétricos y de dominios ricos en biotita + sillimanita y que marcan la foliación general de la roca.

Para la descripción se ha seguido la clásica terminología establecida por MEHNERT (1968), ASHWORTH (1985) y MCLELLAN (1988) para rocas migmatíticas, según la cual el leucosoma y el melanosoma se utilizan en un sentido no genético para describir las partes más claras y más oscuras de la roca, respectivamente, y el mesosoma para referirse a partes del conjunto migmatítico que han experimentado una limitada o nula movilización.

Los gneises bandeados se caracterizan por la alternancia de finas capas de leucosoma y melanosoma (claro-oscuro) y pueden clasificarse como metatexíticos y diatexíticos, términos que serán utilizados en la descripción. Los gneises metatexíticos son migmatitas estromáticas constituidas por tipos con proporción variable de leucosoma generado por bajas tasas de fusión parcial. Es decir, la cantidad de fundido generado nunca llega a sobrepasar el 50%, situándose por debajo del porcentaje del fundido reológicamente crítico (RCMP) de ARCI (1978), por lo que conserva casi todas las estructuras y texturas previas a los procesos migmatíticos. Las metatexitas están formadas por mesosoma y proporciones variables de leucosoma (componente cuarzo-feldespático) o segregaciones leucocráticas. En general, los leucosomas están desprovistos de un borde rico en biotita u otros minerales máficos (melanosoma).

Los gneises diatexíticos son migmatitas producidas por tasas moderadas y altas de fusión parcial. La generación de más del 50 % de fundido excede el RCMP y origina la interrupción de las estructuras migmatíticas. Las diatexitas aparecen como láminas concordantes o formando bolsadas y diques cortando las estructuras migmatíticas de las metatexitas. Consisten en un componente granítico, en el que se destacan "schlieren" máficos que marcan la foliación (S₂) de la roca, o bien enclaves surmicáceos, biotíticos que están más o menos alineados con la foliación. Cuando se excede el RCMP, los "schlieren" pueden llegar a aparecer desestructurados como resultado de la interrupción y redistribución del melanosoma. Los "schlieren" están formados por biotita y sillimanita, observándose reemplazamientos tardíos de estos minerales por grandes placas de moscovita. Los constituyentes principales de la matriz de las diatexitas son plagioclasa + cuarzo + biotita + feldespato potásico \pm sillimanita \pm granate \pm ilmenita \pm apatito y, dentro de ella, se distribuyen "schlieren" biotíticos y agregados poliminerale con granate + biotita + sillimanita + plagioclasa + cuarzo.

La plagioclasa forma cristales cuyos hábitos varían desde anhedral a subhedral. Su composición es de oligoclasa, con un rango de variación en el contenido en anortita muy estrecho (27-33% An). Tiene maclado polisintético y ocasionalmente muestra un ligero zonado, que no queda reflejado en la composición de los cristales, por lo que éstos se encuentran muy homogeneizados. Dentro de las rocas con una composición más pelítica, la composición de la

plagioclasa varía un poco y el contenido en anortita es mayor, siendo su composición de andesina. Como inclusiones muestra cuarzo goticular, relictos de distena y granate, biotita con hábito subhedral a euhedral, acículas de sillimanita y apatitos de hábito acicular. De forma ocasional, se observa una plagioclasa albítica, con formas lobuladas y textura mirmequítica, desarrollada cuando está en contacto con feldespato potásico.

El cuarzo se presenta con una variedad de texturas, pero en general se encuentra en cristales de hábito anhedral, en agregados policristalinos o bien en cintas (“ribbons”) policristalinas. Tiene extinción ondulante a normal y puede estar subdividido a individuos menores con límites irregulares. Como inclusiones más frecuentes tiene pequeños cristales de biotita con hábito subhedral. Otro tipo de cuarzo se encuentra como inclusión en los feldespatos, principalmente la plagioclasa, y muestra formas redondeadas o bien hábito subhedral. Le hemos denominado cuarzo goticular, ya que se encuentra como gotas dentro de los cristales de los feldespatos, en especial en la plagioclasa.

Se pueden diferenciar dos tipos de biotita. La biotita I forma lepidoblastos que definen la foliación principal (S₂) de la roca. Se presenta en agregados de gran número de cristales de hábito subhedral, tabulares, a veces con formas poligonales formando mosaicos, menos frecuente en cristales de hábito anhedral. Tiene un pleocroísmo muy marcado que varía de castaño rojizo a marrón claro, con una intensa coloración debido al alto contenido en Ti, propio de las biotitas de alto grado. Es muy pobre en inclusiones de circones con halos pleocroicos, y engloba parcialmente a apatitos anhedrales a subhedrales. De forma puntual muestra orlas parciales formadas por un gran número de minerales opacos (ilmenita). La biotita II se encuentra asociada a la transformación de los granates, en cristales de menor tamaño que los anteriores y aparece junto con la sillimanita.

Dentro de la moscovita pueden diferenciarse también dos tipos. La moscovita I forma lepidoblastos con formas tabulares y es de hábito subhedral, apareciendo asociada a la biotita, formando parte de la foliación principal (S₂). La moscovita II forma grandes placas de carácter postcinemático con respecto al bandeo gnéisico que se caracterizan por abundantes inclusiones de fibrolita, junto con cuarzo. Es frecuente que en los bordes presenten texturas simplectíticas.

La sillimanita se encuentra principalmente en los dominios micáceos, aunque también se puede encontrar en los cuarzo-feldespáticos y como inclusiones en plagioclasa, cuarzo y, estauroлита. Se trata siempre de fibrolita formando haces que, junto con la biotita y la moscovita, definen la foliación S₂.

El feldespato potásico no es abundante y más bien se encuentra como un componente accesorio. Se presenta en cristales de hábito anhedral y con carácter intersticial, muestra macla de microclina y carece de inclusiones.

Para el granate pueden diferenciarse dos tipos en función de sus características texturales. El granate I forma grandes blastos, generalmente con formas redondeadas, aunque a veces se observan cristales de hábito subhedral. Se caracteriza por un núcleo libre de inclusiones, mientras hacia la zona externa aumenta el contenido en inclusiones de cuarzo con formas redondeadas, biotita y opacos (ilmenita). El granate II forma pequeños cristales de hábito anhedral que representan relictos de un primer metamorfismo de características progradas asociado al

desarrollo de la asociación Ky+St+Grt, y es común observar restos de Grt y Ky (Fotos 3.6 a 3.8) incluidos en plagioclasa.

Foto 3.6: Una característica importante de los gneises bandeados es la presencia de distena (**Ky**), como inclusiones en cristales de plagioclasa (**Pl**). En este caso se observan abundantes restos de distena incluidos en la plagioclasa (Muestra: 228-115, perteneciente al fondo documental del IGME; nícoles cruzados).

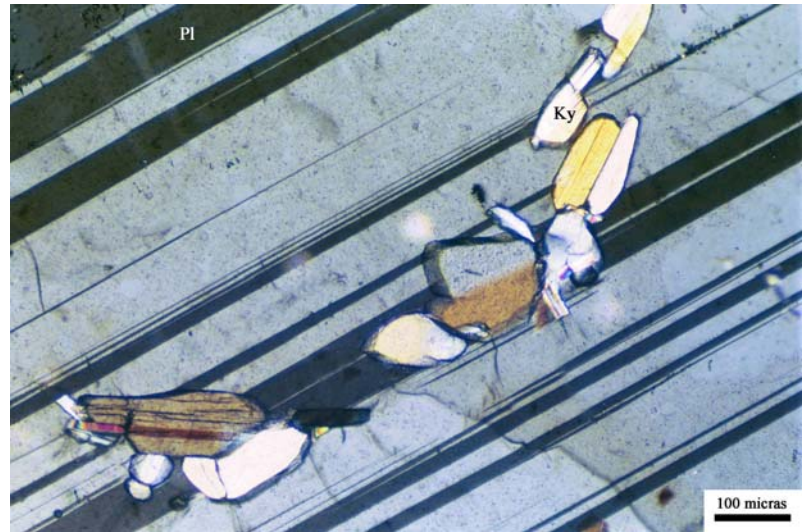


Foto 3.7: Otro ejemplo de la existencia de distena (**Ky**) dentro de los gneises bandeados, blindada en los cristales de plagioclasa (**Pl**). En la plagioclasa se observan los típicos cuarzos (**Qtz**) redondeados (nícoles cruzados).

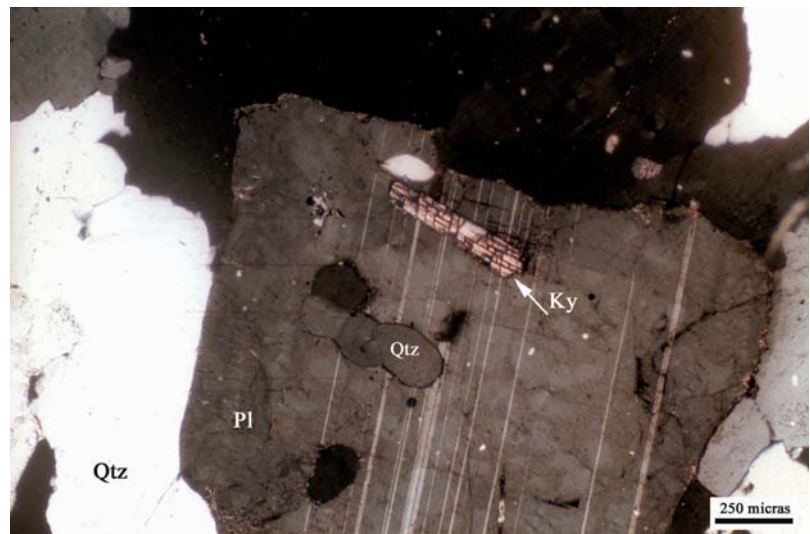
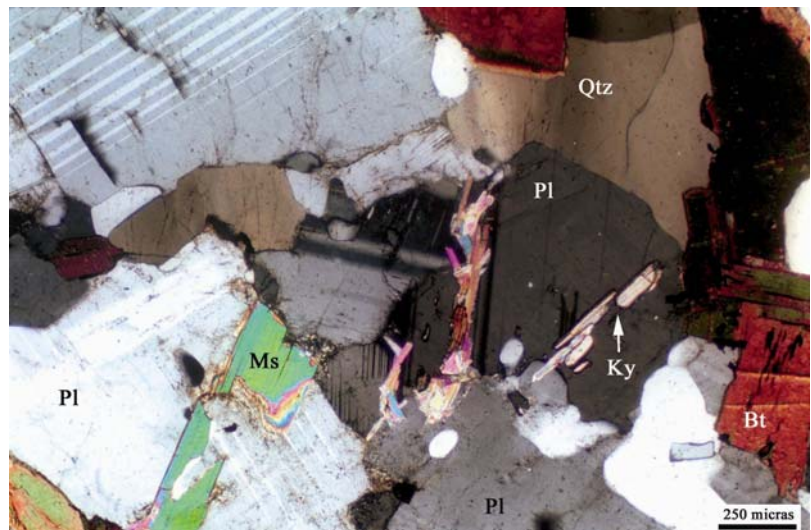


Foto 3.8: Un ejemplo de distena (**Ky**) incluida en plagioclasa (**Pl**). También puede observarse el desarrollo de moscovita tardía (**Ms**) a partir de la plagioclasa (**Qtz** = cuarzo; **Bt** = biotita; nícoles cruzados).



3.1.4.- Areniscas grises

Esta litología no tiene representación cartográfica, ya que se encuentra en capas poco potentes y/o “boudins” intercalados en los gneises bandeados. Son rocas de color gris oscuro y un tamaño de grano medio muy homogéneo, compuestas principalmente por cuarzo, plagioclasa y biotita, con cantidades subordinadas de moscovita tardía (Fotos 3.9 y 3.10). Como minerales accesorios se pueden observar granate, opacos y circón. Las texturas son granolepidoblásticas de grano medio, definidas por un agregado poligonal en mosaico de cristales de cuarzo y plagioclasa muy homométricos, entre los que se encuentran dispersas pequeñas láminas orientadas de biotita.

El cuarzo tiene formas poligonales con bordes rectos y uniones triples, junto con la plagioclasa. Otra característica es la presencia de pequeños cristales de cuarzo con secciones redondeadas (cuarzo goticular) incluidos, principalmente, en plagioclasa. La plagioclasa se presenta, al igual que el cuarzo, en cristales alotomorfos con formas poligonales. Tiene maclas polisintéticas y su composición es de Oligoclasa. La biotita se encuentra en cristales aislados, con formas listonadas que tienen un fuerte pleocroísmo, que varía desde marrón oscuro a marrón amarillento claro, debido al alto contenido en Ti. La moscovita forma grandes placas de carácter tardío, con una disposición al azar, que se superponen al resto de los minerales principales.

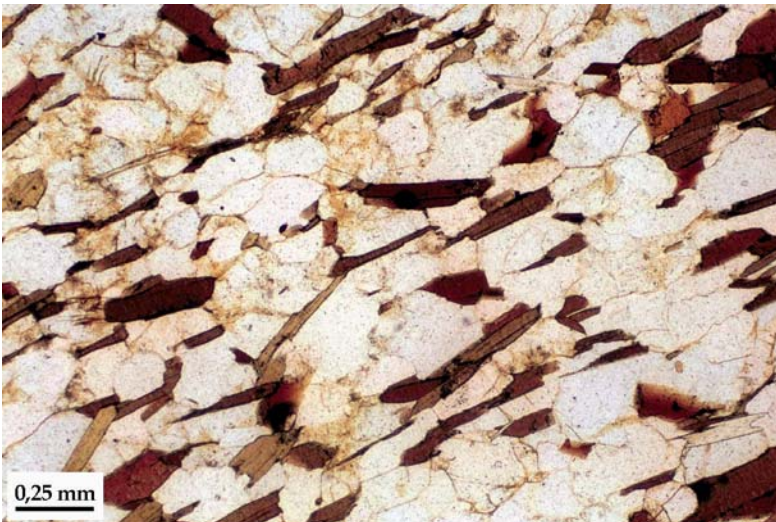


Foto 3.9: Aspecto de la textura de las areniscas grises. Se observa muy bien cómo la biotita se encuentra marcando la foliación. Los otros minerales que forman la roca son cuarzo y plagioclasa (Muestra: 266-82; nícoles paralelos).

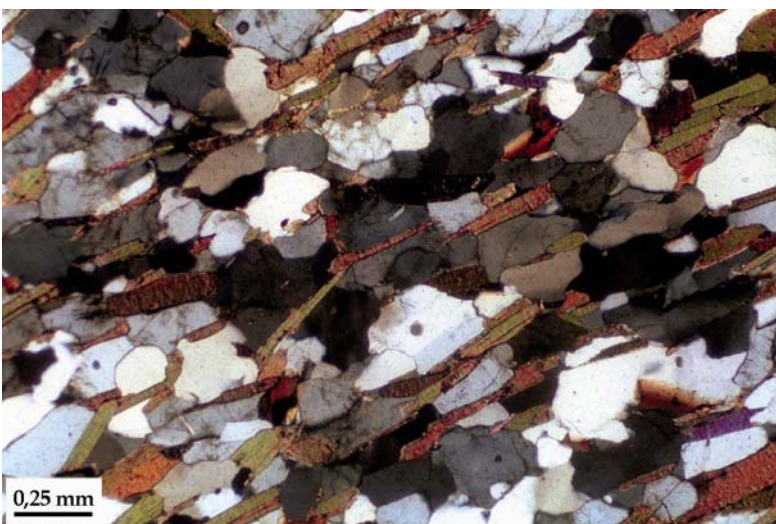


Foto 3.10: La misma imagen, pero con nícoles cruzados.

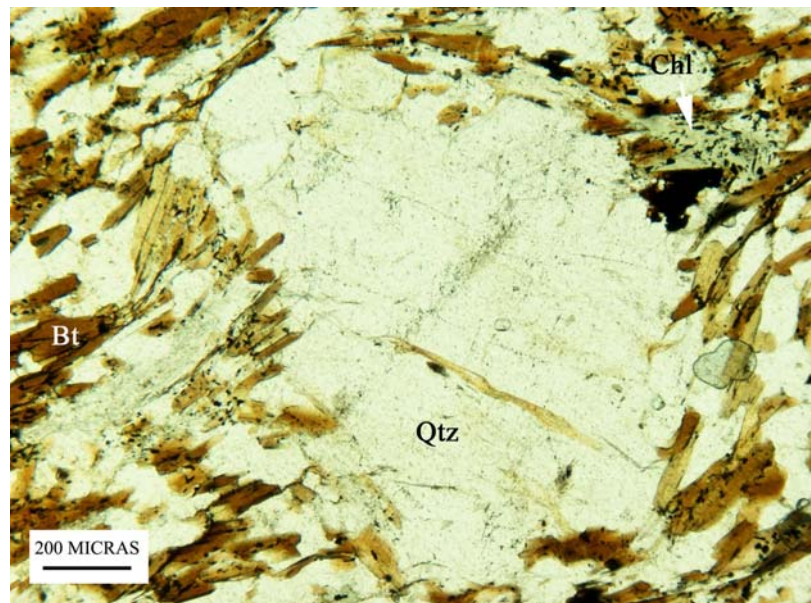
3.1.5.- Blastomilonitas

Esta litología no se ha representado cartográficamente. Los afloramientos se encuentran en varios puntos, pero los principales están en la carretera que va desde Pías a Porto, o a Barjacoba.

Los minerales principales son cuarzo, biotita, plagioclasa y moscovita. Entre los minerales aparecen granate, sillimanita, opacos, apatito, circón, turmalina y clorita. Las texturas son granolepidoblástica y microporfídica. Esta última viene marcada por pequeños fenocristales de cuarzo y plagioclasa.

El cuarzo se presenta en dos formas. El cuarzo I se encuentra formando la matriz de la roca, con textura granoblástica, en mosaico, con uniones triples. El cuarzo II forma fenocristales (1-2 mm) con formas redondeadas. Los de menor tamaño pueden ser monocristalinos y los de mayor tamaño, policristalinos. En ambos casos han desarrollado sombras de presión asimétricas (Foto 3.11) y “ribbons” de cuarzo.

Foto 3.11: Fenocristal de cuarzo (Qtz de tipo II) con forma redondeada (Bt = biotita; Chl = clorita) (Muestra: 266-85; nícoles paralelos).



La biotita aparece como pequeños cristales con hábito subhedral, marcando la foliación principal de la roca. Es muy característico el gran número de inclusiones de minerales opacos que tienden a disponerse de forma paralela a la exfoliación.

La moscovita se presenta en cristales tabulares cortos, equidimensionales, de carácter tardío, con bordes simplectíticos que están sobreimponiéndose a los cristales de biotita que marcan la foliación. También suelen tener inclusiones de sillimanita. El granate aparece como cristales aislados de hábito anhedral a subhedral (Foto 3.12). La clorita se encuentra en cristales aislados, es ligeramente pleocrónica en tonos verdes claros y muestra un maclado en nícoles cruzados (Fotos 3.13 y 3.14). Tiene un carácter tardío ya que se sobreimpone a la foliación principal de la roca (S2).

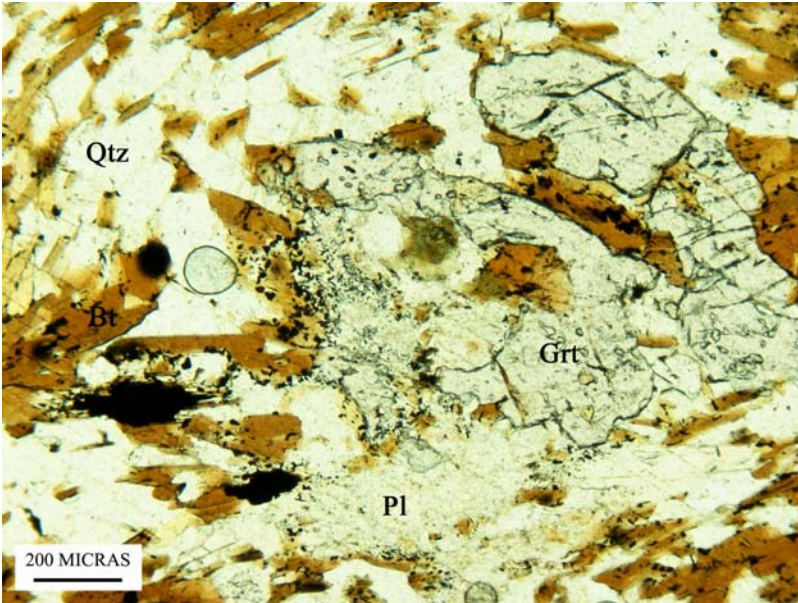


Foto 3.12: Aspecto textural de los granates (Grt) de la blastomilonita (Muestra: 266-85; nícoles paralelos).

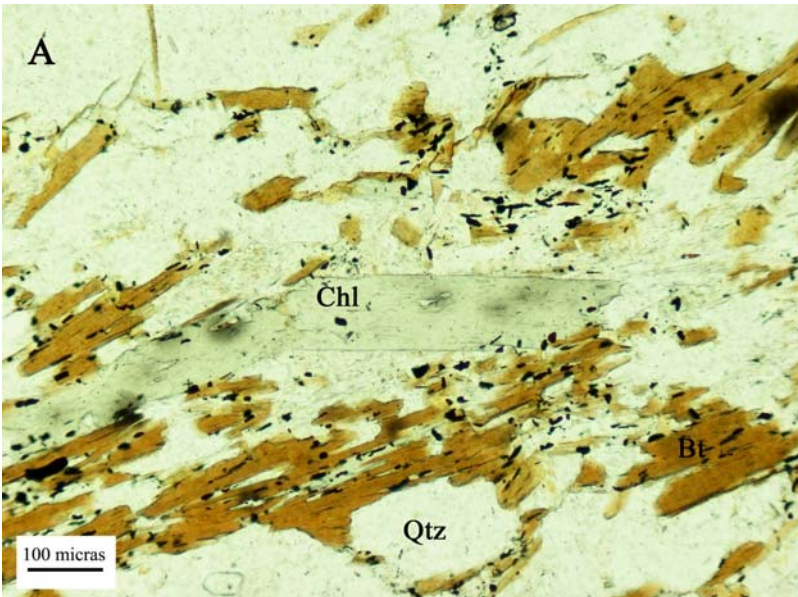


Foto 3.13: Aspecto textural de una blastomilonita. La biotita (Bt) se caracteriza por la abundancia de inclusiones de minerales opacos que tienden a disponerse entre los planos de exfoliación. El cuarzo (Qtz) es de tipo I, formando parte de la matriz de la roca. La clorita (Chl) tiene un pleocroísmo que varía desde el verde pálido al incoloro (Muestra: 266-85; nícoles paralelos).

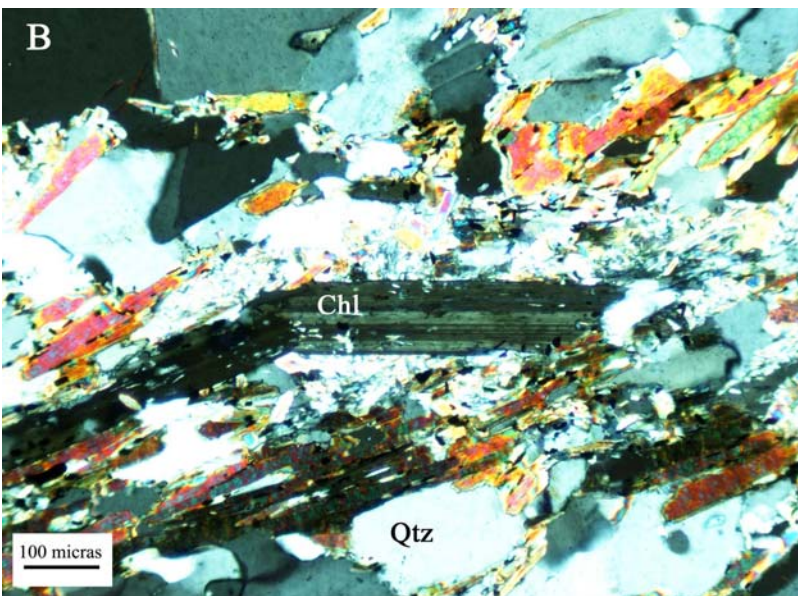


Foto 3.14: Misma imagen, pero con nícoles cruzados.

3.1.6.- Mármoles

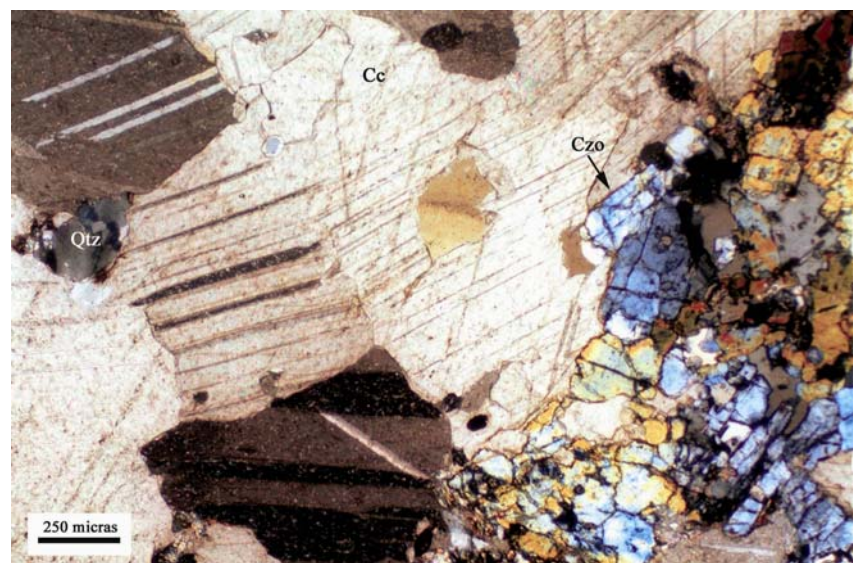
Los mármoles son rocas de tonos claros, granudas, que a simple vista carecen de orientación, pero que sí poseen un marcado bandeo concordante con la estructura metamórfica regional. Los minerales principales son calcita, cuarzo y zoisita-clinozoisita y, como minerales accesorios, hay opacos, circón, biotita-flogopita y olivino. Las texturas son granoblásticas-poligonales, con un tamaño de grano grueso y a veces muy grueso.

El componente mayoritario, con mucha diferencia, es la calcita, aunque en algunas láminas delgadas puede observarse dolomita. La calcita presenta las típicas líneas de exfoliación romboédricas que se intersectan entre sí con ángulos a 120° ; también pueden observarse maclados polisintéticos.

El cuarzo puede presentarse bajo dos formas. La principal es un tipo muy común en la facies de las anfibolitas, el cuarzo goticular, con formas redondeadas, aunque llega a tener caras cristalinas bien desarrolladas, monocristalino y con extinción normal. El otro tipo son agregados de cristales con los bordes suturados o como agregados de grano fino, de cristales con bordes rectos que a veces desarrollan texturas en mosaico.

Los minerales del grupo de la epidota (zoisita-clinozoisita) se presentan en agregados, con cristales de hábito anhedral. En algunos niveles de mármoles se ha encontrado clorita y olivino (Fotos 3.15 a 3.17). Los cristales de clorita tienen formas tabulares y están orientados marcando la foliación de la roca. Presentan un pleocroísmo que varía desde verde pálido a incoloro, y tienen maclado polisintético. Proceden de la retrogradación de biotita. El olivino se presenta en pequeños cristales de hábito anhedral, con formas subredondeadas, que llegan a estar serpentinizados. Casi siempre se encuentra formando pequeñas alineaciones subparalelas a la foliación marcada por la clorita, aunque también pueden encontrarse cristales aislados.

Foto 3.15: Aspecto textural de los mármoles. La calcita (Cc) presenta líneas de exfoliación, que forman ángulos de 120° . Además, se puede comprobar que son muy abundantes los agregados de clinozoisita (Czo) con colores de interferencia amarillos y azulados. Los cristales de cuarzo (Qtz) tienen carácter intersticial (nícoles cruzados).



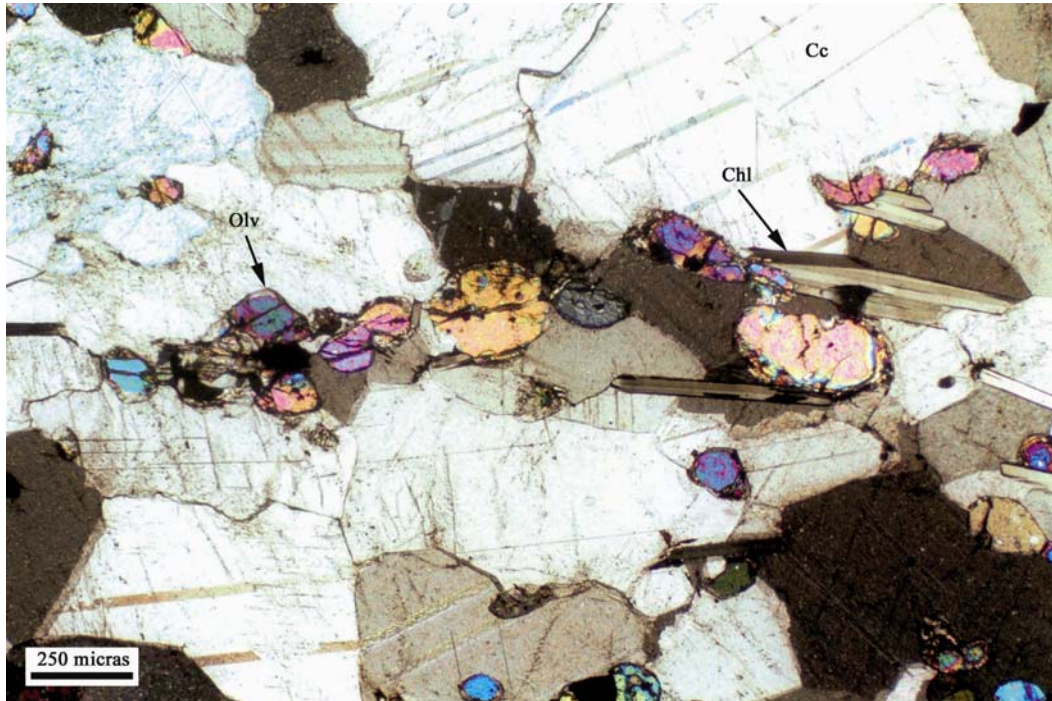


Foto 3.16: Aspecto textural de un mármol compuesto principalmente por calcita (Cc) con olivino (Olv) y clorita (Chl), esta última marcando la foliación. Los cristales de olivino se encuentran concentrados formando delgados nivelillos (Muestra: 266-41; nícoles cruzados).

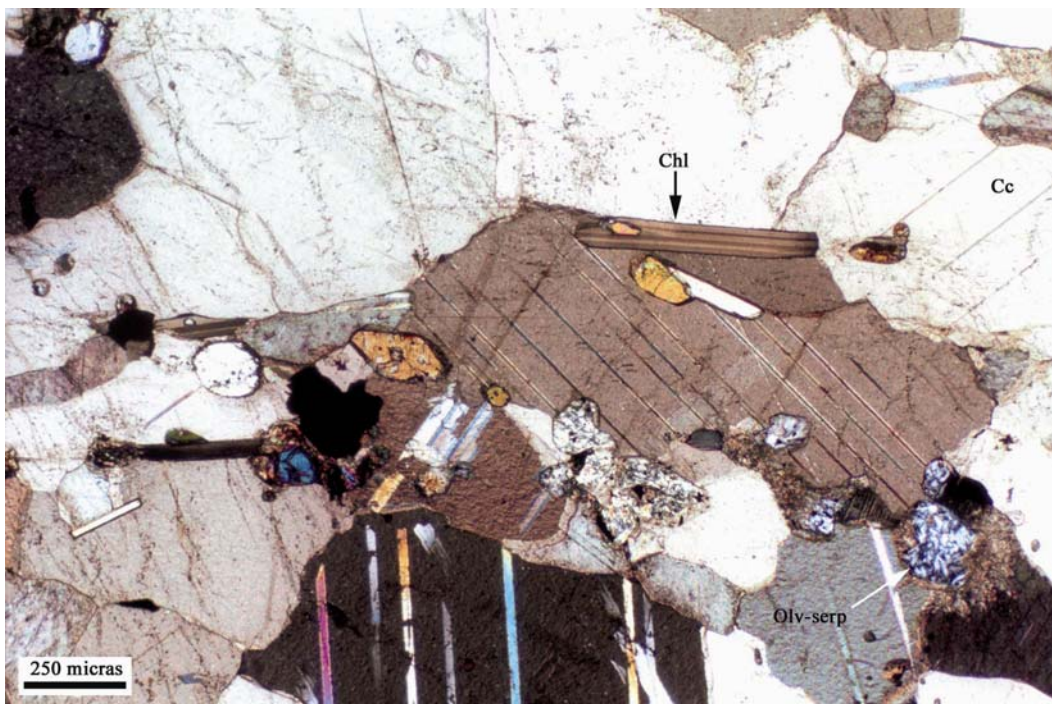


Foto 3.17: Aspecto textural de un mármol con olivino y clorita (Chl), esta última se encuentra marcando la foliación de la roca (Muestra: 266-41; nícoles cruzados) (Olv-serp = olivino serpentinizado).

3.1.7.- Capas y “boudins” de rocas calcosilicatadas

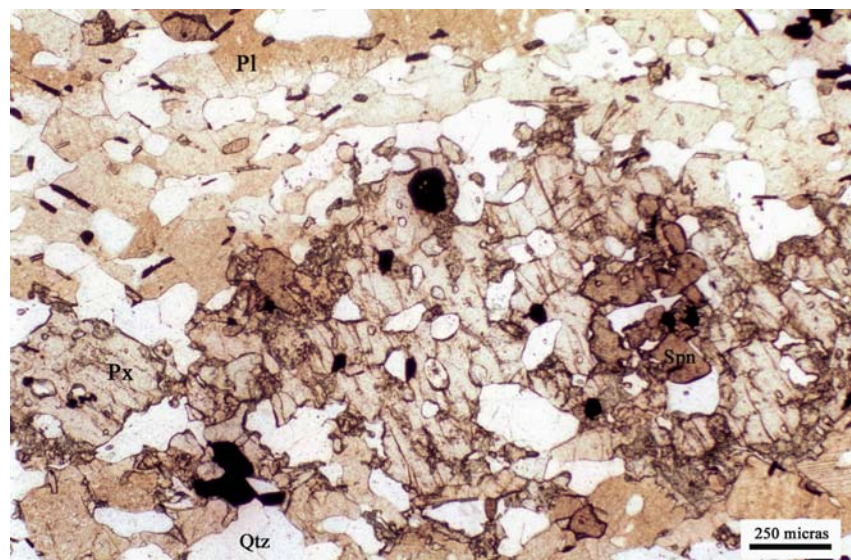
La mineralogía principal de los “boudins” granatífero-piroxénicos consiste en cuarzo, plagioclasa, clinopiroxeno, granate, titanita y zoisita-clinozoisita. Como minerales accesorios se encuentran opacos y circón. La textura es granoblástica-poligonal, porfidoblástica, definida por los cristales de cuarzo, plagioclasa y granate.

Para el cuarzo se pueden distinguir dos tipos bien diferenciados. El principal presenta formas irregulares a poligonales, con bordes rectos y con desarrollo de puntos triples de contacto entre cristales. El segundo tipo se caracteriza por formas redondeadas, aunque a veces desarrollan caras cristalinas bien desarrolladas. Siempre es de menor tamaño que el anterior y se presenta como inclusión en casi todos los minerales principales. Este tipo de cuarzo se puede considerar de alta temperatura y sólo aparece en la zona de la facies de las anfibolitas.

La plagioclasa se encuentra en cristales de hábito anhedral a subhedral, con maclas polisintéticas y su composición es de anortita. Tienen inclusiones de cuarzo goticular, esfena y circón. El clinopiroxeno (diópsido) se encuentra en cristales de gran tamaño, de hábito anhedral o, a veces, con formas redondeadas. Es muy poiquiloblástico, incluyendo cuarzo goticular y minerales opacos (Fotos 3.18 y 3.19). El granate presenta tamaños muy variables, con hábito anhedral, muy poiquiloblástico y, como el resto de los minerales principales, incluye al cuarzo goticular, tan característico de la zona metamórfica de alto grado.

La titanita forma cristales de hábito anhedral a subhedral, con formas irregulares a redondeadas y que suelen incluir al cuarzo. Se puede diferenciar otra variedad, que se encuentra como cristales de menor tamaño y con hábito euhedral, con secciones rómbicas y sin inclusiones. En general, tiene un color pardo-rojizo, con un ligero pleocroísmo. Por último, la zoisita-clinozoisita se presenta con dos tipos de hábito: el primero, en cristales de gran tamaño de hábito anhedral a subhedral, a veces euhedral. Pueden formar cristales aislados o bien aparecen en agregados. El segundo tipo corresponde a cristales euhedrales, con formas tabulares que se presentan bien individualizados (Foto 3.20).

Foto 3.18: Aspecto textural de un “boudin” granatífero-piroxénico. El piroxeno (Px) tiene carácter poiquiloblástico y contiene abundantes inclusiones de cuarzo (Qtz) (Spn = titanita, Pl = plagioclasa. Muestra: 266-18; nícoles paralelos).



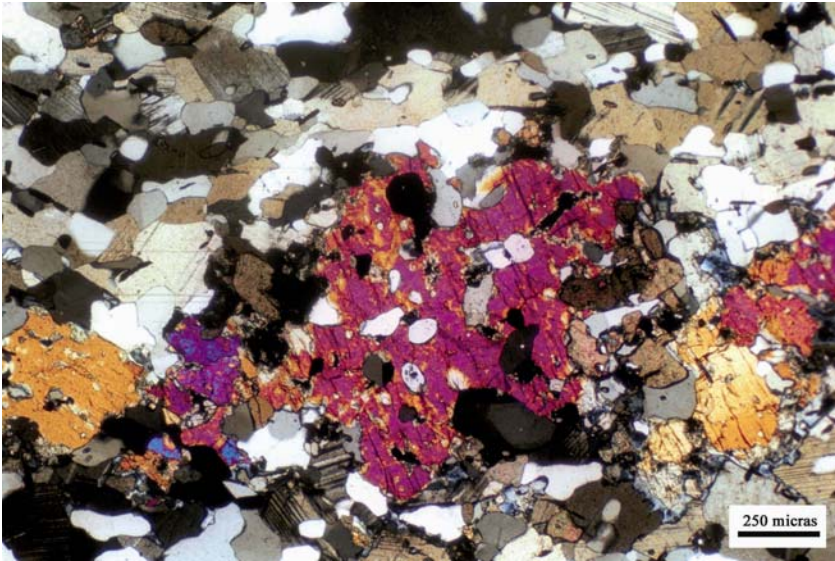


Foto 3.19: Misma imagen que la foto anterior, con nícoles cruzados (Muestra: 266-18; nícoles cruzados).

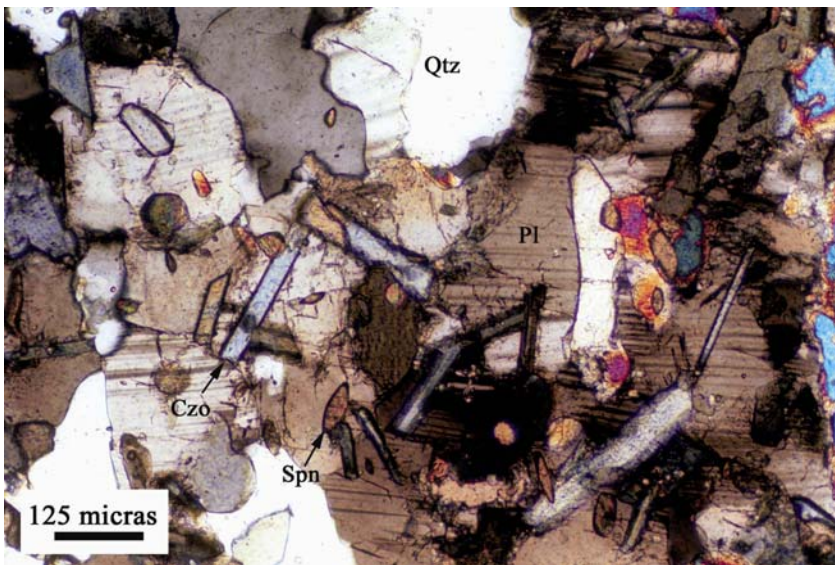


Foto 3.20: Otra de las características de las rocas calcosilicadas es la abundancia de cristales de clinozoisita (Czo). En este caso los cristales tienen un hábito subhedral-euhedral, con formas tabulares. También se observan pequeños cristales de titanita (Spn) con las típicas secciones en rombos (Qtz = cuarzo; Pl = plagioclase. Muestra: 266-48, nícoles cruzados).

Los “boudins” anfibólico-granatíferos presentan características similares a las de los anteriores, siendo la principal diferencia la presencia de anfíbol y la ausencia de clinopiroxeno.

El anfíbol se presenta en agregados con un tamaño que varía desde 2 a 5 mm. Los cristales son de color verde, con un pleocroísmo que va desde verde oscuro a verde claro. Estos agregados se caracterizan por ser muy poiquiloblásticos, incluyendo sobre todo cristales de cuarzo y opacos (Fotos 3.21 a 3.23). Es frecuente observar que las partes externas de estos agregados de anfíbol tengan abundantes cristales de granate, formando orlas parciales. La plagioclase tiene una composición anortítica.

Foto 3.21: Detalle textural de un "boudin" anfibólico-granatífero, donde se puede apreciar muy bien el carácter poiquiloblástico de los anfíboles (Muestra: 266-34; nícoles paralelos).



Foto 3.22: Aspectos texturales de un "boudin" anfibólico-granatífero. El anfíbol de color verde se presenta como grandes cristales poiquiloblásticos que engloban principalmente al cuarzo. La roca está compuesta, principalmente por cuarzo + anfíbol + granate + plagioclasa + titanita (Muestra: 266-34; nícoles paralelos)

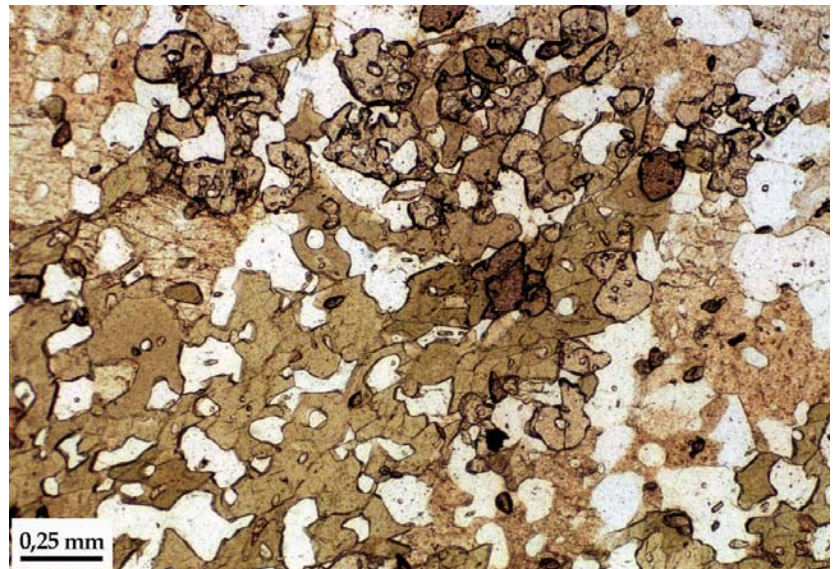
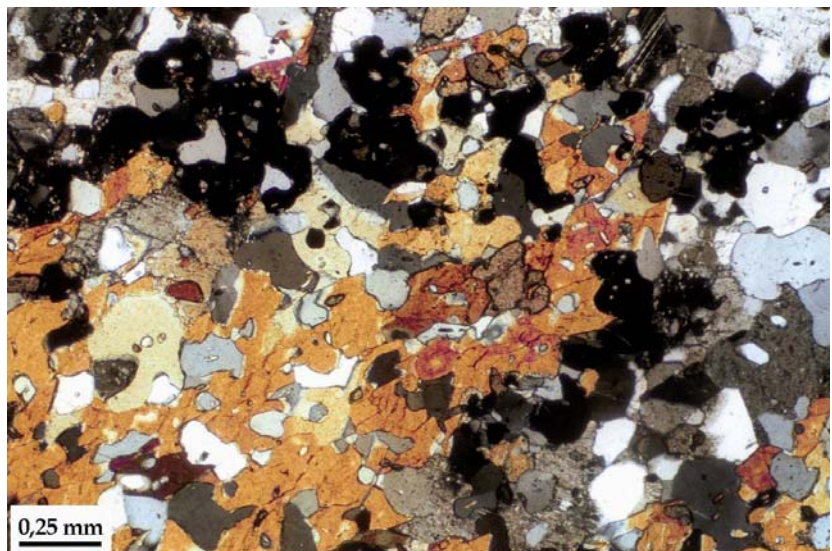


Foto 3.23: La misma imagen, en este caso con nícoles cruzados.



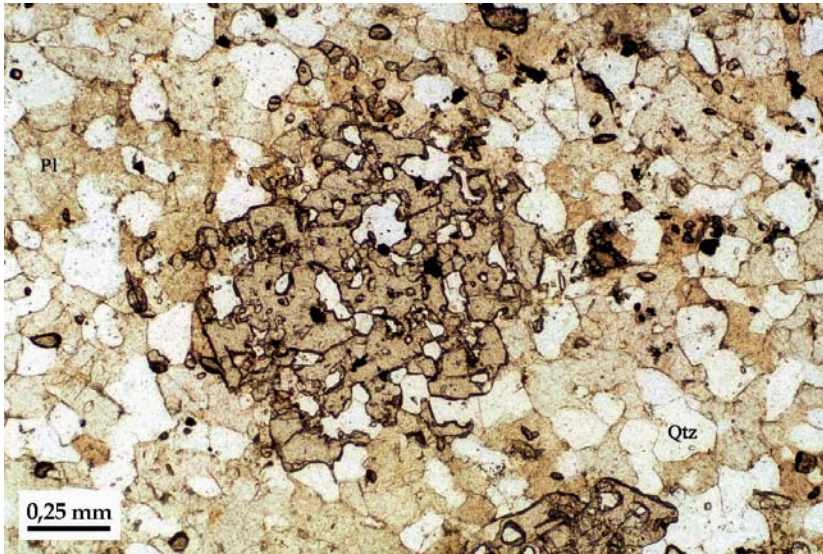


Foto 3.24: Detalle textural de un granate, en el centro de la foto, mostrando su carácter poiquiloblástico; principalmente incluye cuarzo (Qtz). Los cristales de cuarzo y de plagioclasa (Pl) definen una textura en mosaico (Muestra: 266-34; nícoles paralelos).

3.2.- PETROGRAFÍA DE LA FORMACIÓN “OLLO DE SAPO”

Muchas de las características primarias de los materiales volcánicos afectados por eventos tectónicos y metamórficos han sido borradas o se encuentran enmascaradas por las estructuras deformativas y la neoformación de minerales, por lo que el estudio de este tipo de materiales resulta difícil y a veces la interpretación de las texturas es especulativa. En nuestro caso vamos a describir las características texturales de las distintas facies cartografiadas, ciñéndonos a la zona oriental, donde están menos afectadas por el metamorfismo y la deformación, y se han podido identificar facies volcánicas. Sólo en el caso de los ortogneises glandulares se describirán también los de la zona occidental.

3.2.1.- Ortogneises glandulares de la zona metamórfica de bajo grado

Dentro de la zona de bajo grado metamórfico (facies de los esquistos verdes), que abarca principalmente la mitad oriental de la zona de estudio, las características tanto macroscópicas como microscópicas son muy homogéneas. Los fenocristales son de cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico, agregados de biotita y placas de mica blanca. Dentro de la matriz se encuentran cuarzo, plagioclasa, biotita, moscovita, \pm feldespato potásico. Como minerales accesorios hay opacos, circón, monacita, xenotima, apatito y turmalina. Entre los minerales secundarios hay clorita, feldespato potásico, agujas de rutilo, esfena, sericita–moscovita, calcita, epidota, zoisita y clinozoisita.

Al microscopio, la textura puede definirse como porfídica, foliada (“augen-gneis”), con una matriz muy fina y megacristales y fenocristales que presentan una distribución bimodal de tamaños.

Los fenocristales de cuarzo tienen un tamaño medio que oscila entre 0,5 y 1 cm de diámetro (Fotos 3.25 y 3.26). Suelen ser monocristalinos, con extinción normal o ligeramente ondulante, dependiendo esta última del grado de deformación. Tienen hábito anhedral a subhedral, a veces con caras cristalinas bien desarrolladas, pero en general tienen secciones redondeadas o bien ligeramente elípticas debido a la deformación, pero aún conservan gran parte de sus características originales como, por ejemplo, el carácter monocristalino. Una de sus características más llamativas son los golfos de corrosión, en los que se puede observar la textura original de la matriz, que tiene un tamaño de grano fino y está compuesta por cuarzo, plagioclasa y biotita (Foto 3.27). En general, los fenocristales de cuarzo tienen sombras de presión, en las que se desarrolla una textura en mosaico, constituida principalmente por cuarzo y biotita, aunque esto depende de la zona.

Los fenocristales de plagioclasa presentan tamaños semejantes a los del cuarzo, entre 0,5 y 1 cm. Tienen hábito subhedral a euhedral, con macla polisintética y su composición es de albita. Otra característica es la escasez o ausencia de inclusiones, lo cual nos va a ayudar a establecer las condiciones metamórficas. En general, presentan procesos de sericitización y saussuritización en grado variable.

Los fenocristales de feldespato potásico tienen hábito subhedral y poseen maclas de microclina y microclina–Carlsbad. Una de las características más llamativas es su comportamiento frágil ante la deformación, creándose grietas de tensión, que se rellenan de cuarzo y micas, tanto biotita como moscovita. Cuando el grado metamórfico es de la facies de los esquistos verdes, es normal observar procesos de despotasificación, siendo sustituida total o parcialmente la glándula de feldespato potásico por albita con maclado en damero (Foto 3.28).

En las láminas delgadas realizadas a las glándulas y fenocristales de Kfs se ha comprobado que tienen una fina orla de cristales de plagioclasa (Foto 3.29), característica de la textura rapakivi.

EKLUND y SHEBANOV (1999) establecen un modelo para la formación de la textura rapakivi a partir de termobarometría realizada sobre las inclusiones minerales que se encuentran en distintas posiciones dentro de las glándulas de Kfs y fenocristales de cuarzo. Las inclusiones de biotita y plagioclasa que se encuentran en los núcleos de los megacristales de feldespato potásico y cuarzo fueron formadas en unas condiciones de bajas temperaturas (~680-720°C) y altas presiones (5-6 kbar), mientras las inclusiones que se encuentran en las partes más externas se han formado en unas condiciones de alta temperatura (~780°C) y presiones bajas a intermedias (3,5 a 1 kbar). Estas bajas presiones son comparables a las ambientales durante la solidificación de la matriz.

Los agregados de biotita están formados por un gran número de cristales, mostrando una textura decusada. Tienen una forma alargada, que marca la lineación mineral que se aprecia en el campo. Es en estos agregados donde se encuentran concentrados casi todos los minerales accesorios, como apatito y circón.

Considerado individualmente, cada cristal de biotita tiene hábito subhedral (subidioblástico) presentando secciones listonadas a tabulares, con un pleocroísmo que varía de marrón oscuro a claro y amarillo pálido. Las biotitas son bastante ricas en inclusiones de minerales accesorios primarios, que son más patentes en las caras (001). Las más comunes son de



Foto 3.25: Fenocrystal de cuarzo con forma redondeada y golfos de corrosión. Obsérvese el tamaño del cristal (Muestra: 268-33; nícoles paralelos).



Foto 3.26: Fenocrystal de cuarzo con abundantes golfos de corrosión. La parte inferior del fenocrystal tiene un borde recto con acumulación de minerales opacos, típico de zonas de disolución por presión (Muestra: 268-33; nícoles paralelos).

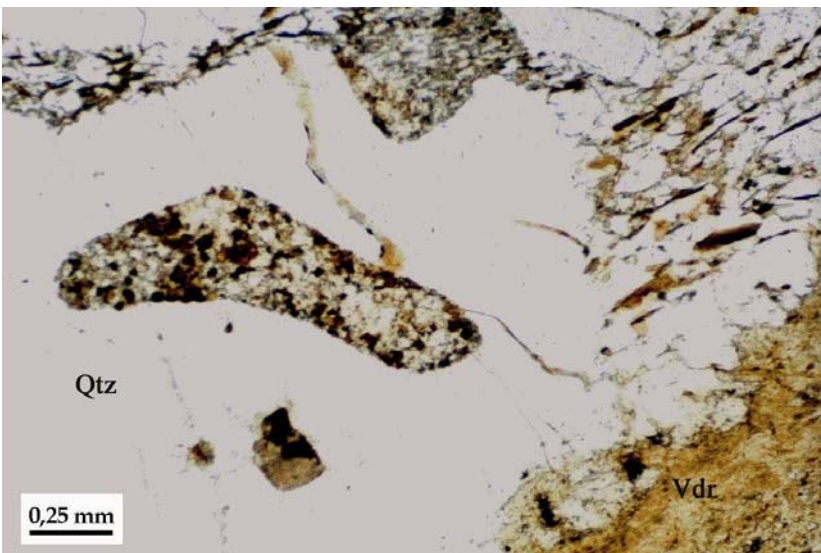


Foto 3.27: Fenocrystal de cuarzo (Qtz). En la parte derecha de la foto se observa la sombra de presión, constituida por cuarzo y biotita. Obsérvese la matriz original, sin deformar, preservada en un golfo de corrosión (Muestra: 268-3; nícoles paralelos).

Foto 3.28: Se puede observar una plagioclasa (Pl) con un maclado polisintético en la parte izquierda, mientras a la derecha hay una albita (Ab) con textura en damero procedente de una despotasificación de un fenocristal de feldespato potásico (nícoles cruzados).

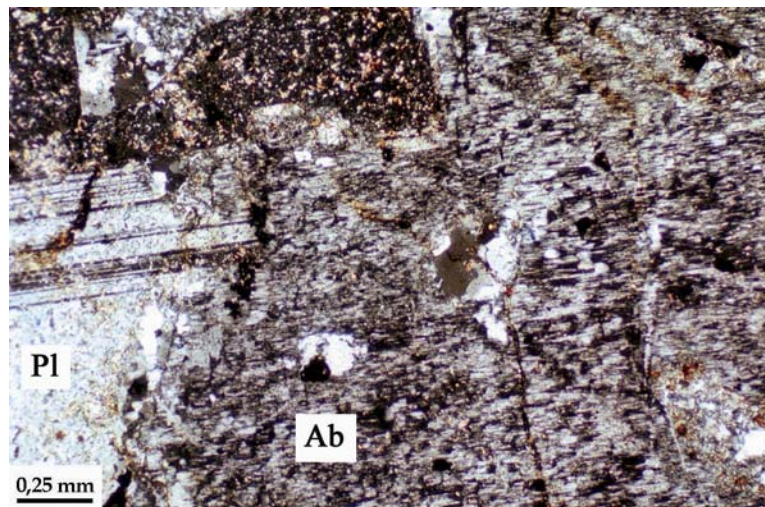
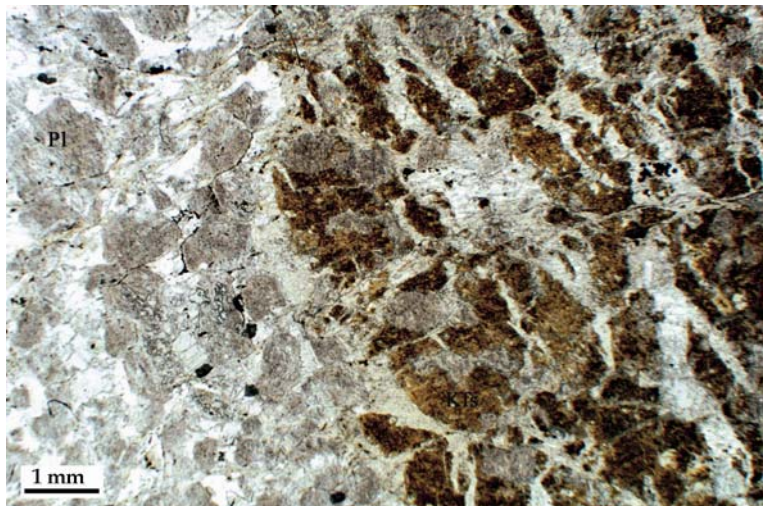
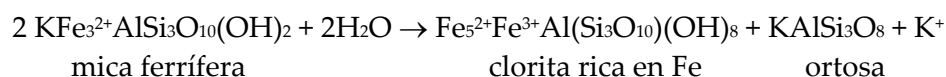


Foto 3.29: Detalle textural del borde de una glándula de feldespato potásico (Kfs), en que hay una orla de cristales de plagioclasa (Pl), dentro de la zona de la clorita. Además, se aprecia que la glándula de Kfs tiene cierto carácter fragmentario (Muestra: 268-17; nícoles paralelos).



circón, que desarrolla halos pleocroicos negruzcos sobre la biotita. El tipo de alteración más frecuente es la cloritización, que va acompañada de la formación de minerales secundarios como esfena, leucoxeno, epidotas y agujas de rutilo con disposición sagenítica. También es común la presencia de feldespato potásico secundario con formas ahusadas que se disponen entre los planos de exfoliación (001) de la biotita. Este feldespato potásico se formaría de acuerdo con la reacción propuesta por CHAYES (1955):



Es bastante frecuente en los ortogneises glandulares de la zona de los esquistos verdes la presencia de grandes placas de mica blanca, con formas fusiformes y con una orientación paralela a la fábrica principal. Tienen color amarillento y un ligero pleocroísmo hacia tonos más claros, y no presentan unos planos de exfoliación claros o bien definidos.

Por lo que respecta a la matriz, está completamente recristalizada y se compone de cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico y sericita-moscovita, dependiendo de la zona metamórfica. En general tiene una textura en mosaico y un tamaño de grano mayor que la matriz original preservada en los golfos de corrosión de los fenocristales de cuarzo (Foto 3.27).

Entre los minerales accesorios más comunes se encuentra el circón que aparece como inclusiones en la biotita y en las placas de mica blanca. Muestra hábito euhedral, con formas bipiramidales. El apatito es otro de los minerales accesorios. Presenta dos hábitos muy diferentes, pero en ambos con un grado de idiomorfismo muy alto (Foto 3.30). El primero corresponde a cristales de gran tamaño, de hábito subhedral a euhedral, a veces con formas redondeadas y con escasas o nulas inclusiones. El otro tipo es más escaso y se presenta como cristales aciculares, que son la evidencia de una cristalización rápida, o bien como secciones basales o prismáticas bien desarrolladas. La xenotima se presenta con hábito euhedral, con las típicas secciones cuadradas y con relieve alto.

Otra característica de los ortogneises glandulares de bajo grado son unos pequeños enclaves con formas redondeadas, con aspecto de enclaves microgranudos. Su tamaño varía desde microscópico hasta varios centímetros, sin superar los 10 cm de diámetro; tienen color oscuro a negro y en ellos resaltan unos cristales de color blanquecino, con formas aciculares y dispuestas al azar.

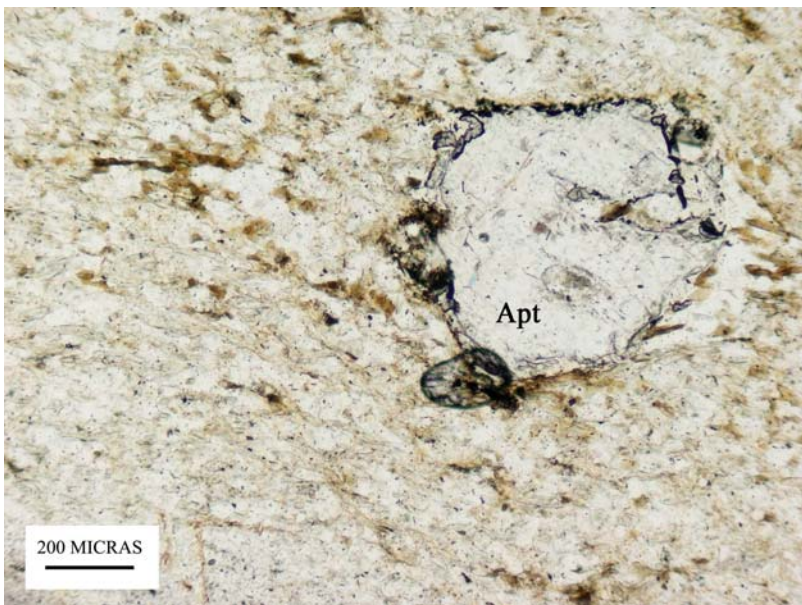


Foto 3.30: Aspecto textural de un cristal de apatito (**Apt**) de hábito euhedral; es uno de los minerales accesorios más característicos del ortogneis glandular dentro de la zona de bajo grado metamórfico (Muestra: 268-34; nícoles paralelos).

3.2.2.- Ortogneises glandulares de la zona metamórfica de alto grado

En la mitad occidental de la zona de estudio, las características microscópicas de los ortogneises difieren mucho de las que presentan en la zona de bajo grado metamórfico. Los minerales principales son cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico, biotita, moscovita. Como

minerales accesorios se encuentran sillimanita, apatito, circón, monacita, xenotima, turmalina, opacos, y como secundarios, clorita, feldespato potásico, esfena-epidota y agujas de rutilo procedentes de la cloritización de la biotita. También hay sericita, calcita y epidota-clinozoisita procedentes de la plagioclasa. La textura es holocristalina, inequigranular de grano medio-grueso a grueso y orientada.

El cuarzo se encuentra en cristales de hábito anhedral, heterométricos, variablemente cuarteados y con límites irregulares o suturados entre los subgranos, o bien muestra bordes rectos con uniones triples y tiene extinción ondulante irregular. Cuando la deformación es más intensa, se observa estiramiento de los cristales y formación de dominios poligonizados (Fotos 3.31 y 3.32), constituidos por agregados policristalinos granoblásticos de grano fino-medio, con formación de “ribbons” recristalizados.

Cuarzo goticular, caracterizado por hábito subhedral, con formas redondeadas y a veces con caras cristalinas bien desarrolladas. Es monocristalino, con extinción normal y siempre se encuentra como inclusiones en otros cuarzos, plagioclasa y feldespato potásico.

La plagioclasa se presenta en cristales de hábito subhedral a euhedral con macla polisintética. Son frecuentes los parches de sustitución de feldespato potásico, e inclusiones de cuarzo redondeado. Cuando está en contacto con el feldespato potásico puede desarrollar una albita mirmequítica. También se observa una albita intergranular, desarrollada entre dos cristales de Kfs y que muestra macla polisintética. El feldespato potásico está en cristales de hábito subhedral o con hábito anhedral formando parte de la matriz. En ambos casos muestra la macla en enrejado de la microclina. Tiene inclusiones de cuarzo con formas redondeadas y a veces con hábito subhedral con caras cristalinas bien desarrolladas.

La biotita se encuentra formando agregados de numerosos cristales tabulares, de hábito subhedral, pleocroísmo muy marcado desde marrón oscuro a marrón claro y con un tamaño mayor que las biotitas de la zona de bajo grado metamórfico. Presenta escasos procesos de cloritización y da lugar a la formación de minerales secundarios de opaco y rutilo sagenítico. También está afectada por moscovitizaciones. Por las características texturales se pueden diferenciar dos tipos de moscovita. El primero aparece como cristales de hábito subhedral y forma tabular alargada que está definiendo la foliación principal junto con la biotita. A veces se encuentra sillimanita (fibrolita) en su interior (Foto 3.33). El segundo tipo forma grandes placas que pueden tener bordes simplectíticos, que a veces muestran formas tabulares cortas y que tienden a orientarse perpendicularmente a la foliación principal de la roca.

La sillimanita se presenta en su variedad de fibrolita y marca junto con las micas la foliación principal de la roca. En otros casos la sillimanita es escasa y sólo se encuentran agujas en inclusiones en moscovita, cuarzo y plagioclasa.

Uno de los minerales accesorios más característicos es el apatito, que se presenta en cristales de gran tamaño con formas redondeadas y en ocasiones muestra inclusiones de circón y pequeñas biotitas. La monacita es bastante escasa y se han encontrado algunos cristales de hábito subhedral, con mayor tamaño que el circón y también incluidos en la biotita, donde desarrollan halos pleocroicos oscuros.

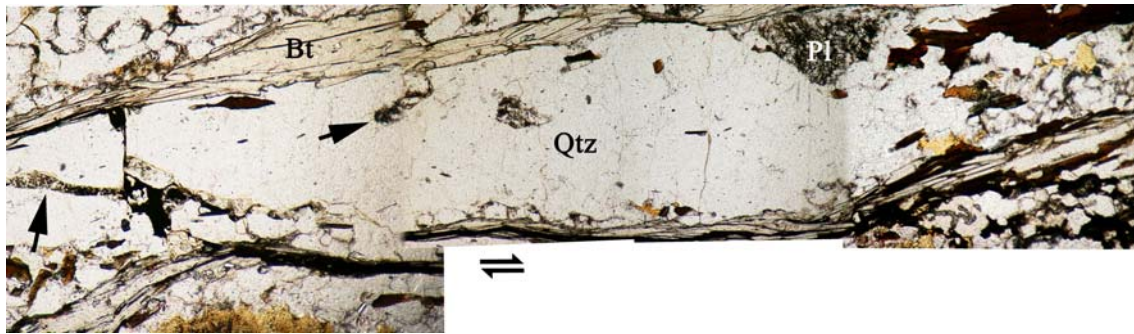


Foto 3.31: Fenocristal de cuarzo (**Qtz**), estirado por la foliación S2 varisca, dando lugar al inicio de un “ribbon” dentro del ortogneis glandular en el inicio de la zona metamórfica de las anfibolitas, donde toda la matriz de este tipo de roca ya está completamente recrystalizada. A pesar del estiramiento, el fenocristal aún conserva los golfos de corrosión, señalados con las flechas de color negro (**Bt** = biotita; **Pl** = plagioclasa. Muestra: 228-25; nícoles paralelos).

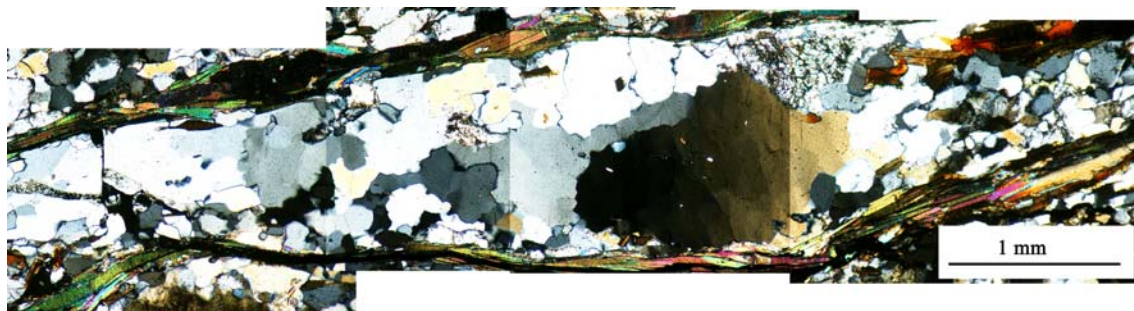


Foto 3.32: La misma imagen que la foto anterior, pero con nícoles cruzados. Aquí se puede observar cómo el fenocristal de cuarzo está formado por subgranos con límites irregulares y extinción ondulante.



Foto 3.33: Detalle textural del ortogneis glandular en la zona de alto grado metamórfico. Esta muestra contiene sillimanita incluida en la moscovita (**Ms**). En este caso las biotitas (**Bt**) tienen un hábito tabular corto (**Qtz** = cuarzo; **Pl** = plagioclasa. Muestra: 267-77; nícoles paralelos).

3.2.3.- Tobas de grano grueso

Los componentes principales (cristales y porfiroclastos) que componen la roca son cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa y biotita, además de fragmentos de vidrio volcánico. La matriz está compuesta por cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico y micas (clorita, sericita, biotita). Como minerales accesorios se encuentran opacos, apatito, circón-monacita, xenotima, turmalina y óxidos de Fe. Los minerales secundarios se generaron a partir de los procesos metamórficos que acompañan al desarrollo de las distintas fases deformativas variscas y los más característicos son clorita, sericita, biotita, minerales del grupo de la epidota (epidota-clinozoisita) y calcita. Las texturas son holocristalina, porfídica, fragmentaria y una foliación de tipo eutaxítico.

Los fenocristales de cuarzo presentan las mismas características que los de los ortogneises glandulares de bajo grado y las ignimbritas soldadas. Pueden variar desde cristales con hábito subhedral con golfos de corrosión hasta individuos de carácter fragmentario, con formas angulosas (Fotos 3.34 y 3.35).

El feldespato potásico tiene hábito subhedral con maclas de la microclina y presenta texturas fragmentarias. Al igual que en las facies anteriores, no se observan texturas perfiticas, y sí la ausencia de inclusiones. Como ocurre también en las ignimbritas soldadas, al aproximarse al contacto con el ortogneis glandular, es decir, hacia zonas más profundas estructuralmente (isograda de la biotita), los fenocristales de feldespato potásico comienzan a sufrir procesos de despotasificación, dando lugar a cristales de albita con maclado en damero, quedando a veces en la parte central del cristal restos de feldespato potásico.

La plagioclasa es el mineral que presenta un mayor grado de idiomorfismo. Puede encontrarse como cristales aislados o bien como agregados de tres a cinco cristales. Los cristales presentan hábitos euhedrales a subhedrales, maclado polisintético y su composición es de albita. Como en el caso del feldespato potásico, no tiene inclusiones, pero sí es frecuente la presencia de láminas de sericita y/o moscovita que se desarrollan según los planos de macla y de exfoliación.

La biotita se encuentra como agregados de numerosos cristales, pleocroicos. Tiene escasas inclusiones de circón, que desarrollan halos pleocroicos en torno a ellos. En estos agregados son característicos los cristales de apatito asociados, con formas redondeadas, así como agregados de epidota y clinozoisita con hábito anhedral. De hecho, el apatito es uno de los minerales accesorios más característicos. Se presenta en cristales de tamaño considerable, con hábito euhedral a subhedral (Foto 3.36) y en ocasiones presenta inclusiones de circón.

Los fragmentos de vidrio volcánico están transformados a fengitas y presentan secciones fusiformes de tonos amarillentos y con inclusiones de circón. En los afloramientos del flanco S del antifforme es característico que los fragmentos de vidrio volcánico estén orlados por pequeños cristales de cuarzo (Fotos 3.37 y 3.38).

La calcita se encuentra dentro de la matriz con hábito anhedral o bien con formas alargadas dentro de las sombras de presión y en la grietas de tensión que se desarrollan en los fenocristales, disponiéndose de forma paralela a la esquistosidad principal de la roca (S1+S3).

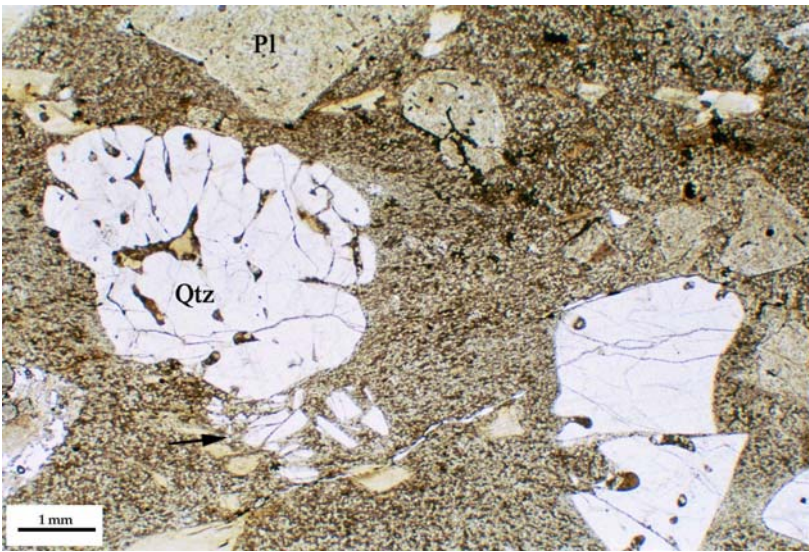


Foto 3.34: Aspecto textural de las tobas de grano grueso. Se observa un fenocristal de cuarzo (Qtz) con abundantes golfos de corrosión a su alrededor. La plagioclasa (Pl) muestra unos bordes rectos que corresponden a un cristal de hábito euهدral. A la derecha de la foto se observan clastos de cuarzo y plagioclasa (Muestra: 268-74; nícoles paralelos).

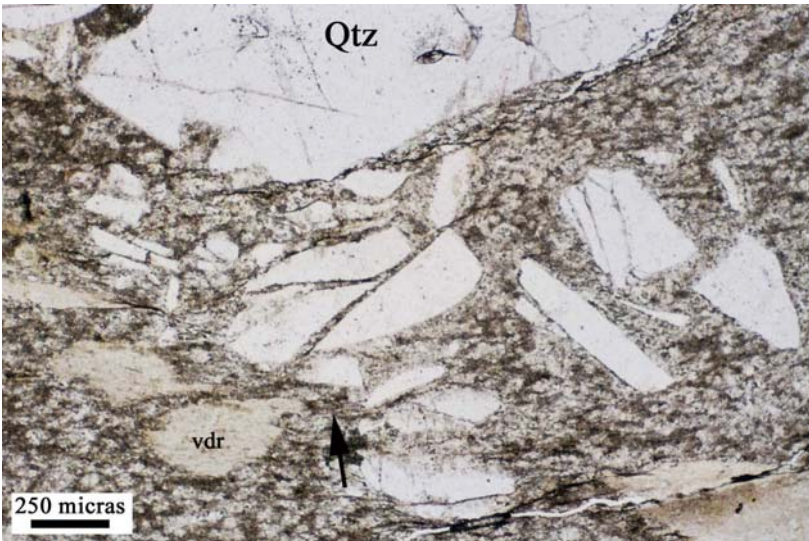


Foto 3.35: Detalle de la foto anterior. Se observan en la parte inferior del fenocristal de cuarzo (Qtz) fragmentos angulosos (flecha de color negro) que corresponden a la fragmentación de otro cristal de cuarzo. La matriz no presenta signos de deformación muy intensos, como se puede apreciar (vdr: vidrio volcánico. Nícoles paralelos).

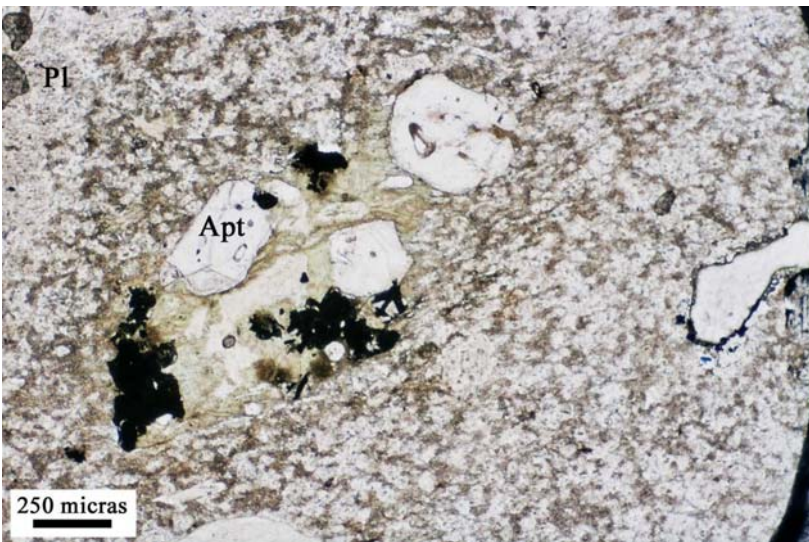


Foto 3.36: Cristales de apatito (Apt) en las tobas de grano grueso (Pl = plagioclasa. Muestra: 268-78; nícoles paralelos).

Foto 3.37: Detalle de la textura de los vidrios volcánicos (Vdr) transformados en fengitas. En el flanco S del antifórme es frecuente encontrar orlados estos vidrios por pequeños cristales de cuarzo (Qtz) (Muestra: 268-3016, perteneciente al fondo documental del IGME; nícoles paralelos).

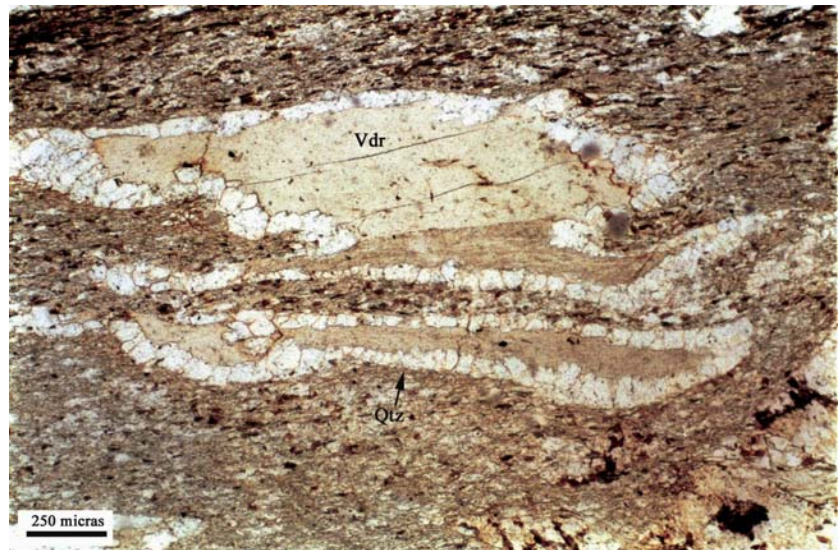


Foto 3.38: La misma imagen con nícoles cruzados.

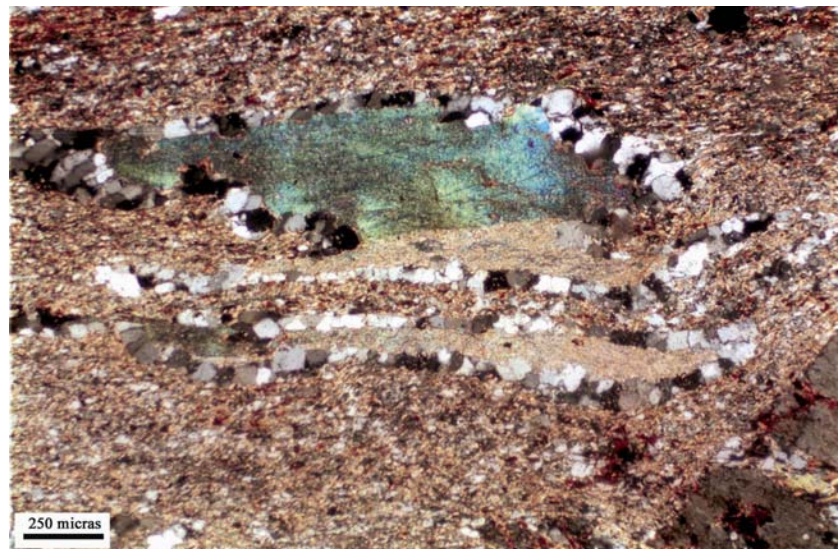
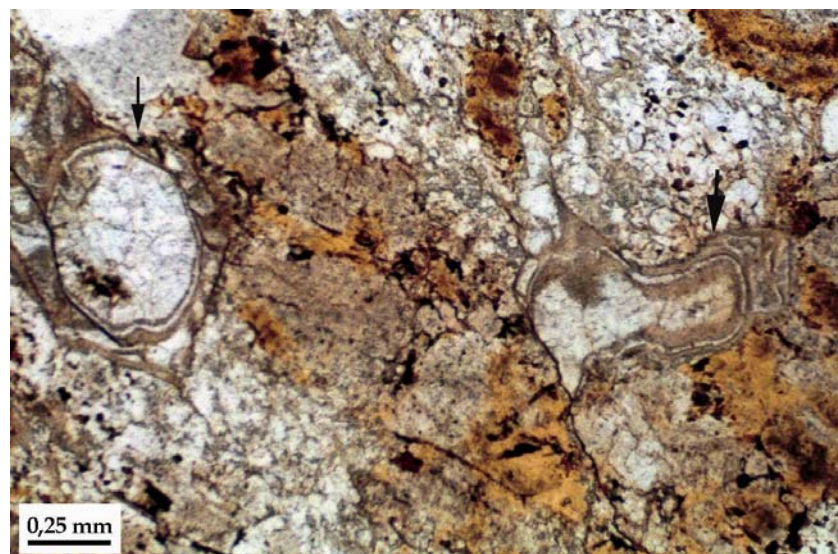


Foto 3.39: Textura perlítica (flechas de color negro) en las tobas de grano grueso, asociada a un cristal de feldespato potásico con textura fragmentaria. Las microfisuras se encuentran marcadas por el crecimiento de clorita (Muestra: 306-1; nícoles paralelos).



En una de las muestras (Foto 3.39) se han observado relictos de una textura perlítica, aunque muy mal conservados. Además, se encuentran clastos compuestos por plagioclasa y por biotita. El tamaño de estos clastos a escala de afloramiento no llega a sobrepasar los 5 centímetros, y casi siempre son más fácilmente reconocibles al microscopio. Fragmentos y enclaves de naturaleza similar se encuentran en las ignimbritas soldadas y en los ortogneises glandulares.

3.2.4.- Ignimbritas

Dentro de los minerales principales se pueden distinguir dos poblaciones atendiendo al tamaño de los cristales. Entre los fenocristales se encuentran cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico, agregados de biotita y placas de mica blanca (vidrios volcánicos). Los minerales que componen la matriz son cuarzo, moscovita, clorita, plagioclasa y feldespato potásico. Como minerales accesorios se pueden ver opacos, circón y óxidos (rutilo). Los minerales secundarios son esfena, epidota y clorita.

La textura es porfídica, con una foliación primaria de tipo eutaxítico. En la actualidad, la textura es holocristalina, debido a la recristalización de los fragmentos vítreos y de la matriz y cenizas soldadas. La foliación eutaxítica se encuentra marcada por la orientación de los fragmentos de vidrio volcánico (Foto 3.40) y, en las zonas donde aparece, tiende a ser subparalela a la foliación tectónica regional de las pizarras que se encuentran inmediatamente encima. La matriz, tiene un tamaño de grano fino y está formada por cuarzo, plagioclasa, moscovita, biotita y feldespato potásico.

En los afloramientos que se encuentran más cerca del contacto con los sedimentos del Ordovícico Inferior, estos vidrios presentan tonos oscuros, casi negros y según nos vamos acercando al contacto con el ortogneis glandular, los vidrios de color negro van pasando a grandes placas de micas con tonos amarillentos (Fotos 3.41 a 3.44). Una característica de estos vidrios es la presencia de cristales de circón, de hábito euhedral y con formas piramidales.

Los fenocristales de cuarzo presentan características semejantes a las que tienen los ortogneises glandulares. Forman grandes individuos monocristalinos de hábito subhedral a anhedral, incluso con formas redondeadas y con golfos de corrosión. En otras ocasiones presentan texturas fragmentarias, con formas angulosas (Fotos 3.45 y 3.46). La plagioclasa se presenta en agregados policristalinos o en cristales individuales con hábito subhedral y con maclado polisintético. Los fenocristales de feldespato potásico tienen hábito anhedral a subhedral, con macla de microclina y microclina-Carlsbad, y son poco o nada peritéticos. Estos cristales son los que con mayor frecuencia tienen carácter fragmentario y formas angulosas irregulares, como se puede ver en la Foto 3.40. Los agregados de biotita presentan las mismas características que los agregados presentes en los ortogneises glandulares.

Un hecho que indica que el grado de la deformación de estas rocas es muy bajo, consiste en que las características texturales de la matriz, la que engloba a los cristales y la que está incluida en los golfos de corrosión de los fenocristales de cuarzo, son iguales. Además, los fenocristales no tienen sombras de presión porque éstas están poco desarrolladas y se debe a procesos por simple aplastamiento y/o carga litostática, con zonas donde la deformación de la matriz es inapreciable.

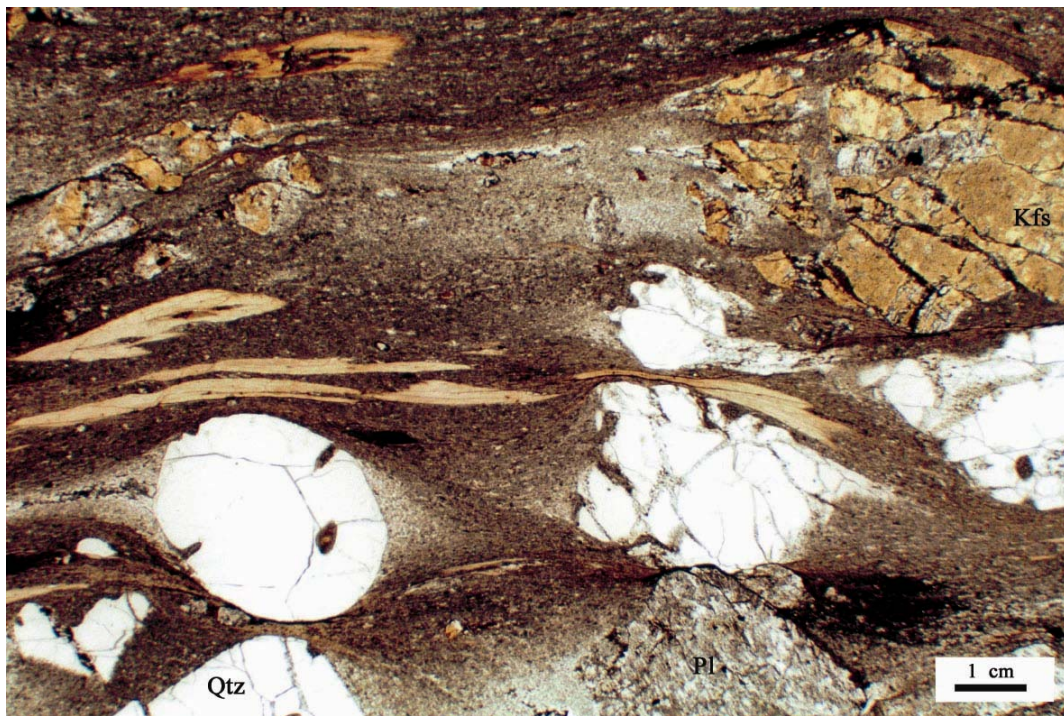


Foto 3.40: Detalle de la foliación eutaxítica marcada por la orientación de los fragmentos de vidrios volcánicos. En esta muestra se conservan muy bien las texturas primarias. Los fenocristales de cuarzo (**Qtz**) llegan a presentar formas muy redondeadas, con hábito anhedral o fragmentario (**Pl** = plagioclasa; **Kfs** = feldespato potásico; nícoles paralelos).

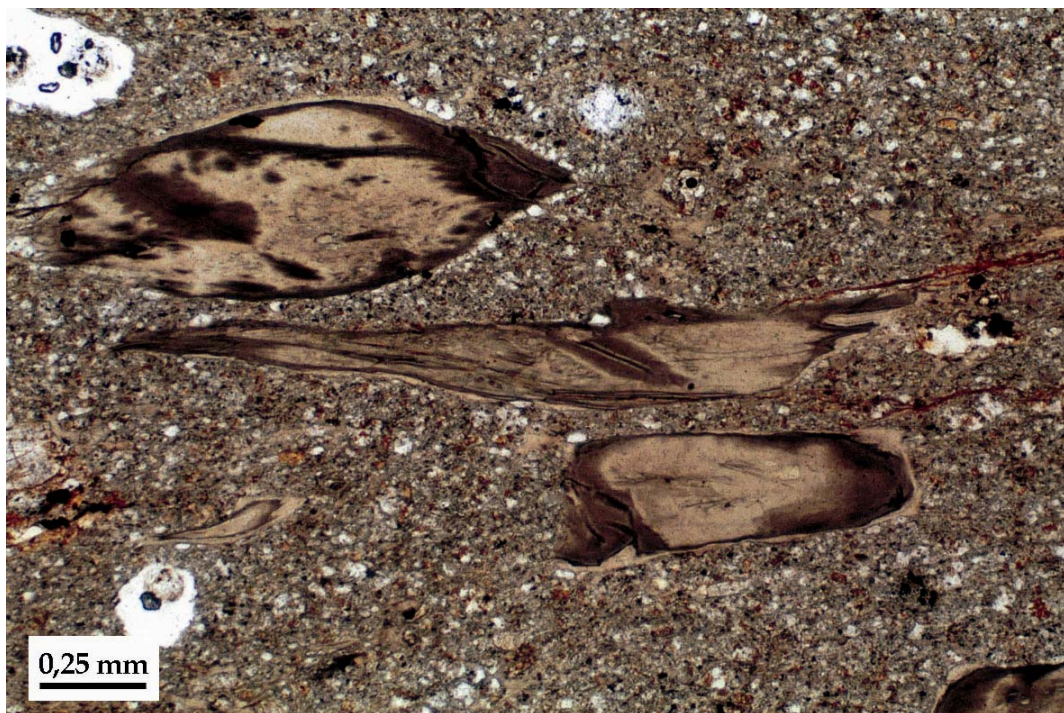


Foto 3.41: Detalle textural de los fragmentos de vidrio volcánico con tonalidades oscuras. No se observa orientación de los componentes de la matriz, lo que indica que el grado de deformación es muy bajo (Muestra: 268-66; nícoles paralelos).



Foto 3.42: Otro aspecto textural de las ignimbritas soldadas. Aquí se observa un fragmento de vidrio volcánico con vesículas irregulares aplastadas (Muestra: 268-66; nícoles paralelos).

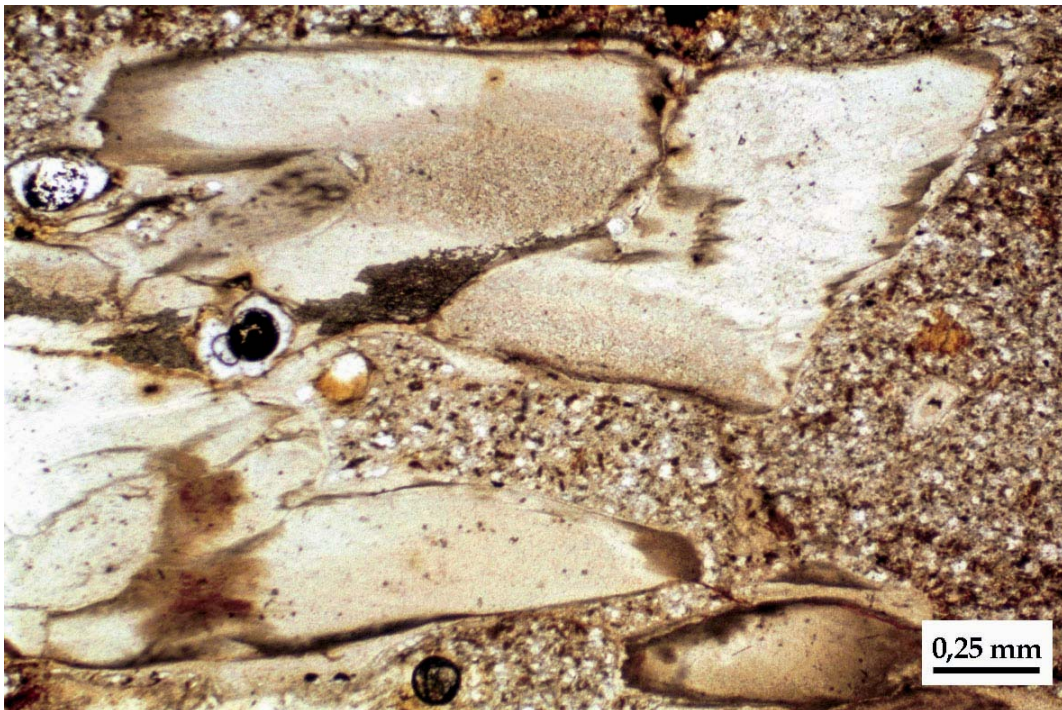


Foto 3.43: Detalle de uno de los fragmentos de vidrio volcánico. En esta foto se aprecia que la matriz que rodea al fragmento de vidrio volcánico y la que se encuentra dentro de la vesícula no presentan signos de deformación. (Muestra: 268-65; nícoles paralelos).

Foto 3.44: Otro detalle de los fragmentos de vidrio volcánico. En este caso pueden verse formas de tonos más claros que corresponderían a antiguas vacuolas algo deformadas (Nícoles paralelos).



Foto 3.45: Aspecto de la textura de la ignimbrita soldada. En este caso, el cristal de cuarzo (Qtz) tiene una microfractura redondeada, subparalela a los bordes. El cristal de plagioclasa (Pl) es fragmentario y los clastos de vidrios volcánicos (Vdr) presentan una orientación, foliación eutaxítica (Muestra: 268-7; nícoles paralelos).

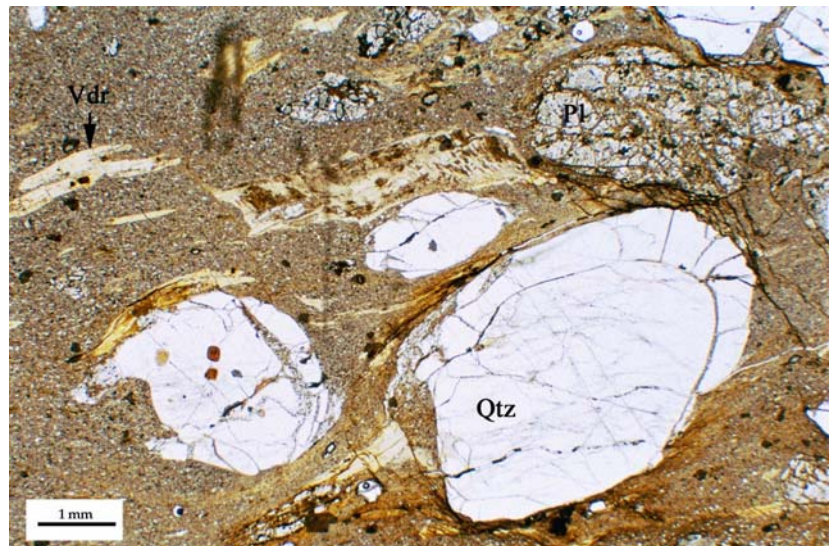
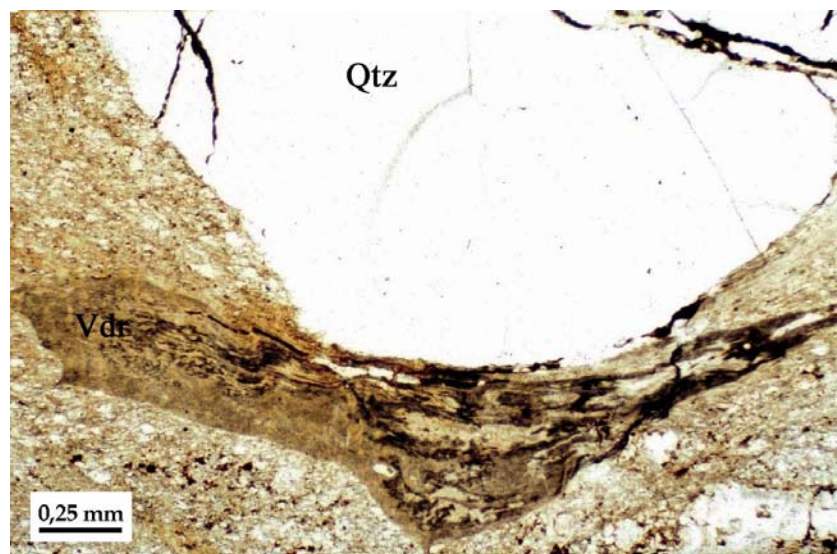


Foto 3.46: Vidrio recristalizado (Vdr) y deformado, que está adaptándose a los márgenes de un fenocristal de cuarzo (Qtz) (Muestra: 268-8; nícoles paralelos).



3.2.5.- Tobas riolíticas

La composición mineralógica principal consta de fenocristales de cuarzo, junto con fragmentos de vidrio volcánico, que se encuentran en una matriz compuesta por cuarzo, clorita, sericita y biotita. Como minerales accesorios hay opacos, apatito, circón y turmalina.

Los fenocristales de cuarzo son monocristalinos, con formas redondeadas y golfos de corrosión, que debido a la deformación, tienen una ligera extinción ondulante. Son frecuentes las grietas de tensión (“pull-apart”) que se rellenan con cristales de cuarzo y de sericita (Foto 3.47).

También se encuentran fragmentos de vidrio volcánico recristalizado; aparecen como grandes placas de mica blanca, con tonos amarillentos. Tienen las mismas características que las tobas de grano grueso.

La matriz está formada, principalmente, por cuarzo y sericita, con un tamaño de grano fino. En menor proporción se encuentran cristales de biotita y de clorita. Dependiendo del grado de recristalización de la matriz, ésta presenta variaciones de tamaño de grano y de forma ocasional puede presentar textura en mosaico.

Los circones tienen hábitos idiomorfos, aciculares y bipiramidales; es frecuente observar en estos cristales núcleos detríticos redondeados. La turmalina se presenta en cristales de hábito subhedral, con un fuerte pleocroísmo que varía desde el verde hasta el azul. El apatito aparece en cristales de hábito subhedral, incoloros y con formas redondeadas. No muestra inclusiones.

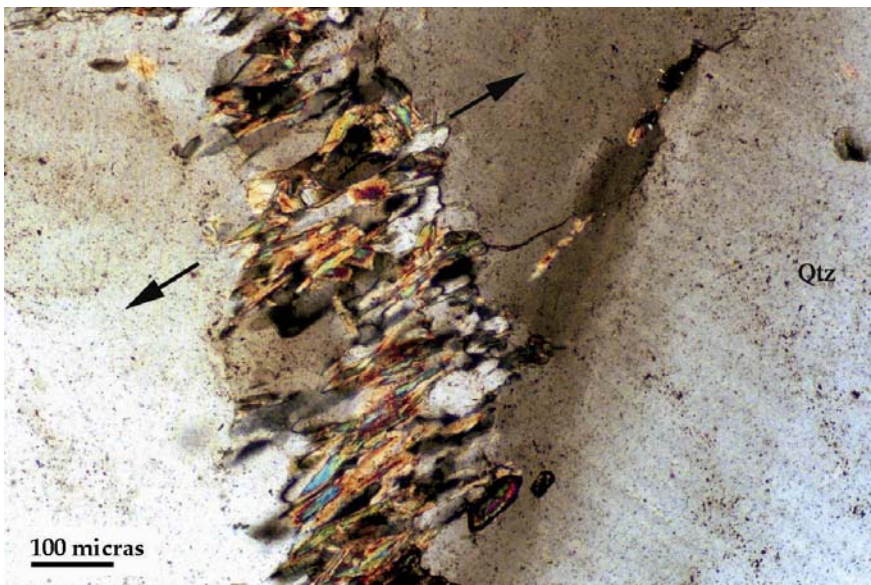


Foto 3.47: Textura de tipo “pull-apart” en un fenocristal de cuarzo (Qtz). La microfisura se rellena de cuarzo, a la vez que se neoforma sericita con una disposición paralela a la dirección de apertura de la microfisura. El cristal de circón que se observa tiene un núcleo redondeado (Muestra: 268-17; nícoles cruzados).

3.2.6.- Tobas epiclásticas y grauvacas volcanogénicas

Cuando las muestras se han recogido en la zona donde la deformación es poco intensa, se pueden encontrar estructuras primarias. Las muestras presentan un tamaño de grano medio a fino, con una clasificación pobre. Los clastos varían desde angulosos a subredondeados y están formados principalmente por cuarzo y en menor porcentaje por plagioclasa, dentro de una matriz compuesta por sericita y cuarzo.

En lámina delgada se pueden llegar a observar estructuras sedimentarias, como la estratificación (Fotos 3.48 y 3.49) y granoclasificaciones positivas.

Foto 3.48: Detalle de la estratificación (S₀) que se observa en la muestra de la Foto 2.37. Se puede apreciar cómo los minerales opacos también muestran una disposición u orientación sedimentaria, paralela a la S₀ (Muestra: 268-48; nícoles cruzados).

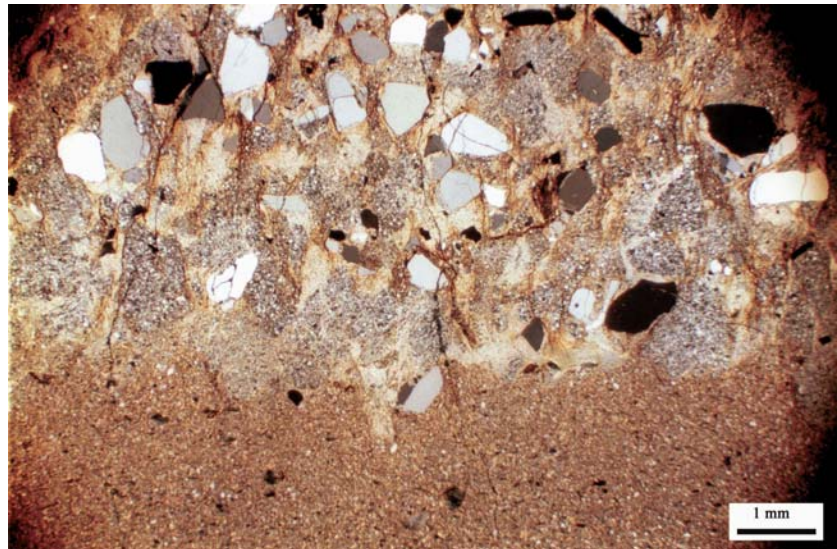
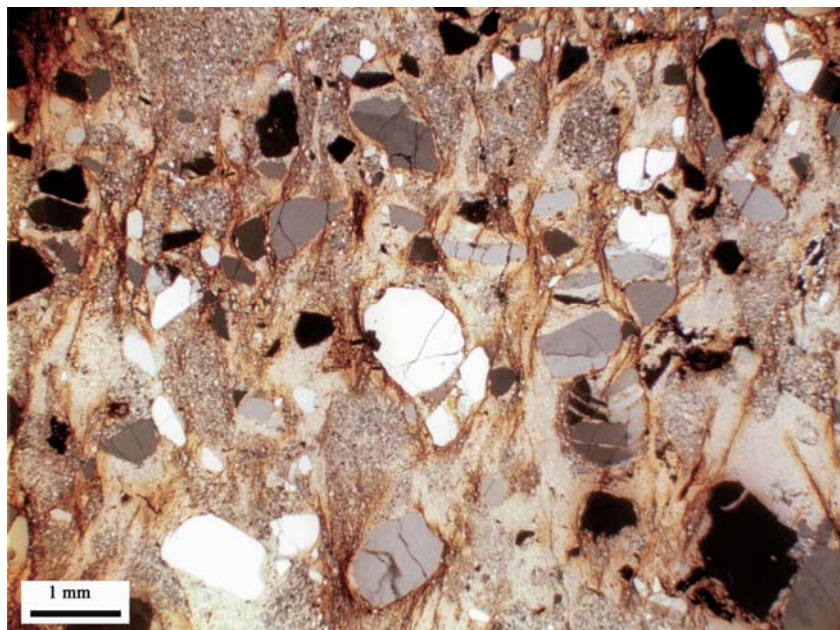


Foto 3.49: Detalle textural de la foto anterior. Se observan clastos líticos con formas subangulosas a subredondeadas, que tienen una clasificación pobre (Nícoles cruzados).



3.3.- PETROGRAFÍA DE LOS ORTOGNEISES GRANÍTICOS TIPO COVELO

Macroscópicamente, los ortogneises de Covelo, Ramilo y San Sebastián presentan las mismas características y se pueden describir como granitoides de aspecto leucocrático, biotíticos, porfídicos y con una matriz de grano medio-grueso. La foliación está marcada por un bandeo claro-oscuro (S2) muy homogéneo, con un grosor milimétrico, definido por la alternancia de capas más ricas o más pobres en biotita y que está afectado por pliegues de D3 de escala centimétrica a decimétrica. El carácter porfídico viene marcado por la presencia de fenocristales-megacristales de feldespato potásico, con un tamaño medio de 1 a 2 cm, aunque pueden alcanzar los 3 cm de arista. El contenido de fenocristales es variable a escala de afloramiento. Cuando los ortogneises presentan menos deformación, los fenocristales tienen hábitos subidiomorfos y suelen presentar secciones cuadradas. Según aumenta la deformación, estos adquieren formas redondeadas con colas de presión y por progresivo estiramiento de los megacristales llegan a definir una fábrica plano-linear, con $L > S$.

Todos estos cuerpos de ortogneises están afectados en mayor o menor grado por los procesos de migmatización, que han generado bolsadas de granitoides migmatíticos inhomogéneos y/o bolsadas de pegmatoides muy feldespáticos, que interrumpen a la fábrica S2. En estos acumulados feldespáticos, los cristales de feldespato tienen un tamaño medio de 5 cm, aunque pueden alcanzar los 10 cm. En algunos afloramientos, se observan además pequeños diques de leucogranitos y/o aplitas procedentes de la migmatización que se encuentran afectados por la misma deformación D2 que el ortogneis glandular.

En el Ortogneis de Ramilo se han diferenciado dos facies que tienen una disposición concéntrica. La facies más externa es similar a la descrita, mientras la facies interna se diferencia por tener un tamaño de grano menor, un mayor contenido en biotita y por no presentar carácter porfídico.

En la facies común, los minerales principales son cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, biotita y moscovita. Como minerales accesorios se pueden observar opacos, apatito, granate, circón, monacita, xenotima y otros minerales radioactivos. Las muestras estudiadas presentan escasos procesos de alteración de los minerales principales, siendo los más comunes la sericitización de la plagioclasa y la cloritización de la biotita. El grado de deformación y metamorfismo sufrido, que es variable de unos puntos a otros, es el que define sus características texturales y mineralógicas. Así, las texturas que se pueden observar son blastoporfídica con matriz alotriomórfica, foliada o milonítica-blastomilonítica.

El cuarzo principal tiene hábito anhedral, con extinción ondulante y tendencia a formar subgranos. Cuando se observan procesos de migmatización, los cristales presentan formas irregulares con bordes rectos y uniones triples. También se observan "ribbons", que presentan texturas de recristalización post-milonítica en mosaico. En los ortogneises que han sufrido una recristalización intensa debido a los procesos metamórficos, los cristales llegan a incluir pequeñas biotitas. También pueden contener inclusiones de circón. El otro tipo de cuarzo es goticular y es típico dentro de la zona metamórfica de alto grado, incluido en los feldespatos. Por último, se puede diferenciar un cuarzo mirmequítico, que aparece formando intercrecimientos con plagioclasa.

Para el feldespató potásico se pueden diferenciar dos tipos. Por una parte se encuentran los fenocristales que tienen maclas de microclina y microclina-Carlsbad y que en general tienen escasas pertitas, de tipo "film" y "patch". Suelen ser muy ricos en inclusiones, siendo estas de plagioclasa, biotita, cuarzo y moscovita. El segundo tipo es el feldespató potásico intersticial, que se presenta en cristales de hábito anhedral, con macla de microclina, no pertíticos y con inclusiones muy escasas, siendo las únicas las de cuarzo goticular.

Por lo que respecta a la plagioclasa, también pueden diferenciarse varios tipos en función de sus características texturales. La plagioclasa más común se presenta en cristales de hábito anhedral a subhedral, con maclado polisintético. La composición varía desde albita a oligoclasa. Contiene inclusiones de cuarzo goticular, moscovita y biotita. Otro hecho a resaltar es que con frecuencia se encuentran finas láminas de moscovita que crecen en los planos cristalográficos de la plagioclasa (macla y exfoliación). Otro tipo de plagioclasa es una albita mirmequítica que se desarrolla en el contacto de los cristales de feldespató potásico y plagioclasa, y que casi siempre crece hacia el interior de los primeros. El último tipo de plagioclasa corresponde a albita intersticial y se encuentra entre los cristales de Kfs. Sus cristales tienen formas alargadas y presentan maclas polisintéticas.

La biotita forma agregados de un número muy variable de cristales que se encuentran definiendo la foliación de los ortogneises. Los cristales tienen hábito anhedral a subhedral, con formas de listón y una disposición orientada. El pleocroísmo varía de marrón-rojizo a pardo-amarillento. Tiene inclusiones de circón, xenotima y otros minerales radioactivos. En los agregados es fácil observar apatitos con formas redondeadas y/o globosas. La moscovita se presenta en dos modos. El principal tiene características texturales similares a las de la biotita y se encuentra formando parte de los agregados que definen la foliación. Las únicas inclusiones que presenta son de circón. El segundo tipo es una moscovita tardía que crece discordante sobre los planos de foliación.

El granate forma cristales de tamaños comprendidos entre 250 y 750 μm que tienen hábito anhedral, poiquilítico. El apatito tiene un tamaño que varía entre 500 y 750 μm y se encuentra asociado a los agregados de biotita. Tiene formas redondeadas y contiene inclusiones de circón. La xenotima se presenta como cristales con hábito euahedral, con secciones cuadradas. Siempre se encuentra incluida en la biotita. La monacita tiene un tamaño mayor que el circón y formas redondeadas. Desarrolla un halo pleocroico en las biotitas que las incluyen.

3.4.- PETROGRAFÍA DE LOS METASEDIMENTOS ORDOVÍCICOS

3.4.1.- Capas de Los Montes

En el flanco N del Antiforme de Sanabria el grado metamórfico es bajo, por lo que se pueden observar muy bien los materiales que constituyen la serie y describir sus características petrográficas en condiciones de temperatura baja y moderada. Este flanco se puede dividir en dos zonas, dependiendo de si está afectado o no por la segunda fase de deformación varisca. Así, en la zona más oriental está afectado por el desarrollo de las esquistosidades S1 y S3, y está formado por

una alternancia de pizarras y cuarcitas, siendo frecuentes los niveles de origen volcánico intercalados en ambas litologías.

Las cuarcitas están constituidas por cuarzo, clorita, sericita-moscovita como minerales principales; como minerales accesorios se encuentran opacos, turmalina y circón. En las Fotos 3.50 a 3.53 se pueden observar algunos detalles texturales de los niveles volcanosedimentarios que se encuentran intercalados en las cuarcitas.

1 cm



Foto 3.50: Aspecto textural de un nivel volcanosedimentario intercalado en las cuarcitas de las Capas de Los Montes (Muestra: 268-67).

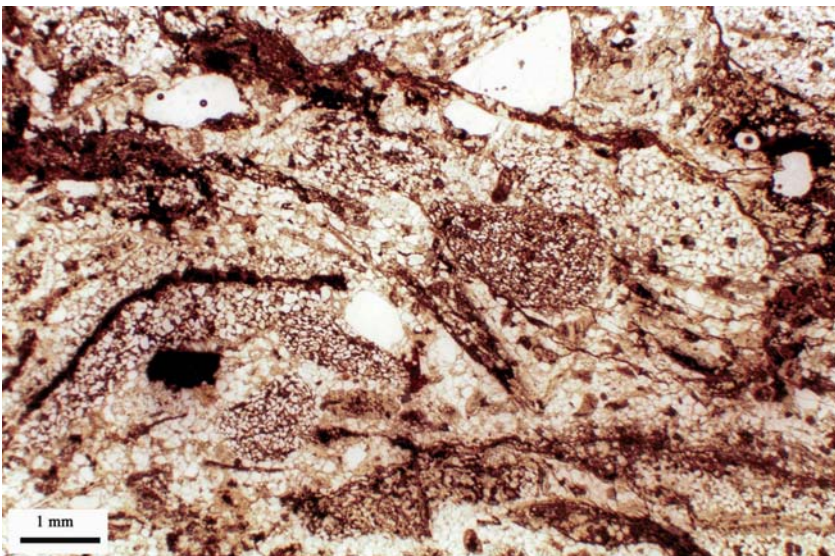


Foto 3.51: Aspecto textural microscópico de la muestra de la foto anterior (nícoles paralelos).

Foto 3.52: Detalle de la foto anterior, en el que se observa un fragmento de roca formado por una arenisca (Muestra: 268-67; nícoles paralelos).

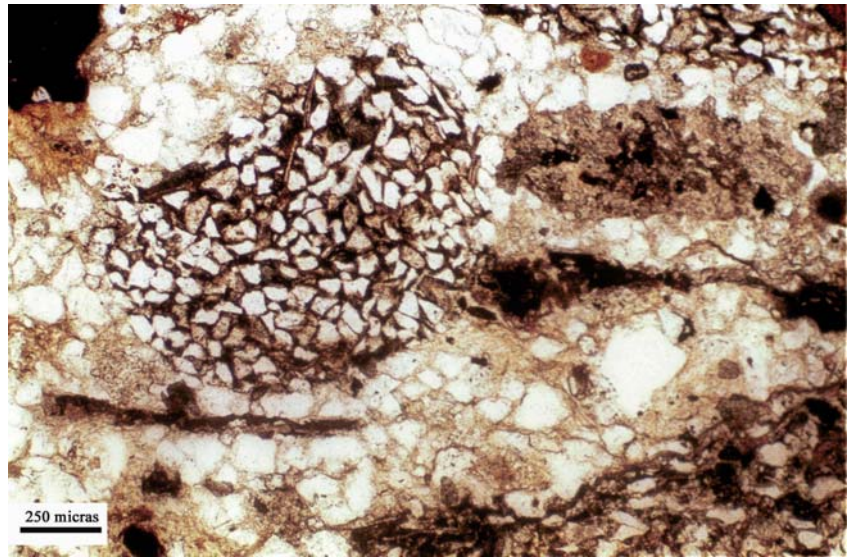
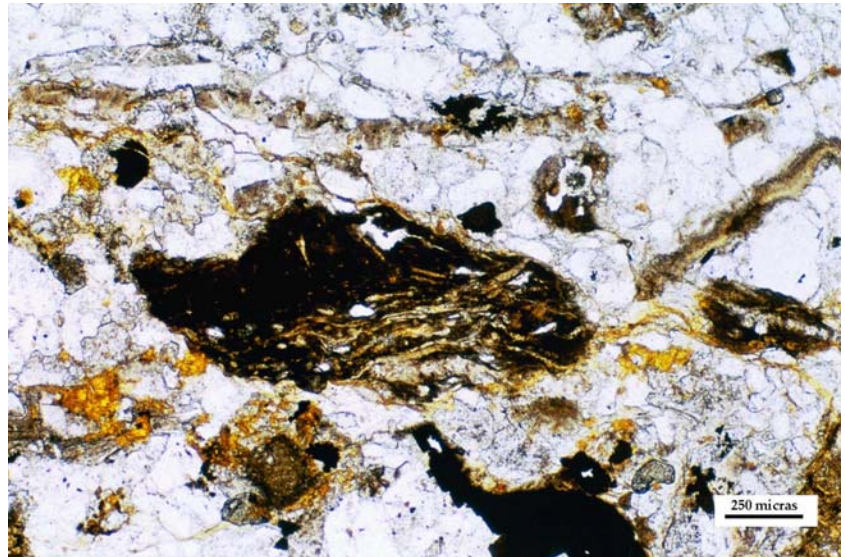


Foto 3.53: En la parte central (color oscuro) se observa un fragmento de una roca ignimbrítica. La muestra pertenece a un nivel volcanosedimentario intercalado en las cuarcitas de las Capas de Los Montes (Muestra: 268-67; nícoles paralelos).



En la zona donde los materiales se encuentran afectados por la segunda fase de deformación, que se corresponde con la parte más occidental, se observa un aumento del grado metamórfico hacia el O. Estos materiales están compuestos principalmente por cuarzo, clorita, sercita-moscovita, distena y andalucita. Como minerales accesorios se encuentran turmalina, circón y opacos. La textura que se observa es granolepidoblástica.

Es muy frecuente que los porfiroblastos de distena se encuentran completamente transformados a andalucita, la cual muestra un fuerte pleocroísmo en tonos rosa (Foto 3.54). También se puede ver cómo hay otros porfiroblastos de distena que sólo tienen una orla de andalucita (Foto 3.55). En la Foto 3.56 se puede observar un porfiroblasto de distena afectado por la segunda fase de deformación, produciendo la rotura del cristal. Estos cristales, a veces, incluyen una esquistosidad previa, además de estar afectados por la crenulación S3, por lo que su desarrollo se puede asociar a la evolución de la segunda fase de deformación.

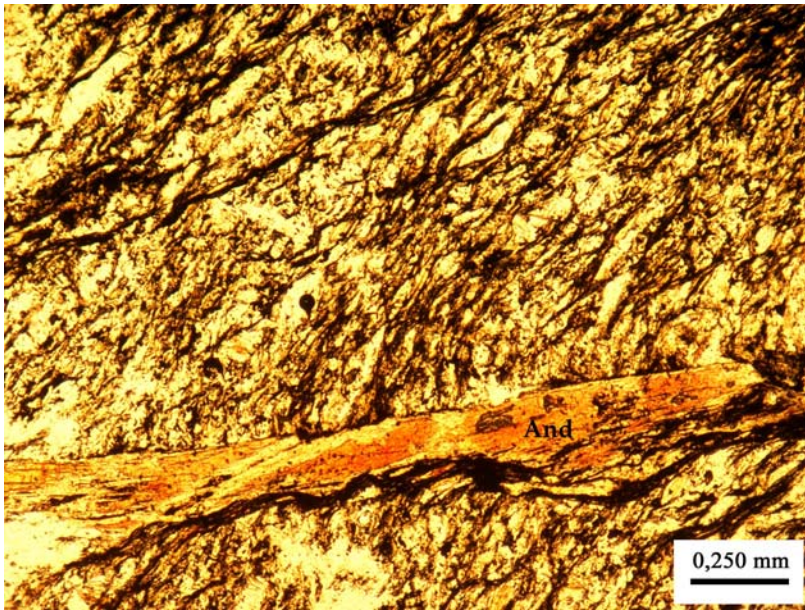


Foto 3.54: Porfiroblasto de andalucita (**And**) procedente de un cristal de distena. Este tipo de porfiroblastos de andalucita muestran un fuerte pleocroísmo en tonos rosa. (Muestra: 267-134; nícoles paralelos).

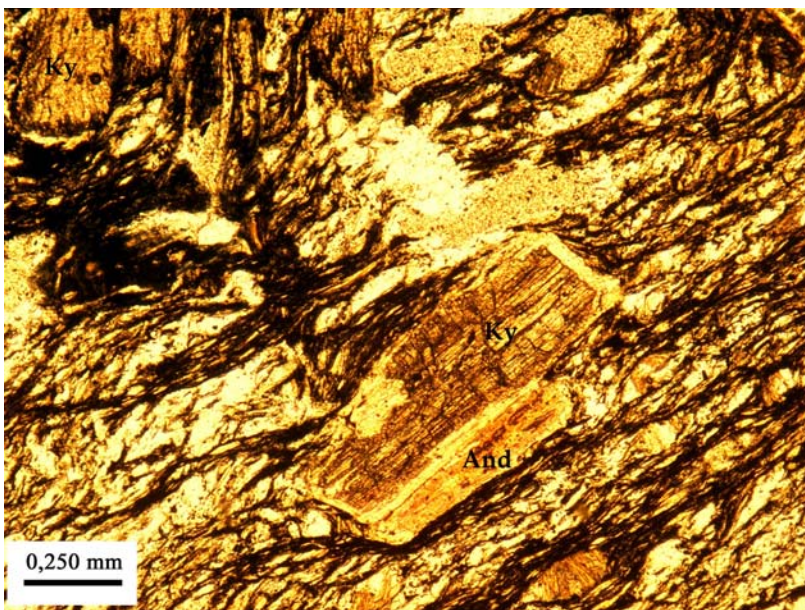


Foto 3.55: Porfiroblastos de distena (**Ky**) con orlas de andalucita (**And**) (Muestra: 267-134; nícoles paralelos)

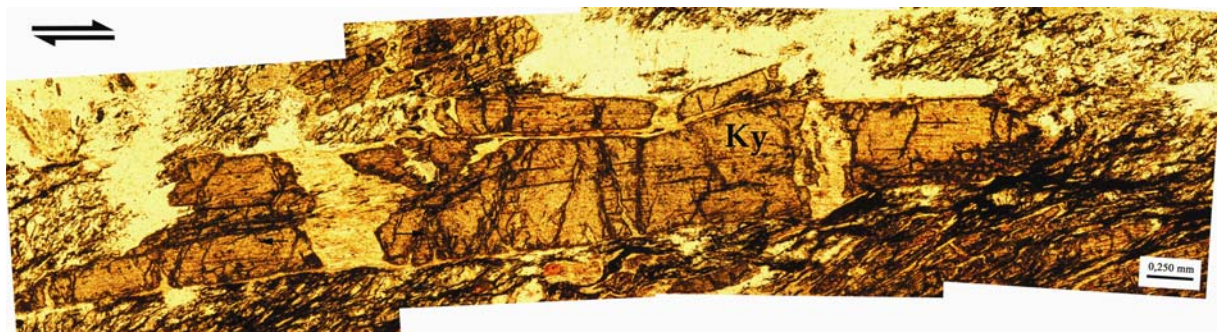


Foto 3.56: Porfiroblasto de distena (**Ky**) de gran tamaño, fragmentado por la deformación D2.

En el flanco S del Antiforme de Sanabria, las pizarras del Ordovícico Inferior acusan un aumento en el grado metamórfico de E a O, pasando desde la zona de la clorita hasta la zona de la sillimanita, al mismo tiempo que va aumentando la intensidad de la deformación y se pasa de una deformación D1+D3 hacia una deformación D2+D3. La zona de la clorita se puede observar al S del embalse de Cernadilla. En la zona de la estaurolita existen buenos afloramientos al S de Puebla de Sanabria, en la Sierras de la Gamoneda y Parada. Para la zona de la sillimanita, los principales afloramientos se encuentran en la Sierra Segundera.

Los minerales principales de los esquistos pelíticos son cuarzo, clorita, cloritoide, biotita, estaurolita, sillimanita fibrolítica y moscovita. Como minerales accesorios se encuentran opacos, circón y turmalina. En el Capítulo 6 (Metamorfismo) se encuentran descritas las distintas asociaciones de minerales que se pueden observar con el aumento del grado metamórfico. Las texturas que se observan son granoblástica-poligonal y lepidoblástica. La primera está marcada por el cuarzo, mientras que la segunda está definida por biotita y sillimanita.

En la Foto 3.57 se observa el aspecto textural que muestran estas metapelitas de las Capas de Los Montes, en la zona de menor grado metamórfico, donde se encuentran afectadas por D2, desarrollándose grandes blastos de cloritoide que muestran un ligero pleocroísmo en tonos verdes, así como un maclado polisintético. También se puede observar cómo la crenulación S3 afecta a los blastos de cloritoide.

Foto 3.57: Aspecto textural de las pizarras de las Capas de Los Montes dentro de la zona de la clorita, donde se desarrollan blastos de cloritoide (Cld), con maclado polisintético (Muestra: 267-46; nícoles cruzados).



En la Foto 3.58 se observan estas mismas metapelitas, pero en la zona de la andalucita-estaurolita donde se desarrolla una fábrica muy intensa a la vez que de forma sincinemática crecen los blastos de biotita, andalucita y estaurolita.

Cuando las metapelitas alcanzan la facies de las anfibolitas, se transforman en micaesquistos con abundantes venas o bandas de cuarzo de exudación, muy llamativas y que parecen marcan la estratificación. Las venas de cuarzo presentan una partición o esquistosidad grosera perpendicular a la dirección de la vena de cuarzo y están constituidas por cuarzo policristalino, con un tamaño de grano medio a grueso. Se generaron durante D2 y están plegadas por D3, marcando muy bien los ejes de los pliegues de tercera fase.

Se pueden observar cristales de biotita con orlas finas de moscovita y minerales opacos (ilmenita). La moscovita se presenta en grandes placas de hábito anhedral, poiquilíticas, englobando biotita y sillimanita, especialmente esta última. Suele tener bordes simplectíticos.

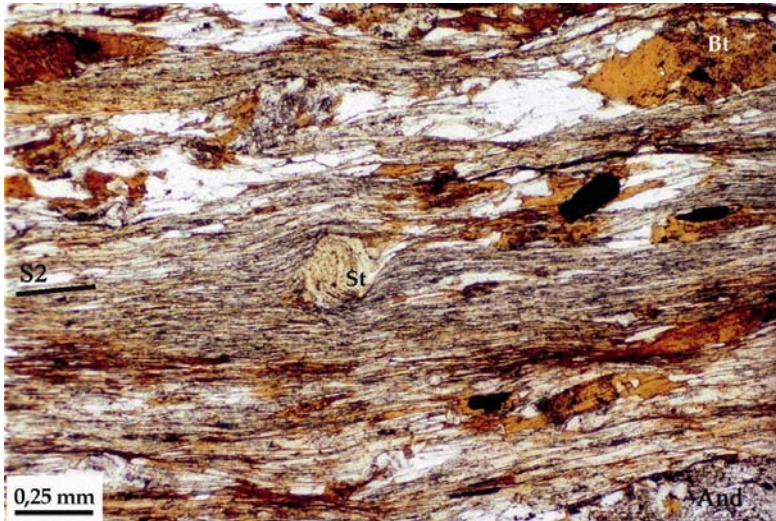


Foto 3.58: Aspecto textural de las Capas de Los Montes en la zona de la estaurolita-andalucita (St = estaurolita; Bt = biotita; And = andalucita (Muestra: 267-90, nícoles paralelos).

3.4.2.- Cuarcita Armoricana

Las cuarcitas están compuestas fundamentalmente por cuarzo, con cantidades variables, pero siempre inferiores al 5 %, de sericita, moscovita, biotita y clorita. Como minerales accesorios siempre se encuentran turmalina, circón y óxidos de hierro. En ocasiones aparecen niveles de algunos milímetros muy ricos en minerales pesados (circón, opacos, turmalina) (Foto 3.59).

La textura cambia con el grado metamórfico. Así, las cuarcitas de los Montes do Invernadeiro, que se sitúan al S de la localidad de Pradocabalos, dentro de las isogras de la estaurolita y de la biotita, se caracterizan por la abundancia de cristales de cloritoide, los cuales muestran el típico pleocroísmo en tonos verdes y maclado polisintético (Fotos 3.60 y 3.61). Las cuarcitas que afloran dentro de la isograda de la sillimanita, como las del puerto de La Canda y las que afloran al N de Villavieja, se caracterizan por una textura en mosaico marcada por el cuarzo y la biotita.

Foto 3.59: Aspecto de la textura de la Cuarcita Armoricana. Se puede observar un nivel de acumulación de minerales pesados (opacos, circón y turmalina) que marca la estratificación (Muestra: 228-1149, perteneciente al fondo documental del IGME; nícoles paralelos).

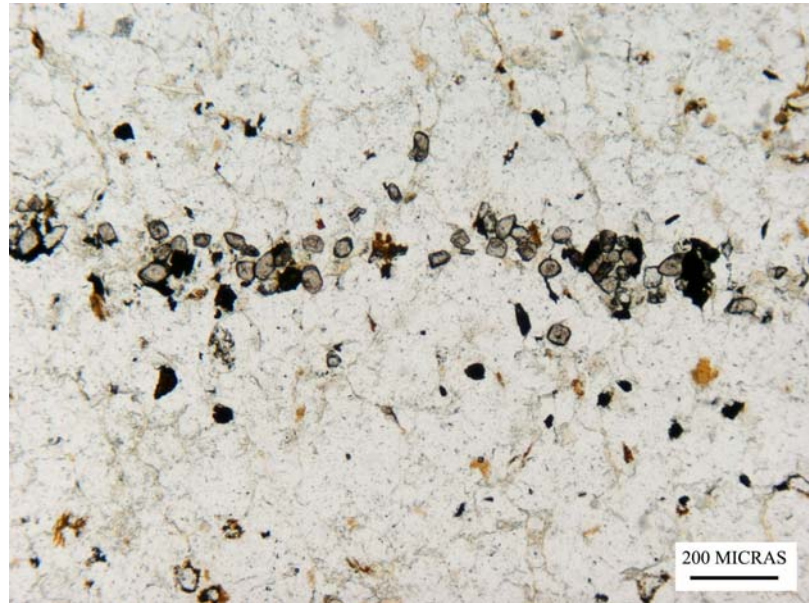


Foto 3.60: Aspecto textural de las cuarcitas de los Montes do Invernadeiro. Se caracterizan por la gran abundancia de blastos de cloritoide (Cld. Muestra: 267-549, perteneciente al fondo documental del IGME; nícoles paralelos).

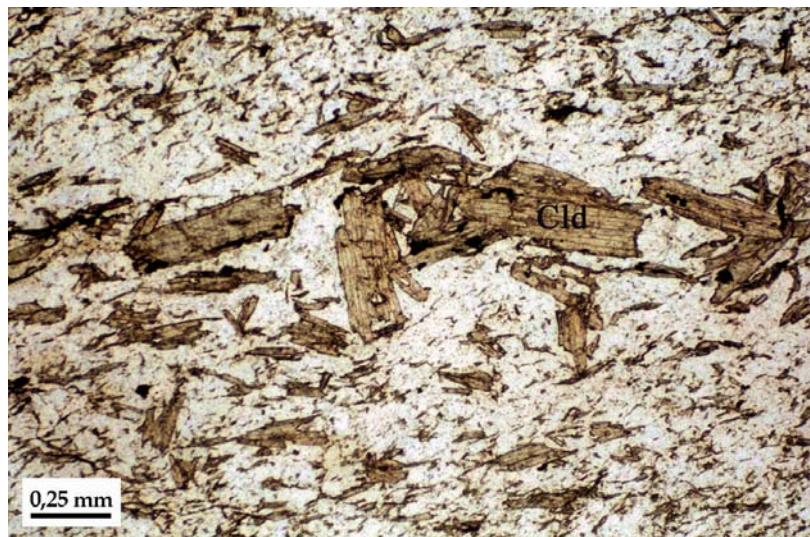
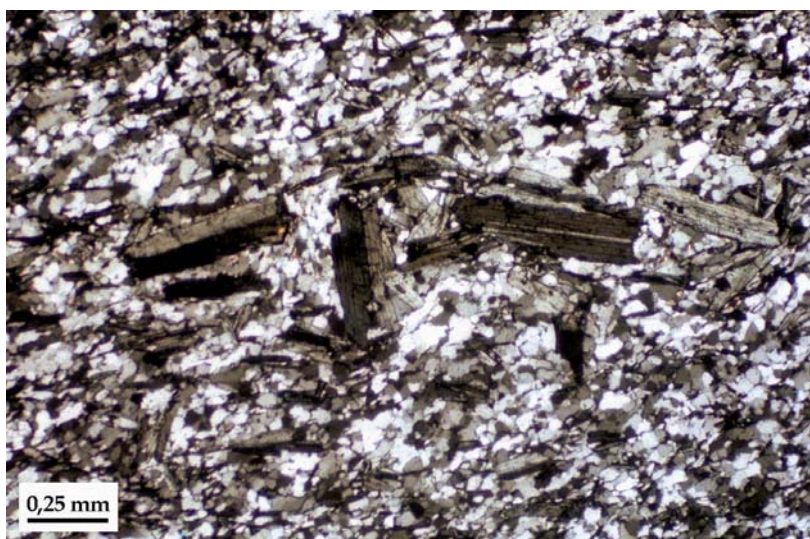


Foto 5.61: Igual que la foto anterior, con nícoles cruzados. Se puede observar bien el maclado polisintético del cloritoide.



3.4.3.- Pizarras de Luarca

Las pizarras de Luarca están compuestas por moscovita, sericita, clorita, cuarzo y en ocasiones se puede observar cloritoide y biotita, dependiendo del grado metamórfico, aunque estas rocas siempre se encuentran dentro de la zona de estudio en la facies de los esquistos verdes. Como minerales accesorios se encuentran óxidos de hierro, turmalina, circón y rutilo. Es frecuente observar bandas milimétricas en las que se aprecia un notable desarrollo de cristales y agregados de pirita. La foliación que presentan es granolepidoblástica.

3.5.- PETROGRAFÍA DE LOS MATERIALES SILÚRICOS

Los materiales que se han muestreado, principalmente dentro del Silúrico, son ampelitas, están compuestas principalmente por cuarzo y grafito. En algunos casos pueden presentar moscovita-sericita, circón, minerales opacos (pirita) y turmalina. En las Fotos 3.62 y 3.63 se pueden observar algunas de sus características petrográficas.

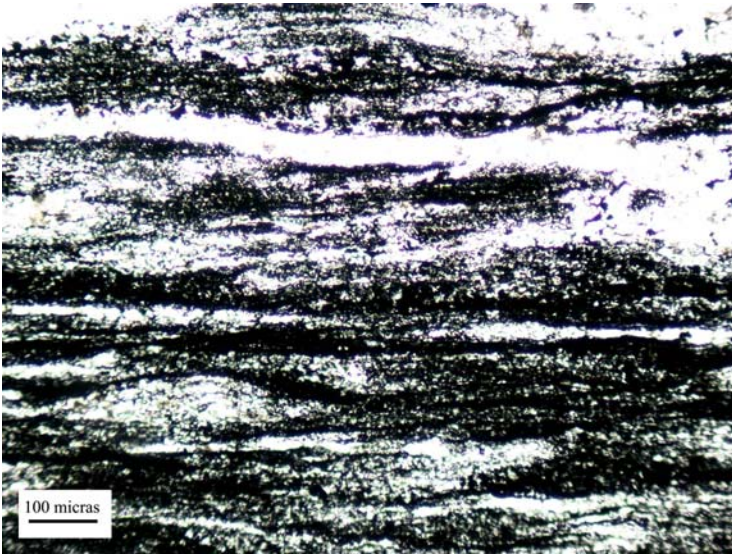


Foto 3.62: Aspecto de la textura de las ampelitas silúricas, compuestas principalmente por grafito y cuarzo. La fábrica que se observa es la S2 (Nícoles paralelos).

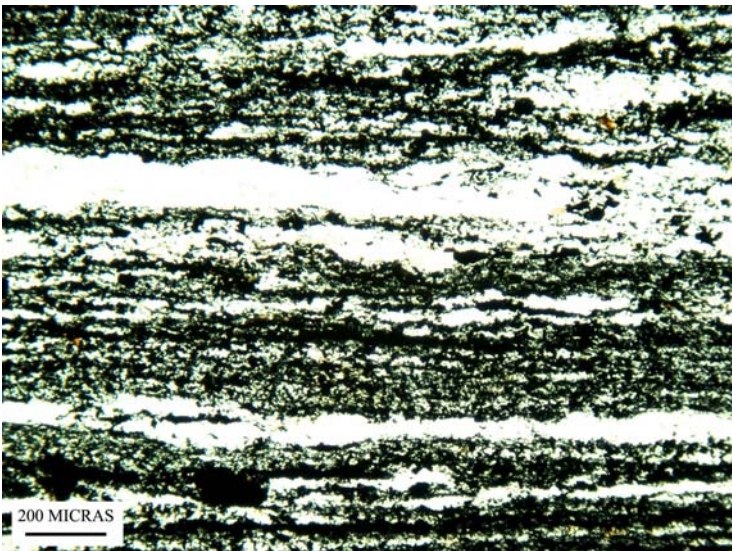


Foto 3.63: Aspecto de la textura de las ampelitas silúricas. La fábrica que se observa es S2 (Nícoles paralelos).

CAPÍTULO 4

MINERALOGÍA

4.- MINERALOGÍA

En este capítulo se presentan los análisis minerales de las principales litologías de la Serie de “Viana do Bolo” y de la Formación “Ollo de Sapo”. Los resultados de los análisis realizados mediante microsonda electrónica se encuentran en el Anexo I. Las determinaciones se efectuaron en aquellas muestras que tienen las paragénesis más representativas. Los datos analíticos obtenidos han permitido tipificar los minerales y establecer comparaciones entre los distintos litotipos estudiados.

En todos los minerales estudiados se han analizado los siguientes elementos: Si, Al, Ti, Cr, Fe, Mg, Ni, Mn, Ca, Na, K y P. Los análisis de las distintas fases han sido realizados en la microsonda electrónica CAMEBAX SX50 de la Universidad de Oviedo, en unas condiciones de trabajo de 15 nA de intensidad de corriente de haz, 15 kV de potencia de aceleración y 10 s el tiempo de integración. Los patrones empleados son los indicados en la Tabla 4.1.

Elemento	Patrón
Si	Albita
Al	Al ₂ O ₃
Ti	MnTiO ₃
Cr	Cr ₂ O ₃
Fe	Fe ₂ O ₃ y Andradita
Mg	MgO
Ni	NiO
Mn	MnTiO ₃
Ca	Wollastonita
Na	Albita
K	Ortosa
P	Apatito

Tabla 4.1: Patrones utilizados para el cálculo de los elementos analizados mediante microsonda electrónica.

Las muestras seleccionadas para el estudio de los materiales que componen la Serie de “Viana do Bolo” son las siguientes:

- Cuarcitas de Dradelo (**CD**): 266-72 y 266-73
- Micaesquistos con granate (**MQG**): 266-22
- Gneises bandeados (**GB**): 266-76, TAB-3 y TAB-4
- Mármoles (**M**): 266-41
- Boudines calcosilicatados (**BC**): 266-18 y 266-78
- Areniscas grises (**AG**): 266-7

En las cuarcitas de Dradelo se han seleccionado dos muestras, 266-72 y 266-73, con el fin de estudiar la composición de los minerales principales que la componen (plagioclasa, biotita y

moscovita). Ambas muestras están afectadas por el metamorfismo regional de alto grado, encontrándose en la zona de la sillimanita. La principal diferencia entre ambas es que la muestra 266-72 tiene un mayor contenido en moscovita, la cual marca la fábrica de la roca, mientras que en la muestra 266-73 la foliación está marcada por biotita y moscovita, predominando la primera sobre la segunda. En las Fotos 4.1 y 4.2 se pueden ver las principales características de la textura de ambas muestras.

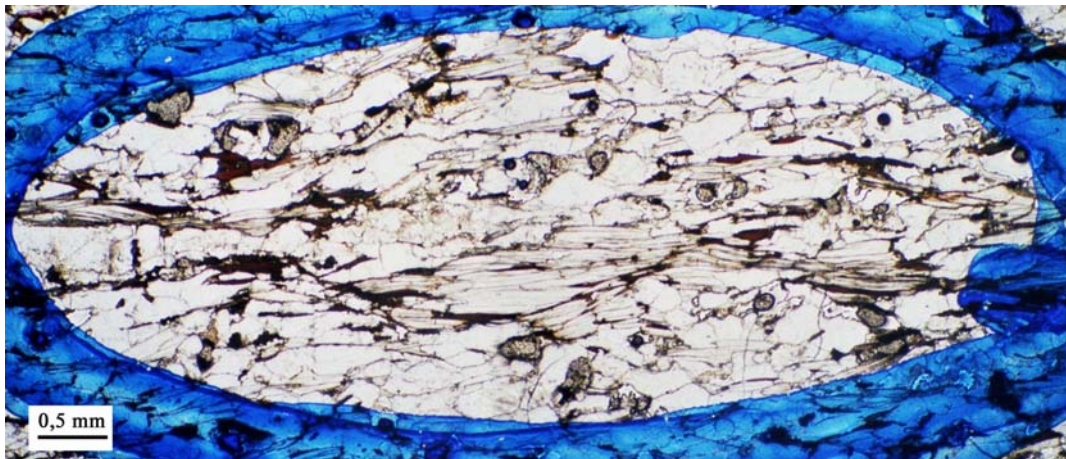


Foto 4.1: Detalle de la textura de la muestra 266-72. Se observa una de las zonas escogidas para analizar las micas. La esquistosidad está marcada principalmente por la moscovita, mientras la biotita se encuentra en menor proporción.

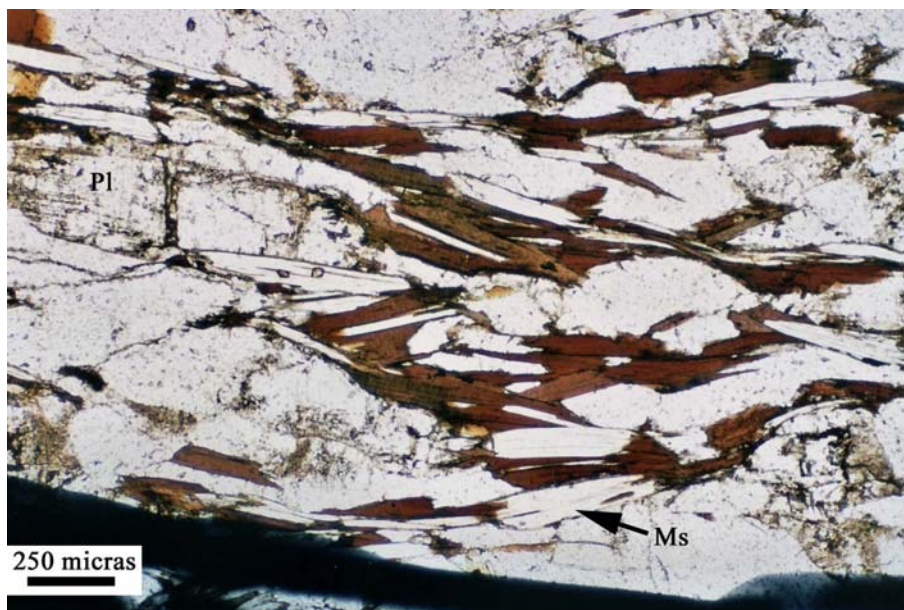


Foto 4.2: Aspecto de la textura de la muestra 266-73. Se observa que las micas se disponen definiendo la fábrica. Son estas micas las analizadas por microsonda. (**Pl** = plagioclasa; **Ms** = moscovita).

En los micaesquistos con granate, se ha seleccionado la muestra 266-22, que pertenece a un nivel sobre las areniscas y cuarcitas feldespáticas de Dradelo. Sólo se han podido estudiar los

granates y la moscovita, ya que otros minerales presentan una fuerte alteración y es difícil obtener resultados fiables.

Dentro del grupo de mármoles y boudines calcosilicatados, se han analizado tres muestras. La primera corresponde a un mármol (muestra 266-41), mientras que las otras dos pertenecen a los dos tipos de "boudins" calcosilicatados que se han diferenciado. Una de ellas proviene de un "boudin" anfibólico-granatífero (muestra 266-78) y la otra a un "boudin" granatífero-piroxeno (muestra 266-18).

En la Formación "Ollo de Sapo" se han analizado los minerales de las distintas facies separadas cartográficamente, haciendo distinción entre los materiales que se encuentran dentro de cada una de las zonas metamórficas de los esquistos verdes o de las anfibolitas. Las muestras seleccionadas para el estudio de los materiales que componen la Formación "Ollo de Sapo" son las siguientes:

Ortogneises glandulares: 268-28; 268-61; 268-63 y 306-8
 Ortogneises glandulares migmatizados: 266-70; 267-76 y 267-77
 Enclaves microgranudos en los ortogneises glandulares: 306-9
 Tobas de grano grueso: 268-74; 268-75; 268-78 y 306-10
 Ignimbritas: 268-7; 268-8 y 268-66
 Tobas epiclásticas y grauvacas: 267-20 y 267-32
 Pizarras verdes: 267-26

Además de los análisis realizados sobre la muestra 306-9, en las muestras estudiadas de los ortogneises glandulares, también hay pequeños enclaves microgranudos, cuya mineralogía ha sido igualmente estudiada.

4.1.- PLAGIOCLASA

En los análisis que se han realizado a los cristales de feldespatos, se han descartado aquellos con contenidos en óxidos inferiores a 98 % y superiores a 102%. Las fórmulas estructurales se han calculado sobre la base de 8 átomos de oxígeno por fórmula unidad

4.1.1.- Serie de "Viana do Bolo"

Se han analizado plagioclasas en todas las litologías, excepto en los micaesquistos con granate. Los análisis químicos aceptados se encuentran en las Tablas I.1 a III.5 del Anexo I.

En la Figura 4.1 se muestra el diagrama triangular de PHILLIPS Y GRIFFEN (1981), en el que se han representado los análisis pertenecientes a las cuarcitas de Dradelo. La gran mayoría de los cristales de plagioclasa analizados tienen una composición de oligoclasa, sin que se observen zonaciones dentro de los mismos. Además, se han analizado algunos cristales de feldespato

potásico y, como se puede apreciar en la Figura 4.1, tienen composiciones que superan el 80% de componente potásico, situándose en el campo de ortosa.

Todos los análisis de plagioclasas realizados en las areniscas grises se proyectan en el campo de la oligoclasa (Figura 4.2), comprobándose también en estas rocas que la variación entre núcleo y borde de los cristales es muy escasa, mostrando una composición muy homogénea.

En los gneises bandeados se han analizado plagioclasas de las tres muestras seleccionadas, con el fin de determinar las diferencias o semejanzas entre ellas. En la Figura 4.3 se puede ver que los análisis correspondientes a dos de las muestras (266-76 y TAB-3) se encuentran en el límite entre los campos de la oligoclasa y de la andesina, con unos rangos de variación composicional mínimos. En cambio, los datos correspondientes a la muestra TAB-4 muestran una mayor basicidad de la plagioclasa y se proyectan en el campo de la andesina. Además, se observa cierta variación composicional dentro de los cristales, con unos núcleos algo más ricos en componente anortítico.

Los cristales de plagioclasa de los boudines calcosilicatados se encuentran representados en el diagrama Ab-An-Or de PHILLIPS Y GRIFFEN (1981) de la Figura 4.4, y sus análisis quedan reflejados en las Tablas IV.1 y IV.2. Las plagioclasas pertenecientes al "boudin" granatífero-piroxénico son anortita, con una composición media de An₉₅, con un rango de variación muy pequeño, que evidencia una composición química muy homogénea y sin zonación. Las del "boudin" anfibólico-granatífero muestran un mayor rango de variación composicional, proyectándose en los campos de la bitownita y la anortita. En general, la plagioclasa muestra una zonación que se manifiesta en unos núcleos más ricos en componente anortítico en relación con los bordes del cristal.

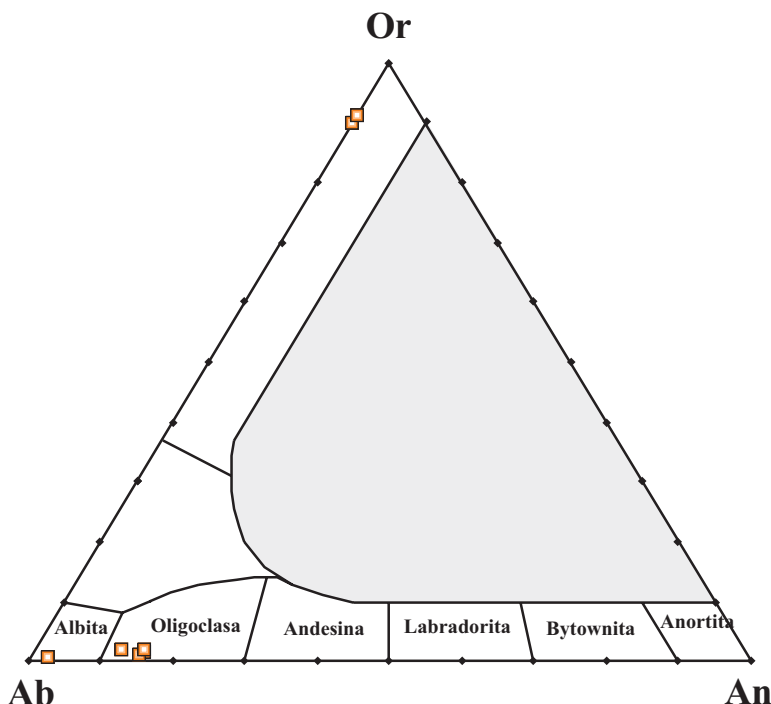


Figura 4.1: Diagramas Ab-An-Or (PHILLIPS Y GRIFFEN, 1981) de composición de los feldespatos en las rocas pertenecientes a las cuarcitas de Dradelo.

Figura 4.2: Composición de las plagioclasas de las areniscas grises en el diagrama triangular Ab-An-Or de PHILLIPS Y GRIFFEN (1981).

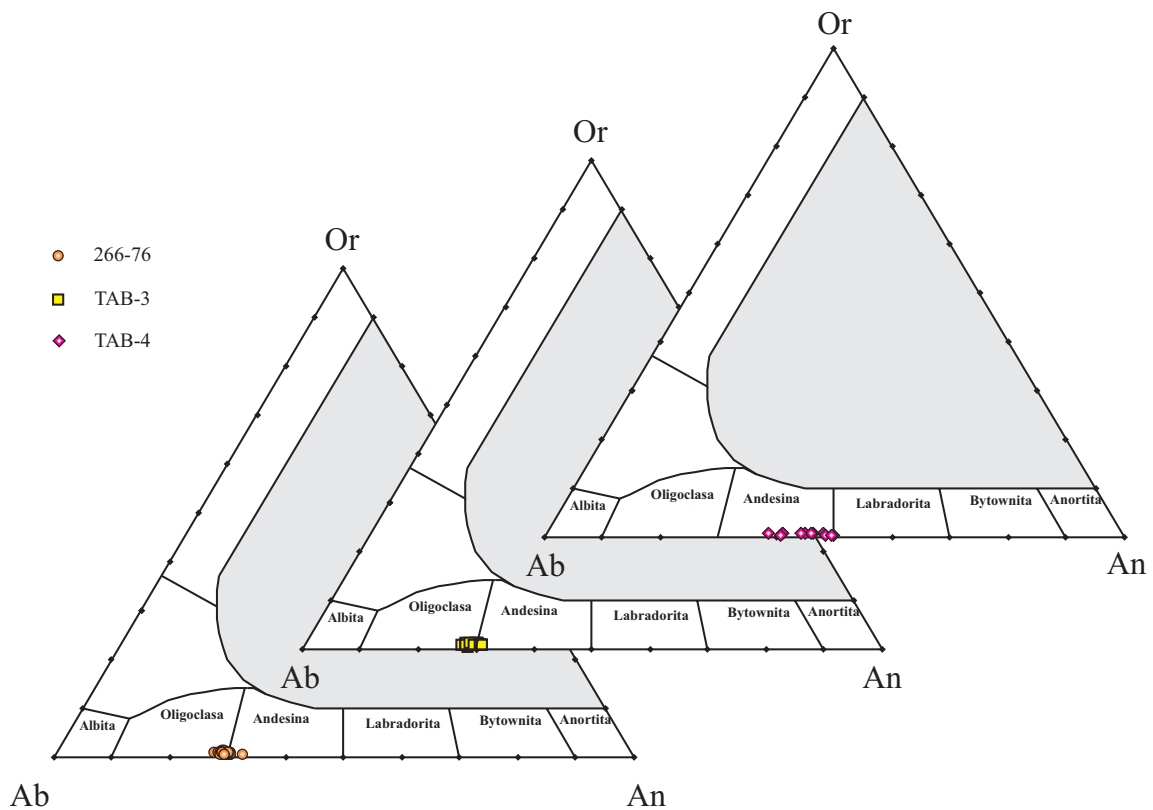
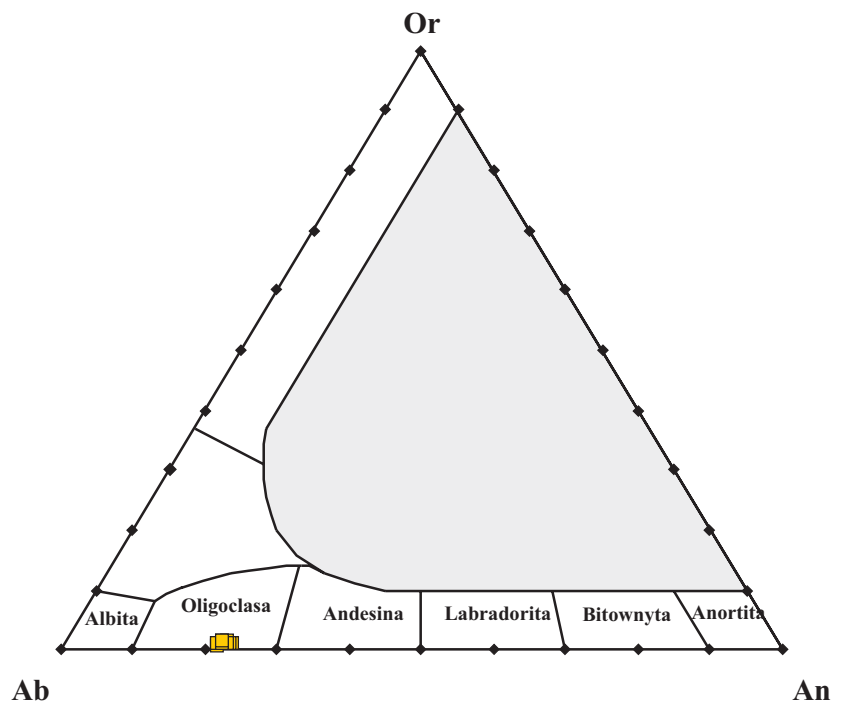


Figura 4.3: Diagramas Ab-An-Or (PHILLIPS Y GRIFFEN, 1981) de clasificación de los feldspatos de las muestras pertenecientes a los gneises bandeados, de la Serie de “Viana do Bolo”, que se encuentran dentro de la zona metamórfica de las anfibolitas.

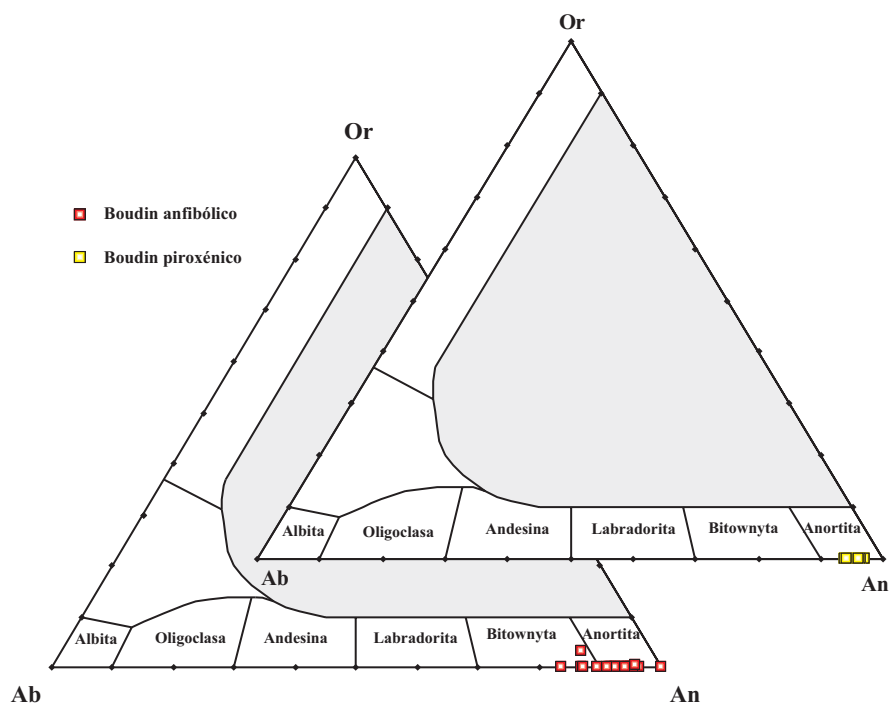


Figura 4.4: Clasificación de las plagioclasas pertenecientes a los boudines calcosilicatados en el diagrama triangular Ab-An-Or de PHILLIPS Y GRIFFEN (1981).

4.1.2.- Formación “Ollo de Sapo”

Se han analizado plagioclasas de todas las facies que se han distinguido cartográficamente. En la Figura 4.5 se puede ver la proyección en el diagrama Ab-Or-An de las plagioclasas de materiales de la zona metamórfica de la facies de los esquistos verdes; y en la Foto 4.3 se puede observar un ejemplo de los fenocristales analizados. Los análisis químicos se encuentran en las Tablas V.1 a V.7 del Anexo I. Como se puede comprobar, todos los análisis se proyectan dentro del campo de la albita y muy cercanas al mismo vértice, debido a que sus composiciones están reajustadas por los procesos metamórficos.

También se han analizado las plagioclasas de los pequeños enclaves de aspecto microgranudo que se encuentran en los ortogneises glandulares (Foto 4.4), y en los clastos microgranudos de las ignimbritas que, en un principio, parecían tener zonados concéntricos, pero que de hecho muestran las mismas características composicionales que las plagioclasas anteriores (Figura 4.6), con los análisis proyectados en el mismo vértice de la albita. De esta forma, los zonados visibles ópticamente deben reflejar una característica original ya desaparecida.

Los análisis efectuados en las plagioclasas de las tres muestras de los ortogneises glandulares que se encuentran en la facies de las anfibolitas están representados en el diagrama triangular Ab-An-Or de la Figura 4.7, en el que también se han proyectado los datos de las plagioclasas de los ortogneises glandulares en facies de esquistos verdes para comparar. Se puede apreciar que las de

esquistos verdes son albíticas, mientras que las de facies de las anfibolitas son oligoclasas, mostrando que la composición está condicionada por el grado metamórfico.

Otro hecho notable es la escasa variación composicional entre el núcleo y el borde de los cristales, con núcleos de An₂₅ y bordes de An₂₀, lo que está plenamente de acuerdo con el reequilibrio de la composición de la plagioclasa por el metamorfismo regional. Este cambio en la composición de la plagioclasa ha sido uno de los criterios utilizados para trazar la separación entre ambas facies metamórficas en rocas de composición cuarzofeldespática, como es el “Olló de Sapo”.

Foto 4.3: Aspecto de la textura de los fenocristales de plagioclasa analizados en las tobas de grano grueso. Obsérvese que estos cristales no tienen inclusiones. (PI = plagioclasa; Qtz = cuarzo. Muestra: 268-78; nícoles paralelos).

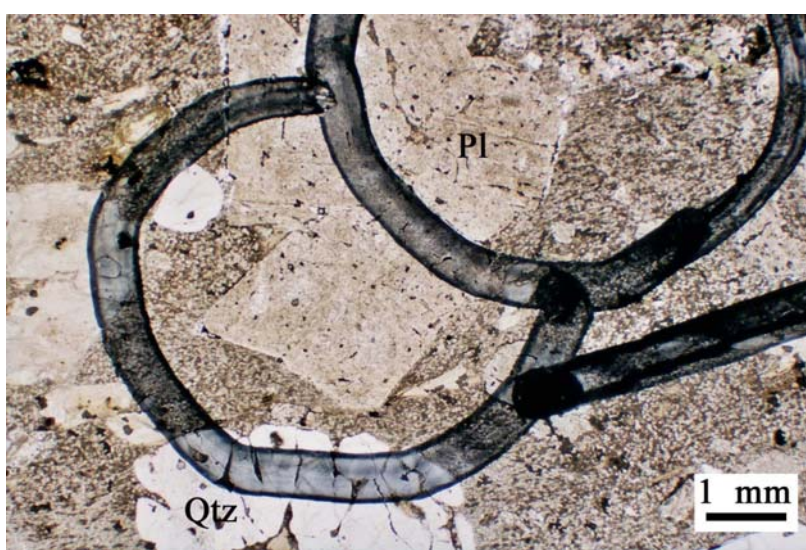
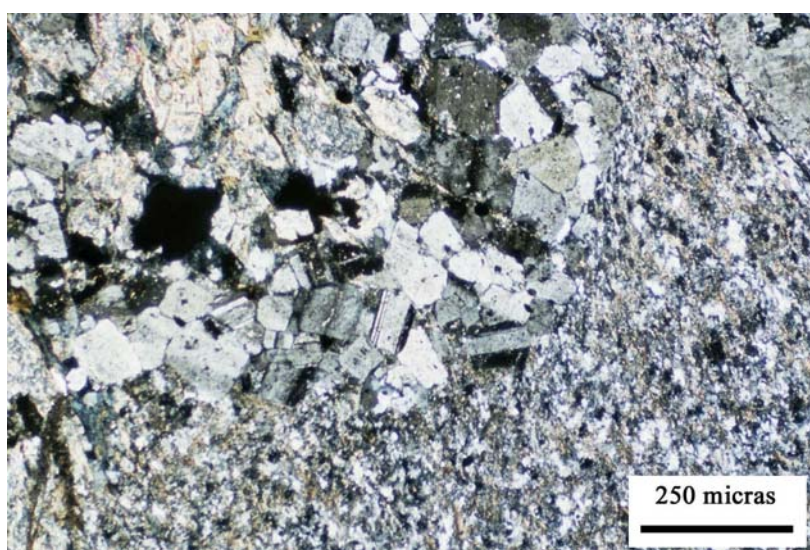


Foto 4.4: Aspecto de la textura de uno de los microenclaves que se encuentran en los ortogneises glandulares, tobas e ignimbritas soldadas. (Muestra: 268-78; nícoles cruzados).



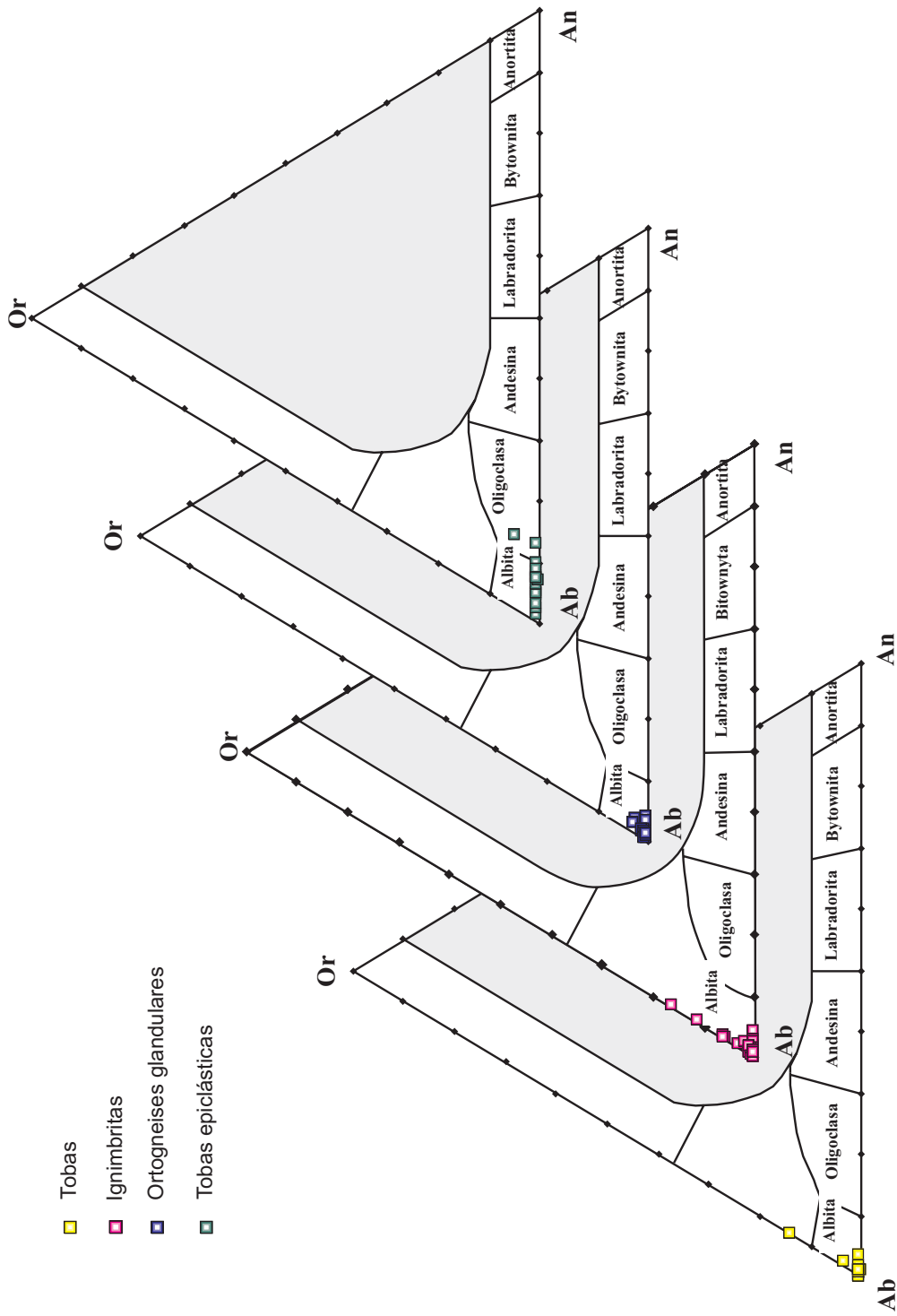


Figura 4.5: Diagramas Ab-An-Or (PHILLIPS Y GRIFFEN, 1981) de composición de los feldspatos de las rocas de la Formación "Ojo de Sapo" que se encuentran dentro de la zona metamórfica de bajo grado (esquistos verdes).

Figura 4.6: Diagramas Ab-An-Or (PHILLIPS Y GRIFFEN, 1981) de composición de los feldespatos de los pequeños enclaves microgranudos incluidos en los ortogneises glandulares y de líticos microgranudos en la ignimbrita. Estos enclaves sólo se han encontrado dentro de la zona metamórfica de los esquistos verdes.

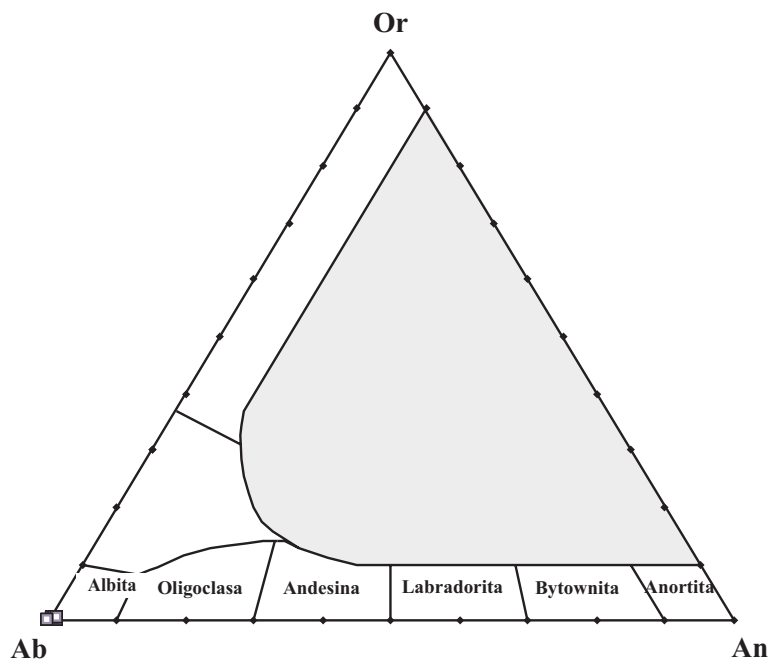
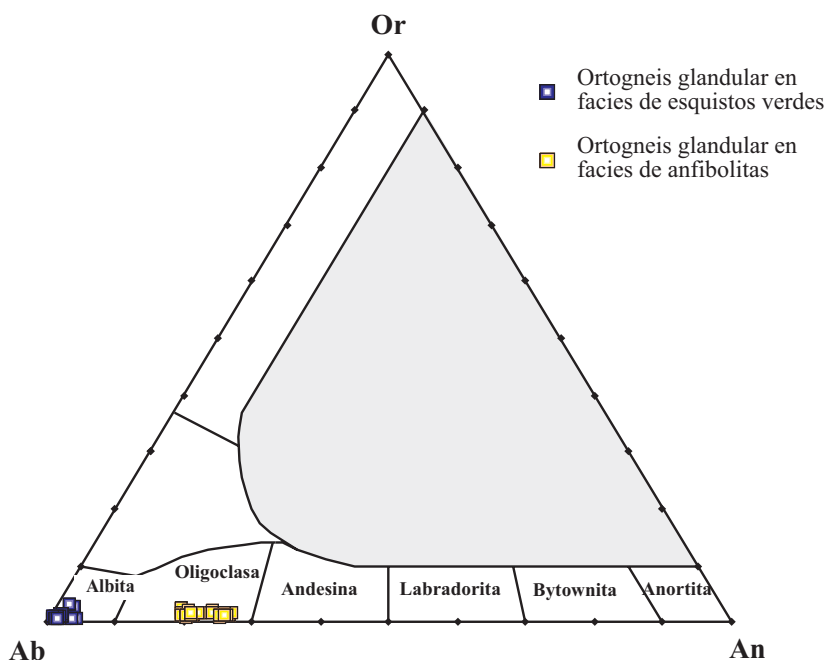


Figura 4.7: Composición de los feldespatos de los ortogneises glandulares en facies de los esquistos verdes y en facies de las anfibolitas. Diagrama Ab-An-Or (PHILLIPS Y GRIFFEN, 1981).



4.2.- BIOTITA

La biotita es un mineral importante dentro de las rocas metamórficas y plutónicas, con un amplio rango de composiciones y de grados metamórficos, por lo que es ampliamente estudiado y sus variaciones composicionales aportan con frecuencia información de interés. En nuestro caso, sólo se han considerado aquellos análisis cuyos contenidos totales en óxidos están comprendidos entre el 92 y el 98 %. Las formulas estructurales se han calculado en base a 11 oxígenos y la cantidad de Fe^{3+} se ha deducido por el método propuesto por BRUYIN *et al.* (1983).

4.2.1.- Serie de "Viana do Bolo"

En las cuarcitas de Dradelo se han analizado las biotitas que definen la esquistosidad (Foto 4.2). En los gneises bandeados se han analizado biotitas que se encuentran formando agregados (Fotos 4.5 y 4.6) o marcan la foliación principal de la roca. En las areniscas grises, se han analizado las que definen la esquistosidad principal. Este criterio de relación nos permite determinar las composiciones de las biotitas formadas durante las condiciones del metamorfismo, sin descartar posibles reajustes composicionales durante los procesos de retrometamorfismo. Los análisis químicos se encuentran reflejados en las Tablas VI.1 a VI.9 del Anexo I.

Todos los análisis proyectados en el diagrama de DEER *et al.* (1962) se sitúan en el campo de la biotita (Figura 4.8). En esta representación rectangular, donde cada uno de los vértices corresponde a uno de los cuatro términos principales, se pueden apreciar las sustituciones flogopita-annita y flogopita [annita]-eastonita [siderofilita]. Pero este diagrama no permite observar la sustitución que relaciona la flogopita con la moscovita, que es un mecanismo importante de sustitución en las micas.

En la Tabla 4.2 quedan reflejadas las principales relaciones (X_{Fe} y X_{Mg}) de las biotitas, además del Al^{VI} . En general, todas las biotitas se pueden considerar como ferrosas, con $X_{Fe} = [Fe^{2+} / (Fe^{2+} + Mg)] \geq 0,5$, excepto las de la muestra TAB-4 que presenta unos contenidos más bajos que 0,5. Todas ellas son aluminicas, con unos contenidos de $0,3 \leq Al^{VI} \leq 1$, excepto las de la muestra TAB-4, que tiene unos contenidos en Al^{VI} inferiores a 0,3.

En el diagrama triangular $FeO+MnO - MgO - 10*TiO_2$ (NACHIT, 1986; Figura 4.9), los análisis de las cuarcitas de Dradelo y de las areniscas grises se proyectan en el campo de las biotitas primarias, mientras que para las muestras del gneis bandeado, los datos se proyectan en el campo de las biotitas secundarias, aunque todas las biotitas tienen un origen metamórfico común.

En todas las muestras se observan tendencias evolutivas marcadas principalmente por la variación del Ti, en las que la relación X_{Fe} y el contenido en MgO se mantienen bastante constante. Además, como también ocurre en la Figura 4.8, los análisis de las muestras 266-76 y TAB-3 se superponen entre sí, lo que indica una fuerte semejanza composicional.

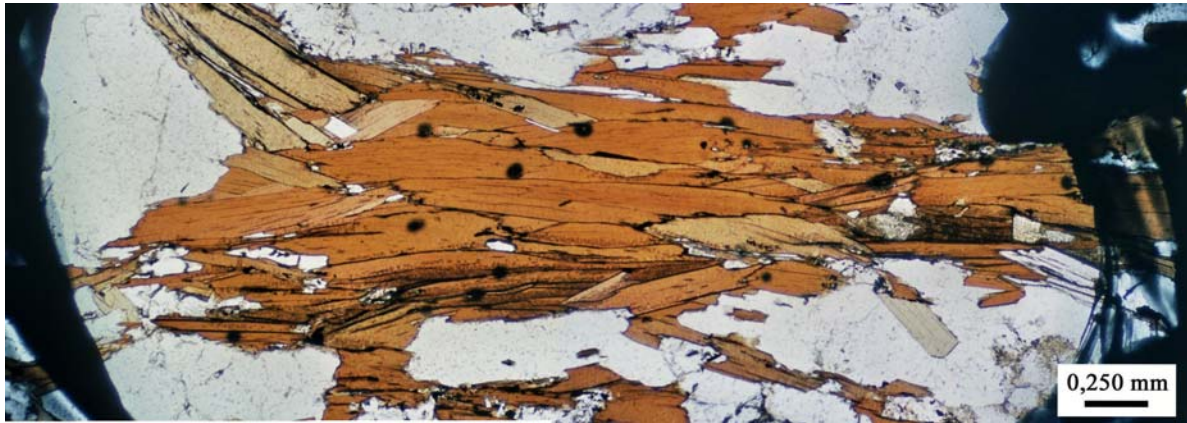


Foto 4.5: Ejemplo de uno de los agregados biotíticos en los que se ha analizado esta mica y que pertenecen a los gneises bandeados. Estos agregados marcan la foliación (Muestra: 266-76; nícoles paralelos).

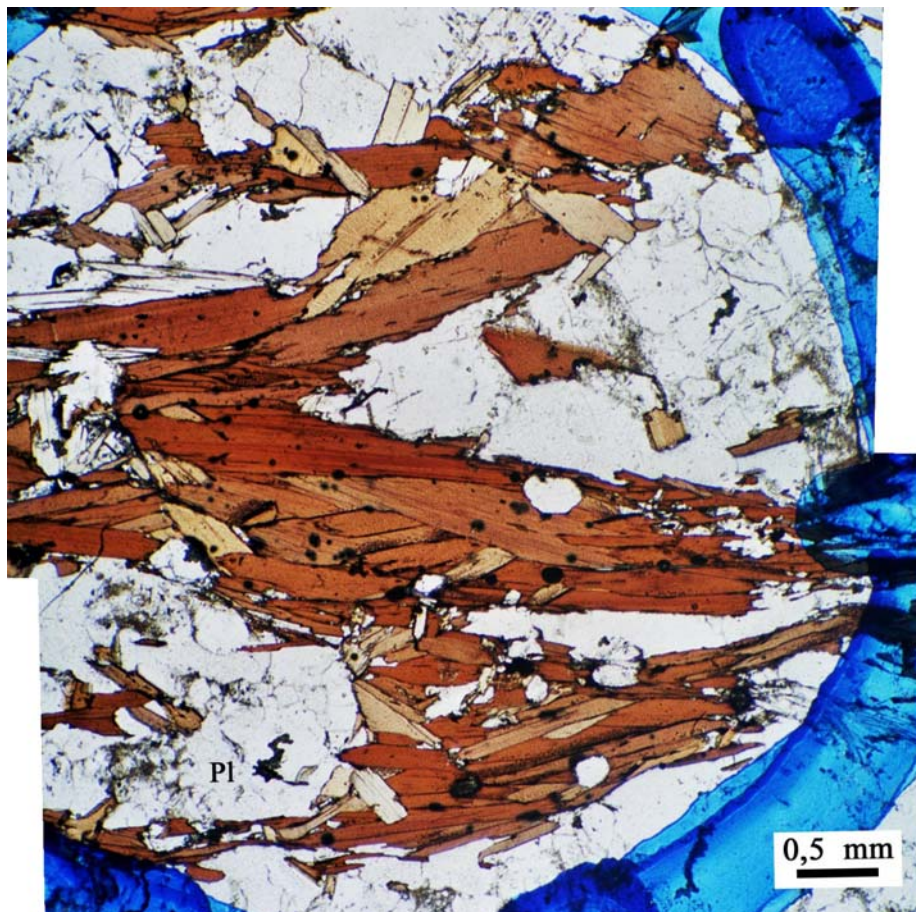


Foto 4.6: Otro ejemplo de agregado biotítico perteneciente a los gneises bandeados (Pl = plagioclasa. Muestra: TAB-3; nícoles paralelos).

		AG	CD	CD	GB	GB	GB
Nº muestra		266-7	266-72	266-73	266-76	TAB-3	TAB-4
X Mg	Mínimo	0,443	0,284	0,396	0,482	0,459	0,535
	Promedio	0,463	0,379	0,409	0,5	0,472	0,56
	Máximo	0,446	0,401	0,422	0,526	0,484	0,581
X Fe	Mínimo	0,523	0,599	0,578	0,474	0,516	0,419
	Promedio	0,537	0,621	0,591	0,5	0,528	0,44
	Máximo	0,557	0,716	0,604	0,518	0,541	0,465
Al ^{VI}	Mínimo	0,304	0,302	0,34	0,402	0,394	0,239
	Promedio	0,354	0,367	0,374	0,455	0,432	0,27
	Máximo	0,38	0,501	0,422	0,514	0,475	0,327

Tabla 4.2: Principales relaciones de las biotitas analizadas dentro de la Serie de “Viana do Bolo”. (AG = areniscas grises; CD = cuarcitas de Dradelo; GB = gneises bandeados).

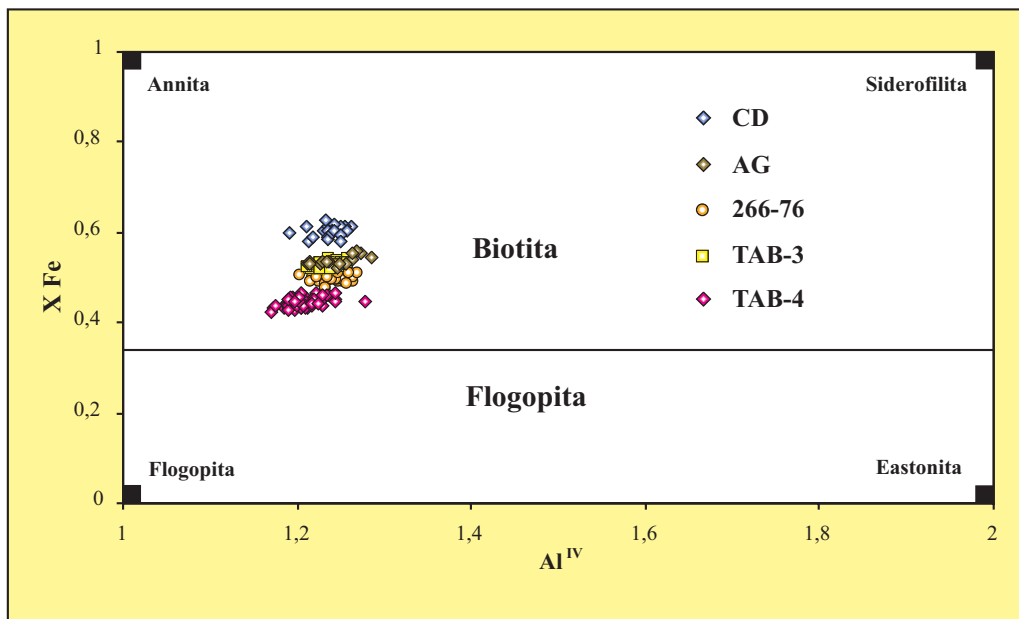


Figura 4.8: Representación de las biotitas de los materiales de la Serie de “Viana do Bolo” en el diagrama de DEER *et al.* (1962). (CD = cuarcitas de Dradelo; AG = areniscas grises; el resto son gneises bandeados).

En la Figura 4.10, que corresponde a una ampliación del diagrama de NACHIT de la Figura 4.9, se puede observar que en la muestra TAB-4 existen tres tipos de biotitas. El tipo I corresponde a las que forman parte de la matriz o que están definiendo la foliación principal. El tipo II corresponde a biotitas que se encuentran en contacto con granate, estando incluidas de forma parcial; y, por último, el tipo III corresponde a biotitas que también se encuentran en contacto con granate, pero próximas a ellas hay cristales de ilmenita.

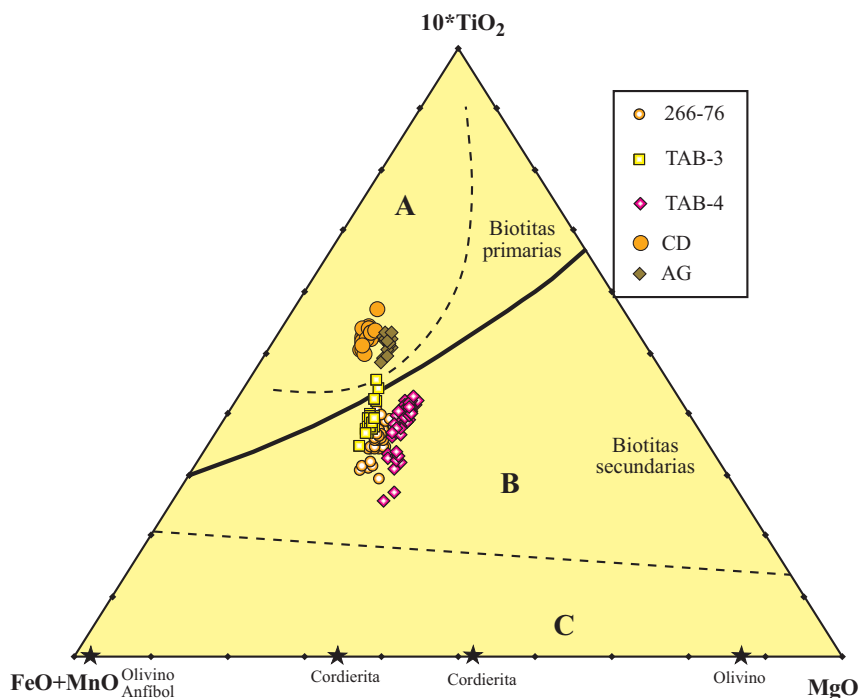


Figura 4.9: Diagrama $FeO+MnO - MgO - 10^*TiO_2$ (según NACHIT, 1986) para establecer el carácter primario o secundario de las biotitas. Los límites discontinuos a partir de NACHIT *et al.* (2005). A.- Dominio de las biotitas magmáticas primarias. B.- Dominio de las biotitas reequilibradas. C.- Dominio de las biotitas neoformadas. Las estrellas corresponden a minerales Fe-Mg que coexisten con la biotita. (CD = cuarcitas de Dradelo; AG = areniscas grises; el resto son gneises bandeados).

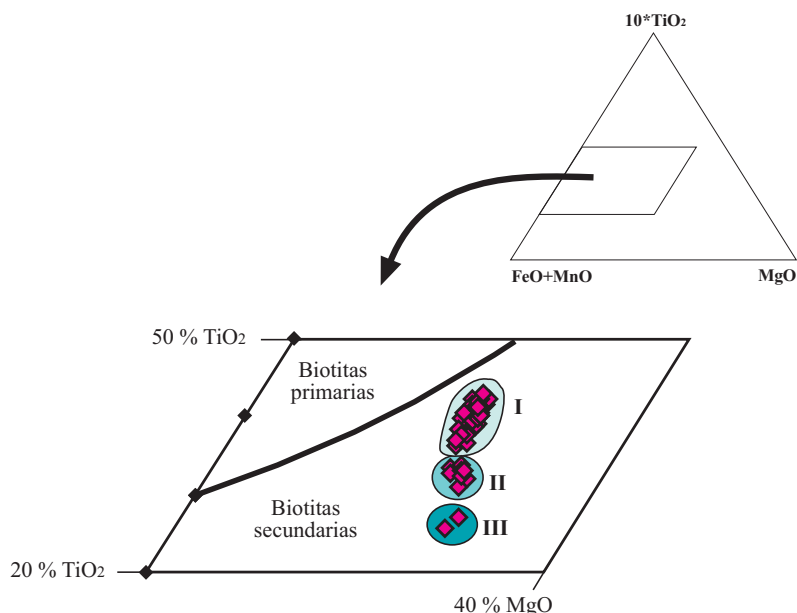
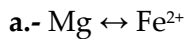


Figura 4.10: Diagrama $FeO+MnO - MgO - 10^*TiO_2$ (NACHIT, 1986) para los análisis de la muestra TAB-4, donde se observan tres tipos de biotita.

• *Mecanismos de sustitución*

Inicialmente, la composición de la biotita se puede representar como una solución sólida entre dos o tres términos extremos y la variación composicional de las micas trioctaédricas se debe a la existencia de diferentes tipos de sustituciones iónicas, tanto de los cationes de la capa octaédrica como de la tetraédrica y de la capa interfoliar, que se producen de forma simultánea entre sus constituyentes esenciales:



b.- $(M^{2+})^{VI} + Si^{IV} \leftrightarrow u Al^{VI} + Al^{IV}$, que conduce a la eastonita (Mg, $u = 1/2$) o la siderofilita (Fe, $u = 1$). Sustitución Al-tschermakítica.

c.- $(M^{2+})^{VI} + 2 Al^{IV} \leftrightarrow v \square^{VI} + 2Si^{IV}$, que lleva a la mica tetrasilícica magnesiánica, MTM, (Mg, $v = 1/2$) o a la montdiorita (Fe^{2+} , $v = 1/2$).

d.- $(M^{2+})^{VI} \leftrightarrow w \frac{2}{3} Al^{VI} + \frac{1}{3} \square^{VI}$, que conduce a la formación moscovita ($w = 3$) y es considerada como una combinación lineal de u y v .

(donde \square = vacante y M^{2+} son Mg^{2+} y Fe^{2+} . Para u , v , w y x , ver Figura 4.12).

La sustitución Al-tschermakítica (**b**) es considerada el principal mecanismo de enriquecimiento en Al de las biotitas, en la que los cationes divalentes, en posición octaédrica, son sustituidos por Al^{3+} , con el consiguiente aumento de carga de dicha capa. Este exceso de carga se compensa por la sustitución de Si^{4+} por Al^{3+} en la capa tetraédrica. En el caso de que este tipo de sustitución fuese el único en actuar, se cumpliría que $Al^{VI} = Al^{IV} - 1$, por lo que al representar Al^{IV} vs. Al^{VI} , los puntos estarían situados sobre una recta. En la Figura 4.11 se puede observar cómo los puntos se sitúan por encima de la recta, con unas tendencias de variación de las micas que no se ajustan a ella, lo que indica que este mecanismo de sustitución no es el único en actuar para favorecer la entrada de Al en la estructura de las biotitas.

Por otro lado, el exceso de Al observado podría ser debido a la sustitución dioctaédrica-trioctaédrica (**d**), que puede interpretarse como un componente moscovítico. Así, MONIER (1987) señaló que las biotitas se situarían en posiciones diversas en el diagrama M^{2+} -Si-Al (Figura 4.12), en función de las fases presentes en el sistema. Las biotitas que están en equilibrio con cuarzo, feldespato potásico y moscovita tendrían composiciones próximas a la línea flogopita-moscovita, con una capa trioctaédrica cercana a Si_3Al (ROBERT, 1973), mientras que en un sistema ferroso, las biotitas alumínicas se representarían en la línea annita-siderofilita. Los datos de las biotitas de la Serie de "Viana do Bolo" se proyectan sobre y muy cerca de la línea que une los términos flogopita y moscovita, por lo que este tipo de sustitución sí ha debido jugar un papel importante para favorecer la entrada de Al en la estructura de la biotita.

Otra forma gráfica de evaluar las sustituciones que ocurren en la biotita es el representado en la Figura 4.13. Todos los análisis muestran una pauta de variación paralela a la recta de la sustitución moscovítica, por lo que este tipo de sustitución ha debido de ser bastante eficaz.

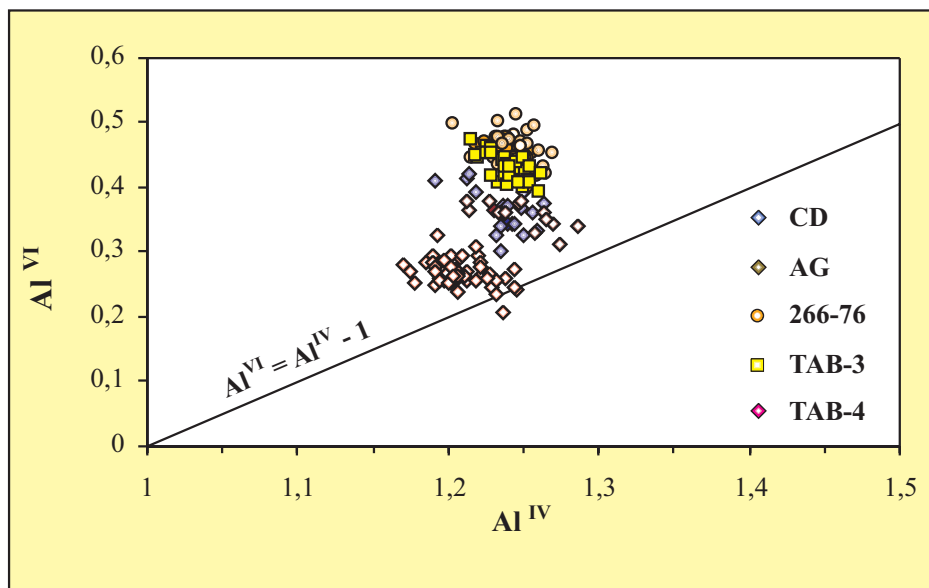


Figura 4.11: Diagrama Al^{IV} vs. Al^{VI} para las biotitas pertenecientes a la Serie de “Viana do Bolo”. (CD = cuarcitas de Dradelo; AG = areniscas grises; el resto son gneises bandeados).

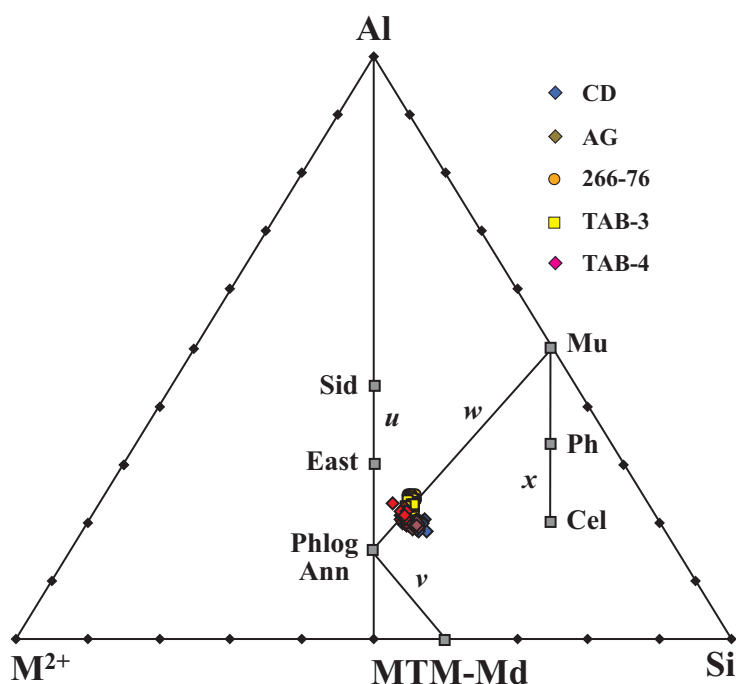


Figura 4.12: Representación de las biotitas en el diagrama triangular M^{2+} -Si-Al (MONIER, 1987). u , v , w , x representan los distintos mecanismos de sustitución en las micas. **MTM** = mica tetrasilícica magnesiana; **Md** = montdiorita; **Ann** = annita; **Phlog** = flogopita; **East** = eastonita; **Sid** = siderofilita; **Mu** = moscovita; **Ph** = fengita; **Cel** = celadonita. [$M^{2+} = Fe^{2+} + Mg + Mn - Ti$; $Si = Si - q^{XII}$; $Al = Al^{IV} + Al^{VI} + Fe^{3+} + 2Ti + q^{XIII}$].

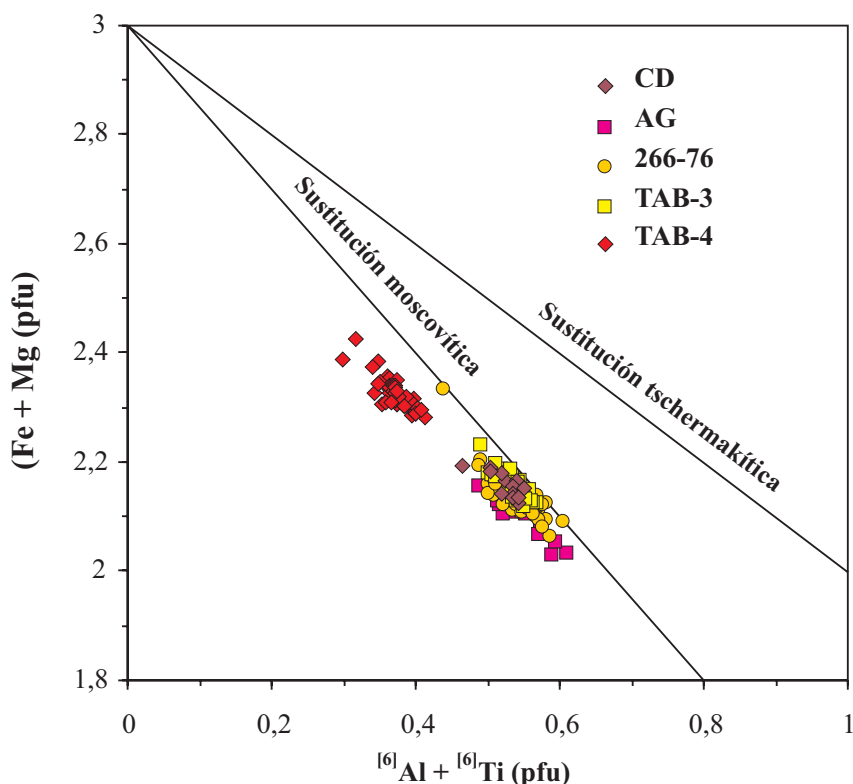


Figura 4.13: Diagrama binario para la biotita, donde están representados los cationes en posición octaédrica. La sustitución tschermakítica es $(Mg, Fe)+Si = [6]Al+[4]Al$; la sustitución moscovítica es $3(Mg, Fe^{2+}) = 2[6]Al + [6]\square$. Se puede ver que la sustitución moscovítica es efectiva, ya que los análisis muestran una evolución paralela a la recta de dicha sustitución (p.f.u. = por fórmula unidad).

• *Sustitución del Ti*

Uno de los componentes más importantes de la biotita es el catión Ti^{4+} . Es difícil evaluar el tipo de sustituciones que afectan al Ti, debido a que este catión puede entrar en la estructura de la biotita ocupando tanto posiciones octaédricas como tetraédricas. De acuerdo con diversos autores (GUIDOTTI *et al.*, 1977; DYMEK, 1983; HENRY Y GUIDOTTI, 2002), el contenido en Ti de la biotita que coexiste con una fase titanada, que en este caso es la ilmenita, aumenta correlativamente con el grado metamórfico (temperatura), llegando a sus valores más altos para rocas metamorfizadas en facies granulíticas. A su vez el aumento del contenido en Mg hace disminuir fuertemente el límite de saturación del Ti.

La proporción en que el Ti se encuentra en la biotita no depende de una simple relación con la temperatura, sino que también están implicadas otras variables como son la presión, la composición general del cristal y las asociaciones minerales presentes en la roca (HENRY Y GUIDOTTI, 2002). La entrada del Ti en la estructura de la biotita se puede deber a cualquiera de las sustituciones siguientes:

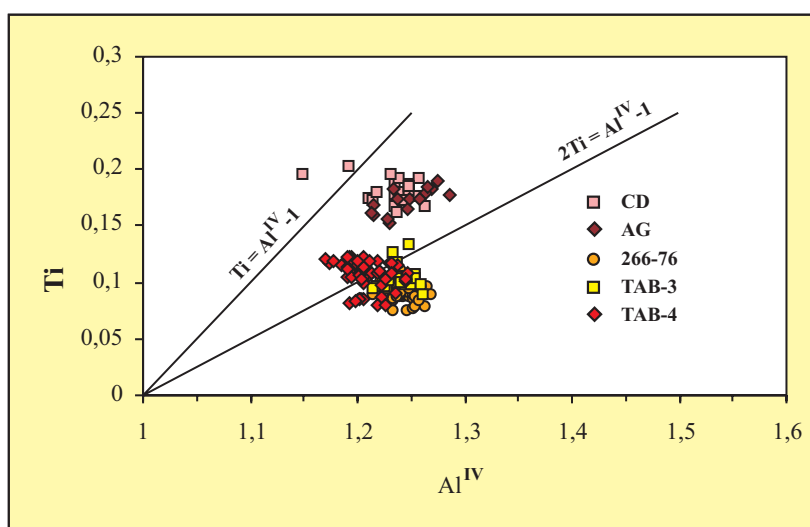
- a.- $(M^{2+})^{VI} + 2(Si^{4+})^{IV} \leftrightarrow (Ti^{4+})^{VI} + 2(Al^{3+})^{IV}$, sustitución Ti-tschermark
- b.- $(Al^{3+})^{VI} + (Si^{4+})^{IV} \leftrightarrow (Ti^{4+})^{VI} + (Al^{3+})^{IV}$
- c.- $2(M^{2+})^{VI} \leftrightarrow (Ti^{4+})^{VI} + (\square)^{VI}$, sustitución Ti-vacante
- d.- $2(M^{2+})^{VI} + 2(OH^-) \leftrightarrow (Ti^{4+})^{VI} + 2(O^{2-}) + H_2$, sustitución Ti-oxibiotita
- e.- $2(Si^{3+})^{IV} \leftrightarrow (Ti^{4+})^{VI} + (M^{2+})^{VI}$, sustitución Ti-espínela

(donde M representa a los cationes Fe^{2+} y Mg^{2+}).

La sustitución Ti-tschermak puede ser dominante en flogopita y annita, mientras que la sustitución Ti-vacante puede ser dominante en flogopita y annita, pero tiene que ir acompañada de otras sustituciones.

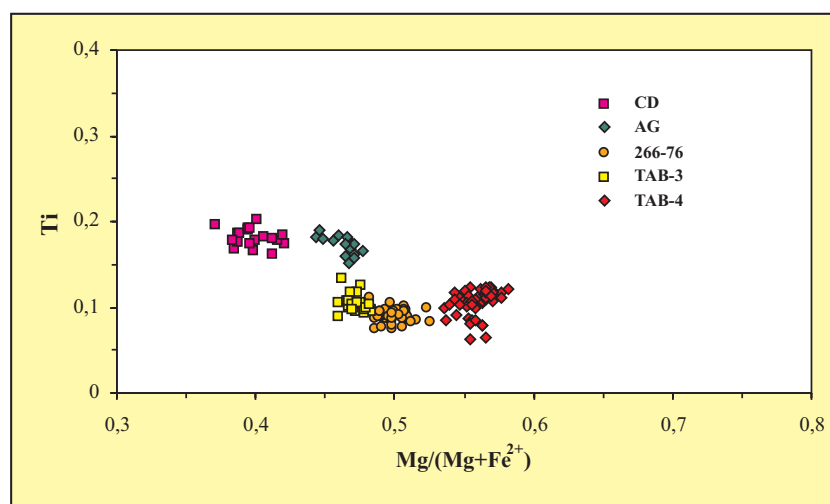
Los dos primeros mecanismos, (a) y (b), pueden ser evaluados mediante el diagrama Al^{IV} vs. Ti (DYMEK, 1983; Figura 4.14). En el caso de que todo el Al y todo el Ti fueran sustituidos por estos mecanismos, los puntos se proyectarían sobre la recta $2\text{Ti} = \text{Al}^{\text{IV}} - 1$. En ambos casos los puntos se sitúan por debajo de la recta $\text{Ti} = \text{Al}^{\text{IV}} - 1$, que corresponde al mecanismo de sustitución (a). La recta $2\text{Ti} = \text{Al}^{\text{IV}} - 1$ corresponde al mecanismo (b).

Figura 4.14: Diagrama intercaciónico Al^{IV} vs. Ti para las biotitas de las rocas de la Serie de "Viana do Bolo" (CD = cuarcitas de Dradelo, AG = areniscas grises; el resto son gneises bandeados).



En el diagrama $\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe}^{2+})$ vs. Ti (Figura 4.15) es donde mejor quedan individualizados los distintos grupos litológicos diferenciados en la Serie de "Viana do Bolo". Estas diferencias son el reflejo de las distintas composiciones de roca total. Así, los gneises bandeados son los que tienen mayores contenidos en Fe_2O_3 y MgO (4,32 - 6,50) frente a los bajos contenidos de las cuarcitas de Dradelo (1,66 - 4,47).

Figura 4.15: Diagrama $\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe}^{2+})$ vs. Ti (CD = cuarcitas de Dradelo, AG = areniscas grises; el resto son gneises bandeados).



4.2.2.-Formación “Ollo de Sapo”

Las biotitas de las distintas rocas que componen la Formación “Ollo de Sapo” han sido tratadas conjuntamente, realizándose una comparación de las composiciones de las procedentes de materiales de las zonas de bajo y alto grado metamórfico. En las Fotos 4.7 a 4.10 se encuentran algunos de los ejemplos de los distintos tipos de biotitas que han sido estudiados. Los análisis químicos correspondientes se encuentran reflejados en las Tablas VII.1 a VII.10 del Anexo I.

La representación de las biotitas estudiadas en el diagrama Al^{IV} vs. X_{Fe} [$X_{Fe} = Fe/(Fe+Mg)$] (Figura 4.16) permite comprobar su variabilidad composicional, mostrando diferencias en función de las litologías y del grado metamórfico.

Todos los análisis se proyectan dentro del campo de la biotita y quedan bien diferenciados los procedentes de las distintas facies. Hay que resaltar que los datos de biotitas pertenecientes a los ortogneis glandulares migmatizados (GGM) constituyen dos grupos; así, los valores con un mayor contenido en Al^{IV} se corresponden con las muestras 267-76 y 267-77, que tienen sillimanita, en su variedad de fibrolita, mientras que los otros puntos corresponden a análisis de la muestra 266-70, que no tiene sillimanita como mineral accesorio.

En el diagrama de la Figura 4.17 (NACHIT 1986), se observa que las biotitas del ortogneis glandular de bajo grado metamórfico se encuentran dentro del campo de las biotitas secundarias, mientras que las del ortogneis glandular migmatizado se proyectan en el campo de las primarias. También los análisis de las biotitas de las tobas de grano grueso se proyectan en el campo de las biotitas primarias, mientras que los análisis de las tobas epiclásticas y de las pizarras asociadas a la Formación “Ollo de Sapo” se proyectan en el campo de las biotitas secundarias.

El contenido en Ti de las biotitas aumenta con el grado metamórfico (GUIDOTTI, 1984; INDARES Y MARTIGNOLE, 1985), correspondiendo los mayores contenidos en Ti a las biotitas formadas en condiciones metamórficas de mayor temperatura. Este hecho queda muy bien reflejado en el diagrama triangular de la Figura 4.17, donde se aprecia que las biotitas pertenecientes al ortogneis glandular migmatizado muestran contenidos en TiO_2 superiores a las biotitas del ortogneis glandular que se encuentra en la zona de la biotita. Además, las primeras muestran una tendencia de variación verticalizada, con relaciones FeO y MgO bastante constantes. También muestran una tendencia de variación verticalizada las biotitas de las tobas de grano grueso.

En el diagrama binario Al^{IV} vs. Ti (Figura 4.18; DYMEK, 1983) se pueden identificar las distintas sustituciones que han afectado a los cationes del Al y Ti; en el caso de que todo el Al y todo el Ti fueran sustituidos por los mecanismos **a** y **b** descritos anteriormente, los puntos se proyectarían sobre la recta $2Ti = Al^{IV} - 1$. En ambos casos los puntos se sitúan por debajo de la recta $Ti = Al^{IV} - 1$, que corresponde al mecanismo de sustitución (**a**). La recta $2Ti = Al^{IV} - 1$ corresponde al mecanismo (**b**). Otro hecho que se puede ver en esta Figura es que los contenidos tanto del Al^{IV} como del Ti aumentan con el grado metamórfico. Además, también se han diferenciado las muestras correspondientes al ortogneis glandular migmatizado, siendo mayor esos contenidos en las muestras 267-76 y 77, las cuales incluyen sillimanita en su mineralogía.

Foto 4.7: Biotita de las pizarras que se encuentran dentro de la serie epiclástica. En esta muestra, la biotita forma fenoblastos individuales (nícoles paralelos).

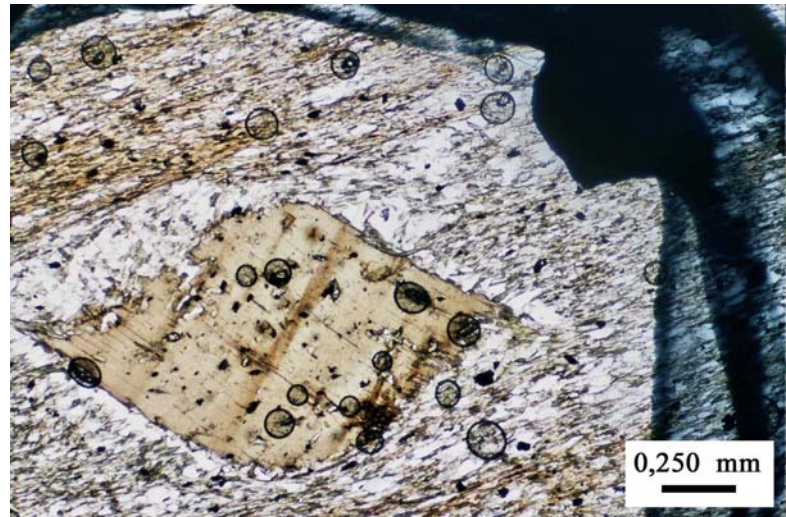


Foto 4.8: Agregado de biotita en el ortogneis glandular, en la zona metamórfica de bajo grado (Muestra: 268-63; nícoles paralelos). Los puntos de color azul corresponden a algunos de los analizados.

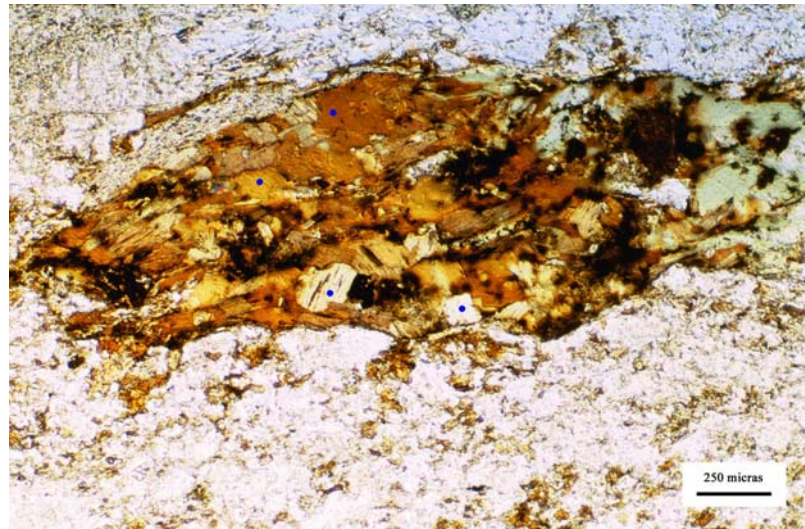


Foto 4.9: Agregado de biotitas en una toba epiclástica sobre las que se han realizado análisis (Muestra: 267-20; nícoles paralelos. **Bt** = biotita; **Pl** = plagioclasa).



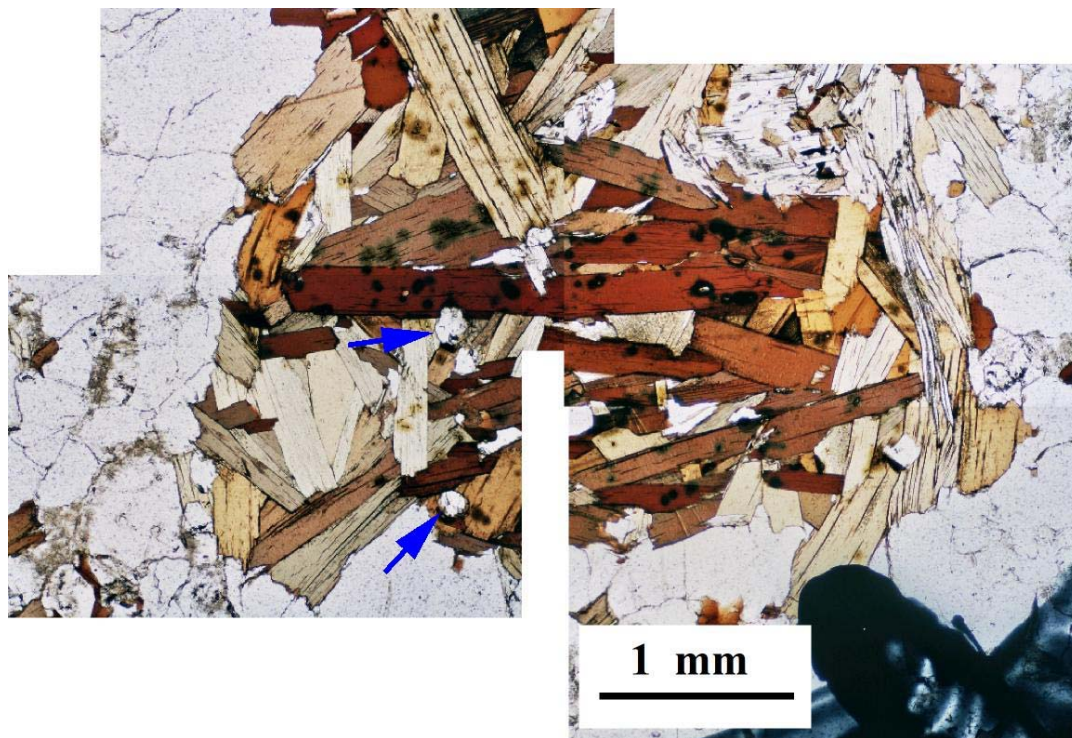


Foto 4.10: Detalle de uno de los agregados biotíticos estudiados en un ortogneis glandular migmatizado (Muestra: 267-77; nicoles paralelos). Las flechas azules indican los apatitos asociados a estos agregados de biotita.

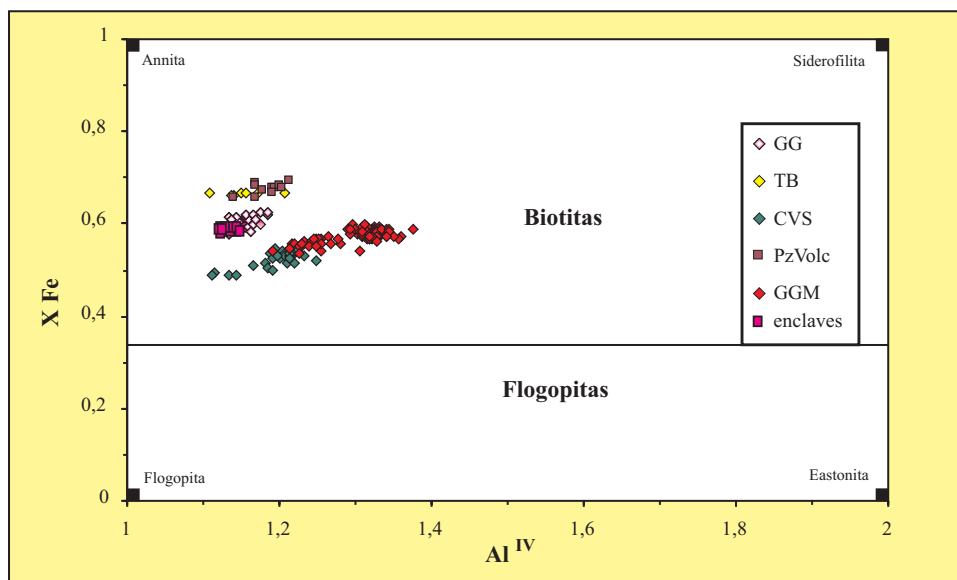


Figura 4.16: Proyección de las biotitas pertenecientes a las facies de la Formación “Ollo de Sapo” en el diagrama Al^{IV} vs. X_{Fe} [$X_{Fe} = Fe/(Fe+Mg)$], según DEER *et al.* (1962). **GG** = ortogneis glandular; **TB** = tobas de grano grueso; **CVS** = tobas epiclásticas y grauvacas; **PzVolc** = pizarras que forman parte de la Formación “Ollo de Sapo”; y **GGM** = ortogneis glandular migmatizado. En los análisis del GGM, las muestras con mayor contenido en Al^{IV} presentan como mineral accesorio sillimanita.

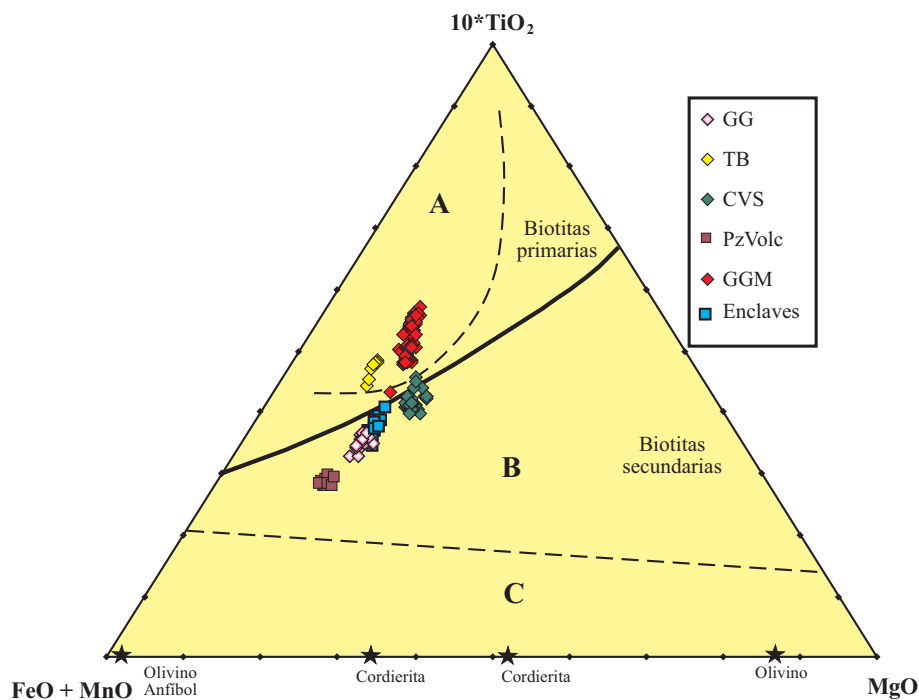


Figura 4.17: Diagrama triangular FeO+MnO – MgO - $10 \cdot \text{Ti}_2\text{O}$ para la discriminación de biotitas primarias y secundarias (NACHIT, 1986). Los límites discontinuos a partir de NACHIT *et al.* (2005), A.- Dominio de las biotitas magmáticas primarias. B.- Dominio de las biotitas reequilibradas. C.- Dominio de las biotitas neoformadas. Las estrellas corresponden a minerales Fe-Mg que coexisten con la biotita. **GG** = ortogneis glandular; **TB** = tobas de grano grueso; **CVS** = tobas epiclásticas y grauvacas; **PzVolc** = pizarras de la Formación “Ollo de Sapo”; y **GGM** = ortogneis glandular migmatizado.

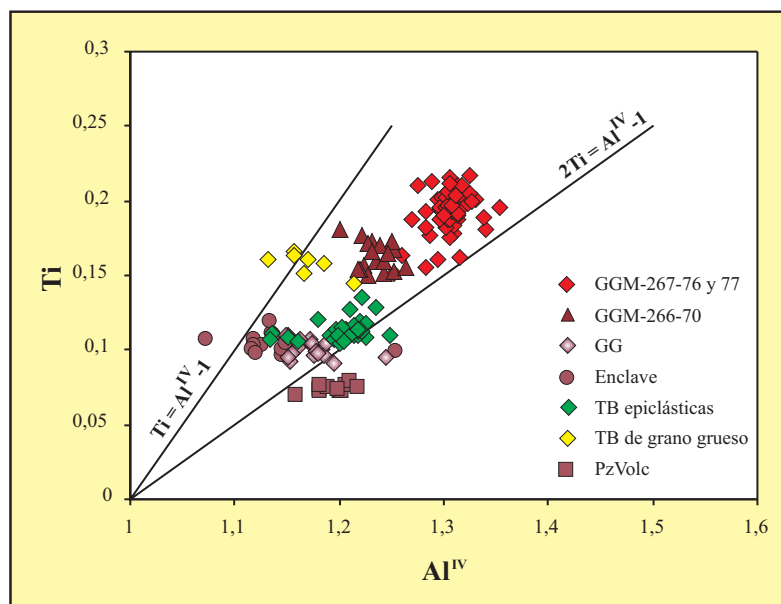


Figura 4.18: Diagrama binario Al^{IV} vs. Ti, para las biotitas de las rocas de la Formación “Ollo de Sapo”. **GGM** = ortogneis glandular migmatizado **GG** = ortogneis glandular; **Enclaves** = enclaves microgranudos dentro de los ortogneises glandulares; **TB** = tobas de grano grueso; **Tb epiclásticas** = tobas epiclásticas y grauvacas; **PzVolc** = pizarras de la Formación “Ollo de Sapo”.

En la Figura 4.19 ($Mg/(Mg+Fe)$ vs. Ti) quedan mejor diferenciados los distintos grupos de biotitas de la Formación "Ollo de Sapo". Las del ortogneis glandular en facies de los esquistos verdes y las de los pequeños enclaves microgranudos presentes en estos tienen composiciones muy semejantes en cuanto a su contenido en Ti. También queda reflejado el aumento en el contenido en Ti según aumenta el grado metamórfico. **GGM** = ortogneis glandular migmatizado **GG** = ortogneis glandular; **Enclaves** = enclaves microgranudos dentro de los ortogneises glandulares; **TB** = tobas de grano grueso; **Tb epiclásticas** = tobas epiclásticas y grauvacas; **PzVolc** = pizarras de la Fm. "Ollo de Sapo".

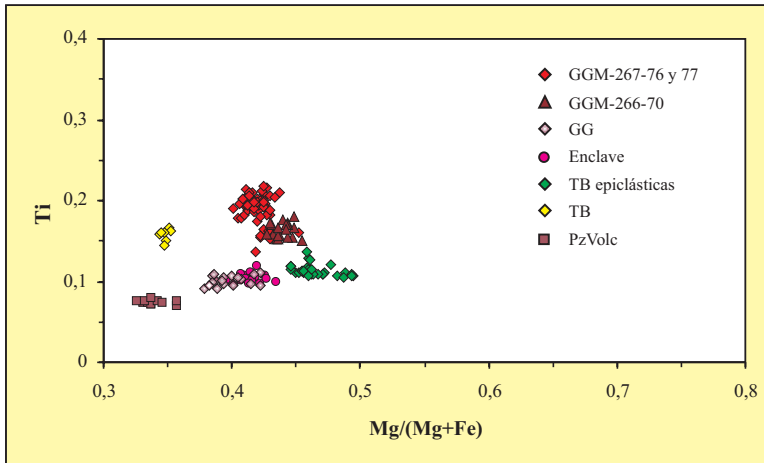


Figura 4.19: Proyección de las biotitas de la Formación "Ollo de Sapo" en el diagrama $X_{Mg} = [Mg/(Mg+Fe)]$ vs. Ti. Se observa un aumento en el contenido en Ti con el aumento del grado metamórfico. **GGM** = ortogneis glandular migmatizado **GG** = ortogneis glandular; **Enclaves** = enclaves microgranudos dentro de los ortogneises glandulares; **TB** = tobas de grano grueso; **Tb epiclásticas** = tobas epiclásticas y grauvacas; **PzVolc** = pizarras de la Fm. "Ollo de Sapo".

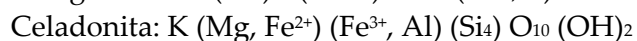
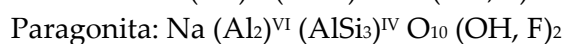
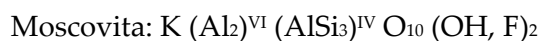
4.3.- MOSCOVITA

Se han considerado aquellos análisis de moscovita cuyo contenido total en óxidos es superior al 93 % e inferior al 98 %. Las formulas estructurales han sido calculadas en base a 11 oxígenos.

4.3.1.- Serie de "Viana do Bolo"

En general, se han analizado las moscovitas que están orientadas según la foliación principal. Los análisis químicos utilizados se encuentran en las Tablas VIII.1 a VIII.6 del Anexo I.

El grupo de las micas dioctaédricas se puede definir en función de los términos finales siguientes:



Se considera que entre moscovita y celadonita existe una solución sólida continua, que constituye el denominado grupo de la fengita, aunque el término fengita sólo se debe utilizar para composiciones que contienen entre 40 y 90% de molécula de celadonita. Por el contrario, entre

moscovita y paragonita no hay solución sólida continua. Por ello, la variación composicional de las micas blancas y su desviación del modelo teórico ideal puede ser el resultado de distintos tipos de sustituciones catiónicas.

Para determinar la naturaleza de las micas blancas y las tendencias de variación se han proyectado los análisis en el diagrama triangular “paragonita-celadonita-moscovita” (Figura 4.20), que también nos indica de forma esquemática el principal tipo de sustitución que ha sido operativo. En el caso de las cuarcitas de Dradelo, se puede ver que las micas blancas están constituidas principalmente por el término moscovítico, con pequeñas sustituciones de celadonita y con poco contenido en paragonita. En los gneises bandeados, las micas blancas están también constituidas principalmente por el término moscovítico, con pequeñas sustituciones de celadonita y de paragonita. En la muestra TAB-4 no se ha observado moscovita. En los micaesquistos con granate, las micas blancas están constituidas principalmente por el término moscovítico, con sustituciones de celadonita y de paragonita. En las areniscas grises, las moscovitas analizadas forman parte de los agregados micáceos que definen la segunda esquistosidad (S2). No se dispone de muchos análisis, ya que en esta roca la moscovita es casi accesoria y la esquistosidad está marcada principalmente por la biotita. En el diagrama triangular Pg-Cel-Ms (Figura 4.20) se observa que la composición de las micas blancas es principalmente moscovítica, con pequeñas sustituciones de celadonita, y en mucho menor grado de paragonita.

• Mecanismos de sustitución

En general, la moscovita (Ms), representada por la fórmula ideal $K_2Al_4(Al_2Si_6O_{20})(OH)_4$ (GUIDOTTI, 1984), es conocida por desviarse de su composición ideal mediante las siguientes sustituciones en sus distintas posiciones estructurales:

a.- $(Mg, Fe^{2+})^{VI} + Si^{IV} \leftrightarrow Al^{VI} + Al^{IV}$	sustitución fengítica
b.- $(Fe^{3+})^{VI} \leftrightarrow Al^{VI}$	sustitución ferrimoscovítica
c.- $Na \leftrightarrow K$	sustitución paragonítica
d.- $(Na, K) + Si \leftrightarrow Ca + Al$	sustitución margarítica

En el esquema de la Figura 4.21 se muestran de forma gráfica las distintas sustituciones. Las variaciones corresponden principalmente a la sustitución fengítica, Al-tschermakítica o aluminoceladonítica que se produce entre los términos de moscovita y celadonita. Esta sustitución es la más sensible a las condiciones de P y T (EVANS Y PATRICK, 1987) y consiste en la sustitución de Al^{IV} por Si^{IV} , compensándose la diferencia de cargas por el reemplazamiento de Al^{VI} por Fe^{2+} y Mg^{2+} , o escrito de otra manera, $(Mg, Fe^{2+})^{VI} + Si^{IV} \leftrightarrow Al^{VI} + Al^{IV}$. La efectividad de este tipo de sustitución se puede evaluar a partir de diversos diagramas en los que quedan reflejadas las distintas relaciones de los cationes, usaremos el diagrama triangular $Al^{IV} - Al^{VI} - (Mg+Fe)$ de GUIDOTTI (1984) (Figura 4.22A).

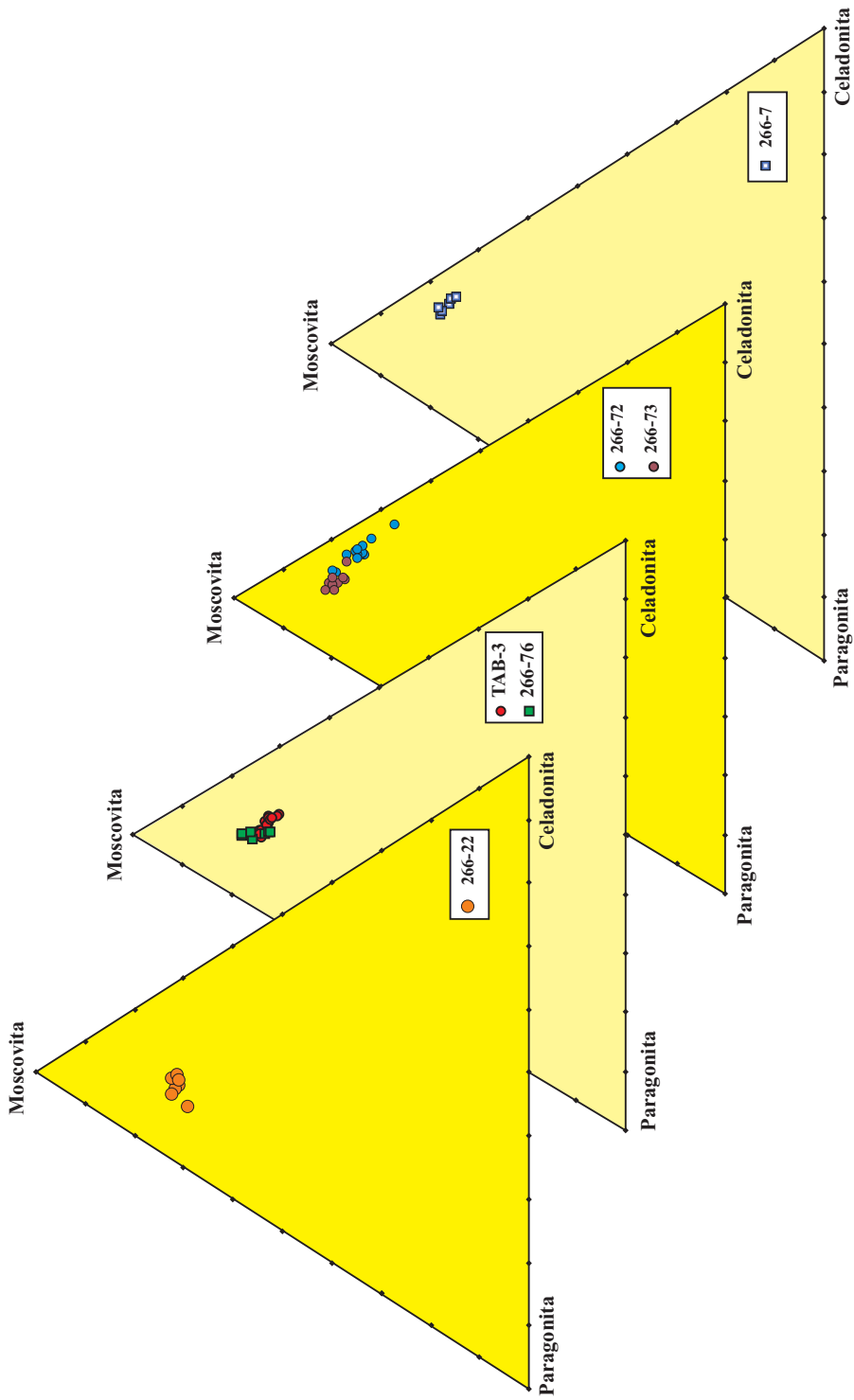


Figura 4.20: Diagrama Pg-Cel-Ms de clasificación de moscovitas. (266-22 = micaesquistos con granate; 266-76 y TAB-3 = gneises bandeados; 266-72 y 73 = cuarcitas de Dradelo; 266-7 = areniscas grises).

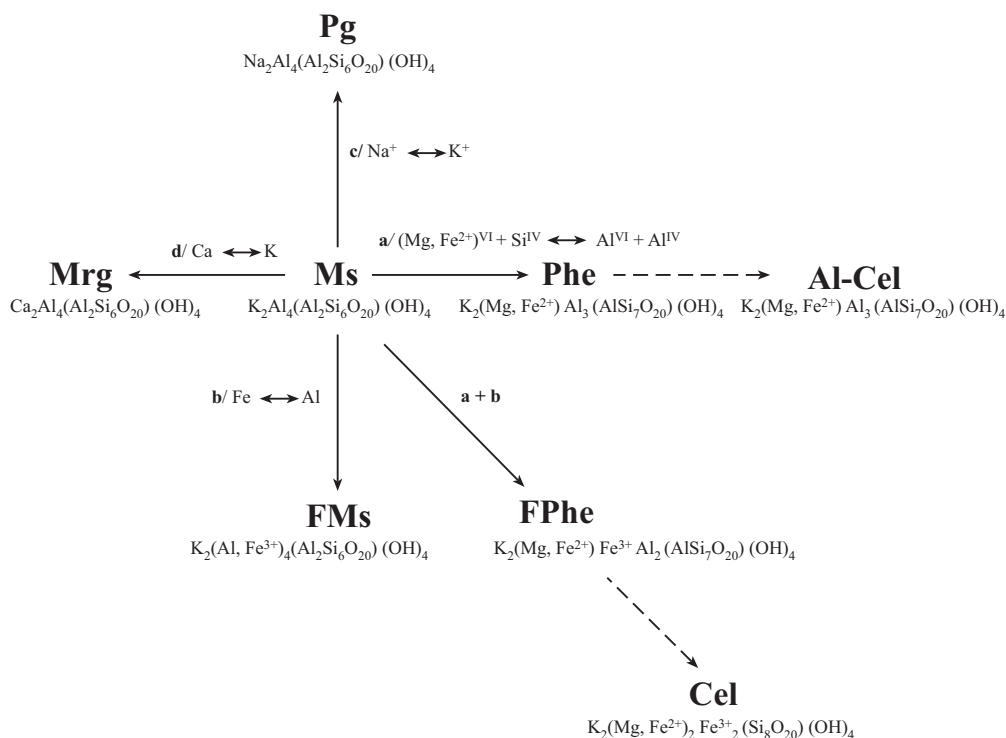


Figura 4.21: Esquema de los vectores composicionales de la moscovita de acuerdo con las posibles sustituciones en su estructura interna. **a.-** sustitución fengítica; **b.-** sustitución ferrimoscovítica; **c.-** sustitución paragonítica y **d.-** sustitución margarítica. La paragonita y la margarita corresponden a los miembros extremos de las sustituciones c.- y d.-, respectivamente.

Como se puede observar en la Figura 4.22, las micas blancas analizadas se sitúan cerca del polo de la moscovita ideal (Mu), y principalmente sobre la línea que une los términos de moscovita (Mu) y fengita (Ph), aunque existe cierta tendencia de variación hacia la línea que une los polos de la moscovita y la celadonita. Esto concuerda con lo reflejado en la Figura 4.20, donde están representados los principales términos de las micas dioctaédricas. Además, como se observa en los diagramas triangulares de la Figura 4.22 (B, C y D), en todas las muestras la solución sólida se extiende hacia el término de la fengita, lo que apoya la importancia que ha tenido este tipo de sustitución en las moscovitas de la Serie de "Viana do Bolo". Existe una excepción para la muestra 266-7, de las areniscas grises, donde los puntos tienden hacia el polo celadónico.

Otro gráfico a partir del cual también se puede evaluar la sustitución Al-tschermakítica es el diagrama binario Si vs. Fe+Mg (Figura 4.23), en cuyo caso las muestras deberían caer sobre la recta. En nuestro caso, los datos se sitúan próximos a la línea que representa la sustitución tschermakítica ideal y en disposición paralela a ella, lo que confirma la efectividad de la sustitución fengítica. No obstante, hay que tener en cuenta la influencia de otros tipos de sustituciones, ya que en la composición de la mayoría de las micas blancas naturales intervienen sustituciones complementarias que implican Fe^{3+} , Ti^{4+} y \square (vacante intercapa).

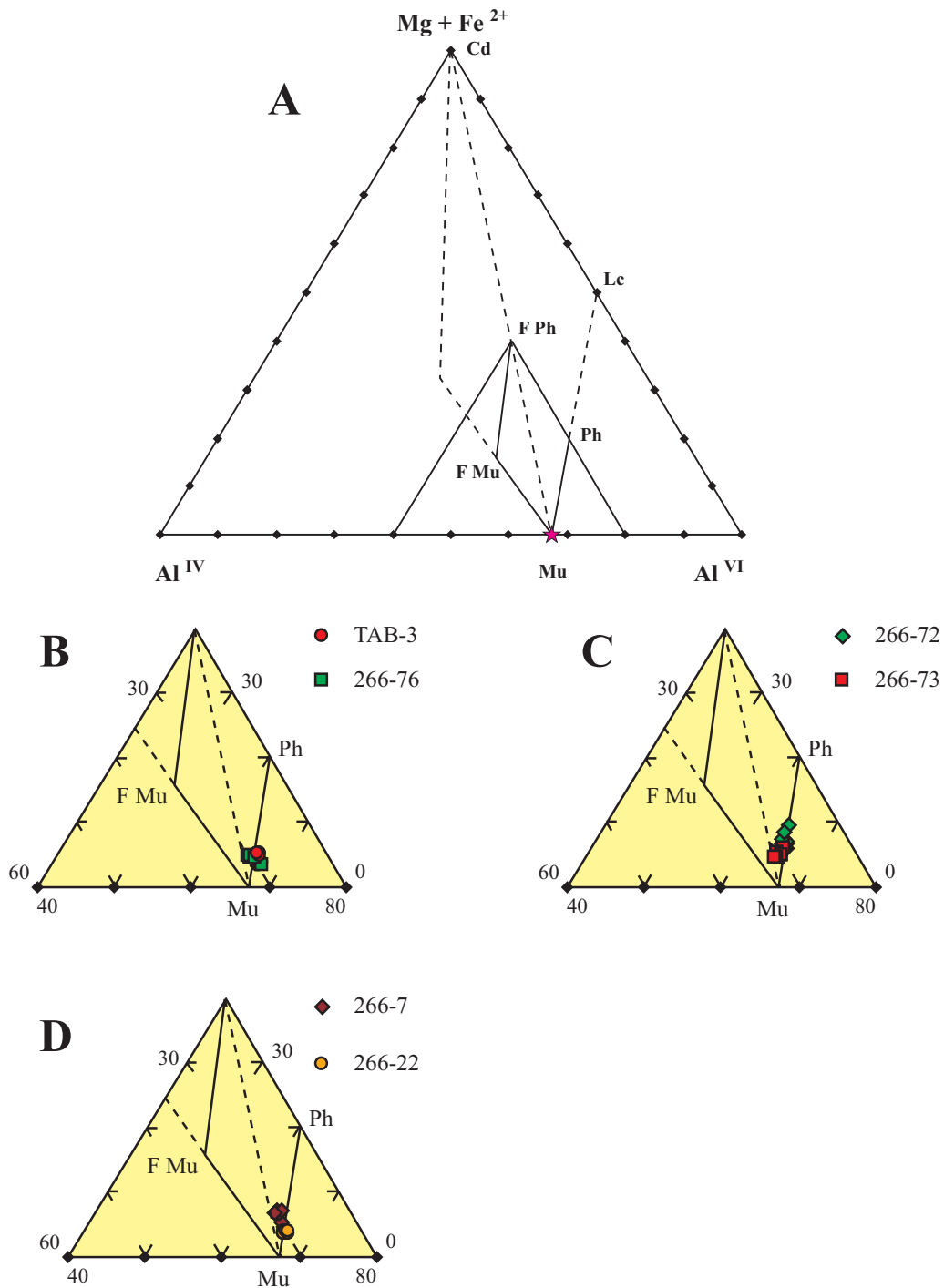


Figura 4.22: Diagrama Al^{IV} – Al^{VI} – (Fe+Mg) de GUIDOTTI (1984), aplicado a las moscovitas de la Serie de “Viana do Bolo”. (**Mu** = moscovita; **Ph** = fengita; **F Mu** = ferrimoscovita; **F Ph** = ferrifengita; **Cd** = celadonita) (266-22 = micaesquistos con granate; 266-7 = areniscas grises; 266-76 y TAB-3 = gneises bandedos; 266-72 y 73 = cuarcitas de Dradelo).

También se puede estimar la sustitución fengítica en el diagrama Si *vs.* Al_{total} (Figura 4.24). En este gráfico se observa la importancia de este tipo de sustitución en las micas dioctaédricas analizadas, ya que los puntos se sitúan sobre la recta, aunque existen pequeñas desviaciones que indican contenidos del Al_{total} un poco inferiores al ideal, lo que indicaría una sustitución de tipo dioctaédrica-trioctaédrica, $2(R^{3+}) \leftrightarrow 3(R^{2+})$.

Figura 4.23: Diagrama Si *vs.* Mg+Fe²⁺, con respecto a la línea de la sustitución tschermakítica ideal (266-22 = micaesquistos con granate; 266-7 = areniscas grises; 266-76 y TAB-3 = gneises bandeados; 266-72 y 73 = cuarcitas de Dradelo).

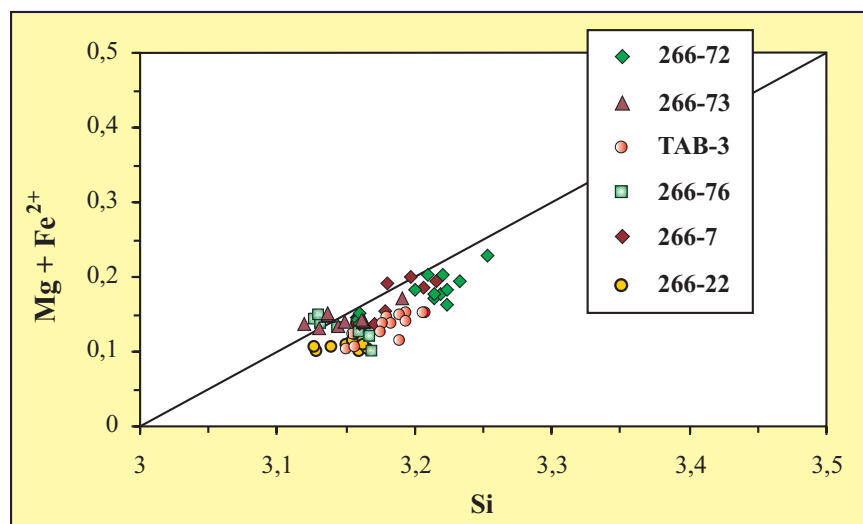
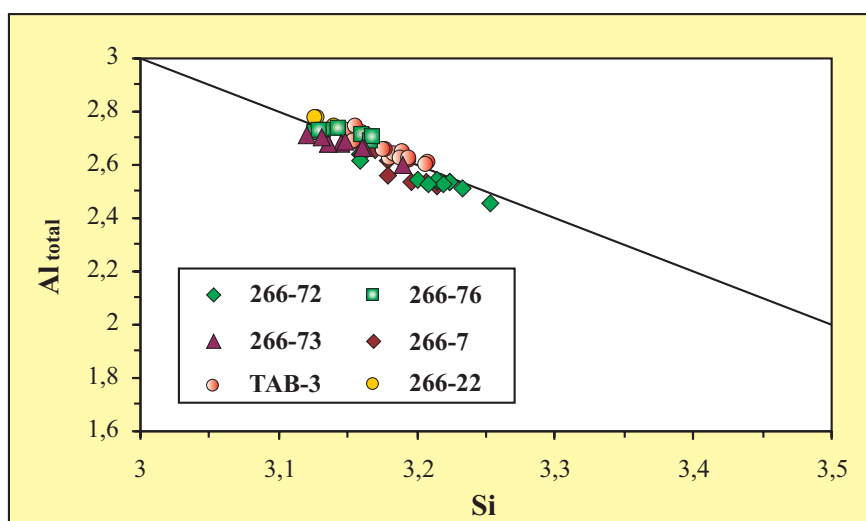


Figura 4.24: Diagrama Si *vs.* Al_{total} para las moscovitas analizadas dentro de la Serie de "Viana do Bolo". (266-22 = micaesquistos con granate; 266-7 = areniscas grises; 266-76 y TAB-3 = gneises bandeados; 266-72 y 73 = cuarcitas de Dradelo).



• *Sustitución del Ti*

La sustitución del Ti en la moscovita ha sido discutida por SAXENA (1966), KWART (1968), TRACY (1978), RUIZ *et al.* (1980), GUIDOTTI (1973, 1978) y GUIDOTTI *et al.* (1977). En general, la gran mayoría de los valores de Ti son inferiores a 0,05 pfu, mientras que los valores más altos, > 0,05 pfu, corresponden a las rocas de alto grado metamórfico.

El Ti puede incorporarse en la estructura de la moscovita según varios mecanismos:

- a.- $\text{Si}^{\text{IV}} \leftrightarrow \text{Ti}^{\text{IV}}$
- b.- $\text{Al}^{\text{VI}} \text{Si}^{\text{IV}} \leftrightarrow \text{Ti}^{\text{VI}}, \text{Al}^{\text{IV}}$
- c.- $2\text{Al}^{\text{VI}} \leftrightarrow \text{Ti}^{\text{VI}}, (\text{M}^{2+})^{\text{VI}}$
- d.- $\text{Al}^{\text{VI}}, \text{OH} \leftrightarrow \text{Ti}^{\text{VI}}$

En las moscovitas de origen metamórfico, GUIDOTTI (1984) propone las sustituciones (b y c) para explicar la fijación del Ti, siendo más importante la última. Los principales factores que inciden en estas sustituciones son el grado metamórfico (P y T), la presencia o ausencia de una fase titanada (rutilo, ilmenita) y los efectos de la composición de la roca total.

En el diagrama Al^{VI} vs. Ti (Figura 4.25) se puede observar una correlación negativa entre ambos elementos, pero además se muestra la influencia de la composición de la roca total sobre la composición de los minerales.

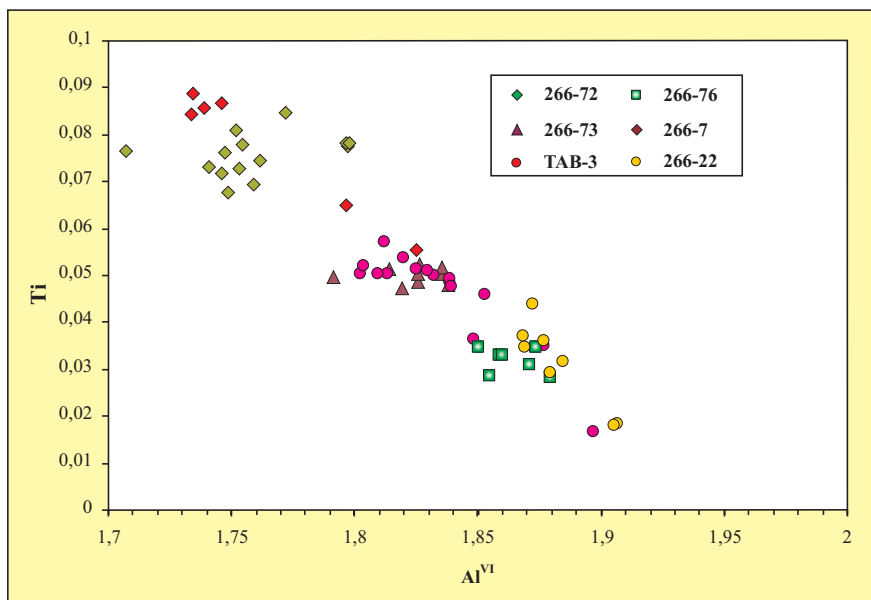


Figura 4.25: Diagrama Al^{VI} vs. Ti, para las micas dioctaédricas (moscovita) de la Serie de “Viana do Bolo”. (266-22 = micaesquistos con granate; 266-7 = areniscas grises; 266-76 y TAB-3 = gneises bandeados; 266-72 y 73 = cuarcitas de Dradelo).

• *Sustitución interlaminar*

La sustitución interlaminar o paragonítica (GUIDOTTI Y SASSI, 1998), puede ser de varios tipos, siendo la más importante la sustitución fengita-paragonita, sustitución directa de K^+ por Na^+ ,

extendiéndose esta solución sólida hacia el término final sódico o paragonita. Por otra parte, Ca^{2+} , Ba^{2+} , Sr^{2+} o H_2O pueden sustituir al K^+ , produciéndose la formación de vacantes. En el diagrama binario Na^+ vs. K^+ (Figura 4.26A) se observa que los contenidos en Na^+ y en K^+ varían para las distintas muestras. Además, como en otros casos, la naturaleza de la roca ejerce un fuerte control sobre la composición final de la moscovita.

El contenido en la molécula paragonita ($\text{Na}/(\text{Na}+\text{K}+\text{Ca})$) se muestra en la Figura 4.26B, donde se pueden apreciar tres grupos fuertemente dependientes de la composición de la roca total. El grupo I corresponde a rocas de composición muy feldespática (cuarcitas de Dradelo y areniscas grises), el grupo II a los gneises bandeados, que son rocas de composición cuarzo-feldespáticas, y el grupo III a los micaesquistos con granate, muy pobres en feldespato potásico.

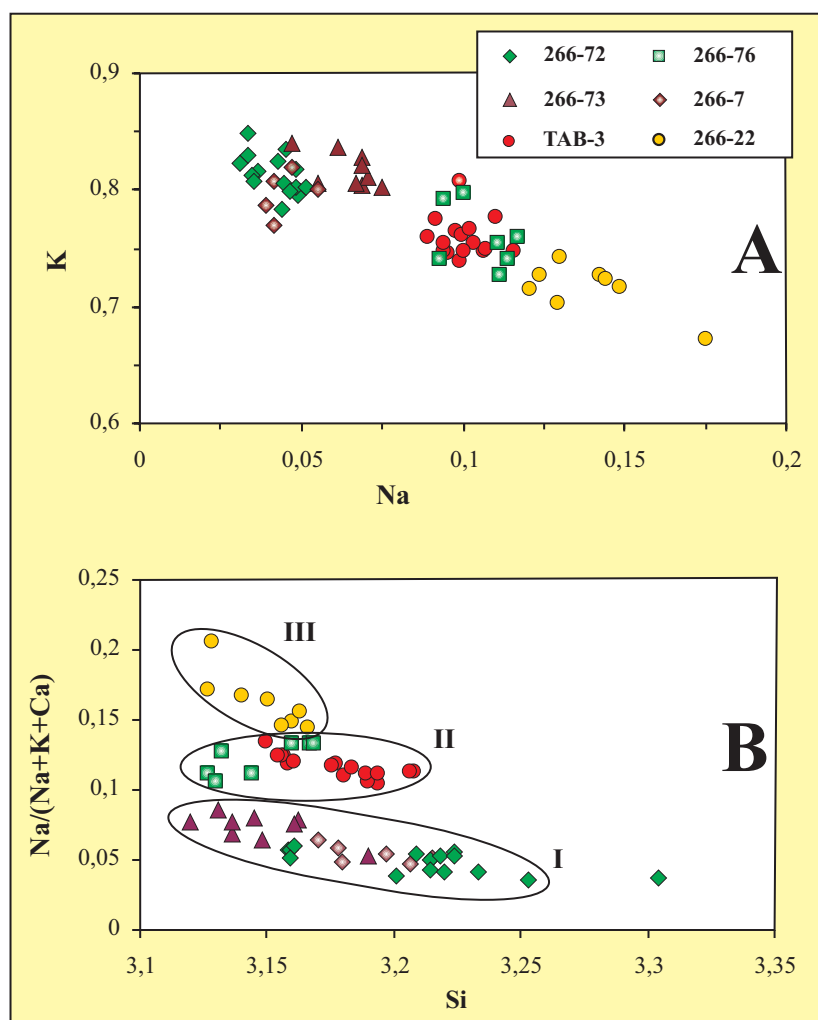


Figura 4.26: (A) Diagrama binario Na vs. K. (B) Diagrama binario Si vs. $\text{Na}/(\text{Na}+\text{K}+\text{Ca})$, sustitución paragonítica. (266-22 = micaesquistos con granate; 266-7 = areniscas grises; 266-76 y TAB-3 = gneises bandeados; 266-72 y 266-73 = cuarcitas de Dradelo).

En la Figura 4.27 (Al_2O_3 vs. FeO_t de MIYASHIRO, 1973) se muestra la relación entre el componente celadonítico y las condiciones del metamorfismo respecto a la temperatura, diferenciándose la zona de esquistos con glaucofana, la zona de clorita, biotita y almandino y la zona de estaurolita y sillimanita. En el segundo de los campos, las muestras que se encuentran dentro de la zona metamórfica del almandino se proyectan en la mitad inferior y cercana a la zona de la estaurolita y la sillimanita. Se observa que todas las muestras se proyectan en el campo de la estaurolita y la sillimanita, con una tendencia de evolución hacia la parte inferior del campo de clorita, biotita y almandino. Estas diferencias en las moscovitas de una misma muestra o grupo de muestras, con las mismas características texturales, nos indican la existencia de un reequilibrio en la composición de las moscovitas durante la evolución tectonometamórfica. Es decir, ese desequilibrio pone de manifiesto que en algunos casos se han producido cambios apreciables asociados a los procesos de retrometamorfismo.

4.3.2.- Formación “Ollo de Sapo”

Las micas blancas estudiadas corresponden a muestras de los ortogneises glandulares migmatizados y de los ortogneises glandulares de bajo grado, tobas de grano grueso y de las ignimbritas. Los análisis químicos utilizados se encuentran en las Tablas IX.1 a IX.6 del Anexo I.

En la Figura 4.28 se muestra el diagrama triangular Pg-Cel-Ms, en el QUE se han representado todas las micas blancas analizadas. Los análisis pertenecientes a los ortogneises glandulares se proyectan próximos al vértice de la moscovita, donde la componente celadonítica varía entre el 12 y el 19% y la componente paragonítica entre un 5 y un 9%. En el resto de los análisis, el componente paragonítico es escaso, situándose todos los análisis en el lado de la moscovita- celadonita.

Según GUIDOTTI (1984), existe un aumento progresivo del componente paragonítico con el grado metamórfico hasta la isograda de la sillimanita-feldespató potásico, a partir de la cual se invierte la tendencia. Esto queda bastante bien reflejado en este diagrama (Figura 4.28), si se comparan las composiciones de las micas de bajo y alto grado metamórfico. También se puede observar que los análisis pertenecientes a la tobas de grano grueso forman dos grupos. El que tiene un mayor contenido en componente moscovítico pertenece a las muestras 268-74 y 75, que se encuentran dentro de la zona de la biotita y muy próximas a los afloramientos donde se empieza a manifestar la segunda fase de deformación, mientras que los análisis con menor contenido en componente moscovítico se encuentran dentro de la zona de la clorita (muestra 268-78). Esta diferencia en las moscovitas se mantendrá en todos los gráficos que se muestran a continuación.

En general, las micas blancas no líticas pueden ser descritas en términos de sustituciones entre dos polos, el polo moscovita y el polo celadonita. Entre ambos polos se produce la sustitución fengítica o Al-tschermakítica, también llamada celadonítica, que es la de mayor interés dado que es la más sensible a las condiciones de P y T. Esta sustitución consiste en el intercambio $(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+})^{\text{VI}} + \text{Si}^{\text{IV}} \leftrightarrow \text{Al}^{\text{VI}} + \text{Al}^{\text{IV}}$ y la cuantía de la misma se puede expresar en función del contenido en Si o del contenido en celadonita de la mica.

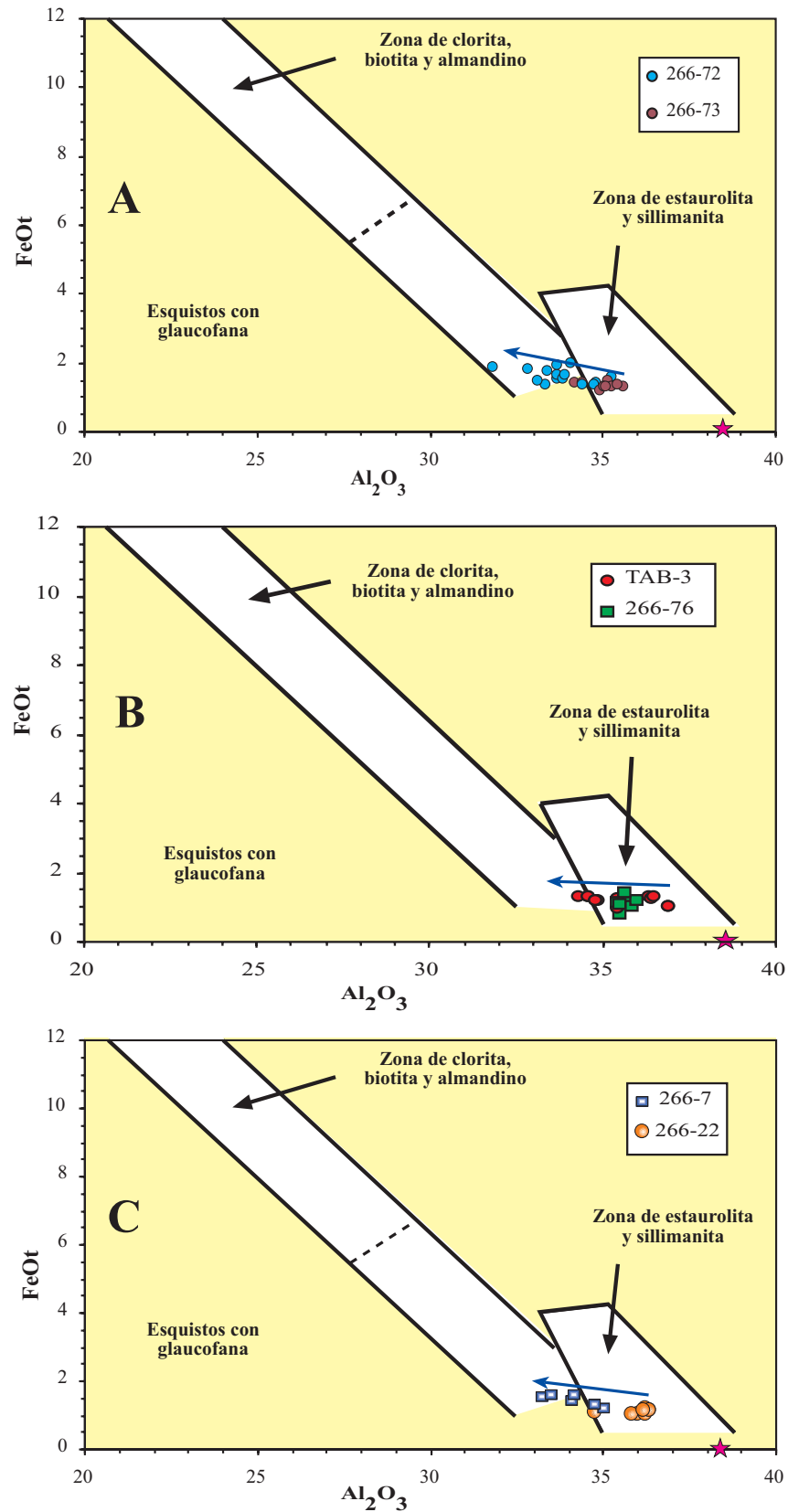


Figura 4.27: Diagrama Al_2O_3 vs. FeOt de MIYASHIRO (1973) para las micas blancas de la Serie de "Viana do Bolo". La tendencia de variación que se observa en los tres gráficos obedece a reequilibrios retrometamórficos. La estrella representa la composición de la moscovita teórica.

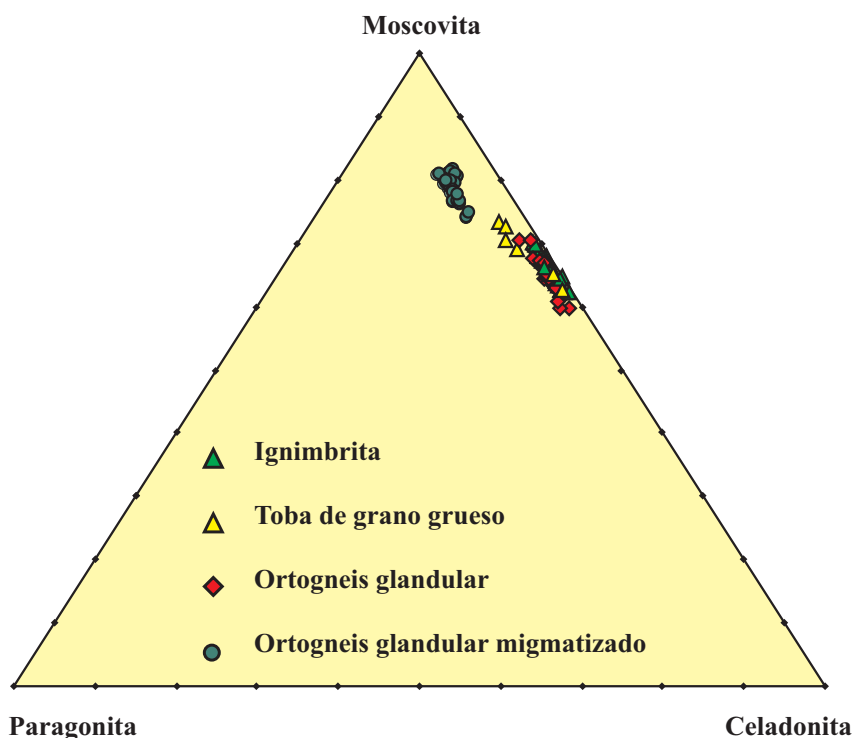


Figura 4.28: Diagrama triangular Pg-Cel-Ms de clasificación de las micas blancas (moscovitas) pertenecientes a la Formación “Ollo de Sapo”.

En la Figura 4.29 se puede observar el diagrama triangular M^{2+} -Si-Al propuesto por MONIER (1987), que permite conocer el grado de sustitución fengítica, además de la temperatura de cristalización de la moscovita a 2 Kb. Todas las micas pertenecientes a la Formación “Ollo de Sapo” se proyectan sobre la línea que une los polos de moscovita y celadonita, observándose además una buena ordenación según el grado metamórfico. Así, las micas del ortogneis glandular migmatizado se proyectan cerca del polo moscovítico, mientras que las del resto de los materiales se posicionan hacia el término de la fengita. En una posición intermedia se sitúan las micas de las tobas de grano grueso. Todo esto concuerda muy bien con las observaciones petrográficas y con las isogradas metamórficas que serán discutidas más adelante.

Para verificar si el contenido en (Fe + Mg) de las micas es solamente debido a la sustitución fengítica, se han proyectado los análisis de micas blancas en el diagrama Si vs. (Fe + Mg) (Figura 4.30A), en la que se observa que las muestras del ortogneis glandular migmatizado y de la toba de grano grueso, coinciden prácticamente con la línea que representa la sustitución tschermakítica ideal o fengítica, lo cual es indicativo de que la sustitución ha sido efectiva en las micas de este tipo de rocas. Las moscovitas de los restantes materiales forman agrupaciones dispersas cuyas líneas de evolución no se ajustan a la recta Ms-Ph, lo que pone de manifiesto que esta sustitución no ha sido operativa o ha sido de escasa importancia.

La sustitución fengítica en las moscovitas también puede ser evaluada en el diagrama $(Al^{VI}-1)+2Ti$ vs. Al^{IV} (Figura 4.30B) propuesto por CATHELINÉAU (1982). En él se tiene en cuenta que el Ti que se incorpora en posición octaédrica mediante la sustitución $2Al^{VI} \leftrightarrow Ti^{VI}$, (M^{2+}). Las muestras que se proyectan a la izquierda de la recta que marca la sustitución ideal evidencian la sustitución $Al^{IV} \leftrightarrow Fe^{3+}$.

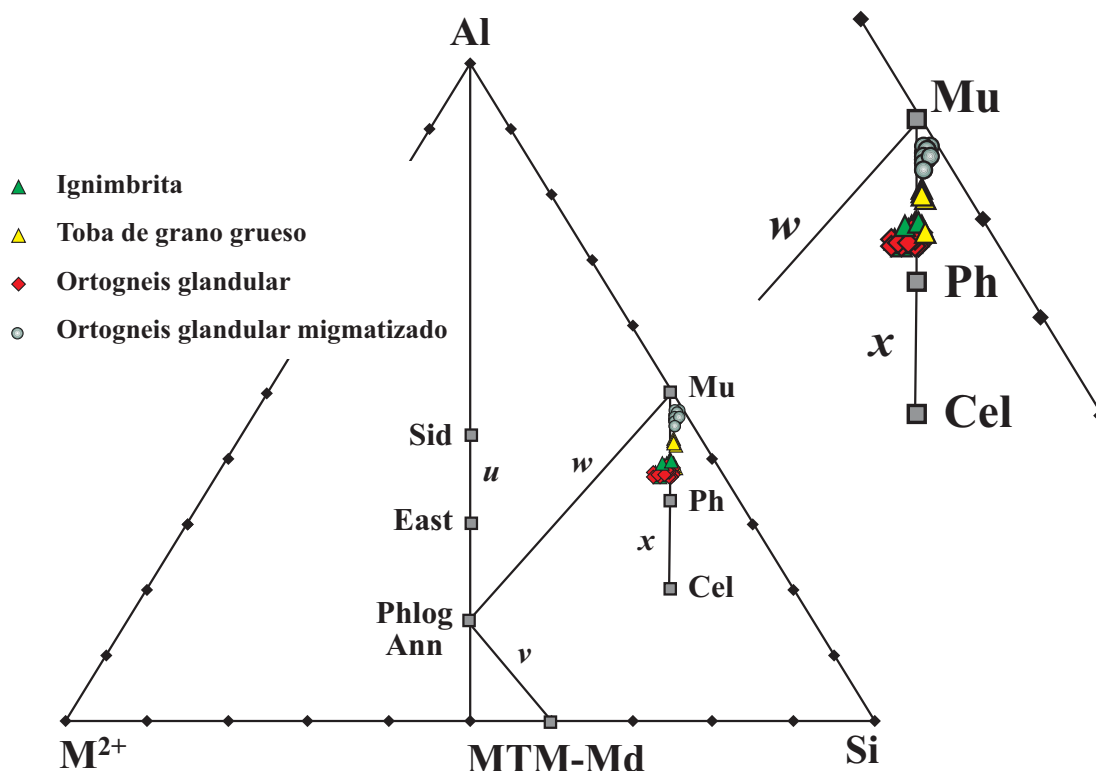


Figura 4.29: Representación de las moscovitas en el diagrama triangular M^{2+} -Si-Al (MONIER, 1987). u , v , w , x representan los diferentes mecanismos de reemplazamiento en las micas. **MTM** = mica tetrasilícica magnesiánica; **Md** = montdiorita; **Ann** = annita; **Phlog** = flogopita; **East** = eastonita; **Sid** = siderofilita; **Mu** = moscovita; **Ph** = fengita; **Cel** = celadonita. (M^{2+} = $Fe^{2+}+Mg+Mn-Ti$; **Si** = $Si-q^{XII}$; **Al** = $Al^{IV}+Al^{VI}+Fe^{3+}+2Ti+q^{XIII}$).

El grado de sustitución fengita-paragonita, $Na \leftrightarrow K$, para las micas blancas analizadas puede observarse en el diagrama triangular de la Figura 4.28. El % de paragonita, en general, es poco importante y la sustitución sólo ha debido operar en las moscovitas de los ortogneis glandulares migmatizados.

Otra forma de estimar la sustitución fengítica es en el diagrama Si vs. Al_{total} (Figura 4.31), donde se observa la importancia de este tipo de sustitución en las micas dioctaédricas pertenecientes al ortogneis glandular migmatizado y a la toba de grano grueso (muestras 268-74 y 75), ya que los puntos caen principalmente sobre la recta o bien definen pautas paralelas a ella. Para el resto de los análisis, se muestra claramente que no siguen las pautas definidas por este tipo de sustitución.

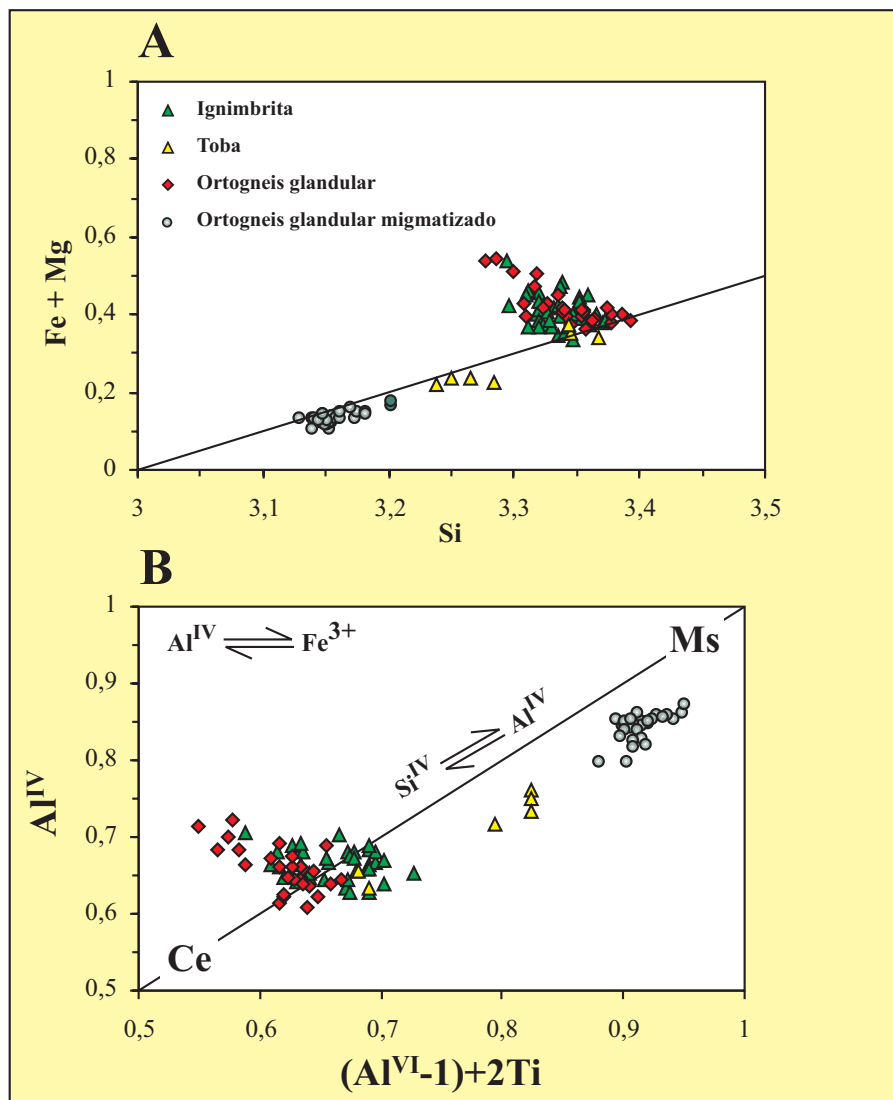


Figura 4.30: (A) Diagrama Si vs. (Fe²⁺ + Mg) con la línea ideal para la sustitución tschermakítica según GUIDOTTI (1984). (B) Diagrama (Al^{VI}-1)+2Ti vs. Al^{IV} (CATHELINÉAU, 1982), representando la sustitución fengítica y Al^{IV} ↔ Fe³⁺ en posición tetraédrica (Ce = celadonita, Ms = moscovita).

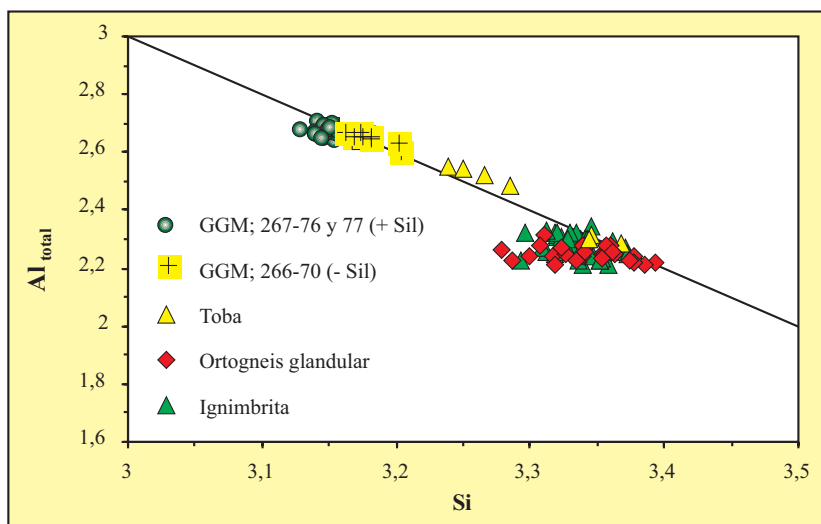


Figura 4.31: Diagrama binario Si vs. Al_{total} para las micas dioctaédricas de la Formación "Ollo de Sapo". Se puede apreciar el aumento del contenido en Al y la disminución de Si según aumenta el grado metamórfico, siendo mayor en las muestras del ortogneis glandular migmatizado que contienen sillimanita.

- *Sustitución del Ti*

En el diagrama Al^{VI} vs. Ti (Figura 4.32) se puede observar una buena correlación para los análisis de todos los materiales de la Formación "Ollo de Sapo", excepto para las tobas de grano grueso, ya que la escasez de datos, así como la dispersión, no hacen posible ver con claridad una buena correlación. La correlación negativa entre Ti y Al^{VI} sugiere que este tipo de sustitución puede ser efectiva, aunque no sea la responsable de todo el Ti presente en las moscovitas.

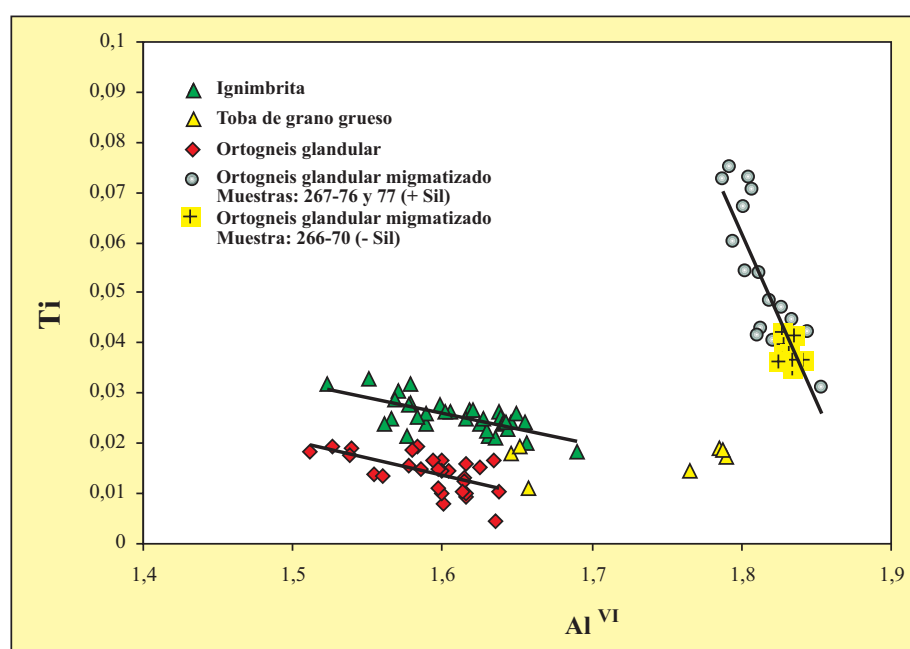


Figura 4.32: Diagrama Al^{VI} vs. Ti, para las micas dioctaédricas de la Formación "Ollo de Sapo". Se puede apreciar la correlación negativa, bastante buena para las micas, dentro de una misma litología.

- *Sustitución interlamina*

La sustitución interlamina o paragonítica, puede ser de varios tipos, siendo el más importante la sustitución fengita-paragonita, sustitución directa de K^+ por Na^+ , extendiéndose así la solución sólida hacia el término final sódico o paragonita. En el diagrama binario Na^+ vs. K^+ (Figura 4.33) se observa que el contenido en K^+ se mantiene bastante constante para todas las muestras, mientras el contenido en Na^+ varía, por lo que este tipo de sustitución no llega a ser muy importante. Lo más característico es que las moscovitas sufren un fuerte enriquecimiento en Na^+ según aumenta el grado metamórfico, por lo que las de mayor contenido en Na^+ corresponden a los ortogneises glandulares migmatizados. Estos cambios ya se observan en el diagrama triangular de la Figura 4.28.

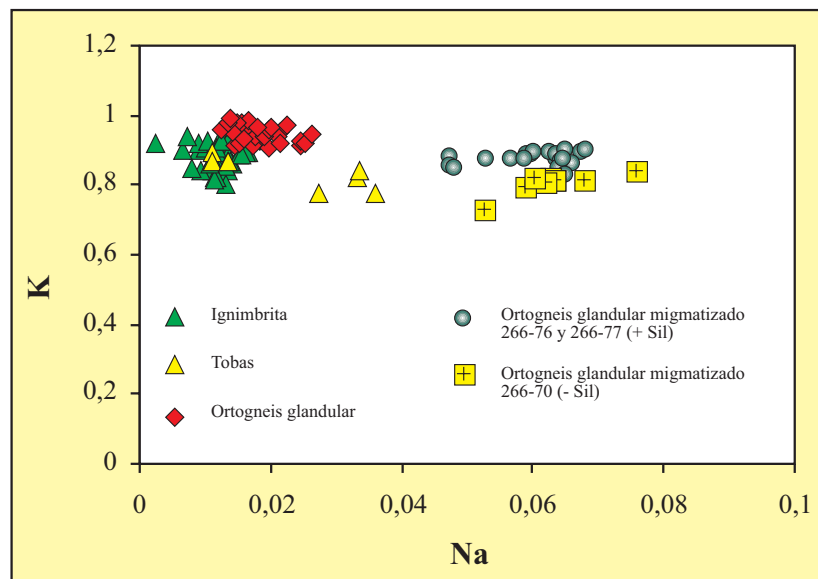


Figura 4.33: Diagrama binario Na vs. K de las muestras pertenecientes a la Formación "Ollo de Sapo". Se observa cómo el contenido en Na⁺ aumenta con el grado metamórfico.

4.4.- GRANATE

4.4.1.- Composición de los granates

Las muestras en las que se han analizado granates son las siguientes:

Micaesquistos con granate: 266-22 (Tablas X.1 a X.4 del Anexo I)

Gneises bandeados: 266-76 y TAB-4 (Tablas XI.1 a XI.16 del Anexo I)

Boudines calcosilicatados: 266-18 y 266-78 (Tablas XII.1 a XII.5 del Anexo I)

Sólo se han considerado aquellos análisis en los que la suma de los óxidos en peso es superior al 97% e inferior al 102%. Las fórmulas están normalizadas en base a 8 cationes y 12 oxígenos.

En los micaesquistos con granate, los granates presentan una parte central muy rica en inclusiones de agujas de rutilo, como se muestra en la Foto 4.11, en la que se observa un núcleo de color oscuro lleno de las referidas agujas. La composición de los granates se encuentra representada en el diagrama triangular Gros-Prp-Alm+Sps (Figura 4.34). Como se puede observar, todos los puntos se sitúan próximos al vértice Alm+Sps y forman una nube pequeña, indicativa de la escasa variación composicional, cuya composición media es de andradita_{0,14} uvarovita_{0,13} grosularia_{3,59} piropo_{9,01} almandino_{78,36} espesartina_{8,76}. También se han representado tres análisis de granates descritos en la zona de alto grado del domo del Tormes- Mirando do Douro por MARTÍNEZ *et al.* (1988) y con las mismas características, con abundantes inclusiones de agujas de rutilo.

Para los gneises bandeados, todos los puntos se han representado en los diagramas triangulares de las Figuras 4.35 y 4.36, en función de las variables grosularia (Gros), piropo (Prp) y almandino + espesartina (Alm + Sps). Para la muestra 266-76, no existe una variación composicional apreciable, situándose todos los puntos próximos al vértice de Alm + Sps. Por el contrario, los granates de la muestra TAB-4 sí presentan variación composicional desde el núcleo hacia el borde del cristal.

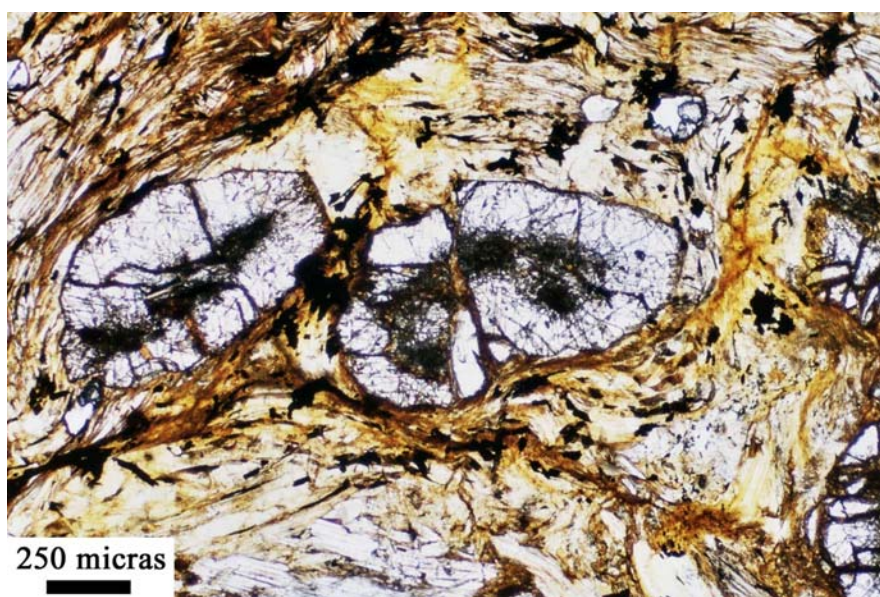
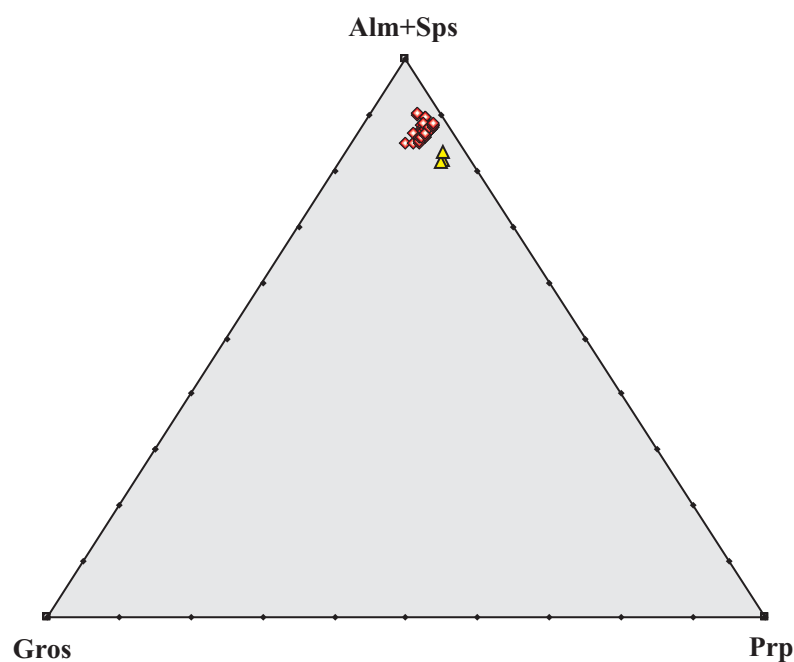


Foto 4.11: Aspecto de la textura de los granates analizados en los micaesquistos con granate (Muestra: 266-22). En casi todos se puede observar que la parte central es rica en inclusiones de agujas de rutilo.

Figura 4.34: Diagrama triangular Gros-Prp-Alm+Sps para los granates analizados en los micaesquistos con granate (muestra: 266-22). Todos los datos se concentran en una nube pequeña situada junto al vértice de Alm+Sps. Los datos correspondientes a los triángulos de color amarillo proceden de MARTÍNEZ *et al.* (1988) y representan la composición media de los núcleos de tres granates que tienen abundantes inclusiones de agujas de rutilo.



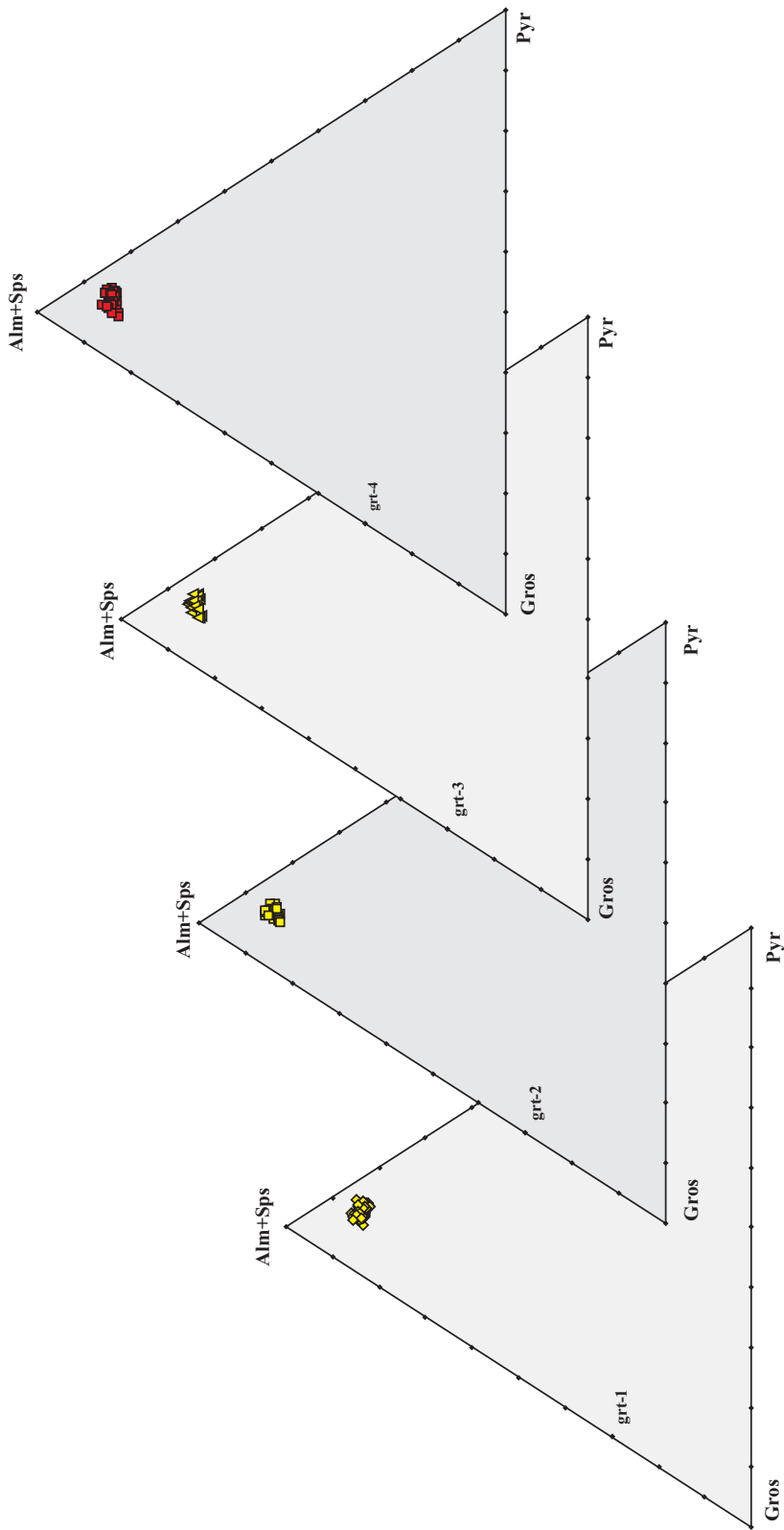


Figura 4.35: Diagrama triangular Gros – Prp - Alm+Sps para los cuatro granates estudiados en la muestra 266-76.

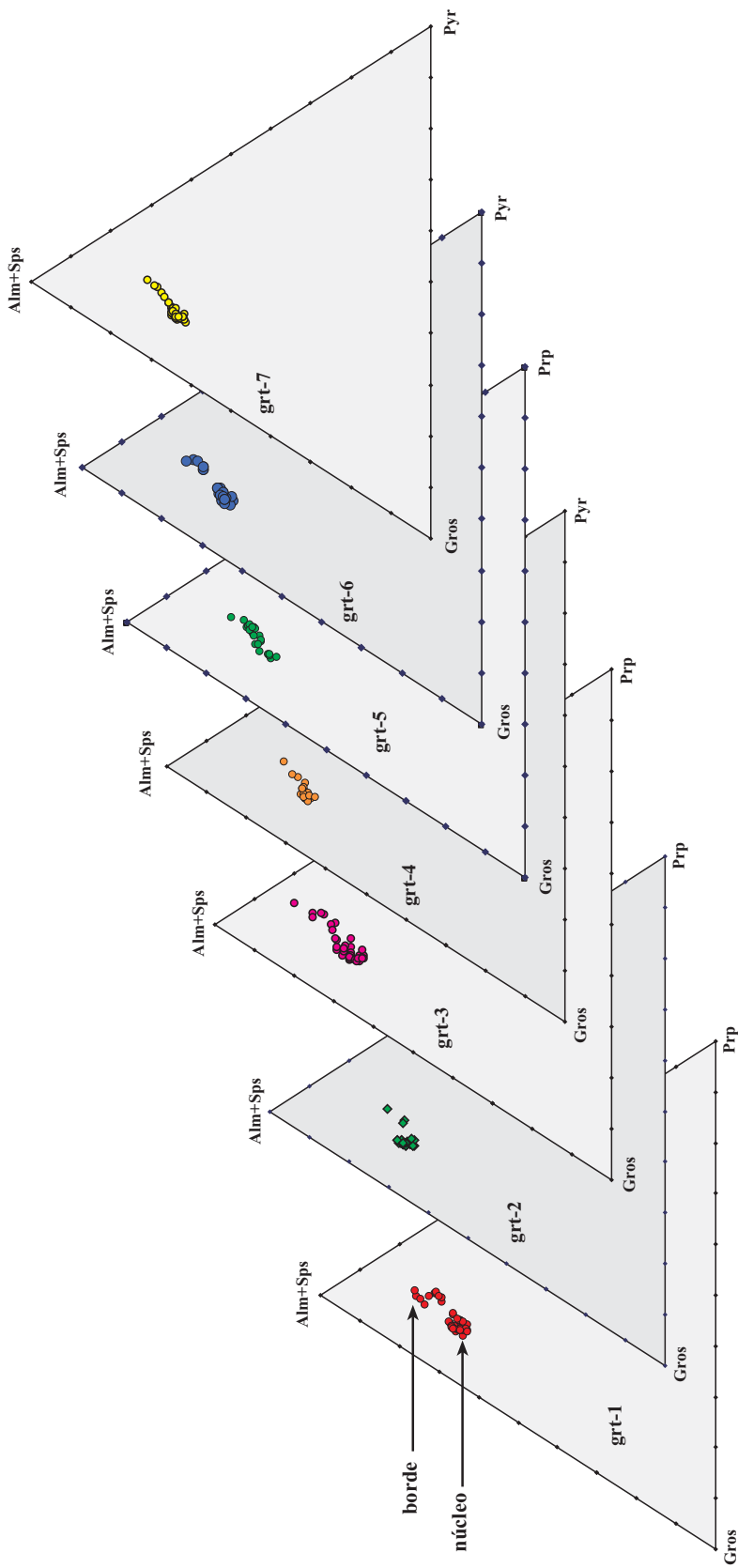


Figura 4.36: Diagrama triangular Gros – Prp – Alm+Sps para los siete granates estudiados en la muestra TAB-4.

4.4.2.- Zonación de los granates

Interpretar de forma correcta la zonación de los granates metamórficos requiere conocer en detalle los procesos que influyen en su desarrollo. A continuación se presenta un resumen sobre las características y significado de los distintos tipos de zonaciones en granates, tanto de crecimiento como por difusión. Esto nos ayudará a comprender mejor los datos de los granates estudiados en la Serie de "Viana do Bolo".

Existen muchos trabajos sobre la zonación de granates en rocas metamórficas, especialmente en rocas metapelíticas, y sobre su posible utilización para deducir la historia metamórfica. Entre ellos se pueden destacar los de TRACY *et al.* (1976), THOMPSON *et al.* (1977), SPEAR *et al.* (1984), ROBINSON (1991) y SPEAR (1993). En ellos se han propuesto tres procesos fundamentales para explicar el zonado químico de los granates:

a.- Fraccionación isotérmica, que es el proceso por el que un elemento es separado isotérmicamente y aislado en un granate cristalizado. Así, dicho elemento es eliminado de un reservorio homogéneo, que se empobrece en dicho elemento.

b.- Difusión química e intercambio durante y después del crecimiento cristalino, lo que produce gradientes composicionales en el granate. También se pueden producir gradientes composicionales entre los minerales adyacentes.

c.- Crecimiento durante el metamorfismo progrado y retrogrado en el que cambios de temperatura alteran la distribución de los elementos en equilibrio durante la cristalización del granate.

El zonado de los granates en las rocas metamórficas se puede producir por los dos mecanismos de crecimiento y difusión.

Zonado de crecimiento: Existen numerosos trabajos que analizan la naturaleza y el origen de este tipo de zonado (HOLLISTER, 1966; ATHERTON, 1968; THOMPSON, 1976; THOMPSON *et al.*, 1977; TRACY, 1982; SPEAR, 1993, entre otros). Se produce como consecuencia del cambio de las variables P-T, lo que afectará a la composición del material aportado a la superficie del cristal, ya que los coeficientes de distribución K_D de las reacciones entre el granate y los demás minerales son dependientes de la presión y de la temperatura. Por ejemplo, las reacciones de intercambio entre Fe-Mg y Fe-Mn son muy sensibles a la temperatura, mientras que las reacciones de transferencia de masas, como las que controlan el contenido de grosularia (Ca) en el granate, presentan una importante dependencia de la presión.

Para que este tipo de zonado se desarrolle, es necesario que la velocidad de difusión sea lenta, de manera que las zonas internas del cristal queden aisladas del resto de la roca. Las diferencias composicionales en las distintas zonas del granate se producen principalmente por cambios en las condiciones externas, de presión y de temperatura, y por los cambios en la composición de la roca durante el desarrollo del metamorfismo. Este tipo de zonado se encuentra en granates crecidos a temperaturas por debajo de 650° C.

Zonado por difusión: Se produce sobre un cristal preexistente que puede o no haber sido homogéneo. Este tipo de zonación se produce por difusión intracrystalina, que tiene lugar debido a las reacciones entre la superficie del cristal y los minerales adyacentes, o bien debido a los gradientes del potencial químico dentro de los cristales. Este tipo de zonado no requiere el crecimiento o desaparición del cristal, y es más importante cuanto mayor es la temperatura, por lo que será más intenso cuanto mayor sea el grado metamórfico, y se encuentra en granates crecidos por encima de los 600° C.

Las variaciones químicas que se asocian a los distintos tipos de zonación son las siguientes:

Zonado de crecimiento en condiciones progradas: El granate es la única fase mineral que al inicio de un proceso metamórfico incorpora MnO en cantidades significativas y, por lo tanto, este componente se irá empobreciendo en la roca según avanza el proceso metamórfico, determinando en el granate un zonado pronunciado del Mn, que disminuye hacia los bordes, dando lugar a un perfil típico en forma de campana. Por otra parte, la relación $X_{Fe} = [Fe/(Fe+Mg)]$ disminuye hacia los bordes. El Mg aumenta hacia los bordes mientras que el Fe puede aumentar o disminuir y el Ca suele disminuir hacia los bordes. Este es el perfil típico de zonación que muestran muchos granates que se desarrollan bajo condiciones de metamorfismo progradas.

El zonado de crecimiento en condiciones retrogradas produce unos perfiles que son distintos que los anteriores. Así, el Ca disminuye hacia los bordes y el Mn y la relación X_{Fe} son planos en el centro del cristal y aumentan hacia los bordes. El granate que crece en estas condiciones se dice que ha cristalizado a partir de una fase líquida y durante el enfriamiento de ésta. ROBINSON (1991) describe otra variedad de zonación de crecimiento del granate en condiciones de descenso de temperatura: se trata de granates idiomorfos en los que el perfil del Ca y Mn tienen forma de campana, típica de crecimiento en condiciones progradas. Sin embargo, la relación X_{Fe} disminuye hacia los bordes, reflejo del descenso de la temperatura.

Zonado de difusión: este tipo de zonación se manifiesta de diferentes maneras, según la medida en que haya actuado el proceso de difusión y se produzca según vaya aumentando o disminuyendo el grado metamórfico. Cuando se trata de un granate desarrollado a temperatura suficientemente alta, se produce una homogeneización con un perfil plano. Además, se pueden generar perfiles planos a partir de granates zonados previamente, en los que la difusión tiende a igualar la concentración de los elementos dentro de un cristal. Casos en los que se cambia de un zonado de crecimiento a otro de difusión, por un aumento del grado metamórfico, han sido descritos por diversos autores (SPEAR, 1993).

Si continúa el proceso de difusión, cuando comienza el descenso de la temperatura, llega un momento en el que el proceso ya no es eficaz y es en estos momentos cuando se desarrolla una zonación de tipo retrógrada, con sus típicos perfiles de crecimiento. Estos granates van a presentar un núcleo con perfil plano y hacia el borde registrarán un aumento del Mn y X_{Fe} , mientras que el Mg disminuye hacia el borde y el Ca tiene unos comportamientos variables. Este tipo de zonado se explica porque durante el enfriamiento las reacciones de intercambio de elementos siguen siendo efectivas. La difusión lenta en el granate no permite que el interior del cristal se equilibre con la fase coexistente y ello lleva al desarrollo de un gradiente composicional.

La importancia de la difusión en el caso de un zonado o reabsorción de un granate a altas temperaturas está controlada por la trayectoria P-T del sistema y sobre todo por la velocidad de enfriamiento. Otro factor importante es el tamaño del cristal, y también puede influir la composición de la roca. Por ejemplo, la difusión del Ca en granates de metapelitas es más lenta que la del Fe, Mg y Mn (LOOMIS *et al.*, 1985).

En cuanto a los modelos que se pueden aplicar a la zonación, un perfil con forma de campana indica un proceso de fraccionación para ese elemento, que en principio es isotérmico, asumiendo que el factor de fraccionamiento es constante y que no hay difusión en volumen, o es muy pequeña en el granate.

Para determinar el modelo de zonación se han realizado análisis puntuales sobre una transversal del cristal de granate seleccionado. A veces se han realizado dos transversales perpendiculares entre sí, con el fin de obtener resultados más fiables y significativos. Para visualizar la variación composicional, se han representado gráficamente perfiles de las fracciones molares de almandino (Fe), piropo (Mg), grosularia (Ca) y espesartina (Mn), además de la relación Fe/(Fe+Mg).

- *Zonado de los granates de la muestra 266-76 (gneises bandeados)*

La Foto 4.12 muestra uno de los granates analizados, donde se han realizado dos perfiles (grt-1, A y B) casi perpendiculares sobre un cristal de granate. Ambos (Figura 4.37) son semejantes y en los dos casos se han podido diferenciar tres zonas, que corresponden a estadios de desarrollo distintos dentro del cristal, aunque no muestran una disposición simétrica.

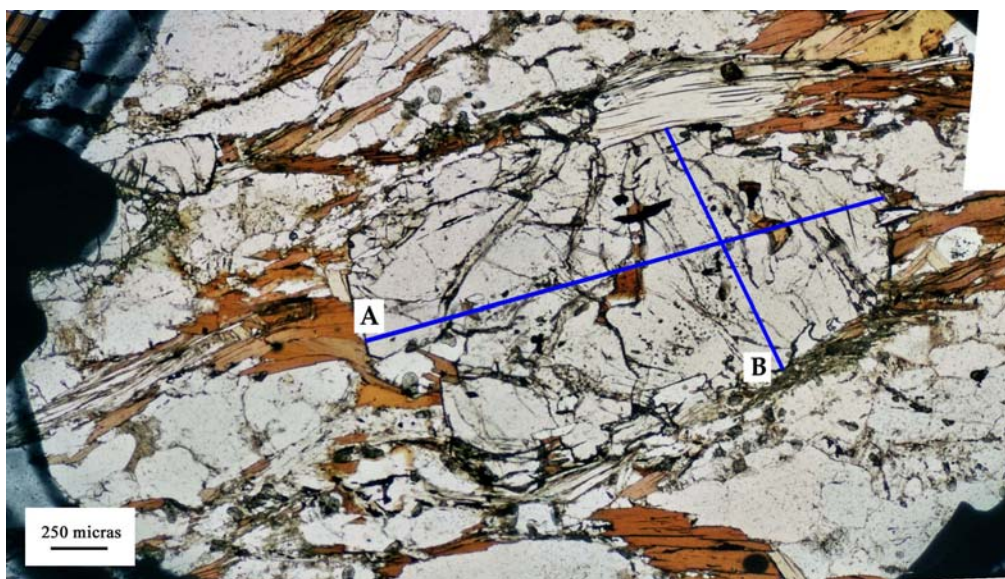
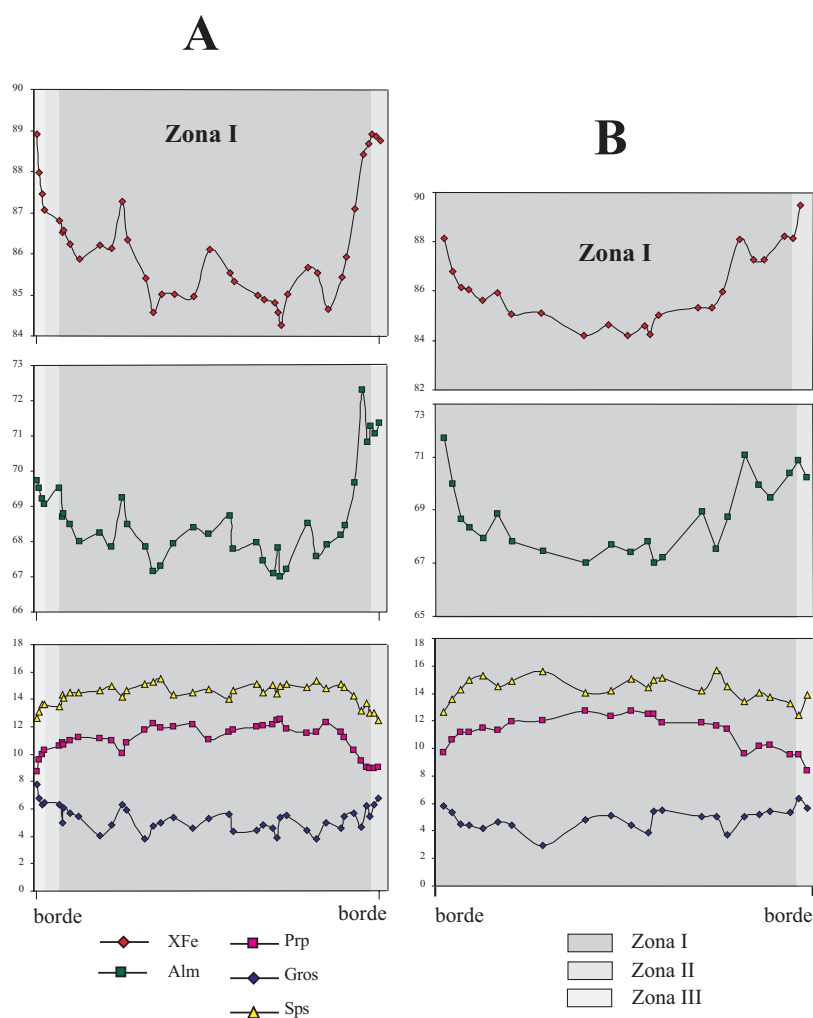


Foto 4.12: Aspecto de la textura de uno de los granates estudiados en la muestra 266-76 (grt-1). Las líneas azules representan las trayectorias de los perfiles y las letras **A** y **B** corresponden con los perfiles de la Figura 4.37.

Así, el perfil **A** tiene una zona I en la parte central del cristal, donde el Mn (espesartina) presenta una pauta de evolución con forma de campana, típica de un zonado por crecimiento continuo y es consecuente con la extracción del Mn de la roca por parte del granate, que es el mineral que incorpora este elemento mayoritariamente. El Mg (piropo) también presenta una distribución con forma de campana. Para el Ca (grossularia) se observa que existe un ligero aumento del contenido desde el centro del cristal hacia los bordes, lo que sugiere un aumento de la presión. Por último, la relación Fe/(Fe+Mg) y el Fe (almandino) presentan una forma de campana invertida, que marca un descenso en la temperatura. El trazado con forma de sierra de los perfiles se debe, en algunos casos, a que los puntos de análisis se encuentran muy próximos a inclusiones de biotita, lo que produce un aumento del Fe y una disminución del Mg, por lo que a la hora de analizar en conjunto estos perfiles se ha considerado la tendencia general, ignorando las anomalías puntuales. La exterior, zona III, como se aprecia en la parte izquierda del perfil A (Figura 4.37A), se encuentra en contacto con cristales de granate y de biotita. Esta zona III se caracteriza por un aumento del Fe y por una disminución del Mg hacia el borde. Este tipo de zonado, con cambios bruscos de los componentes almandino y piropo, es característico de las reacciones por intercambio de estos elementos, entre el granate y la biotita, que indica un zonado por difusión, como se aprecia en la Foto 4.12, parte izquierda del perfil A.

Figura 4.37: Variación de la composición química a lo largo de dos perfiles transversales (A y B) del granate de la muestra 266-76 (grt-1. Foto 4.12).



El perfil B de la Figura 4.37B, presenta las mismas características generales en la zona I que el perfil A. Además, se ha diferenciado una zona II en la parte derecha del perfil, donde el Ca disminuye hacia el borde, mientras que el Mn y la relación XFe aumentan hacia el borde; estas características son

descritas para granates que crecen en condiciones retrogradadas, es decir, que ha cristalizado a partir de una fase líquida y durante el enfriamiento de ésta.

En la Foto 4.13 se puede ver otro de los granates estudiados en esta muestra (266-76), y en la Figura 4.38 queda reflejado uno de los perfiles realizados. Se puede observar un cristal con un crecimiento asimétrico, donde se pueden diferenciar tres zonas con unas características del perfil similares a las descritas anteriormente. Dentro de la zona I, los contenidos de Mn y Mg describen unas trayectorias con forma de campana, lo cual es indicativo de un zonado de crecimiento. El Ca describe una campana invertida más pronunciada que en el perfil del granate anterior, es decir, con un aumento en el contenido de este elemento desde el núcleo hacia el borde, lo que sugiere un aumento de la presión. La relación XFe $[Fe/(Fe+Mg)]$ y el Fe muestran perfiles de campana invertida, en especial, la relación XFe indica una progresiva disminución de la temperatura. Esta zona nos indica que estos granates se encuentran creciendo durante un aumento de presión y con una temperatura en descenso o que se mantiene bastante constante.

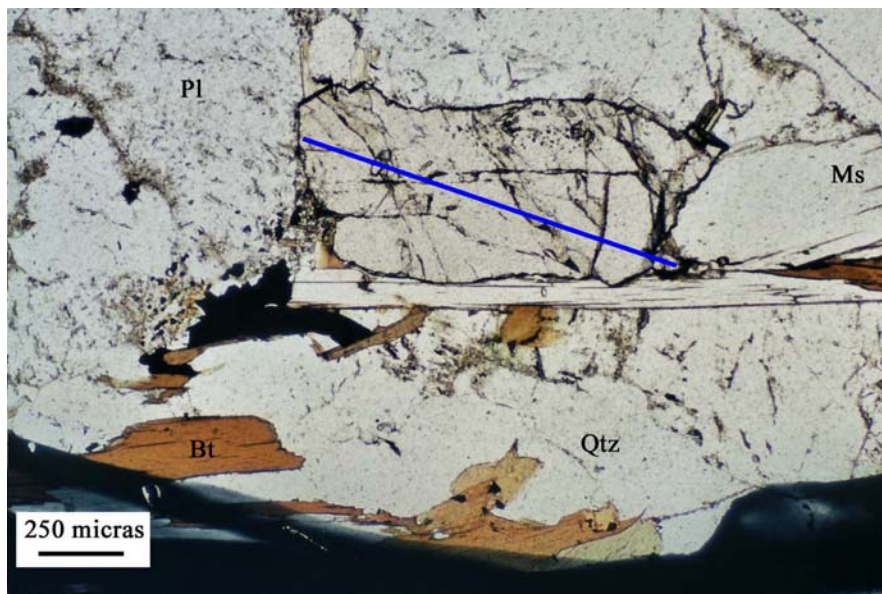
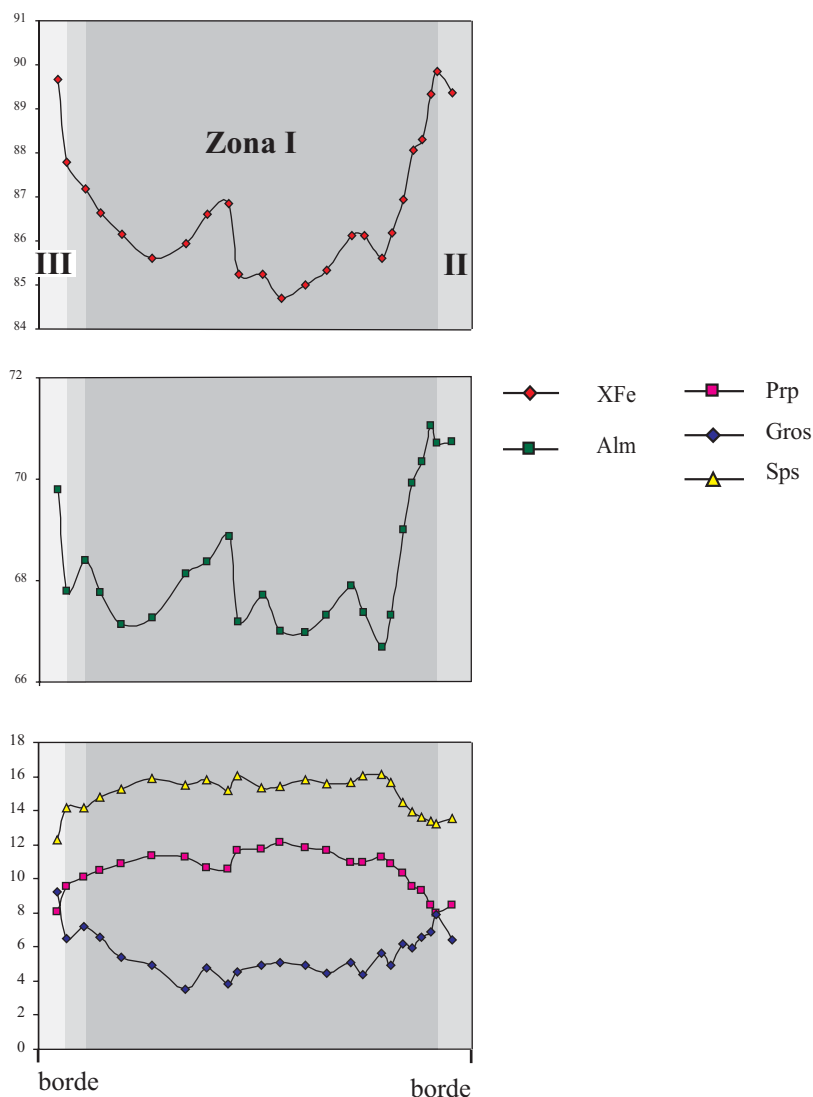


Foto 4.13: Detalle de uno de los granates estudiados, sobre el cual se ha realizado un perfil, proyectado en la Figura 4.38 (Muestra: 266-76, grt-4. **Pl** = plagioclasa; **Bt** = biotita; **Ms** = moscovita; **Qtz** = cuarzo).

La zona II muestra las mismas características composicionales que las descritas en la zona II de los perfiles anteriores (muestra 266-76, grt-1 A y B). La zona III representa el resultado de la reequilibración retrógrada del granate, con aumento de XFe, Fe y Ca, y con una disminución del Mg y Mn.

Los perfiles de estos granates nos muestran que corresponden a un crecimiento durante un aumento de presión y en unas condiciones de descenso, o de no aumento, de la temperatura, y se podrían considerar sincinemáticos, con el desarrollo de la distena en el flanco N del Antiforme de Sanabria, reflejando en ambos casos un considerable aumento de la presión, todo ello estaría provocado por el emplazamiento de los complejos alóctonos que en esos momentos estarían cabalgando sobre estos materiales.

Figura 4.38: Variación de la composición química a lo largo de un perfil de un granate perteneciente a la muestra 266-76 (grt-4).



● *Zonado de los granates de la muestra TAB-4 (gneises bandeados)*

En esta muestra se han estudiado los cristales de granate de mayor tamaño. La elección de los granates, así como del perfil a realizar, ha estado determinada por las características y relaciones de la textura que presentan. La principal característica de todos los granates es su carácter poiquiloblástico. Los perfiles de estos granates presentan unas características ligeramente diferentes a los descritos anteriormente.

En la Foto 4.14 se muestra uno de estos granates con hábito poiquiloblástico, que incluye principalmente a cristales de cuarzo. En la Figura 4.39 (TAB-4; grt-2) se ha representado uno de los perfiles más completo y representativo. Se diferencian tres zonas. En la zona I, el Mn tiene un perfil con forma de campana, típica de un zonado de crecimiento, con un máximo en el centro del cristal ($X_{Mn} = 7,81$) que va disminuyendo hacia el borde hasta alcanzar valores de $X_{Mn} \approx 2,5$. Para el Ca, el perfil tiene una parte central bastante plana, con algunos dientes de sierra y hacia los bordes hay un ligero aumento del contenido en Ca, por lo que en su trazado general se puede considerar un perfil con forma en campana invertida; para el Fe, el trazado del perfil tiene forma de campana

invertida, con un aumento progresivo hacia el borde que indica, al igual que el Mn, una etapa progradada de crecimiento. El Mg, sigue una pauta semejante al Fe, dando un perfil de campana invertida muy abierta, aunque tiene una parte central bastante plana, es decir, existe un aumento desde el centro del cristal al borde; por último, la relación $X_{Fe} = Fe/(Fe+Mg)$ tiene forma de campana normal muy abierta, marcando un descenso desde el núcleo hacia los bordes, lo cual también nos indica junto con los elementos anteriores un crecimiento progrado.

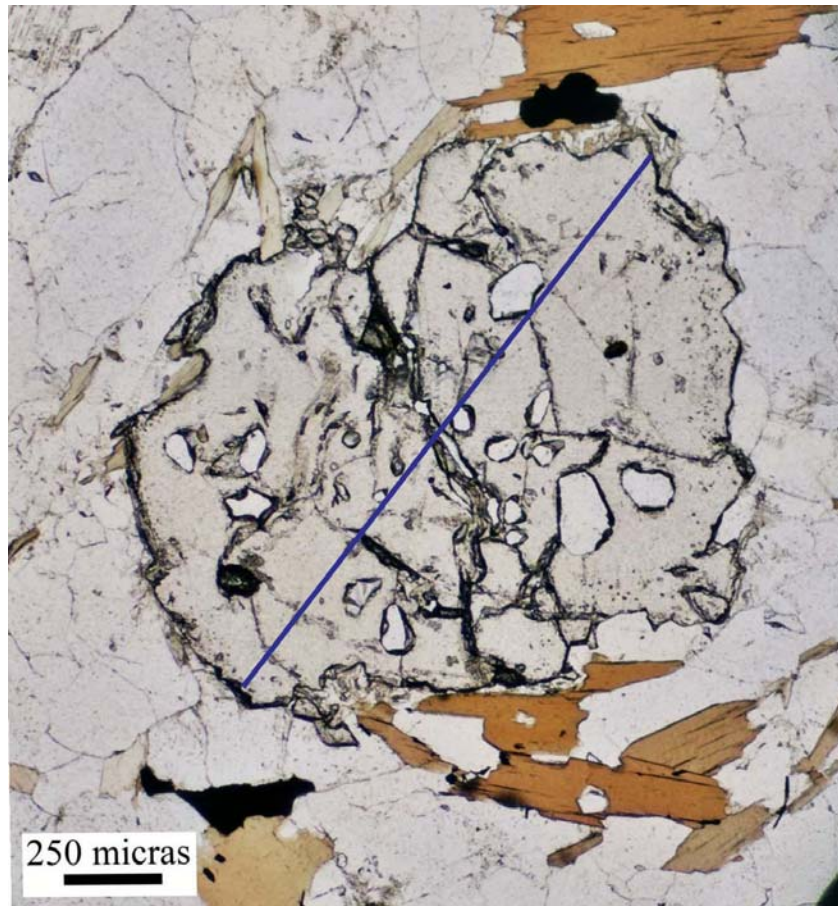


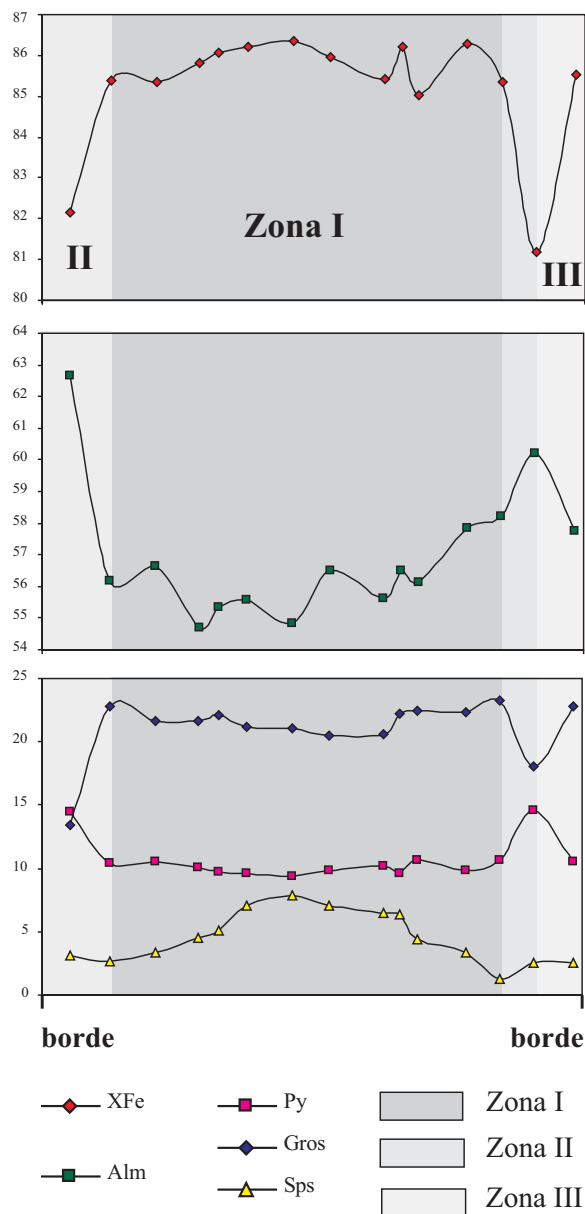
Foto 4.14: Aspecto de la textura de uno de los granates estudiados en la muestra TAB-4 (grt-2). Uno de los dos perfiles realizados sobre este cristal se puede ver en la Figura 4.39; la línea azul marca el recorrido aproximado en el que se han realizado análisis puntuales con la microsonda electrónica.

La zona II está representada de forma simétrica con respecto a la zona I. En ella, el comportamiento de los distintos componentes es el siguiente: el contenido en Mn permanece prácticamente constante o bien muestra un ligero aumento; el Ca sufre una disminución en el contenido; el Fe en su parte izquierda sufre un importante aumento mientras que en la parte derecha hay un aumento más pequeño; el Mg sufre un aumento en su contenido y en el caso de la relación $Fe/(Fe+Mg)$ primero sufre un descenso bastante pronunciado. Estas características definen un perfil típico de un crecimiento progrado.

Por último, se ha diferenciado una tercera zona (zona III) en uno de los extremos del perfil, con unas características opuestas a la de la zona II. Así, en ella el Mn presenta una muy ligera disminución hacia el borde, al igual que el Mg, pero en este elemento es más pronunciada. El Ca

sufre un aumento relativamente importante hacia el borde, posiblemente debido a una reequilibración retrógrada, mientras que el Fe marca una disminución. Por último, la relación XFe sufre un fuerte aumento. Todo esto es coherente con una difusión retrógrada, registrada también por la evolución de los perfiles de Mn y Fe.

Figura 4.39: Variación de la composición química a lo largo de un perfil, de un granate de la muestra TAB-4 (grt-2), gneises bandeados de la Serie de “Viana do Bolo”.



En resumen, se puede decir que las tres zonas marcan tres momentos distintos dentro de la evolución de la historia tectono-metamórfica. Las zonas I y II definen un zonado por crecimiento progrado del granate, mientras que la zona III representa su retrogradación.

Otro ejemplo del zonado de los granates en esta muestra se encuentra representado en la Figura 4.40 (grt-3, perfil-2), donde se pueden observar las mismas tres zonas que se han descrito para el perfil de la Figura 4.39 y las fracciones molares de Fe, Mg, Mn y Ca, así como la relación Fe/Fe+Mg presentan perfiles con las mismas características.

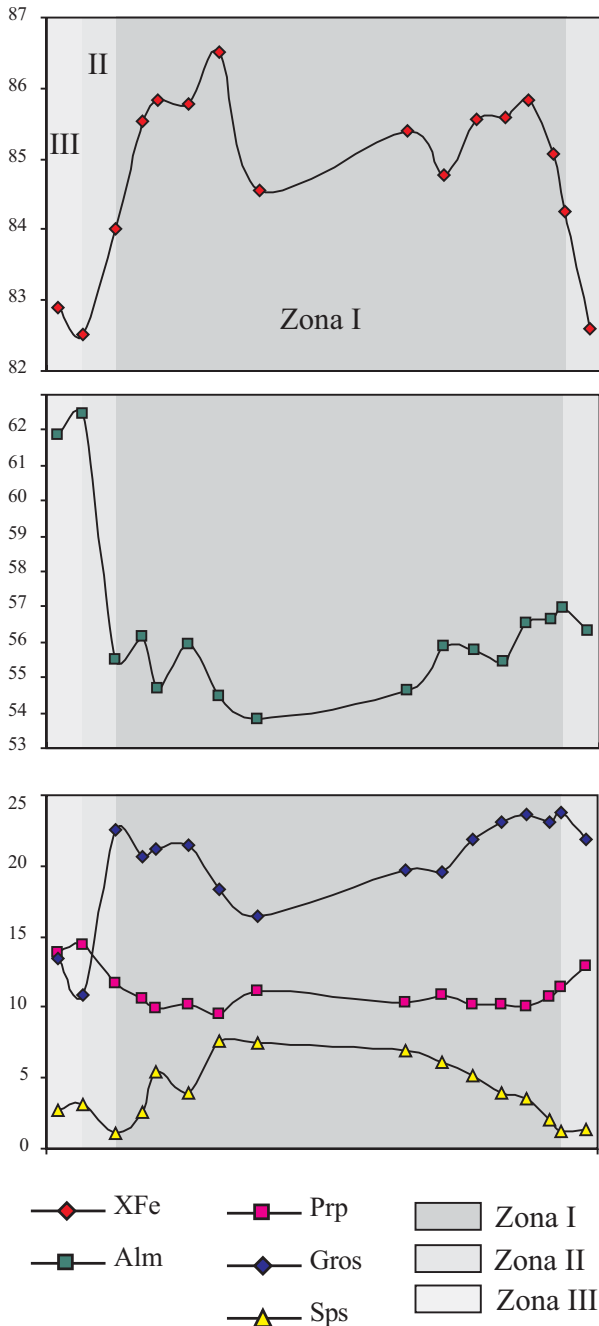


Figura 4.40: Variación de la composición química en un perfil de otro granate de la muestra TAB-4 (grt-3, perfil 2), correspondiente a los gneises bandeados de la Serie de “Viana do Bolo”.

● Interpretación de los granates de la muestra 266-22 (micaesquistos con granate)

A pesar de que en el diagrama triangular Gros-Prp-Alm+Sps, no se aprecia una variación composicional importante dentro de los cristales de granate (Figura 4.34), se puede comprobar que existe una pequeña zonación. Así, de los granates analizados en esta muestra, se han seleccionado dos de los perfiles como los más representativos. Los perfiles A y B de la Figura 4.41 tienen las mismas características y son muy semejantes a los perfiles descritos en los granates de la muestra 266-76, correspondiente a los gneises bandeados. En estos perfiles son fácilmente reconocibles dos zonas, lo más llamativo en ambos es que el perfil de la espesartina (Mn) tiene una zona central (zona I) con forma en campana, que es característico de un crecimiento continuo, consecuencia del fraccionamiento del Mn por parte del granate. La grosularia (Ca) presenta un perfil en forma de campana invertida, sobre todo en el perfil B, es decir, con aumento hacia los bordes del cristal, lo que indica un aumento de la presión. Igualmente, el alto contenido en espesartina (Mn) con un empobrecimiento muy rápido hacia el exterior del cristal, unido al bajo

contenido en grosularia (Ca) en los centros de la zona I, puede representar un crecimiento por debajo de las condiciones normales de formación.

La relación $X_{Fe} = (Fe/Fe+Mg)$ es bastante insensible a los componentes adicionales que puedan existir dentro del sistema KFMASH y, por lo tanto, es más fiable que otro tipo de relaciones. Así, el perfil que muestra tiene forma de campana invertida muy abierta, es decir, con un ligero aumento en el contenido hacia los bordes dentro de la zona I y que se continúa por la zona II, lo que indica una posible disminución de la temperatura durante el crecimiento del cristal. En el caso del almandino (Fe), la forma del perfil es de campana invertida, con un aumento progresivo de las fracciones molares hacia los bordes, muy patente en el perfil B, lo que indica un crecimiento continuo como en el caso del Mn y el carácter progrado de la evolución seguida por los granates. Tanto la relación X_{Fe} como el almandino (Fe) muestran las mismas tendencias de variación, por lo que ambos nos indican un descenso de la temperatura durante la formación de los cristales. En ambos perfiles, la zona II refleja una retrogradación o bien una homogeneización por difusión de los bordes de los cristales de granate.

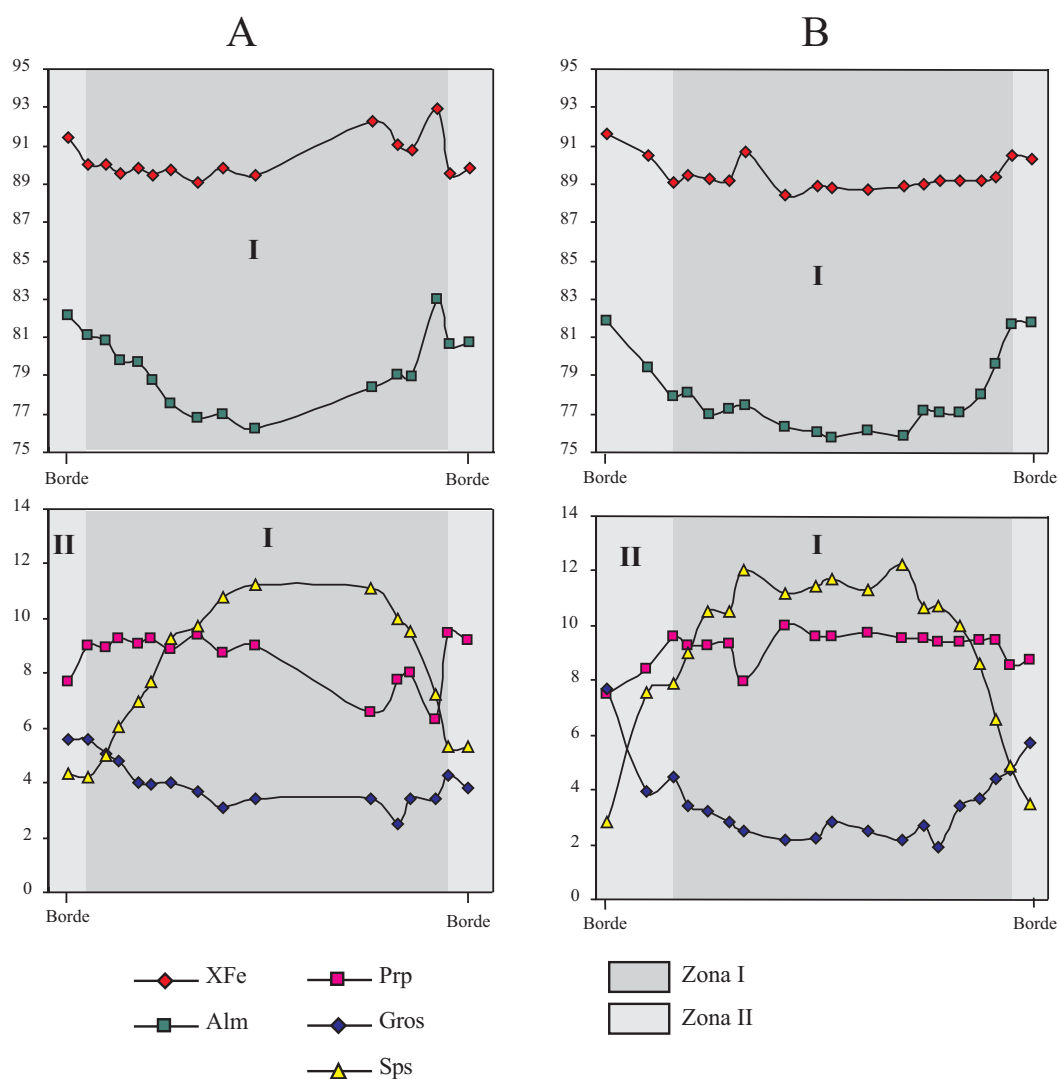


Figura 4.41: Perfiles realizados sobre dos de los granates de los micaesquistos con granate (Muestra: 266-22). El perfil A corresponde al granate que se observa en la parte izquierda de la Foto 4.11.

4.4.3.- Granates de los “boudins” calcosilicatados

Los análisis de granates de los “boudins” calcosilicatados se encuentran en las Tablas XII.1 a XII.5 del Anexo I y corresponden a las muestras 266-18 y 266-78.

Todos los puntos analizados se han representado en el diagrama triangular grossularia (Gros), piropo (Prp) y almandino + espesartina (Alm + Sps) (Figura 4.42). Como puede observarse, existe una apreciable variación composicional entre los granates pertenecientes a ambos tipos de “boudins” calcosilicatados. Los granates del “boudin” granatífero-piroxénico se acercan al polo de la grossularia, mientras que los del “boudin” granatífero-anfibólico se acercan hacia el polo de almandino + espesartina.

En este gráfico también se han representado análisis de anfibolitas o paraanfibolitas de la Sierra de Guadarrama (Sistema Central Español) procedentes de VILLASECA GONZÁLEZ (1984) y VILLASECA (datos personales, 2005), y los datos tienden a proyectarse cerca de nuestros boudines anfibólicos.

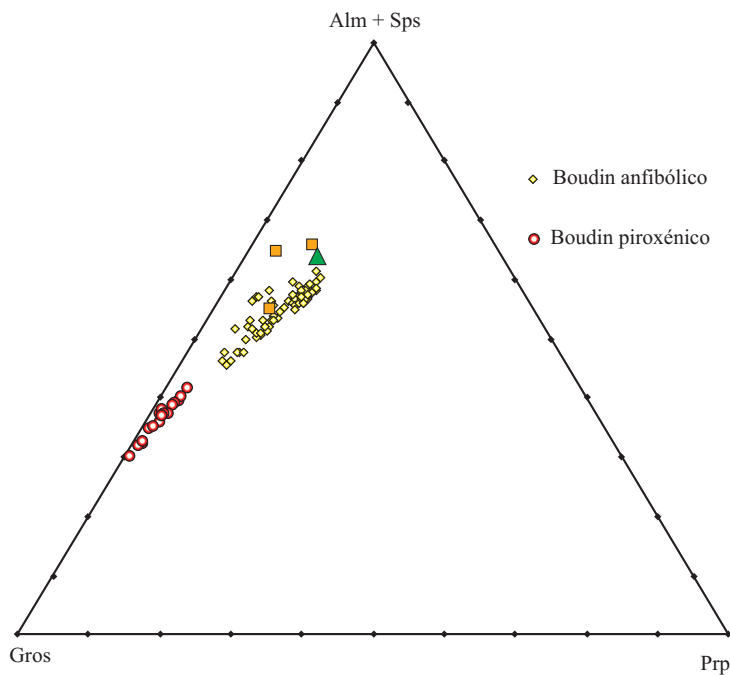


Figura 4.42: Diagrama triangular Gros – Prp - Alm+Sps para los granates de los “boudins” pertenecientes a las rocas calcosilicatadas. También se han representado datos procedentes de (■) VILLASECA GONZÁLEZ (1984) y (▲) VILLASECA (2005, comunicación personal).

4.5.- PIROXENO

Este mineral se encuentra en los “boudins” calcosilicatados, habiéndose analizado únicamente en la muestra 266-18. De los análisis realizados se han aceptado aquellos cuyo contenido en óxidos está comprendido entre 97% y 102%, que se incluyen en las Tablas XIII.1 a XIII.3 del Anexo I, acompañados de las fórmulas estructurales, calculadas en base a 6 oxígenos y 4 cationes.

Los piroxenos cálcicos $[\text{Ca}(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+})\text{Si}_2\text{O}_6]$ diópsido-hedembergita forman una serie de solución sólida continua entre $\text{CaMgSi}_2\text{O}_6$ y $\text{CaFe}^{2+}\text{Si}_2\text{O}_6$, respectivamente. En la clasificación de POLDERVAART Y HESS (1951), todos los piroxenos analizados se clasificarían como salitas, con escasos análisis dentro del campo de la ferrosalita. En la clasificación propuesta por MORIMOTO *et al.* (1988), todos son piroxenos cálcicos y se clasifican como diópsidos, con contenidos en Wo ($\text{Ca}_2\text{Si}_2\text{O}_6$) siempre por encima del 47% (Figura 4.43). No existen grandes diferencias, en la composición de los clinopiroxenos estudiados, que merezcan ser comentadas. Se ha representado también una media de los análisis de clinopiroxenos pertenecientes a rocas calcosilicatadas del Sistema Central Español (VILLASECA GONZÁLEZ, 1984), y se puede comprobar que tienen composiciones muy semejantes a los analizados en este trabajo, proyectándose en el límite del campo entre diópsido y hedembergita. Este tipo de piroxenos cálcicos (salitas) son comunes en sedimentos ricos en calcio afectados por un metamorfismo regional en facies de anfibolitas.

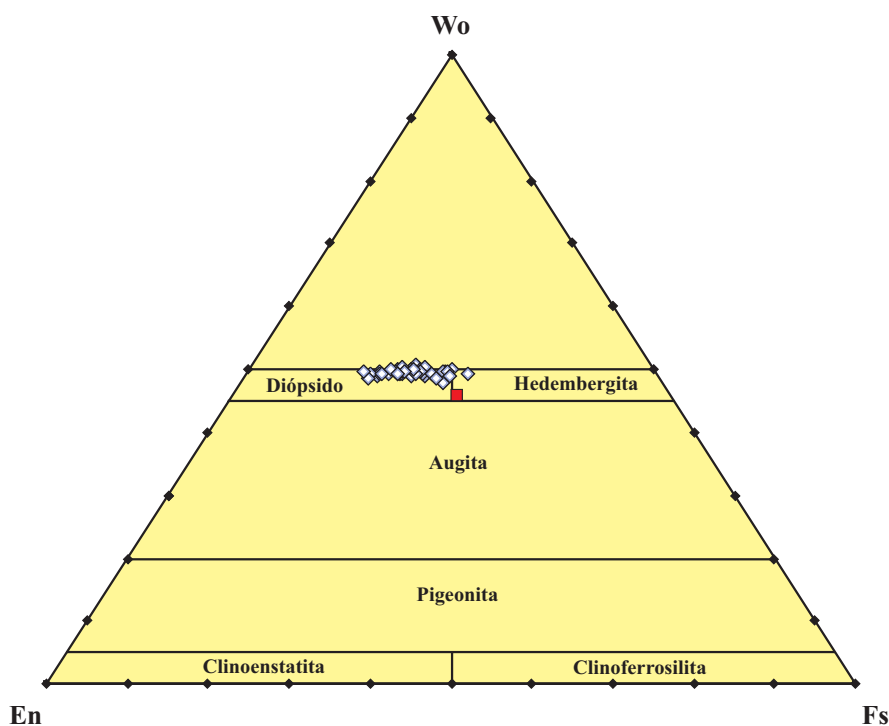


Figura 4.43: Diagrama En-Fs-Wo para la clasificación de los piroxenos (MORIMOTO *et al.*, 1988. Muestra: 266-18). (■) VILLASECA GONZÁLEZ (1984).

4.6.- ANFÍBOL

De los análisis efectuados se han considerado aquellos cuyo contenido total en óxidos varía entre 94% y 98%, que se incluyen en las Tablas XIV.1 a XIV.3 del Anexo I. Las fórmulas estructurales han sido calculadas en base a 23 oxígenos. Todos los análisis pertenecen a una muestra de un "boudin" de tipo granatífero-anfibólico (muestra 266-78). La clasificación de los anfíboles se ha llevado a cabo según las normas recopiladas por LEAKE *et al.* (1997).

En la Foto 4.15 se puede observar el carácter poiquiloblástico de los anfíboles de mayor tamaño. En general, todos los anfíboles son cálcicos, con $(Ca + Na)_B > 1$, $Ca \geq 1,5$ (1,723 a 1,898) y $(Na+K)_A < 0,5$ (0,014 a 0,333), mostrando una variación composicional notable, que oscila entre magnesio-hornblenda a tschermakita y a ferro-tschermakita, aunque la mayor parte de los análisis se proyectan en el campo de los anfíboles tschermakíticos (Figura 4.44). Los análisis que se proyectan en el campo de la magnesio-hornblenda corresponden a los anfíboles de menor tamaño. En el caso de las otras dos composiciones, corresponden a los grandes cristales poiquiloblásticos de anfíbol, donde la composición tschermakita corresponde a las zonas centrales de los cristales, mientras que las composiciones ferro-tschermakita pertenecen principalmente a los bordes.

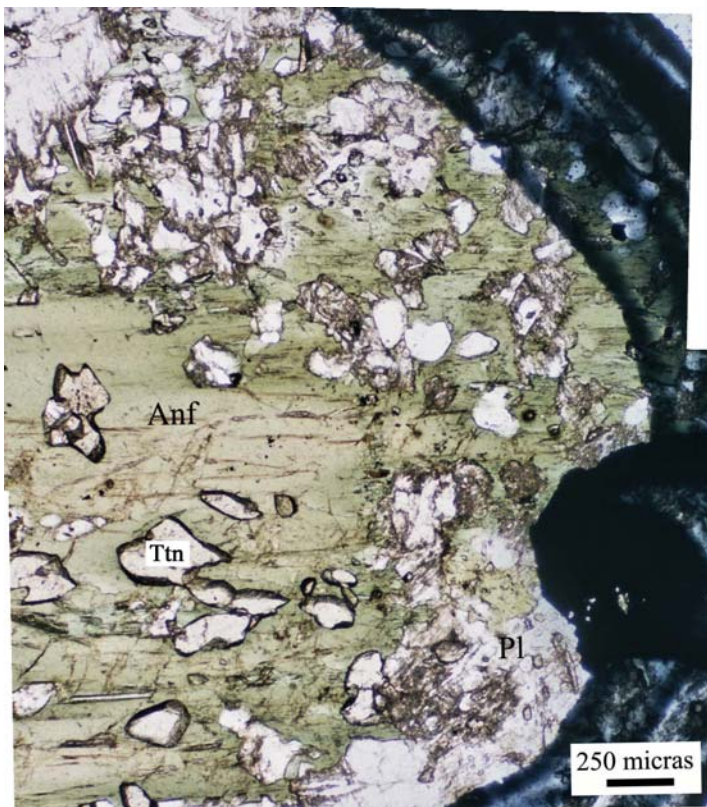


Foto 4.15: Detalle de uno de los anfíboles (Anf) poiquiloblásticos analizados. Tienen gran cantidad de inclusiones de titanita (Ttn) de hábito euédrico a subédrico. (Pl = plagioclasa. Muestra: 266-78; nícoles paralelos).

El diagrama Si *vs.* Ti propuesto por LEAKE (1965) ha sido utilizado clásicamente con el objetivo de discriminar entre anfíboles ígneos y metamórficos. En el caso que nos ocupa, se observa cómo todos los análisis realizados se proyectan en el campo de los anfíboles metamórficos (Figura 4.45), lo que concuerda con las observaciones petrográficas.

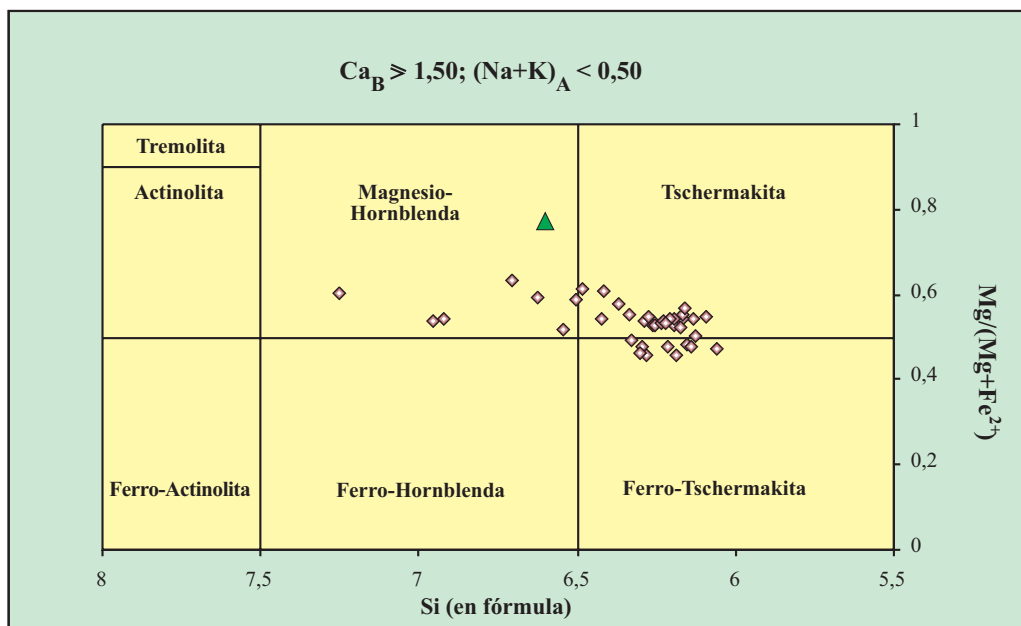


Figura 4.44: Diagrama para la clasificación de anfíboles (LEAKE *et al.*, 1997) pertenecientes al “boudin” granatífero-anfibólico (Muestra: 266-78). (▲ = VILLASECA, comunicación personal, 2005).

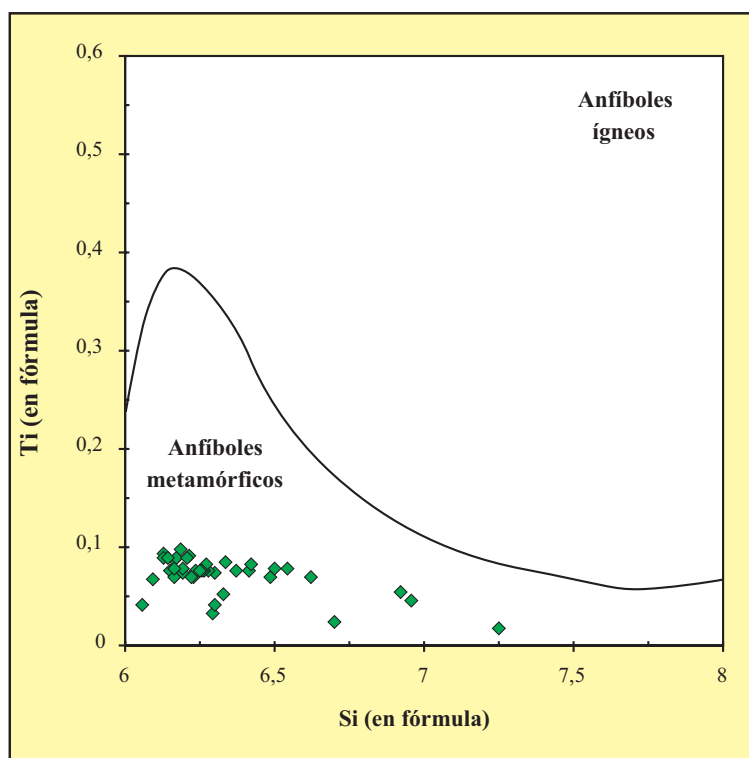


Figura 4.45: Diagrama Si *vs.* Ti propuesto por LEAKE (1965), para discriminar entre anfíboles ígneos y metamórficos. Como puede observarse, todos los análisis se proyectan en el campo de los anfíboles metamórficos.

4.7.- CLORITA

Las cloritas analizadas corresponden a un mármol (Tablas XV.1 y XV.2 del Anexo I) y presentan unos totales de los óxidos analizados comprendidos entre 86% y 89%, por lo que no parecen demasiado precisos, pero aún así, se han representado en el diagrama de clasificación para las cloritas de HEY (1954), donde los análisis se proyectan mayoritariamente en el campo de clinocloros (Figura 4.46). Esta clasificación concuerda con las características microscópicas presentadas por estos cristales.

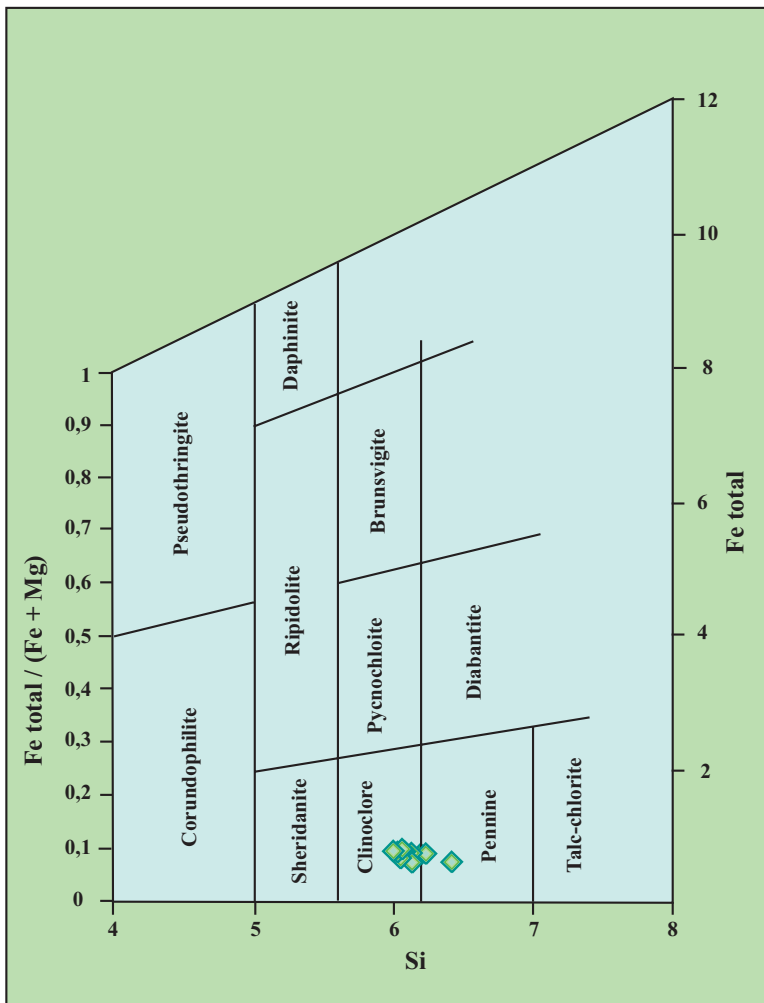


Figura 4.46: Diagrama Si vs. Fe_t/Fe_t+Mg según HEY (1954), para la clasificación de las cloritas (Muestra: 266-41).

4.8.- OLIVINO

Este mineral aparece tan sólo en los mármoles (muestra 266-41) y se ha encontrado sólo en un afloramiento. Los análisis realizados se encuentran recogidos en la Tabla XVI.1 del Anexo I, en donde se incluyen también las fórmulas estructurales en base a 4 oxígenos. Aunque sólo se dispone de cinco análisis, estos son muy similares y su composición varía entre 80,92 y 79,52% de

forsterita, lo que da idea del limitado rango de variación, cuya composición corresponde a crisolitos.

4.9.- TITANITA

La titanita, $\text{CaTi} [\text{SiO}_4] (\text{O}, \text{OH}, \text{F})$, es un mineral accesorio común en ambos tipos de "boudins" calcosilicatados. Se han descartado aquellos análisis cuyos contenidos en óxidos son inferiores a 96 %. Los análisis utilizados se encuentran en la Tabla XVII.1 del Anexo I. La proyección de las titanitas estudiadas en el diagrama Ti-Fe-Al de TULLOCH (1979; Figura 4.47) las sitúa cerca del vértice del Ti, observándose que no existen prácticamente diferencias entre ellas, superponiéndose todos los puntos proyectados.

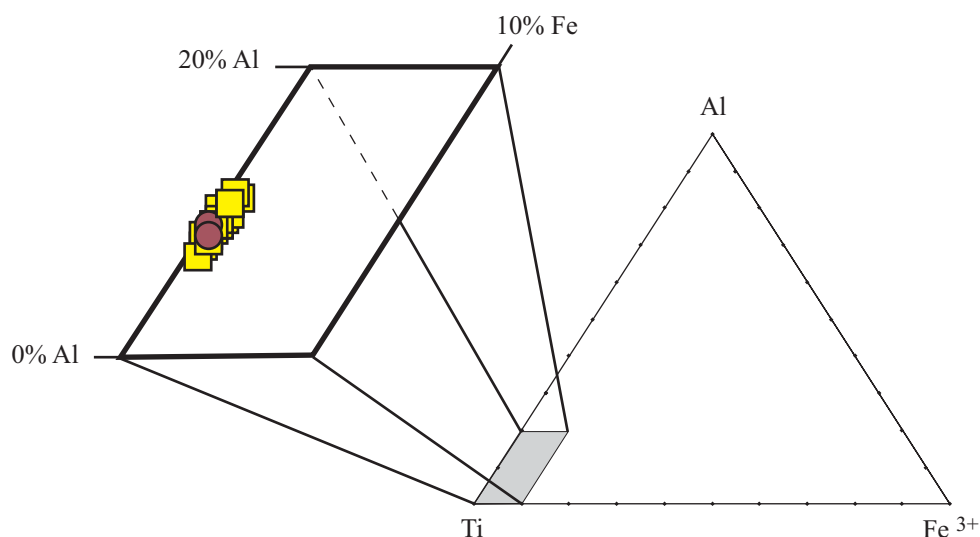


Figura 4.47: Representación de las titanitas estudiadas en el diagrama Ti-Fe³⁺-Al (TULLOCH, 1979). **Cuadrados amarillos** = boudines anfibólicos-granatíferos; **círculos rojos** = boudines piroxénicos-granatíferos.

4.10.- EPIDOTA-CLINOZOISITA

Se han considerado únicamente los análisis químicos de epidotas cuyo contenido total en óxidos es superior al 95 %. Las fórmulas estructurales se han calculado en base a 8 cationes, donde todo el Fe se ha asumido como férrico y todo el Mn como trivalente.

La relación composicional de los minerales del grupo de la epidota pueden ser expresados por la siguiente fórmula general:



Donde X = Ca, Ce, La, Y, Th, Fe²⁺, Mn²⁺, Mn³⁺

Y = Al, Fe³⁺, Mn³⁺, Mn²⁺, Fe²⁺, Ti

Z = Si, Be

La gran mayoría de los miembros de este grupo pertenecen a la serie de solución sólida Ca₂Al₂AlSi₃O₁₁(O/OH) – Ca₂Al₂Fe³⁺Si₃O₁₁(O/OH) de zoisita ortorrómbica y epidota/clinozoisita monoclinica. La composición de la solución sólida ortorrómbica y monoclinica puede ser expresada como la fracción molar de X_{ps} del componente Ca₂Al₂Fe³⁺Si₃O₁₁(O/OH), con X_{ps} = Fe³⁺ / (Fe³⁺ + Al – 2) (DEER *et al.*, 1986). En la zoisita, X_{ps} está restringida a valores inferiores a 0,02, mientras que la solución sólida monoclinica muestra valores entre 0 y 1.

En la composición de los minerales del grupo de la epidota, además de las condiciones metamórficas (presión y temperatura), también influyen la fugacidad del oxígeno en roca total (fO₂) y la composición de la roca total.

Dentro de la Serie de “Viana do Bolo”, la muestra en la que se han analizado los cristales de epidota es la 266-78, que corresponde al “boudin” anfibólico-granatífero. En la Tabla 4.3 se encuentran algunos de los elementos más representativos de este mineral. Sólo se han analizado cuatro cristales y los resultados se presentan en la Tabla XVIII.1 del Anexo I.

SiO ₂	Al ₂ O ₃	Al ^{VI}	Fe ³⁺	Mn	% pist.
39,091	28,345	2,603	0,351	0,006	11,852

Tabla 4.3: Datos de los elementos que representan la composición media de las epidotas-clinozoisitas pertenecientes a las rocas calcosilicatadas.

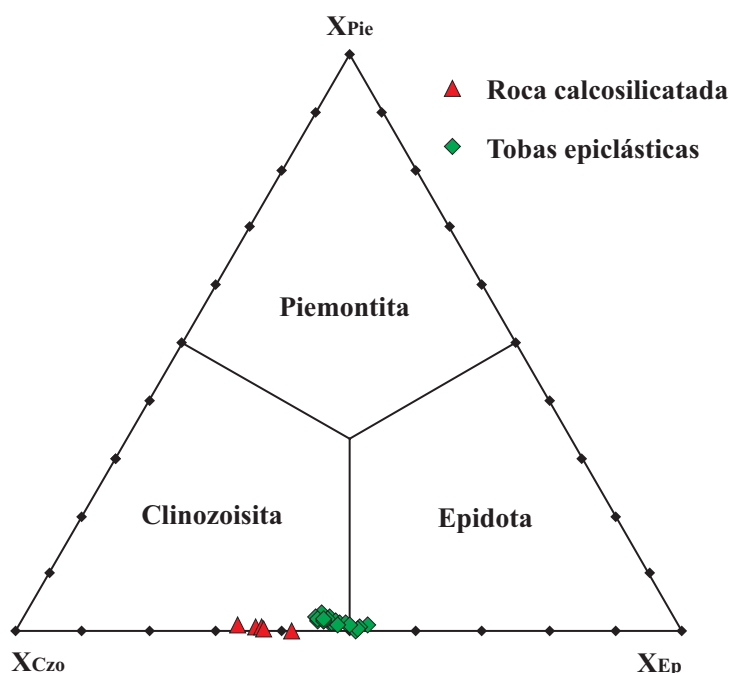
Dentro de la Formación “Ollo de Sapo”, las muestras en las que se han analizado epidotas son 267-20 y 267-32 (Tablas XIX.1 y XIX.2 del Anexo I), ambas correspondientes a las tobas epiclásticas, donde los cristales se consideran formados en el proceso metamórfico asociado al desarrollo tardío de la S2-M2 que presentan estas rocas.

En la Figura 4.48 se encuentran representadas las composiciones de las epidotas de las rocas calcosilicatadas y del “Ollo de Sapo”. En ambos casos se pueden clasificar como clinozoisitas, aunque se puede comprobar cómo la composición de la roca total influye de forma importante en la diferencia composicional entre ambos grupos de epidota.

En las epidotas correspondientes al “boudin” calcosilicatado, el contenido en molécula de pistachita tiene valores comprendidos entre Ps₁₀ y Ps₁₄, tratándose de clinozoisitas. Como puede observarse, el rango composicional de las epidotas de los boudines anfibólico-granatíferos es muy pequeño. Otra característica que se suele tener en cuenta a la hora de considerar la composición de las epidotas es el contenido en TiO₂. En nuestro caso, todas las epidotas tienen un contenido inferior al 0,2 %.

En el caso del “Ollo de Sapo”, los cristales tienen un grado de idiomorfismo muy alto (Foto 4.16) e incluso llegan a formar grandes blastos, y a veces los cristales crecen con hábitos prismáticos alargados, dando lugar a formas radiadas (Foto 4.17). El contenido de molécula de pistachita tiene valores comprendidos entre Ps_{14} y Ps_{28} , que son bastante bajos, pero siempre son superiores a los de las rocas calcosilicatadas. Esto queda reflejado de forma gráfica en la Figura 4.49, donde se ha representado Al^{VI} vs. Fe^{3+} , volviéndose a diferenciar los dos grupos de epidota-clinozoisita. En las epidotas pertenecientes a la Formación “Ollo de Sapo” se pueden diferenciar dos subgrupos, la zona central y la zona más externa de los cristales, que concuerda con el zonado que se observa de al microscopio en los cristales de epidota-clinozoisita y que queda reflejada en la Tabla 4.4. Según FRANZ Y LIEBSCHER (2004) y GRAPES Y HOSKINS (2004), las epidotas crecidas en facies de los esquistos verdes son más ricas en Fe, mientras que hacia la facies de anfibolitas, las epidotas incrementan su contenido en Al (Figura 4.49), aunque también hay que tener en cuenta la composición total de la roca. También se puede observar en la Figura una disminución de XFe con el aumento del grado metamórfico.

Figura 4.48: Diagrama triangular de composición de las epidotas estudiadas.
 $X_{Czo} = (Al-2)/(Fe^{3+}+Al+Mn-2)$; $X_{Ep} = Fe^{3+}/(Fe^{3+}+Al+Mn-2)$; $X_{Pie} = Mn/(Fe^{3+}+Al+Mn-2)$. Czo = Clinozoisita, Ep = Epidota; Pie = Piemontita.



Nº análisis	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Al ^{VI}	Fe ³⁺	Mn	%pist.
1 (borde)	39,316	27,304	2,497	0,423	0,021	14,387
2	38,385	27,151	2,508	0,435	0,017	14,735
3 (núcleo)	36,231	24,464	2,448	0,480	0,008	16,335

Tabla 4.4: Datos de los elementos que presentan una variación zonal en un cristal de la Formación “Ollo de Sapo” y que se muestra en la Foto 4.18.

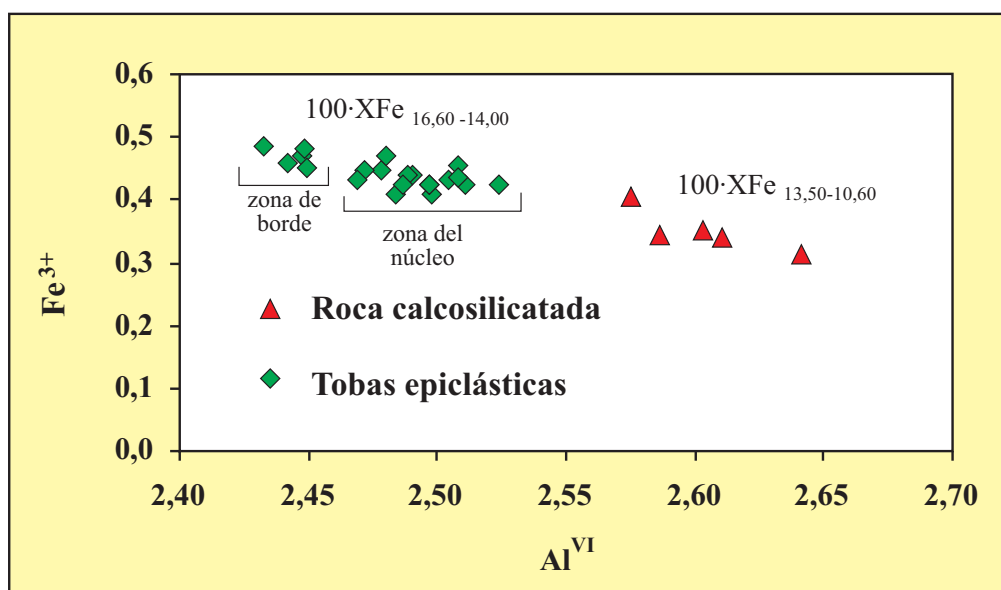


Figura 4.49: Diagrama binario Al^{VI} vs. Fe^{3+} . ($XFe = Fe^{3+}/Fe^{3+}+Al^{VI}$).

EVANS y VANCE (1978), en su estudio de las epidotas en diques dacíticos, indican que las de origen magmático se caracterizan por contenidos en $TiO_2 < 0,2 \%$, mientras que las epidotas secundarias, que son producto de la alteración de la biotita, tienen unos contenidos en $TiO_2 > 0,2 \%$. En nuestro caso, el estudio petrográfico de estos materiales epiclásticos muestra un origen metamórfico para las epidotas (clinozoisitas). También se ha observado ópticamente en los cristales euhedrales (Foto 4.18) una zonación que se refleja en la composición, aumentando hacia el centro del cristal el contenido en la molécula de pistachita, así como los contenidos en Al^{VI} , Fe^{3+} , mientras que hay una disminución para el Mn (Tabla 4.4).

Sin embargo, los datos analíticos ponen de manifiesto que casi todas las epidotas estudiadas presentan unos contenidos en $TiO_2 < 0,2 \%$. En general, tienen un contenido medio en TiO_2 de 0,131, variando desde 0,038 hasta 0,182. En cambio, las epidotas analizadas que se encuentran asociadas a agregados de biotita, o a sus productos de alteración, tienen unos valores de $TiO_2 > 0,2 \%$. En este caso se puede apreciar que el criterio establecido por EVANS y VANCE (1978), basado en el contenido en TiO_2 , no puede utilizarse para establecer su posible origen magmático o metamórfico pero, en cambio, sí podría utilizarse como un criterio de formación a una determinada temperatura. Así, para aquellas epidotas con un contenido de $TiO_2 < 0,2 \%$, su temperatura de formación es muy superior al de las epidotas con unos valores de $TiO_2 > 0,2 \%$.

Foto 4.16: Cristal euhedral de clinzoisita (Czo), cuyo contenido en TiO_2 es inferior a 0,2% (Muestra: 267-32; nícoles paralelos). El desarrollo de este tipo de cristales euhedrales, así como los de la siguiente Foto, es ligeramente posterior al desarrollo de la fábrica S2 y anterior al desarrollo de la crenulación S3.

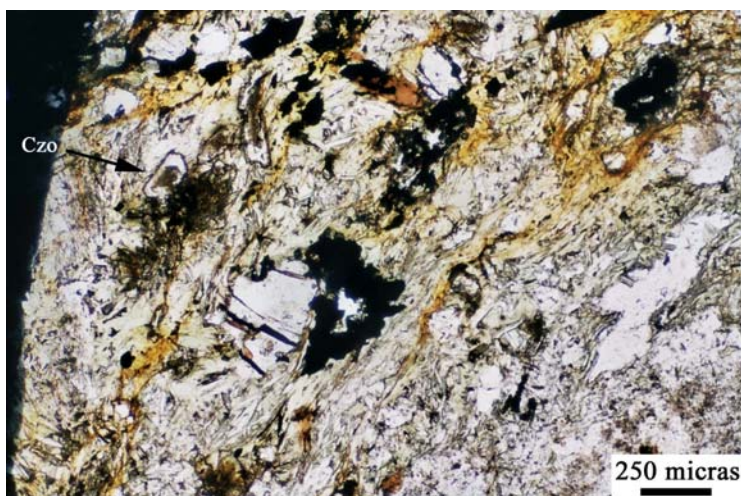


Foto 4.17: Cristales de clinzoisita (Czo) con formas alargadas y disposición radiada (Muestra: 267-32; nícoles paralelos). Este tipo de cristales se desarrolla desde momentos sin-D2 hasta momentos inmediatamente posteriores a la D2, pero siempre pre-D3, por encontrarse afectado por la crenulación.

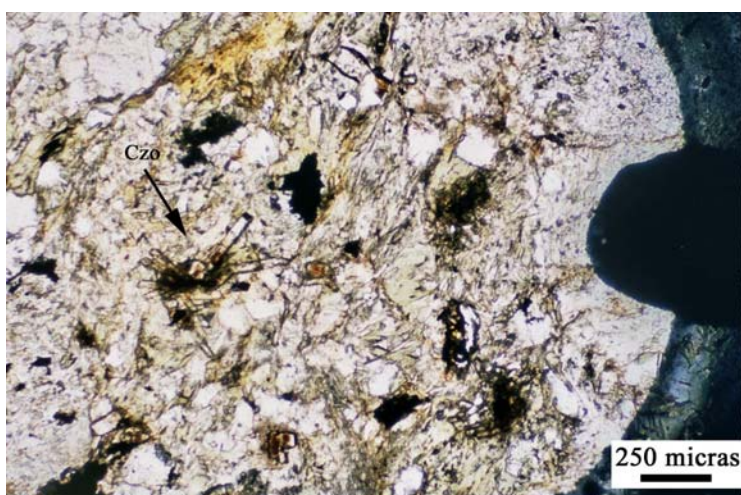
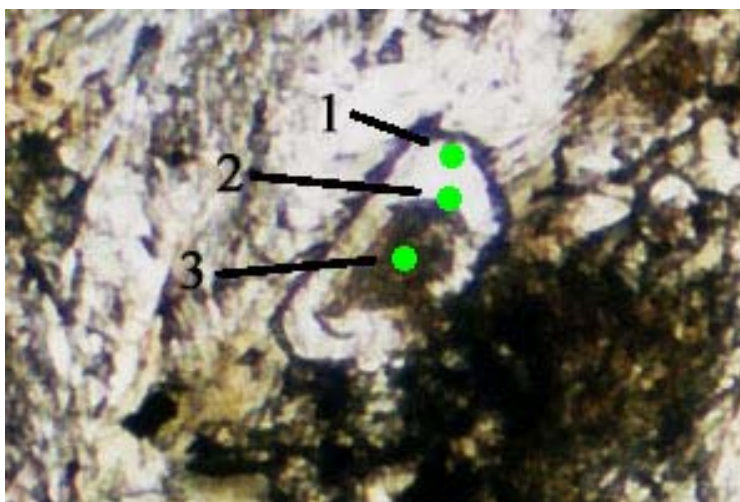


Foto 4.18: Detalle del cristal de clinzoisita de la Foto 4.16. Se han marcado los puntos analizados. Los datos se pueden ver en la Tabla 4.4, observándose una zonación en el cristal, con un núcleo más rico en molécula de pistachita.



4.11.- APATITO

Este mineral de fórmula general $\text{Ca}_5(\text{PO}_4)_3(\text{OH}, \text{F}, \text{Cl})$ se ha encontrado de manera accesoria en todos los tipos de roca diferenciados en la Formación “Ollo de Sapo”. Los elementos determinados son los mismos que en los minerales descritos anteriormente pero, al no haberse analizado elementos como F, Cl y OH, no es posible clasificar los apatitos.

En este apartado se han estudiado conjuntamente los apatitos de la Serie de “Viana do Bolo” y de la Formación “Ollo de Sapo”, cuyos análisis se encuentran representados en las Tablas XX.1 y XXI.1 del Anexo I, respectivamente, con el fin de comparar todos los análisis realizados en los distintos materiales cartografiados y su posible relación con el grado metamórfico.

En la Formación “Ollo de Sapo”, los apatitos poseen unas composiciones muy semejantes en cuanto a los elementos analizados, pero cabe resaltar con los datos disponibles que existen ciertas diferencias composicionales entre los apatitos de rocas de la facies de esquistos verdes y los que se encuentran en la facies de las anfibolitas. La principal diferencia viene reflejada por el contenido en Na_2O . Los apatitos de facies de los esquistos verdes tienen unos contenidos en Na_2O próximos a 0,20 %, mientras que los de la facies de las anfibolitas no llegan a superar el 0,05 % de Na_2O . En la Foto 4.19 se muestra un ejemplo de apatitos dentro de la zona los esquistos verdes.

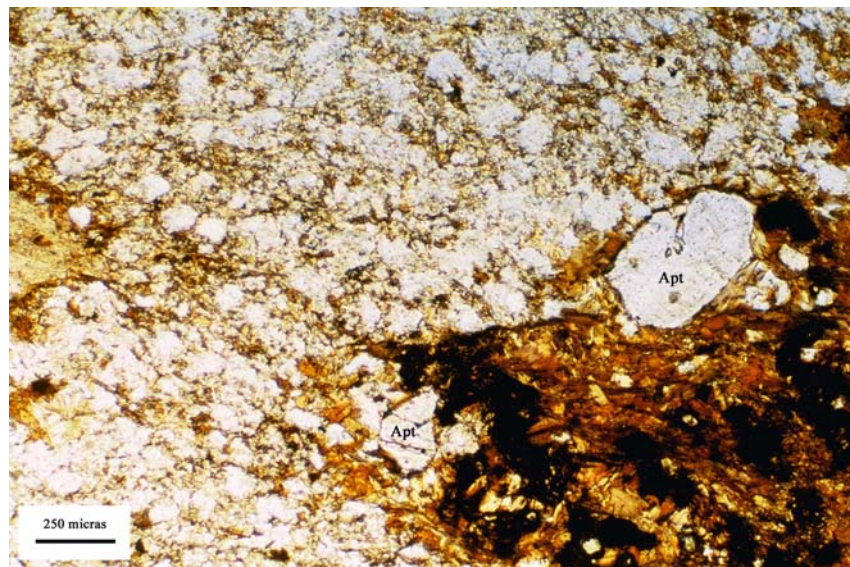
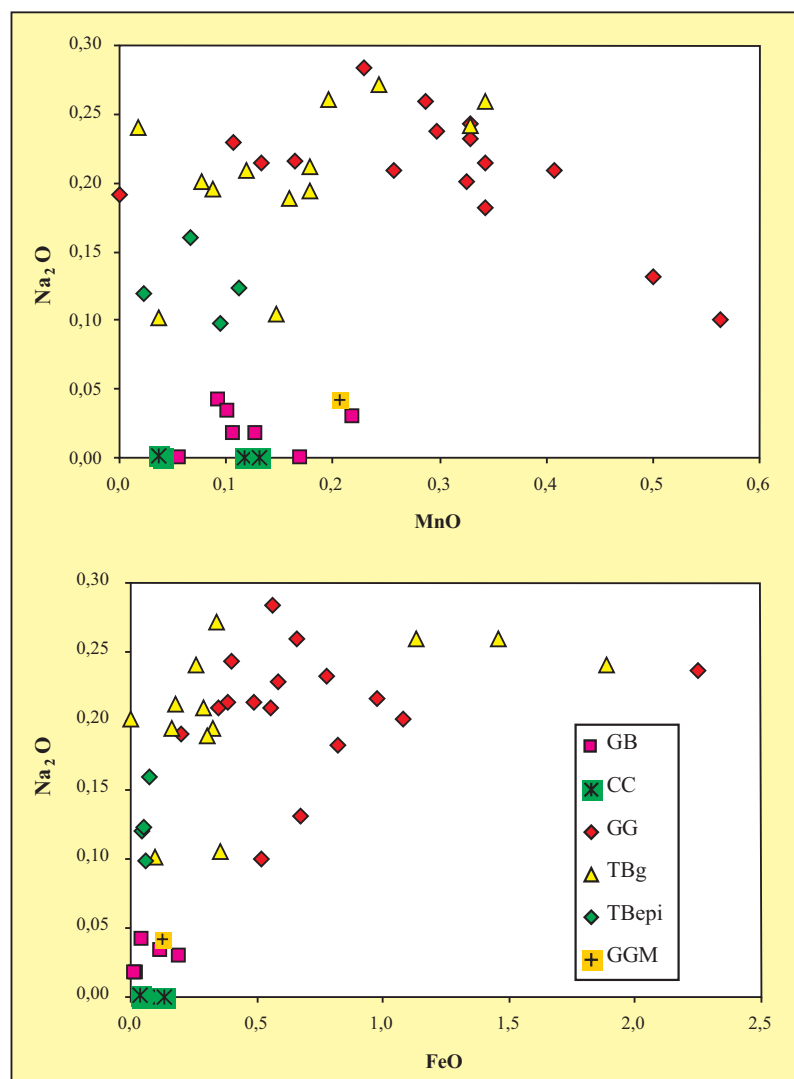


Foto 4.19: Detalle de los apatitos del ortogneis glandular, dentro de la zona de bajo grado metamórfico (Muestra: 268-28, nícoles paralelos; **Apt** = apatito).

Si comparamos los apatitos del ortogneis glandular de bajo grado, con los de los gneises bandeados, vuelve a observarse que los de zonas metamórficas de mayor grado tienen un menor contenido en Na_2O (Figura 4.50). Por otra parte, los apatitos del ortogneis glandular migmatizado y los de los gneises bandeados muestran contenidos de Na_2O semejantes.

Figura 4.50: Diagramas binarios para los apatitos de la Serie de "Viana do Bolo" y de la Formación "Olo de Sapo". Se aprecia muy bien cómo el contenido en Na_2O disminuye con el aumento del grado metamórfico. (GB = gneis bandeado; CC = rocas calcosilicatadas; GG = ortogneis glandular; GGM = ortogneis glandular migmatizado; TBg = tobas de grano grueso; TBepi = tobas epiclásticas).



4.12.- GEOTERMOMETRÍA Y GEOBAROMETRÍA

Con el fin de rentabilizar los datos de análisis mineral, se les han aplicado algunos geotermómetros y geobarómetros clásicos.

4.12.1.- Geotermómetro plagioclasa-moscovita

GREEN Y USDANSKY (1986) han propuesto un geotermómetro basado en la reacción de intercambio Na-K entre plagioclasa y moscovita, a través de la reacción:

$$RT \ln K = -7,5808 T - 2087,6587 - 0,0431 P$$

Donde T es la temperatura (K) y P es la presión (bar).

Los resultados obtenidos empleando este geotermómetro se muestran en la tabla 4.5. Los valores son muy semejantes para las areniscas grises y las cuarcitas de Dradelo, cuyas composiciones son bastante parecidas. Las temperaturas más altas corresponden sistemáticamente a las dos muestras de los gneises bandeados.

Litología	AG	CD	GB	GB
Nº muestra	266-7	266-73	266-76	TAB-3
Tª (2 Kb)	485	484	549	526
Tª (3 Kb)	506	502	570	547
Tª (4 Kb)	528	520	592	568
Tª (5 Kb)	550	538	614	590
Tª (7 Kb)	594	574	657	632
Tª (8 Kb)	616	592	678	653

Tabla 4.5: Temperaturas en °C obtenidas mediante el geotermómetro plagioclasa-moscovita de GREEN Y USDASNKY (1986). (AG= areniscas grises; CD= cuarcitas de Dradelo; GB= gneises bandeados).

4.12.2.- Geotermómetro granate-biotita

El intercambio de Fe²⁺ = Mg entre granate y biotita es fuertemente dependiente de la temperatura y, por lo tanto, puede utilizarse como un geotermómetro, que está bien representado por la reacción:



para la cual:

$$K = [\text{Pyr}]^{1/3}_{\text{Grt}} [\text{Ann}]^{1/3}_{\text{Bt}} [\text{Alm}]^{1/3}_{\text{Grt}} [\text{Phl}]^{1/3}_{\text{Bt}} K_{D, \text{Grt-Bt}} K_{\gamma, \text{Grt-Bt}}$$

Donde [Pyr]_{Grt} es la actividad del componente de piropo en el granate y así sucesivamente; K_D es la constante de distribución y K_γ es el cociente de los productos de los coeficientes de la actividad para los componentes piropo-annita y almandino-flogopita.

Además, SPEAR (1991) indica que las temperaturas calculadas con el par granate-biotita también dependen de las proporciones relativas de ambos minerales en la roca, ya que la consecución del equilibrio se produce mediante difusión. Cuando la relación volumétrica VGrt/VBt es menor de 0,01, puede considerarse que al ser la cantidad de biotita muy grande con respecto al granate, ésta no cambia su composición significativamente al producirse el equilibrio. Por lo tanto, si consideramos los sistemas formados por, en primer lugar el granate y las biotitas incluidas (VGrt/VBt > 1), y en segundo lugar el granate y las biotitas de la matriz (VGrt/VBt < 1), nos encontramos con dos situaciones muy diferentes. En el primer caso, la composición de la biotita se va a ver muy afectada por el equilibrio con el granate, dando lugar a temperaturas bastante más inferiores a las del pico metamórfico. En el segundo caso, al ser el volumen de ambos minerales más parecidos, la composición de la biotita estará mucho menos afectada por el

equilibrio con el granate y podrían reproducirse teóricamente resultados más cercanos a las condiciones del pico metamórfico.

Otros factores a tener en cuenta por su influencia a la hora de efectuar cálculos termométricos son el tamaño de los cristales de granate y la velocidad de enfriamiento del área estudiada (SPEAR, 1991). Si el tamaño de los cristales de granate es grande, los núcleos homogeneizados deberán estar poco o nada modificados por fenómenos de difusión intracristalina, a menos que la velocidad de enfriamiento del área sea excesivamente baja, lo cual no parece que ocurra en áreas orogénicas. Como consecuencia de estos factores, los cálculos termométricos del par granate-biotita en las rocas pertenecientes a la Serie de "Viana do Bolo" han sido calculados con la composición de la parte central de los granates, apoyados por los perfiles realizados en dichos cristales y con las biotitas que forman parte de la matriz y que no están en contacto con cristales de granate, con el fin de evitar que procesos de reequilibrio puedan alterar sustancialmente la composición de la biotita.

De este modo, se han efectuado cálculos de temperaturas basados en relación de intercambio Fe-Mg entre granate y biotita según las calibraciones de FERRY Y SPEAR (1978), HODGES Y SPEAR (1982); PERCHUCK Y LAVRENT'ÉVA (1983) y BHATTACHARYA *et al.* (1992), con el objeto de comparar sus resultados y ver cuáles son los más compatibles con los estudios realizados sobre las asociaciones minerales presentes en las láminas delgadas. Los resultados obtenidos con estas calibraciones que se presentan en la tabla 4.6 pertenecen a una única muestra de los gneises bandeados (266-76), asumiendo una presión de 5 Kbar para cada uno de los granates analizados. Todos los resultados proporcionan valores similares, comprendidos entre 535 y 601 °C, que representan condiciones de facies anfíbolíticas, desde la zona de la estauroлита hasta la parte inferior de la zona de la sillimanita.

Muestra	P (kbar)	FS78	HS82	PL83	B92-HW	B92-GS
266-76; grt-1	5	575	599	581	567	555
266-76; grt-2	5	535	561	559	545	533
266-76; grt-3	5	544	569	564	550	537
266-76; grt-4	5	578	601	583	567	554

Tabla 4.6: Termometría granate-biotita según: FS = (FERRY Y SPEAR, 1978); HS = (HODGES Y SPEAR, 1982); PL = (PERCHUCK Y LAVRENT'ÉVA, 1983) y B = (BHATTACHARYA *et al.*, 1992). Los cálculos se han realizado en la muestra 266-76, de los gneises bandeados y para cada uno de los granates analizados. (HW = HACKLER Y WOOD, 1984; GS = GANGULY Y SAXENA, 1984).

4.12.3.- Geobarómetros para el equilibrio GASP

Los cálculos que se han realizado para la geobarometría han sido siguiendo un equilibrio GASP, ($\text{Grs} + 2\text{Ky/Sil} + \text{Qtz} = 3 \text{An}$), calibrado por GANGULY Y SAXENA (1984), que nos va a permitir precisar unas condiciones báricas desarrolladas durante el principal evento de metamorfismo. Hay que considerar que los centros de los granates y las plagioclasas de la matriz están en equilibrio, ya

que este equilibrio es dependiente de la temperatura. En la tabla 4.7 se encuentran los resultados obtenidos para la muestra 266-76 de los gneises bandeados de la Serie de “Viana do Bolo”.

Muestra N°	266-76	266-76	266-76	266-76
	Gr1-1	Gr1-1	Gr1-4	Gr1-4
Polimorfo del Al₂SiO₅	Sil	Sil	Sil	Sil
	HW	GS	HW	GS
Termómetro granate-biotita	T(°C)	T(°C)	T(C)	T(C)
BHATTACHARYA <i>et al.</i>; 1992	567	555	566	553
Geobarómetro	P(kbar)	P(kbar)	P(kbar)	P(kbar)
Equilibrio GASP				
Grs + 2Ky/Sil + Qtz = 3 An	5,00	4,61	4,44	4,03
Equilibrio GPMB-Mg				
Grs + Prp + Ms = 3An + Phl	5,97	6,36	5,52	5,89
Equilibrio GPMB-Fe				
Grs + Alm + Ms = 3An + Ann	4,58	4,31	4,16	3,87

Tabla 4.7: Geobarómetro granate-biotita, aplicado sobre la muestra 266-76 (grt-1 y grt-4) perteneciente a los gneises bandeados, en facies de anfibolitas. Se ha supuesto inicialmente una presión de 5 Kbar para el cálculo de la temperatura con el geotermómetro granate-biotita. (HW= HACKLER Y WOOD, 1984; GS= GANGULY Y SAXENA, 1984).

CAPÍTULO 5

DEFORMACIÓN

5.- DEFORMACIÓN

Los materiales del Antiforme del “Ollo de Sapo” han experimentado una historia deformacional polifásica varisca, y este capítulo se ha estructurado siguiendo la tradicional división en fases de deformación del NO Peninsular, establecida por los numerosos autores que a lo largo de los años han ido trabajando en la cadena Varisca (MATTE, 1968; MARCOS, 1971a, 1973; RIBEIRO, 1974, FARIAS, 1990). Este tipo de esquema ayuda a clasificar secuencialmente las diferentes estructuras, lo cual facilita la descripción y la correlación con otras zonas de la Cadena Varisca, aunque no hay que olvidar el carácter evolutivo de un proceso orogénico, tanto en el espacio como en el tiempo, por lo que las estructuras asignadas a una fase determinada no son necesariamente sincrónicas en los diferentes sectores de la cadena (PÉREZ-ESTAÚN *et al.*, 1991). Además, las fases de deformación se refieren tan sólo a la edad relativa de las estructuras en una zona geológica limitada.

El esquema regional que se maneja actualmente es el resultado de la superposición de tres fases principales de deformación varisca, si bien existen localmente estructuras que no encajan en ninguna de ellas. Cada evento deformativo puede ser definido mediante un conjunto de estructuras que muestran una orientación equivalente, la misma cinemática global y las mismas fábricas, así como una evolución metamórfica comparable.

Durante la primera fase de deformación (D1) se desarrollaron pliegues volcados o tumbados vergentes al E y NE, con una esquistosidad o clivaje tectónico de plano axial, en todo el dominio del “Ollo de Sapo” (MATTE, 1968), mientras en él del Complejo Esquisto-grauváquico, los primeros pliegues tienen el plano axial subvertical (DÍEZ BALDA *et al.*, 1990).

La segunda fase (D2) ocasionó los cabalgamientos junto con sus estructuras asociadas, que afectan a la región y que corresponde al emplazamiento de los complejos alóctonos de la ZGTM y del parautóctono sobre la ZCI, y también a los cabalgamientos de la ZAOL (MARCOS, 1973; PÉREZ-ESTAÚN, 1978; BASTIDA y PULGAR, 1978; MARTÍNEZ CATALÁN, 1985; FARIAS *et al.*, 1987; FARIAS, 1990). Aunque los eventos D1 y D2 son compresionales, se diferencian en que el primero afecta a todas las rocas sedimentarias e ígneas pre-carboníferas, mientras que el segundo tiene un carácter más discreto, con sus estructuras localizadas en zonas de cizalla dúctiles, frágil-dúctiles y frágiles (BASTIDA *et al.*, 1986; MACAYA *et al.*, 1991).

La tercera fase (D3) generó grandes estructuras subverticales, que incluyen pliegues con un clivaje de crenulación normalmente bien desarrollado (MATTE, 1968) y zonas de cizalla de carácter dúctil a frágil, subverticales, con movimiento en dirección y que con frecuencia deforman a los plutones de granitoides sincinemáticos (IGLESIAS PONCE DE LEÓN Y CHOUKRONE, 1980). Por tanto, también el evento D3 tiene un carácter compresional, aunque la componente transcurrente puede ser suficientemente importante como para calificarlo de transpresivo.

Además, se identifican estructuras extensionales, relacionadas con el colapso gravitacional de la corteza orogénica engrosada y su debilitamiento. Estas estructuras, normalmente descritas como zonas de cizalla extensionales, están generalizadas en los niveles estructurales profundos que afloran en antiformes o domos (ESCUDER VIRUETE *et al.*, 1994, 2000; DÍEZ BALDA *et al.*, 1995). Son posteriores a los pliegues D1 y están dobladas por los D3, así que con frecuencia son descritas

como D2, pese a su carácter extensional, puesto que representan el segundo evento deformativo en las áreas donde afloran. Por otra parte, ARENAS Y MARTÍNEZ CATALÁN (2003) y MARTÍNEZ CATALÁN *et al.* (2004a) argumentan la estrecha relación temporal entre cabalgamientos D2 y cizallamiento extensional en el Manto de Mondoñedo. Por estas razones, en la presente memoria se seguirá la pauta de describir dentro de la segunda fase de deformación tanto los cabalgamientos de los dominios epizonales como las estructuras de colapso gravitacional de los dominios más profundos.

En la Figura 5.1 se observa cómo el Antiforme del “Ollo de Sapo” está encajado entre dos fallas, la de Viveiro por el E y la de Valdoviño por el O. La primera es una falla normal con una componente subordinada de cizallamiento dextro (MARTÍNEZ CATALÁN, 1985; MARTÍNEZ *et al.*, 1996), mientras que la segunda es un desgarre senestro (DÍAZ GARCÍA, 1983) que representa los movimientos más tardíos de una banda ancha de deformación dúctil conocida como la Zona de Cizalla de Palas de Rei, de movimiento transcurrente senestro (IGLESIAS PONCE DE LEÓN Y CHOUKRONE, 1980). Hacia el S, estas estructuras se terminan, y el Antiforme del “Ollo de Sapo” pasa a estar limitado por el Sinforme de Sil y el Sinclinal de Truchas por el N, y por los Sinformes de Verín y Alcañices por el S. Estas estructuras se pueden correlacionar a grandes rasgos con las de la Sierra de Guadarrama (SCE), de forma que el Sinforme de Sil-Truchas se correspondería con el de Santiuste, y el Sinforme de Alcañices con el de Majaelrayo, que dejan en medio el Antiforme de Hiendelaencina, donde aflora el “Ollo de Sapo” (DÍEZ BALDA *et al.*, 1990; AZOR *et al.*, 1992). En la Figura 5.2 se muestra un esquema estructural de la región de Sanabria-Carballeda.

5.1.- PRIMERA FASE DE DEFORMACIÓN (D1)

En la mitad oriental de la zona de trabajo son las estructuras de fase 1 las que condicionan el patrón cartográfico, caracterizado por la existencia de pliegues vergentes al NE o NNE que han sido apretados y verticalizados por efecto de la tercera fase de deformación. Las características de la deformación asociada varían según el tipo de materiales, por lo que se describirán por separado los pliegues, la esquistosidad asociada en los metasedimentos y la deformación en los ortogneises y porfiroides del “Ollo de Sapo”.

5.1.1.- Pliegues de primera fase

La primera fase varisca generó estructuras de plegamiento a todas las escalas, bien visibles en los materiales sedimentarios y en sus contactos con la Formación “Ollo de Sapo”. Tienen una excelente representación cartográfica al NE de la zona, donde afectan a la Cuarcita Armoricana del flanco S del Sinclinal de Truchas y las Capas de Los Montes al N de Carbajales de la Encomienda y Muelas de los Caballeros, donde éstas y el contacto con el “Ollo de Sapo” dibujan el cierre periclinal de un anticlinorio. En toda esta zona, los ejes de los pliegues muestran una dirección constante NO-SE con inmersión al NO. La geometría de los pliegues varía desde paralela, en las barras de cuarcitas, a similar en las capas más arenosas y en las pizarras.

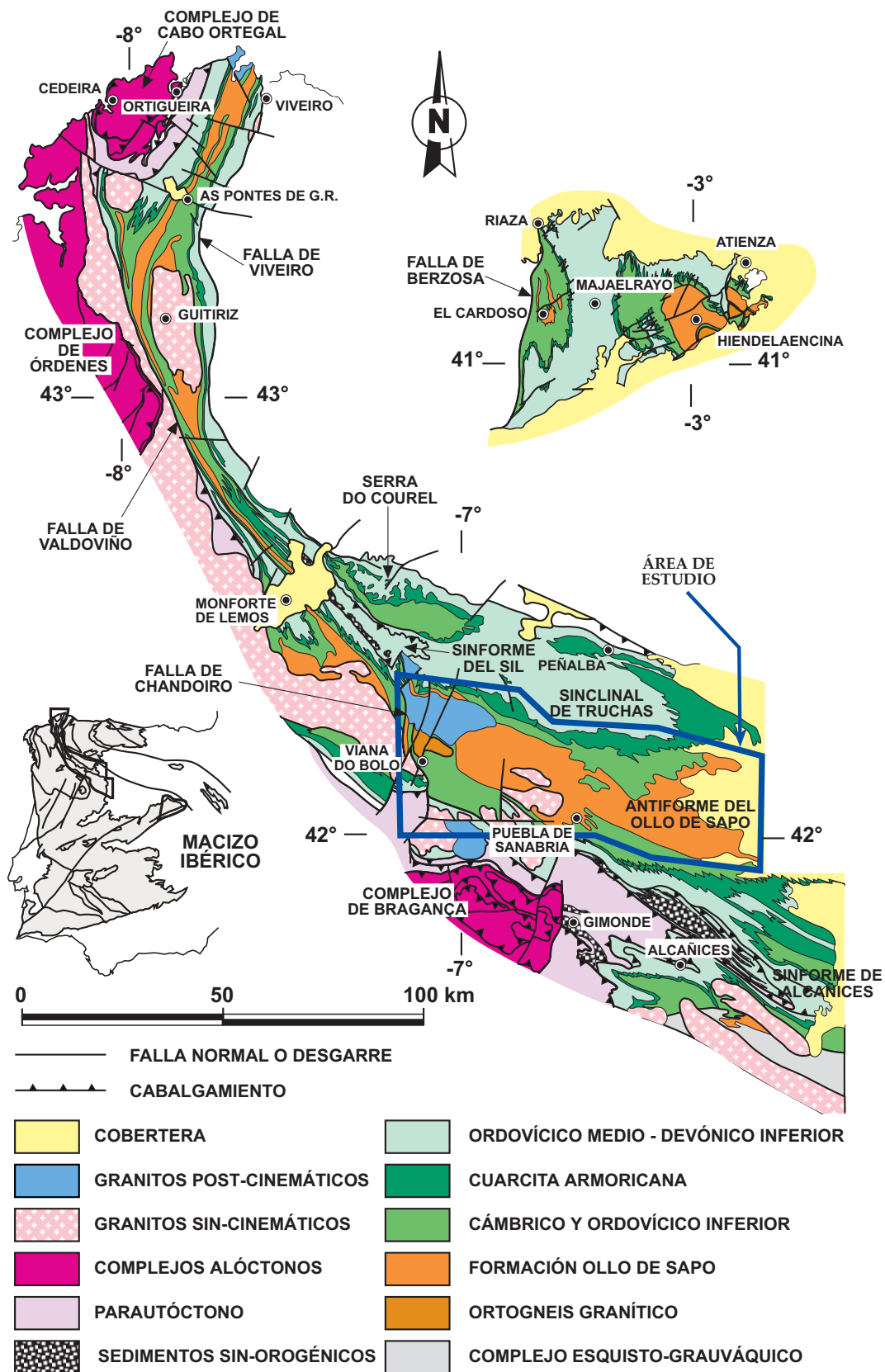


Figura 5.1: Esquema de los principales afloramientos de la Formación "Olla de Sapo" del NO peninsular y de los que afloran en la Sierra de Guadarrama. (Según MARTÍNEZ CATALÁN *et al.*, 2004b).

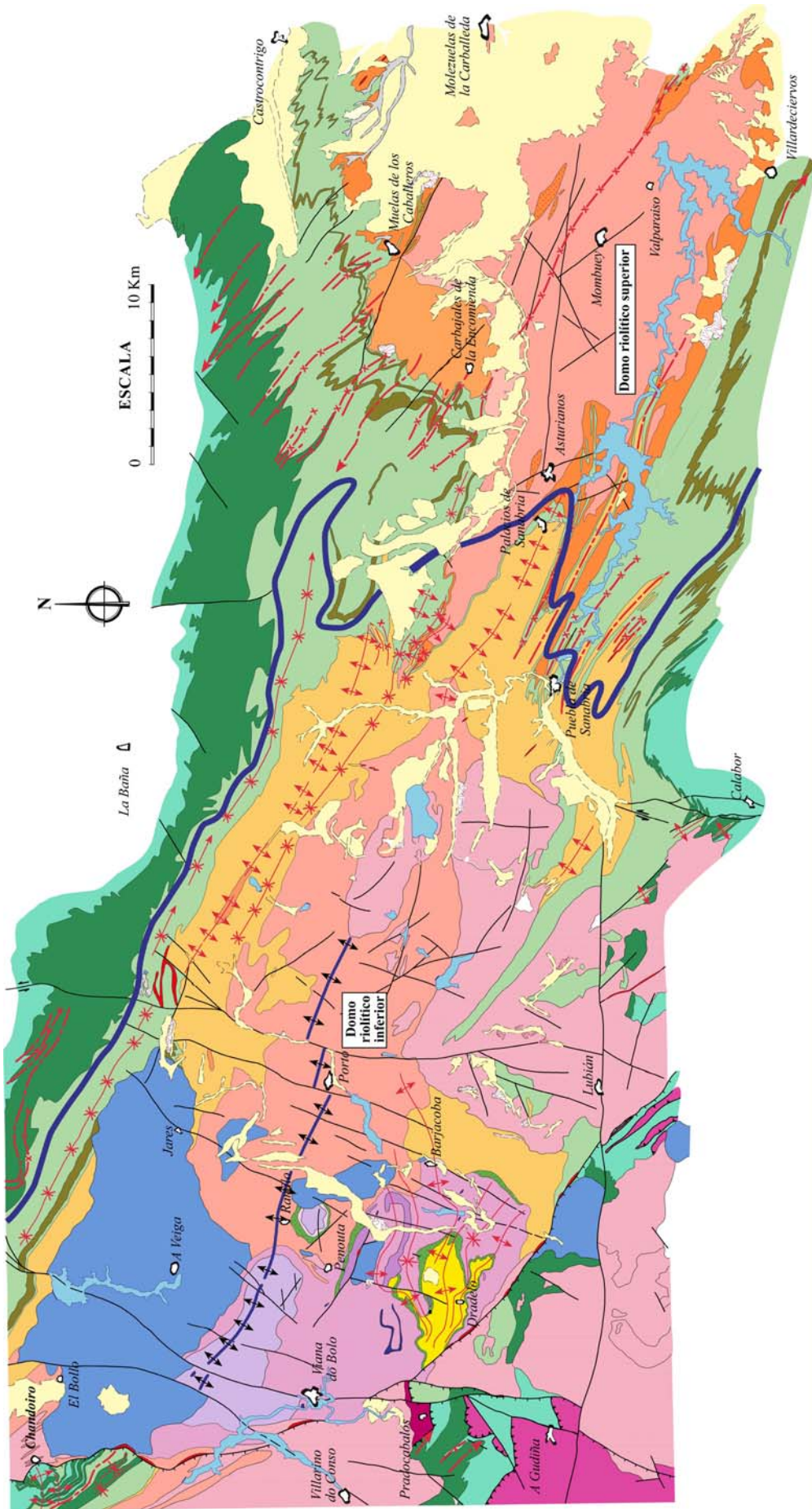


Figura 5.2: Esquema estructural del antifórme del “Olló de Sapo”, en las comarcas de Sanabria y Terra do Bolo.

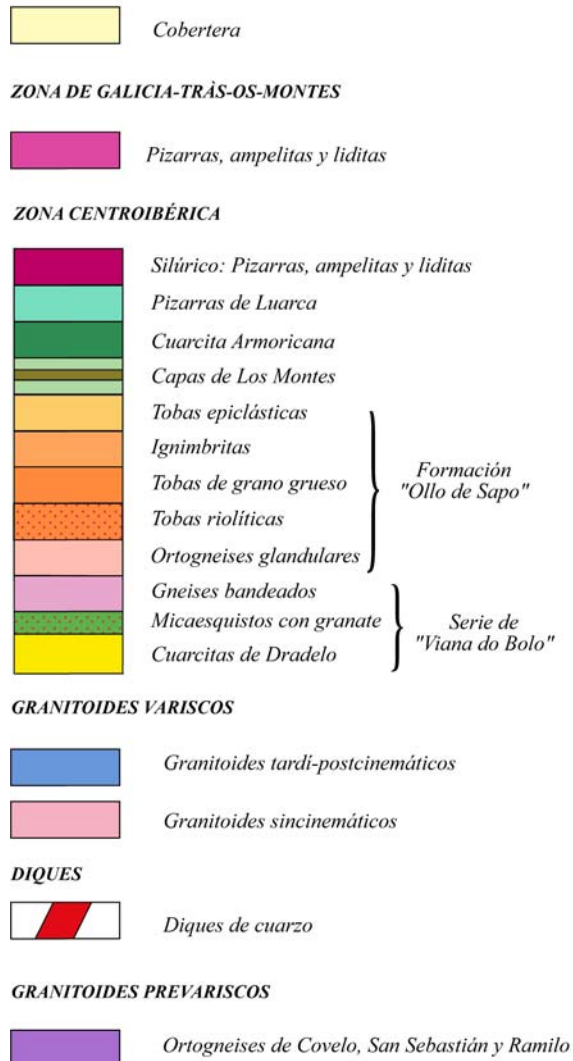
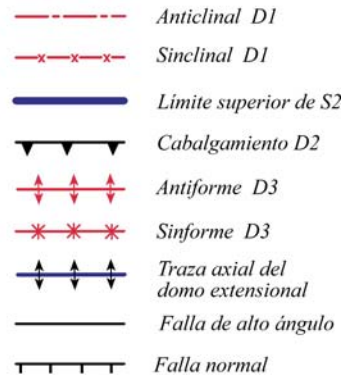
LEYENDA**SÍMBOLOS**

Figura 5.2 (continuación): Leyenda del esquema estructural.

También están desarrollados en el flanco S del antiforme entre Puebla de Sanabria y Villardeciervos, donde las direcciones son similares pero la inmersión de los ejes es hacia el SE.

Por último, en el extremo occidental de la zona estudiada existen dos buenos afloramientos con pliegues D1 en ambos flancos del antiforme (Figura 5.2). Al N, cerca de Chandoiro, los pliegues D1 en la Cuarcita Armoricana están tumbados y suavemente plegados por otros D3. Al S de Pradocabalos, están volcados, pudiéndose apreciar su vergencia al NE y su cabeceo al SE.

En la Figura 5.3B se puede observar una población de ejes D1 y Li1 con inmersión al NO y otra con inmersión al SE. La primera corresponde al flanco N del antiforme, mientras que la segunda corresponde al flanco S. El cambio en la inmersión de los pliegues D1 es debido al desarrollo del antiforme D3, y es una prueba adicional de su existencia y de que éste continúa por el E hasta el Terciario de la cuenca del Duero.

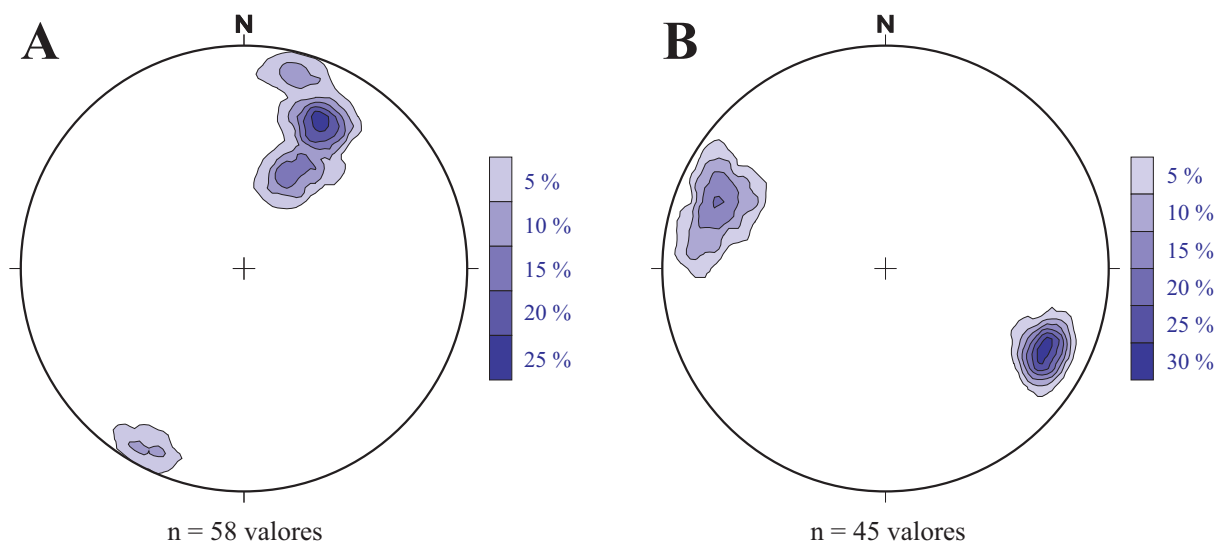


Figura 5.3: (A) Diagramas de orientación de los polos de la foliación S1. (B) Diagrama de la lineación de intersección Li1 y de los ejes de pliegues D1. En ambos casos, los datos pertenecen a los metasedimentos de las Capas de Los Montes. Hemisferio inferior de la red equiareal.

5.1.2.- Esquistosidad de primera fase (S1) en los metasedimentos

La esquistosidad S1 es la primera fábrica deformativa desarrollada en los metasedimentos que se encuentran por encima de la Formación "Ollo de Sapo". Se encuentra por toda la zona, pero se conserva especialmente bien en la mitad oriental, pues hacia el O suele estar microplegada u obliterada por fábricas posteriores. Cuando S1 no ha sido borrada, es penetrativa, manifestándose en todos los tipos de rocas, aunque de un modo diferente según cada litología, y siempre con una disposición subparalela al plano axial de los pliegues de la misma fase.

En las pizarras, S1 es un clivaje pizarroso, bien desarrollado, marcado por la orientación de clorita, sericita y moscovita, mientras en las cuarcitas se ha desarrollado una esquistosidad grosera o bien no ha llegado a formarse, sobre todo en aquellos bancos de cuarcitas masivas de las Capas de Los Montes o Cuarcita Armoricana, en el sector NE. En los niveles de areniscas cuarzosas, la esquistosidad también es grosera, pero mejor desarrollada, y está marcada por la orientación de moscovita-sericita y por un suave aplastamiento y reorientación de los clastos.

Por lo que respecta a la edad de esta primera fase, existe una datación absoluta de la S1 inmediatamente al Sur de la zona de estudio, en las proximidades de la localidad de Flechas y realizada por el método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sobre roca total (DALLMEYER *et al.*, 1997). La muestra corresponde a una filita pizarrosa y fue tomada las Pizarras de Luarca del flanco N del Sinforme de Alcañices, en un área afectada únicamente por la foliación de la primera fase, cuya asociación mineral sincinemática es típica de la zona de la clorita. El análisis isotópico suministró un "plateau" bien definido, cuya edad aparente es de 359 Ma, que corresponde al límite entre el Devónico y el Carbonífero.

5.1.3.- Deformación y desarrollo de S1 en los ortogneises del “Ollo de Sapo”

Las rocas que componen la Formación “Ollo de Sapo”, como por ejemplo el ortogneis glandular, son porfídicas con fenocristales englobados en una matriz de grano fino a muy fino, lo que condiciona el comportamiento de las rocas ante la deformación. La principal estructura es una fábrica planolinar con el desarrollo adicional de bandas de cizalla regularmente espaciadas formando estructuras de tipo S-C (BERTHÉ *et al.*, 1979), del tipo I según la terminología de LISTER Y SNOKE (1984). Esta deformación se observa principalmente en la mitad oriental de la zona de estudio, donde el grado metamórfico es bajo, y es característica de rocas sin una anisotropía previa, como suele ser el caso de los granitoides.

A la hora de distinguir foliaciones primarias y deformativas en rocas de origen volcánico o subvolcánico, las primarias están definidas por estructuras de flujo y compactación dentro de una matriz vítrea y por la orientación de fragmentos, cristales y pómez u otros fragmentos líticos. Las foliaciones tectónicas están definidas por la alineación, principalmente, de micas neoformadas, cuarzos, feldespatos y óxidos estirados, y de forma local por pequeños pliegues intrafoliares. En el caso de las ignimbritas, ya existía una foliación previa eutaxítica, pero en su conjunto se han comportado igual que el ortogneis glandular, excepto para los vidrios volcánicos, que han recristalizado a micas blancas (fengita-moscovita). Como estas micas poseen un clivaje, la deformación varisca induce un microplegamiento del mismo, dando la sensación de que existen dos foliaciones dentro de los cristales de micas blancas, pero al analizar la matriz se comprueba que sólo tiene una esquistosidad.

La textura original del ortogneis glandular sería semejante a la de un pórfido granítico, con fenocristales de feldespato potásico, plagioclasa y cuarzo, dentro de una mesostasis de grano muy fino. Todos los fenocristales son de origen magmático, como muestra el hecho de ser precinmáticos con respecto a S1. En el caso de los fenocristales de cuarzo, el relleno de los golfos de corrosión es mineralógicamente similar al de la matriz, pero muestra poco o nula deformación, lo que demuestra que los cristales de cuarzo fueron fenocristales desarrollados en un magma y no porfiroblastos que sobrecrecieron e incluyeron a la mesostasis.

Es característica la presencia de fenocristales de feldespato potásico y plagioclasa con formas angulosas y evidencias de fracturas y deslizamiento sobre los planos de exfoliación cristalográficos.

La mayoría de los fenocristales tienen sombras de presión rellenas de cuarzo y micas neoformadas, con la típica textura en mosaico. Pueden ser simétricas con respecto a los fenocristales, pero la mayoría son asimétricas con una geometría sigma (σ , PASSCHIER y SIMPSON, 1986). También se pueden identificar dominios ricos en micas, fuertemente foliados, interpretados como de alta deformación, desarrollados entre los fenocristales, y en los que el cuarzo ha sido progresivamente removido durante el proceso de deformación.

La partición de deformación entre la matriz y los fenocristales es el resultado de una serie de factores (ETHERIDGE y VERNON, 1981), entre los que cabe destacar: (1) la matriz es de grano fino a muy fino, composicionalmente heterogénea, rica en volátiles, e incluso de forma puntual llega a ser vítrea; (2) los fenocristales son grandes, relativamente secos y son cristales únicos,

monocristalinos; (3) las reacciones metamórficas pueden ablandar o endurecer la matriz durante el proceso deformativo y (4) los fenocristales de cuarzo, a diferencia de otros cristales (feldespatos y micas) y la matriz, no suelen estar afectados por las reacciones metamórficas o de alteración.

La resistencia del cuarzo a la deformación depende de la cantidad de agua atrapada en su estructura cristalina (DOUKHAN y TREPIED, 1985; ORD y HOBBS, 1986), o de su incorporación durante el proceso deformativo. Como los fenocristales de cuarzo crecen en un magma subsaturado en agua, es poca la que puede quedar atrapada en su red cristalina. Durante el proceso de ascenso y erupción, el agua restante del magma y la que pueda proceder de la superficie quedara atrapada en la matriz de grano fino. El tamaño de grano fino puede además favorecer la infiltración de fluidos durante los estadios iniciales de la deformación, como queda reflejado por la presencia de procesos de alteración de los feldespatos. El resultado final es que el cuarzo que forma parte de la matriz puede estar más hidratado que el de los fenocristales y así es más débil ante los procesos deformativos.

Los fenocristales de cuarzo son más resistentes a los procesos deformativos que el resto de los componentes de la roca original (fenocristales de feldespato, micas, matriz, posibles venas o diques,...), y hay cristales de cuarzo que aguantan mucho más que otros durante el desarrollo del proceso deformativo.

El carácter microestructural de los fenocristales de cuarzo en rocas volcánicas deformadas varía mucho, definiendo un rango desde cristales euhedrales a altamente deformados y agregados recristalizados o bien en cintas ("ribbons"). Esto puede incluso ocurrir en una única lámina delgada, y refleja el carácter progresivo de la deformación. Los cristales de cuarzo con escasa deformación son subhedrales a euhedrales, con caras cristalinas bien desarrolladas. La primera evidencia de la deformación es la extinción ondulante y bandas de deformación, inclinadas aproximadamente 30°-50° con respecto a la foliación externa. Menos frecuentes son las bandas de deformación subparalelas a la foliación. Puede observarse desarrollo local de subgranos y la incipiente recristalización a lo largo de los bordes de los fenocristales de cuarzo. Cuando hay fenocristales de cuarzo cercanos entre sí, la deformación se concentra entre ellos.

Cuando la deformación aumenta, el desarrollo de subgranos y la recristalización dinámica se va haciendo más pronunciada en los bordes de los cristales, aunque de forma heterogénea. Las bandas de deformación aún están presentes en los bordes de los cristales, pero el desarrollo de subgranos abarca todo el cristal. Con el progreso de la deformación, el tamaño de los granos neoformados se va haciendo relativamente homogéneo y éstos desarrollan una orientación dimensional preferente, subparalela a las bandas de deformación. En los fenocristales más deformados, los agregados de cuarzo tienen formas elípticas, alargadas y sigmoidales. Sin embargo, en los agregados de cuarzo bien recristalizados, pueden quedar algunos cristales originales, con hábito subhedral a euhedral. Cuando la deformación es muy fuerte, los agregados recristalizados evolucionan hacia un tamaño de grano menor y tienden a formas planares paralelas a la foliación, con un resultado final en el que se forman lentes o "ribbons" de cuarzo poligonal.

Volviendo al aspecto general de la foliación, las estructuras de tipo S-C puede ser de difícil observación, ya que están reaplastadas por la tercera fase de deformación (D3) y es común observar una única esquistosidad.

El mejor ejemplo se encuentra en la carretera de acceso al cierre del embalse de Valparaíso, donde se observan planos S y C con criterio de movimiento del bloque de techo hacia el N, pero también se observa una estrecha banda conjugada con el criterio contrario (Fotos 5.1 y 5.2). En la Foto 5.3 podemos ver otro buen ejemplo de las texturas S-C presentes en el ortogneis glandular.

La foliación S1 (Figura 5.4A), desarrollada sobre los ortogneises “Ollo de Sapo”, contiene una lineación mineral Lm1 (Figura 5.4B) de orientación N-S a NNE-SSO, constituida por la elongación de agregados cuarzo-feldespáticos y agregados alargados de minerales máficos (biotita). En campo con la ayuda de la lupa se aprecia cómo esta lineación está formada por agregados de cristales de biotita.

Otro tipo de lineación mineral Lm1 se encuentra en las sombras de presión asimétricas que se desarrollan en los fenocristales y glándulas de feldespato potásico. Estas sombras de presión incluyen fibras alargadas en la dirección de movimiento y se caracterizan porque al observarlas en detalle tienen cierta porosidad. Cuando la deformación es más intensa se produce un alargamiento de las glándulas de los feldespatos, marcando la lineación mineral (Foto 5.4).

A la mesoescala, existen diferentes criterios que demuestran la no coaxialidad de la deformación D1 dentro de los materiales de la Formación “Ollo de Sapo”, como son la forma sigmoidal de la foliación en zonas de cizalla y la asimetría de las colas de presión en torno a los porfiroclastos de feldespato potásico. Dicha asimetría indica casi invariablemente un sentido de cizallamiento de techo hacia el N o NNE.

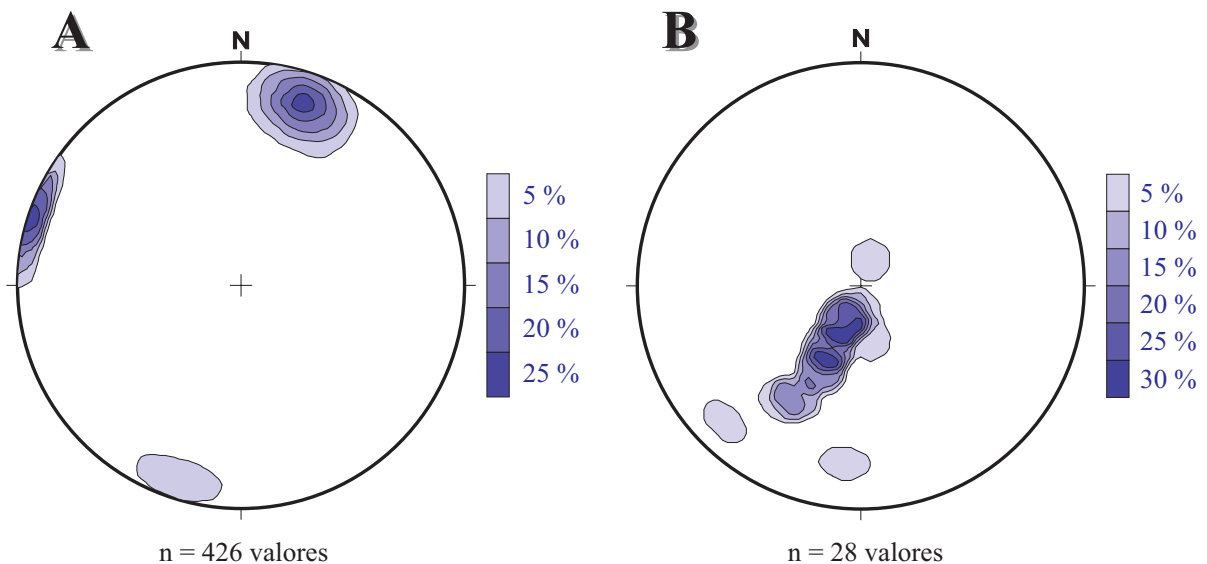


Figura 5.4: (A) Diagramas de orientación de los polos de la foliación S1. (B) Lineación de estiramiento mineral Lm1. Ambos diagramas pertenecen a los materiales de la Formación “Ollo de Sapo”. Hemisferio inferior de la red equiareal.



Foto 5.1: Texturas de tipo S-C (sección estructural XZ), dando criterio de movimiento del bloque superior hacia el N. Los planos C tienen dirección $N115^{\circ}E/64^{\circ}S$. Este afloramiento se encuentra en la carretera de acceso a la presa de Valparaíso.

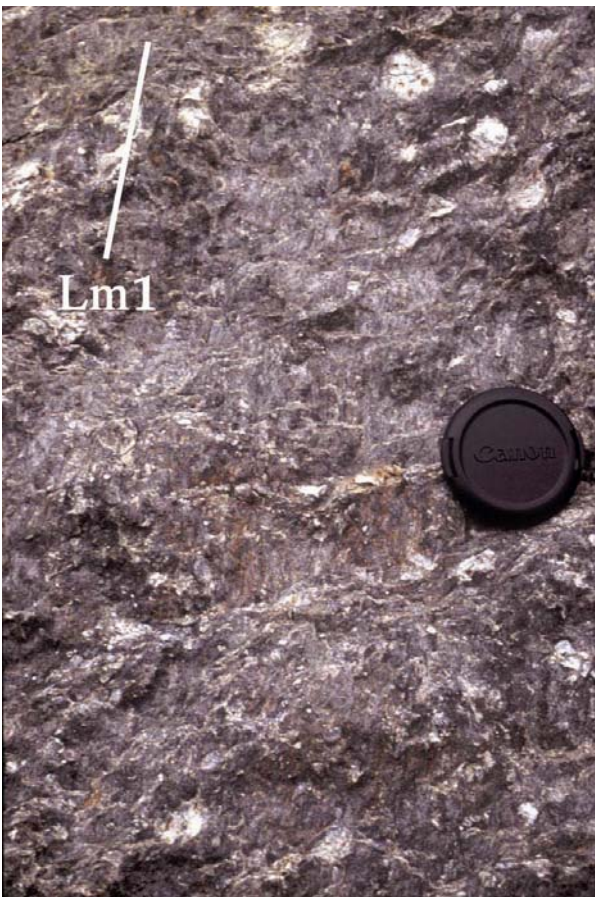


Foto 5.2: Plano C (sección estructural XY) del afloramiento anterior, donde se observa el estilo de la lineación mineral (**Lm1**), también se pueden apreciar los escalones estructurales, que indican el mismo sentido de movimiento que las estructuras S-C.

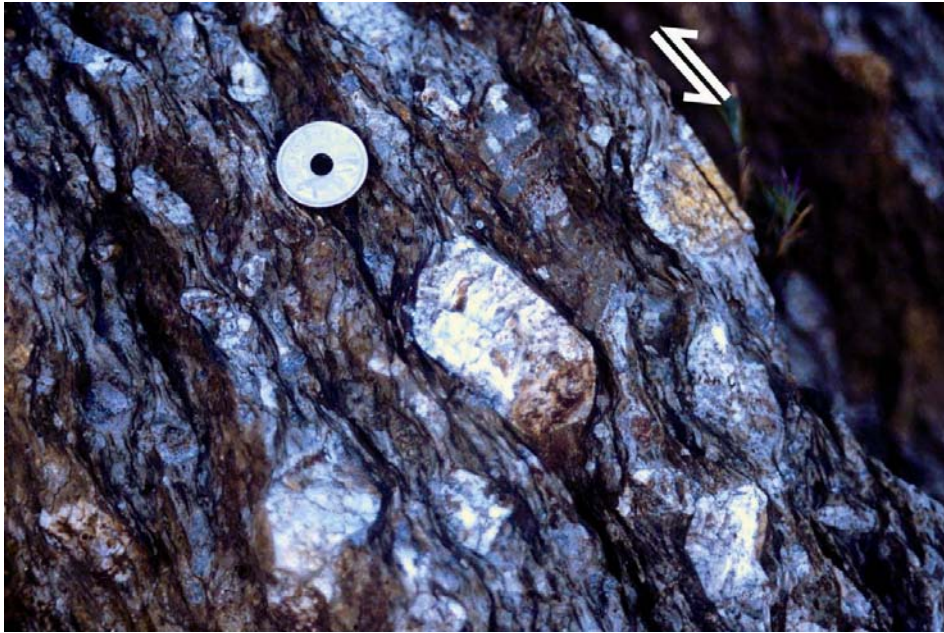


Foto 5.3: Texturas S-C del tipo I de LISTER Y SNOKE (1984), en el ortogneis glandular (sección estructural XZ). En la parte central se observa un fenocristal de feldespato potásico con sombras de presión asimétricas. La fábrica en este afloramiento es N 112°E/ 75°S, y el criterio de movimiento es del bloque de techo hacia el N.

Foto 5.4: Lineación de estiramiento mineral (Lm1) en el ortogneis glandular (sección estructural XY). En este afloramiento la lineación está marcada por el estiramiento de las glándulas de feldespato potásico. Este tipo de estructura se produce donde los efectos de la deformación D1 son más intensos.



5.2.- SEGUNDA FASE DE DEFORMACIÓN (D2) EN DOMINIOS SUPRACORTICALES

La tectónica de cabalgamientos ha sido descrita en todo el NO de la Península. La referencia más antigua es de CARLÉ (1945), quien menciona la posibilidad de un gigantesco pliegue acostado para explicar las rocas anfibolíticas de los complejos alóctonos de Galicia. Posteriormente, NISSEN (1959), habla de pliegues en el dominio del Manto de Mondoñedo, pero no se propone una fase de deformación asociada a estos cabalgamientos hasta los trabajos de RIBEIRO (1970 y 1974) y MARCOS (1971a, 1971b y 1973). Por los mismos años, RIES Y SHACKLETON (1971) consideran que estas estructuras afectan a zonas más internas del orógeno y proponen que los Complejos de Órdenes y Cabo Ortegal son alóctonos. Posteriormente, otros autores analizaron con detalle las estructuras de segunda fase en diferentes dominios del NO, incluyendo la ZAOL (BASTIDA y PULGAR, 1978; MARTÍNEZ CATALÁN, 1985; BASTIDA *et al.*, 1986; PÉREZ-ESTAÚN *et al.*, 1991), y áreas circundantes de la ZCI y la ZGTM, como Trás-os-Montes, en Portugal (RIBEIRO, 1974; MEIRELES *et al.*, 1995), el Sinforme de Verín (FARIAS, 1990), en el Sinforme de Alcañices (GONZÁLEZ CLAVIJO, 1997; GONZÁLEZ CLAVIJO Y MARTÍNEZ CATALÁN, 2002) y la Serra do Marão (PEREIRA, 1987).

En el área estudiada, las estructuras mayores asociadas a este episodio son los cabalgamientos de A Gudiña y de Pradocabalos, cuya geometría queda reflejada en las Figuras 5.5 y 5.6. El cabalgamiento que aflora al N de A Gudiña representa un extremo del cabalgamiento de Verín, el cual se considera el cabalgamiento basal de la ZGTM. Además de los alrededores de A Gudiña, aflora en las laderas de la Sierra de Marabón, al S de Lubián, como estrechos klippen en el núcleo de sinformes de tercera fase.

El cabalgamiento de A Gudiña fue puesto de manifiesto por FARIAS Y MARQUÍNEZ (1986) y estudiado en detalle por FARIAS (1990). Al N de esa localidad es una falla muy tendida que trunca los pliegues D1 desarrollados en el Ordovícico de la ZCI (Figura 5.6 y Foto 5.5). El hecho de aparecer doblado por pliegues D3 en la Sierra de Marabón, acota la edad relativa del cabalgamiento.

La lámina cabalgante está afectada por una foliación tectónica S2 paralela al plano axial de pliegues tumbados de pequeña escala y asimétricos. La foliación varía desde un clivaje de crenulación muy desarrollado, hasta una esquistosidad que a menudo tiene características miloníticas y ultramiloníticas, e incluye una fuerte lineación, aparentemente de estiramiento, de dirección ONO-ESE a NO-SE. También se desarrollaron filonitas cerca del cabalgamiento basal y en otros niveles de la lámina cabalgante.

La foliación S2 fue datada por DALLMEYER *et al.* (1997; $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sobre roca total) en el Sinclinal de Verín obteniendo una edad de 340 Ma, que acota aproximadamente el cizallamiento dúctil ligado al cabalgamiento de los Complejos Alóctonos sobre el Dominio Esquistoso (MARQUÍNEZ, 1984), al tiempo que suministra una edad máxima para el propio cabalgamiento de A Gudiña.

El cabalgamiento de Pradocabalos, fue identificado y denominado así por ARCE DUARTE *et al.* (1981) y estudiado por FARIAS (1990). Se encuentra en el extremo occidental de la zona estudio, aflorando con un recorrido de escasa extensión, ya que aparece cortado por la falla normal de Chandoiro e intruido por el granitoide de Bembibre-Villarino, (Figuras 5.5 y 5.6). Según FARIAS

(1990), este cabalgamiento superpone la sucesión representativa de la Unidad de los Montes do Invernadeiro sobre los esquistos y filitas de El Castro, formación a la cual atribuye una edad silúrica y que además incluye dentro del dominio del "Olló de Sapo". La fábrica principal en los materiales silúricos es la S2, con direcciones que varían de N 110°E/50°S y N 70°E/48°S y con una lineación de estiramiento mineral muy constante según N 120°E/34°SE.

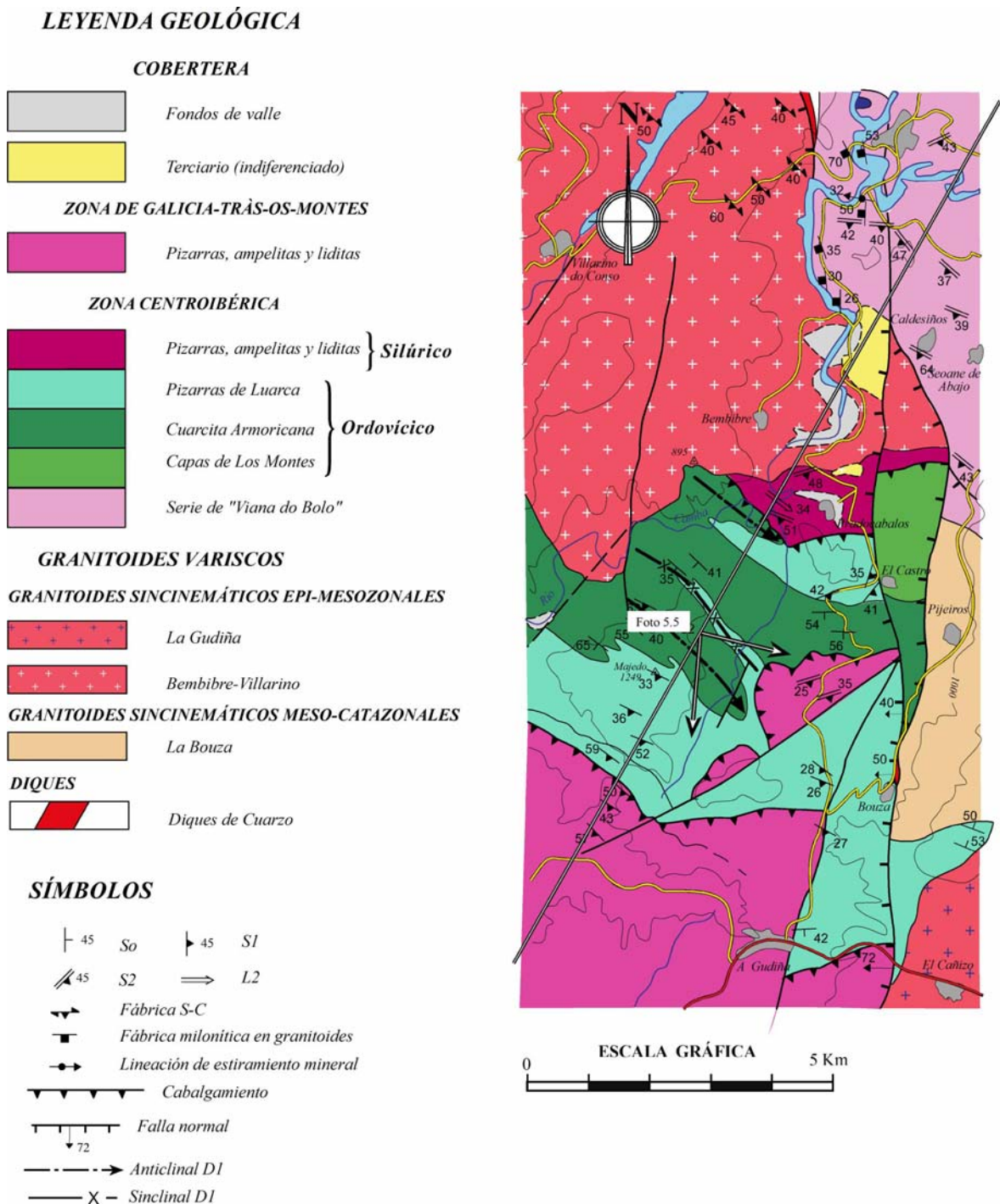


Figura 5.5: Mapa geológico de la zona SO de la región estudiada, donde se encuentran los cabalgamientos de A Gudiña (cabalgamiento basal de la ZGTM) y el cabalgamiento de Pradocabalos. Corte geológico en la Figura 5.6.

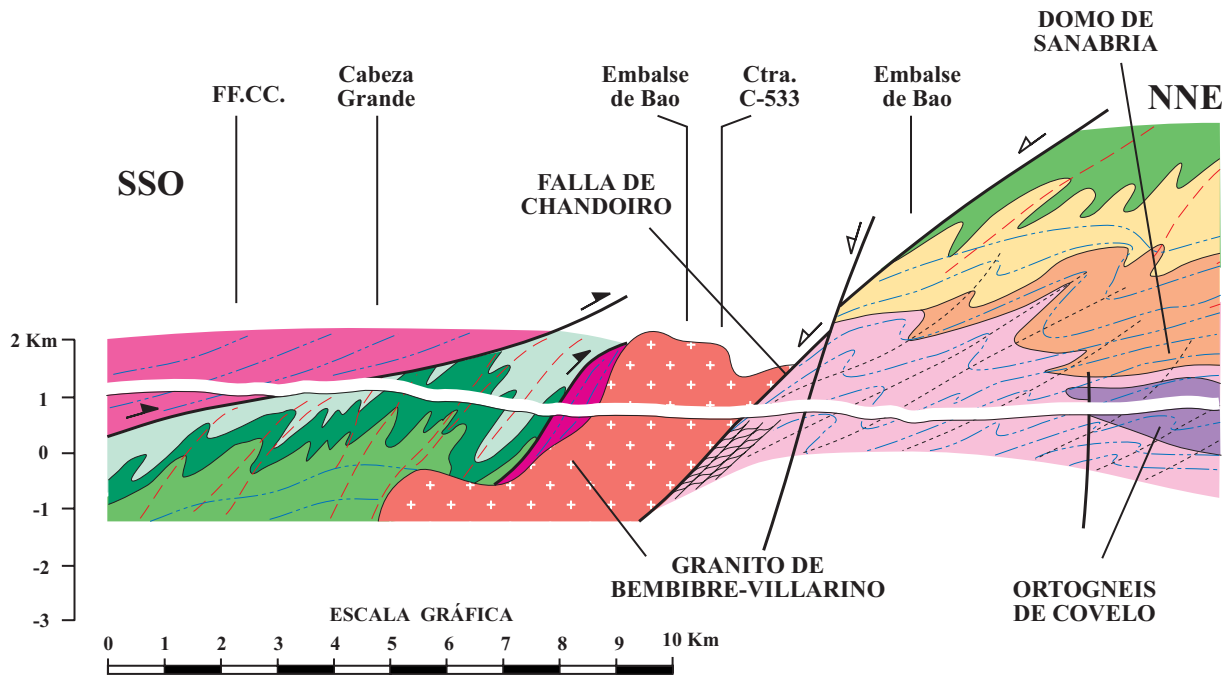


Figura 5.6: Corte geológico de los cabalgamientos de A Gudiña y de Pradocabalos. La situación del corte se muestra en la Figura 5.5.



Foto 5.5: Terminación oriental de un anticlinal de D1 en la Cuarcita Armoricana, de facies Montes do Invernadeiro. Los pliegues D1 están cortados por arriba por el cabalgamiento de A Gudiña, con materiales de la ZGTM. El trazo de color blanco representa la superficie por donde se encuentra en cabalgamiento. La situación de la Foto se encuentra en la Figura 5.5.

5.3.- SEGUNDA FASE DE DEFORMACIÓN (D2) EN DOMINIOS MESOCORTICALES

La segunda fase de deformación está representada en la mitad occidental del área estudiada por una zona de intensa deformación cuyo límite superior coincide a lo largo de buena parte de su recorrido con la isograda de la biotita, y cuyo límite inferior no aflora. El área de distribución de esta deformación coincide con el Antiforme de Sanabria, y en su flanco N afecta a buena parte de las Capas de Los Montes, situándose su límite a poca distancia del muro de la Cuarcita Armoricana (Figura 5.2). Hacia el E, la deformación D2 desaparece entre Palacios de Sanabria y Asturianos, donde su límite superior dibuja el cierre del antiforme.

Por el S, las zonas con deformación D2 meso- y supracorticales se unen, resultando difícil separarlas con un límite neto, pese a su distinto significado dinámico. En efecto, en el flanco NE de los Sinformes de Verín y Alcañices, el Ordovícico y el "Ollo de Sapo" están siempre intensamente deformados por debajo de la isograda de la biotita por el cizallamiento extensional, mientras que por encima lo están por la D2 asociada a los cabalgamientos del Dominio Esquistoso. La misma banda de deformación D2 mesocortical aflora de nuevo al S del Sinforme de Alcañices (VILLAR ALONSO, 1990; GONZÁLEZ CLAVIJO, 1997).

La deformación D2 se caracteriza por el desarrollo generalizado de una nueva foliación tectónica (S2), y de pliegues recumbentes de diferentes escalas, "boudinage", y una fuerte lineación de estiramiento y mineral. En los niveles más altos de la zona deformada, S2 es un clivaje de crenulación, y especialmente en el flanco S del Antiforme de Sanabria, su desarrollo va unido al de numerosas venas de cuarzo y su microplegamiento y estiramiento.

Hacia abajo, la foliación S2 se generaliza rápidamente, pasando a ser la dominante en los materiales esquistosos y gnéisicos. La foliación y la lineación mineral representan de forma aproximada el plano y la dirección de flujo dúctil durante la deformación sin-metamórfica (NICOLAS Y BOUDIER, 1975; NICOLAS Y POIRIER, 1976). Numerosos criterios cinemáticos indican una componente no coaxial de la deformación, y el sentido de cizallamiento definido por estos indicadores, en la mitad occidental de la zona de estudio, es consistentemente con un movimiento del bloque techo hacia el SE.

5.3.1.- Pliegues de segunda fase

En los niveles estructurales altos de la banda de cizalla, donde afecta a los materiales del Ordovícico Inferior (Capas de Los Montes), la deformación D2 está localizada principalmente en los niveles de las pizarras basales, que se comportan como auténticos niveles plásticos, donde el desarrollo de una foliación nueva S2 y con frecuencia filonitas, casi borra por completo la esquistosidad previa. En general y sobre todo en el flanco S, la deformación va acompañada de numerosas venas de cuarzo que se pliegan y estiran, dando pliegues isoclinales de pequeño tamaño, a menudo con charnelas y flancos boudinados (Fotos 5.6, 5.7 y 5.8).



Foto 5.6: Pizarras de las Capas de Los Montes cerca del contacto N con la Formación "Olló de Sapo". Las venas de cuarzo son sincinemáticas con D2 y aparecen dobladas por pliegues isoclinales, estiradas y boudinadas. Los pliegues más visibles, angulares, son D3.



Foto 5.7: Aspecto de campo de las Capas de Los Montes en el flanco S, con abundantes inyecciones de venas de cuarzo y pliegues D2 y D3.



Foto 5.8: Detalle de las venas de cuarzo dentro de las pizarras del Ordovícico Inferior, flanco S del Antiforme de Sanabria, plegadas y estiradas. En los flancos de estos pliegues es donde mejor se observa la lineación de estiramiento mineral de la segunda fase.

Cuando los afloramientos presentan buenas secciones estructurales según el plano XZ, se identifican charnelas disruptadas, mientras que en secciones estructurales YZ, el aspecto es más brechoide, con desarrollo de porfiroclastos de cuarzo y, a veces, fragmentos de metapelitas, consecuencia de una suma de procesos ligados entre sí que incluyen venulación, fuerte estiramiento y cizallas discretas asociadas a la filonitización.

La morfología de los pliegues menores dentro de la Serie de "Viana do Bolo" depende en gran medida de los contrastes de competencia, apareciendo bien desarrollados en las capas cuarcíticas y en las rocas calcosilicatadas.

Los ejes de los pliegues, que en muchos casos son intrafoliares, son con frecuencia subparalelos a las lineaciones minerales y de estiramiento. Presentan zonas de charnela engrosadas y flancos muy adelgazados, y asociados a los pliegues se desarrollan cizallas de bajo ángulo que denotan un estiramiento importante paralelo a la lineación. Los pliegues son generalmente isoclinales, y a medida que sus flancos se van orientando, contribuyen a integrar el bandeo tectónico característico de las rocas migmatíticas (foliaciones de alta temperatura), con el cual llegan a confundirse.

A escala de afloramiento, los pliegues D2 en la Serie de "Viana do Bolo" son de tamaño decimétrico a métrico, y a menudo tienen charnelas curvas. En las secciones estructurales XZ predominan las geometrías isoclinales, mientras que en las secciones YZ aparecen con relativa frecuencia morfologías concéntricas cerradas, abiertas (pliegues en yunque), o más frecuentemente secciones que se corresponden con formas en S y en Z (Figuras 5.7 y 5.8; Fotos 5.9 a 5.15).

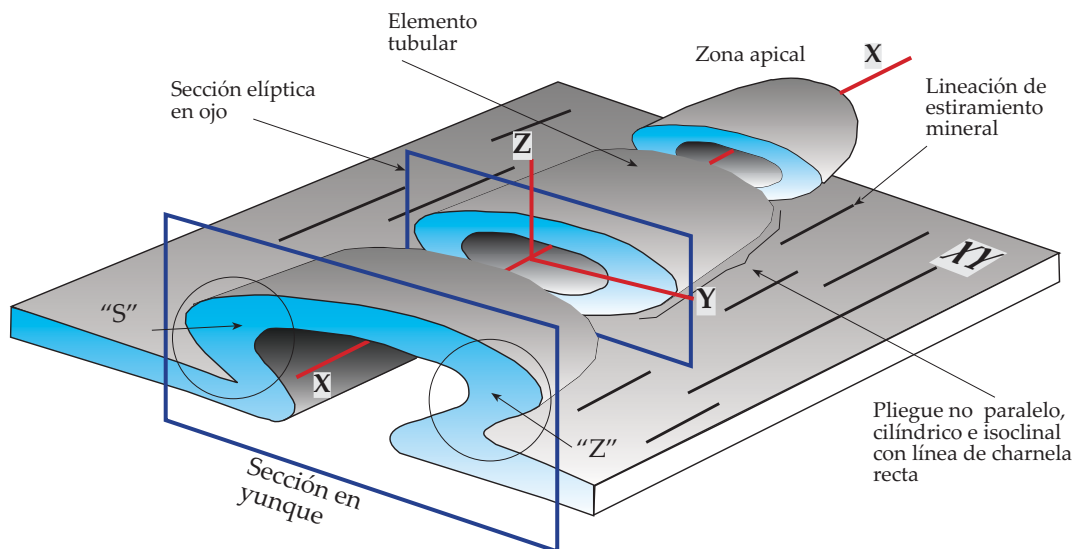


Figura 5.7: Esquema de las diferentes geometrías que puede presentar un pliegue en vaina, en secciones perpendiculares a la lineación de estiramiento.

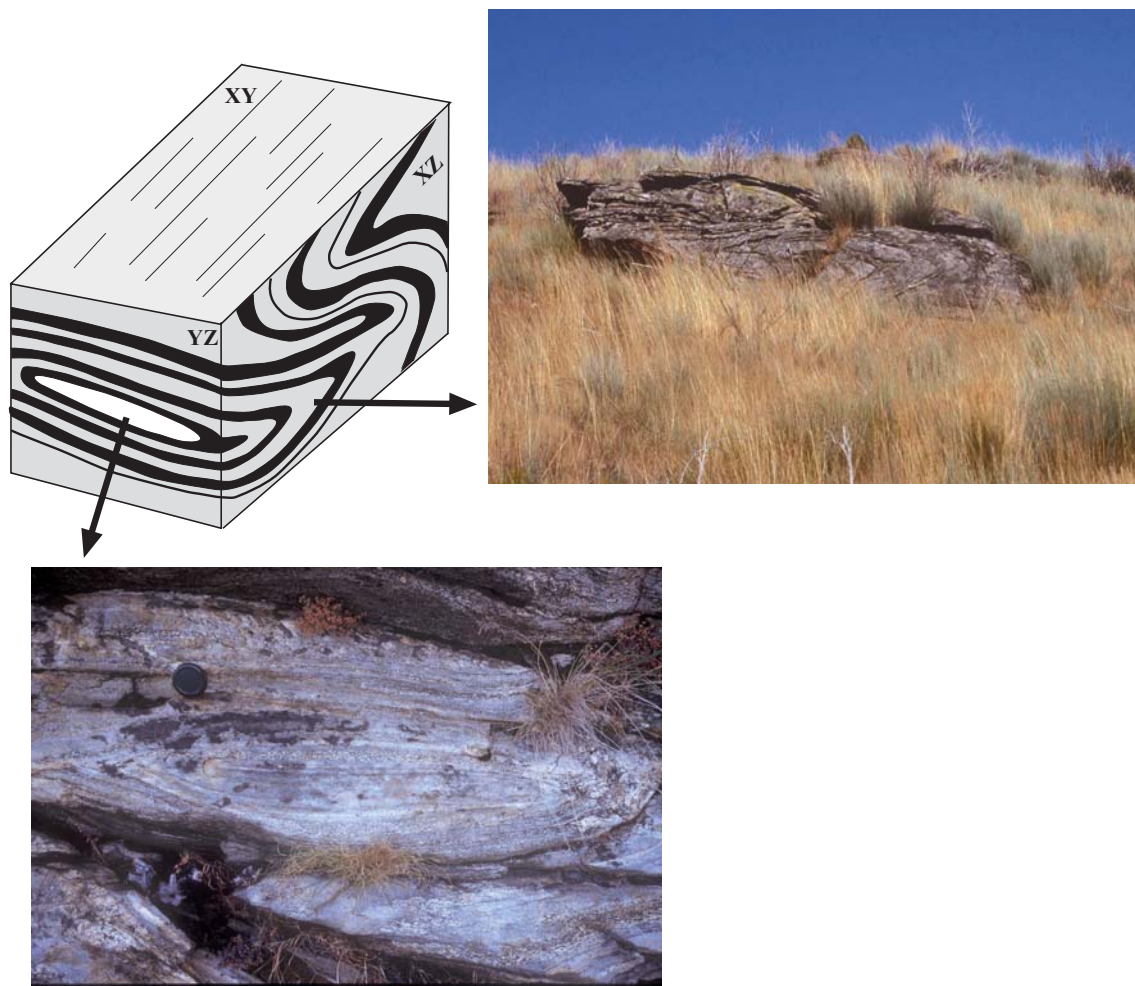


Figura 5.8: En esta Figura se muestran dos secciones perpendiculares a un pliegue en vaina. Las secciones transversales típicas de los pliegues se ven en los planos XZ, mientras que los planos YZ muestran las características formas cerradas.



Foto 5.9: Forma cerrada de un pliegue en vaina. La escala es una moneda de 1 céntimo, lo cual nos indica la variedad de tamaños que presentan este tipo de estructuras. El bandeo concéntrico está marcado por una variación composicional, las bandas claras son de composición cuarzofeldespática y las bandas oscuras tienen una composición micácea (biotíticas).

Foto 5.10: Charnela curva en una capa de roca calcosilicatada.

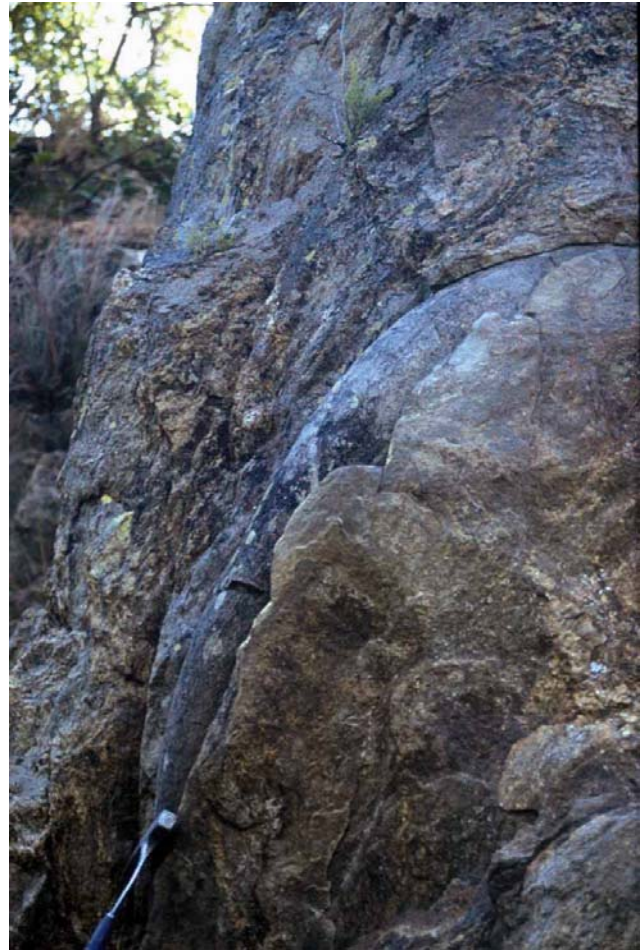


Foto 5.11: Pliegues D2 sobre gneises bandeados. La sección corresponde a un plano XZ.



Foto 5.12: Pliegue asimétrico formado en un nivel de roca calcosilicatada en la ladera de Tabazoa de Humoso. La continuación de este afloramiento hacia el SE (derecha de la Foto), aproximadamente a un metro, se muestra en la Foto siguiente. Nótese que los pliegues doblan a una capa previamente boudinada.



Foto 5.13: Boudin de roca calcosilicatada en la continuación de un flanco de un pliegue D2 mostrado en la Foto anterior.



Foto 5.14: Pliegues D2 en la Serie de “Viana do Bolo”. En este mismo afloramiento existe un plano perpendicular donde se observa cómo estos pliegues están afectados por otros D3 dando lugar a figuras de interferencia de tipo 3 de RAMSAY (1967).



Foto 5.15: Pliegue D2 en los materiales de la Serie de “Viana do Bolo”. Este tipo de secciones con formas cerradas representan planos estructurales XZ. Los niveles plegados se adelgazan en las zonas de los flancos, mientras que en las zonas de charnela muestran engrosamiento.

Hay charnelas curvas con cambios de orientación de su eje que se aproximan a 180°, siendo éste un rasgo característico de los pliegues en vaina. Las morfologías cerradas con geometrías elípticas están asociadas a pliegues en vaina aplastados según los planos de la foliación principal S2. En algunos pliegues se observan zonas de cizalla dúctiles, que corresponden a los flancos invertidos y que lateralmente pasan a estructuras plegadas.

Los pliegues no cilíndricos han sido reconocidos y estudiados desde mediados del siglo XX, siendo descritos como pliegues tubulares (HANSEN, 1971), o en vaina (CARRERAS *et al.*, 1977), cuando la curvatura de la charnela es muy acusada (más de 90° según RAMSAY Y HUBER, 1987) y son característicos de las zonas de cizallamiento dúctil (QUINQUIS *et al.*, 1978; COBBOLD, 1979).

Se consideran generados por procesos de deformación progresiva no coaxial donde los ejes de los pliegues son inicialmente perpendiculares a la dirección de transporte tectónico y posteriormente se reorientan hacia la lineación de transporte de la cizalla dúctil, al tiempo que su superficie axial gira hasta paralelizarse a la foliación principal (COBBOLD Y QUINQUIS, 1980).

5.3.2.- Esquistosidad de segunda fase (S2)

La parte superior de la banda de deformación subhorizontal afecta principalmente a las Capas de Los Montes, tanto del flanco N como del flanco S (Figura 5.2).

En el flanco N, la S2 aparece como un bandeo tectónico, bien visible tanto a escala de afloramiento (Fotos 5.16 y 5.17) como al microscopio (Fotos 5.18 a 5.20). Es en las zonas con S2 subhorizontal donde mejor se desarrolló después la crenulación de la tercera fase de deformación varisca. La segregación de venas de cuarzo es menos pronunciada que en el flanco S pero, en cambio, cabe mencionar un dique de cuarzo de gran espesor paralelo a S2 en la cabecera del arroyo de Meladas.



Foto 5.16: Aspecto general de las pizarras negras en el flanco N (Capas de Los Montes). La esquistosidad principal es S2, mientras que los pliegues que se observan son D3, que desarrollan una intensa crenulación en toda esta zona.

Foto 5.17: Detalle de la Foto anterior, donde se aprecia el bandeo tectónico S2.

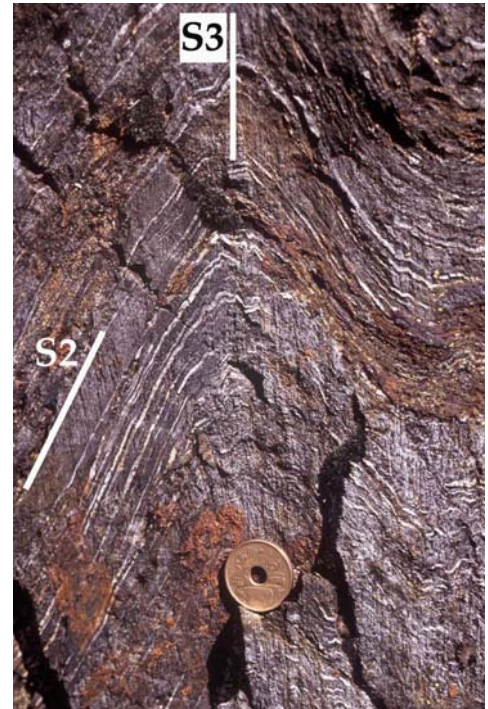


Foto 5.18: Aspecto textural del bandeo tectónico (S2) en las pizarras de las Capas de Los Montes del flanco N del anticlinorio de Sanabria. (Muestra: 229-782, perteneciente al fondo documental del IGME; nicoles cruzados).

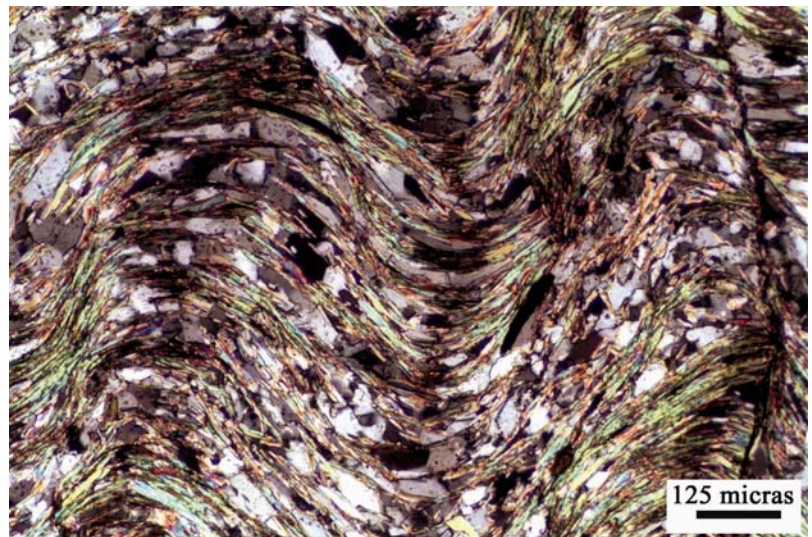
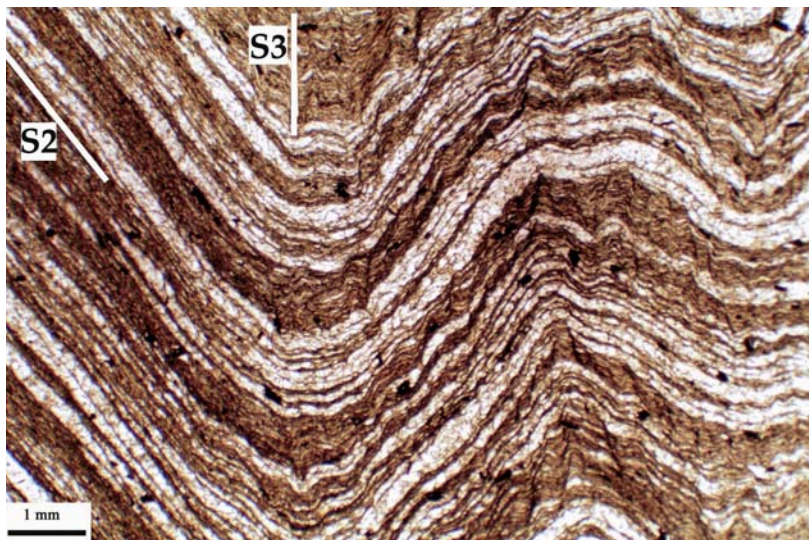


Foto 5.19: Detalle textural de las esquistosidades en el flanco N del Anticlinorio del "Ollo de Sapo" (Muestra: 228-1108; perteneciente al fondo documental del IGME). El bandeo es S2, mientras los pliegues reflejan la crenulación S3.



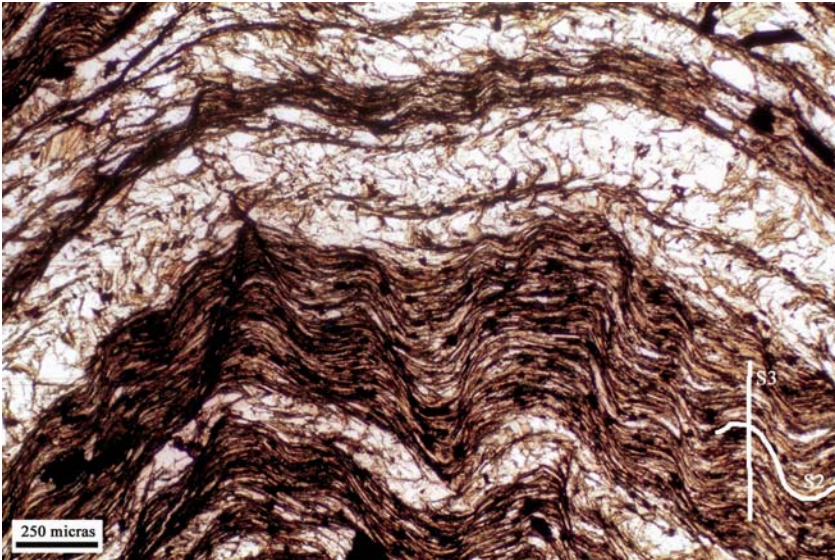


Foto 5.20: Detalle de la Foto anterior, donde se puede apreciar la existencia de tres esquistosidades. S2 está marcada por un bandeo tectónico y en los microlitones cuarzosos quedan restos de S1.

En el flanco S, la S2 también desarrolló un bandeo tectónico, aunque en condiciones de grado metamórfico mayor respecto del flanco N y con un gradiente dentro de este flanco con condiciones en aumento de E a O. En las pizarras y hacia el techo de la banda de cizalla se localiza en las pizarras una zona con una alta densidad de venas de cuarzo, intensamente deformadas por D2 (Foto 5.21). Cuando la deformación afecta a la barra cuarcítica basal de las Capas de Los Montes, ésta desarrolla una fábrica intensa, dando lugar a una textura en libro muy típica (Foto 5.22).

En la zona oriental, puede observarse S2 en los alrededores de Palacios de Sanabria, que viene a ser la zona más oriental donde aparece. Por ejemplo, en la ermita de la Encarnación existen buenos afloramientos, y en lámina delgada se observan las tres esquistosidades principales (Foto 5.23). Por último, en los afloramientos localizados al O de la Falla de Chandoiro, las metapelitas ordovícicas tienen una esquistosidad principal de tipo bandeo tectónico, mientras que las cuarcitas son auténticas milonitas y blastomilonitas.

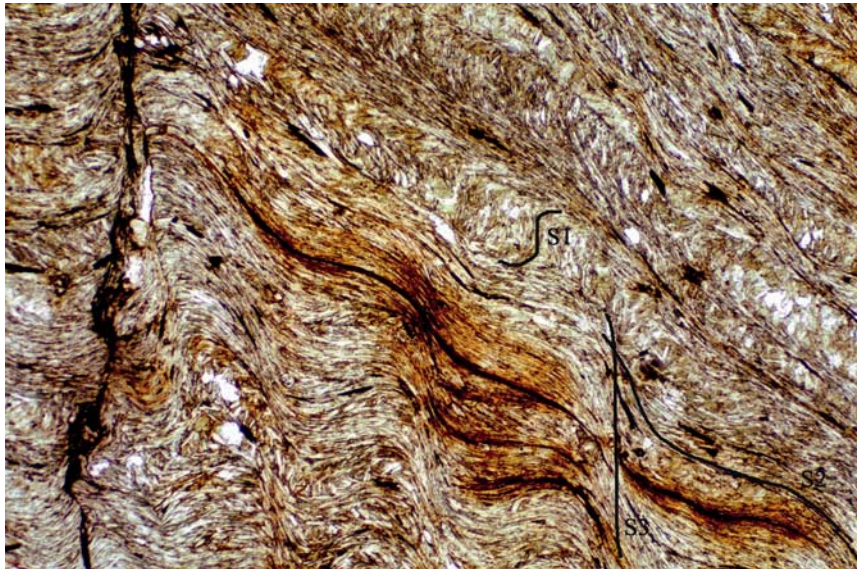


Foto 5.21: Afloramientos del Ordovícico Inferior en el flanco S. En primer plano, niveles pizarrosos con abundantes inyecciones de venas de cuarzo. Al fondo (flecha negra), barra cuarcítica afectada por D2 y cuya textura se muestra en la Foto 5.22.

Foto 5.22: Cuarzita de las Capas de Los Montes del flanco S del Antiforme de Sanabria, mostrando el fuerte desarrollo de S2.



Foto 5.23: Detalle textural de las esquistosidades S1, S2 y S3, en las pizarras al N de Palacios de Sanabria (Muestra: 267-2; nícoles paralelos).



Dentro de la Formación “Ollo de Sapo”, el inicio del desarrollo de S2 está marcado por la formación de un bandeo tectónico composicional, con bandas cuarzosas, feldespáticas y micáceas.

Al S de la localidad de Ferreros, en el cerro Santiesteban, se puede apreciar a simple vista aunque aparece doblada por pliegues menores D3 (Fotos 5.24 a 5.25). En la Foto 5.26 se muestra un detalle de la textura que presentan las rocas de estos afloramientos, y donde aún quedan restos de una primera esquistosidad.

En los ortogneises glandulares y en los gneises bandeados de la Serie de “Viana do Bolo”, la esquistosidad S2 está definida por un bandeo composicional cuarzo-feldespático, constituido por niveles completamente recristalizados alternativamente ricos en cuarzo, feldespatos y biotita. Contribuyen en la definición de la foliación la alineación de niveles biotíticos, de segregaciones concordantes de fundidos parciales que pueden contener granates subidioblásticos y la presencia de “ribbons” lenticulares de cuarzo.

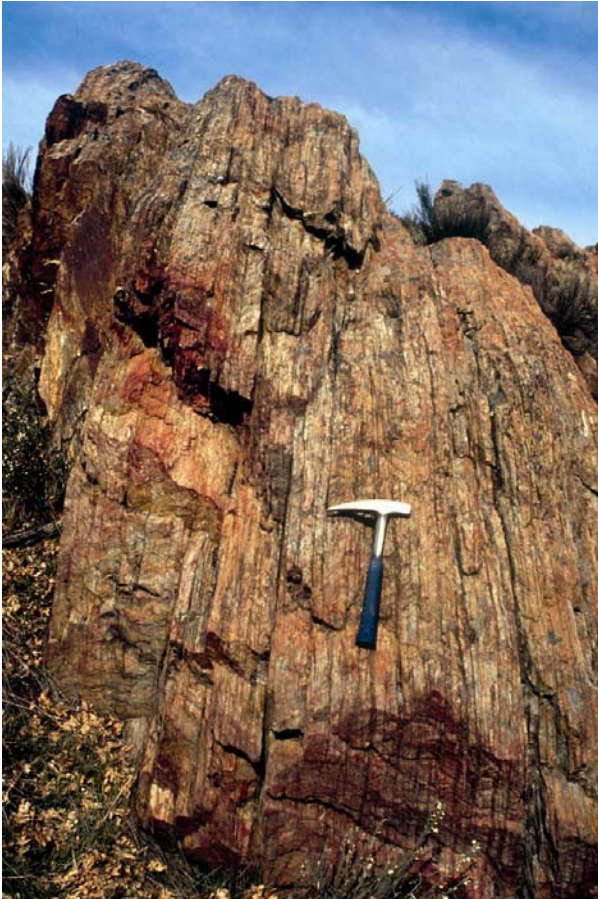


Foto 5.24: Aspecto del afloramiento de "Ollo de Sapo" del cerro de Santiesteban, al S de Ferreros. El diaclasado subvertical coincide con S3, que afecta a la esquistosidad principal S2.



Foto 5.25: Detalle de la textura del bandeo composicional de la S2 y la crenulación S3 en el "Ollo de Sapo". Afloramiento del cerro Santiesteban.

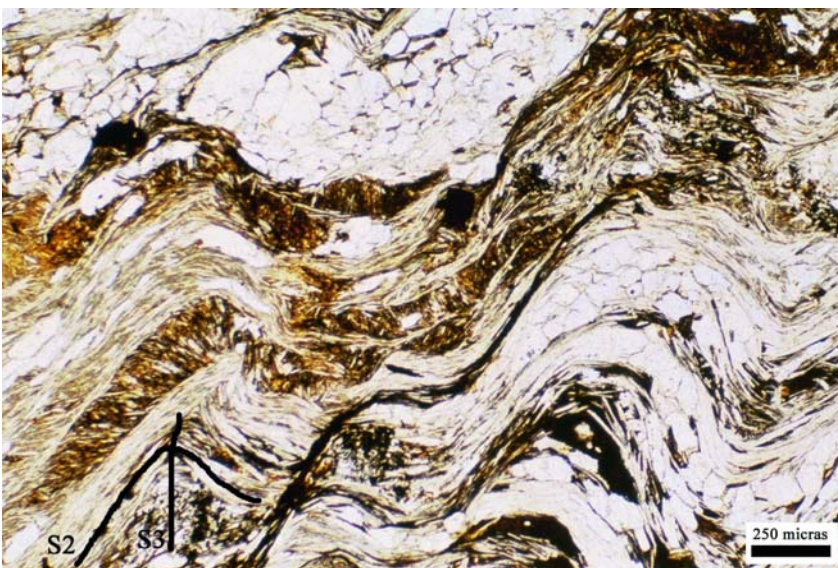


Foto 5.26: Aspecto textural de S2 en la Formación "Ollo de Sapo" del cerro Santiesteban. Además, se puede observar la esquistosidad de crenulación S3 y restos de una esquistosidad previa S1. Esta última sólo se puede observar en la zona de menor grado metamórfico, y se borra hacia el O (Muestra: 267-31; nicoles paralelos).

El diagrama de polos de S2 en el “Ollo de Sapo” (Figura 5.9) muestra dos máximos, siendo el principal el que se encuentra a $158^{\circ}/46^{\circ}\text{NO}$ y que se corresponde con una dirección $\text{N } 68^{\circ}\text{E} / 46^{\circ}\text{SE}$. El otro máximo se localiza a $14^{\circ}/22^{\circ}\text{N}$ y corresponde a una orientación de S2 de $104^{\circ}/68^{\circ}\text{SSO}$. Aunque próximos entre sí, los dos máximos representan sendos flancos de pliegues D3 tumbados y aplastados, como veremos más adelante.

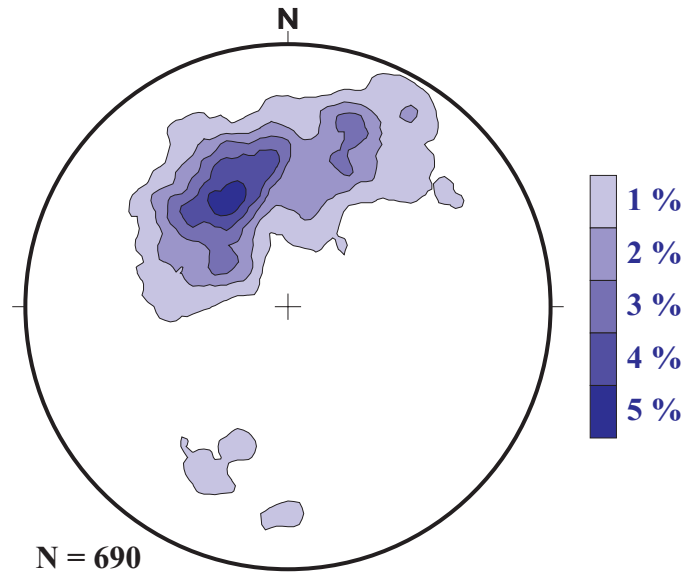


Figura 5.9: Diagrama de orientación de polos de la esquistosidad S2 en la Formación “Ollo de Sapo”. Hemisferio inferior de la red equiareal.

Por lo que respecta a los materiales de la Serie de “Viana do Bolo”, en la Figura 5.10 se encuentran representadas las foliaciones S2. Estas medidas se corresponden con el bandeo migmatítico que presentan estas rocas y que se ha considerado como la fábrica correspondiente a la D2 que se observa por toda esta zona.

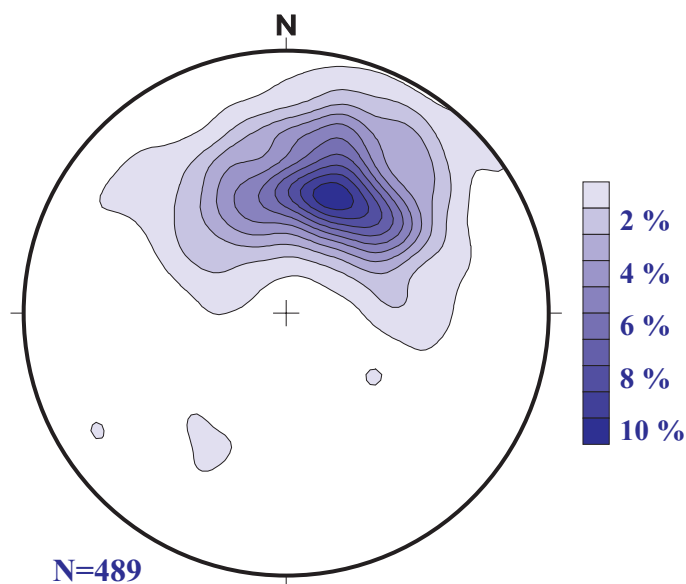


Figura 5.10: Diagramas de orientación de polos del bandeo gnéisico en la Serie de “Viana do Bolo”. Hemisferio inferior de la red equiareal.

5.3.3.- Lineación mineral (Lm2) y de estiramiento de segunda fase

Sobre los planos de la foliación S2, y como parte de la fábrica de las rocas se observa una lineación de estiramiento mineral, que dependiendo de los materiales a los que afecte y al grado metamórfico en el que se encuentren, se expresa de distinta forma. Su orientación general es ONO-ESE, aunque varía desde E-O en el flanco N, a NO-SE para el flanco S del Antiforme de Sanabria.

En la Formación “Ollo de Sapo” se encuentra muy bien desarrollada, como consecuencia del estiramiento de los minerales, principalmente de los fenocristales (cuarzo y feldespatos), acompañado de recristalización, y también del desarrollo de minerales alargados en sus sombras de presión. La Figura 5.11 muestra el diagrama de polos de Lm2 en la Formación “Ollo de Sapo”. El máximo se encuentra según 123°/34°SE. También hay que destacar otro pequeño máximo según 90°/30°E, estas medidas de la lineación se encuentran principalmente en todo el flanco N del Antiforme del “Ollo de Sapo” y, más concretamente, en las cercanías o en el contacto entre los materiales de la Formación “Ollo de Sapo” y los materiales de las Capas de Los Montes.

La Figura 5.12 muestra las medidas de estiramiento mineral en de la Serie de “Viana do Bolo”. La máxima concentración se encuentra en la misma dirección que en la Formación “Ollo de Sapo”. Los dos pequeños máximos de la parte izquierda se deben a la inflexión producida por el arrastre de la Falla de Chandoiro. En las Fotos 5.27 a 5.32 se pueden ver algunos de los ejemplos de la Lm2 en las litologías que componen la zona de estudio.

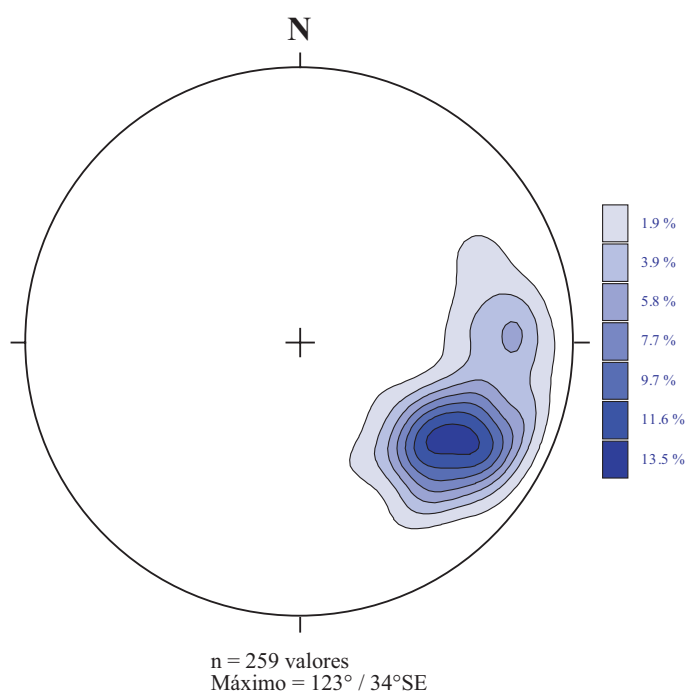


Figura 5.11: Diagrama de polos de la lineación mineral (Lm2) en la Formación “Ollo de Sapo”. Hemisferio inferior de la red equiareal.

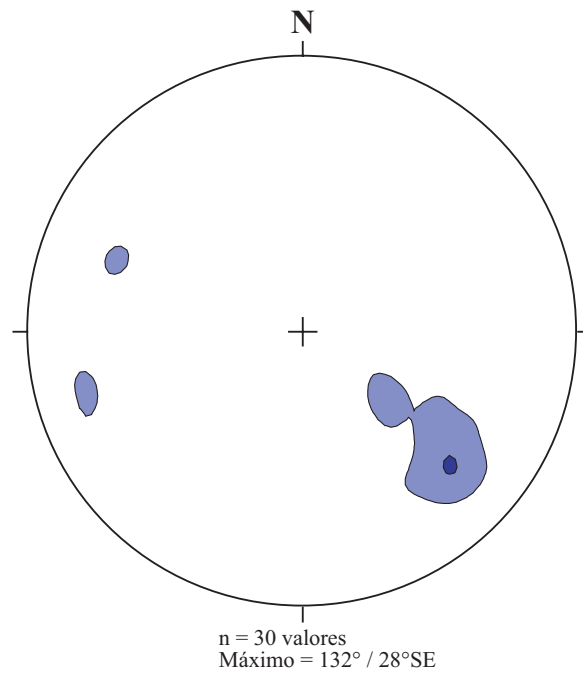


Figura 5.12: Diagrama de polos de la lineación mineral Lm2 en la Serie de “Viana do Bolo”. Hemisferio inferior de la red equiareal.

En general, la orientación de la lineación mineral (Lm2) y de estiramiento de la segunda fase es paralela o subparalela a la orientación del domo gnéisico-migmatítico de Sanabria-Viana do Bolo, y es subparalela a los ejes de los pliegues de tercera fase, como se verá más adelante. Esto sucede en otras partes del orógeno varisco, como por ejemplo en la Montaña Negra (MATTE *et al.*, 1998), donde las lineaciones son paralelas al eje del domo gnéisico-migmatítico.

Foto 5.27: Detalle de la lineación de estiramiento Lm2 en las cuarcitas de Dradelo. Los puntos de color oscuro son granates. En este punto la dirección de Lm2 es N 93°E / 14°O. La flecha indica el O.





Foto 5.28: Dentro del ortogneis glandular, el mejor marcador de la lineación mineral Lm2 son las glándulas de feldespato potásico.



Foto 5.29: Otro ejemplo del estiramiento de las glándulas de feldespato potásico. En este caso, la glándula marca una dirección de Lm2 según N 120°E / 16°SE.

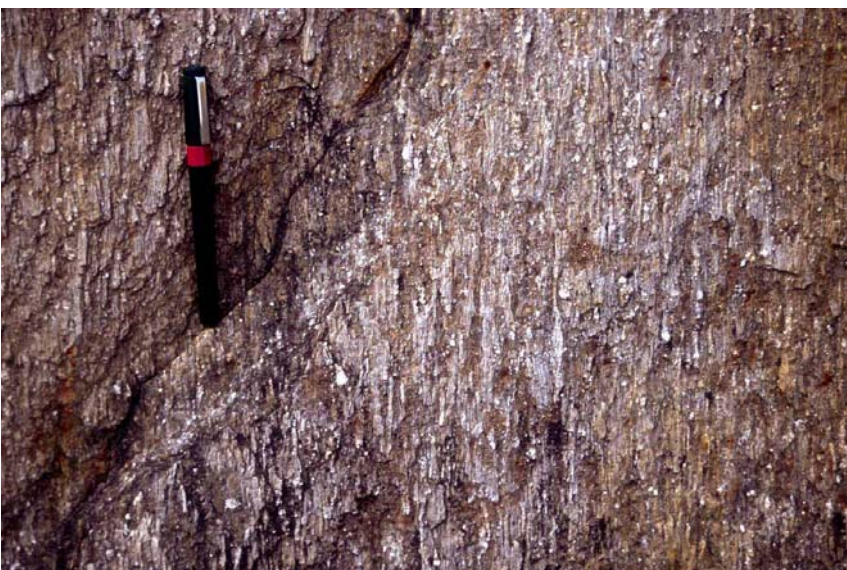


Foto 5.30: Lineación Lm2 en la Formación "Ollo de Sapo".

Foto 5.31: “Ollo de Sapo” epiclástico en el flanco N, cerca del contacto con las Capas de Los Montes, y cerca del techo de la banda de cizalla. Se puede observar una vena de cuarzo con Lm2, posteriormente plegada por D3.

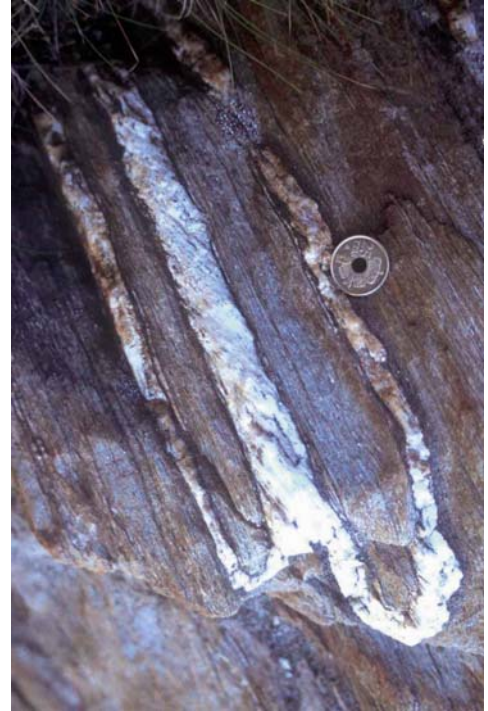
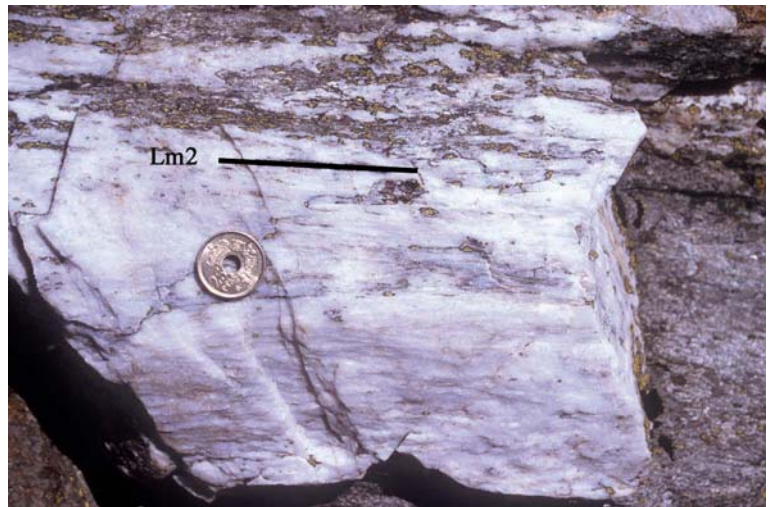


Foto 5.32: Vena de cuarzo boudinada, en la que queda bien marcada la lineación Lm2. Estos diques son muy frecuentes hacia el techo de la banda de cizalla. En este punto la Lm2 es N134°E / 25°SE.



5.3.4.- Indicadores cinemáticos e interpretación

En esta sección se describen los criterios cinemáticos que apoyan el carácter no coaxial de la deformación D2 en las áreas mesocorticales de la región estudiada. Algunos derivan de estructuras menores visibles sobre los afloramientos, y otros se observan al microscopio sobre láminas delgadas normales a la foliación S2 y paralelas a la lineación Lm2. La mayoría, además de indicar una componente importante de cizallamiento simple, permiten deducir su cinemática.

Entre los criterios que se pueden observar en el campo dentro de la Serie de “Viana do Bolo”, hay que citar los pliegues menores D2 en las cuarcitas de Dradelo y en las rocas calcosilicatadas, donde a menudo son pliegues en vaina. La relación entre la geometría de estos pliegues y la

dirección y sentido de cizalla ha sido descrita por numerosos autores (CARRERAS *et al.*, 1977; QUINQUIS *et al.*, 1978; COBBOLD Y QUINQUIS, 1980; RAMSAY, 1980). La asimetría de los de mayor orden de magnitud, vista en sección paralela a la dirección de estiramiento, el sentido de cierre de la zona apical de las vainas y las variaciones de espesor de los niveles plegados (FOSEN Y RYKKELID, 1990) permiten poner de manifiesto el carácter no coaxial de la deformación y la cinemática de movimiento relativo entre bloques. La Foto 5.12 muestra pliegues D2 en un nivel calcosilicatado, donde la asimetría indica movimiento de techo hacia el SE. Obsérvese también que los pliegues D2 doblan a un lecho previamente boudinado.

Los “boudins” son muy comunes en las rocas calcosilicatadas de la Serie de “Viana do Bolo”, debido a que éstas exhiben unos marcados contrastes de competencia y anisotropía mecánica en relación con los dominios composicionales de las migmatitas (Fotos 5.13 y 5.33). Sin embargo, no suelen ser asimétricos ni disponerse oblicuos a la foliación S2, por lo que no sirven como indicadores cinemáticos, aunque sí como prueba del estiramiento involucrado en la deformación.



Foto 5.33: Boudin de roca calcosilicatada dentro de la Serie de “Viana do Bolo”. Carretera que va desde Villavieja a Porto, a la altura de la presa de San Agustín. La muestra 266-34 corresponde a este “boudin”.

Dentro de los materiales migmatíticos de la Serie de “Viana do Bolo”, se puede observar pliegues asimétricos (Fotos 5.14 y 5.15), que no sirven como criterio cinemático al no ser de orden mayor. En cambio, se desarrollan estructuras S-C (Fotos 5.34 y 5.35) que indican movimiento del bloque de techo hacia el SE.

Los ortogneises de Covelo son las únicas rocas dentro de la Serie de “Viana do Bolo” en los que se reconocen sistemas de porfiroclastos asociados a D2, en secciones paralelas a la bien desarrollada lineación de estiramiento (Foto 5.36). Se trata de sistemas porfiroclásticos comunes (PASSCHIER, 1994) con un manto y colas de recristalización dinámica de geometría escalonada (LISTER Y SNOKE, 1984; PASSCHIER Y TROUW, 1996), desarrollados sobre los feldespatos, aunque también contienen porfiroclastos sigmoidales de mica (“peces de mica”). El sentido de cizalla deducido de la asimetría de los porfiroclastos indica también un movimiento del bloque de techo hacia el SE o ESE.

Foto 5.34: Estructuras S-C en las migmatitas de la Serie de "Viana do Bolo", en la carretera que une las localidades de Cepedelo y Rubiales, a la altura del Alto de Quintela. El SE está a la derecha de la Foto.

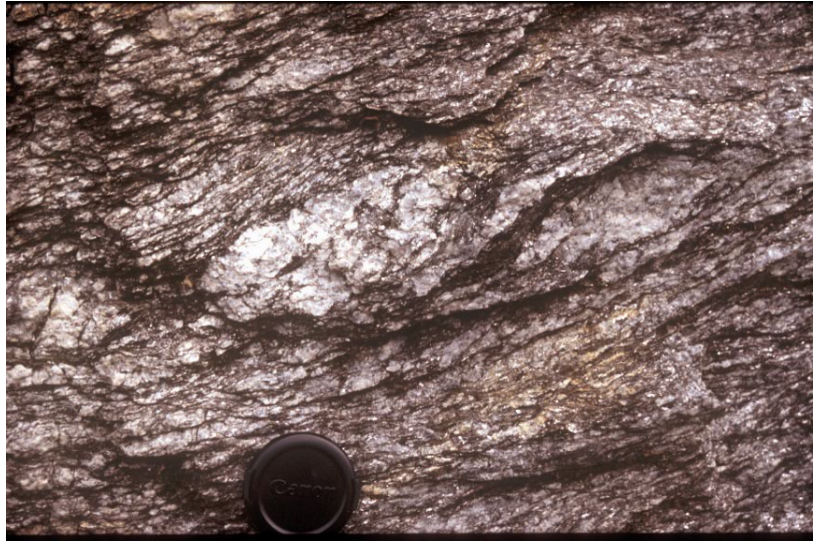


Foto 5.35: Otro ejemplo de estructuras S-C en la Serie de "Viana do Bolo", en el mismo afloramiento que la Foto anterior. En ambos casos, el plano de observación es una sección XZ, y el criterio que se deduce es de movimiento del bloque de techo hacia el SE (derecha de la Foto).



Foto 5.36: Afloramiento de ortogneis tipo Covelo, en las laderas de Tabazoa de Humoso, donde se aprecia la intensa lineación de estiramiento Lm2.



Los criterios cinemáticos más frecuentes a escala de afloramiento en los ortogneises de la Formación "Olló de Sapo" son estructuras S-C, sombras de presión asimétricas en los fenocristales de los feldespatos y el estiramiento y boudinage de los fenocristales y glándulas de feldespato potásico. Las Fotos 5.37 a 5.40 y las Figura 5.13 y 5.15 muestran diversos criterios utilizados en el campo para deducir la cinemática de la deformación D2.

Para el estudio microestructural, las láminas delgadas han sido orientadas paralelas a la lineación mineral y perpendiculares a la foliación (Figura 5.14). Además de los criterios cinemáticos, se han analizado las relaciones entre el desarrollo de esquistosidades y el crecimiento de minerales metamórficos para determinar las relaciones temporales entre deformación y metamorfismo.

La Figura 5.15 muestra los principales criterios cinemáticos encontrados a escala de lámina delgada. Los números entre paréntesis corresponden a los dibujos de esa Figura.

(1) Asimetría de la foliación que envuelve a los diversos porfiroclastos, junto con las sombras de presión asociadas. Este tipo de texturas se desarrollan principalmente alrededor de los fenocristales de cuarzo y feldespato potásico en la Formación "Olló de Sapo" (Fotos 5.41 y 5.42).



Foto 5.37: Glándulas de feldespato potásico en el ortogneis glandular, afectadas por D2, con sombras de presión, asimétricas. El plano de observación es una sección XZ y el criterio que se deduce es de movimiento del bloque de techo hacia el SE (derecha de la Foto).

Foto 5.38: Otro ejemplo de glándulas de feldespato potásico cizalladas en el ortogneis glandular. Se puede observar cómo algunas glándulas se estiran, mientras que otras conservan un alto grado de idiomorfismo. El plano de observación es una sección XZ. El criterio que se deduce es de movimiento del bloque de techo hacia el SE (derecha de la Foto).



Foto 5.39: Un ejemplo más del ortogneis glandular, con las glándulas de feldespato potásico estiradas y con sombras de presión. El plano de observación es una sección XZ. El criterio que se deduce es de movimiento del bloque de techo hacia el SE (derecha de la Foto).



Foto 5.40: Glándulas de feldespato potásico en el ortogneis glandular. El plano de observación es una sección XZ. El criterio que se deduce es de movimiento del bloque de techo hacia el SE (derecha de la Foto).



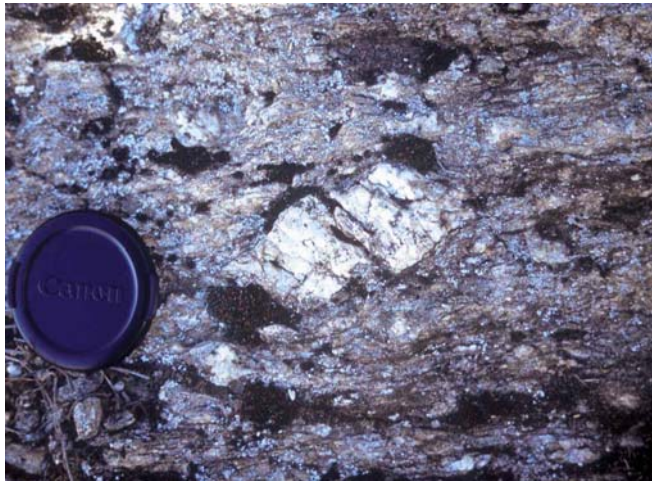


Figura 5.13: Criterio cinemático sobre una glándula de feldespato potásico, en el “Olo de Sapo” en facies de los esquistos verdes, donde estos cristales se pueden comportar de forma frágil. La sección es un plano estructural XZ y el criterio cinemático que se deduce es de movimiento del bloque de techo hacia el SE.

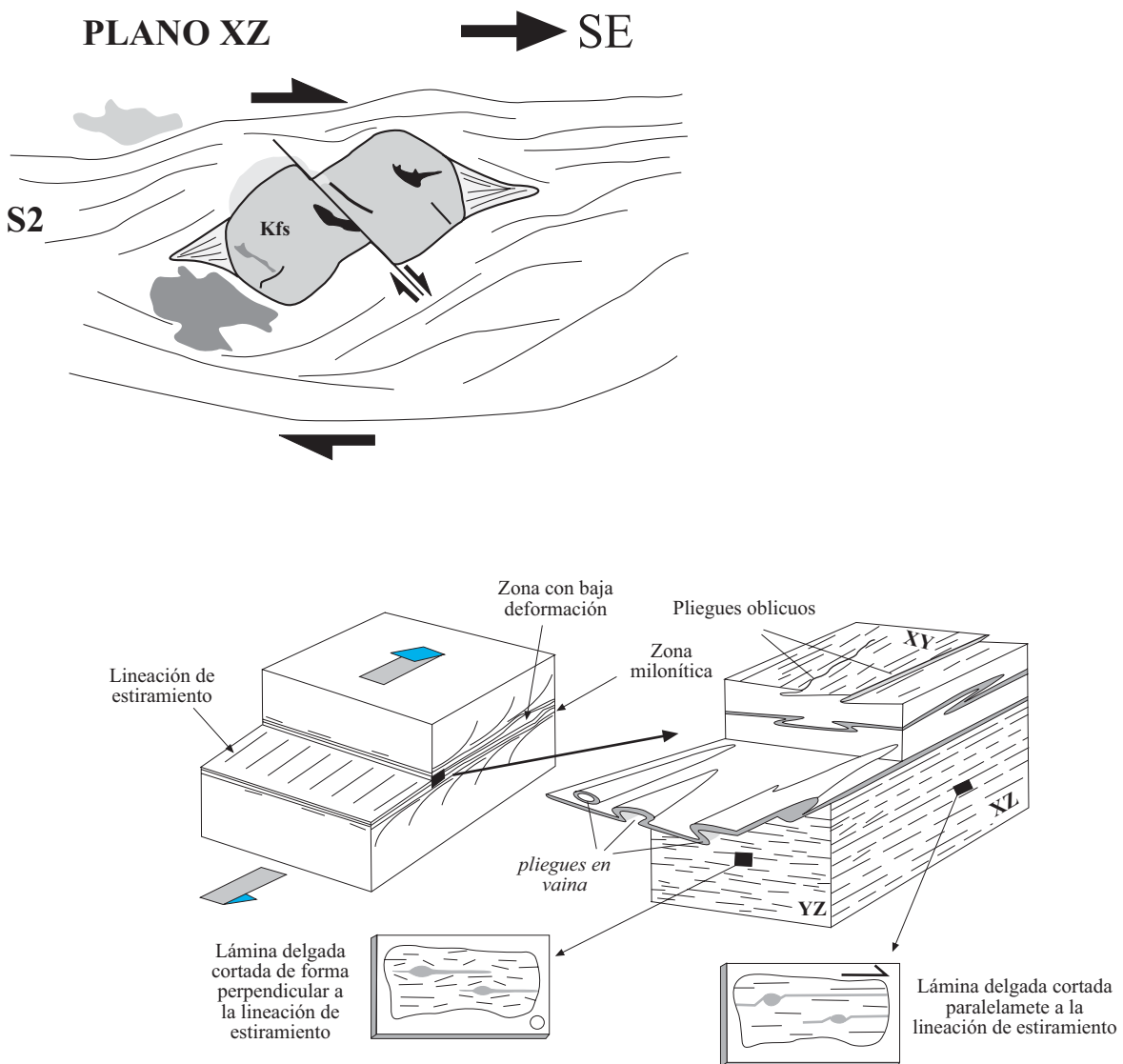


Figura 5.14: Diagrama esquemático mostrando la geometría de una zona milonítica (banda de cizalla) y la orientación de las muestras que se han recogido para el estudio microestructural. También se muestran algunos de los principales criterios cinemáticos que se han encontrado.

(2 y 3) Porfiroblastos rotados, tales como los de estauroлита y granate con texturas en “bolas de nieve”. También la andalucita presenta a menudo inclusiones asociadas con rotaciones relativas entre los porfiroblastos y la matriz (Fotos 5.43 a 5.45). Concretamente, en los cristales crecidos en el flanco S del Antiforme de Sanabria, los formados en momentos tempranos de la D2, fueron rodeados y envueltos por la foliación S2, que quedó atrapada como inclusiones de cuarzo, micas e ilmenita. La esquistosidad interna refleja una crenulación que corresponde a los momentos iniciales del desarrollo de S2. Poco después los cristales de andalucita recrecieron, y aunque la esquistosidad externa está en continuación con la interna (Foto 5.43), sus relaciones indican una rotación de los cristales durante su crecimiento, siendo el sentido de giro coherente con el resto de las observaciones realizadas.

(4 y 5) Colas de recristalización en los porfiroclastos, dando lugar a objetos de tipo sigma (σ) (Foto 5.42) y delta (δ) (Fotos 5.44 a 5.46). Este tipo de texturas se desarrollan con frecuencia en los porfiroblastos de estauroлита y de andalucita.

(6) Cizallas sintéticas y antitéticas entre fragmentos de porfiroclastos, en especial con los fenocristales y glándulas de feldespato potásico. Estas estructuras siempre se han observado dentro de la facies de los esquistos verdes (Figura 5.13).

(7) Asimetría sigmoidal en la forma de los porfiroclastos.

(8) Asimetría de peces de mica, junto con su alineamiento y saltos en el plano de exfoliación.

(9) Rotación de parte de los porfiroclastos dando lugar a la formación de una textura de tipo “pull-apart” (ver Foto 3.47). Estas texturas son muy frecuentes en los fenocristales de cuarzo y de los feldespatos, en especial cuando estos se encuentran dentro de la facies de los esquistos verdes.

(10 y 11) Milonitas de los tipos I y II (Foto 5.47), tanto a escala macroscópica como microscópica (BERTHÉ *et al.*, 1979; LISTER Y SNOKE, 1984).

(12) Asimetría de la esquistosidad de crenulación extensional (ECC). (Foto 5.48).

(13) Desarrollo de pliegues intrafoliares a escala microscópica. Este tipo de estructura se encuentra principalmente en los metasedimentos del Ordovícico y Silúrico (Foto 5.49).

(14) Asimetría del microboudinage de los fenoclastos. En los fenocristales de cuarzo pertenecientes a los materiales de la Formación “Ollo de Sapo” hay un cortejo de microestructuras asociadas a D2 entre las que destacan la extinción ondulante, las subjuntas (lamelas) orientadas de forma paralela a la foliación (Foto 5.50), más concretamente a los planos S, el desarrollo de subgranos y, por último, el “microboudinage” (Foto 5.51). También se puede observar en los materiales de la ZGTM representados en la Foto 5.49.

Los criterios cinemáticos, junto con el desarrollo de una foliación S2 muy penetrativa y una lineación de estiramiento indican que durante la fase D2 existió un flujo subhorizontal y una deformación no coaxial. Además, el hecho de que la zona deformada tenga un límite superior (Figura 5.2) sugiere que estamos ante una zona de cizalla.

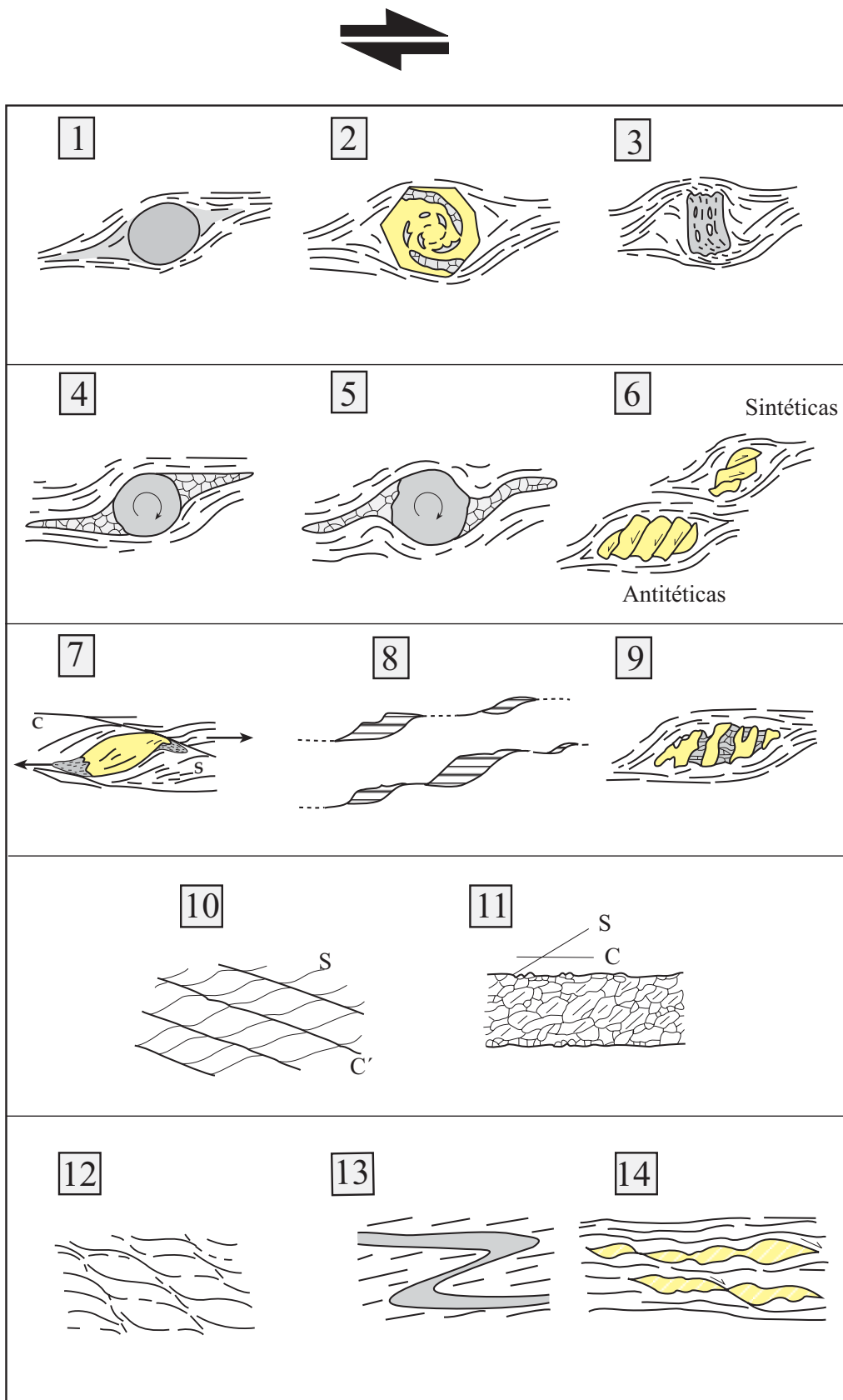


Figura 5.15: Resumen de los principales criterios cinemáticos observados a escala de lámina delgada.

Foto 5.41: Detalle de un porfiroclasto de plagioclasa albítica (P1), procedente de Kfs. La foliación S2 envuelve al porfiroclasto, desarrollando sombras de presión asimétricas.



Foto 5.42: Porfiroclasto de plagioclasa (P1) rotado y con desarrollo de sombras de presión, dando lugar a un objeto sigma (σ).

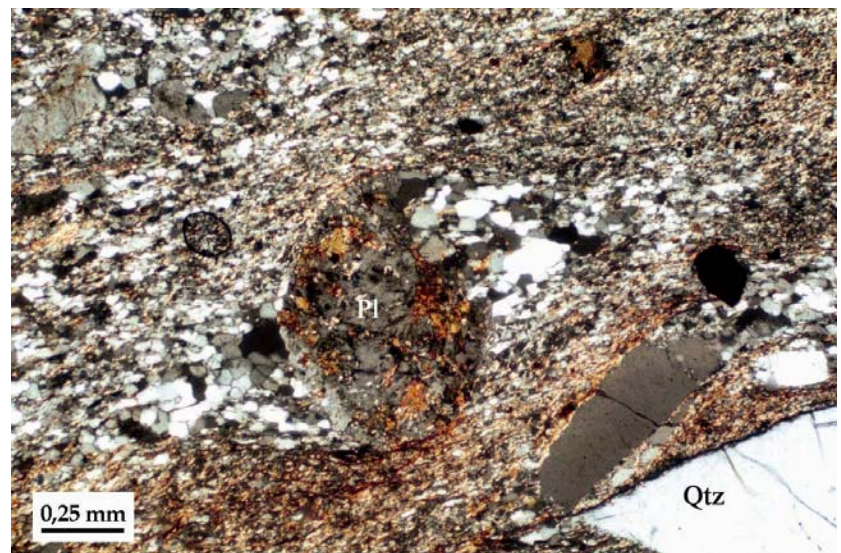
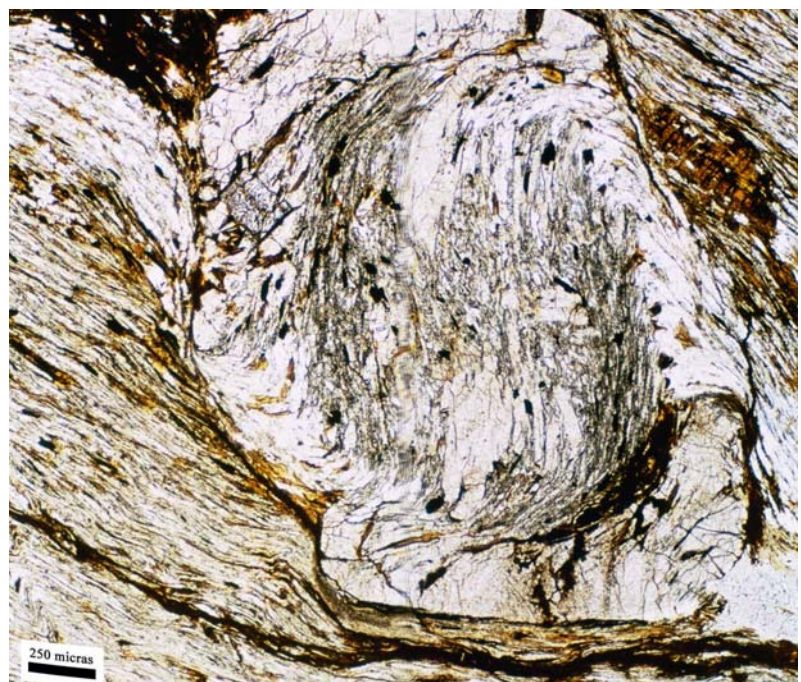


Foto 5.43: Porfiroblasto de andalucita sincinemático con D2, y sombras de presión asimétricas.



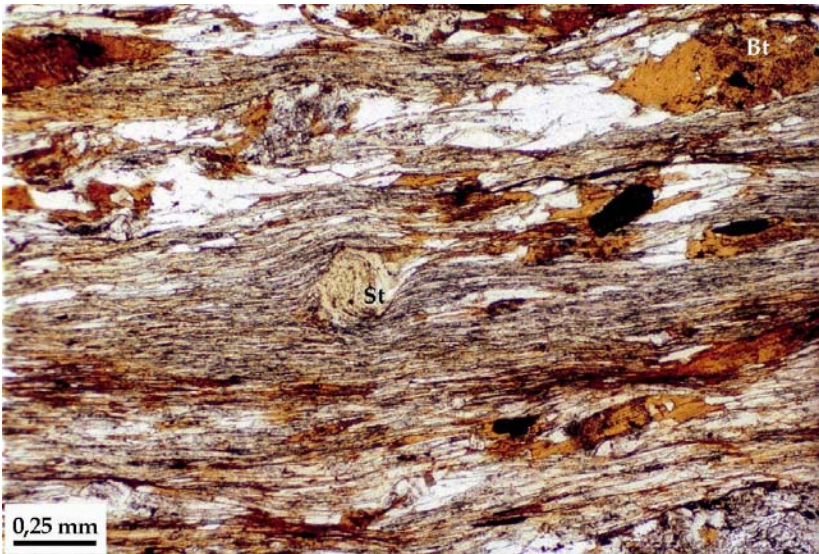


Foto 5.44: Porfiroblasto de estaurolita (St). La esquistosidad principal es S2.

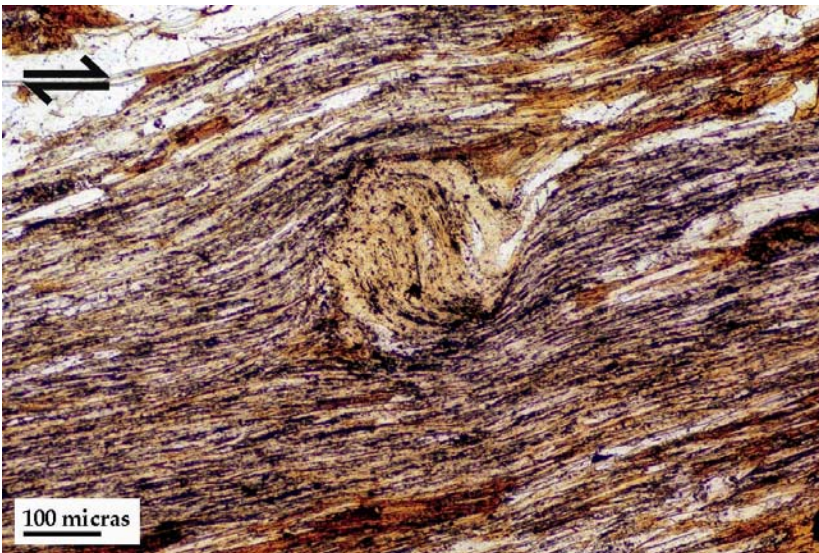


Foto 5.45: Detalle de la Foto anterior, la estaurolita ha rotado dando lugar a un objeto de tipo delta (δ).

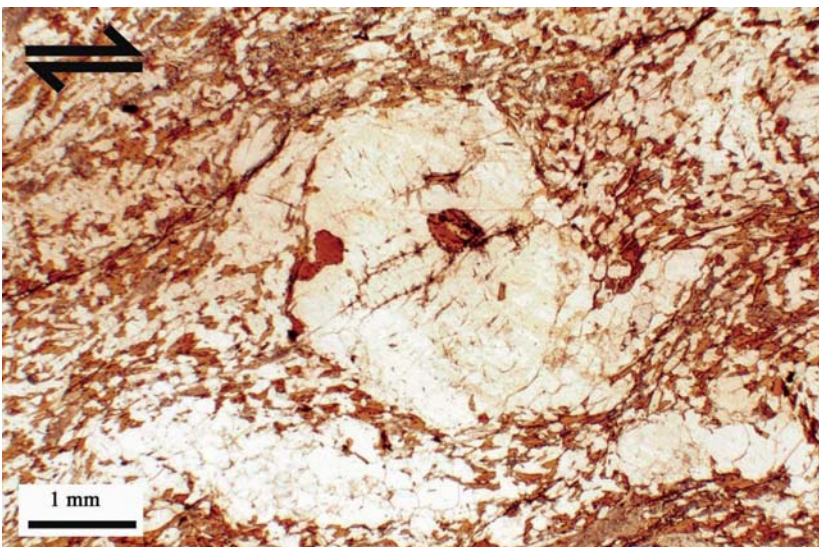


Foto 5.46: Porfiroclasto de cuarzo con desarrollo de colas de presión, formando un objeto delta (δ).

Foto 5.47: Texturas de tipo S-C en los materiales de la Formación "Olo de Sapo". El criterio de movimiento es de bloque de techo hacia el SE (nícoles paralelos).

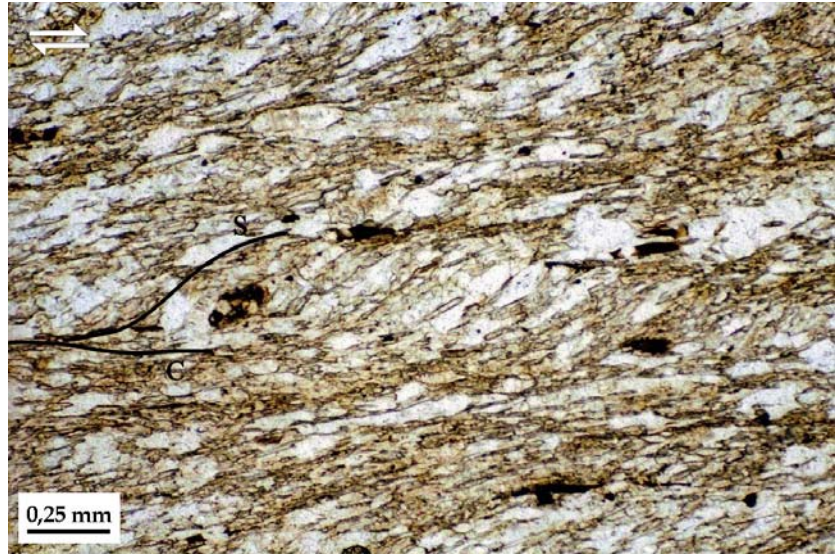


Foto 5.48: Texturas de tipo ECC en las pizarras de las Capas de Los Montes del flanco N del Antiforme del "Olo de Sapo". El criterio de movimiento deducido para esta muestra es de bloque de techo hacia el SE (Muestra: 267-134; nícoles paralelos).

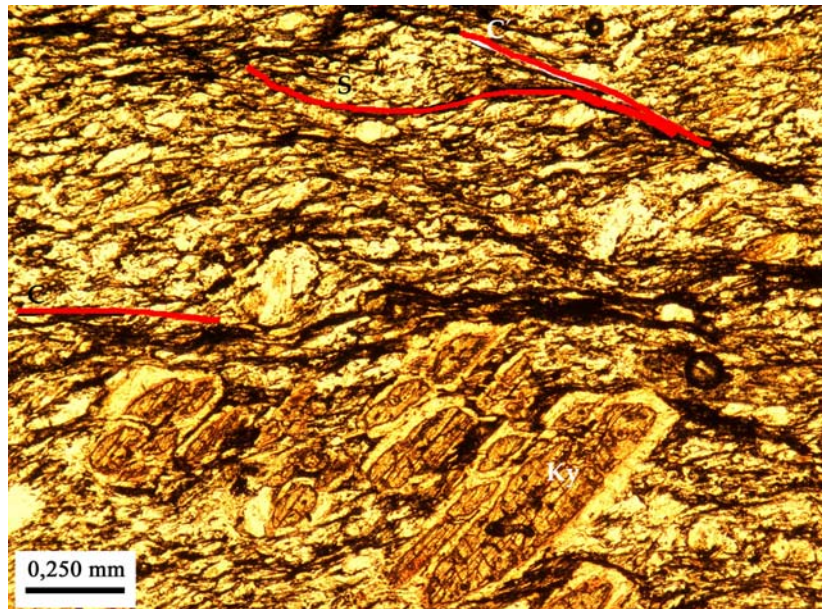
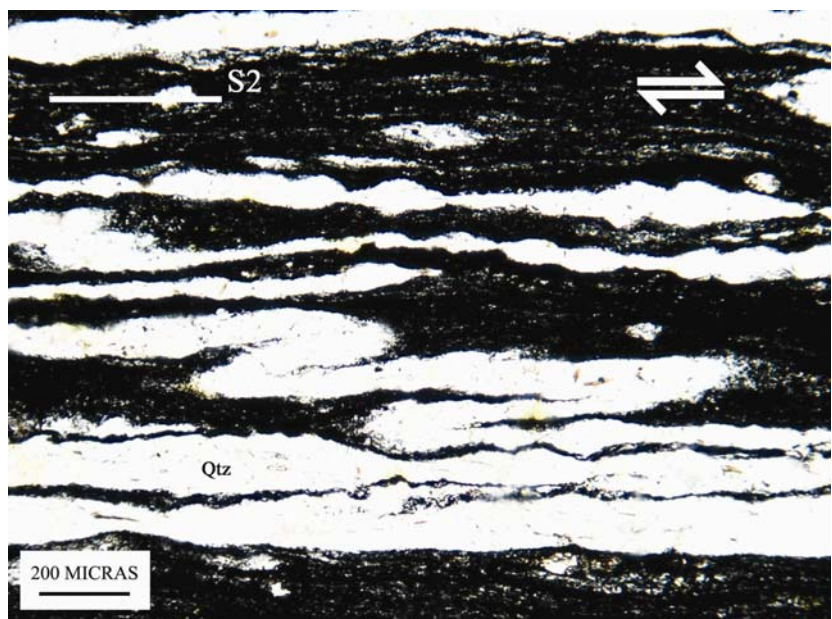


Foto 5.49: Pliegues intrafoliares asimétricos y "microboudinage" en los materiales de la ZGTM. El criterio deducido es de bloque de techo desplazándose hacia el SE (nícoles paralelos).



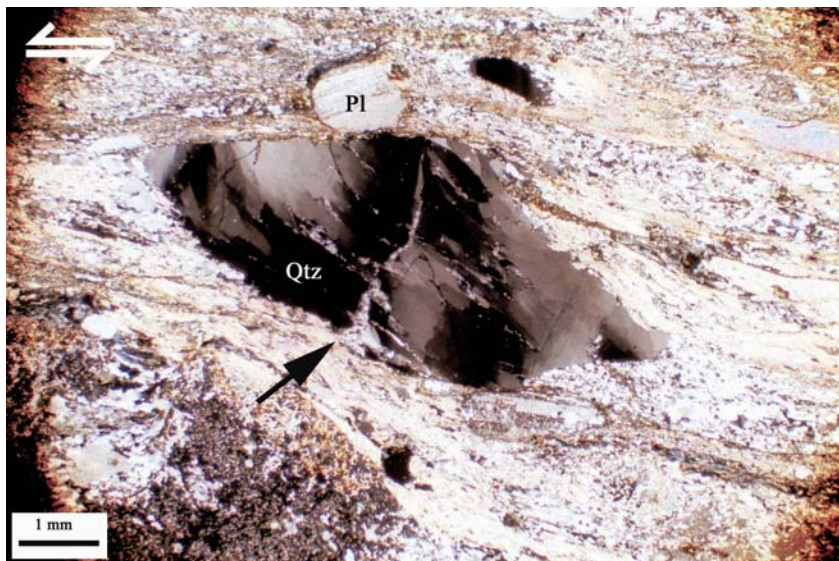


Foto 5.50: Porfiroclasto de cuarzo (Qtz) deformado, con extinción ondulante y desarrollo de lamelas paralelas a los planos S2. En la parte inferior comienza a desarrollarse una microfisura de tipo “pull-apart”, con relleno de cuarzo. (Pl = plagioclasa. Muestra: 229-19; nícoles cruzados).

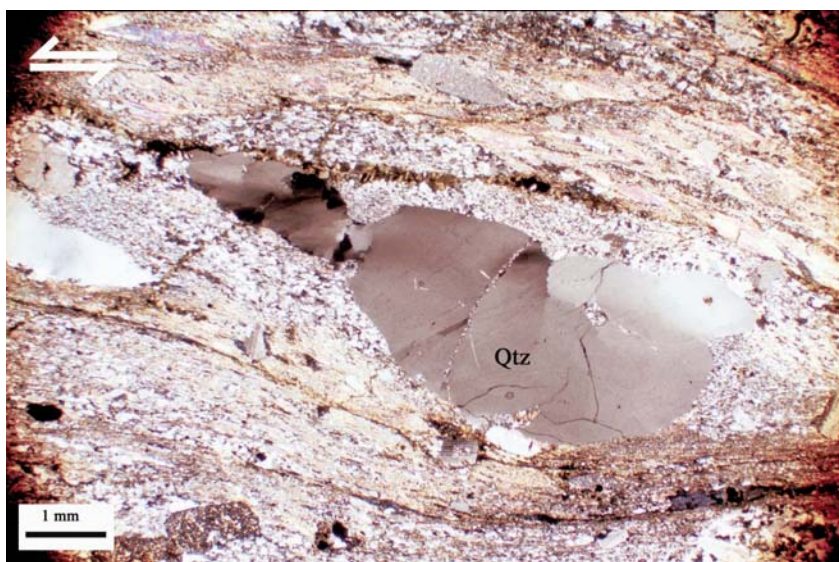


Foto 5.51: Porfiroclasto de cuarzo (Qtz) con desarrollo de “microboudinage”. Aún puede observarse la presencia de golfos de corrosión (nícoles cruzados).

En el Capítulo 6 veremos que la evolución metamórfica incluye un fuerte calentamiento desde abajo durante la exhumación de las rocas de la zona de cizalla, lo que permite compararla con el bloque de techo de un despegue extensional de escala cortical.

Sin embargo, el límite inferior de la supuesta zona de cizalla no se alcanza a ver, y es posible que no exista. Por otra parte, si nos atenemos a la estratigrafía, no parecen faltar términos en la columna, ni los que hay han sido especialmente adelgazados. Se diría que la cizalla no ha sido fuertemente substractiva lo que corresponde a una deformación por cizallamiento simple cuyo plano de flujo fuera subparalelo a los contactos litológicos.

Estas consideraciones llevan a enfocar la interpretación de la deformación D2 mesocortical más que como un despegue extensional clásico, como una zona de cizalla ligada a flujos viscosos canalizados de material parcialmente fundido durante el colapso gravitacional del orógeno (BURG *et al.*, 1994a; TIREL *et al.*, 2004; WHITNEY *et al.*, 2004). Esta posibilidad está apoyada por la abundancia de granitoides sincinemáticos intruídos en la zona deformada, aunque su emplazamiento parece haberse producido cuando la cizalla D2 dejó de actuar.

5.4.- TERCERA FASE DE DEFORMACIÓN (D3)

Las mayores estructuras del Antiforme del “Ollo de Sapo”, así como en las zonas circundantes (Sinforme de Sil-Truchas, Sinforme de Alcañices-Verín, y un poco más al S el domo gnéisico del Tormes), deben su configuración final a la tercera fase de deformación Varisca. Las estructuras D3 pliegan a la banda de cizalla subhorizontal D2, dando lugar a un tren de pliegues (Figura 5.16), que no hay que confundir con el conjunto de domos y cubetas resultado del colapso gravitacional del orógeno. Dentro de esta tercera fase de deformación se incluirá la descripción de zonas de cizalla subverticales con movimiento transcurrente que se desarrollan sobre los granitoides.

5.4.1.- Pliegues de tercera fase

Las regiones de Sanabria-Carballeda y Terra do Bolo se pueden dividir en dos grandes dominios, tomando como criterio la presencia o ausencia de la esquistosidad de segunda fase de deformación. Los pliegues D3 se van a desarrollar mucho mejor, allí donde existe una anisotropía planar subhorizontal previa, tal como S2. En su ausencia, el primer clivaje S1 debía tener una inclinación suficientemente grande, puesto que la deformación D3 lo reorientó, verticalizándolo pero, con frecuencia, sin plegarlo.

Así, en la mitad oriental no se llega a observar en los metasedimentos la existencia de grandes pliegues D3 y sólo localmente se desarrolló una esquistosidad de crenulación sobre el clivaje S1. En la Formación “Ollo de Sapo”, tampoco se aprecia el desarrollo de pliegues D3, ni de crenulación alguna, y su único efecto parece ser un reapretamiento y verticalización de la esquistosidad previa S1 y de los planos C, disminuyendo el ángulo entre los planos S y C, que llegan a ser indistinguibles, observándose en el campo una sola fábrica.

Por lo que respecta a la mitad occidental, el desarrollo de una foliación subhorizontal D2 previa facilitó la generación de nuevas estructuras D3, entre las que se incluyen pliegues a todas las escalas. Los pliegues D3 de escala cartográfica consisten en un tren de antiformes y sinformes que pliegan a la banda de cizalla D2, a las isogradas de metamorfismo regional y a las fábricas sinmetamórficas de la Serie de “Viana do Bolo”, la Formación “Ollo de Sapo” y los metasedimentos ordovícicos y silúricos.

En las Capas de Los Montes, son pliegues de plano axial subvertical o con ligera vergencia al NE o SO, pero hacia las zonas profundas del domo metamórfico su geometría cambia, haciéndose más aplastados y con menor inclinación de su superficie axial, y con una vergencia clara al NNE.

Los más llamativos son los que afectan a las cuarcitas de Dradelo y a los micaesquistos con granate, cuya estructura fue interpretada como un anticlinal por ARCE DUARTE *et al.* (1981), y como un anticlinal tardío por ARIAS *et al.* (2002).

La cartografía muestra un afloramiento ovalado de las cuarcitas, del que salen dos tiras estrechas, una por el N y otra por el S, que representan sendos antiformes D3, y el afloramiento

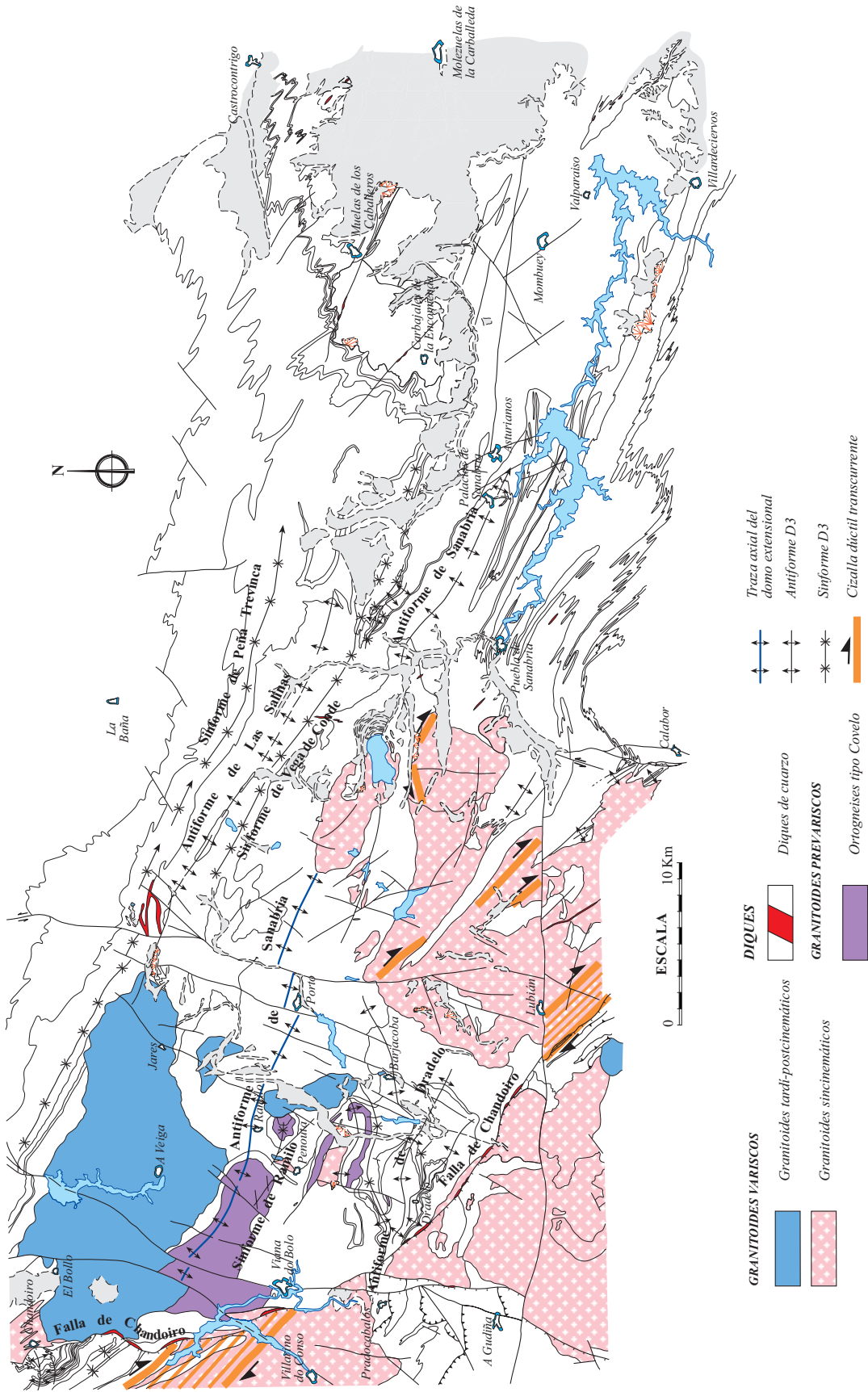


Figura 5.16: Esquema estructural del “Olla de Sapo” en las comarcas de Sanabria y Terra do Bolo, mostrando las principales estructuras generadas durante la tercera fase de deformación varisca.

ovalado es un domo formado por la interferencia de otro antiforme D3 y el arrastre hacia el SO provocado por la Falla de Chandoiro. Las trazas axiales del antiforme central y del sinforme al N con gneises bandeados en el núcleo, se siguen hasta el contacto entre “Ollo de Sapo” y la Serie de “Viana do Bolo”, que también dibuja esos mismos pliegues (Mapa Geológico y Corte V-V’). La traza axial del antiforme septentrional también puede seguirse por un cierre cartográfico dibujado por el Ortogneis de San Sebastián, y también atraviesa el contacto con el “Ollo de Sapo”.

Se trata de pliegues apretados, si bien no isoclinales, vergentes al NNE, que a la altura del contacto basal del “Ollo de Sapo” tienen el plano axial NE-SO buzando al SE, subhorizontal en la sección vertical del Corte V-V’ y con la foliación S3 paralela a él. Los ejes allí están orientados ONO-ESE y tienen una inmersión al SE de entre 30° y 50°. Los dos máximos de la Figura 5.9 marcan la orientación de S2 en los dos tipos de flancos de estos pliegues D3.

Resulta interesante intentar una reconstrucción de la estructura mayor apoyándose en los tres afloramientos de ortogneis de Covelo, San Sebastián y Ramilo. En efecto, el Ortogneis de Covelo no se enraíza hacia el S, sino que tiene tanto por debajo como por encima, gneises bandeados de la Serie de “Viana do Bolo”. Es decir, se trata de un cuerpo lenticular intercalado en los gneises bandeados. El de San Sebastián empieza a aflorar un poco más al S, pasando entre ambos la traza axial de un sinforme D3 cuya charnela está en Penouta. Hacia el E, el Ortogneis de San Sebastián se adelgaza y termina, pero pocos cientos de metros hacia el E vuelve a aparecer, dibujando el trazado cartográfico de un antiforme al O de Pradorramisquedo, que se prolonga por él más septentrional de los que dibujan las cuarcitas de Dradelo. Por tanto, los ortogneises dibujan también los pliegues D3, aunque a su manera, que es de forma discontinua. La discontinuidad puede ser primaria, si los ortogneises son cuerpos independientes en origen, o secundaria, en cuyo caso sería el producto del boudinage a gran escala de un cuerpo mayor.

El afloramiento al S de Ramilo ofrece un interés adicional, debido a que muestra una secuencia estratigráfica invertida y subhorizontal. En efecto, el ortogneis tiene debajo gneises bandeados, seguidos de micaesquistos con granate y ortogneis glandular del “Ollo de Sapo”, la misma secuencia del flanco inverso al S de Penouta. Sin duda debe tratarse de un flanco inverso de un pliegue, y nada más lógico que éste sea el sinforme D3 cuya charnela dibuja la base del “Ollo de Sapo” en Penouta.

El problema es que, entonces, ese pliegue sí debe ser isoclinal, pues los contactos son paralelos en ambos flancos. Y el sitio más próximo para enraizarlo es la charnela antiformal que dibuja el Ortogneis de San Sebastián. En la Mapa Geológico y el Corte V-V’ se ha dibujado esa charnela aplastada y estirada, como si hubiera sido arrastrada por una zona de cizallamiento. De hecho, los esquistos con granate aparecen filonitizados, con bandas de cizalla, micropliegues y venas de cuarzo con “boudinage” asimétrico, que indican un movimiento del bloque superior hacia el NE.

Volviendo a la relación geométrica de los ortogneises graníticos con los metasedimentos y con las rocas volcánicas del “Ollo de Sapo”, parece que uno o varios cuerpos graníticos alineados hubieran intruido en la Serie de “Viana do Bolo”, desde las cuarcitas de Dradelo hasta la base misma del ortogneis glandular, con una disposición claramente oblicua a la estratificación. La deformación posterior, D1 y sobre todo D2, habría aplastado, estirado y quizás boudinado los granitoides y después, D3 los habría plegado, pero la geometría de los pliegues en los ortogneises

difiere de la geometría de los que afectan a los contactos entre capas estratificadas, debido a la oblicuidad inicial y también a diferencias de competencia.

Se encuentran abundantes ejemplos de superposición de pliegues, tanto a escala cartográfica como de afloramiento, siempre dentro de la zona donde está bien desarrollada.

Un ejemplo de interferencia de tipo 3 (RAMSAY, 1967) de escala cartográfica puede verse en Rábano de Sanabria, unos 10 km al N de Puebla de Sanabria, donde el Antiforme de Las Salinas dobla a pliegues D1 isoclinales que afectan al contacto de la Formación “Ollo de Sapo” con las Capas de Los Montes dibujando unos ganchos incipientes (Figura 5.2; Mapa Geológico). Hacia el O, unos 4 Km al N del embalse de Prada, se ven pliegues D1 doblados por el Sinforme de Peña Trevinca (Foto 5.52 y Corte VI-VI'). Otro ejemplo igual que el anterior se encuentra al O de Chandoiro (Foto 5.53), donde los materiales afectados son las Capas de Los Montes y la Cuarcita Armoricana.



Foto 5.52: Pliegues D1 afectados por el Sinforme de Peña Trevinca.



Foto 5.53: Pliegue de interferencia de tipo 3 (RAMSAY, 1967) de escala cartográfica situado al O de Chandoiro, y que afecta a la Cuarcita Armoricana.

También el tipo 1 de interferencia (RAMSAY, 1967), en domos y cubetas, se da en la región. De hecho, es el de escala mayor, y básicamente está causado por la tectónica extensional ligada al colapso orogénico. El domo mayor en la región es el formado por el Antiforme de Sanabria y la Falla de Chandroiro, una falla normal tardía que bordea el antiforme por el O, SO y S. El Antiforme de Dradelo y el arrastre producido en él por esa misma falla configuran allí también un domo de menor envergadura.

A escala de afloramiento, las interferencias pueden llegar a ser complejas, y son comunes entre los pliegues D2 y D3, especialmente de tipo gancho, en las venas de cuarzo desarrolladas en la parte superior de la banda de cizalla D2 en las Capas de Los Montes (Fotos 5.6 a 5.8). Interferencias de tipo 2 pueden verse entre pliegues D2 y D3 en los niveles calcosilicatados de la Serie de "Viana do Bolo" (Figura 5.17; Foto 5.54).

Figura 5.17: Esquema de la interferencia entre pliegues en vaina D2 y pliegues D3 con desarrollo local de una foliación S3.

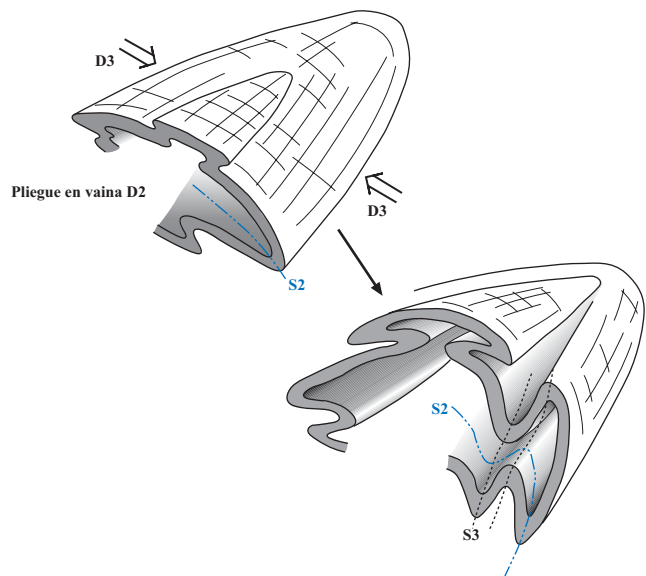
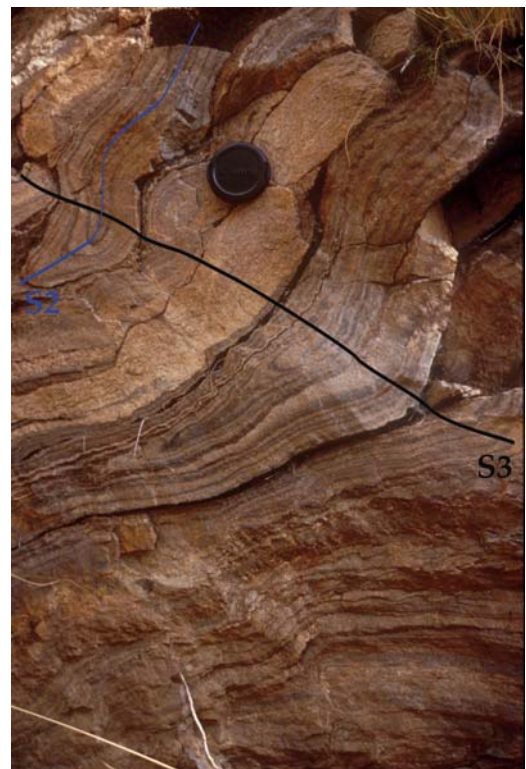


Foto 5. 54: Interferencia entre pliegues D2 y D3 en cuarcitas tipo Dradelo.



La Figura 5.18 muestra la proyección estereográfica de los ejes de los pliegues y de la crenulación de tercera fase de toda la zona. En ella puede apreciarse la escasa variación en cuanto a dirección e inmersión de los ejes D3, con un máximo de dirección N 124°E/ 25°SE, muy semejante a la de la lineación de estiramiento y mineral correspondiente a D2 (N 123°E/ 34°SE; Figura 5.11). Este paralelismo se puede observar a escala de afloramiento, donde los ejes de los pliegues menores D3 son paralelos o subparalelos a las estructuras lineares desarrolladas anteriormente.

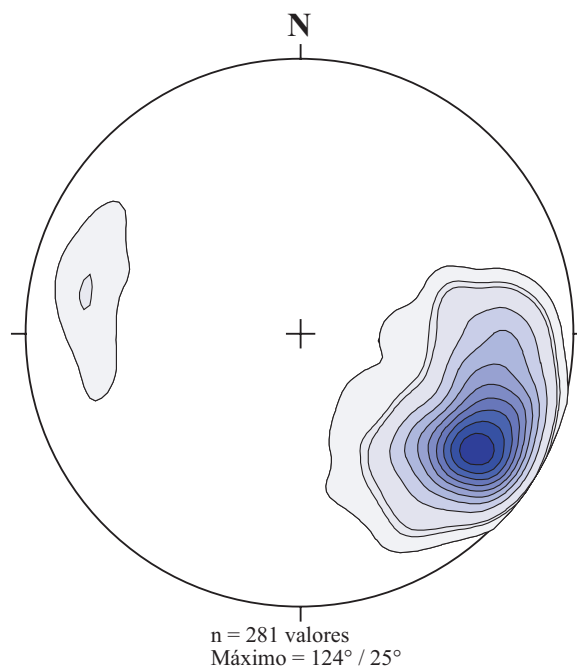


Figura 5.18: Diagramas de orientación de los ejes de pliegues D3. El pequeño máximo que se encuentra a la izquierda se debe al arrastre producido por la Falla de Chandoiro. Hemisferio inferior de la red equiareal.

Una explicación para este paralelismo de estructuras fue propuesta por COBBOLD Y WATKINSON (1981). Según ellos, los ejes de los pliegues nuevos tienden a formarse paralelos a estructuras lineares ya existentes, tales como lineaciones, boudines, varillas (“rods”) de cuarzo, objetos estirados, etc, como resultado de los contrastes mecánicos. Así, en materiales con una fuerte anisotropía linear, la orientación de los pliegues posteriores sería fuertemente dependiente de la orientación de las fábricas lineares previas. En nuestro caso, la lineación mineral D2 y los ejes de los pliegues y crenulaciones D3 tienen la misma dirección en rocas con una fuerte anisotropía linear, como los ortogneises glandulares, donde el estiramiento de los fenocristales y otros minerales parece condicionar la orientación de los ejes del microplegamiento. Cuando la anisotropía no es tan importante, como en el caso de las pizarras, se comprueba en el campo cierta oblicuidad, con lineaciones Lm2 plegadas por D3, cuya restitución sugiere un menor azimut inicial para la lineación D2 que para los ejes de los pliegues posteriores.

Con independencia de que el mecanismo propuesto por COBBOLD Y WATKINSON (1981) contribuya al paralelismo entre Lm2 y ejes D3, hay otro que sin duda ha actuado: la reorientación de la lineación de estiramiento D2 hacia la dirección de estiramiento máximo D3. Aunque no

conocemos con precisión la forma del elipsoide de deformación finita, sí se sabe que su plano de máximo aplastamiento, marcado por S3, es subvertical. También veremos más adelante que durante D3 se desarrollaron en los granitoides zonas de cizalla dúctiles transcurrentes, predominantemente dexas. Tales zonas implican una dirección de máxima elongación subhorizontal.

El plegamiento de la lineación Lm2 en venas de cuarzo sincinemáticas por pliegues D3, indica oblicuidad entre la dirección de máxima elongación D2 y los ejes de pliegues D3. Hasta qué punto era esa oblicuidad importante depende de la forma del elipsoide de deformación finita D3, cuya relación entre el eje mayor y los otros ejes principales determinará su capacidad de rotar pasivamente los marcadores lineares previos.

5.4.2.- Esquistosidad de tercera fase (S3)

En general, la esquistosidad de tercera fase es un clivaje o esquistosidad de crenulación, paralelo al plano axial de los pliegues D3 que, en ocasiones, llega a desarrollar un bandeo tectónico. Su intensidad y aspecto depende de la litología a la que afecta, ya sean los materiales gnéisicos o las pizarras y cuarcitas del ordovícico. La dirección media de S3 en toda la zona es N120°-130°E, con buzamiento variable, desde subvertical en áreas epizonales, hasta menos de 30° al SO en las áreas profundas del domo, donde fue reaplastada durante el desarrollo de éste.

En la Formación “Ollo de Sapo”, sólo se desarrolla la esquistosidad de crenulación S3 cuando las rocas están foliadas previamente por S2. La crenulación es muy visible en el campo, pero en lámina delgada se trata de un microplegamiento grosero, más cuanto mayor es el tamaño de grano, y siempre afectando a un bandeo tectónico. Se forman micropliegues de longitud de onda y amplitud constante, acompañados de una reorientación de los minerales ya existentes y, en los casos de mayor intensidad, los planos de esquistosidad se desarrollan por disolución por presión con la acumulación de óxidos y minerales opacos.

En las pizarras y filitas de las Capas de Los Montes, el desarrollo de la crenulación varía de unos puntos a otros, perdiendo intensidad de NO a SE, según un gradiente que refleja el del grado metamórfico, pese a que éste alcanzó su pico, en general, con anterioridad a D3. Las Fotos 5.16 a 5.20 y 5.23 muestran diversos aspectos de S3 en las pizarras, donde se ve cómo se desarrolló sobre el bandeo tectónico S2.

En las cuarcitas ordovícicas no suele desarrollarse un clivaje S3, al menos en el flanco N del Antiforme de Sanabria. En el flanco S, común con el Sinforme de Alcañices, ocurre lo mismo excepto cuando están afectadas por D2 y han desarrollado un bandeo tectónico o una foliación milonítica. En ese caso puede desarrollarse un clivaje S3 grosero con ligeras ondulaciones de los planos de la esquistosidad previa (S2), o bien pueden formarse estructuras S-C, con cinemática de falla inversa y sentido de movimiento del bloque NE sobre el SO, coherente con la vergencia de los pliegues D3 en este dominio que, aunque poco acusada, es hacia el SO.

En los gneises bandeados y las migmatitas derivadas de la Formación “Ollo de Sapo”, S3 tiene un desarrollo muy heterogéneo. Puede variar desde una crenulación marcada por el

microplegamiento de S2 sin desarrollo de una nueva foliación, hasta una fábrica en apariencia muy bien desarrollada y que se puede confundir con S2. No obstante, en estos últimos casos, una observación atenta en buenos afloramientos permite descubrir micropliegues aplastados que doblan a un bandeado gnéisico previo, poniendo en evidencia su carácter postcinemático con respecto a S2.

La esquistosidad S3 está muy bien desarrollada en las cuarcitas de Dradelo, como corresponde al fuerte aplastamiento de los pliegues a los que va asociada.

5.4.3.- Zonas de cizalla subverticales

La mitad occidental del área de estudio se caracteriza por la abundancia de macizos graníticos, que en su mayoría presentan signos de deformación dúctil a dúctil-frágil, por lo que cabe considerarlos sincinemáticos. Se trata de un sistema de zonas de cizalla, con un carácter dúctil a dúctil-frágil, subverticales, con movimiento horizontal dextro, aunque pueden observarse pequeñas bandas conjugadas con movimientos opuestos. Todas estas estructuras se desarrollaron en facies de los esquistos verdes y, debido a su actividad contemporánea con S3 en algunas de las más importantes reconocidas en el NO peninsular, se consideran parte de la tercera fase de deformación varisca.

Para IGLESIAS PONCE DE LEÓN Y CHOUKRONE (1980), las zonas de cizalla son la expresión del acortamiento D3 en los granitoides. IGLESIAS PONCE DE LEÓN Y RIBEIRO (1981) propusieron la existencia de un sistema conjugado de bandas de deformación, cuya dirección y acortamiento está relacionada con una fase tardía de compresión generalizada durante los últimos estadios de la colisión continental. CORRIOUX *et al.* (1986) realizaron un estudio en el NO de España, concluyendo que este tipo de estructuras favorecen la intrusión de cuerpos ígneos sincinemáticos, los cuales sufren una deformación en estado sólido.

VEGAS *et al.* (2001a y 2001b) y VEGAS TUBÍA (2002) describen para la zona de Sanabria el desarrollo de una zona de cizalla dextra transpresiva de dirección N 130°E, a favor de la cual se producen intrusiones laminares de granitos, poniendo como ejemplo los plutones de Sotillo y Ribadelago. Además, VEGAS *et al.* (2001a) describen que a partir del estudio estructural, los plutones de Sanabria, Veiga y Pradorramisquedo muestran un emplazamiento que es compatible con el funcionamiento de un desgarre cortical dextro.

En zonas próximas a la de Sanabria-Carballeda situadas al S, como el Sinforme de Alcañices, la comarca de Sayago y el Domo del Tormes, también son características estas bandas de cizalla, afectando a los granitoides, y han sido descritas por ESCUDER VIRUETE (1995, 1999), GONZÁLEZ CLAVIJO *et al.* (1993) y GONZÁLEZ CLAVIJO (1997).

La banda de cizalla más importante de la región de Sanabria se encuentra en el extremo occidental, afectando al granitoide de Bembibre-Villarino y al ortogneis glandular (Figura 5.16). Se trata de una banda de cizalla dúctil con movimiento dextro, con una dirección media N 130°E y buzamiento de 45° a 50°SO, y con una anchura que oscila entre 3 y 4,5 Km. Hacia el SE, esta banda de cizalla es cortada por la Falla de Chandoiro y al E de dicha falla no se ha observado que

continúe. Sólo reaparece en el granito de Hermisende-Padornelo, en el fondo del valle del río Tuela. Las rocas de falla de esta estructura son milonitas S-C (BERTHÉ *et al.*, 1979) del tipo I, según la terminología de LISTER Y SNOKE (1984).

Todo el granitoide de Hermisende-Padornelo exhibe una fábrica deformativa de dirección N130°E, en cuya mitad N se observan estructuras S-C, con sentido de movimiento dextro. En la mitad S, se observa sólo una intensa fábrica deformativa de dirección N 130°E, subvertical o bien con buzamientos tanto al NE como al SO. Buenos afloramientos con este tipo de deformación se ven en la pista que sale hacia el E a unos 3 kilómetros de Lubián, en la carretera que va desde Lubián a Hermisende, y que conduce a la parte alta de la Sierra de la Gamoneda. A lo largo de ella, el granitoide presenta una fábrica milonítica, sin desarrollar texturas de tipo S-C, pero con los cuarzos estirados, formando "ribbons". La biotita también está fuertemente orientada.

Los macizos de Manzalvos-Castromil y A Gudiña, muestran una deformación de características similares a las del macizo de Hermisende-Padornelo, sobre todo con fábricas que tienen unas direcciones NO-SE y, a veces, con texturas de tipo S-C y con movimiento dextro. Otra zona con este tipo de estructuras es la granodiorita de Quintana, donde se observan bandas de cizalla conjugadas, unas dexas con dirección N 130°E y otras senestras con dirección N 70°E. Las lineaciones de estiramiento mineral que se observan presentan buzamientos entre 15°SE y 50°NE, respectivamente.

Con los criterios observados, especialmente las estructuras S-C, se ha podido establecer un sentido de movimiento dextro para la mayoría de las zonas de cizalla, así como una lineación de estiramiento y mineral subhorizontal, lo que indica un movimiento exclusivamente en dirección.

5.5.- EL DESARROLLO TARDÍO DEL DOMO Y LA FALLA DE CHANDOIRO

Después de la tercera fase de deformación se produjo un segundo episodio extensional, posterior al pico metamórfico. Este evento se caracterizó por el ascenso del núcleo metamórfico de Viana do Bolo-Sanabria que formó un domo alargado de dirección ONO-ESE, y de la Falla de Chandoiro, que lo limita por el O y SO.

Es posible que el domo se iniciara durante la segunda fase, pero resulta evidente que deforma a los pliegues D3 de los niveles estructurales profundos, como puede apreciarse en el Corte V-V'. Por lo tanto, se considera una estructura tardía y se relaciona con la falla que lo limita, para la cual puede probarse una edad en el límite Carbonífero-Pérmico.

La Falla de Chandoiro se encuentra en la parte O de la zona de estudio, de la que prácticamente representa su límite occidental. Fue descrita por IGLESIAS PONCE DE LEÓN y VAREA NIETO (1982) y posteriormente por ROMÁN BERDIEL (1995), ROMÁN BERDIEL *et al.* (1997) y ARANGUREN *et al.* (1996), quienes la relacionan con la Falla de Viveiro que, más al N, separa las Zonas Asturoccidental-Leonesa y Centroibérica (Figura 5.1).

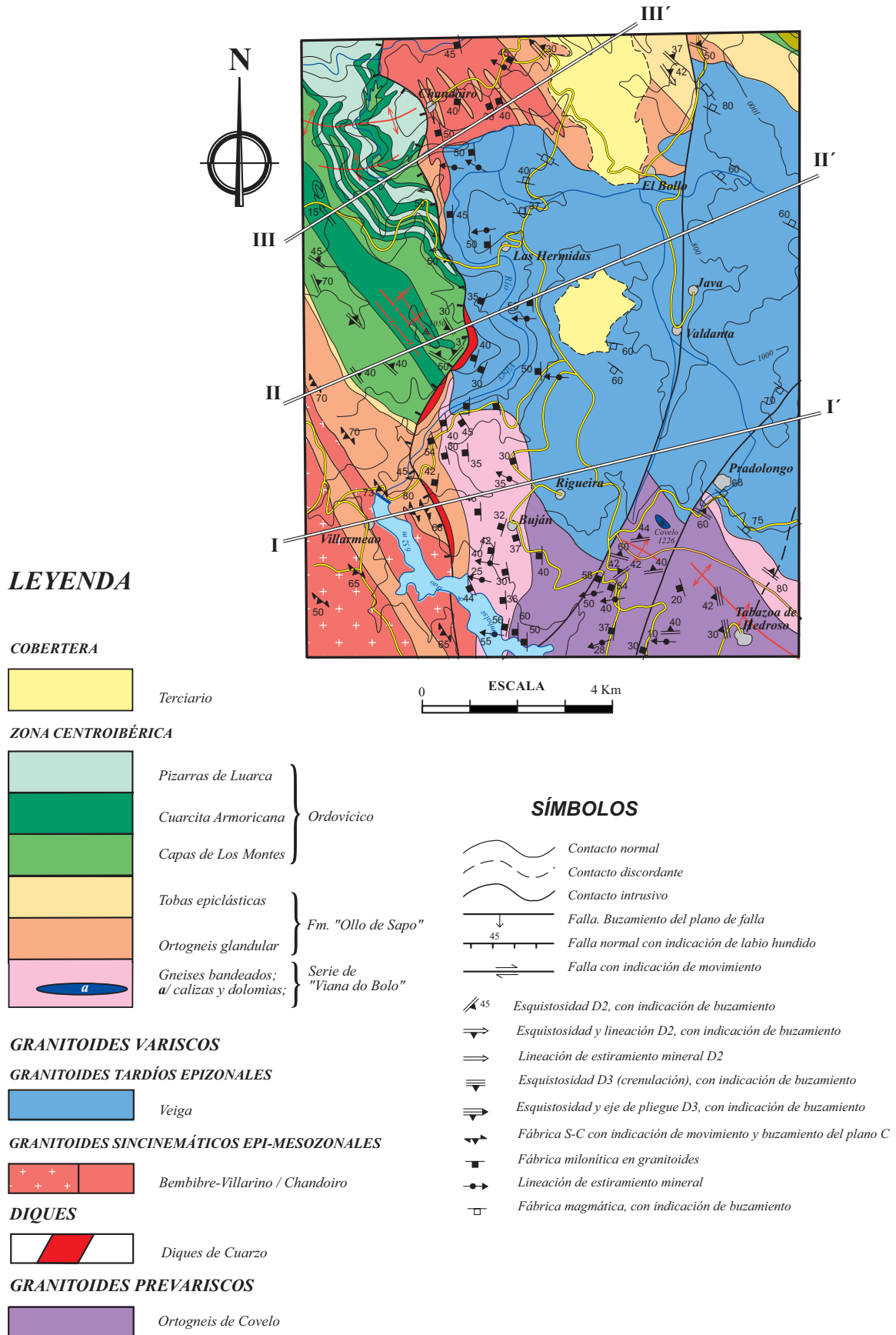


Figura 5.19: Mapa geológico de la parte N del trazado de la Falla de Chandoiro.

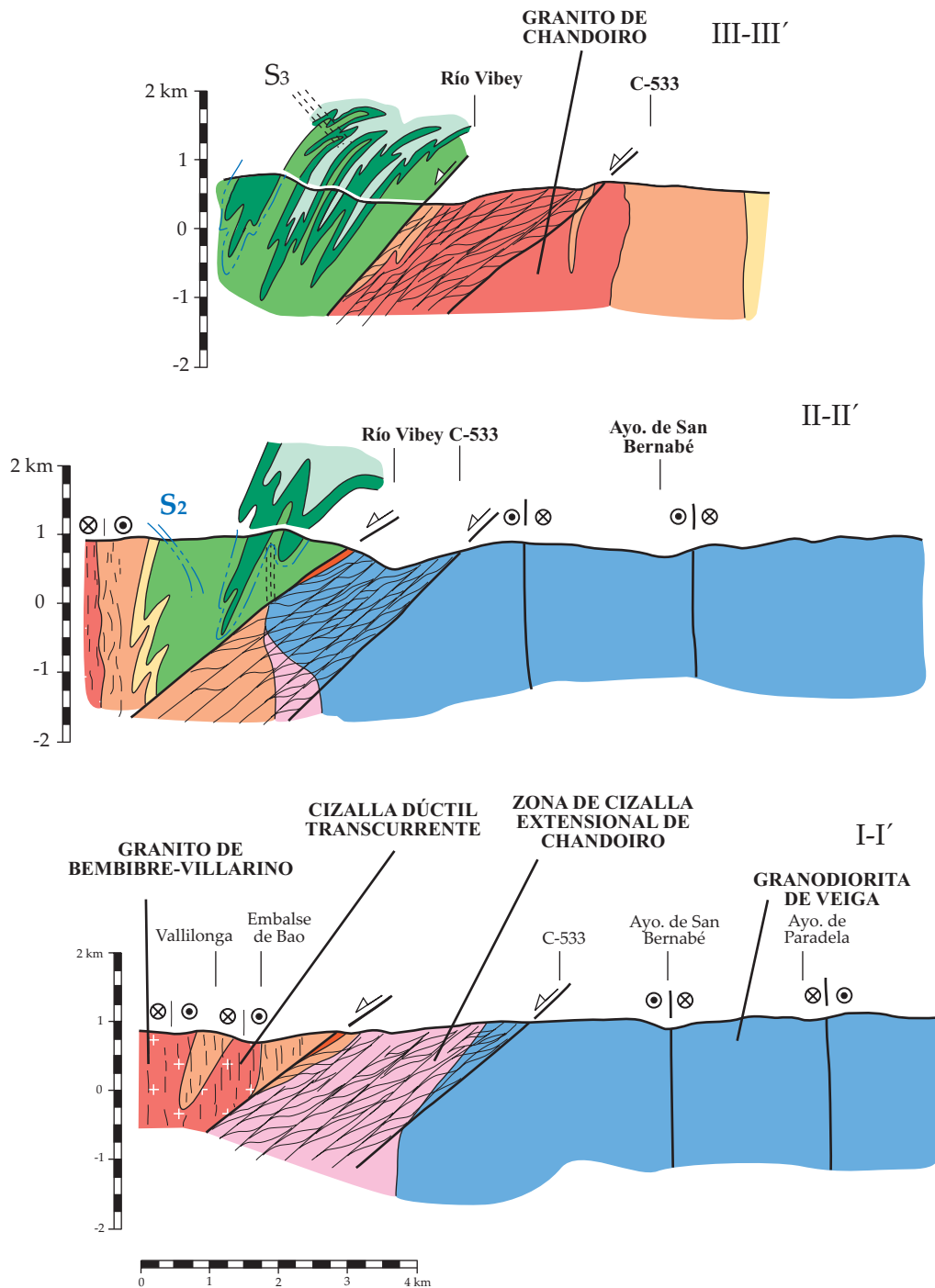


Figura 5.19 (continuación): Cortes geológicos transversales a la Falla de Chandoiro. Su localización se encuentra en la página anterior.

Se trata de una falla normal de una dirección aproximada N-S y buzamiento al O, entre 40° y 70° , que da lugar al hundimiento del bloque occidental. Al S de Viana do Bolo, la falla se bifurca en una rama de dirección N-S y otra de dirección N 140° E. La Figura 5.19 muestra un esquema geológico de la esquina NO de la zona de estudio, donde la falla afecta a rocas ígneas como la

granodiorita de Veiga, el Ortogneis de Covelo y el ortogneis glandular de la formación “Ollo de Sapo”, en las que es fácil observar su cinemática. En esta zona, el cizallamiento asociado a la falla tiene una anchura aproximada de 3 Km, y a lo largo de su trazado se disponen diques de cuarzo, sellando la estructura, con una potencia y longitud variables.

En la localidad de Las Hermidas, en el puente sobre el río Vibey, se ve un buen afloramiento de la granodiorita de Veiga afectada por una zona de deformación con estructuras S-C que indican un movimiento del bloque de techo hacia el O. Los planos C muestran un espaciado medio de unos 2 cm, y desarrollan una lineación de estiramiento y mineral. En la Foto 5.55 se observan estructuras S-C, marcando el carácter extensional de la estructura e indicando un movimiento del bloque de techo hacia el O. La lineación mineral es muy visible sobre las superficies C, como se aprecia en la Foto 5.56. En los materiales que tienen una fábrica planar previa bien desarrollada, pueden observarse superficies de cizalla sobre las que también se desarrollan lineaciones minerales. La Figura 5.20 muestra los diagramas de polos de las superficies C y de las lineaciones minerales asociadas a la falla. La lineación mineral tiene una dirección media de $98^{\circ}/32^{\circ}\text{O}$.

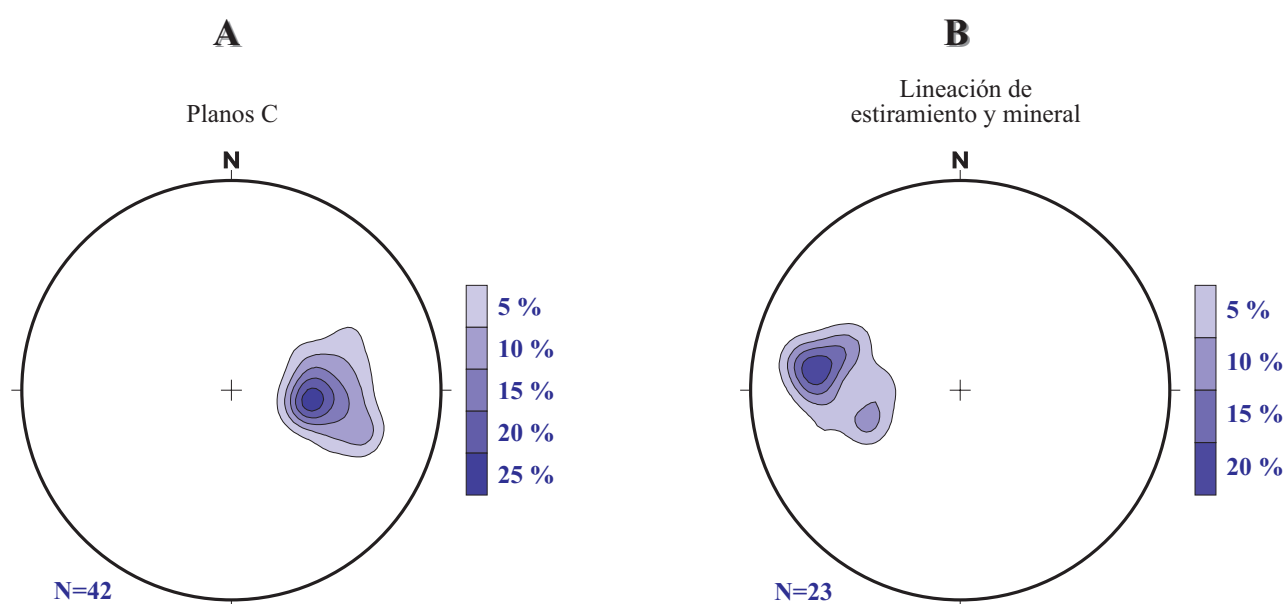


Figura 5.20: Diagramas de orientación de los polos de la foliación (A) y lineación de estiramiento y mineral (B) asociadas a la Falla de Chandoiro. Hemisferio inferior de la red equiareal.

ROMAN BERDIEL (1995) y ROMAN BERDIEL *et al.* (1995) señalan que la Falla de Chandoiro se formó durante los estadios tardíos del emplazamiento de la granodiorita de Veiga, cuyo enfriamiento se produjo dentro de un régimen distensivo. Estos autores proponen su continuación hacia el N por la Falla de Viveiro, mientras que a lo largo de este trabajo se ha puesto de manifiesto su continuación hacia el SE. Magníficos afloramientos de esa rama pueden verse en la carretera de Lubián a Hermisende, donde se aprecian las estructuras de cinemática extensional asociadas (Fotos 5.57 y 5.58).



Foto 5.55: Sección transversal de la zona de cizalla de la Falla de Chandoiro, donde se observan estructuras S-C que indican hundimiento del bloque de techo (a la izquierda). Afloramiento en Viana do Bolo, donde la falla afecta a gneises bandeados de la Serie de "Viana do Bolo".



Foto 5.56: Vista en planta de la superficie C de la Falla de Chandoiro donde se puede apreciar la lineación desarrollada durante el movimiento, así como los escalones estructurales a los que da lugar.



Foto 5.57: Falla de Chandoiro en la zona de contacto entre metasedimentos del Ordovícico Inferior y el granito de Padornelo (carretera de Lubián a Hermisende). Obsérvense las venas graníticas deformadas y los sigmoides indicando el sentido de movimiento.



Foto 5.58: Falla de Chandoiro en la zona del valle del río Tuela, en la carretera de Lubián a Hermisende. Se observan los sigmoides de gran tamaño que desarrolla la Falla de Chandoiro sobre los materiales metasedimentarios.

5.5.1.- Caracterización microscópica de la deformación asociada a la Falla de Chandoiro

La deformación de carácter dúctil-frágil que puede observarse en las muestras estudiadas, se produjo en condiciones metamórficas de grado bajo, en la parte alta de la facies de los esquistos verdes, lo que corresponde a un nivel cortical medio-alto. El rango de temperatura puede estimarse entre los 300° y 450°C.

En las Fotografías 5.59 y 5.60 puede observarse un aspecto general de cómo se deforma en condiciones dúctiles-frágiles el granito de grano grueso, de dos micas, porfídico, que aflora al NO de la zona de estudio. Se observa cómo los únicos minerales que se comportan de forma dúctil son el cuarzo y las micas, dando lugar a la formación de “ribbons” sigmoidales, donde el cuarzo sufre procesos de recristalización dinámica, y neoformación de granos con características típicas de este proceso como son un tamaño de grano pequeño y bastante homogéneo, formas poligonales y uniones triples. A veces estos cristales nuevos tienen formas alargadas, coherentes con la extensión sufrida por la roca. Las micas, principalmente la biotita, llegan a presentar un comportamiento dúctil y forman “peces de micas”, marcando la misma orientación que los “ribbons” o de cintas cuarzo.

En la Foto 5.61 se observa un cristal de biotita con pequeños “kinks” en su interior, así como extinción ondulante, pero lo más llamativo es la orla de moscovita e ilmenita. Esto sugiere la reacción:



Tanto la plagioclasa como el feldespato potásico se comportan de forma frágil, aunque la plagioclasa, en algunos casos y en estadios tempranos de la deformación, tiene un comportamiento ligeramente dúctil, observándose cristales doblados. Además la plagioclasa sufre procesos cataclásticos, dando lugar a la formación de grietas tensionales que se rellenan de cuarzo neoformado, por migración de la sílice hacia los huecos creados. El feldespato potásico muestra un comportamiento distinto a la plagioclasa, más competente y frágil, por lo que los cristales sufren cierta rotación y desarrollan microfisuras.

Tras la deformación dúctil-frágil, las rocas cizalladas localizadas cerca de la falla experimentaron una deformación frágil, con desarrollo de microfisuras, que afectan principalmente a los “ribbons” y a los cristales de plagioclasa, y formación de brechas, en ocasiones con dos episodios de brechificación (Fotos 5.62 y 5.63).

5.5.2.- Crenulación subhorizontal tardía (S4)

En todos los materiales que han desarrollado una foliación tectónica subvertical, se observa una crenulación débil que en la zona tiene una dirección NNE-SSO y suave buzamiento al E. Esta crenulación subhorizontal (S4) llega a desarrollar su propio clivaje cuando la foliación previa es de grano muy fino, como es el caso de las pizarras de carácter filonítico y sobre todo de las pizarras de

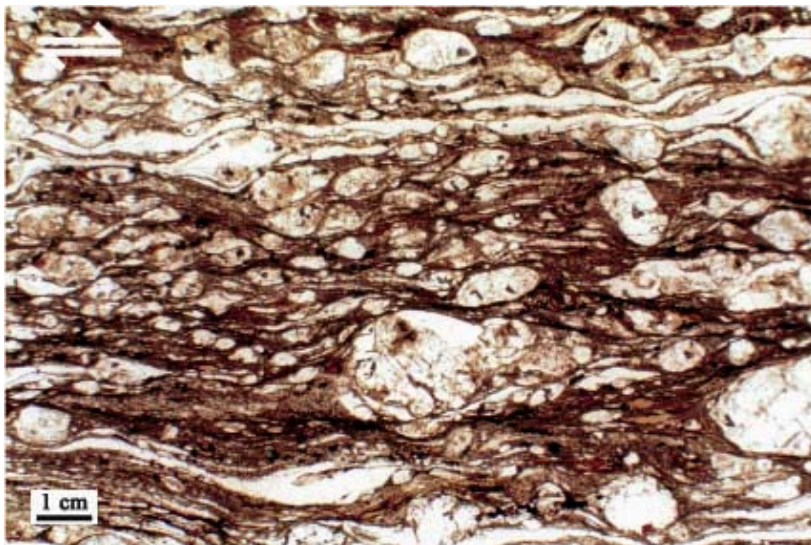


Foto 5.59: Aspecto general de una milonita desarrollada en la Serie de "Viana do Bolo" por la Falla de Chandoiro (Muestra: 228-14; nícoles paralelos).

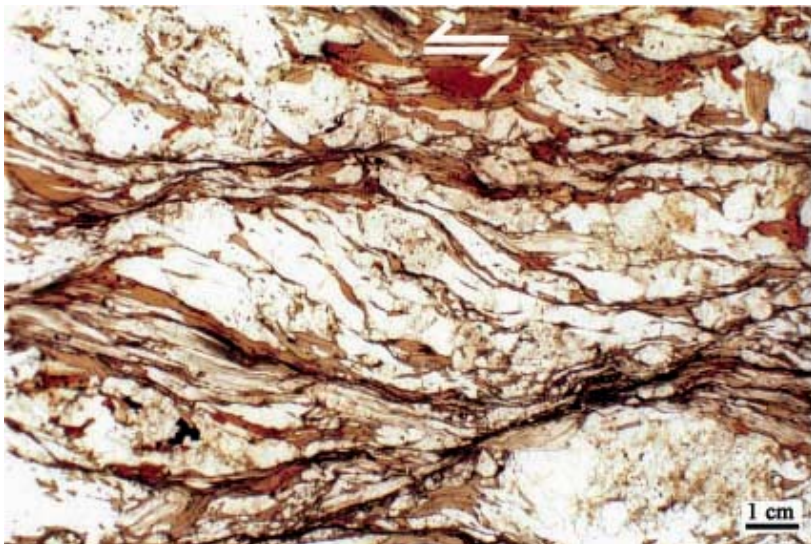


Foto 5.60: Detalle de la deformación producida por la Falla de Chandoiro sobre materiales de la Serie de "Viana do Bolo". Los cristales de biotita tienen orlas finas de moscovita y minerales opacos (ilmenita) (Muestra: 228-15; nícoles paralelos).

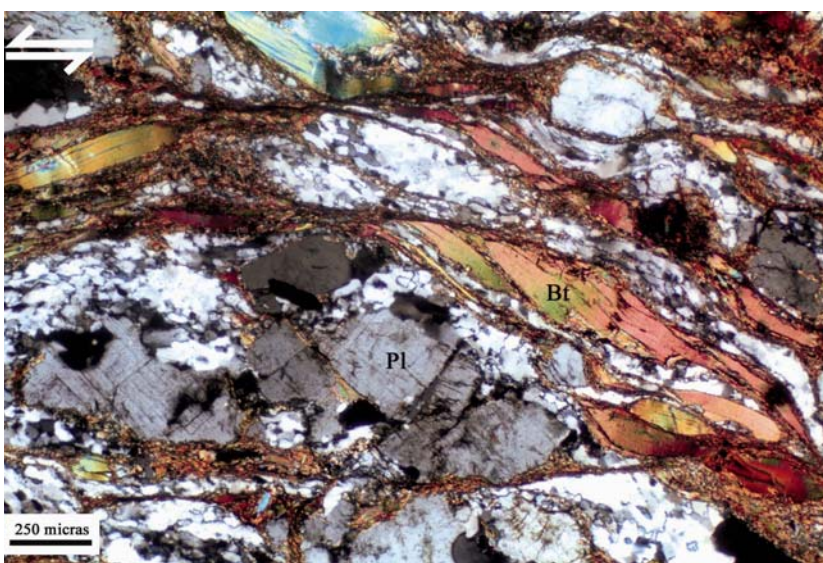


Foto 5.61: Detalle de la deformación producida por la Falla de Chandoiro. Los cristales de biotita (Bt) tienen orlas finas de moscovita y minerales opacos (ilmenita). En la plagioclasa (Pl) de la parte central, se desarrolla una textura de tipo "pull-apart", rellena de cuarzo. (Muestra: 228-131, muestra perteneciente al fondo documental del IGME; nícoles cruzados).

Foto 5.62: Aspecto textural de la brecha producida por la Falla de Chandoiro (Muestra: 228-1232; nícoles paralelos; perteneciente al fondo documental del IGME).

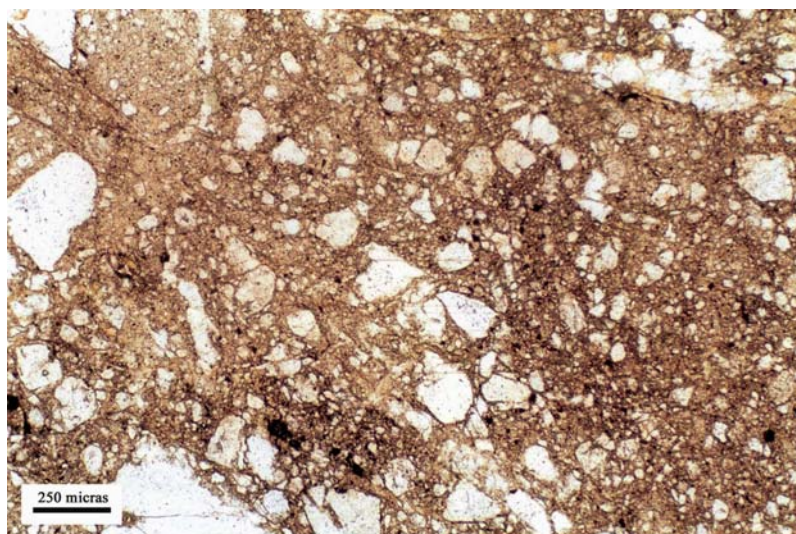
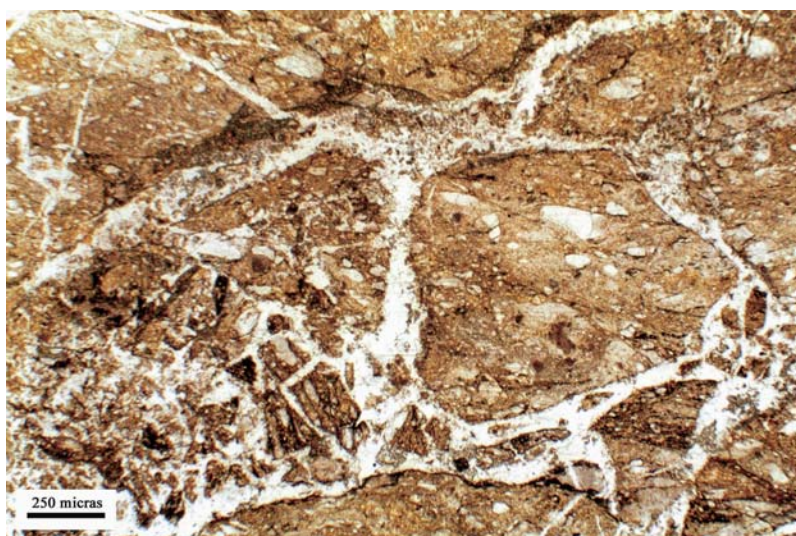


Foto 5.63: En esta Foto se aprecian dos episodios de brechificación producidos por la Falla de Chandoiro. (Muestra: 228-149; nícoles paralelos; perteneciente al fondo documental del IGME).



las Capas de Los Montes. También en las pizarras donde S3 es muy intensa, la crenulación S4 se ve bien en los microlitones filíticos, apreciándose como una rizadura muy desarrollada. En cambio, en los materiales del “Ollo de Sapo” y de la Serie de “Viana do Bolo”, está poco o nada desarrollada.

Esta crenulación tardía fue descrita por MARTÍNEZ GARCÍA (1973) en la región de Sanabria, y también se desarrolla en el Sinforme de Truchas y en el de Alcañices (GONZÁLEZ CLAVIJO, 1997), aunque fue MATTE (1968, 1969) el primero en describirla en el occidente de Asturias, donde desarrolla “kink bands” subhorizontales como estructuras más visibles.

La crenulación S4 es bien conocida entre los trabajadores de la industria pizarrera del Sinclinal de Truchas, donde es conocida con el término de “panilla”, cuando es débil y no modifica demasiado el clivaje S1. MATTE (1968) y GONZÁLEZ CLAVIJO (1997) señalan que la compresión subvertical necesaria para generar esta crenulación podría relacionarse con los episodios de relajación del final de la Orogenía Varisca que, al producir una extensión subhorizontal, podrían manifestarse como un acortamiento suave en la vertical. Podría por tanto guardar relación con el desarrollo tardío del domo y de fallas normales como la de Chandoiro, que representan los últimos estadios del colapso gravitacional del orógeno.

5.5.3.- Significado de la deformación extensional en la región de Sanabria

El conjunto de criterios cinemáticos a escalas mesoscópica y microscópica indican un desplazamiento relativo del bloque de techo hacia el SE durante el desarrollo de la D2. Esa cinemática contrasta con la que se deduce de los pliegues mayores D3, que muestran una vergencia hacia el NE (Corte V-V') y que en principio cabe relacionar con un acortamiento NNE-SSO. Sin embargo, el desarrollo posterior del domo y de la Falla de Chandoiro apunta de nuevo a una extensión longitudinal a la cadena. Es decir, parece que estamos ante un episodio extensional de duración relativamente larga, en el que se intercaló un evento compresivo transversal.

Es lógico que los pliegues mayores D3 no respondan a la misma dinámica que las estructuras extensionales. Hay que entender que un cizallamiento como el de la segunda fase, aparentemente asociado con el colapso gravitacional del orógeno, se desencadena por causas independientes del campo de esfuerzo regional. Por tanto, el desarrollo de los pliegues D3 puede estar relacionado con un acortamiento NE-SO, mientras que buena parte de la fábrica D2 (S2, Lm2, pliegues menores de charnela curva) así como el desarrollo del domo y la Falla de Chandoiro reflejen un flujo cortical subhorizontal, subparalelo a esas estructuras y a la dirección general de la cadena.

Considerando conjuntamente las estructuras D2, D3 y el desarrollo tardío del domo, podemos visualizar la corteza sometida a un cizallamiento general (puro + simple) con un plano de flujo subhorizontal, al que se superpone otro del mismo tipo pero con el plano de flujo subvertical (D3).

En la región de Sanabria-Viana do Bolo, dado que el cizallamiento horizontal parece ligado al colapso gravitacional, hay que asumir que la zona de cizalla general de segunda fase se adelgaza en la vertical. Sin embargo, el acortamiento transversal D3 tiende a contrarrestar ese adelgazamiento y, más importante, a alargar la zona de cizalla general. Este tipo sería lo que TIKOFF Y FOSSEN (1999) denominan zona de cizalla que se alarga ("lengthening zone"), que generaría tectonitas $L > S$, donde la lineación domina sobre la foliación. En nuestro caso, la lineación es espectacular, aunque la foliación S2 está también muy desarrollada, lo que parece coherente con la superposición de los dos mecanismos.

5.6.- OTROS SISTEMAS DE FRACTURAS

Tras la Falla de Chandoiro, y ya en condiciones frías que determinan un comportamiento puramente frágil, se desarrolló una familia de fracturas tardías de dirección NNE-SSO, que corresponde a un sistema bien desarrollado en todo el NO de la Península y que morfológicamente controla la red fluvial. Fue descrito por PARGA PONDAL (1969), quien lo incluyó entre sus fallas o desgarres tardihercínicos.

Estas fallas están ampliamente representadas en la parte occidental de la zona de estudio y se caracterizan por largos recorridos y un movimiento de desgarre senestro. Es común la presencia a lo largo de su trazado de diques de cuarzo, los cuales forman un sistema ampliamente desarrollado en el O de las provincias de Salamanca y Zamora, donde reciben el nombre de sierros,

y producen relieves alargados que se elevan sobre la penillanura. GARCÍA DE FIGUEROLA Y PARGA (1971) describieron este tipo de estructuras, interpretándolas como zonas de tensión dentro de los granitos. Los diques se inyectan en materiales metamórficos y graníticos, y exhiben unas características comunes y bastante constantes. Están formados por cuarzo lechoso y algunos están mineralizados, normalmente con sulfuros como pirita y arsenopirita, tienen una dirección muy constante, y presentan una longitud variable, desde unos cientos de metros hasta varios kilómetros, con disposiciones sigmoidales. Este sistema de fracturas ha sido citado también en los Sinformes de Alcañices y de Verín (GONZÁLEZ CLAVIJO, 1997, FARIAS, 1990), donde su movimiento es también de desgarre y senestro, y en la zona de Trás-os-Montes, donde adquiere un gran desarrollo, con las mismas características que en los casos anteriores. Destacan las fallas de Vila Meã-São Julião de Palácios, la de Avelada-Gimonde y en especial la de Portelo-Vilariça, que en España toma el nombre de Falla de Calabor, y que puede verse en la parte central del borde S del área estudiada.

Al O de la zona se encuentra otra gran falla denominada por GUTIÉRREZ CLAVEROL *et al.* (1987) Falla de Vila Real, la cual tiene una longitud de aproximadamente 500 km y va desde Luarca (Asturias) hasta Nazaré (Portugal), con una dirección NE-SO. En la zona que se ha estudiado, esta fractura posee un movimiento senestro, que se aprecia muy bien en el contacto entre el ortogneis de Covelo y la granodiorita de Veiga. Asociada a esta fractura existen numerosas fuentes termales e indicios de Sn, W y Au.

El último sistema importante de fallas lleva una dirección E-O y su mejor ejemplo es la Falla de Las Portillas, cuya cinemática es la de un desgarre dextro y que corta y desplaza a las fracturas anteriores, NNE-SSO, además de tener una importante representación morfológica en los valles y los puertos de Padornelo y La Canda.

CAPÍTULO 6

METAMORFISMO

6.- METAMORFISMO

El conocimiento de la evolución tectonotérmica de las áreas orogénicas, en el que las variaciones en la presión y la temperatura son consecuencia de los movimientos tectónicos, ha venido a sustituir la concepción de los primeros investigadores del metamorfismo, que lo consideraban como un proceso estático originado a una profundidad fija bajo la superficie de la Tierra.

Así, la obtención de las trayectorias P-T-t constituye uno de los objetivos principales de la petrología metamórfica moderna, puesto que la determinación de las condiciones físicas del metamorfismo es necesaria tanto para el entendimiento de la físico-química de los procesos metamórficos, como para acotar las condiciones en que se desarrollan los procesos dinámicos contemporáneos con el metamorfismo. El procedimiento para obtener estas trayectorias consiste en determinar las condiciones P-T de los sucesivos eventos metamórficos reconocibles, y en calcular la edad de los mismos mediante la utilización de métodos de geocronología isotópica. La formación de nuevas asociaciones minerales a lo largo de una trayectoria metamórfica suele corresponder con el paso por valores P-T críticos para el comienzo de una reacción y no tiene por qué coincidir con eventos deformativos. Pero como la deformación tiene generalmente efectos catalizadores sobre las reacciones minerales, es frecuente que estas neoformaciones coincidan con el desarrollo de nuevas fábricas y estructuras.

Estudios sobre la evolución tectonotérmica de regiones orogénicas caracterizadas por un engrosamiento cortical, han demostrado que se adaptan a unos modelos sistemáticos. Así, para valores medios de los parámetros más comunes que participan en la historia termal, los dominios mesocorticales han experimentado una evolución metamórfica de presión intermedia (ENGLAND Y THOMPSON, 1984). En realidad, esta evolución de tipo Barroviense ha sido considerada indicativa de una tectónica de colisión (THOMPSON Y ENGLAND, 1984). Los lazos horarios de las trayectorias P-T-t, desarrolladas en las partes de media a alta presión del orógeno, evidencian que la parte inicial del segmento de alta presión es obliterado por la subsiguiente recrystalización en el pico térmico, especialmente en trayectorias de alta temperatura.

Los experimentos numéricos muestran que la mayoría de las trayectorias dentro de una corteza engrosada tienden a acercarse al campo metamórfico de baja presión, después del pico térmico y durante una intensa descompresión. Cuando la exhumación es sólo debida a la erosión, ENGLAND Y THOMPSON (1984) han sugerido que el campo de baja presión no es alcanzado, pero como un evento de baja presión es lo normal en cinturones orogénicos, se llega a la conclusión de que la erosión no es el único proceso responsable para los gradientes metamórficos de baja presión. El abundante magmatismo puede ayudar a entender las trayectorias en el dominio de baja presión del espacio P-T, pero una extensión tardiorogénica también ha sido sugerida para explicar extensas regiones con un metamorfismo de bajas presiones (ENGLAND, 1987; THOMPSON Y RIDLEY, 1987).

Numerosos trabajos regionales han descrito y explicado el rápido levantamiento y exhumación que experimentan sectores corticales profundos como consecuencia de que constituyen el bloque de muro ("footwall") de grandes zonas de cizallas dúctiles de bajo ángulo y movimiento normal ("detachments") (SANDIFORD, 1989; PLATT, 1993; RUPPEL, 1995), según un

mecanismo semejante al propuesto para los “metamorphic core complex” del O de Norteamérica (DAVIS, 1980; CONEY y HARMS, 1984; WERNIKE *et al.*, 1987; HODGES *et al.*, 1987). Recientemente, se han descrito estructuras semejantes en el O de la Península Ibérica por ESCUDER VIRUETE (1995, 1999), quien describe de forma muy detallada las trayectorias P-T-t seguidas por los materiales afectados por estos procesos tectónicos, dentro del Domo Gnéisico del Tormes.

Las rocas profundas exhumadas mediante estos procesos suelen aparecer como complejos plutono-metamórficos de escala regional y de geometría a menudo domática, caracterizados por una intensa deformación dúctil y desarrollo de una extensa migmatización. Ambos procesos, plutono-metamorfismo y extensión, son los mecanismos que con mayor frecuencia se utilizan para explicar el metamorfismo de baja presión y alta temperatura en cinturones orogénicos. Además, los procesos extensionales son esenciales para explicar el rápido retorno al espesor normal de una corteza orogénica engrosada.

El estudio del metamorfismo de las regiones de Sanabria-Carballeda y Terra do Bolo presenta dificultades, debidas, principalmente, a que las rocas que constituyen gran parte del área son de composición cuarzo-feldespática, y no son adecuadas para la formación de minerales índice de metamorfismo. Los trabajos que tratan sobre el metamorfismo de estas regiones son escasos, y entre ellos cabe destacar los de FERRAGNE (1972), MARTÍNEZ GARCÍA Y CORRETGE (1970), MARTÍNEZ GARCÍA (1973) e IGLESIAS PONCE DE LEÓN y VAREA NIETO (1982).

FERRAGNE (1972) identificó cuatro episodios de metamorfismo. Los tres primeros, precámbricos, afectarían sólo a la Serie de “Viana do Bolo” y el cuarto varisco, al conjunto. El primer evento sería un metamorfismo de alta presión, el segundo blastomilonítico, el tercero de alta presión (meso-catazonal) con migmatización heterogénea asociada y el cuarto sería un evento de baja presión acompañado por migmatización homogénea. Además, efectuó dataciones Rb-Sr de roca total sobre la Serie de “Viana do Bolo”, obteniendo una edad de 475 Ma, que correspondería a su tercer evento y a la migmatización heterogénea. También dató las biotitas y moscovitas de estas rocas, con un resultado de 275 Ma para ambos minerales. La edad medida para las micas, minerales muy sensibles a la recristalización metamórfica, corresponderían al último metamorfismo. Dejando aparte la contradicción entre la edad paleozoica que obtiene para el tercer evento y su asignación al Precámbrico, FERRAGNE reconoció una evolución metamórfica desde presiones elevadas a bajas, tan características de los orógenos colisionales aunque, obviamente, no pudo interpretarla.

También MARTÍNEZ GARCÍA Y CORRETGE (1970) en su estudio del metamorfismo de la Serie de Porto, llegaron a la conclusión de que existen dos eventos metamórficos superpuestos, uno prevarisco con desarrollo de distena y otro varisco de baja presión. MARTÍNEZ GARCÍA (1973) propuso un esquema de zonación metamórfica, en el que todos los materiales de la Formación “Ollo de Sapo” se encuentran en la mesozona. Además, en su Serie de Porto, que en este trabajo se ha denominado Serie de “Viana do Bolo”, son dos los episodios metamórficos que se pueden diferenciar; el primero de presión relativamente alta y edad Silúrico Medio y el segundo de presión intermedia asociado a la Orogenia Varisca.

IGLESIAS PONCE DE LEÓN y VAREA NIETO (1982) interpretaron la evolución como un único proceso metamórfico que comenzaría con la D1 y alcanzaría su punto máximo entre las D1 y D2 de la deformación Varisca. Este metamorfismo, definido en los materiales de la Serie de “Viana do

Bolo”, sería del tipo distena-sillimanita y evolucionaría hacia unas condiciones de andalucita-sillimanita.

6.1.- ZONACIÓN METAMÓRFICA Y ASOCIACIONES MINERALES

En este capítulo se describen las relaciones de las fases minerales, principalmente de las pizarras y micaesquistos, con particular énfasis en las asociaciones diagnósticas del grado metamórfico y de su evolución.

En términos químicos, las reacciones en rocas pelíticas involucran principalmente a los componentes SiO_2 , Al_2O_3 , FeO , MgO , K_2O y H_2O , y la mayoría de los estudios teóricos y experimentales intentan modelar rocas naturales que usan este sistema simplificado, conocido como KFMASH (YARDLEY, 1989).

En este trabajo se ha utilizado la red petrogenética de POWELL Y HOLLAND (1990) para un sistema pelítico (KFMASH), modificada por ARENAS Y MARTÍNEZ CATALÁN (2003), añadiendo varias reacciones del sistema KFASH de los mismos autores y las curvas de varios equilibrios minerales bien calibrados experimentalmente por LUTH *et al.* (1964), LE BRETON Y THOMPSON (1988) y CHATTERJEE Y JOHANNES (1974), para el fundido mínimo en el sistema granítico y para la desaparición de la moscovita (Figura 6.1). También se han representado unas condiciones de P-T de referencia para las típicas zonas de minerales de un metamorfismo de presión media. Independientemente de la precisión en el establecimiento de las condiciones P-T, la red petrogenética de POWELL Y HOLLAND (1990) puede ser usada como una buena herramienta por comparación, ya que su coherencia interna ha sido establecida por rigurosos cálculos termodinámicos en el sistema de referencia.

Como se verá a lo largo del capítulo, la distribución de las asociaciones minerales es consistente con un incremento del grado metamórfico hacia las zonas más profundas del domo estructural. No se han reconocido eventos metamórficos anteriores a la Orogenia Varisca.

Para la descripción del metamorfismo se emplea al principio la clásica división por zonas de minerales índice, pero para explicar la evolución se subdivide la región en tres unidades metamórficas que corresponden a niveles estructurales diferentes: por encima de la zona de cizalla de segunda fase, su parte superior y lo que aflora de su parte inferior. La unidad metamórfica superior (UMS) está constituida por los materiales de la Formación “Ollo de Sapo” de la zona oriental y los metasedimentos del Ordovícico (Capas de Los Montes, Cuarcita Armoricana y Pizarras de Luarca), donde sólo se encuentran reflejadas las deformaciones D1 y D3. La unidad metamórfica central (UMC) incluye materiales de la Formación “Ollo de Sapo” y metasedimentos ordovícicos de la mitad occidental de la zona, deformados por D2. Su límite superior coincide con el de la foliación S2, y puede verse en la Figura 5.2, mientras que el inferior se sitúa en la isograda de la sillimanita-feldespatos potásico (Figura 6.2). La unidad metamórfica inferior (UMI) corresponde a la zona de la sillimanita-feldespatos potásico, e incluye partes basales de la Formación “Ollo de Sapo” y toda la Serie de “Viana do Bolo”, así como los ortogneises de Covelo, Ramilo y San Sebastián.

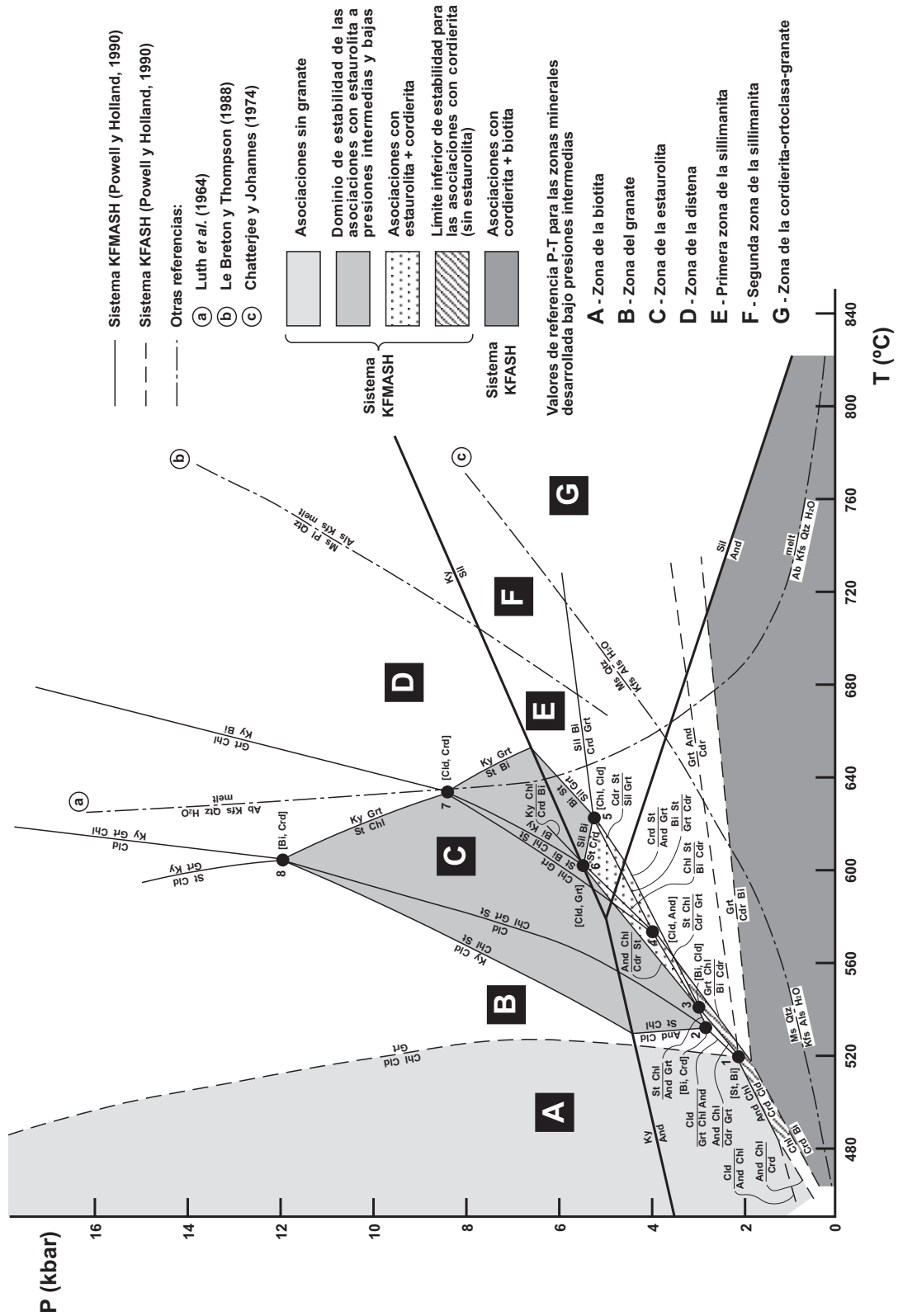


Figura 6.1: Red petrogenética para metapelitas, usada para trazar las trayectorias P-T-t de las unidades establecidas en el Antiforme del “Ollo de Sapo” (Red petrogenética de POWELL Y HOLLAND, 1990; modificada por ARENAS Y MARTÍNEZ CATALÁN, 2003).

Las trayectorias P-T-t en esas unidades se han deducido en las litologías más representativas y significativas, y están basadas en un cuidadoso estudio petrográfico, junto con la interpretación de las fábricas tectónicas (foliaciones y lineaciones) y su relación con las macroestructuras.

La distribución regional de las zonas metamórficas se muestra en la Figura 6.2. Ha sido establecida con las muestras recogidas para este trabajo y con numerosas láminas delgadas del fondo documental del Instituto Geológico y Minero de España (IGME) y, que corresponden a la documentación complementaria de las Hojas Geológicas del Plan MAGNA.

6.1.1.- Zona de la clorita

Se localiza en las zonas oriental y septentrional de la región de Sanabria-Carballeda, en ambos flancos del Anticlinorio del "Ollo de Sapo", donde en general, coincide con los materiales de las formaciones ordovícicas, aunque incluye parte de la Formación "Ollo de Sapo" del núcleo del anticlinorio. También en los alrededores de A Gudiña, en la esquina suroccidental del área estudiada, corresponden a la zona de la clorita.

Se caracteriza por la presencia de clorita y de una mica blanca de composición moscovítica (fengita), además de por la ausencia de biotita. La pirofilita no ha sido identificada ópticamente, aunque su existencia junto a los dos minerales anteriores es ampliamente descrita en la literatura metamórfica referente a rocas con composiciones ricas en Al.

Las asociaciones de minerales presentes en la metapelitas dentro de la zona de la clorita son:

- 1.- cuarzo + moscovita
- 2.- cuarzo + moscovita + clorita
- 3.- cuarzo + moscovita + albita
- 4.- cuarzo + moscovita + albita + clorita

Los materiales cuarcíticos presentan asociaciones minerales de los tipos 1 y 2.

Por lo que respecta a los materiales de la Formación "Ollo de Sapo", hay que tener en cuenta que para todos los valores de la relación Fe/Mg, es estable la asociación clorita + feldespato potásico. Esto se refleja en que pueden coexistir feldespato potásico y clorita en equilibrio en la zona de la clorita, hecho que se observa en la parte oriental, en ambos flancos del Anticlinorio del "Ollo de Sapo" y en las proximidades del contacto con los materiales ordovícicos. La asociación de minerales presente en estas rocas es cuarzo + clorita + feldespato potásico + moscovita.

6.1.2.- Zona de la biotita

Esta zona se caracteriza por la presencia de biotita y un fuerte empobrecimiento de clorita. Además, falta el feldespato potásico en las metapelitas pobres en Al y en las litologías semipelíticas.

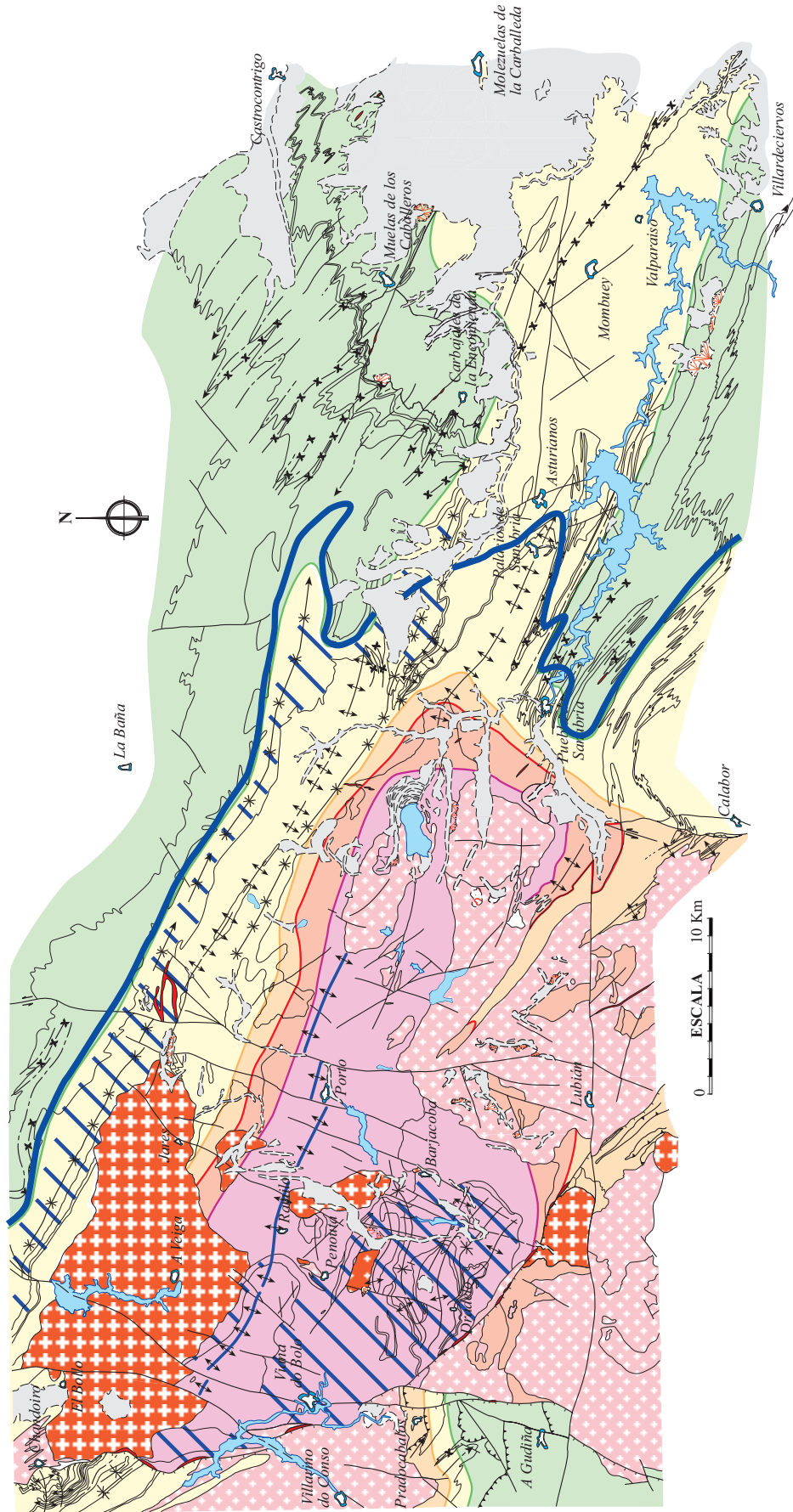


Figura 6.2: Mapa de isogradas y distribución de las zonas metamórficas en las comarcas de Sanabria y Terra do Bolo.

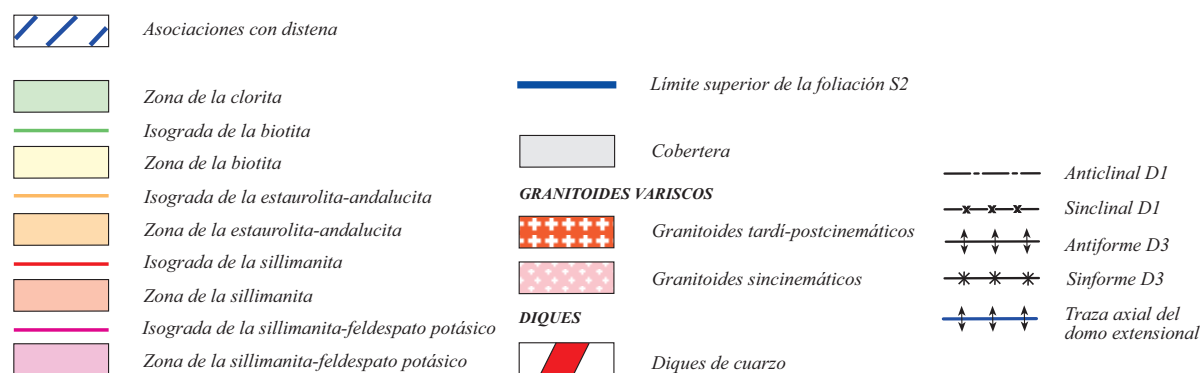
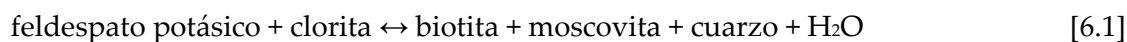


Figura 6.2 (continuación): Leyenda del mapa de isogras.

La definición de la zona de la biotita para las rocas en las que se forma más tempranamente, no corresponde a rocas estrictamente pelíticas, sino a grauvacas con feldespato potásico detrítico (MATHER, 1970). En estas rocas, la biotita puede formarse en rocas ricas en K^+ directamente a partir de la clorita, por un aumento de temperatura. Por lo tanto, la primera aparición de la biotita en un sistema KFMASH se realiza mediante la reacción divariante:

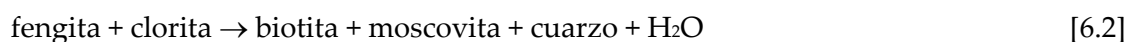


En un sistema KFMASH, la reacción [6.1] es divariante. A bajas temperaturas encontramos que feldespato potásico y clorita son estables, mientras que a temperaturas más altas la asociación estable es moscovita y biotita, y entre ambos intervalos las cuatro fases pueden ser estables.

Una de las características de las rocas de la Formación "Ollo de Sapo" de la mitad oriental es la ausencia de feldespato potásico primario. Este hecho ya fue puesto de manifiesto por PARGA PONDAL *et al.* (1964), que señalan que las ortoclasas están albitizadas. Los porfiroclastos, fenocristales y glándulas de feldespato alcalino han perdido el componente potásico, que pasa a formar parte de nuevas micas (biotita y moscovita, u otras micas blancas que forman parte de la matriz), y forman plagioclasas albiticas con texturas en damero ("chess board"; Foto 6.1), que es una textura típica de facies de los esquistos verdes. Este fenómeno es más patente y tiene un mayor desarrollo en los cristales de feldespato potásico formados a altas temperaturas, como son las glándulas de la Formación "Ollo de Sapo".

También es característico de esta zona el desarrollo y neoformación de biotita y cuarzo en las sombras de presión de los porfiroclastos de cuarzo y feldespato (Foto 6.2), indicando que se encuentran en la zona de la biotita.

Otra posibilidad para la formación de la biotita es a través de la reacción:



La aparición de la biotita depende de la relación Fe/Mg de la roca, apareciendo antes la paragénesis Bt + Ms en rocas de composición rica en Fe que en las ricas en Mg. Esto conlleva la

aparición de la asociación Chl + Ms + Bt en un intervalo amplio de temperatura, así como que dicha asociación sea estable en un extenso rango de T.

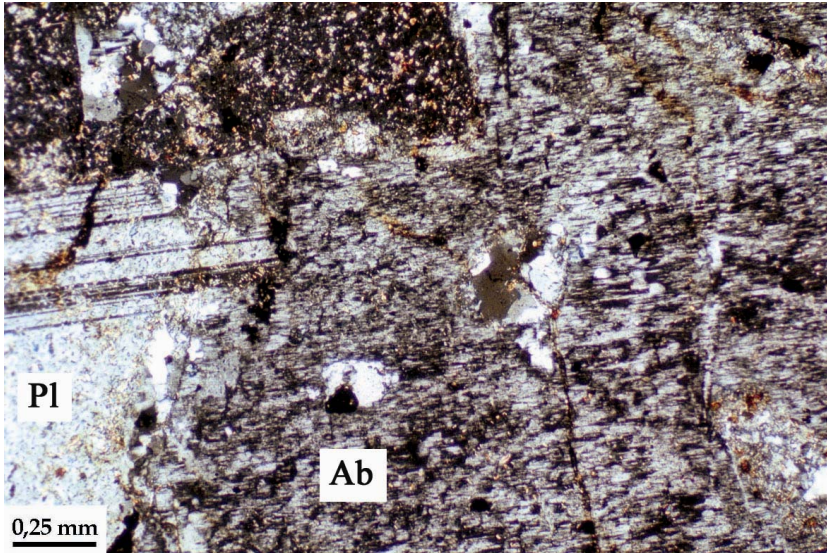


Foto 6.1: Cristal de feldespato despotasificado (Ab), mostrando textura en damero. Al lado se encuentra un cristal de plagioclasa (Pl) con maclas polisintéticas (nícoles cruzados).

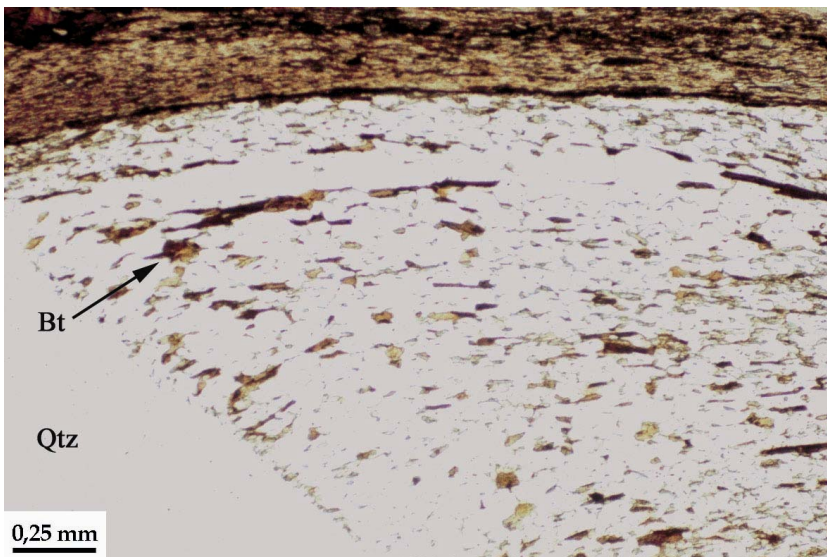


Foto 6.2: Porfiroclasto de cuarzo (Qtz) con sombra de presión, en la que se forman cuarzo y biotita (Bt. Nícoles paralelos).

Una característica común en la zona de la biotita es la formación de minerales del grupo de la epidota (epidota-zoisita-clinozoisita) junto con calcita. El desarrollo de estos minerales está relacionado con procesos de descalcificación y saussuritización de las plagioclasas, que en la unidad metamórfica superior se producen durante D1 y D3, mientras en la inferior se desarrollan de forma sincinemática a postcinemática con D2. Una de las posibles reacciones a partir de la cual se forma la clinozoisita es:



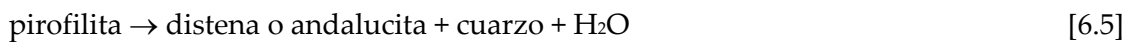
Por lo que respecta a las metapelitas ordovícicas ricas en Al, uno de los rasgos más característicos es la presencia de cloritoide junto con moscovita marcado la foliación.

El cloritoide muestra preferencia por ciertas litologías, encontrándose en niveles cuya composición es muy rica en aluminio y a la vez en hierro, como las pizarras negras de las Capas de Los Montes y las Pizarras de Luarca. Suele aparecer como cristales individuales, prismáticos, tabulares o bien formando gavillas y rosetones. Presenta un relieve elevado en relación con el cuarzo y, en general, suele ser incoloro aunque puede tener un ligero pleocroísmo desde incoloro a verde pálido. También se observan secciones con exfoliación, que suelen mostrar un pleocroísmo más intenso. En los cristales frescos se observan maclas polisintéticas. Estos cristales se encuentran aplastados por la crenulación S3.

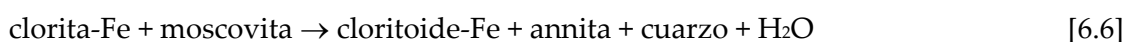
La formación de cloritoide en estas rocas tiene lugar probablemente a través de la reacción [6.4], que implica la desaparición de la pirofilita y que comienza a menores temperaturas en el sistema KFASH:



La aparición de un silicato de Al en estas metapelitas puede estar también relacionada con la completa desaparición de pirofilita mediante la reacción [6.5] en el sistema ASH, lo que podría explicar la existencia en el flanco N del anticlinorio y en su extremo más noroccidental de un moteado formado por porfiroblastos de andalucita, casi completamente transformados en agregados de sericita y clorita, o bien el desarrollo de porfiroblastos de distena. Con el aumento de la temperatura, en rocas pobres en Al no se desarrolla la reacción [6.5] dentro de un sistema ASH.



La reacción [6.6], dentro de un sistema KFASH, es importante, ya que implica el límite superior de la estabilidad térmica de la clorita rica en Fe y el límite inferior de la estabilidad de la asociación cloritoide + biotita:



Las asociaciones minerales en equilibrio para las metapelitas son:

- 1.- cuarzo + moscovita + biotita
- 2.- cuarzo + moscovita + biotita + clorita
- 3.- cuarzo + moscovita + biotita + plagioclasa
- 4.- cuarzo + moscovita + biotita + clorita + plagioclasa
- 6.- cuarzo + moscovita + biotita + cloritoide
- 6.- cuarzo + moscovita + cloritoide
- 7.- cuarzo + moscovita + cloritoide + albita
- 8.- cuarzo + moscovita + biotita + clorita + cloritoide
- 9.- cuarzo + epidota + biotita
- 10.- cuarzo + biotita + moscovita + epidota (zoisita - clinozoisita - epidota)

La asociación 2 es la que indica la entrada de la isograda de la biotita. En las cuarcitas se pueden observar las asociaciones 1, 2, 3 y 9, y para metapelitas de la Formación "Ollo de Sapo", la asociación 1 es la más frecuente junto con la 10.

En una sucesión metamórfica barroviense, el siguiente mineral en aparecer sería el granate y las rocas pelíticas de esta zona son ya típicamente esquistos. Dentro del área de estudio, no se ha podido separar una zona del granate porque las primeras apariciones de este mineral ocurren ya en la zona siguiente. Una posible explicación es que el campo de estabilidad para granate + clorita es bastante restringido dentro de un sistema KFMASH (Figura 6.1). Así, con un ligero aumento de la temperatura (10-20° C), la asociación granate + clorita se desplaza hacia abajo para producir estauroлита + biotita (SPEAR, 1993). En las láminas estudiadas es muy frecuente la asociación estauroлита-biotita, lo que parece confirmar que han sido en este caso los condicionantes termobáricos los que han impedido la formación de granate.

6.1.3.- Zona de la estauroлита-andalucita

La aparición de la estauroлита indica el comienzo del grado medio del metamorfismo, en el sentido de WINKLER (1978), con el paso a la facies de las anfibolitas. La estauroлита, al igual que el cloritoide, es un mineral típico de rocas pelíticas ricas en Al y en Fe y pobres en Ca (YARDLEY, 1989). La estauroлита se encuentra en los esquistos de las Capas de Los Montes en el flanco S del Antiforme del "Ollo de Sapo", que forma parte de la unidad metamórfica central (UMC). Pero aquí no se puede hablar estrictamente de una zona de la estauroлита sin incluir la andalucita, ya que ambos minerales se encuentran estrechamente unidos en la evolución tectonotermal. De ahí la individualización de una zona de estauroлита-andalucita.

En general, la estauroлита se encuentra como porfiroblastos con un hábito euhedral a subhedral, predominando los cristales muy euhedrales con secciones hexagonales. Tienen un relieve alto y un pleocroísmo que varía desde un color amarillo a amarillo pálido. Se pueden diferenciar dos generaciones de estauroлитas, que se han formado en procesos metamórficos distintos, uno progrado y otro retrogrado, pero ambos asociados a una misma historia tectonometamórfica.

Los cristales tienen carácter poiquiloblástico y dependiendo del proceso metamórfico al que están asociados incluyen distintos minerales. Las estauroлитas del metamorfismo progrado incluyen cuarzo, minerales opacos de tamaño fino y hábitos alargados que suelen definir una textura helicítica, y en menor porcentaje se pueden observar pequeños cloritoides. Las estauroлитas retrogradadas tienen hábito subhedral a euhedral y contienen inclusiones de sillimanita (Foto 6.3).

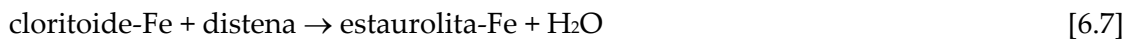
El crecimiento generalizado de andalucita llega a formar esquistos muy ricos en este mineral en las pizarras de las Capas de Los Montes en el flanco S del Antiforme de Sanabria y en menor grado en el flanco N, siendo este mineral abundante también en las filitas de los Montes do Invernadeiro y en el Dominio Esquistoso de Galicia-Trás-os-Montes (BARRERA *et al.*, 1989; FARIAS, 1990). La andalucita se presenta en cristales de hábito euhedral, con relieve alto y pleocroísmo rosado en la parte central. Son cristales poiquiloblásticos que suelen incluir total o parcialmente otros de estauroлита.

El estudio de las láminas delgadas ha permitido establecer que ambos minerales, andalucita y estaurolita, aparecen prácticamente a la vez, iniciando su crecimiento al comienzo de la segunda fase de deformación. Así, es frecuente observar porfiroblastos de andalucita que incluyen a una esquistosidad de crenulación S₂, a la vez que están rodeados por ella o muestran rotaciones relacionadas (Fotos 6.4 y 6.5).

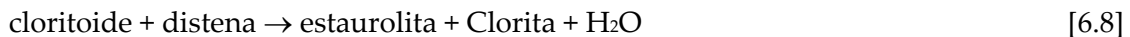
La inclusión de estaurolita en los porfiroblastos de andalucita y la presencia de unas zonas externas de estos últimos sin inclusiones, demuestran que estos cristales también se desarrollan en momentos tardíos o posteriores con respecto a S₂, pero siempre son anteriores al desarrollo de la tercera fase de deformación.

Las rocas pelíticas presentan una asociación mineral típica constituida por cuarzo + biotita + moscovita + estaurolita + andalucita + plagioclasa.

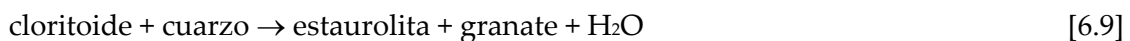
Una de las reacciones posibles para la formación de estaurolita dentro de un sistema FASH, es:



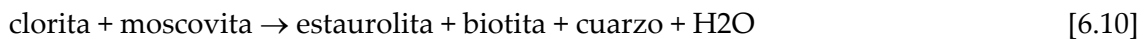
Esta reacción delimita la parte inferior de la estabilidad térmica, y es la responsable de la aparición de las primeras estaurolitas. Para un sistema KFMASH, la reacción que se puede esperar es:



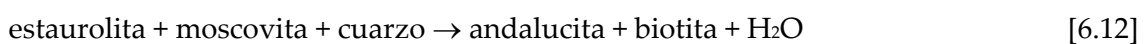
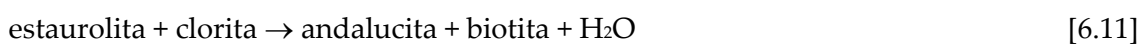
Esta es la reacción más probable para la primera aparición de estaurolita en las pelitas ricas en Al y Fe. En pelitas aluminosas, la estaurolita se produce a través de la reacción [6.9], con la desaparición del cloritoide:



Evidencias texturales de esta reacción se encuentran en algunos esquistos con estaurolita que contienen relictos de cloritoide. Cuando la reacción cesa, la estaurolita puede formarse por la reacción continua:



La formación de la andalucita puede producirse por transformación de distena en andalucita, o bien a través de las reacciones [6.11 y 6.12], que implican su formación a partir de estaurolita:



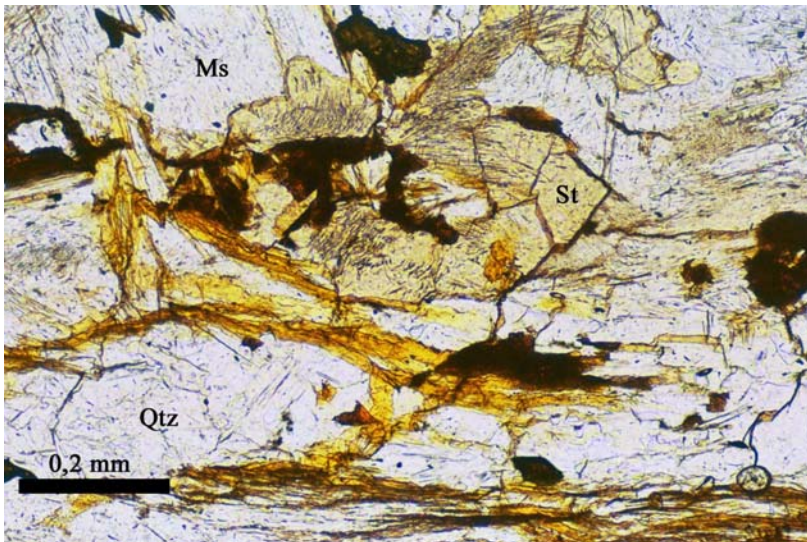


Foto 6.3: Porfiroblasto de estaurólita (**St**) de hábito subhedral que incluye agujas de sillimanita. También se observa cómo el cuarzo (**Qtz**) y la moscovita (**Ms**) incluyen sillimanita fibrolítica (nícoles paralelos).

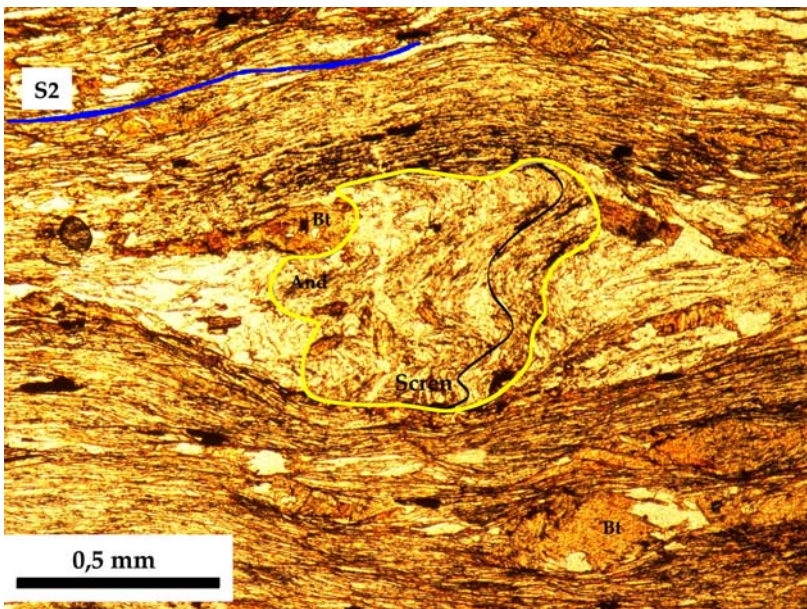


Foto 6.4: Porfiroblasto de andalucita (**And**) que incluye una esquistosidad de crenulación y está rodeado por la esquistosidad general (**S2**) que muestra la roca (Muestra: 267-12, nícoles paralelos).

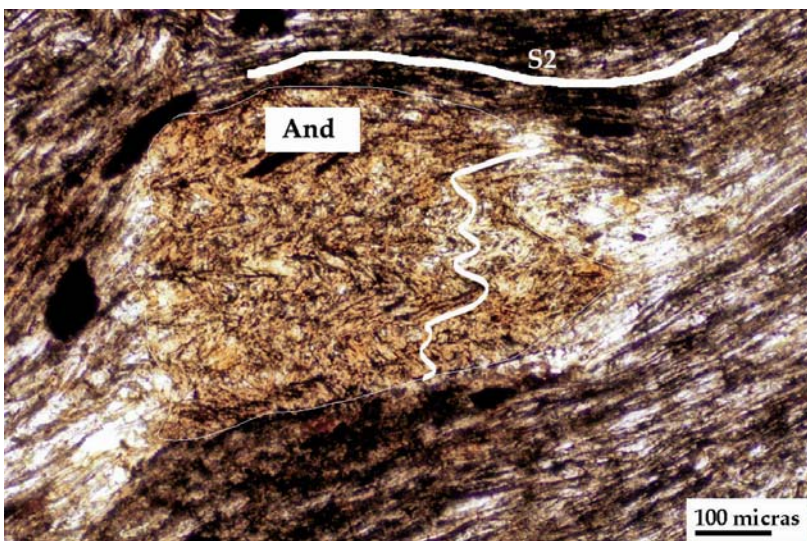


Foto 6.5: Porfiroblasto de andalucita (**And**) que incluye una esquistosidad de crenulación, y que está rodeado por la esquistosidad **S2**.

Las asociaciones minerales presentes en las metapelitas son:

- 1.- cuarzo + moscovita + estaurolita
- 2.- cuarzo + moscovita + biotita + estaurolita
- 3.- cuarzo + moscovita + biotita + plagioclasa + estaurolita
- 4.- cuarzo + moscovita + biotita
- 6.- cuarzo + moscovita + cloritoide + andalucita
- 7.- cuarzo + moscovita + andalucita
- 8.- cuarzo + moscovita + biotita + andalucita
- 9.- cuarzo + biotita + andalucita + estaurolita
- 10.- cuarzo + moscovita + biotita + andalucita \pm estaurolita \pm granate \pm plagioclasa

El granate sólo aparece en la parte estructuralmente más profunda de la zona de la estaurolita-andalucita. En las capas cuarcíticas, es característica la presencia de cloritoide y la asociación mineral está constituida exclusivamente por cuarzo + cloritoide.

Una dificultad a la hora de trazar las isogradas metamórficas dentro de la Formación “Ollo de Sapo”, es que los materiales cuarzo-feldespáticos no desarrollan minerales que indiquen de forma precisa las condiciones de presión y temperatura. Para trazar el límite de facies en estos materiales se ha utilizado el cambio de composición de la plagioclasa, que es albítica en la facies de los esquistos verdes y oligoclásica en la facies de las anfibolitas.

En la zona estudiada se ha comprobado esa variación de la composición de la plagioclasa. Además, las láminas delgadas han suministrado otro criterio, el desarrollo de cristales de cuarzo con formas esqueléticas incluidos en plagioclasa y feldespato potásico (Fotos 6.6 y 6.7). Al aumentar el grado metamórfico, los cuarzos con formas esqueléticas fueron sustituidos por los típicos cuarzos de alta temperatura, con hábito subhedral, con formas redondeadas e incluso con caras cristalinas bien desarrolladas y que se encuentran principalmente en los feldespatos (Foto 6.8), pero también como inclusiones en otros cristales de cuarzo (Foto 6.9).

6.1.4.- Zona de la sillimanita

Esta zona también denominada, a veces, 1ª zona de la sillimanita, se caracteriza por este mineral, como polimorfo estable del Al_2SiO_5 . Dentro de esta zona es común que los cristales de andalucita se encuentren rodeados por sillimanita, en su variedad de fibrolita, que proviene de la transformación de sus bordes, aunque también puede aparecer en su variedad prismática. Las asociaciones minerales en equilibrio presentes, dependiendo del tipo de litología, son:

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

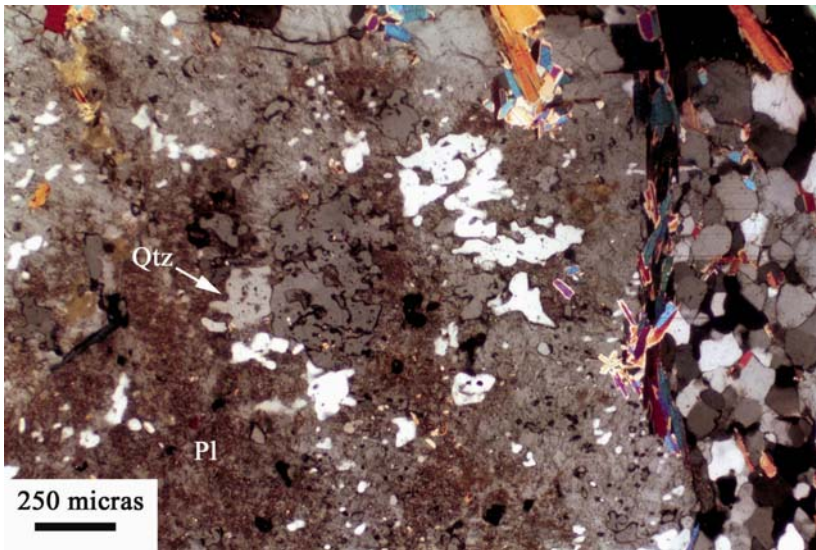


Foto 6.6: Cristales de cuarzo (Qtz) con formas poiquiloblásticas incluidos en plagioclasa (Pl). Este tipo de cuarzo se comienza a observar en el cambio de facies de los esquistos verdes a la facies de las anfibolitas, dentro de los ortogneises glandulares (nícoles cruzados).

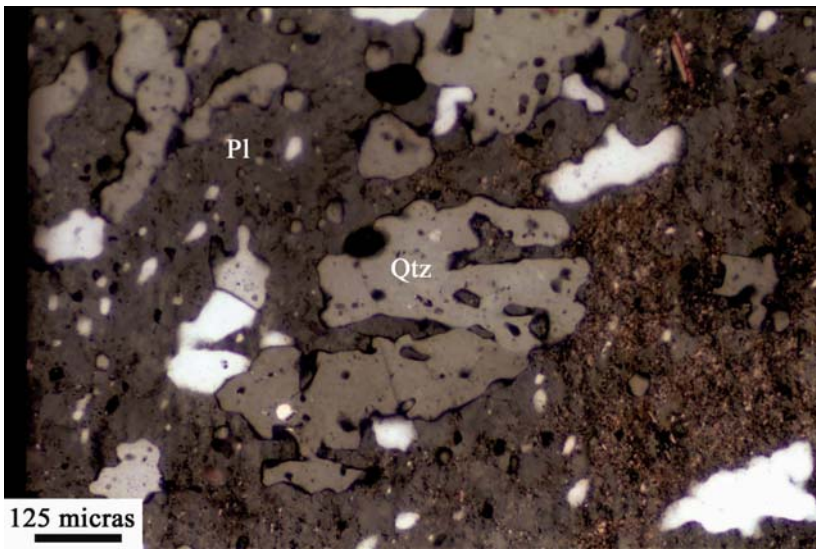


Foto 6.7: Detalle de los cuarzos neoformados (Qtz), donde se puede observar mejor la forma poiquiloblástica y su formación en el interior de los feldespatos, principalmente plagioclasa (Pl) (nícoles cruzados).

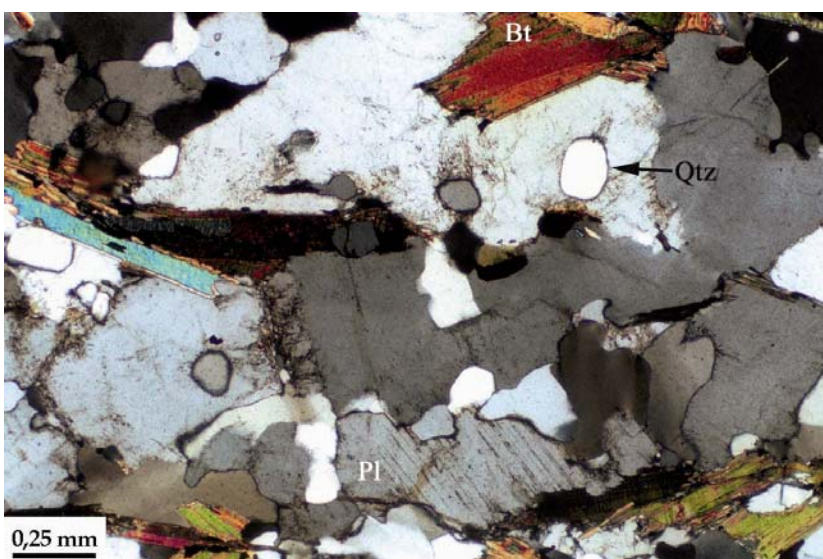
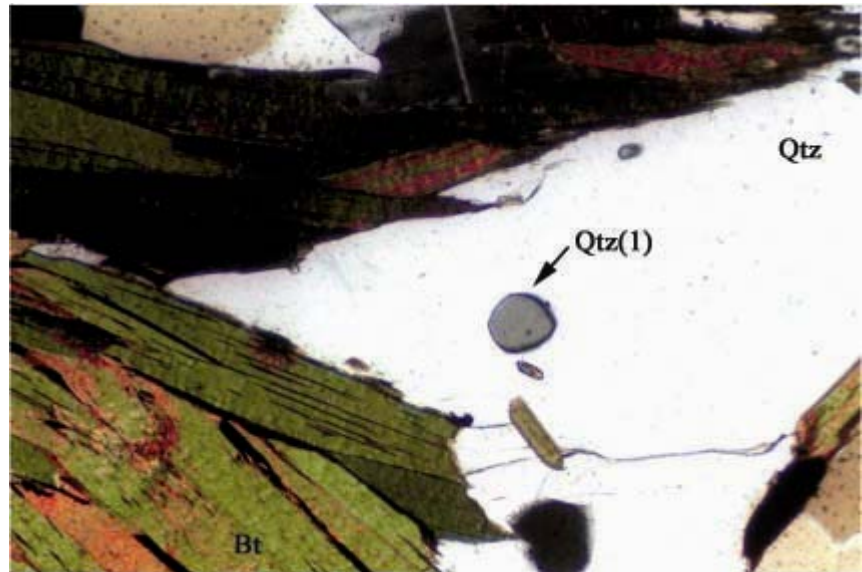


Foto 6.8: Aspecto de la textura de los gneises bandeados, donde se observa el desarrollo de los cuarzo redondeados (Qtz) subhedrales, que aparecen con el aumento del grado metamórfico, a partir de los cuarzos poiquiloblásticos de las 2 fotos anteriores (Pl = plagioclasa; Bt = biotita; nícoles cruzados).

Foto 6.9: También se observa cómo grandes cristales de cuarzo (Qtz) incluyen pequeños cristales de cuarzo (Qtz1). (Bt= biotita; nícoles cruzados).



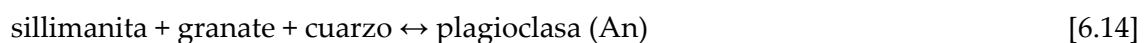
Con todo lo expuesto anteriormente, se puede trazar la evolución metamórfica y, en definitiva, la trayectoria P-T-t de los materiales de la unidad metamórfica central (UMC), que alcanzan la primera isograda de la sillimanita.

6.1.5.- Zona de la sillimanita – feldespato potásico

Esta segunda zona de la sillimanita se caracteriza por la desaparición de moscovita primaria y el crecimiento de sillimanita y feldespato potásico, que se puede explicar por medio de la reacción:



En los gneises bandeados, los granates (cálcicos) muestran diferentes grados de absorción hacia plagioclasa, indicando que la siguiente reacción continúa tienen lugar:



Lo que implica una descompresión a alta temperatura y un ascenso de estas rocas hacia la superficie. Los valores extremos para el desarrollo de esta reacción son de 3,4 y 7,6 kb para unas temperaturas de 660° C y 780° C. Como valores más probables estimamos 5,0 y 6,6 kb para 690° C y 770° C.

Las asociaciones minerales presentes en esta zona son:

1.- cuarzo + moscovita + biotita + feldespato potásico + sillimanita ± plagioclasa

- 2.- cuarzo + biotita + feldespato potásico + sillimanita ± plagioclasa
- 3.- cuarzo + biotita + sillimanita + feldespato potásico
- 4.- cuarzo + feldespato potásico + plagioclasa + sillimanita
- 5.- cuarzo + feldespato potásico + sillimanita
- 6.- cuarzo + biotita + sillimanita
- 7.- cuarzo + moscovita + biotita + feldespato potásico + plagioclasa
- 8.- cuarzo + biotita + feldespato potásico
- 9.- cuarzo + moscovita + biotita + plagioclasa + granate

Es característica de esta zona una intensa migmatización, que afecta sobre todo a la Formación "Ollo de Sapo" y a la Serie de "Viana do Bolo" de la cual, la litología dominante, los gneises bandeados, son el producto.

Las rocas metapelíticas (micaesquistos con granate) son, de hecho, gneises de alto grado y migmatitas, con leucosomas de composición granítica derivados de la fusión parcial. Los leucosomas aparecen concordantes con el bandeo litológico y la foliación principal de la roca, lo que les confiere una estructura estromática, o bien están plegados isoclinalmente a escala centimétrica o métrica. Otro hecho destacable es la presencia de leucosomas formados por masas discordantes no afectadas de forma tan intensa por el plegamiento, generados en etapas más tardías.

En los ortogneises cuarzo-feldespáticos, la textura gneísica está definida por una foliación biotítica dentro de la primera isograda de la sillimanita y por una foliación biotítica-sillimanítica en la segunda isograda de la sillimanita; en este segundo caso, la foliación separa lentes cuarzo-feldespáticas que contienen granate o agregados de granate y biotita.

Los porfiroblastos de feldespato potásico generados durante la migmatización aparecen estirados paralelamente a la Lm2 (Fotos 6.10 y 6.11), desarrollando colas de recristalización asimétricas y estando frecuentemente fracturados a lo largo de las superficies C'. La existencia de material leucosomático ocupando zonas de cizalla discretas y ligadas al "boudinaje" asimétrico de la foliación S2 de los gneises sugiere que la migmatización es un proceso sin-D2.

La evolución posterior de las rocas de esta zona es consistente con un enfriamiento acompañado de una suave descompresión. Dicho enfriamiento queda registrado por la sustitución del granate por agregados de biotita + plagioclasa + cuarzo y en la sustitución de la sillimanita por andalucita y moscovita.

Finalmente, la unidad alcanza condiciones de la facies de los esquistos verdes indicadas por la sustitución del granate por agregados de biotita + clorita, procesos de moscovitización y/o transformación de la sillimanita en moscovita, así como el desarrollo de cloritoides de gran tamaño (Fotos 6.12 y 6.13), que suelen mostrar un maclado polisintético y un carácter tardío en las litologías más apropiadas, los micaesquistos con granate.

Foto 6.10: Cristales de feldespato potásico generados durante la migmatización M2. Los cristales aparecen estirados paralelamente a L2, a la vez que desarrollan colas de recristalización asimétricas.

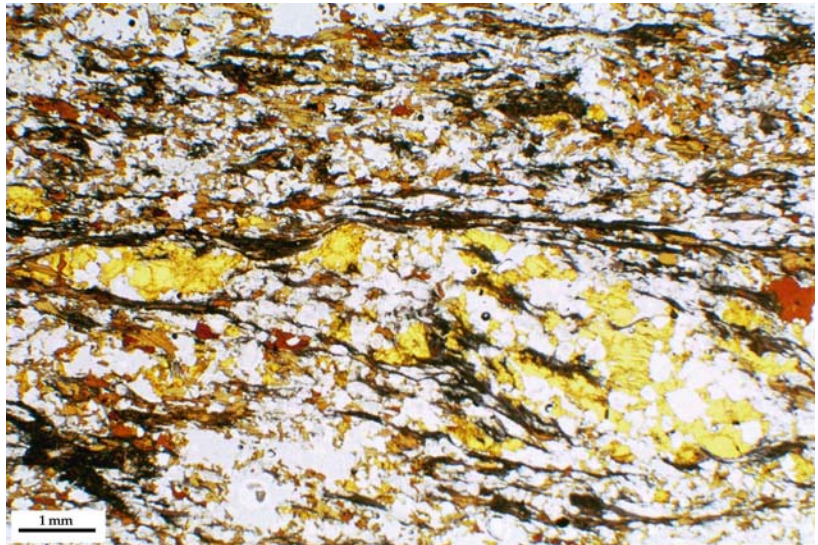


Foto 6.11: Detalle de la foto anterior donde se aprecian mejor las características de la textura de la foliación marcada por la sillimanita. (Sil= Sillimanita; Qtz= cuarzo; Kfs= feldespato potásico; Bt= biotita).

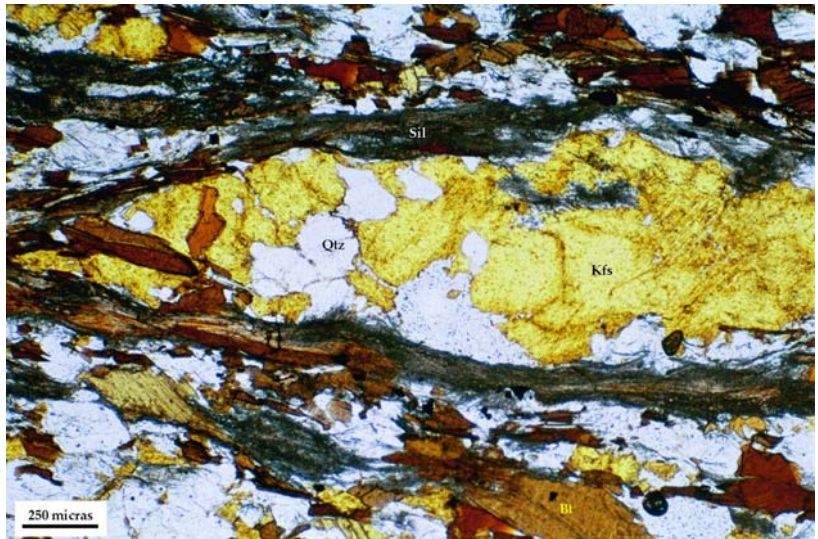


Foto 6.12: Cristales de cloritoide (Cld) de gran tamaño, con maclado polisintético dentro de los micaesquistos con granate, desarrollados al final del proceso metamórfico, sobreimponiéndose a las fábricas S2. (Muestra: 9-12, IB-1307, perteneciente al fondo documental del IGME; nícoles cruzados).



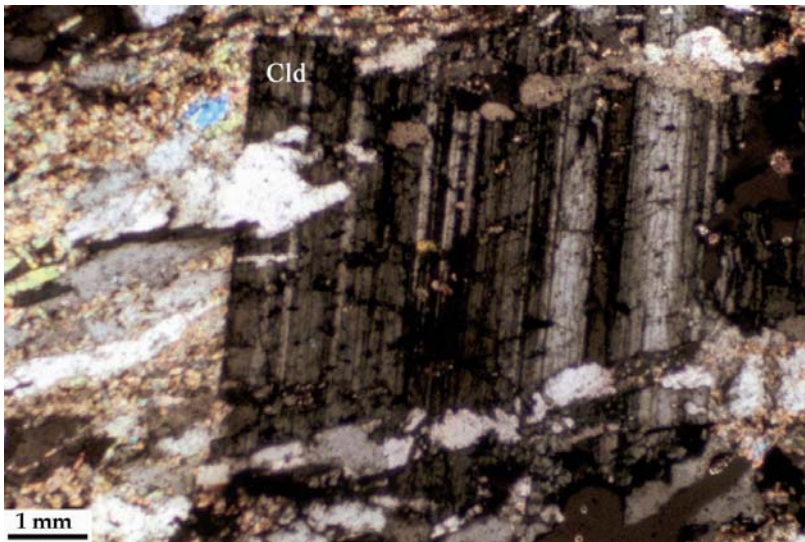


Foto 6.13: Cristal de cloritoide (Cld) de gran tamaño, con maclado polisintético. Este tipo de cloritoides incluyen la esquistosidad principal (S2), marcada por el alineamiento de cristales de cuarzo (nícoles cruzados).

6.1.6.- Asociaciones con distena

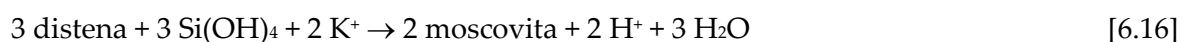
La distena se ha encontrado en dos áreas y litologías diferentes, en las pizarras de las Capas de Los Montes del flanco N del Antiforme de Sanabria y en los gneises bandeados de la Serie de “Viana do Bolo”.

La primera ya fue citada por IGLESIAS PONCE DE LEÓN Y VAREA NIETO (1982) en la hoja MAGNA de Viana del Bollo, nº 228, donde describen una banda de hasta 50 metros de espesor, de esquistos negros y azules, muy alumínicos, con cloritoide, sobre los materiales de la Formación “Ollo de Sapo”, en la que es sistemática la presencia de cuarzos de exudación con distena. Se ha comprobado la existencia de esa banda, que se prolonga hasta el N de Santiago de la Requejada y las orillas de río Negro. La distena se encuentra tanto en los cuarzos de exudación como en los niveles pizarrosos, donde presenta la asociación mineral cuarzo + moscovita + distena (Fotos 3.54 a 3.56 y Foto 5.48).

En la segunda zona, la distena fue descrita por MARTÍNEZ GARCÍA (1973), quien la atribuyó a un metamorfismo pre-varisco. En los gneises bandeados de la Serie de “Viana do Bolo”, la distena siempre se ha encontrado como inclusiones, blindada en cristales de plagioclasa. En general, los cristales suelen tener finas orlas de moscovita (Fotos 6.14 y 6.15), que se forma a expensas de ella y de acuerdo con la reacción (YARDLEY, 1989):



Una vez que la distena ha sido orlada completamente por la moscovita, y ya no hay contacto con cuarzo, la sustitución puede continuar a través de la reacción:



La presencia de distena en el flanco N del Antiforme de Sanabria implica el desarrollo de una zona de distena, característica de un metamorfismo barroviense o de presión intermedia. Sin embargo, no se ha cartografiado como tal en la Figura 6.2 debido a lo limitado de su aparición, y a que prácticamente coincide con la isograda de la biotita.

Hay que aceptar que las condiciones P-T de aparición de la distena se dieron para un área extensa que abarca las unidades metamórficas central e inferior (UMC y UMI). Sin embargo, el mineral no se desarrolló en los materiales cuarzo-feldespáticos del "Ollo de Sapo". Y en gran parte de los metasedimentos pelíticos del Ordovícico Inferior y la Serie de "Viana do Bolo", donde sí lo hizo, ha desaparecido para dar paso a otro polimorfo durante la evolución metamórfica subsecuente, quedando preservado sólo en dominios estructurales por encima de la isograda de la andalucita y en los más profundos, debido al crecimiento de plagioclasa, que lo blindó.

Foto 6.14: Cristal de distena (**Ky**) blindado en plagioclasa (**Pl**), mostrando una fina orla de moscovita. (**Bt** = biotita).

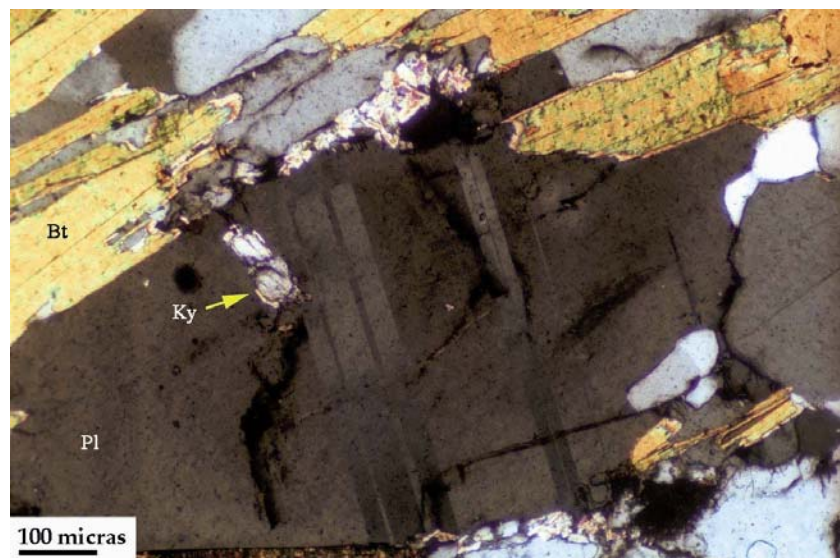
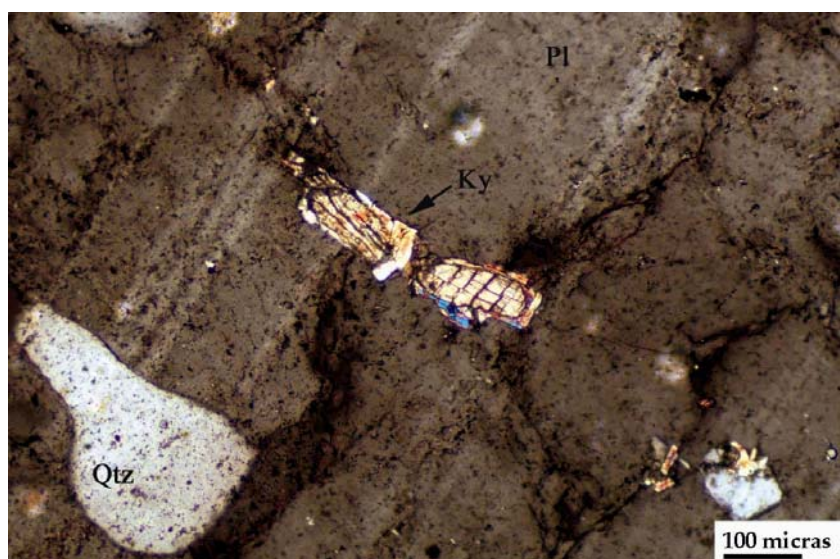


Foto 6.15: Otro detalle de la presencia de distena (**Ky**) en los gneises bandeados. Como siempre, se encuentra blindada en los cristales de plagioclasa (**Pl**). Se observa muy bien cómo tiene una orla de moscovita. Otra de las características de esta zona metamórfica es la neoformación de cuarzo (**Qtz**) en el interior de cristales de plagioclasa por procesos de reajustes composicionales.



6.1.7.- Asociaciones minerales en rocas calcosilicatadas

Las rocas de silicatos cálcicos forman alternancias con niveles métricos de mármoles calcícticos y dolomíticos, con capas de cuarcitas, o aparecen intercaladas en los gneises bandeados, siempre dentro de las zonas metamórficas correspondientes a la 1ª o 2ª isograda de la sillimanita.

Las asociaciones minerales encontradas, características de la zona de la sillimanita en este tipo de roca son:

- 1.- cuarzo + plagioclasa + hornblenda + titanita ± biotita ± granate ± piroxeno
- 2.- cuarzo + plagioclasa + clinopiroxeno (diopsídico)+ granate + titanita

Las reacciones minerales en rocas calcosilicatadas pueden ser de gran ayuda como indicadores del grado metamórfico, pero gran parte de estas reacciones son muy dependientes de la movilidad y las actividades del H₂O y CO₂, lo que dificulta usarlas para establecer las condiciones del metamorfismo.

Las etapas tardías del metamorfismo, en estas rocas calcosilicatadas, quedan registradas en diversos procesos de retrogradación. La hornblenda puede aparecer transformada en sus bordes a otro anfíbol de carácter actinolítico, junto con clorita, y la plagioclasa se encuentra total o parcialmente reemplazada por un agregado de grano fino de epidota + zoisita + clinozoisita + albita + cuarzo + moscovita (mica blanca). La presencia de anfíbol actinolítico junto con la asociación albita + epidota + clorita es indicativa de la facies de los esquistos verdes, y corresponde con la etapa del metamorfismo retrogrado.

6.2.- EVOLUCIÓN METAMÓRFICA

Los materiales de las regiones de Sanabria-Carballeda y Terra do Bolo han sido afectados por un metamorfismo regional progrado y polifásico, simultáneo con la deformación varisca, que varía desde condiciones epizonales (zona de la clorita) a condiciones meso- y catazonales (zonas de la estauroлита y sillimanita - feldespato potásico).

El objetivo de esta sección consiste en estudiar la evolución tectonotermal de estas regiones, tratando de establecer las condiciones máximas del metamorfismo y su evolución en el espacio P-T-t. Para este análisis emplearemos la subdivisión en unidades metamórficas superior, central e inferior, estrechamente relacionada con los niveles estructurales definidos por la deformación de la segunda fase.

Con las isogradas y zonas metamórficas identificadas se puede establecer que el metamorfismo que afectó a estas regiones es de tipo barroviense, definido por BARROW (1893) en las Highlands meridionales de Escocia. Este metamorfismo se caracteriza por unas condiciones de presión intermedia, y evolucionó hacia condiciones de menor presión a lo largo de la orogenia.

6.2.1.- Evolución de la unidad metamórfica superior (UMS).

Esta unidad aflora en la mitad oriental de la zona de estudio y se caracteriza por encontrarse toda ella dentro de la facies de los esquistos verdes, más concretamente en las zonas de la clorita y la biotita. Estructuralmente corresponde a la parte superior del basamento varisco, por encima de la banda de cizalla subhorizontal de segunda fase de deformación. En la Figura 6.3 se muestra la trayectoria propuesta para esta unidad.

Los metasedimentos ordovícicos se encuentran siempre en la zona de la clorita, así como los materiales de la Formación "Ollo de Sapo" inmediatamente por debajo de ellos, pero el núcleo del anticlinorio, ocupado por el ortogneis glandular, se encuentra en la zona de la biotita y se caracteriza además por los procesos de despotasificación, albitización y neoformación de minerales del grupo de la epidota (zoisita-clinozoisita), junto con calcita.

El trazado de la trayectoria P-T es necesariamente corto, y está mal acotado para su rango de presiones por falta de minerales índice. Se supone que corresponde a un gradiente de tipo barroviense por extrapolación del identificado en las unidades metamórficas subyacentes, y se asocia al primer evento metamórfico (M1). Aunque es evidente que las rocas han vuelto a la superficie, las evidencias de retrogradación son escasas, por lo que sólo se ha dibujado la trayectoria progradada.

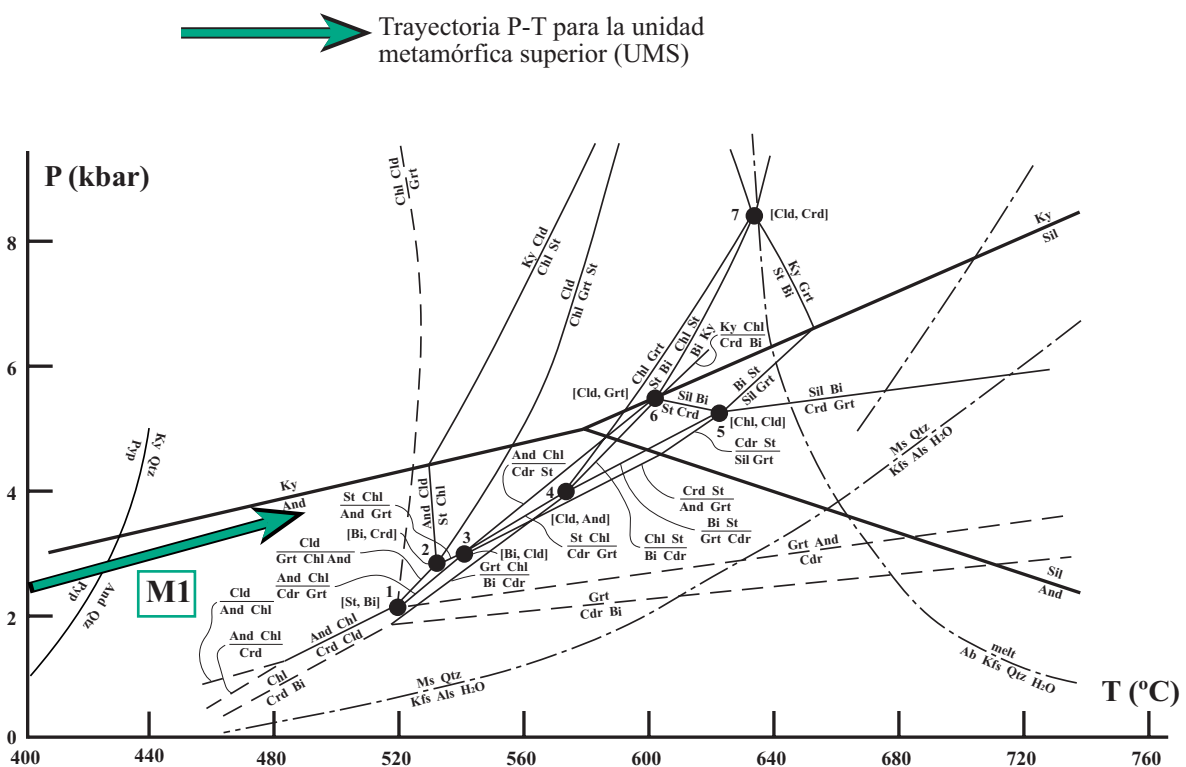


Figura 6.3: Trayectoria P-T propuesta para la UMS.

6.2.2.- Evolución de la unidad metamórfica central (UMC)

Esta unidad aflora en la mitad occidental de la zona de estudio, abarcando las zonas de la biotita (parcialmente, ver Figura 6.2), estaurolita-andalucita y 1ª de la sillimanita y, aunque no individualizadas como tales, se asume que también incluye las zonas del granate y la distena. Estructuralmente corresponde a la parte superior de una potente zona de cizalla sinmetamórfica de la segunda fase de deformación (D2), sincrónica con un metamorfismo M2 y en el que se desarrollaron las zonas metamórficas mencionadas, cuyas isogradas son subparalelas a las fábricas S2 regionales y aproximadamente concéntricas con el domo tectono-metamórfico de Sanabria-Viana do Bolo. La fuerte recrystalización metamórfica sufrida durante el desarrollo de M2, contrasta con la historia metamórfica deducida para la UMS representativa del M1.

La Figura 6.4 muestra dos trayectorias P-T para la UMC, una para cada uno de los flancos del Antiforme de Sanabria.

Las pizarras ordovícicas del flanco N se caracterizan por la presencia generalizada de cloritoide sin- a postcinemático en relación con S2. Según se desciende estructuralmente, aumenta la intensidad de la deformación y el grado metamórfico, observándose el desarrollo de distena en bandas, y que tienden a localizarse hacia la parte basal de las Capas de Los Montes, cerca del contacto con la Formación "Ollo de Sapo". En pelitas ricas en Al, el desarrollo de distena a partir de pirofilita se produce aproximadamente a 400° C y a 4 Kbar. Las distenas incluyen una S1, a veces crenulada, de lo que se deduce que la distena es sincinemática temprana con S2 y representa una etapa de aumento de la presión que se atribuye al emplazamiento de los complejos alóctonos.

Los cristales de distena se encuentran transformados total o parcialmente en andalucita, a la vez que se encuentran aplastados por la crenulación S3, por lo que la andalucita es tardía- a postcinemática con S2, reflejando la etapa de retrometamorfismo asociada al episodio extensional D2, bien desarrollado en dominios mesocorticales.

En el flanco N no se ha observado la presencia de granate ni de estaurolita, pero sí se ha constatado que el grado metamórfico aumenta suavemente de SE a NO, pasando de condiciones de blastesis de cloritoide hasta las de andalucita, en la cerrada del embalse del Bao.

Para el flanco S, la historia metamórfica es más compleja. Así, desde el SE hacia el NO, la evolución se extiende desde la zona de la clorita hasta la segunda zona de la sillimanita (sillimanita-feldespatos potásico). Para el estudio de esta zona metamórfica se han escogido los afloramientos pertenecientes a las Sierras de la Gamoneda y de Parada, situados al SO de Puebla de Sanabria, que ofrecen un afloramiento continuo.

Las relaciones microtexturales en rocas metapelíticas indican que el crecimiento de porfiroblastos sin-M2 es contemporáneo al desarrollo de la foliación S2, aunque buena parte de la deformación D2 postdata el pico metamórfico regional. Es decir, el metamorfismo varisco de baja P/alta T fue sincrónico con la formación de las fábricas no coaxiales subhorizontales S2.

La parte estructuralmente más alta, de la cizalla sinmetamórfica, coincide aproximadamente con la entrada de la isograda de la biotita en toda la mitad occidental de la región. La biotita se

La trayectoria para el flanco S asume una parte inicial común, aunque aquí la distena no se habría preservado. Después, entraron sucesivamente en los campos de la andalucita, sillimanita y de nuevo, andalucita, siguiendo una trayectoria progradada aproximadamente isobárica y después una retrograda ligeramente descompresiva, que puede describirse como un tercer evento metamórfico (M3).

6.2.3.- Evolución de la unidad metamórfica inferior (UMI)

Esta unidad abarca la zona de la sillimanita-feldespatos potásico y representa el nivel estructural más profundo aflorante. En la Figura 6.5 se muestra la trayectoria P-T sin-D2 deducida. Las litologías utilizadas fueron los micaesquistos con granate, los gneises bandeados de la Serie de "Viana do Bolo" y los ortogneises cuarzo-feldespáticos del "Ollo de Sapo" y Covelo.

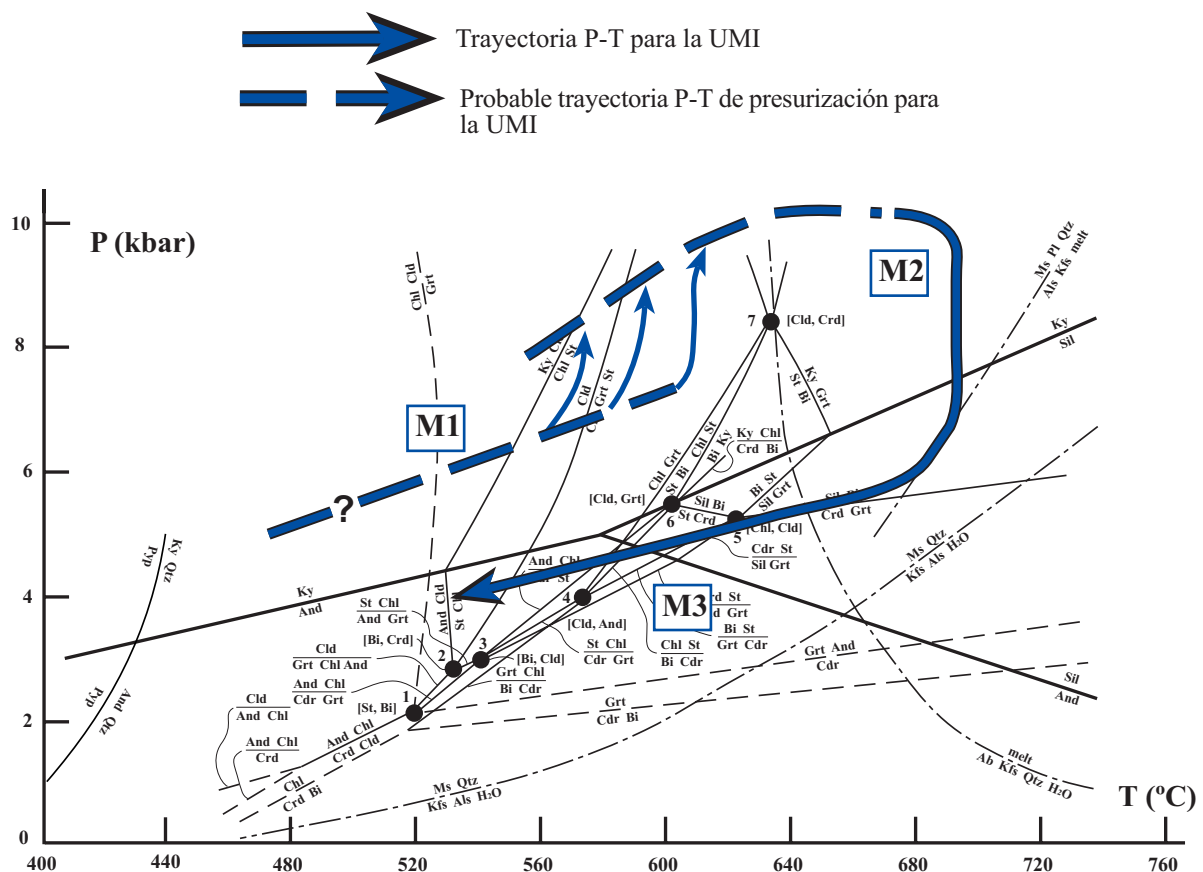


Figura 6.5: Trayectoria P-T deducida para la UMI, incluyendo la trayectoria probable para los estadios precoces del metamorfismo (trazo discontinuo).

La trayectoria inicial muestra una progradación por el campo de la distena, cuyo trazado es hipotético, pero justificado por las abundantes inclusiones de distena en plagioclasas de los gneises bandeados y la existencia de granates anhedrales desestabilizados, cuya transformación a biotita y plagioclasa durante el evento M2 indica la existencia de otro previo, M1, progrado y de presión intermedia. El aumento de presión reflejado en la trayectoria P-T, al igual que para la UMC, se atribuye al emplazamiento de los complejos alóctonos.

Esta primera parte de condiciones progradadas fue seguida de una trayectoria descendente casi isotérmica, pasando al campo de la sillimanita para luego seguir un recorrido descendente con poca pendiente por el campo de la andalucita, hasta la facies de los esquistos verdes (M3).

6.2.4.- Interpretación de la evolución metamórfica

El conjunto de las trayectorias deducidas para las tres unidades metamórficas se muestra en la Figura 6.6. La trayectoria para la UMI es característica de la evolución de una corteza engrosada por una colisión continental, y está justificada por la aparición precoz de distena, estauroлита y granate. No es ninguna novedad, puesto que en todo el NO peninsular se describe la presencia de distena desarrollada en los inicios del metamorfismo y que suele encontrarse como relicta en los porfiroblastos de andalucita (ATHERTON *et al.*, 1974; MARTÍNEZ Y ROLET, 1988), y que en esta zona se encuentra como relicta en porfiroblastos de plagioclasa.

Además, dentro de los micaesquistos con granate de la Serie de "Viana do Bolo", los núcleos de los granates parcialmente re-absorbidos en estas rocas contienen agujas de rutilo, mientras que fuera de ellos sólo se encuentra ilmenita. Las agujas de rutilo pueden representar estadios del evento metamórfico de presión intermedia. También hay que tener en cuenta que los granates estudiados en las muestras 266-76 (gneises bandeados) y 266-22 (micaesquistos con granate), muestran perfiles que indican que se han desarrollado en condiciones de aumento de presión y donde la temperatura disminuye o se mantiene constante, como queda reflejada en la trayectoria P-T. Esto puede estar relacionado con el emplazamiento de los complejos alóctono, que en estos momentos se estarían situando encima de los materiales de la región de Sanabria.

La evolución posterior incluye una descompresión drástica, marcada por la desestabilización de granate y rutilo, y la fusión parcial de los materiales pelíticos y gnéisicos, que asignamos al evento M2.

La trayectoria para la UMC discurre al principio paralela a la de la UMI, como correspondería a rocas que experimentan también el engrosamiento colisional pero situadas a relativamente poca profundidad. La presencia de distena en el flanco N del Antiforme de Sanabria nos refleja un considerable aumento de la presión, que puede considerarse coetáneo con el aumento de presión que sufre la UMI, marcado por el desarrollo de los granates estudiados en las muestras 266-76 y 266-22, y que puede reflejar el emplazamientos de los complejos alóctonos. Sin embargo, en la UMC abandonan su trayectoria ascendente, de presurización progresiva, para seguir una de fuerte calentamiento casi isobárico, cuyo pico térmico se acerca al de la trayectoria de la UMI. Este tipo de trayectorias es característico del bloque superior de despegues

extensionales de escala cortical, y permite interpretar la segunda fase de deformación varisca y el metamorfismo M2 en clave de colapso gravitacional y re-equilibrio de la corteza orogénica.

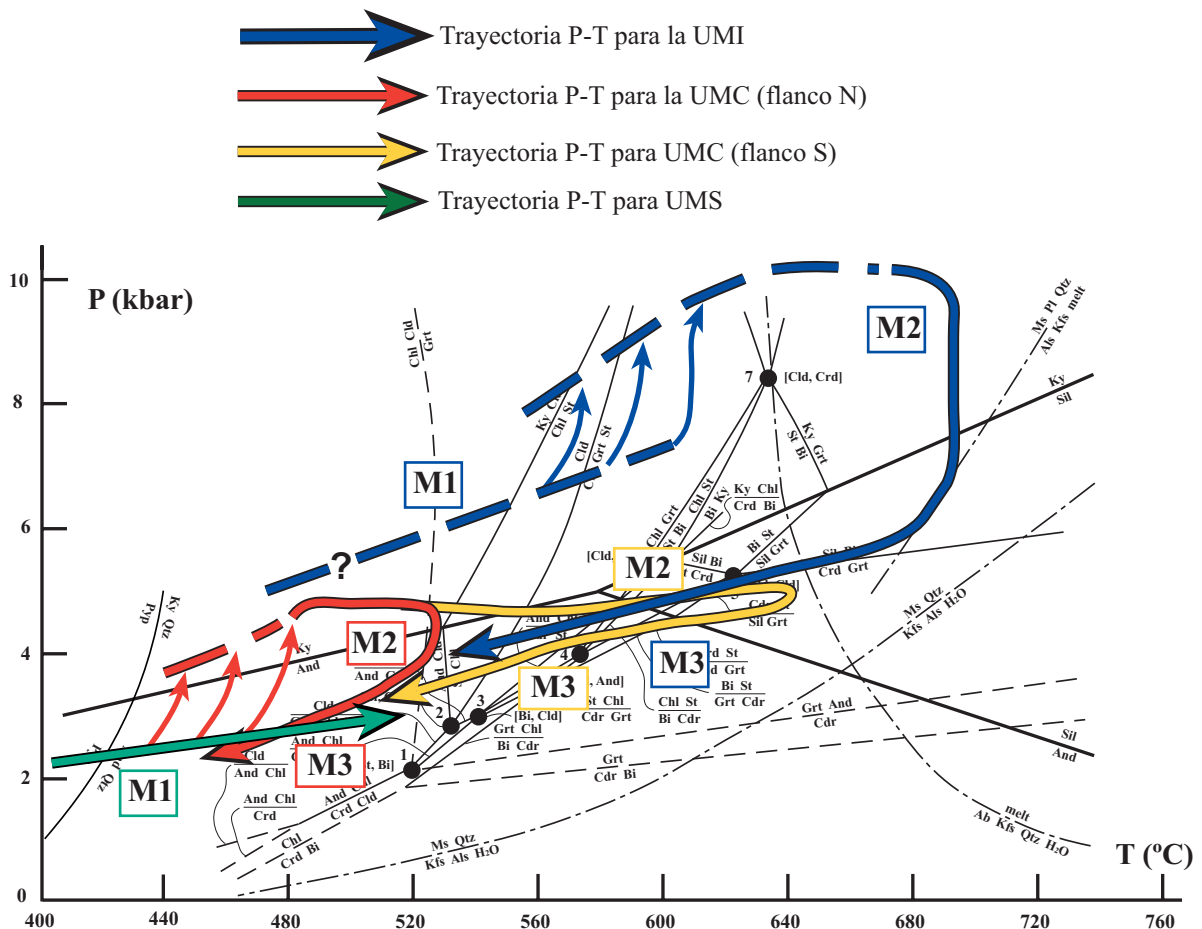


Figura 6.6: Trayectorias P-T inferidas para las tres unidades metamórficas. Estabilidad de los polimorfos Al_2SiO_5 según POWELL Y HOLLAND (1990).

La razón del fuerte calentamiento hay que buscarla en el ascenso de rocas calientes desde zonas profundas de la corteza, que en principio puede estar relacionado con un despegue extensional, pero también con el flujo viscoso de rocas parcialmente fundidas como las que constituyen la UMI.

Lo anterior es válido para la UMC en el flanco S del Antiforme de Sanabria. En el flanco N, el calentamiento isobárico es menos evidente en los metasedimentos de las Capas de Los Montes, pero lo es en las zonas más profundas, y eso puede explicarse por una cierta oblicuidad entre la base de la formación ordovícica y las zonas más calientes en ascenso, que estarían algo más profundas hacia el N. Una vez alcanzado su pico térmico, la trayectoria del flanco S de la UMC muestra una retrogradación coincidente con la de la UMI, el evento metamórfico M3, que implica el cese del movimiento diferencial entre ambas unidades y el comienzo de su evolución posterior durante la deformación D3, caracterizada por descompresión y enfriamiento simultáneos.

Esa última parte de la historia fue probablemente más compleja de lo que la trayectoria, dibujada esquemáticamente, sugiere, al menos localmente. En efecto, cabe esperar nuevos episodios de calentamiento en relación con la intrusión de los granitoides, y también una despresurización limitada, pero rápida, en el bloque levantado de la Falla de Chandroiro.

CAPÍTULO 7

ROCAS PLUTÓNICAS VARISCAS

7.- ROCAS PLUTÓNICAS VARISCAS

Una característica de la ZCI es la abundancia de batolitos graníticos, distribuidos a lo largo de una banda de 400 km de ancho (Figura 7.1). La mayor parte de los batolitos se formaron entre 325 y 300 Ma (BEA *et al.*, 2003), aproximadamente 30 a 50 Ma después de la colisión varisca (FERREIRA *et al.*, 1987). En su mayor parte, están compuestos por granitoides peraluminosos, ricos en K⁺. El volumen de rocas máficas asociadas es muy escaso, y no son cogenéticas con los granitoides (BEA *et al.*, 1999).

En relación con la Orogenia Varisca, se produjo la génesis y emplazamiento de un gran volumen de rocas graníticas en el NO peninsular. Los primeros intentos de estudio y clasificación fueron realizados por SCHULZ (1835) y por PARGA PONDAL (1956). CAPDEVILA (1969), en su trabajo sobre Galicia oriental, propuso una clasificación de los granitos que sirvió de base para clasificaciones posteriores, no sólo de los granitos del NO, sino de todo el Macizo Ibérico. Esta primera clasificación está sintetizada en la Figura 7.2. Como puede observarse en ella, quedan establecidos cuatro grupos (G1 a G4), así como su nivel de emplazamiento asociado a las distintas isogradas metamórficas y sus edades de intrusión. En líneas generales, esta clasificación sigue vigente actualmente.

De las clasificaciones posteriores del conjunto de granitoides variscos, una de las más extendidas es la propuesta por CAPDEVILA y FLOOR (1970), basada en criterios petrográfico-geoquímicos, que surge de los trabajos del primero en Galicia oriental (CAPDEVILA, 1969) y que fue ligeramente modificada con posterioridad por CAPDEVILA *et al.* (1973). La clasificación de CAPDEVILA y FLOOR (1970) contempla la existencia de dos series geoquímicamente diferentes, pero con algunos puntos de convergencia:

- 1.- Serie de los granitoides alcalinos de dos micas (G2 y G3 de CAPDEVILA, 1969).
- 2.- Serie de los granitoides calcoalcalinos de biotita dominante, en la que se distinguen dos subgrupos:
 - A.- Granodioritas precoces en macizos alargados (G1 de CAPDEVILA, 1969).
 - B.- Granodioritas y granitos tardíos en macizos circunscritos (G4 de CAPDEVILA, 1969).

La serie de los granitos alcalinos de dos micas está relacionada con el metamorfismo regional varisco que provoca procesos de anatexia en niveles suficientemente profundos del orógeno. Constituye una serie palingenética que comprende desde migmatitas y granitos migmatíticos autóctonos hasta granitos de dos micas alóctonos y homogéneos.

El otro grupo de granitoides gallegos constituye una serie calcoalcalina con biotita dominante que comprende granodioritas, granitos, cuarzdioritas y productos diferenciados ácidos. Según los autores anteriores, su génesis es independiente del metamorfismo regional y de los procesos de migmatización variscos. Proviene de la parte profunda de la corteza y se emplazaron, con anterioridad a las últimas deformaciones variscas. Son conocidos como

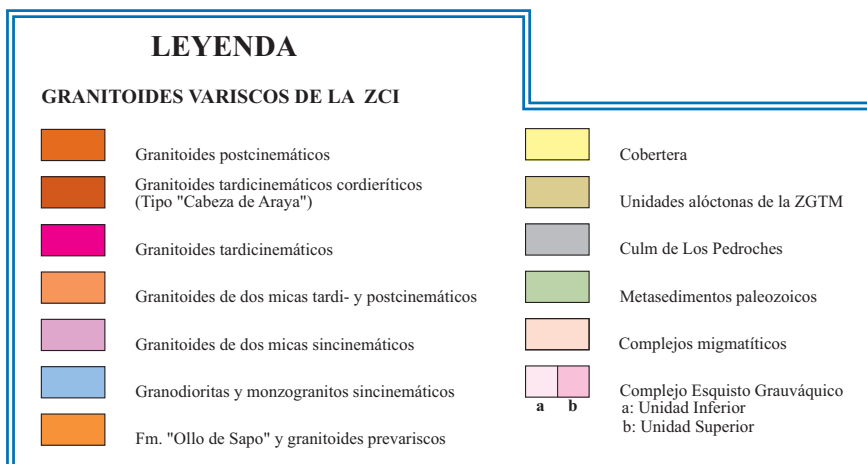
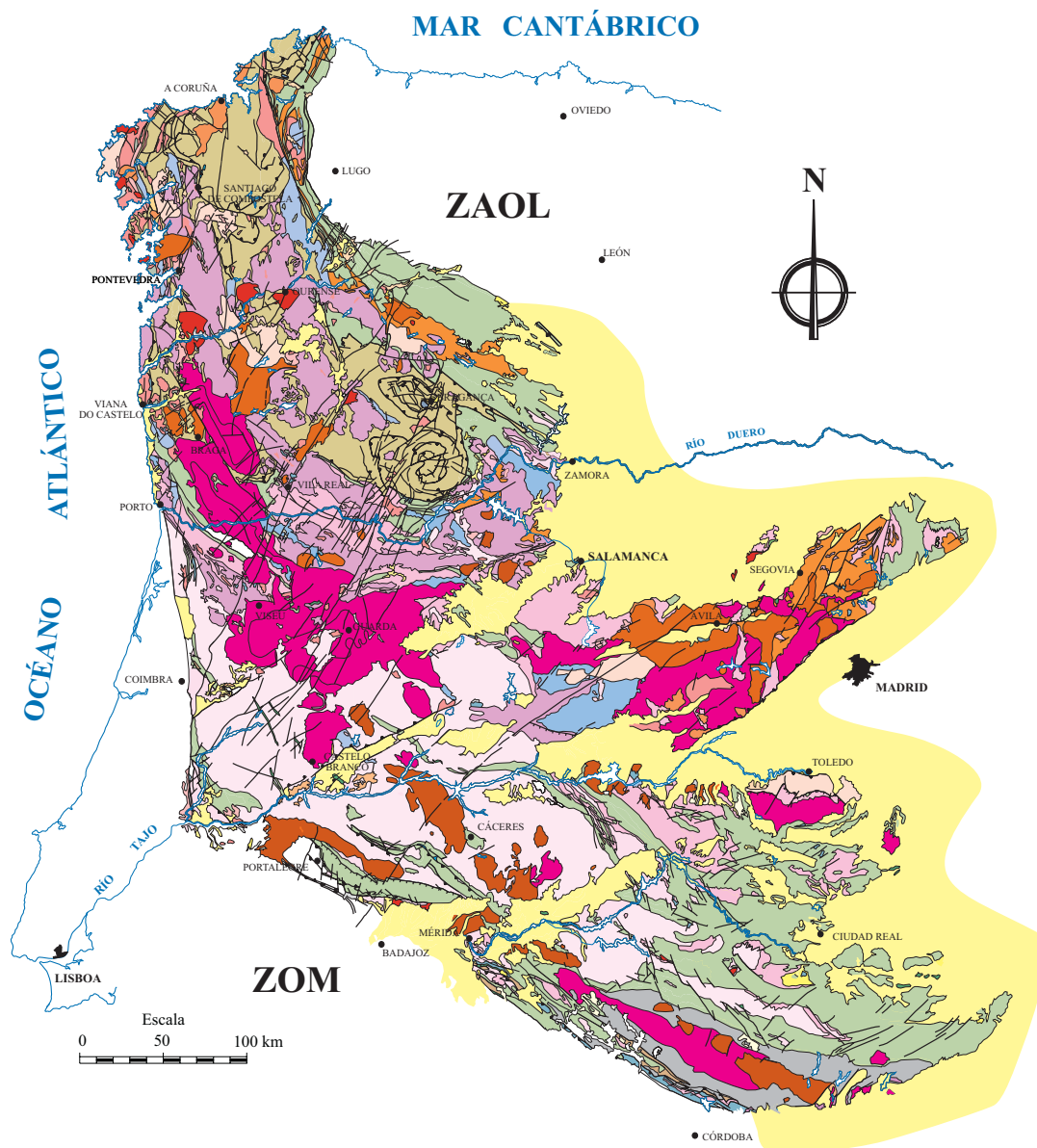
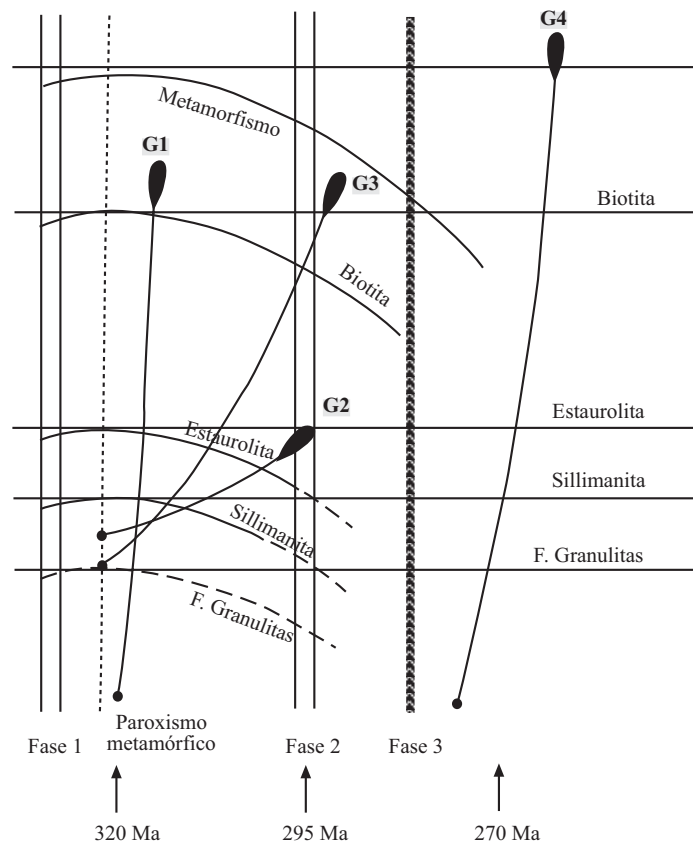


Figura 7.1: Esquema geológico del conjunto de los granitoides pertenecientes a la ZCI. Modificado a partir de RODRÍGUEZ FERNÁNDEZ *et al.* (2004).

Figura 7.2: Cuadro esquemático propuesto por CAPDEVILA (1969, Figura 102, página 386) que servirá como punto de partida para las futuras clasificaciones de los granitoides del NO peninsular. Las líneas horizontales indican el inicio de las zonas metamórficas. Las líneas curvas representan las isograsas y corresponden a la evolución de las condiciones metamórficas en el curso del tiempo. G1 a G4 representan los granitoides, la zona donde se han emplazado y su edad de intrusión; los puntos con los que están unidos indican el lugar y la edad en la que se han producido los procesos de generación de los fundidos graníticos.



granodioritas precoces en macizos alargados, ejemplos de ellos son los macizos de Chantada-Taboada, Bayo y Negreira. Con posterioridad se emplazaron las granodioritas y granitos en macizos circunscritos, en cuyo grupo se incluyen, entre otros muchos, plutones como La Tojiza, Lugo y Porriño y pueden llevar asociados inclusiones ígneas de carácter básico o intermedio.

Posteriormente, CAPDEVILA *et al.* (1973), extendieron la clasificación de granitos a todo el varisco peninsular y sustituyeron el término de serie de los granitoides alcalinos de dos micas por el de granitoides palinogénicos, o de origen mesocortical, y el de la serie de los granitoides calcoalcalinos con biotita dominante por el de granitoides híbridos de origen infra o basicortical. Sin embargo, las variaciones terminológicas no implican un cambio sustancial en las tipologías graníticas que integran cada serie.

En el NO de Galicia, PABLO MACIÁ (1981) propuso una clasificación en tres grupos que a grandes rasgos coincide con la establecida por CAPDEVILA Y FLOOR (1970), pero que difiere en que su denominación no tiene implicaciones genéticas y, además, tiene en cuenta la evolución tectónica de la región. Este autor distingue:

- 1.- Granodioritas precoces.
- 2.- Granitos de dos micas y granitoides inhomogéneos.
- 3.- Granitos tardíos.

BELLIDO MULAS *et al.* (1987), en un estudio realizado por el IGME sobre las rocas graníticas de Galicia, ponen de manifiesto la existencia de diversos plutones de carácter complejo, que incluyen rocas que por sus características pertenecerían a series diferentes. En base a la relación de los plutones con las fases de deformación, su nivel de emplazamiento y características petrológico-mineralógicas fundamentales, proponen una clasificación que queda reflejada en la Tabla 7.1.

Granitoides sincinemáticos	Emplazamiento relativamente profundo	A: Dos micas B: Inhomogéneos C: Biotíticos
	GRUPO 1	
Granitoides postcinemáticos	Emplazamiento somero	
	GRUPO 2	
	Emplazamiento somero	A: Dos micas B: Biotíticos C: Biotítico-anfibólicos
	GRUPO 3	

Tabla 7.1: Clasificación esquemática propuesta por BELLIDO MULAS *et al.* (1987) para los granitoides de Galicia.

Los granitoides sincinemáticos agruparían la serie de los granitoides alcalinos de dos micas y las granodioritas precoces en macizos alargados de la serie de los granitoides calcoalcalinos con biotita dominante, de la clasificación de CAPDEVILA Y FLOOR (1970), es decir, los granitoides G1, G2 y G3 de CAPDEVILA (1969). Los granitoides postcinemáticos incluyen esencialmente a las granodioritas y granitos tardíos en macizos circunscritos de la serie de los granitoides calcoalcalinos con biotita dominante, o G4 de CAPDEVILA (1969).

Otra clasificación es la propuesta por LÓPEZ PLAZA y MARTÍNEZ CATALÁN (1987) que intenta abarcar todo el conjunto de granitoides del ciclo varisco del Macizo Ibérico y, aunque tiene ciertos puntos de convergencia con la anterior, considera un espectro de criterios más amplio:

- 1.- Petrológico-mineralógicos (leucogranitos, granitoides biotíticos, rocas intermedias y básicas).
- 2.- Emplazamiento relativo (autóctono, subautóctono, alóctono).
- 3.- Estructurales (deformación regional y fábrica interna de las masas magmáticas).
- 4.- Magmatológicos (zonación composicional a escala de macizo y polaridad magmática).

Según estos criterios, y desde un punto de vista estadístico, estos autores distinguen un magmatismo precoz, anterior a 300 Ma, y uno tardío, de 280-290 Ma, de acuerdo con edades absolutas de SERRANO PINTO (1983) y SERRANO PINTO *et al.* (1987).

El magmatismo precoz correspondería a leucogranitos concordantes, con una zonación longitudinal, polaridad lateral, fábrica planolinar y trayectorias longitudinales atribuidas a cizallamientos dúctiles de tercera fase. El magmatismo tardío correspondería a granitoides

biotíticos (porfídicos), alóctonos, de forma circunscrita, zonación concéntrica, polaridad centrípeta y fábrica isótropa. En esta clasificación, los autores matizan que del grupo precoz no todas las unidades son leucogranitos, sino que un 35% lo constituyen granitoides biotíticos, equivalentes a las denominadas granodioritas precoces. Como en la clasificación de BELLIDO MULAS *et al.* (1987), en ésta el magmatismo precoz comprende todas las variedades graníticas consideradas por CAPDEVILA y FLOOR (1970) y CAPDEVILA *et al.* (1973), salvo las granodioritas y granitos tardíos en macizos circunscritos de la serie de los granitoides calcoalcalinos con biotita dominante, o G4 de CAPDEVILA (1969), que constituirían el magmatismo tardío.

Posteriormente, BELLIDO *et al.* (1992), en base a un estudio de geoquímica sobre más de 600 análisis de granitoides de Galicia, ponen de manifiesto la escasez de rocas auténticamente granodioríticas y el carácter peraluminico prácticamente generalizado del conjunto granítico. Asimismo, los datos petrológicos y geoquímicos considerados ponen en evidencia que no existen diferencias significativas que apoyen la existencia de granitoides generados a partir de materiales originales de naturaleza muy contrastada. Los datos disponibles sobre las relaciones isotópicas iniciales $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ en estos granitoides definen un espectro de variación relativamente amplio, pero que en la mayoría de los casos son propios de materiales de origen cortical.

Dentro de la zona de estudio se encuentran diversos cuerpos plutónicos, que aunque no son el tema principal de este trabajo, se han diferenciado en el mapa geológico y representan un porcentaje sustancial de la superficie de la zona estudiada. Inicialmente, los cuerpos graníticos estaban prácticamente indiferenciados, y es a partir de la realización de los proyectos *Estudio geológico aplicado a la investigación de recursos mineros de materias primas en las comarcas de El Bierzo, La Cabrera, Sanabria y Valdeorras* (Proyecto FEDER-CICYT 1FD97-0959-C03-01) y *Estudio geológico a escala 1:50.000 de las hojas del mapa topográfico nacional 272 y 159, y realización de las hojas a escala 1:200.000 núms. 18 y 19* (IGME), cuando se diferencian una serie de macizos graníticos, lo cual hace que esta zona se sitúe al nivel de conocimiento de otras zonas del NO.

En general, se pueden distinguir los dos grandes grupos identificados en todo el NO de la Península: granitoides sincinemáticos y granitoides tardíos y postcinemáticos. Con respecto a las deformaciones, los macizos del primer grupo están siempre afectados en distinto grado por las estructuras asociadas a las fases de deformación D2 y D3, encontrándose cuerpos con texturas que varían desde ortognéicas hasta débilmente deformadas. El segundo grupo de granitoides corta de forma clara las estructuras desarrolladas durante las principales fases de deformación varisca.

Para CAPDEVILA (1969), en el Dominio del Manto de Mondoñedo, la zona de la estauroлита define un "plateau" dentro del cual afloran todos los granitoides sincinemáticos. Este hecho también es válido para esta zona, así como para el vecino Sinforme de Verín (FARIAS, 1990).

Todos los cuerpos graníticos afloran en la mitad occidental de la zona, es decir, dentro del área metamórfica de grado medio y alto. En la Figura 7.3 se han representado los cuerpos plutónicos individualizados, y que se describen a lo largo del capítulo.

Como todas las demás clasificaciones de los granitoides del NO Peninsular, descritas anteriormente de forma breve, la clasificación utilizada en este trabajo se basa inicialmente en la de CAPDEVILA (1969), pero se ha seguido los criterios aplicados por BELLIDO *et al.* (1987) y basados en

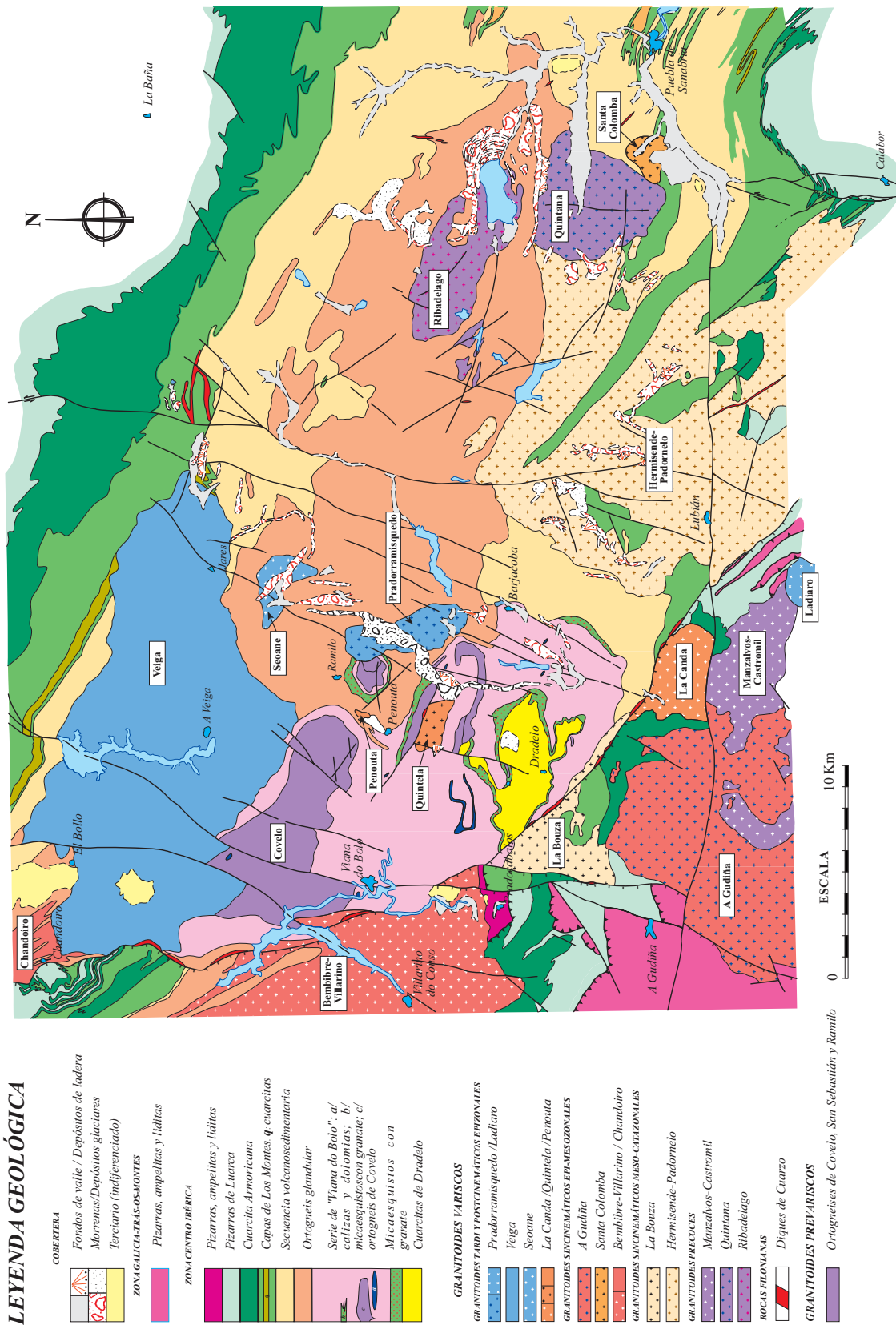


Figura 7.3: Esquema geológico de la mitad occidental de la zona de estudio, con la denominación de los macizos graníticos diferenciados.

BUDDINGTON (1959), en los que se aplican criterios basados en las relaciones con los materiales encajantes (nivel de emplazamiento), las relaciones con respecto a los principales eventos deformativos de la Orogenia Varisca y las características petrológico-mineralógicas de los distintos macizos. Este tipo de criterios reflejan las características más directamente observables, además de que son de fácil aplicación en otros sectores de la cadena, lo cual ayuda a entender mejor la evolución que ha sufrido el Macizo Varisco.

Así, los granitoides de la zona se han dividido en cuatro grupos, que son:

- 1.- Granitoides precoces
- 2.- Granitoides sincinemáticos meso-catazonales
- 3.- Granitoides sincinemáticos epi-mesozonales
- 4.- Granitoides tardíos y postcinemáticos epizonales

7.1.- GRANITOIDES PRECOCES

Dentro de este grupo se han incluido los macizos de Ribadelago, Quintana y Manzalvos-Castromil. El primero está constituido por granodioritas y tonalitas, mientras que los otros dos están formados por monzogranitos biotíticos con moscovita y tienen carácter porfídico.

Por lo general, este tipo de macizos son alargados, de forma paralela o subparalela a las estructuras regionales del orógeno varisco. En casi todos ellos la biotita es la mica dominante, si bien en ocasiones la moscovita llega a ser muy abundante, y se caracterizan por presentar texturas porfídicas. El emplazamiento es contemporáneo con el metamorfismo regional y son ligeramente anteriores a la intrusión de los granitos de dos micas. Estos macizos constituyen cuerpos bien delimitados, que suelen presentar fenómenos de hibridación con los magmas peraluminicos. Otra característica importante es que afloran en las zonas de alto grado metamórfico.

7.1.1.- Macizo de Ribadelago

Se trata de un complejo plutónico que se localiza en la provincia de Zamora, entre el Lago de Sanabria y las inmediaciones de Porto. El afloramiento principal tiene una forma elíptica grosera, con su terminación NO adelgazada y apuntada, y su extremo SE subredondeado. Tiene una extensión aproximada de 20 km² y un eje mayor con una longitud de 11 km en dirección N 115°E, con una anchura máxima de 3 km. Al NO, y sobre todo al S, se encuentran diversos cuerpos menores y apófisis, cuyos afloramientos tienen superficies que no suelen sobrepasar 1 km² y formas irregulares, pero en general elongadas en la misma dirección del cuerpo principal.

Este complejo plutónico ha intruido en los ortogneises glandulares migmatizados. Los contactos suelen ser bastante netos pero intrincados y cortan a la foliación y al bandeo estromático plegado de los gneises. No obstante, tanto los granitoides como los materiales encajantes están afectados por deformaciones de cizallas variscas, y los procesos de disgregación de los ortogneises migmatizados y de mezcla, con movilizados y granitoides migmatíticos, indican

que el emplazamiento de los materiales plutónicos se ha producido no muy alejado del pico metamórfico de bajas presiones que ha ocasionado la migmatización de los ortogneises glandulares. Localmente, se observa en algunas zonas de contacto el desarrollo de un entramado de diques deformados de tonalitas-granodioritas que cortan a los ortogneises migmatizados y que arrastran enclaves más o menos desestructurados de los mismos, y nódulos y schlieren de biotita que proceden de la disgregación de los niveles micáceos que definen la foliación. Este tipo de relaciones puede observarse en las inmediaciones de la central eléctrica de Moncabril y al N de San Martín de Castañeda, en la carretera que va a la Laguna de los Peces. En esta última zona puede verse cómo las granodioritas se mezclan con los fundidos procedentes de la migmatización de los ortogneises, a la vez que forman diques que los cortan formando ángulos variables con el bandeo estromático.

Las características litológicas de este complejo son bastante heterogéneas, debido en gran parte a que en él se incluyen granitoides relativamente básicos de origen alóctono profundo, granitos y leucogranitos migmatíticos autóctonos y para-autóctonos y toda una serie de granitoides híbridos. Por otra parte, esta heterogeneidad se encuentra acentuada por causa de la deformación y del emplazamiento en condiciones catazonales, que facilitan los procesos de mezcla y distorsionan y complican las texturas y estructuras originales magmáticas.

La facies más representativa, y ampliamente representada, está constituida por granodioritas y tonalitas de grano medio a medio-fino, equigranulares o algo heterogranulares, de color gris medio a gris oscuro y variablemente foliadas. En estas rocas, la biotita tiende a formar plaquitas finas (ala de mosca) que destacan sobre el resto de los minerales y, ocasionalmente, se pueden encontrar pequeños megacrystales de feldespatos potásicos. La foliación puede ser localmente muy penetrativa y sus directrices más frecuentes fluctúan entre N 100°E y N 120°E con buzamientos comprendidos entre 70° y 60° al S. Esta estructuración es debida a los efectos de una deformación por cizalla dextra que ha actuado sobre el conjunto intrusivo y los materiales encajantes en una etapa en la que los materiales plutónicos no estaban completamente consolidados, pudiendo observarse tanto deformaciones minerales como estructuras de flujo magmático concordantes con las deformativas.

También se encuentran tonalitas biotíticas de grano fino, texturas microgranudas y color gris oscuro, en las que pueden apreciarse heterogeneidades que pueden definir un bandeo difuso y discontinuo, que corresponden a diferencias en el tamaño de grano o en el contenido en biotita. Asimismo, en este tipo de rocas se pueden observar localmente heterogeneidades ocasionadas por procesos de mezcla (“mixing” y “mingling”) entre magmas de distinta composición (Foto 7.1).

Ocasionalmente, y constituyendo masas pequeñas, se encuentran facies tonalíticas porfídicas de grano fino con abundantísimos fenocristales subredondeados de plagioclasa con tamaños comprendidos entre 4 y 8 mm.

En el contacto N del cuerpo principal se localiza una estrecha banda de monzogranitos biotíticos porfídicos foliados, con abundantísimos megacrystales tabulares idiomorfos de feldespatos potásicos. Estos megacrystales pueden alcanzar longitudes de hasta 5 cm, aunque predominan los de tamaños iguales o menores a 3 cm, y se encuentran a distancias de 2 a 3 cm entre ellos (Foto 7.2); no obstante la densidad del porfidismo es variable y hay bolsadas y

lentejones de acumulación de megacrystales. La matriz es de grano medio (0,5-3 mm) con la biotita formando láminas finas pequeñas.

La mineralogía principal de los granitoides de la facies más común consta de cuarzo, plagioclasa, biotita y feldespato potásico, que puede quedar relegado a proporciones accesorias. Los minerales accesorios son anfíbol, apatito, circón, opacos, allanita, esfena, monacita y en algunos casos moscovita. Como minerales secundarios se encuentran clorita, sericita, moscovita, opacos, epidota, esfena, epidota-clinozoisita y prehnita. Las texturas más frecuentes son hipidiomórficas de grano medio a fino, con orientación deformativa-fluidal y recristalizaciones de intensidad variable; también hay variedades hipidiomórficas microgranudas. En el borde septentrional del macizo, se encuentran variedades monzograníticas con texturas hipidiomórficas porfídicas orientadas.

Foto 7.1: Procesos de mezcla (“mixing” y “mingling”) entre magmas de distinta composición. Estos afloramientos se encuentran en el cauce del río Tera.



Foto 7.2: Aspecto de la textura del borde N del macizo de Ribadelago, en el cual se localiza una estrecha banda de monzogranitos biotíticos porfídicos, con abundantísimos megacrystales tabulares idiomorfos de feldespato potásico.



7.1.2.- Macizo de Quintana

Este macizo granítico se localiza al Sur del lago de Sanabria. Su afloramiento tiene una forma circular, algo irregular, con unas dimensiones aproximadas de 6 km por 5 km y se asocia a un relieve topográfico bastante abrupto, condicionado por la erosión glacial y fluvial. Puede formar grandes bolos redondeados. Toma su nombre de la aldea de Quintana de Sanabria que se encuentra en el extremo NE del macizo. Está emplazado en ortogneises glandulares al N, mientras que al E ha intruido en los materiales volcanosedimentarios, al S se encuentra en contacto con metasedimentos del Ordovícico Inferior y su contacto O es difuso e intrincado con los granitos de dos micas deformados del macizo de Hermisende-Padornelo. También en su borde oriental está intruido por venas y apófisis de leucogranitos asociados al macizo de Santa Colomba.

La variedad más común corresponde a monzogranitos biotíticos con moscovita porfídicos, con megacristales de feldespato potásico y matriz de grano medio grueso. El porfidismo es heterogéneo con abundantes megacristales tabulares de feldespato potásico que pueden alcanzar hasta 6 cm de longitud, aunque la mayoría oscilan entre 1.5 cm y 3 cm. Estos monzogranitos presentan siempre orientaciones de megacristales y de mica que corresponden a la suma de efectos de flujo magmático y de deformación por cizalla, y algunos megacristales pueden estar deformados. La matriz es, en general, de grano medio-grueso a grueso (2 a 6 mm) y relativamente rica en biotita, con moscovita en proporciones muy subordinadas o accesorias, apreciándose en algunos casos texturas con tendencias plagidiomorfas.

Los minerales principales son cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico, biotita y moscovita. Los minerales accesorios son apatito, circón, opacos, fluorita y anfíbol. Como minerales secundarios se encuentran clorita, moscovita, sericita, clinozoisita, opacos y esfena. Las texturas más comunes son las hipidiomórficas de grano medio-grueso, con porfidismo debido a la presencia de megacristales de feldespato potásico y con orientación deformativa.

7.1.3.- Macizo de Manzalvos-Castromil

Es un conjunto de granitoides que se localiza en el límite meridional de las provincias de Ourense y Zamora, y cuyo extremo suroriental continúa en Portugal (Figura 7.4). Su afloramiento tiene una forma bastante irregular debido a que sobre él intruyen diversas unidades plutónicas (macizos de A Gudiña y Ladiaro) que lo dividen en dos cuerpos principales, y presenta una estrangulación que individualiza un lóbulo noroccidental muy desmembrado y mezclado con los granitos de dos micas de A Gudiña. Este estrangulamiento puede estar condicionado por una importante zona de fractura con directriz aproximada N 20°E que pasa por las inmediaciones de Villanueva de La Sierra y Chaguazoso, en cuya área de influencia se observa una importante degradación de los afloramientos y apreciables recubrimientos por coluviones, suelos y sedimentos cuaternarios. El conjunto del afloramiento tiene una elongación NO-SE con una longitud en la zona española de unos 11 km y una anchura aproximada de 9 km. Este complejo plutónico toma su nombre de las aldeas de Manzalvos y Castromil, situadas en el extremo meridional del mismo.

Este macizo intruyó en pizarras y metasemitas ordovícicas. En algunas filitas del conjunto encajante, se observa la presencia de porfiroblastos de andalucita quiastolítica, con una cierta cola de presión y con aplastamiento de la esquistosidad en torno a ellos. En estas rocas puede también haberse producido blastesis de cordierita de contacto, que está totalmente retrogradada y parcialmente incluida en la andalucita. Asimismo, se aprecia una fuerte recrystalización en mosaico del cuarzo.

Los contactos con los granitos de dos micas de A Gudiña son bastante complejos y en las zonas próximas se encuentran megaenclaves, restos desmembrados y masas de granitoides híbridos que indican que la intrusión de los granitos de dos micas se ha producido en un momento en que el complejo de Manzalvos-Castromil no estaba consolidado. En los contactos con los leucogranitos de Castelo también se localiza una franja decamétrica-hectométrica de mezcla, aunque el grado de complejidad de estos contactos es menor y el macizo leucogranítico tiene un carácter bastante bien circunscrito, lo que indica que su emplazamiento se ha producido en una etapa más tardía y con un mayor grado de consolidación del complejo de Manzalvos-Castromil. El contacto con el macizo de Ladiaro es muy neto; no obstante, en algunos afloramientos de los granitoides tardíos, junto al contacto, se aprecia una incorporación difusa de material procedente de los monzogranitos porfídicos precoces que no se corresponde con una intrusión con fuerte contraste térmico con el encajante.

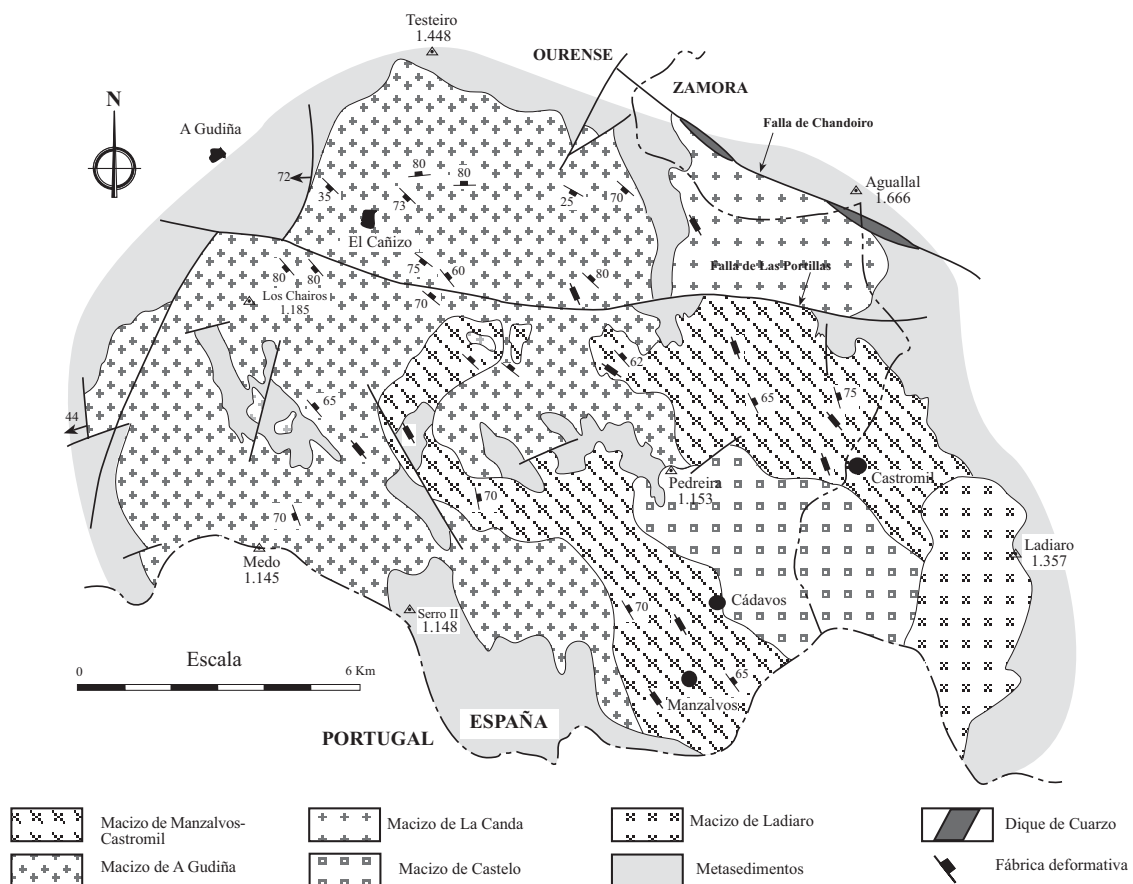


Figura 7.4: Esquema cartográfico de los diversos macizos que se encuentran en el SO de la zona de estudio. Modificado a partir de BELLIDO MULAS *et al.* (2002).

La morfología asociada a este conjunto plutónico y el aspecto de sus afloramientos es muy variada. Así, el cuerpo nororiental, situado entre el puerto de La Canda, la Sierra de Marabón y el Alto de Castelo, presenta un relieve bastante abrupto con buenos afloramientos de roca viva con importantes lanchares, penedos y berrocales de bolos redondeados y de tamaño heterogéneo. El cuerpo meridional se asocia a un relieve más suave con mayores recubrimientos y meteorización, aunque dependiendo de las zonas; también se pueden encontrar lanchares suaves bastante extensos y berrocales de distinta importancia.

Las características litológicas de los granitoides que constituyen este complejo son relativamente heterogéneas, observándose con relativa frecuencia heterogeneidades incluso a escala de afloramiento. No obstante, la práctica totalidad del mismo está constituida por granitos y monzogranitos biotíticos con moscovita, porfídicos, orientados, peraluminicos y de naturaleza alumino-potásica.

En el cuerpo nororiental (Castromil) predominan los monzogranitos biotíticos con moscovita, porfídicos, orientados, con matriz de grano medio a medio grueso. Los megacrístales de feldespato tienen hábitos tabulares (dientes de caballo) y ocasionalmente pueden alcanzar longitudes de más de 8 cm, aunque los más comunes oscilan entre 1 y 3 cm. La densidad del porfidismo es variable, pudiendo definirse bolsadas o bandas de acumulación de megacrístales que se disponen en concordancia con la orientación de los granitos. El tamaño de grano de la matriz suele oscilar entre 1 y 6 mm, apreciándose con frecuencia la orientación de biotita. El contenido en micas puede fluctuar entre un 10% y un 15%. En este macizo es frecuente un porfidismo muy denso, en el que los megacrístales tienen distancias entre ellos inferiores a 3 cm y su disposición orientada les confiere un aspecto traquitoide. Localmente, hay zonas en las que los granitoides tienen un carácter heterogéneo con una matriz de grano medio más fino y porfidismo más ralo en las que son más frecuentes las bolsadas pegmatoides, pudiéndose encontrar en ellos xenolitos metamórficos, más o menos desmembrados, y restos micáceos procedentes de su desestructuración. Este tipo de granitoides se encuentran con relativa frecuencia en el área comprendida entre Castromil y el contacto con el macizo de Ladiaro.

En la zona meridional del complejo (Manzalvos), los granitoides son bastante similares a las variedades previamente descritas, tanto en sus características litológicas como en sus estructuras. En esta zona, como en el cuerpo NE, en los contactos con los leucogranitos de dos micas del macizo de Castelo (Figura 7.4), se desarrolla una franja de mezcla entre ambos granitoides con una anchura decámetro-hectométrica en la que se encuentran granitos de grano fino-medio con megacrístales dispersos, más o menos abundantes, que proceden de la disgregación de los monzogranitos porfídicos y masas de características híbridas o enclaves de granitoides porfídicos de dimensiones muy variables y con bordes difusos. Asimismo, en los afloramientos de los granitoides de Manzalvos-Castromil, próximos a estos contactos, se encuentran abundantes diques y masas de leucogranitos y aplopegmatitas con bordes sinuosos asociados a la intrusión del macizo de Castelo.

En los afloramientos correspondientes al lóbulo NO del complejo, los granitoides son en general más ricos en moscovita y su porfidismo es con frecuencia menos denso, predominando los monzogranitos y granitos de dos micas, porfídicos o con megacrístales más o menos abundantes y orientados. Los megacrístales son tabulares y sus longitudes más frecuentes están comprendidas entre 1 cm y 3 cm y el tamaño de grano de la matriz varía entre medio y medio-grueso. Estos

granitoides pueden estar mezclados con granitos de dos micas y cortados por diques y masas de granitos y leucogranitos de dos micas de grano medio a fino y por aplopegmatitas y también pueden encontrarse como mesoenclaves o megaenclaves con límites difusos e híbridos en los granitos del macizo de A Gudiña, próximos a los contactos con este complejo. Estas variedades y el tipo de relaciones de mezcla y desmembramiento se encuentran muy bien representadas en las inmediaciones de la aldea de Pereiro, en un radio de 1,5 km al E y al SE.

La mineralogía principal consta de cuarzo, plagioclasa (oligoclasa), feldespato potásico, biotita y moscovita. Los minerales accesorios son apatito, circón, opacos, sillimanita, monacita, allanita y rutilo. Como minerales secundarios se encuentran moscovita, sericita, clorita, epidota, feldespato potásico, calcita y esfena. Las texturas son hipidiomórficas inequigranulares porfídicas, de grano medio a medio-grueso, con orientación deformativa y recristalizaciones de intensidad variable.

7.2.- GRANITOIDES SINCINEMÁTICOS MESO-CATAZONALES

En este grupo se han incluido los macizos de Hermisende-Padornelo y de La Bouza; ambos están constituidos por granitos y leucogranitos de dos micas.

7.2.1.- Macizo de Hermisende-Padornelo

Se trata de un complejo, constituido por granitos de dos micas, granitoides migmatíticos y metasedimentos y ortogneises migmatizados, que se localiza en la zona SO de la provincia de Zamora y se extiende por el N de Portugal. Su afloramiento tiene una forma bastante irregular y sus límites son difíciles de establecer, sobre todo en el extremo septentrional, donde es complicado determinar dónde terminan los materiales del complejo y dónde comienza el conjunto de metasedimentos y gneises migmatizados encajantes. Toma su nombre de los pueblos de Hermisende y Padornelo, situados en el entorno del macizo.

En su borde suroeste, intruye en metasedimentos esquistosos ordovícicos de grado medio y alto, afectados por metamorfismo de contacto con blastesis de andalucita. Además, los granitoides están afectados por una intensa deformación de cizalla. En la zona N y O, como ya se ha referido, el contacto es muy intrincado, ya que las rocas de caja son ortogneises glandulares y gneises bandeados. La terminación sureste del macizo en la zona española, tiene un trazado muy irregular, con un complicado sistema de interdigitaciones y megaenclaves, correspondiendo los materiales encajantes a esquistos y pizarras ordovícicos, afectados por metamorfismo de contacto con blastesis de andalucita (quiasolita).

En su conjunto, se trata de un complejo granítico migmatítico meso-catazonal, cuyo emplazamiento es parcialmente simultáneo con el pico metamórfico varisco de bajas presiones y con los eventos deformativos de la tercera fase varisca.

Los afloramientos presentan una topografía con fuertes contrastes de relieve, aunque en general los de roca viva no son muy extensos y se encuentran grandes superficies en las que la meteorización es importante y localmente pueden encontrarse recubrimientos por depósitos glaciares y periglaciares. Por otra parte, no existen contrastes morfológicos marcados entre los granitoides, las rocas migmatíticas y el conjunto metamórfico encajante.

En la zona suroeste del complejo, los granitoides están representados por un conjunto heterogéneo en el que se encuentran granitos y leucogranitos de dos micas heterogranulares de grano fino a medio con abundantes bolsadas y lentejones pegmatíticos, granitos de dos micas de grano medio-grueso a grueso, y, con carácter subordinado, variedades de granitos de grano fino biotítico-moscovíticos de grano fino. Este conjunto de rocas presenta contactos difusos y graduales entre ellas, y es posible encontrar varios tipos entremezclados en un mismo afloramiento. Las heterogeneidades y los cambios de facies se pueden encontrar constituyendo lentejones o masas tabulares de diferente entidad que, en general, son paraconcordantes con las orientaciones de flujo magmático y deformativas, aunque también se encuentran granitoides oblicuos a la estructuración de otras variedades más deformadas. Los distintos tipos litológicos presentan con frecuencia heterogeneidades que pueden manifestarse como bandeados o "schlieren" definidos por distinto contenido en minerales micáceos o diferencias en el tamaño de grano.

Este conjunto heterogéneo presenta una deformación que es especialmente intensa en las inmediaciones de la zona del contacto suroeste, donde los granitoides están gneisificados por la acción de una cizalla con componente normal, asociada al funcionamiento de la Falla de Chandoiro, que eleva el bloque noreste, donde se encuentra este complejo. La intensidad de la deformación decrece progresivamente al alejarse del contacto hacia el NE.

Los granitoides presentan una foliación penetrativa, sin desarrollo de planos de cizalla, con direcciones que varían entre N 130°-135°E y buzamientos de 50°SO. El contacto con los metasedimentos ordovícicos encajantes es bastante complejo y de carácter paraconcordante, aunque discordante en detalle, y en la zona se define un sistema complejo de megaenclaves y enclaves metamórficos con deformación milonítica, intercalados con láminas, filones y apófisis de granitoides gneisificados o fuertemente deformados.

La mineralogía principal de estos granitoides consta de cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, biotita y moscovita. Los minerales accesorios son sillimanita, apatito, circón, monacita y opacos. Los minerales secundarios son clorita, sericita y moscovita. Las texturas pueden ser hipidiomórficas equigranulares o inequigranulares de grano medio-fino a medio-grueso en los granitoides menos deformados. En los casos en los que la deformación es más intensa se observan estructuras foliadas, con recristalizaciones más o menos importantes y definición de texturas porfidoclásticas, gnéisicas oftalmíticas o blastomiloníticas.

7.2.2.- Macizo de La Bouza

Se trata de un complejo constituido por metasedimentos migmatizados y granitoides heterogéneos que forman un macizo de forma vagamente triangular que se localiza al N de A Gudiña (provincia de Ourense). Toma su nombre de la aldea de La Bouza, que se encuentran en su

zona de afloramiento. Tiene una longitud de unos 5 km y una anchura máxima de unos 4,5 km. Su límite occidental es muy neto y está definido por una de las ramas tardías de la Falla de Chandoiro, de dirección submeridiana y buzamiento próximo a 50°O, que pone en contacto a los granitoides y migmatitas de este complejo con metasedimentos pizarrosos y areniscosos de bajo grado metamórfico y de edad ordovícica y silúrica. Buena parte del límite oriental y de techo es, por el contrario, bastante impreciso, debido a las características heterogéneas del complejo y a la naturaleza de los materiales encajantes, que corresponden a esquistos y paragneises migmatizados con abundantes inyecciones y apófisis de granitos y leucogranitos. No obstante, el contacto noreste es de carácter mecánico a favor de la Falla de Chandoiro, con dirección aproximada N 135°E, parte de cuyo trazado está marcado por la inyección de diques de cuarzo.

En la zona del complejo granítico, atravesada por la carretera local entre las aldeas de La Bouza y Solveira, se puede apreciar claramente la naturaleza heterogénea de esta unidad, observándose que los afloramientos más comunes corresponden a un sistema complejo de inyecciones, apófisis y masas graníticas de diferente entidad en un conjunto de esquistos, metasamitas y paragneises variablemente migmatizados que pueden constituir tramos de potencias decamétricas o incluso hectométricas, o bien encontrarse como una serie de mesoenclaves desmembrados en el seno de los granitoides.

Las directrices dominantes de la esquistosidad y la foliación principal de los materiales metamórficos fluctúan entre N 70°E y N 110°E. En el conjunto de metasedimentos que se encuentran en la zona, al sur del arroyo de Salvador (a unos 400 m al S de Pixeiros), son relativamente frecuentes los materiales metasamíticos, mientras que al N de esta zona predominan los esquistos y paragneises biotíticos migmatizados con sillimanita y alta cristalinidad, y así como gneises con un marcado bandeo tectónico definido por alternancias de capas milimétricas cuarzo-feldespáticas y micáceas. Tanto el bandeo tectónico como la esquistosidad de los materiales metamórficos están replegados por la tercera fase varisca, y los granitoides cortan tanto a la esquistosidad como a los pliegues que la afectan. Localmente se encuentran sistemas de inyección capa a capa, pero el sistema de intrusión de los granitoides puede ser tanto paraconcordante como netamente discordante.

Con respecto a la naturaleza de los materiales plutónicos, predominan los granitos y leucogranitos de dos micas, de grano medio-fino, con frecuentes heterogeneidades que pueden estar definidas por diferencias texturales irregulares o bandeadas, por "schlieren" micáceos, por restos de enclaves metamórficos disgregados o por masas y lentejones pegmatíticos de formas y dimensiones muy variables, aunque en general de poca importancia. En la zona noreste del macizo, en el sector atravesado por la carretera que va desde Villardemilo a Villaseco de la Sierra, se observa que los granitoides contienen megaenclaves y restos migmatizados y desestructurados de gneises de la Serie de "Viana de Bolo" y de diversos tipos de granitos y leucogranitos foliados. Estos granitoides están afectados por cataclasis asociada a la Falla de Chandoiro y fuertemente alterados (caolinizados).

La mineralogía principal de estos granitoides consta de cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico, moscovita y biotita, que puede quedar relegada a proporciones accesorias. Como minerales accesorios se encuentran apatito, opacos y circón. Los minerales secundarios son clorita, sericita, moscovita, opacos y rutilo. Las texturas originales son hipidiomórficas de grano medio a fino, o heterogranulares, pero la mayoría de las muestras estudiadas están afectadas por cataclasis

y deformaciones dúctiles-frágiles, relacionadas con el funcionamiento de las fallas de La Bouza y Chandoiro, y a fracturas menores asociadas. En relación con estos procesos de fractura, se produce una importantísima alteración de las rocas afectadas.

7.3.- GRANITOIDES SINCINEMÁTICOS EPI-MESOZONALES

Este grupo está compuesto de granitos y leucogranitos de dos micas, y dentro de él se han incluido los macizos graníticos de Bembibre-Villarino, Chandoiro, Santa Colomba y A Gudiña.

7.3.1.- Macizo de Bembibre-Villarino

Se trata del extremo meridional de una importante alineación plutónica (Queija-Cabeza de Manzaneda), cuyo afloramiento se localiza en la provincia de Ourense (BARRRERA MORATE *et al.*, 1989).

Intruye en los gneises glandulares del grupo "Ollo de Sapo", en el Ortogneis de Covelo, en los esquistos y gneises de la Serie de "Viana do Bolo" y en metasedimentos ordovícicos de grado medio bajo, alternancias de cuarcitas, esquistos y pizarras, pertenecientes a los Montes do Invernadeiro.

El afloramiento granítico presenta unos contrastes de relieve muy acusados, con importantes diferencias de cota debidos al profundo encajamiento del río Vibey y de sus tributarios Conso y Camba. No obstante, los afloramientos plutónicos están en general bastante degradados, con la superficie recubierta por importantes mantos de alteración en zonas bastante extensas, encontrándose, en general, las rocas de los afloramientos alteradas.

En el extremo septentrional de la zona estudiada, que se encuentra junto al contacto oriental de la alineación plutónica, los granitos están en contacto con ortogneises glandulares de la Formación "Ollo de Sapo". En este sector es problemático determinar con precisión la naturaleza de los contactos, ya que tanto los granitoides como los ortogneises están afectados por una intensísima deformación de cizalla dextra, encontrándose planos C con directriz N 147°E/78°E y con lineaciones de estiramiento según N 147°E/8°N. En este sector, las rocas están fuertemente deformadas y transformadas en gneises leucograníticos de grano medio a medio-grueso, con la moscovita muy triturada y deformada, y con la biotita totalmente degradada.

En las inmediaciones del contacto, se encuentra incluida en el macizo plutónico una lámina de ortogneises glandulares milonitizados de algunos cientos de metros de potencia que están cortados por filones de leucogranitos de grano fino foliados. Los granitoides de esta zona tienen texturas gnéisicas planolineares o porfidoclásticas y son muy leucocráticos, moscovíticos o moscovítico-biotíticos con escasa biotita muy degradada. A unos 700 m al O-SO, se aprecia que la intensidad de la deformación disminuye sensiblemente y que los granitos son de dos micas, más ricos en biotita, de grano medio a medio-grueso (1-6 mm), foliados. La foliación tiene una directriz N 130°E/60°O y no se observan planos de cizalla.

Más al SE, en el corte de la carretera de Viana do Bolo a Villarino de Conso, los granitoides se encuentran en contacto mecánico con gneises bandeados estromáticos de la Serie de "Viana do Bolo". Este contacto es de carácter neto y en la zona se observan planos de cizalla N 145°E/52°SO, planos de esquistosidad N 140°E/35°SO y lineaciones E-O/45°O, asociadas a la Falla de Chandoiro, que afectan a granitoides de dos micas, inhomogéneos y de grano fino-medio, que presentan texturas gnéisicas miloníticas. También en esta zona se encuentran variedades de granitos de dos micas muy leucocráticas, con pequeños cristales de moscovita, fuertemente deformados. Más hacia el O, la litología corresponde a granitos de dos micas de grano medio a medio fino (1-3 mm) en los que se aprecia la superposición de estructuras asociadas a desgarre y a falla normal. En sectores más alejados, la deformación disminuye progresivamente y las rocas corresponden a granitos biotítico-moscovíticos de grano medio (1-4 mm), algo heterogéneos, orientados o foliados y que pueden tener plaquitas finas de biotita y moscovita de mayor tamaño que el resto de los minerales. Estas rocas presentan en general un grado de meteorización considerable.

En el extremo S del afloramiento granítico, en el sector más oriental, se encuentran granitos y leucogranitos de grano medio (1-4 mm), gneisificados e intensamente caolinizados y teñidos por óxidos de hierro que con frecuencia definen anillos de Liesegang. También hay variedades de granitos de dos micas de grano algo más grueso (1-6 mm) con texturas protoaugen. En el conjunto encajante se encuentran metasedimentos filítico esquistosos con texturas nodulosas y filitas o pizarras mosqueadas y con grandes porfidoblastos alterados.

Al S de Bembibre, el contacto es discordante y está localmente mecanizado, con el desarrollo de alguna banda de rocas de fractura. Aquí, los granitos son de grano medio, orientados y con proporciones equilibradas de biotita y moscovita. Al N de la referida localidad, los granitos son de grano medio, heterogéneos con foliación N 130° a 135°E/45° a 50°SO, encontrándose también variedades de grano más fino y más leucocráticas y otras de grano fino, sacaroideas, muy deformadas y con grumos irregulares de turmalina. Los afloramientos en esta zona son bastante escasos con extensas zonas arenizadas y tienen superficies irregulares; las rocas están en general bastante meteorizadas o localmente caolinizadas.

La mineralogía principal consta de cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, moscovita y biotita, que puede quedar relegada a proporciones accesorias. Los minerales accesorios son apatito, circón, sillimanita, opacos y monacita. Como minerales secundarios se encuentran clorita, sericita, moscovita, opacos, rutilo, esfena y óxidos de hierro. Las texturas son hipidiomórficas inequigranulares, de grano medio-fino a medio-grueso, con distintos grados de orientación deformativa y recristalización. En las variedades más deformadas se observan texturas gnéisicas blastomiloníticas, a veces oftalmíticas o porfidoclásticas.

7.3.2.- Macizo de Chandoiro

Se trata de un sistema complejo de cuerpos graníticos que se localiza en la parte NO de la zona de estudio, donde se encuentra la aldea de Chandoiro, de la cual toma el nombre. Constituye una serie de láminas y apófisis de tamaño variable que intruye en los ortogneises glandulares, cuyos afloramientos se concentran en una extensión de unos 12 km². El extremo septentrional del complejo, no representado en el mapa geológico, está recubierto por sedimentos detríticos

terciarios. El borde meridional lo marca la intrusión del macizo de Veiga; el contacto occidental con los metasedimentos ordovícicos es de carácter mecánico, definido por la Falla de Chandoiro, y el límite oriental es de carácter intrusivo sobre los ortogneises del "Ollo de Sapo". El relieve asociado a los afloramientos de este conjunto granítico es muy abrupto y está determinado por el profundo encajonamiento del Río Xares, pero el contraste morfológico de los granitoides con los ortogneises es prácticamente inapreciable, debido a las características de los materiales encajantes y a la fuerte deformación de los materiales plutónicos.

Los materiales más representativos de este conjunto corresponden a granitos y leucogranitos de dos micas, heterogéneos, de grano medio o heterogranulares, de colores grises claros o blanquecinos, y con frecuentes lentejones o venas pegmatíticas. El contenido en micas y la proporción entre biotita y moscovita es bastante variable. Estos granitoides están fuertemente deformados y con frecuencia presentan aspecto gnéisico, con textura planar o plano-linear, con foliaciones cuyas directrices varían en la mayoría de los casos entre N-S y N 140°E, con buzamientos de componente al O. Estas deformaciones están en gran parte asociadas al funcionamiento de la Falla de Chandoiro, que eleva el bloque oriental en el que se encuentra este macizo, pero también se observan deformaciones asociadas a desgarres, habiéndose observado localmente planos de cizalla dextrógira, con direcciones según N 150°E a N 165°E, subverticales y con lineaciones de estiramiento según direcciones N 150° a 165°E/10° a 20°NO.

La mineralogía principal consta de cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, moscovita y biotita. Los minerales accesorios son apatito, opacos, granate, circón y sillimanita. Como minerales secundarios se encuentran clorita, sericita, opacos y rutilo. Las texturas son con frecuencia alotriomórficas, con intensa orientación deformativa y recristalización, no siendo raro encontrar granitoides blastomiloníticos. También se encuentran variedades porfidoclasticas u oftalmíticas, con abundante matriz triturada, recristalizada y foliada, y tipos porfídicos, con fenocristales bien contrastados frente a una matriz de grano fino, con intensa deformación.

7.3.3.- Macizo de Santa Colomba

Está representado por unos afloramientos leucograníticos que se encuentran en la provincia de Zamora y toma su nombre de la aldea de Santa Colomba de Sanabria. En su mitad N ha intruido en materiales epiclásticos pertenecientes a la Formación "Ollo de Sapo", mientras que en la mitad S lo hace sobre materiales del Ordovícico Inferior, ambos afectados por el metamorfismo regional en grado bajo y con la esquistosidad principal replegada por la 3ª fase de deformación varisca. Los afloramientos se encuentran en una planicie y están bastante degradados y recubiertos por materiales edáficos y sedimentos fluvio-glaciares, por lo que las posibilidades de observación son bastante limitadas y no se han podido estudiar las relaciones de contacto con los materiales encajantes.

Los tipos litológicos más comunes corresponden a leucogranitos moscovíticos de grano medio (1-5 mm) a medio-fino, equigranulares y con orientación deformativa débil. Es relativamente común la presencia de turmalina en proporciones accesorias, que en algunos casos pueden formar pequeños grumos policristalinos o nódulos irregulares incipientes con tamaños de

hasta 1 cm. También en algún caso se ha observado la presencia de minerales fuertemente alterados y de color negruzco, que posiblemente corresponden a granates.

Los minerales principales son cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa y moscovita, encontrándose como accesorios biotita y apatito. Los minerales secundarios son sericita, clorita y óxidos de hierro. Las texturas son débilmente hipidiomórficas o alotriomórficas, de grano medio, algo heterogranulares, deformadas.

7.3.4.- Macizo de A Gudiña

Este macizo granítico está situado al SO de la zona que se ha estudiado en este trabajo y toma su nombre de la población de A Gudiña, que se localiza junto al extremo noroeste del macizo. La forma de afloramiento es bastante irregular, debido a la considerable cantidad de megaenclaves que incluye, a lo intrincado de los contactos con las unidades encajantes y al efecto de algunas importantes fallas tardivariscas que distorsionan los contornos del cuerpo plutónico. Sus dimensiones se extienden por el territorio español unos 12 km en dirección E-O y aproximadamente 10 km en dirección N-S, continuándose por Portugal (Figura 7.4). Intruye en: filitas, esquistos y metasamitas de edad silúrica pertenecientes a ZGTM; al N intruye en la Cuarcita Armoricana y en las Pizarras de Luarca y, por último, en monzogranitos y granitos porfídicos del macizo de Manzalvos-Castromil.

En cuanto a las relaciones con los materiales encajantes, la mayor parte del trazado del contacto occidental es de carácter mecánico, a favor de una falla tardivarisca con dirección aproximada N 30°E y que parece ser una rama de la Falla de Chandoiro. Este mismo contacto en el borde meridional toma una directriz N 150°E y se hace de carácter intrusivo, observándose en esta zona una estrecha aureola de metamorfismo de contacto sobre los metasedimentos pelítico-arenosos encajantes. Los contactos de la parte septentrional con los metasedimentos ordovícicos (pelítico-arenosos y Cuarcita Armoricana) son esencialmente intrusivos y estos materiales también están afectados por metamorfismo de contacto. En relación con la intrusión de este macizo se observan en los metasedimentos encajantes la blastesis de moscovita y biotita discordantes con las estructuras regionales, así como algunas turmalinizaciones y recristalizaciones del cuarzo y los feldespatos. También se ha observado en el contacto suroeste la neoformación de fenoblastos de quiazolita, y posiblemente de cordierita, totalmente sericitizados. Algunos de los minerales neoformados presentan unas relaciones cinemáticas que indican que su blastesis se ha producido en estadios tardicinemáticos. Las relaciones con los granitoides de Manzalvos-Castromil son bastante complejas y la intrusión de los granitos de dos micas de A Gudiña se asocia a un sistema intrincado y complejo de mezcla, que pone de manifiesto que los granitoides porfídicos se encontraban en estado plástico y no consolidado cuando se produjo el emplazamiento del macizo de A Gudiña. La complejidad cartográfica que se observa en el área, comprendida entre las poblaciones de Pereiro, Esculqueira, Chaguazoso y La Mezquita, ofrece una clara idea de las relaciones entre los granitoides de ambos macizos y de los metasedimentos encajantes que quedan incluidos entre ellos.

El macizo de A Gudiña está constituido fundamentalmente por granitos de dos micas equigranulares o heterogranulares de grano fino a medio-grueso, encontrándose en proporciones

subordinadas en las zonas de interferencia con el macizo de Manzalvos-Castromil variedades con megacrystales o con tendencia porfídica.

La facies más común corresponde a granitos de dos micas equigranulares, de grano medio a medio grueso (1-6 mm), con proporciones equilibradas de biotita y moscovita. Estos granitos están bien representados en cualquiera de las zonas del afloramiento y pueden presentar un grado de orientación variable que fluctúa entre tipos prácticamente isotropos a otros con orientación de micas e incluso con una deformación mineral bien perceptible. Localmente, se pueden encontrar variedades en las que se aprecia una tendencia generalizada del feldespato potásico a formar cristales subautomorfos de pequeño tamaño que confiere a estos granitos una textura groseramente "traquitoide".

La facies de variación más frecuente corresponde a granitos y leucogranitos de dos micas de grano fino-medio, heterogranulares, cuyos componentes tienen tamaños que varían entre 0,5 y 3 mm y que con frecuencia tienen texturas sacaroideas. El contenido en micas de estos granitos es en general más reducido y, con relativa frecuencia, se encuentran variedades en las que estos minerales tienden a formar algunas placas de mayor tamaño que el resto de los componentes. También es frecuente que estos granitos sean relativamente heterogéneos, presentando variaciones de tamaño de grano, de contenido en micas y de proporción moscovita-biotita incluso a nivel de un mismo afloramiento y que en algunos casos pueden definir bandeados difusos o "schlieren". Asimismo, es bastante común la presencia de pequeños lentejones, bolsadas y venas pegmatíticas. No constituyen áreas de afloramiento extensas y aparecen como masas dispersas en distintos sectores del macizo, aunque son más frecuentes en zonas próximas a los contactos con las formaciones encajantes y con los megaenclaves metamórficos incluidos en él. Las relaciones con los granitos de la facies común son graduales en la mayoría de los casos aunque también pueden constituir, en otras situaciones, diques o apófisis de distintas dimensiones y bordes sinuosos.

Otro tipo de facies es la representada por granitos de dos micas de grano medio-grueso (2-6 mm) con megacrystales de feldespato potásico de 1 a 3 cm dispersos, llegando en algunos casos a definir tendencias porfídicas. Este tipo de granitoides está en general circunscrito a las zonas de contacto con el extremo NO del Macizo de Manzalvos-Castromil o a las zonas donde los granitos de A Gudiña le intruyen y desmembran. En estas zonas es frecuente encontrar masas y megaenclaves de monzogranitos y granitos de dos micas porfídicos con distinto grado de hibridación y disgregación. Afloramientos muy representativos de estos granitoides híbridos pueden observarse en zonas próximas al pueblo de Pereiro, en un radio de 1,5 km al O y al S.

La mineralogía principal consta de cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, moscovita y biotita. Los minerales accesorios son apatito, circón, sillimanita, opacos, monacita, apareciendo ocasionalmente granate y casiterita. Como minerales secundarios se encuentran sericita, moscovita, clorita, opacos y feldespato potásico. Las texturas son hipidiomórficas equigranulares o inequigranulares, de grano medio-fino a medio-grueso. En algunos casos se observan texturas porfídicas, definidas por la tendencia del feldespato potásico a formar megacrystales. Estos granitos pueden presentar orientación deformativa y recristalizaciones de intensidad variable. En menor proporción se encuentran leucogranitos con texturas alotriomórficas-sacaroides, de grano fino a medio fino.

7.4.- GRANITOIDES TARDÍOS Y POSTCINEMÁTICOS EPIZONALES

Este grupo está formado por los siguientes macizos graníticos:

- Granitos y leucogranitos de dos micas y leucogranitos moscovíticos (La Canda, Quintela y Penouta).
- Granitoides biotíticos (Seoane).
- Monzogranito biotítico, porfídico, de grano grueso (Veiga).
- Granito biotítico, con moscovita, de grano grueso (Pradorramisquedo).
- Granito biotítico, con moscovita, porfídico, de grano grueso (Ladiaro).

Los granitoides tardíos a postcinemáticos forman macizos circunscritos con contactos netos; en las relaciones de campo observadas, se ha comprobado cómo dichos macizos cortan a las estructuras D2 y D3, lo cual indica que el emplazamiento del macizo se ha producido con posterioridad a dichos eventos tectónicos y metamórficos variscos, tratándose de intrusiones postcinemáticas, en relación con las principales fases deformativas variscas.

7.4.1.- Macizos de La Canda, Quintela y Penouta.

El macizo de La Canda está situado entre las provincias de Ourense y Zamora. Su afloramiento tiene forma redondeada y se localiza en las inmediaciones del puerto de La Canda, de donde toma su nombre. En sus contactos oriental y occidental, intruye en la Cuarcita Armoricana, en su facies de los Montes do Invernadeiro, mientras que los contactos N y S son mecánicos, al norte por la Falla de Chandoiro y al sur por la Falla de Las Portillas.

Está constituido principalmente por granitos de dos micas, equigranulares, de grano medio, encontrándose en proporciones subordinadas leucogranitos de grano fino que suelen restringirse a afloramientos de pequeña entidad en las zonas marginales. Los granitos de la facies común son bastante homogéneos y tienen en general un tamaño de grano comprendido entre 2 y 5 mm y colores grises claros, con proporciones equilibradas de moscovita y biotita. En ellos se observan ocasionalmente orientaciones deformativas débiles con directrices en torno a N 120°E y con buzamientos superiores a 70°. La composición mineralógica principal consta de cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, moscovita y biotita. Como minerales accesorios se encuentran apatito, circón y sillimanita. Los minerales secundarios son clorita, sericita y opacos. Las texturas son hipidiomórficas de grano medio con orientación fluidal. Ocasionalmente se definen texturas inequigranulares debido a un mayor desarrollo e idiomorfismo de los cristales de feldespato potásico y de cuarzo.

El Macizo de Quintela es un pequeño cuerpo granítico que se encuentra en el SO de la provincia de Ourense. El afloramiento tiene forma elíptica, algo irregular y su eje mayor tiene una longitud aproximada de 3,5 km y una dirección N 120°E. La anchura máxima es de 1,5 km. Toma su nombre de los altos y el paraje de La Quintela, situados al NO de la aldea de Cepedelo. Intruye en los ortogneises bandeados migmatizados de la Serie de "Viana do Bolo", cuya foliación y

bandeado tectónico se atribuye a los efectos de la segunda fase deformativa varisca y está plegada por la acción de la tercera fase. La intrusión es esencialmente discordante y los granitos cortan a la foliación y son posteriores al pico metamórfico asociado a la migmatización. No obstante, la directriz del cuerpo plutónico y la ligera orientación que presenta parecen indicar que se trata de una intrusión tardicinemática con respecto a la tercera fase varisca. Los afloramientos son lanchares y berrocales con bolos aplanados, con diaclasado subhorizontal y el grado de meteorización puede ser apreciable.

Se trata de leucogranitos moscovíticos con biotita o bien holomoscovíticos, equigranulares, de grano medio, estando comprendidos la mayoría de los minerales en un intervalo de tamaños de 2-3 mm. Estos granitos son bastante homogéneos y localmente se puede apreciar una orientación bastante débil y difícil de estimar, aunque a grandes rasgos coincide con la elongación del macizo. Localmente se pueden encontrar grumos irregulares con turmalina en algunos de estos granitoides. La mineralogía principal consta de cuarzo, plagioclasa ácida, feldespato potásico y moscovita. Los minerales accesorios son biotita, granate, circón, apatito y opacos. Como minerales secundarios se encuentran clorita, sericita y moscovita. La textura es hipidiomorfa de grano medio con ligera deformación que se traduce en cuarteamiento y poligonización de algunos minerales y en flexiones de micas.

El macizo de Penouta es un cuerpo leucogranítico moscovítico muy semejante al macizo de Quintela. Se localiza al norte de la aldea de Penouta, de la cual toma el nombre. Los afloramientos de este granitoide están generalmente muy alterados y arenizados y no presentan contrastes morfológicos destacables con respecto a los materiales encajantes. Macroscópicamente son, en general, unos leucogranitos moscovíticos o moscovíticos con biotita accesoría, de grano fino a muy fino (< 1,5 mm). En algunos de los afloramientos se observan bandas finas y heterogeneidades algo más ricas en biotita, que tienen límites difusos con los tipos más félsicos y que pueden definir pliegues. Ocasionalmente, se encuentran en ellos algunos grumos negruzcos dispersos, de tamaños milimétricos, que corresponden a minerales muy alterados, no identificables. Estos leucogranitos tienen contactos paraconcordantes o discordantes con los micaesquistos y gneises bandeados y glandulares migmatizados del conjunto encajante, que corresponden a la Serie de "Viana do Bolo" y al "Ollo de Sapo". Estos contactos pueden ser netos o algo difusos, y por sus características puede estimarse que la intrusión de los leucogranitos se ha producido en estadios no muy distanciados de los procesos de migmatización tardía de los gneises.

La mineralogía principal de la facies foliada de dos micas consta de cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico, moscovita y biotita. Los minerales accesorios son apatito, circón y opacos, y como minerales secundarios se encuentran clorita, sericita, opacos, rutilo y óxidos de hierro. Las texturas son hipidiomórficas-blastogranudas.

7.4.2.- Macizo de Seoane

Es un pequeño macizo plutónico que se encuentra en la zona SE de la provincia de Ourense y toma su nombre de la aldea de Seoane, que se localiza en el extremo N del macizo. El afloramiento tiene una forma vagamente semilunar, con una dimensión máxima de unos 4 km y una extensión aproximada de 4 km². Intruye en ortogneises glandulares del grupo "Ollo de Sapo",

con metamorfismo regional de grado medio-alto, con migmatización incipiente y con la foliación plegada por la 3ª fase varisca. Se trata de una intrusión epizonal discordante, y los afloramientos de los materiales plutónicos están en general bastante meteorizados, siendo relativamente importantes los recubrimientos por depósitos glaciares, fluvio-glaciares y coluviales.

A pesar de su reducido tamaño, se observa en él una apreciable variedad litológica. En la zona oeste y centro, una facies bastante común corresponde a granitoides biotíticos con moscovita de grano fino (< 2 mm) a muy fino, de color gris medio-oscuro, equigranular, en la que se puede encontrar algún fenocristal de feldespato potásico. Otra facies que se encuentra en la zona meridional está representada por granitoides biotíticos-moscovíticos porfídicos, con matriz de grano fino-medio (< 3 mm) y fenocristales de feldespato potásico con secciones rectangulares gruesas de 0,7 a 2 cm de longitud y a distancias de 2 a 3 cm entre sí. Estas rocas tienen color gris y en ellas se aprecia localmente una orientación de flujo de fenocristales N 115°E y con alto buzamiento. En la zona septentrional y oriental se encuentran granitos biotítico-moscovíticos de grano medio (1-5 mm) con megacrístales dispersos de feldespato potásico de 1 a 2 cm de longitud y con secciones rectangulares gruesas. Dentro de este grupo de granitos, se encuentran facies predominantemente equigranulares u otras de tendencia porfídica, con variedades transicionales. Localmente se observan orientaciones de fenocristales en torno a N 125°E, subverticales.

La mineralogía principal consta de cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, biotita y moscovita. Como minerales accesorios se encuentran circón, apatito, opacos, monacita, rutilo, y esfena. Los minerales secundarios son clorita y sericita. Las texturas varían entre granudas hipidiomórficas de grano medio-fino con tendencia inequigranular y granudas hipidiomórficas de grano medio algo porfídicas, con orientaciones deformativas dúctiles y recristalizaciones sin-plutónicas. Las estructuras deformativas son más evidentes a escala petrográfica que a escala de afloramiento.

7.4.3.- Macizo de Veiga

Es un macizo granítico que se sitúa en la zona SE de la provincia de Ourense. Su afloramiento ocupa una extensión considerable y tiene una forma alargada en dirección E-O, con una longitud aproximada de 23 km y una anchura máxima de 11 km. La forma es relativamente irregular, con la menor anchura en el tercio oriental y con marcados desplazamientos en los contactos de la mitad occidental debido al efecto de dos importantes fallas que atraviesan el macizo. Intruye en ortogneises glandulares y ortogneises y gneises de grano fino de la Formación "Ollo de Sapo", en gneises bandeados y paragneises de la Serie de "Viana do Bolo", en pizarras, areniscas y cuarcitas ordovícicas y en los granitos de dos micas deformados de Chandoiro. Los materiales gnéisicos de la zona S están afectados por un metamorfismo regional de grado alto o medio-alto con migmatización variable, mientras que los metasedimentos y gneises de la zona N presentan un grado metamórfico regional medio o bajo. La intrusión es de carácter discordante y los granitoides cortan a la esquistosidad y foliación principal y a los pliegues de fase 3 que les afectan. Los efectos de metamorfismo de contacto sólo son apreciables a escala de afloramiento en los metasedimentos pizarrosos encajantes del extremo oriental, en los que se distinguen maculados y mosqueados, con blastesis de biotita y andalucita.

Microscópicamente se observan sobre los materiales gnéisicos, recristalizaciones del cuarzo, la plagioclasa, el feldespato potásico, la moscovita y la biotita, así como una intensa moscovitización de posibles porfiroblastos cuya naturaleza no es identificable.

En algunos esquistos y gneises se han observado neoformaciones de andalucita y de cordierita a expensas de la biotita y la moscovita que definen la foliación. Estos minerales de contacto tienen relaciones cinemáticas que evidencian que su crecimiento es posterior a los pliegues de la esquistosidad, y están fuertemente retrogradados.

El relieve asociado a este macizo está deprimido con respecto a los materiales encajantes y en ellos pueden desarrollarse zonas con amplios lanchares y grandes bolos redondeados, aunque existen amplias extensiones de afloramientos degradados en las que los granitos están muy meteorizados y lehmificados, que posiblemente corresponden a perfiles de alteración terciarios no erosionados. En este sentido, en la zona occidental del macizo, en las inmediaciones de la aldea de Villaseco, se encuentra sobre los granitos un afloramiento de unos 2 km² de extensión de sedimentos detríticos terciarios, constituido por conglomerados con matriz arenosa arcillosa. También es de destacar el profundo encajonamiento de los ríos Vibey y Xares.

El contacto occidental está determinado en gran parte por la Falla de Chandoiro, que eleva el bloque oriental y provoca una banda de casi 3 km de anchura en la que los granitoides están afectados por milonizaciones y deformaciones por cizalla de diversa intensidad. El trazado de esta falla tiene una directriz aproximada N-S con buzamiento de unos 50°E y las lineaciones de estiramiento y estrías muestran una dirección promedio E-O.

Bajo el punto de vista petrológico, la composición de este macizo es bastante homogénea y está constituida casi totalmente por monzogranitos biotíticos con moscovita, porfídicos, con matriz de grano grueso o muy grueso. A pesar de la relativa homogeneidad del plutón, se aprecia una clara tendencia a que los granitoides sean más diferenciados, con menor proporción de biotita y una relación Ms/Bt más elevada, y una zona no porfídica o más pobre en megacristales y algo más rica en biotita que se encuentra entre Castromao y la salida del camino a Carracedo en el SO del macizo.

El tipo de roca más representativo de la facies común tiene megacristales tabulares de feldespato potásico cuya longitud puede alcanzar hasta 8 cm, aunque la mayoría fluctúan entre 2 y 5 cm. Estos megacristales se encuentran por término medio a distancias de 3 a 5 cm entre sí, aunque pueden tener una distribución más heterogénea, definiéndose bandas o bolsadas irregulares en las que el porfidismo es más denso. Estos granitoides tienen colores grises claros o blanquecinos debido a que el contenido en biotita es relativamente bajo (en general no supera el 15%) y a que su grano tan grueso determina que la biotita no esté muy dividida y por tanto no oscurezca la coloración. Los minerales de estas rocas están muy bien individualizados y es frecuente que el cuarzo forme cristales equidimensionales gruesos.

En el tercio oriental del macizo, las características generales de los granitoides son bastante similares por lo que respecta al porfidismo y al tamaño de grano, pero el contenido en biotita es inferior y, dentro de la escasez, se encuentra una mayor proporción de moscovita. Ocasionalmente se ha observado en estas rocas la presencia de algunos pequeños grumos micáceos (moscovítico-biotíticos) que podrían corresponder a la degradación de cordierita.

En los monzogranitos porfídicos de las zonas de contacto es relativamente frecuente una disminución del tamaño de grano de la matriz y una tendencia a que se destaquen algunos fenocristales de cuarzo, lo que indica un enfriamiento más rápido de estas rocas marginales. También en las proximidades de los contactos pueden encontrarse, en algunos casos, lentejones o bolsadas de leucogranitos de dos micas de grano medio-heterogéneo en las que puede haber fenocristales globulosos de cuarzo.

También hay que destacar que un poco más hacia el E se encuentra un pequeño afloramiento de un granitoide con forma redondeada, al que se ha denominado granitoide del arroyo Meladas (Foto 7.3) y que presenta las mismas características que el de Veiga, salvo por la particularidad de que es frecuente observar prismas de cordierita.

La mineralogía principal consta de cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico, biotita y moscovita, que puede quedar relegada a proporciones accesorias. Los minerales accesorios son apatito, opacos, circón, monacita, allanita y esfena, encontrándose esporádicamente en algunas variedades litológicas granate y cordierita. Como minerales secundarios aparecen clorita, sericita, epidota, esfena, clinozoisita, carbonatos, feldespato potásico, opacos y prehnita.

Foto 7.3: Granitoide del arroyo de Meladas. Se trata de un pequeño afloramiento situado al E del macizo de Veiga que se caracteriza por la presencia de prismas de cordierita. En primer término se observan las morrenas glaciares y al fondo se encuentra el afloramiento del granitoide.



Las texturas más comunes son hipidiomórficas de grano grueso, porfídicas, debido a la presencia de megacristales de feldespato potásico. En la zona de influencia de la Falla de Chandoiro, los granitoides están afectados por orientaciones deformativas de intensidad variable, observándose desde estructuraciones de flujo forzado a estructuras gnéissicas oftalmíticas y planares blastomiloníticas en las inmediaciones de dicha falla.

ORTEGA CUESTA *et al.* (2000a y b) estudian el granitoide de Veiga, y sugieren que corresponde a un plutón granítico cuyo emplazamiento fue simultáneo con un proceso extensional de colapso post-engrosamiento cortical. Además, realizan una datación por el método de Rb/Sr en roca total y obtienen una isócrona que corresponde a una edad de 286 ± 6 Ma ($Sr_i = 0,71026$). Esta edad es similar a la obtenida para otros granitoides tardíos y postcinemáticos de Galicia y N de Portugal.

7.4.4.- Macizo de Pradorramisquedo

Es un pequeño macizo granítico que se encuentra en el extremo SO de la provincia de Orense. Su afloramiento tiene forma alargada con el eje mayor en dirección N 170°E, una longitud de unos 6 km, y una anchura máxima de 2 km. Se localiza entre las aldeas de Ramilo, en el N, y de Pradorramisquedo, en el extremo S, de la que toma su nombre.

Intruye en ortogneises glandulares del grupo "Ollo de Sapo"(ver Foto 1.1) y en ortogneises y gneises bandeados de la Serie de "Viana do Bolo". Estos gneises están afectados por la segunda y la tercera fase deformativas del ciclo varisco y por la migmatización asociada al pico metamórfico de baja presión del mismo evento orogénico. Los efectos de metamorfismo de contacto producidos por la intrusión granítica son muy limitados y se manifiestan principalmente en la blastesis de placas gruesas de moscovita cruzadas sobre la biotita de la foliación.

Los afloramientos de este macizo tienen muy buena exposición en la zona meridional, situada en el valle del río Vibey, donde forma extensos roquedales con grandes bloques y bolos bien redondeados, acantilados y amplios lanchares. En la zona septentrional, el paisaje es menos abrupto y los afloramientos tienen zonas cubiertas por depósitos glaciares y edáficos; no obstante, también se observan importantes berrocales con grandes bolos redondeados. Los contactos son intrusivos netos y discordantes, si bien pueden estar localmente afectados por fracturas y el emplazamiento del macizo se ha producido con posterioridad a los eventos tectónicos y metamórficos principales del ciclo varisco, tratándose de una intrusión claramente postcinemática.

Las rocas que constituyen la facies común de este macizo son granitos biotítico-moscovíticos de grano grueso a medio-grueso, equigranulares y con la mayoría de los minerales comprendidos en un rango de tamaños de 2 a 8 mm. El color es bastante blanquecino y es relativamente pobre en micas, pudiendo predominar la biotita o la moscovita según los casos.

Las características de estos granitos, son bastante homogéneas en todo el macizo, aunque con carácter local pueden encontrarse heterogeneidades. Así, en alguna de las canteras situadas al E de Pradorramisquedo se observan sistemas de "schlieren" que definen un bandeo composicional grosero por la alternancia de capas más o menos ricas en micas; y en relación con esta zona bandeadada se encuentran, a muro de ella, una serie de bolsadas y lentejones de pegmatitas. También en otra de estas canteras se ha encontrado un afloramiento de varios metros de una facies de grano algo más fino y más rica en micas que presenta unos contactos irregulares y desflecados con los granitos de la facies común. En el extremo SE del macizo, en el techo del mismo, se encuentran masas de leucogranitos de dos micas heterogranulares, de grano medio a fino y con bolsadas y heterogeneidades pegmatíticas, que marcan el contacto con los gneises bandeados con glándulas.

La mineralogía principal de los granitos de la facies común consta de cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, biotita y moscovita. Los minerales accesorios más comunes son apatito, circón, opacos y fluorita, encontrándose en alguna muestra posibles restos moscovitizados de sillimanita. Como minerales secundarios aparecen sericita, moscovita, clorita, opacos, esfena, epidota y feldespato potásico. Las texturas son hipidiomórficas de grano grueso.

7.4.5.- Macizo de Ladiaro

Se encuentra en el extremo SO de la provincia de Zamora. Su afloramiento tiene una forma elíptica irregular con alargamiento N-S, con una longitud de unos 6 km y una anchura máxima de 2 km. Intruye en metasedimentos pelíticos (silúrico-devónicos) de grado medio-bajo y en los monzogranitos biotítico-moscovíticos porfídicos deformados de Manzalvos-Castromil. En las filitas y metasamitas produce un metamorfismo de contacto que se manifiesta en un mosqueado en los materiales más pelíticos ocasionado por la blastesis de andalucita y cordierita. En algunas pizarras ampelíticas se ha observado la presencia de fenoblastos de quistolita desorientados. También se observa la formación de fenoblastos de moscovita completamente discordantes con las estructuras regionales. Los fenoblastos de cordierita están totalmente retrogradados.

Los afloramientos son en general bastante buenos y los recubrimientos y alteraciones son poco importantes. Las formas asociadas corresponden a lanchares amplios y a berrocales con grandes bolos redondeados, bastante mayores que los que producen los granitoides porfídicos de Manzalvos-Castromil que forman parte de los materiales encajantes. En el límite O del macizo, en la zona de contacto con los granitoides porfídicos de Manzalvos-Castromil, se observan zonas en las que los granitos de Ladiaro incluyen masas de granitoides porfídicos heterogéneos con enclaves microgranudos estirados, que posiblemente indican que la intrusión se ha producido sobre unos materiales plutónicos no totalmente consolidados. Los afloramientos son en general bastante buenos y los recubrimientos y alteraciones son poco importantes.

Las rocas que constituyen este macizo son granitos biotíticos con moscovita, de grano medio grueso (2-7 mm), porfídicos, con megacristales de feldespato potásico y con el cuarzo formando cristales equidimensionales gruesos y muy bien individualizados. Los megacristales tienen hábitos tabulares gruesos y sus longitudes oscilan entre 1 y 6 cm, si bien predominan en general los comprendidos entre 1,5-4 cm, y se encuentran a distancias de 5 a 10 cm, aunque pueden encontrarse bandas o lentejones con el porfidismo más denso. En las zonas próximas a los contactos, se aprecia una mayor variación en el tamaño de los minerales de la matriz, con una ligera disminución en la granulometría y mayor heterogeneidad en el contenido en micas.

Los minerales principales de estos granitos son cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico, biotita y moscovita. Los minerales accesorios son apatito, circón, opacos, fluorita y sillimanita. Como minerales secundarios se encuentran moscovita, sericita, clorita, prehnita, opacos y esfena. Las texturas son hipidiomórficas, porfídicas, de grano grueso, apreciándose en algunos casos una ligera orientación deformativa.

CAPÍTULO 8

GEOQUÍMICA

8.- GEOQUÍMICA

En este capítulo se realiza un estudio geoquímico de los ortogneises ordovícicos, considerando dos grupos principales, el primero está formado por los materiales de carácter subvolcánico-volcánico y volcanosedimentario de la Formación "Ollo de Sapo", y el segundo, por los ortogneises graníticos, que incluye los ortogneises de Covelo y de San Sebastián.

Con respecto a la caracterización geoquímica, NAVIDAD *et al.* (1992) señalaban que la naturaleza silícea de las litologías de la Formación "Ollo de Sapo" y su geoquímica calcoalcalina sugieren claramente un origen volcanosedimentario, resultado de un vulcanismo ignimbrítico explosivo subaéreo.

GEBAUER (1993) indicó que el "Ollo de Sapo" es ligeramente peraluminoso y los rangos de composición varían desde diorita a granito (SiO_2 : 57-73 %). Además, en los diagramas de discriminación tectónica a partir elementos traza, las muestras quedan representadas en el campo VAG (aunque no lejos del campo WPG). Este autor interpretó que los gneises "Ollo de Sapo" son granitos post-colisionales, que están metamorfizados y deformados como resultado del engrosamiento cortical que siguió a la colisión cámbrica tardía de Gondwana con una placa situada al N (δ Báltica?).

ORTEGA CUESTA *et al.* (1996) propusieron que toda la secuencia de materiales perteneciente a la Formación "Ollo de Sapo" puede ser interpretada como un "tuff" riolítico y riodacítico resedimentado, y en su estudio utilizan diagramas de discriminación tectónica diseñados para rocas sedimentarias. Las rocas de la Formación "Ollo de Sapo" se caracterizan por unos contenidos en sílice medios a altos, contenidos en $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO}$ moderados y rangos $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ próximos a 1. Estas características son propias de grauvacas volcanogénicas asociadas a márgenes continentales activos. Datos isotópicos de Rb/Sr y Sm/Nd aportados por estos autores indican que las rocas son equiparables a asociaciones volcánicas de arcos continentales, y el ambiente tectónico que proponen para la génesis de estos materiales se correspondería con la subducción del margen N de Gondwana, durante la Orogenia Cadomiense. Durante la realización de este trabajo se ha puesto de manifiesto que el "Ollo de Sapo" es postcámbrico y postcadomiense, por lo que este ámbito no sería verosímil.

FERNÁNDEZ SUÁREZ *et al.* (2000b) encuentran para estos materiales características geoquímicas de magmatismo de intraplaca, que es coherente con un contexto extensional para la formación de las asociaciones ígneas y sedimentarias del Ordovícico Inferior. Para estos mismos autores, la génesis de estas rocas en un contexto intracontinental extensional es coherente con las características intraplaca, deducidas a partir de elementos traza en rocas basálticas alcalinas de la Cordillera Cantábrica (LOESCHKE y ZEIDLER, 1982), y con la presencia de granitoides peralcalinos de edad Ordovícico Inferior en el margen de Gondwana.

A la vista de los datos que se han ido publicando de los materiales de la Formación "Ollo de Sapo", parece poco probable la pertenencia de este vulcanismo a una asociación bimodal, ya que todos los términos que se han encontrado son de carácter ácido. Otra característica a tener en cuenta es que, en las rocas ácidas (riolitas-dacitas) asociadas a un magmatismo bimodal, éstas tienen bajos contenido de Ba, Sr y Ni, una baja densidad de fenocristales y un predominio de los

fenocristales de piroxeno sobre los de biotita (EWART, 1979). Todas estas características son muy diferentes de las que presentan las rocas pertenecientes a la Formación “Ollo de Sapo”, por lo que es fácil descartar que estas rocas formen parte de una asociación bimodal dentro de un régimen de ruptura intraplaca.

Se han recogido 46 muestras representativas de las distintas litologías. De ellas, 2 corresponden a ignimbritas, 2 a tobas riolíticas, 5 a tobas, 9 a materiales de la secuencia volcanosedimentaria (tobas epiclásticas), 17 al ortogneis glandular dentro de la zona de bajo grado metamórfico, 5 al ortogneis glandular dentro de la zona de alto grado metamórfico y 6 muestras pertenecen a los ortogneises graníticos, de las cuales 3 corresponden a los afloramientos de Covelo (CO) y otras 3 a los de San Sebastián (SS). En la Tabla 8.1 se encuentran las composiciones medias de cada una de las litologías. La situación de las muestras se encuentra en el mapa de muestras y los resultados analíticos en el Anexo II.

8.1.- CLASIFICACIÓN GEOQUÍMICA

Los cálculos geoquímicos con los elementos mayores, así como los gráficos en los que intervienen se han realizado a partir de los valores recalculados a 100 en composiciones libres de volátiles (LOI = 0). En la Tabla 8.1 se encuentran los valores medios.

El conjunto de las muestras en el diagrama TAS (Figura 8.1, LE MAITRE *et al.*, 1989) cae dentro de las series de rocas subalcalinas, y se puede apreciar que la gran mayoría de las muestras se proyectan en el campo de las riolitas/granitos, en una nube de puntos muy concentrada, lo que ya nos indica la escasa variación composicional que presentan. Este grupo principal de muestras corresponden a los ortogneises glandulares, tobas, ignimbritas y algunas de las muestras de la serie epiclástica de la Formación “Ollo de Sapo”.

Por lo que respecta a las muestras de la secuencia volcanosedimentaria, se pueden hacer tres grupos. El primero lo forman las muestras con un menor contenido en SiO₂ (229-2, 267-29, 267-127 y 267-128), que se caracterizan por tener los contenidos más altos en Al₂O₃ (17,02 a 18,6) y los valores más altos de corindón normativo (6,40 y 8,37). Estas características se deben a un carácter más epiclástico, lo que conlleva una mezcla con materiales sedimentarios arcillosos y mayor grado de alteración. El segundo grupo son muestras que se proyectan en la nube de puntos que definen los ortogneises glandulares (228-29, 267-129, 267-130 y 267-131) y presentan características muy similares. El tercer grupo lo compone una única muestra (228-30) que se caracteriza por los valores más bajos de Al₂O₃, los más altos de SiO₂ y de corindón normativo. Esta muestra se proyecta en el campo de riolita/granito, lo que puede deberse al aporte de sílice detrítica y a estar afectada por una intensa deformación D2. Además, se encuentra en un grado metamórfico superior al del resto de las muestras, con desarrollo de biotita frente a las otras que se encuentran en clorita. Por tanto, el mayor contenido en sílice se puede deber a la movilidad de estos elementos durante la deformación. Las tobas riolíticas también se separan del grupo general.

Los ortogneises de Covelo y San Sebastián se proyectan en el campo de los granitos. También hay que resaltar la composición dacítica/granodiorítica del ortogneis glandular migmatizado,

variando un poco su composición, con respecto al ortogneis glandular no migmatizado por los efectos del metamorfismo regional.

Tipo de roca	Ignimbritas	Tobas riolíticas	Tobas	Tobas epiclásticas	OG	OG migmatizados	SS	CO
SiO ₂	71,33	71,34	69,89	67,04	70,05	68,94	74,79	75,84
TiO ₂	0,57	0,58	0,48	0,72	0,45	0,57	0,23	0,20
Al ₂ O ₃	16,76	16,85	16,23	16,85	16,00	16,18	13,25	13,56
Fe ₂ O ₃	2,75	4,11	3,81	5,38	3,59	4,10	1,79	1,29
MgO	0,76	1,37	1,23	1,90	1,28	1,44	0,27	0,27
MnO	0,01	0,03	0,04	0,06	0,04	0,05	0,02	0,02
CaO	0,05	0,18	0,68	1,46	0,87	1,56	0,81	0,63
Na ₂ O	1,18	0,16	2,32	2,89	3,05	3,19	3,37	2,82
K ₂ O	6,44	5,18	5,12	3,49	4,48	3,77	5,32	5,28
P ₂ O ₅	0,15	0,21	0,20	0,20	0,20	0,19	0,16	0,11
Ba	1310,20	329,05	999,70	935,77	797,00	736,58	255,70	399,80
Co	30,65	31,55	37,16	39,31	40,78	56,06	71,43	79,07
Cr	40,55	51,90	36,30	68,59	32,38	51,12	4,53	9,53
Cu	9,65	10,05	15,30	21,73	14,69	13,36	0,60	2,63
Nb	12,70	12,40	11,34	12,90	10,70	11,76	22,53	7,87
Ni	7,45	17,35	17,32	34,06	15,84	17,38	0,30	0,30
Pb	23,60	5,65	24,34	25,55	24,60	25,46	18,00	24,03
Rb	244,00	232,10	197,48	113,39	163,96	137,70	191,03	210,13
Sr	75,05	15,70	143,76	167,54	118,23	156,58	82,33	54,40
Th	11,40	14,30	17,34	21,08	14,35	17,10	12,33	5,77
U	1,15	0,00	0,98	1,68	1,05	1,02	2,37	0,17
V	60,95	68,25	56,76	90,49	51,11	69,16	8,90	12,80
Y	35,90	35,20	40,88	35,10	34,24	30,58	20,37	21,43
Zn	37,25	45,35	87,50	87,17	52,89	56,40	22,80	26,03
Zr	181,60	189,85	156,04	192,62	149,71	164,82	144,73	92,33
La	24,415	18,34	24,372	30,545	24,859	25,880	20,183	13,667
Ce	43,32	42,59	46,682	60,102	49,853	54,268	38,370	23,887
Pr	6,03	5,61	6,412	8,512	6,909	6,938	4,830	3,327
Nd	24,025	20,31	24,772	31,595	23,114	26,554	17,710	11,700
Sm	4,875	4,405	4,592	5,513	4,165	4,450	3,643	2,170
Eu	1,3	0,64	1,088	1,385	1,026	1,074	0,460	0,447
Gd	4,985	4,74	4,934	5,509	4,201	4,370	3,810	1,987
Dy	3,92	5,02	4,588	4,470	3,774	3,716	3,257	1,557
Er	1,975	2,765	2,706	2,457	2,094	2,012	1,403	0,753
Yb	1,69	2,115	2,352	2,189	1,825	1,830	1,090	0,643
Lu	0,25	0,295	0,364	0,380	0,329	0,274	0,143	0,123

Tabla 8.1: Valores medios de cada una de las litologías de la Formación "Ollo de Sapo".

Teniendo en cuenta que la composición química puede variar durante los procesos erosivos, sedimentarios y metamórficos, las muestras se han representado también en el diagrama de clasificación de WINCHESTER Y FLOYD (1977), que utiliza elementos considerados inmóviles (Figura 8.2). Al igual que en el caso anterior, se proyectan mayoritariamente en el campo de las riolitas/dacitas, concentrándose casi todas las muestras en una nube de puntos bastante reducida, lo que indica la escasa variabilidad en cuanto a la composición química que tienen estas rocas, salvo aquellas que corresponden a la secuencia volcanosedimentaria y que han sufrido unos procesos sedimentarios y de mezcla con otros materiales. Hay que destacar que las muestras del Ortogneis de San Sebastián se proyectan en el campo de las traquiandesitas debido al mayor contenido en Nb, indicando un cierto carácter alcalino.

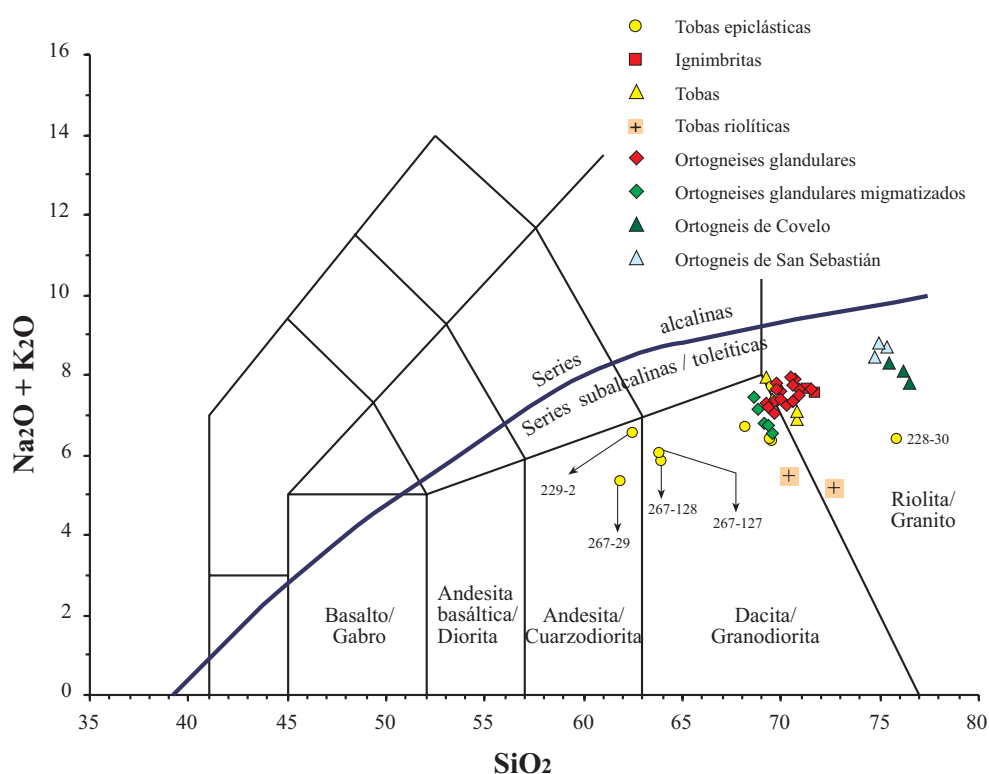


Figura 8.1: Diagrama de clasificación geoquímica TAS (SiO_2 vs. Total álcalis) (LE MAITRE *et al.*, 1989). Límite entre las series alcalina y subalcalina/toleítica según IRVINE Y BARAGAR (1971).

Una herramienta muy adecuada para rocas ígneas afectadas por procesos metamórficos de bajo grado es el diagrama catiónico de JENSEN (1976; Figura 8.3), que se basa en las proporciones de los cationes Al, Mg y $(\text{Fe}^{2+} + \text{Fe}^{3+} + \text{Ti})$. Estos elementos presentan una fuerte variabilidad en los procesos ígneos y su movilidad en materiales que han sufrido procesos de bajo grado metamórfico es pequeña, por lo que son de gran utilidad a la hora de clasificar geoquímicamente las rocas ortoderivadas. Como en el caso de los dos diagramas anteriores, las muestras de la Formación “Ollo de Sapo” se proyectan en el campo de las dacitas, las muestras de la secuencia volcanosedimentaria muestran una mayor variabilidad, y las muestras de los ortogneis de Covelo y San Sebastián se proyectan en el campo de las riolitas o granitos muy diferenciados.

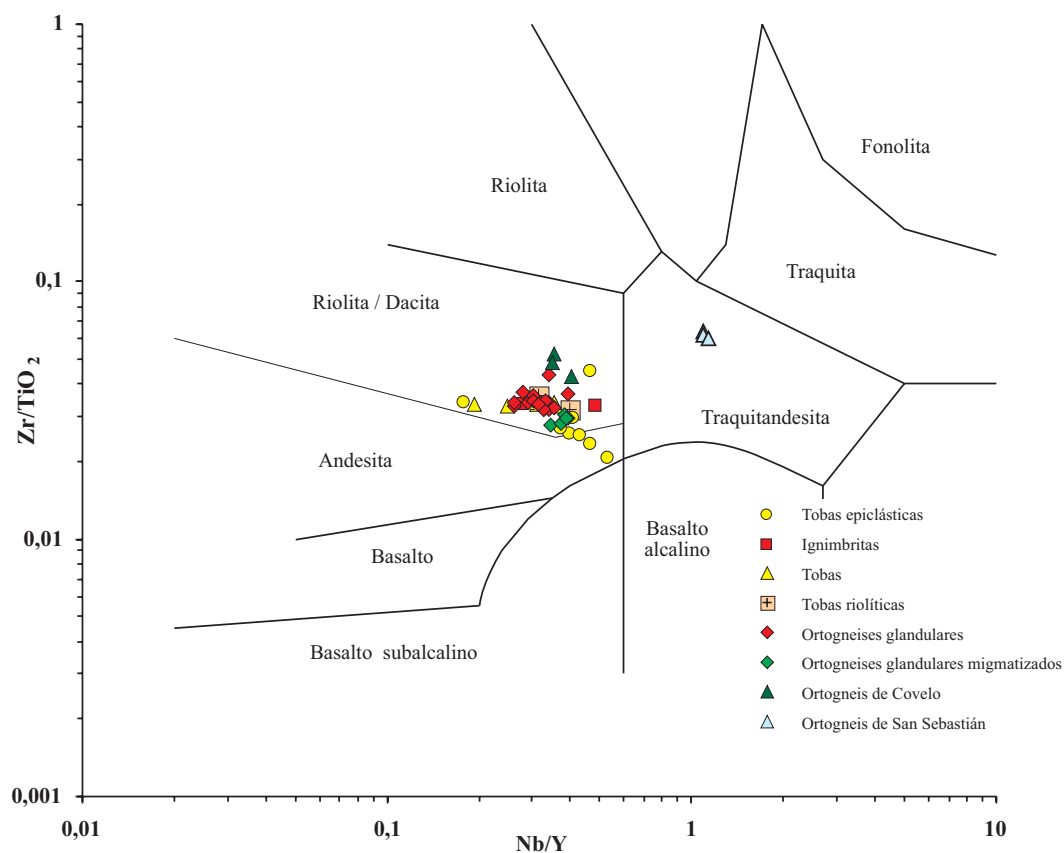


Figura 8.2: Diagrama de clasificación geoquímica Nb/Y vs. Zr/TiO₂ de rocas ígneas (WINCHESTER Y FLOYD, 1977).

Por último, en el diagrama triangular Ba-Rb-Sr (Figura 8.4), las muestras se proyectan mayoritariamente en el campo de los “granitos normales”, mostrando una evolución dominada principalmente por los contenidos en Ba y Rb, con una variabilidad de contenidos bastante reducida para el Sr. Se separan del grupo las tobas riolíticas y los ortogneises graníticos (Covelo y San Sebastián).

En resumen, la composición de las rocas pertenecientes a la Formación “Ollo de Sapo” muestran mayoritariamente una composición de rioluta-dacita (granito-granodiorita), pudiendo diferenciarse los ortogneises en bajo y alto grado metamórfico. Estos últimos tienden más hacia composiciones dacíticas (granodioríticas). También hay una notable diferencia entre los ortogneises graníticos (Covelo y San Sebastián), que se analizará más en detalle en los siguientes apartados.

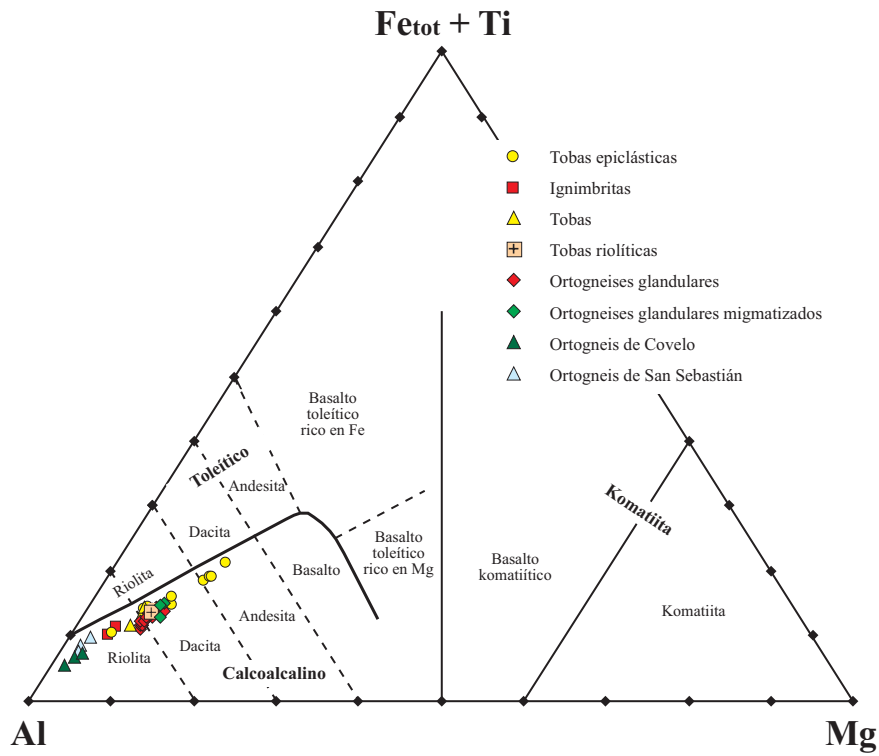


Figura 8.3: Diagrama de clasificación de rocas volcánicas según las proporciones catiónicas de Al, (Fe_{total}+Ti) y Mg (JENSEN, 1976). El límite entre las series calcoalcalina y toleítica es el de RICKWOOD (1989).

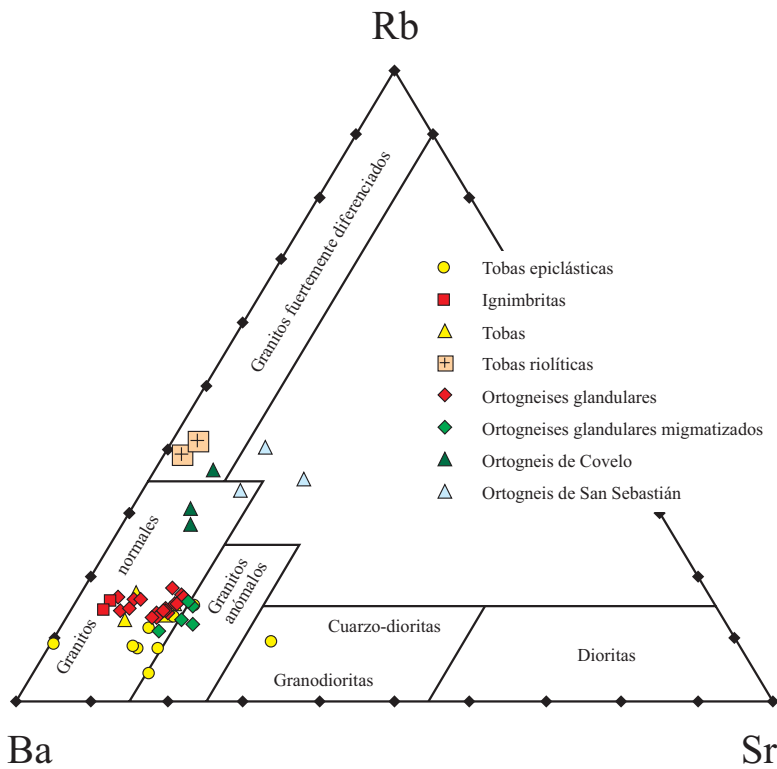


Figura 8.4: Diagrama triangular Ba-Rb-Sr (EL BOUSEILY Y EL SOKKARY, 1975).

8.2.- PROCESOS DE ALTERACIÓN

El cuadro de la Figura 8.5 es una representación gráfica que utiliza dos índices de alteración, el de Ishikawa (AI) y el de alteración a clorita-carbonato-pirita (CCPI. LARGE *et al.*, 2001).

$$AI = 100 (K_2O + MgO) / (K_2O + MgO + Na_2O + CaO)$$

$$CCPI = 100 (MgO + FeO) / (MgO + FeO + Na_2O + K_2O)$$

El índice CCPI está influido por las variaciones composicionales primarias de las rocas, lo que hace que las rocas menos alteradas varíen de campo acorde con su composición, como queda reflejado en la Figura 8.5.

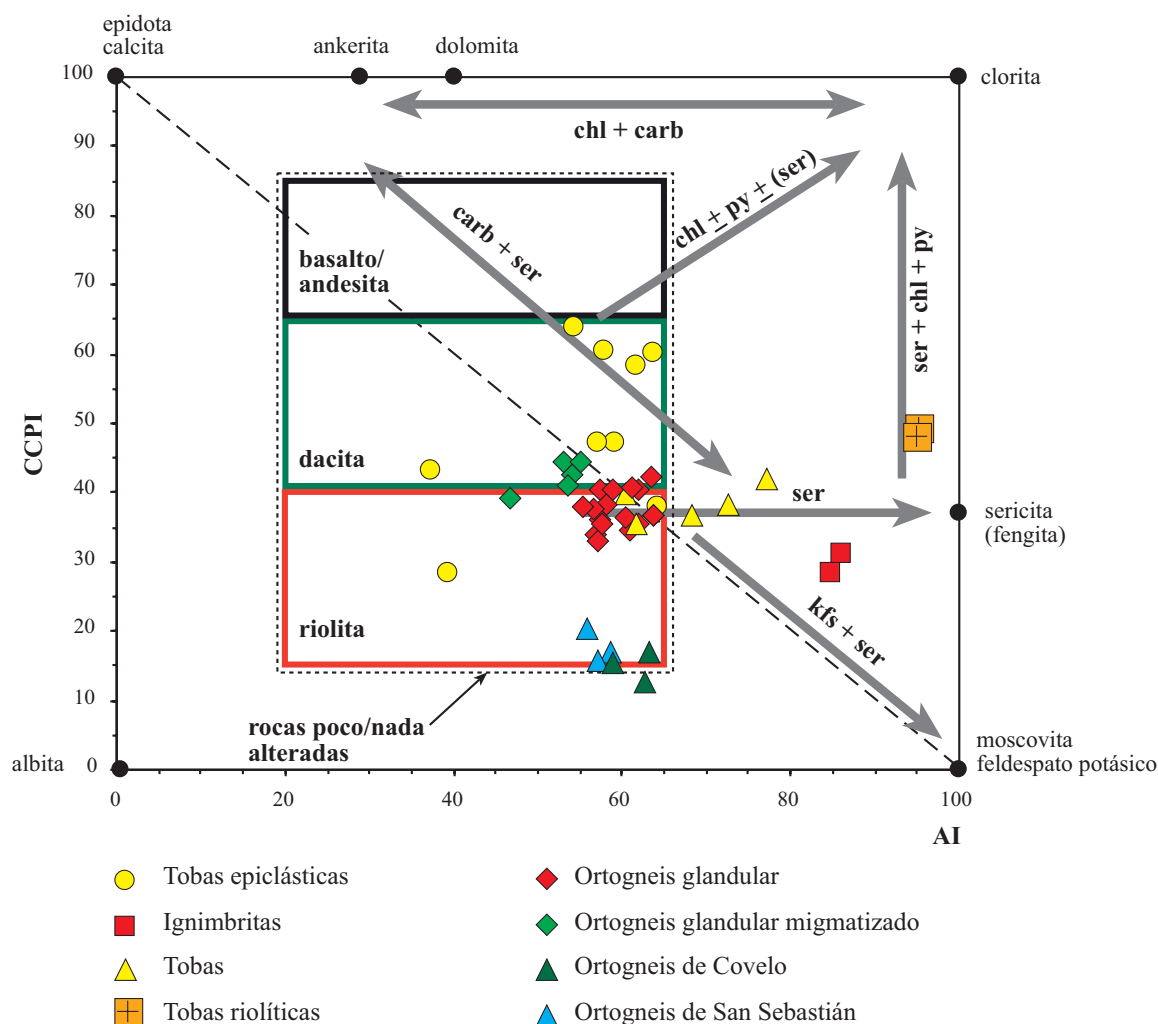


Figura 8.5: Diagrama de alteraciones para rocas volcánicas (LARGE *et al.*, 2001). (AI = índice de alteración de ISHIKAWA *et al.*, 1976; CCPI = índice de alteración de clorita-carbonato-pirita).

El conjunto de las muestras se proyecta en la parte central del gráfico, dentro de la zona considerada como rocas que están poco o nada alteradas. Sólo las ignimbritas y las tobas riolíticas presentan valores de los índices de alteración importantes (Tabla 8.2). Además, tres muestras de las tobas (306-5, 7 y 10) tienen valores de AI de 72, 77 y 68, respectivamente, valores moderados que nos indican una alteración sericítica. El resto de las muestras, incluidas las tobas epiclásticas, se pueden considerar frescas.

Cabe señalar que las cuatro muestras de las tobas epiclásticas con menor contenido en SiO₂, se alejan del grupo general de las muestras, lo cual no se debe a procesos de alteración, sino a que representan un grupo de composición diferente. Se trata de materiales con una composición más básica, aunque hayan podido influir los propios procesos epiclásticos y a que posiblemente tengan aportes de materiales sedimentarios.

	AI	CCPI	Na ₂ O (%)	Intensidad de la alteración
Ignimbritas	85	30	1,18	fuerte
Tobas riolíticas	95	49	0,16	fuerte-intensa
Tobas	68	38	2,32	débil-moderada
Tobas epiclásticas	55	50	2,89	débil
Ortogneis glandular	60	37	3,05	débil
Ortogneis glandular migmatizado	52	42	3,19	débil
Ortogneis de Covelo	62	15	2,82	débil
Ortogneis de San Sebastián	57	18	3,37	débil

Tabla 8.2: Medias de los índices de alteración para la Formación "Ollo de Sapo".

8.3.- CARACTERIZACIÓN GEOQUÍMICA

Una primera tipificación con base en la composición química mayoritaria puede hacerse a partir del índice de saturación en alúmina (SHAND, 1947), que corresponde al cociente $Al_2O_3/(CaO+Na_2O+K_2O)$ expresado en proporciones moleculares [ISA = A/CNK]. Los valores del índice de saturación de alúmina para las distintas facies que se han distinguido quedan reflejados en la Tabla 8.3, y de forma gráfica en la Figura 8.6. Todos los análisis se proyectan en el campo peraluminoso ($A/CNK > 1$), con unos contenidos en Al_2O_3 que en general son elevados ($> 13\%$) y con proporciones en corindón normativo de 4,12-5,78 para el ortogneis glandular. El significado petrogenético fundamental de este diagrama deriva de que las muestras son peraluminosas, con índices de $A/CNK > 1$ típicos de rocas con una signatura S (CHAPPELL Y WHITE, 1974). Por otra parte, en el diagrama SiO₂ vs. A/CNK (Figura 8.7) se puede observar una relación inversa entre ambos componentes, con una disminución de ISA frente al aumento de SiO₂, frecuente en otras series ígneas peraluminosas (WHITE Y CHAPPELL, 1988).

	A/CNK	C normativo
Ortogneises glandulares	2,35 - 2,60	4,12 - 5,78
Ortogneises glandulares migmatiz.	2,45 - 2,69	3,10 - 4,95
Tobas	2,23 - 2,71	4,90 - 7,21
Ignimbritas	2,47 - 2,54	7,49 - 7,74
Tobas riolíticas	3,35 - 3,42	10,11 - 11,08
Tobas epiclásticas	2,33 - 3,57	3,29 - 9,37
Ortogneis Covelo	1,92 - 1,99	2,03 - 2,17
Ortogneis San Sebastián	1,74 - 1,86	0,43 - 1,30

Tabla 8.3: Valores de los índices de saturación en alúmina y corindón normativo para cada una de las facies de ortogneises ordovícicos y rocas asociadas.

Figura 8.6: Diagrama de A/CNK vs. A/NK.

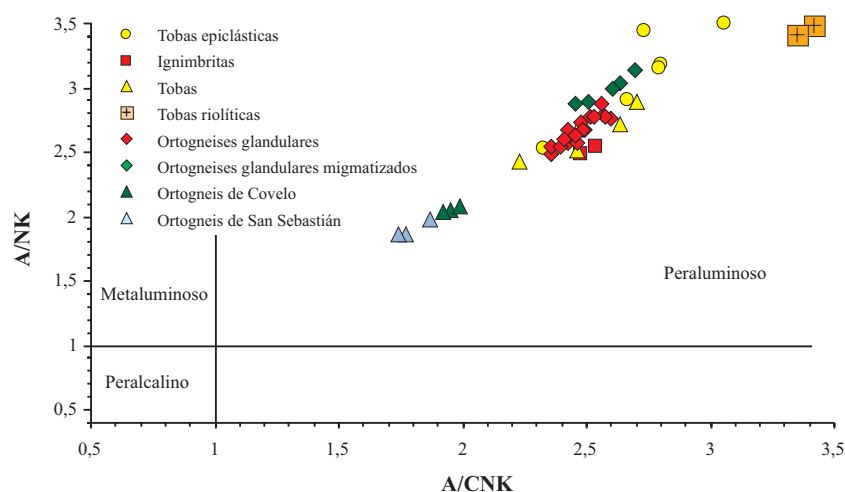
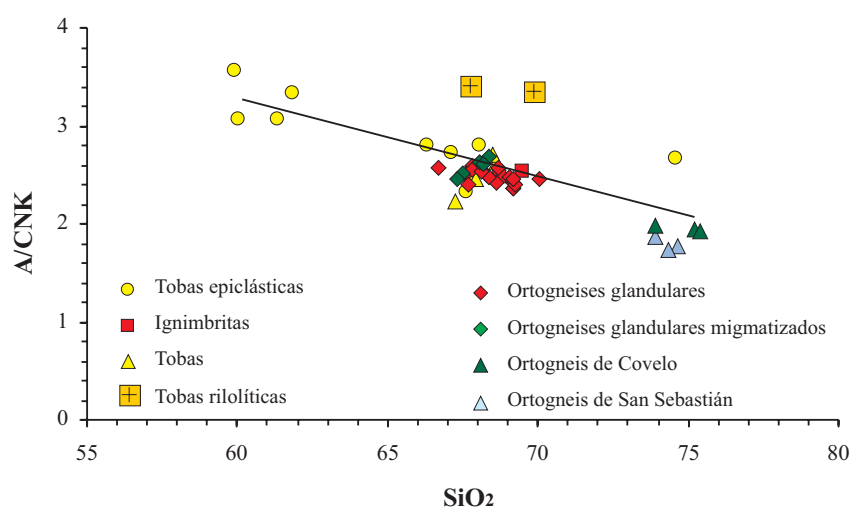


Figura 8.7: Diagrama SiO₂ vs. A/CNK. La línea de tendencia se ha trazado para el conjunto de las muestras, excepto para aquellas que muestran unos índices de alteración altos. La tendencia muestra una relación inversa, frecuente en otras series peraluminosas.



La representación en el diagrama A-B de minerales característicos de DEBON Y LE FORT (1983; Figura 8.8), pone de manifiesto que se sitúan en el dominio peraluminoso y mayoritariamente en el campo II ($Bt > Ms$), salvo las muestras de ignimbritas y tobas riolíticas, que se proyectan en el campo I ($Ms > Bt$). En líneas generales, la posición de las muestras en los distintos campos es bastante acorde con sus características petrográficas.

Los ortogneises graníticos se proyectan en el campo de los leucogranitos, individualizándose bien los dos tipos distinguidos. Así, el ortogneis de San Sebastián se sitúa en el campo III y próximo al límite con el campo metaluminoso, mientras que el de Covelo se sitúa en el campo I y claramente dentro del dominio peraluminoso. También hay que destacar que las tobas epiclásticas se encuentran repartidas por todo el campo II con un amplio espectro de variación, atribuible a que están afectadas por procesos de alteración y de mezcla con otros componentes sedimentarios.

Por otro lado, la limitada variación composicional de los ortogneises glandulares, junto con la dispersión del resto de los materiales de la Formación "Ollo de Sapo", no permite definir con claridad la tipología de la asociación magmática, aunque en líneas generales se pueden identificar con asociaciones aluminicas, sin llegar a poder precisar más detalles.

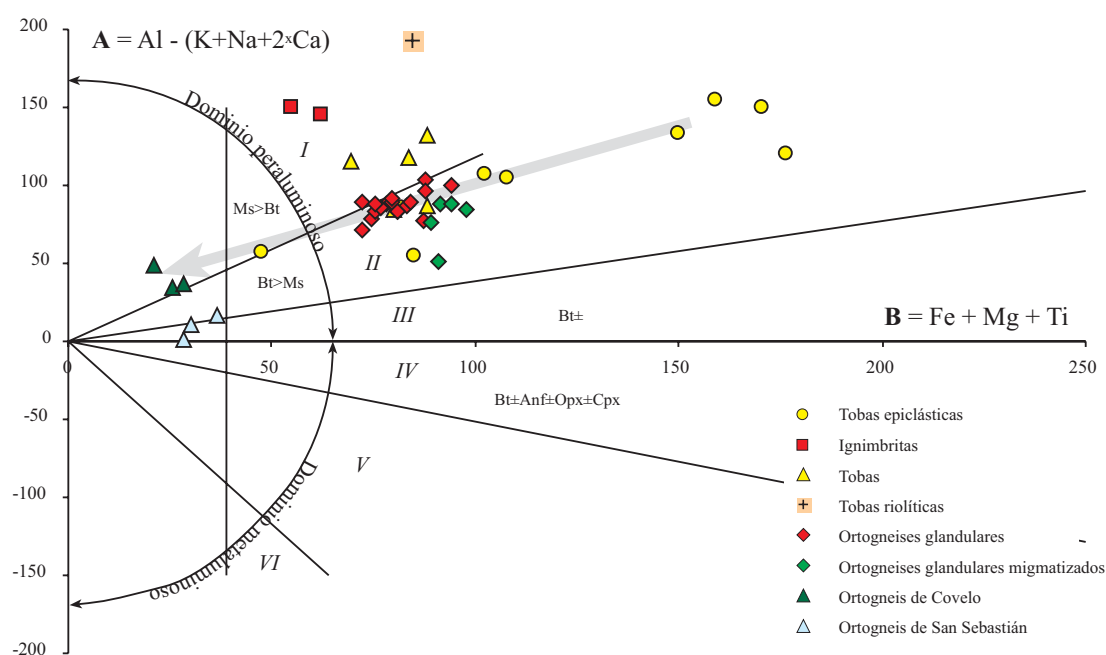
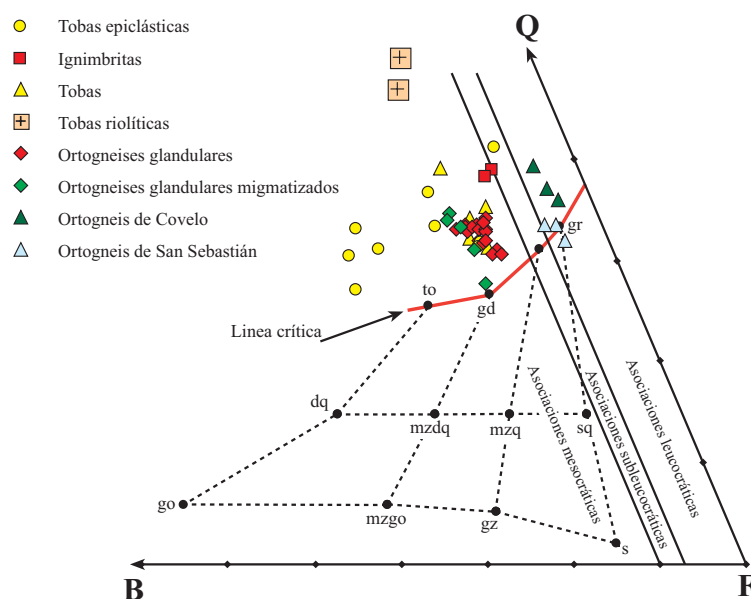


Figura 8.8: Proyección de las muestras estudiadas en el diagrama A-B (DEBON Y LE FORT, 1983).

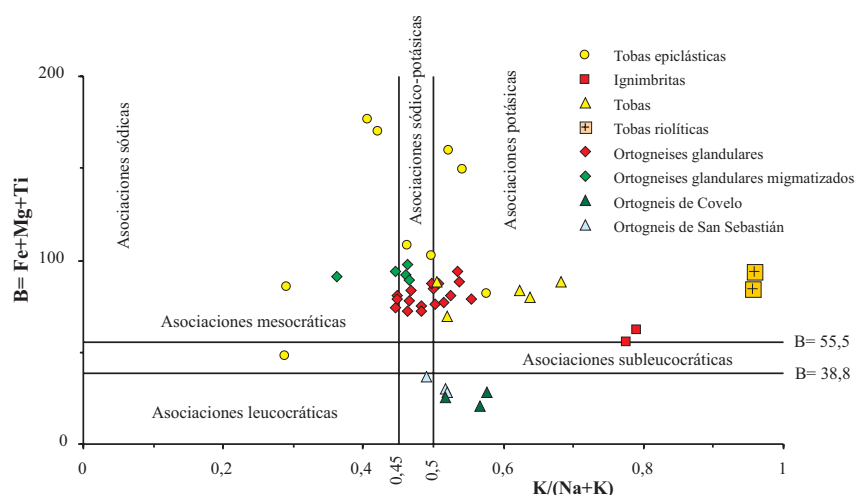
El diagrama triangular Q-B-F (Figura 8.9), que es complementario del anterior, permite establecer los diferentes subtipos comprendidos en las tres asociaciones magmáticas principales, aunque también en este caso se presentan las limitaciones debido a la escasa variación composicional de la Formación "Ollo de Sapo". Todas las muestras se sitúan por encima de la denominada "línea crítica", que delimitan a las asociaciones magmáticas aluminicas ricas en cuarzo. En general, se observan las mismas pautas de agrupamiento-dispersión que en el gráfico anterior.

Figura 8.9: Diagrama Q-B-F de DEBON Y LE FORT (1983), para la clasificación de las asociaciones aluminicas.



En el diagrama $K/(Na+K)$ vs. $Fe+Mg+Ti$, según DEBON Y LE FORT (1983, Figura 8.10), se puede apreciar el carácter sódico-potásico a potásico de las muestras. También se observa la fortísima dispersión de los materiales epiclásticos, el carácter más potásico de las ignimbritas y de las tobas riolíticas, y una clara separación de los ortogneises graníticos de Covelo y San Sebastián con respecto al resto de los ortogneises.

Figura 8.10: Diagrama de clasificación de asociaciones aluminosas (DEBON Y LE FORT, 1983).



En el diagrama triangular AFM (Figura 8.11), las muestras se proyectan dentro del campo de las series calcoalcalinas. Dado el carácter ácido de los materiales estudiados y su limitado rango de variación, la utilidad de este diagrama es bastante escasa, aunque se observan unos hiatos claros entre el conjunto principal y una parte de los materiales volcanosedimentarios y los ortogneises

graníticos. En la Figura 8.12 se comprueba que las rocas ígneas ordovícicas son de carácter ácido y se proyectan en los campos de las series ricas en potasio (calcoalcalinas) y series shoshoníticas.

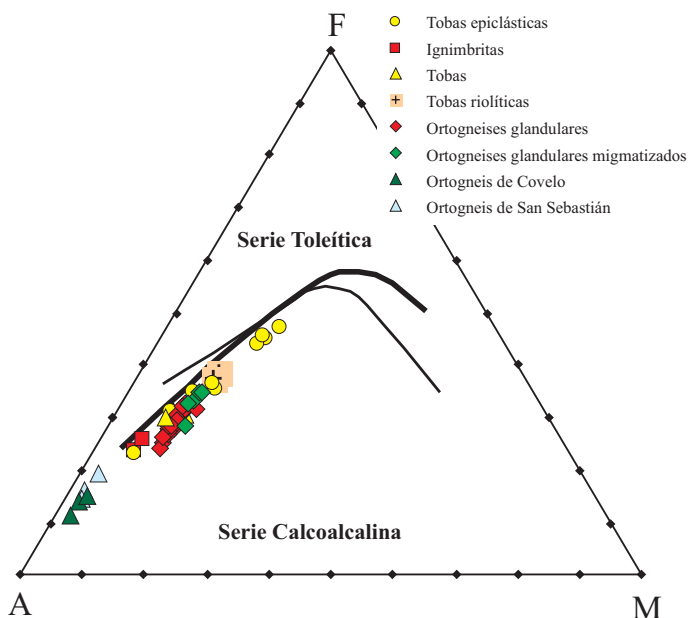


Figura 8.11: Proyección de las muestras en el diagrama AFM (TILLEY, 1960). Los límites entre las series calcoalcalina y toleítica son de IRVINE Y BARAGAR (1971; línea fina) y de KUNO (1968; línea gruesa).

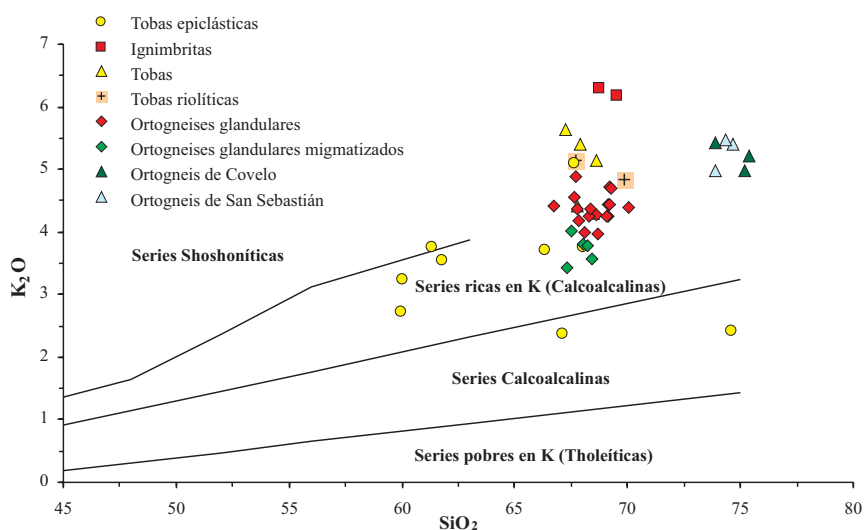


Figura 8.12: Diagrama de variación de SiO_2 vs. K_2O . Se han representado los límites de MIDDLEMOST (1985) para los distintos tipos de series calcoalcalinas y para la serie shoshonítica.

Por su parte, ARCULUS (2003) propone que dentro de las series de rocas subalcalinas establecidas a partir del diagrama TAS, hay que restringir el termino calcoalcalino para aquellas series de rocas que cumplan el criterio original de PEACOCK (1931, índice de Peacock). En la Figura 8.13 se ha representado el índice de Peacock para las rocas ígneas de la Formación "Olló de Sapo" (ignimbritas, tobas y ortogneises glandulares). Las líneas de tendencia de CaO y de $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ se intersectan en el campo de las rocas calcoalcalinas, con un valor de SiO_2 de 58. Por otra parte, propone un nuevo término para definir estas series de rocas basado en la relación FeO^*/MgO , donde el FeO^* corresponde a $\text{FeO}_{\text{total}}$, expresado en la Figura 8.14. Según este autor, las rocas analizadas corresponderían a una serie calcoalcalina con bajo contenido en Fe, excepto las

muestras correspondientes al Ortogneis de San Sebastián, que corresponde a una serie toleítica con un contenido en Fe medio.

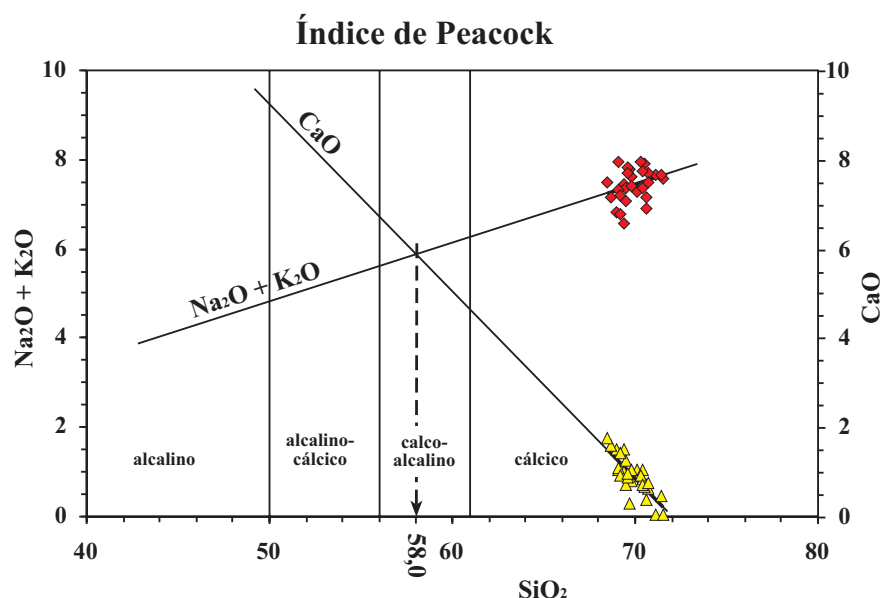
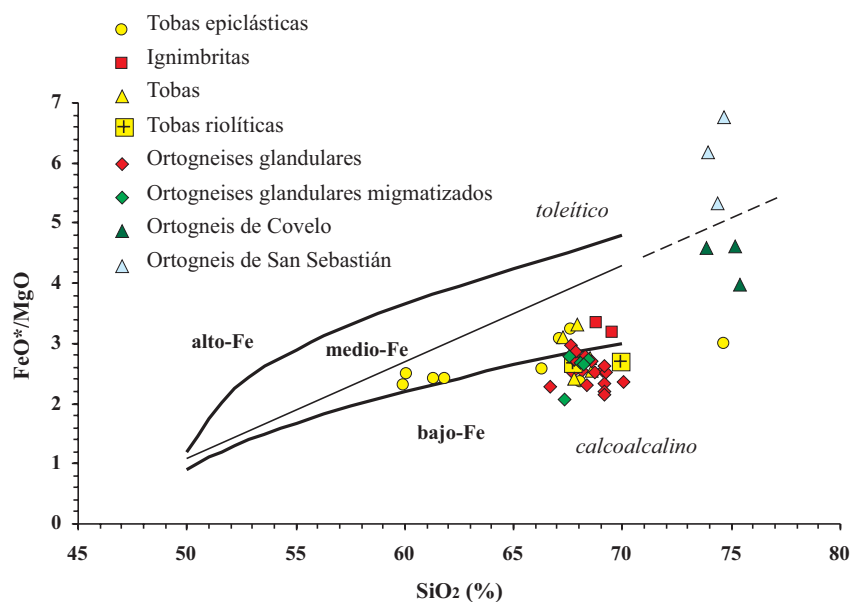


Figura 8.13: Diagrama de variación SiO_2 vs. $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ y CaO para determinar el índice de PEACOCK (1931). Los datos analíticos corresponden a ignimbritas, tobas, ortogneises glandulares y ortogneises glandulares migmatizados.

Figura 8.14: Diagrama SiO_2 vs. FeO^*/MgO . El límite entre series calcoalcalina y toleítica (línea fina) es de MIYASHIRO (1974). División de los campos de alto, medio y bajo contenido en Fe a partir de ARCULUS (2003).



En resumen, los materiales de la Formación "Ollo de Sapo" son rocas que pertenecen a una serie subalcalina, peraluminica, sobresaturada en SiO_2 y forman una asociación de carácter ácido con un contenido en potasio alto y un contenido en Fe bajo, aunque puede presentar características típicas de las series calcoalcalinas. Su espectro composicional es bastante restringido, no encontrándose materiales ígneos de composición andesítica.

8.4.- VARIABILIDAD DE LOS ELEMENTOS MAYORES

Las muestras se concentran en tres grupos en función de su contenido en sílice (Figura 8.1), existiendo entre ellos huecos composicionales. El grupo principal está formado por rocas ácidas, con unos contenidos en SiO_2 que varían entre 66% y 73%. Los materiales epiclásticos no forman un grupo definido y tienen una amplia dispersión composicional, y el tercer grupo está formado por los ortogneises graníticos que tienen un intervalo de variación de SiO_2 muy pequeño ($74 < \text{SiO}_2 < 77$).

El primer grupo mayoritario está formado por ignimbritas, tobas, tobas riolíticas y ortogneises glandulares que, debido a que el rango de variación de la sílice es pequeño, se concentran en una nube de puntos (Figura 8.15), lo que hace difícil visualizar su tendencia de variación. Un segundo grupo lo forman los materiales epiclásticos (volcanosedimentarios), y un tercer grupo está compuesto por los ortogneises graníticos (Covelo y San Sebastián). Estos tres grupos quedan bien reflejados en los diagramas binarios, en los que está representada la variación de los óxidos de los elementos mayores con respecto al contenido en sílice, que se ha considerado como un índice de variación representativo.

La correlación levemente positiva de los álcalis con la sílice (Figura 8.1) y las correlaciones negativas del Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MnO , MgO y TiO_2 (Figura 8.15) corresponden a procesos de variación controlados por la cristalización de plagioclasa y minerales ferromagnesianos. El aluminio presenta un contenido relativamente alto ($\text{Al}_2\text{O}_3 > 14\%$) en las rocas de la Formación "Ollo de Sapo", y para los ortogneises graníticos el contenido en Al_2O_3 es aproximadamente de 13%.

Por lo que respecta al comportamiento del CaO , en los ortogneises glandulares, se observa cómo aquellos que se encuentran dentro de la zona de alto grado metamórfico presentan un mayor contenido en CaO , lo cual viene reflejado por tener una plagioclasa con una composición más rica en An (oligoclasa), mientras que en los de bajo grado las plagioclasas son albíticas. Las ignimbritas y las tobas riolíticas tienen muy bajos contenidos en CaO y Na_2O , que concuerdan bien con la pobreza en plagioclasa de estas rocas.

En cuanto a los materiales epiclásticos (volcanosedimentarios), se pueden hacer los mismos tres grupos que quedan reflejados en el diagrama TAS (Figura 8.1). Un primer grupo (muestras 229-2, 267-29, 267-127 y 267-128) se caracteriza por el alto contenido en Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MgO , MnO y TiO_2 , lo cual puede representar composiciones originales más básicas de estas rocas, pero no hay que descartar que los procesos sedimentarios hayan producido modificaciones en la composición original.

Un segundo grupo de muestras presenta las mismas características que los ortogneises glandulares, y por último, la muestra con mayor contenido en SiO_2 , que se separa claramente del resto, tiene bajos contenidos en Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MgO , MnO y TiO_2 .

Para los ortogneises graníticos, hay que destacar que son más ricos en SiO_2 y más pobres en Fe_2O_3 , MnO , MgO , TiO_2 que los de la Formación "Ollo de Sapo".

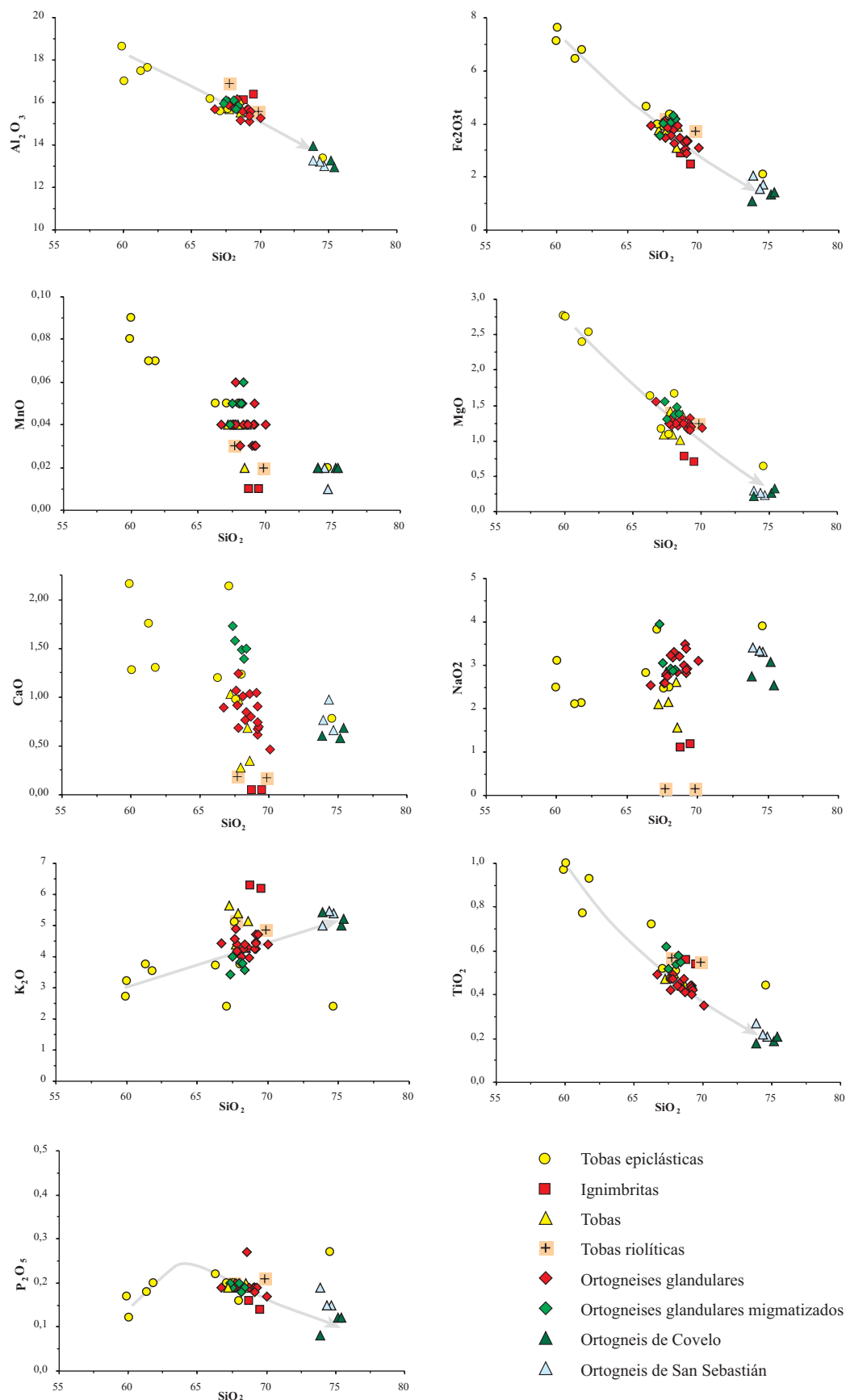


Figura 8.15: Diagramas de variación de SiO_2 vs. elementos mayores.

8.5.- COMPORTAMIENTO DE LOS ELEMENTOS TRAZA

La evolución de los elementos traza frente a la sílice se muestran en los diagramas binarios de la Figura 8.16. No se han incluido los valores de Co en estos diagramas, ya que las muestras han quedado contaminadas en este elemento en el proceso de pulverización con anillos de WIDIA.

Al igual que con los elementos mayores, el escaso rango de variación de SiO_2 , determina una considerable concentración de los datos analíticos, que dificulta la definición de las pautas de variación, aunque en conjunto representan en la mayoría de los casos unas tendencias de variación congruentes con procesos de diferenciación de series calcoalcalinas. En general, los materiales que componen el grupo principal de la Formación "Ollo de Sapo" tienen un comportamiento disperso pero relativamente coherente con respecto a la mayoría de los elementos traza. Únicamente, las tobas riolíticas se separan del conjunto, al presentar unos contenidos muy bajos de Ba, Pb y Sr, que se refleja en la escasez de plagioclasa. Además tiene un contenido bastante elevado de Rb y Zr, que puede deberse a la acumulación de circón detrítico y enriquecimiento en cuarzo.

Los elementos de alta carga iónica (HFS), como el Nb y Zr, muestran que el conjunto de los análisis se concentran en una nube de puntos, formando un grupo bastante homogéneo, excepto para las cuatro muestras de las tobas epiclásticas, que muestran unos contenidos en sílice inferiores, y para los ortogneises graníticos. La muestra de las tobas epiclásticas con mayor contenido en Sr (267-130, 305 ppm) corresponde también a la muestra que tiene unos valores de CaO y Na_2O más altos.

En general, considerando el grupo más básico de los materiales volcanosedimentarios, el grupo principal del "Ollo de Sapo" y el Ortogneises de Covelo, se puede ver que el comportamiento de muchos elementos traza es congruente con un proceso normal de evolución magmática. En cambio, el Ortogneis de San Sebastián tiende a separarse de la tendencia general, y marca una pauta de comportamiento diferente a la del resto de los materiales anteriores. Este comportamiento es evidente con respecto a los contenidos en Ba, Nb, Pb, Th, U y Zr, mientras que en el resto de los elementos se observan diferencias menos pronunciadas.

8.6.- DIAGRAMAS MULTIELEMENTALES NORMALIZADOS

Para percibir de una forma visual y rápida la variabilidad de grupos de elementos traza en diferentes tipos de rocas y poder establecer comparaciones con finalidad petrogenética, se recurre frecuentemente al uso de diagramas multielementales normalizados. En este trabajo los contenidos en tierras raras (REE) se han normalizado frente a la composición del condrito de TAYLOR Y MCLENNAN (1985), que representa una modificación de los valores de EVENSEN *et al.* (1978). También se han realizado otros diagramas multielementales, los cuales nos permiten establecer comparaciones con grandes unidades geológicas de interés y encuadrar las muestras dentro de un ambiente geotectónico determinado. Con esta finalidad se han realizado normalizaciones frente a la composición media de la corteza continental superior de TAYLOR Y MCLENNAN (1985).

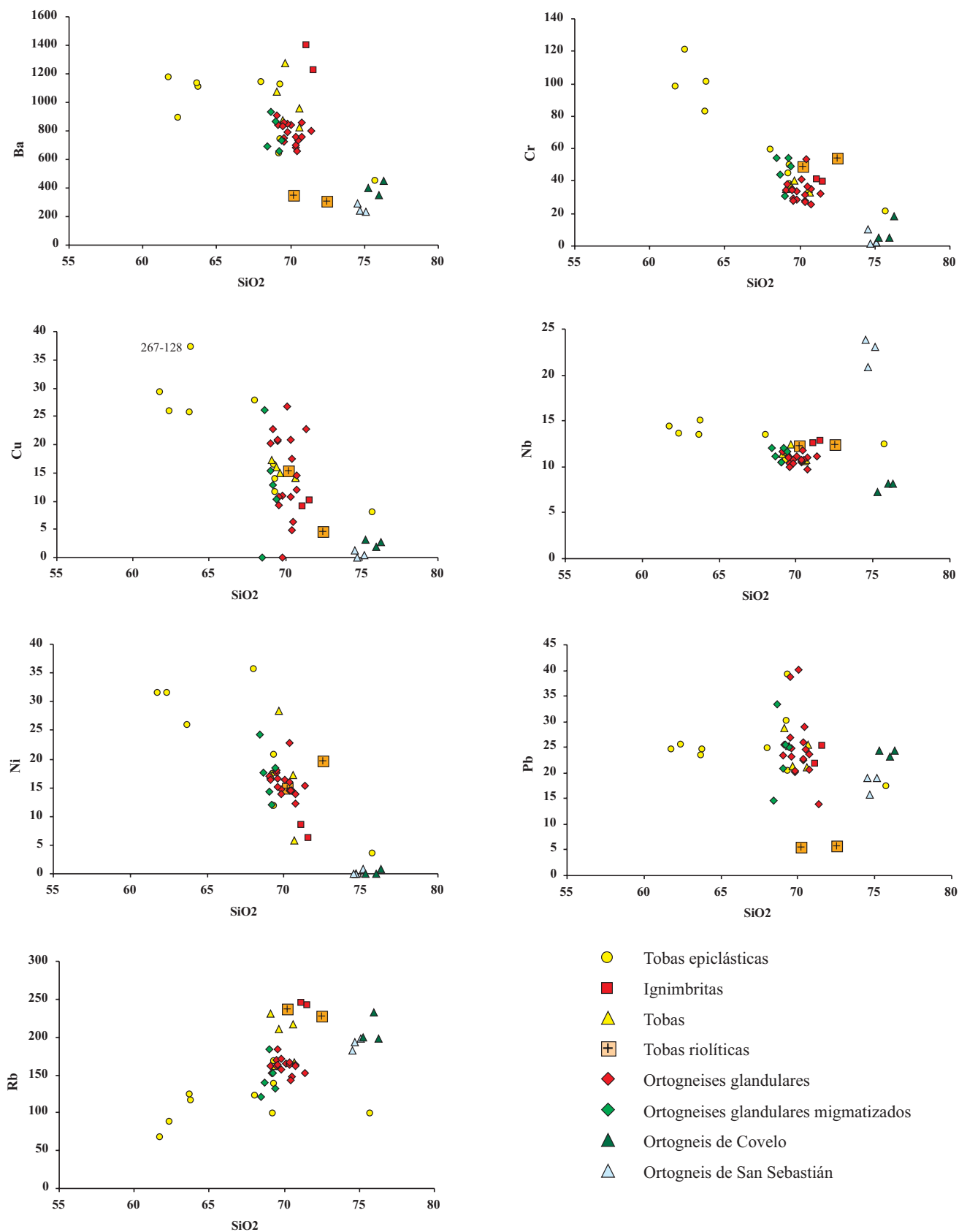


Figura 8.16: Diagramas de variación de SiO₂ vs. elementos traza.

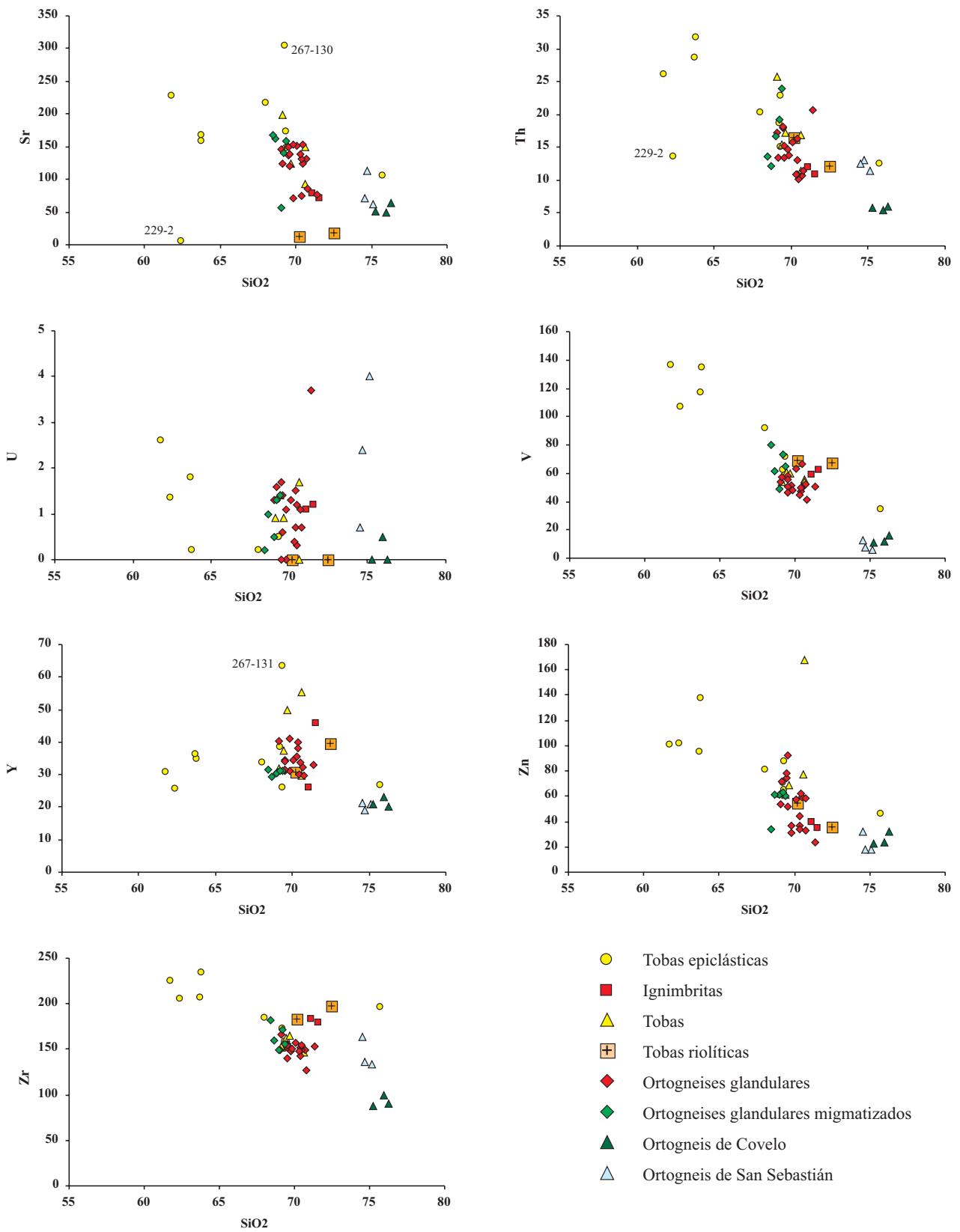


Figura 8.16 (continuación): Diagramas de variación de SiO₂ vs. elementos traza.

8.6.1.- Comportamiento de los elementos del grupo REE

Se ha representado cada una de las muestras de forma individual y según los grupos de facies que se han distinguido en la Formación "Olló de Sapo". Para el ortogneis glandular de la zona de bajo grado metamórfico, los espectros de REE normalizados a la composición condritica (Figura 8.17), tienen una gran homogeneidad, presentando contenidos no muy elevados de tierras raras, con $\sum \text{REE} \approx 93\text{-}164$ y valores de $(\text{La}/\text{Lu})_N$ entre 5 y 20, con una anomalía negativa en europio moderada ($\text{Eu}/\text{Eu}^* \approx 0,39\text{-}1,1$), debido al escaso fraccionamiento de la plagioclasa. También se pone en evidencia que existe un fraccionamiento mayor para el grupo de las LREE con un valor medio de $(\text{Ce}/\text{Sm})_N = 3,76$; mientras que para las HREE el valor medio de la relación $(\text{Gd}/\text{Yb})_N$ es del orden de 1,59.

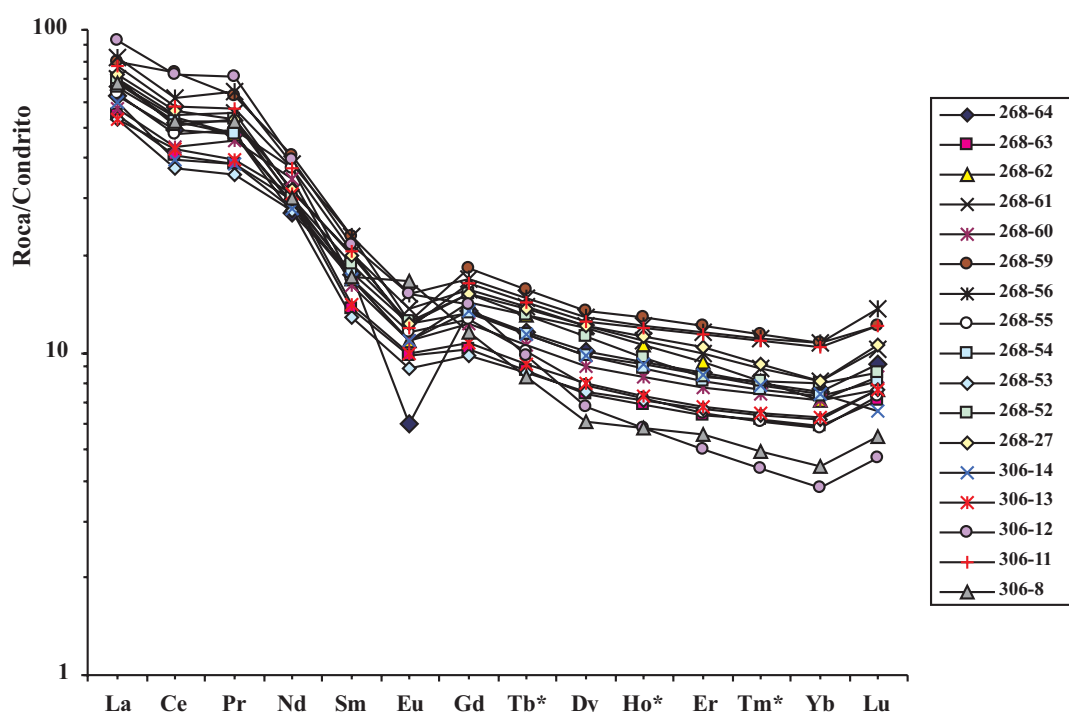


Figura 8.17: Diagrama de tierras raras normalizadas al condrito (TAYLOR Y MCLENNAN, 1985) de los ortogneises glandulares de bajo grado metamórfico. (*) Elementos calculados por interpolación.

El rango de variación de las tierras raras que presenta el ortogneis glandular será utilizado como término de comparación con las diversas facies de la Formación "Olló de Sapo" y con los ortogneises graníticos de Covelo y de San Sebastián. En los gráficos, este rango de variación se ha representado por un sombreado gris. No se ha considerado el Eu de la muestra 268-64, ya que su contenido difiere del resto de las muestras, por lo que podría llevar a confusiones, además de no mostrar un intervalo de correlación bien caracterizado, como el que definen el resto de las muestras. La muestra 306-8 presenta una pequeña anomalía positiva en Eu y en la muestra 306-12 la anomalía es muy pequeña. En ambos casos no existen diferencias petrográficas con el resto, pero sí son las que tienen unos contenidos en HREE más bajos.

En la Figura 8.18 se proyectan los espectros de las muestras de los ortogneises glandulares de la zona metamórfica de alto grado. Los procesos metamórficos no parecen afectar a la concentración de las REE, ya que son muy semejantes y presentan configuraciones de espectros similares. Los contenidos totales de tierras raras no son muy elevados, con $\sum\text{REE} \approx 117\text{-}157$, y sus espectros se caracterizan por valores de $(\text{La}/\text{Lu})_N \approx 6,8\text{-}25,4$ y anomalía negativa en europio ($\text{Eu}/\text{Sm} = 0,197\text{-}0,320$; $\text{Eu}/\text{Eu}^* \approx 0,6\text{-}1$). Hay que resaltar que las muestras 228-27 y 228-28 no exhiben una anomalía en Eu acentuada y presentan un mayor fraccionamiento de HREE, al igual que ocurre con las muestras 306-8 y 306-12 del ortogneis en bajo grado metamórfico. Las cinco muestras proyectadas presentan algunas diferencias en el contenido en HREE, pero sus características texturales de campo y petrográficas son idénticas.

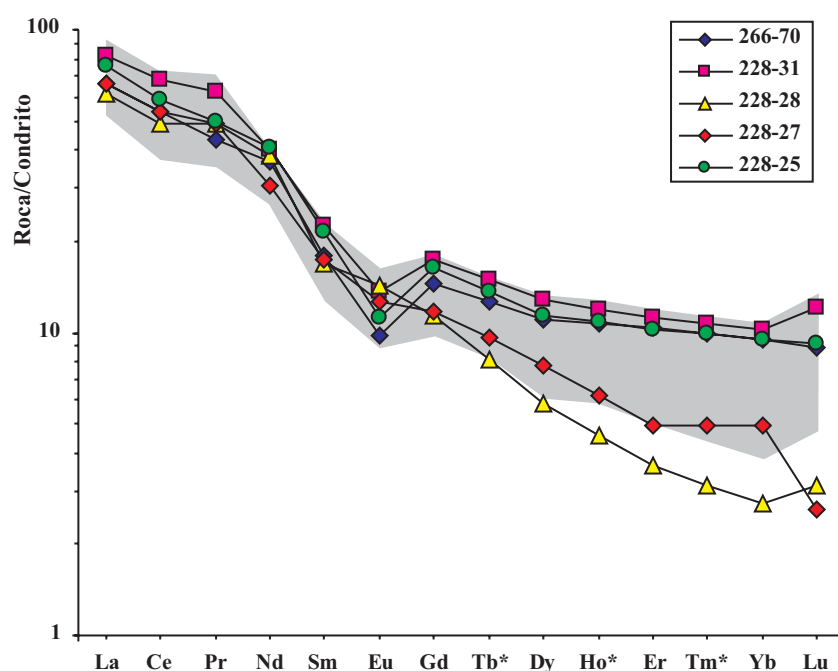


Figura 8.18: Diagrama de tierras raras normalizadas al condrito (TAYLOR Y MCLENNAN, 1985) para las muestras del ortogneis glandular migmatizado. El sombreado representa la variación de los contenidos de REE en los ortogneises glandulares en la zona de bajo grado metamórfico. (*) Elementos calculados por interpolación.

En la Figura 8.19 se proyectan los espectros de REE de las tobas dentro de la zona metamórfica de bajo grado. Los espectros se adaptan al área definida por el ortogneis glandular, mostrando las mismas pautas de distribución. Presentan contenidos no muy elevados de tierras raras ($\sum\text{REE} \approx 94\text{-}164$) y sus espectros se caracterizan por tener valores de $(\text{La}/\text{Lu})_N \approx 5,59\text{-}8,16$ y una anomalía negativa en europio ($\text{Eu}/\text{Eu}^* \approx 0,63\text{-}0,78$).

En la Figura 8.20 se proyectan los espectros de tierras raras de las ignimbritas y de las tobas riolíticas de la zona metamórfica de bajo grado. Aunque sólo se dispone de dos muestras de cada litología, los espectros que presentan son bastante semejantes y se sitúan dentro del rango definido por los ortogneises glandulares. La diferencia más destacable entre ambos tipos de roca consiste en que la anomalía de Eu es más acentuada en las muestras de las tobas riolíticas.

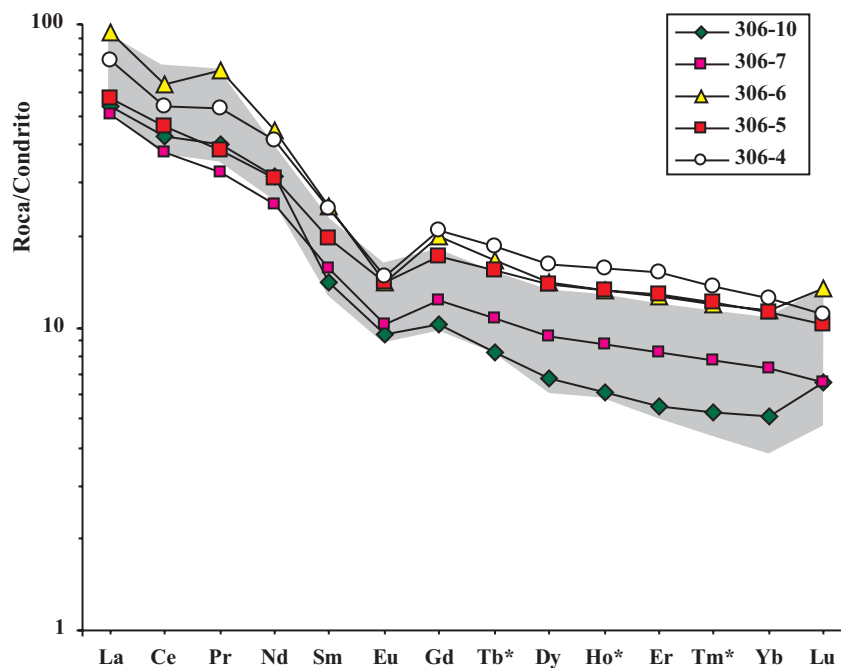


Figura 8.19: Diagrama de tierras raras normalizadas al condrito (TAYLOR Y MCLENNAN, 1985) de las tobas. El sombreado representa la variación de los contenidos de REE en los ortogneises glandulares en la zona de bajo grado metamórfico. (*) Elementos calculados por interpolación.

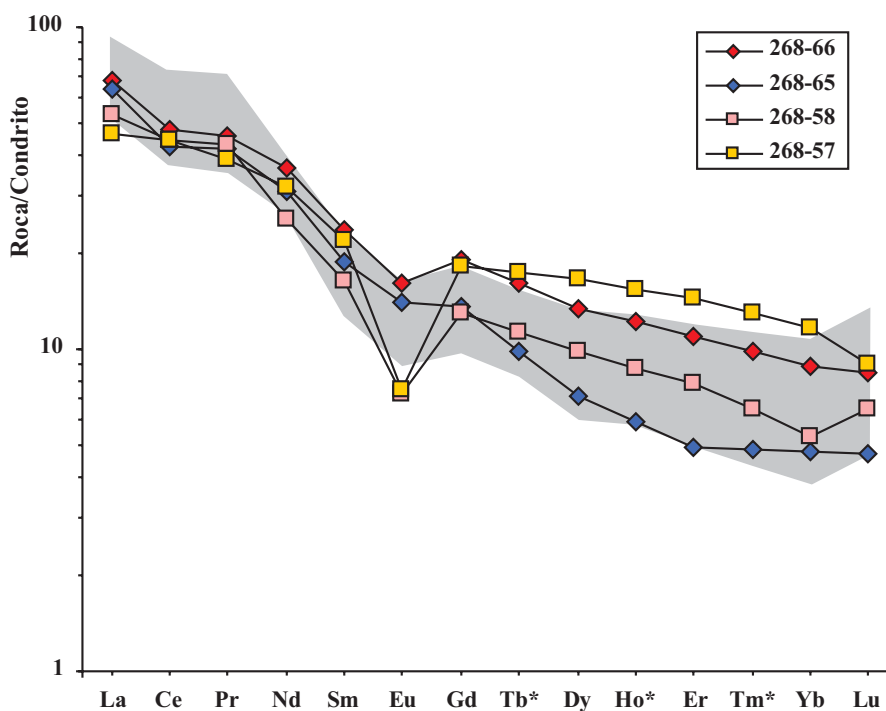


Figura 8.20: Diagrama de tierras raras normalizadas al condrito de TAYLOR Y MCLENNAN (1985) de las ignimbritas (\diamond = 268-65 y 66) y de las tobas riolíticas (\square = 268-57 y 58). El sombreado representa los contenidos de REE en los ortogneises glandulares en la zona de bajo grado metamórfico. (*) Elementos calculados por interpolación.

Las ignimbritas tienen unos contenidos no muy elevados de tierras raras, con $\sum\text{REE} \approx 108,43-128,7$ y sus espectros se caracterizan por tener valores de $(\text{La}/\text{Lu})_{\text{N}} \approx 8,17-13,63$ y una anomalía negativa en europio poco marcada ($\text{Eu}/\text{Sm} = 0,256-0,279$; $\text{Eu}/\text{Eu}^* \approx 0,75-0,88$).

En las tobas riolíticas, los contenidos en REE son aproximadamente entre 103-115, sus espectros se caracterizan por tener valores de $(\text{La}/\text{Lu})_{\text{N}} \approx 5,24-8,10$ y una anomalía negativa de europio más marcada que el resto de los tipos litológicos asociados a la Formación "Ollo de Sapo" ($\text{Eu}/\text{Sm} = 0,128-0,168$; $\text{Eu}/\text{Eu}^* \approx 0,38-0,5$).

Los espectros de tierras raras de las rocas que forman parte de la secuencia volcanosedimentaria se muestran en la Figura 8.21. Estos materiales presentan contenidos no muy elevados de tierras raras ($\sum\text{REE} \approx 114,46-210,4$) y sus espectros se caracterizan por tener valores de $(\text{La}/\text{Lu})_{\text{N}} \approx 3,93-15,22$ y anomalía negativa moderada a baja en europio ($\text{Eu}/\text{Sm} = 0,128-0,168$; $\text{Eu}/\text{Eu}^* \approx 0,63-0,95$). Como se puede apreciar, los espectros son muy similares en cuanto a configuración y a variación de contenidos de REE a los del ortogneis glandular y al resto de las litologías de la Formación "Ollo de Sapo".

En el caso de las muestras con menor contenido en SiO_2 , se observa que tienen unos contenidos en LREE un poco mayores, con $\sum\text{REE} \approx 151-210$ y $(\text{La}/\text{Lu})_{\text{N}} \approx 3,18-4,14$. Este comportamiento es coherente con el observado para otros elementos traza, siendo todo ello congruente con un proceso normal de evolución magmática con fraccionamiento de plagioclasa.

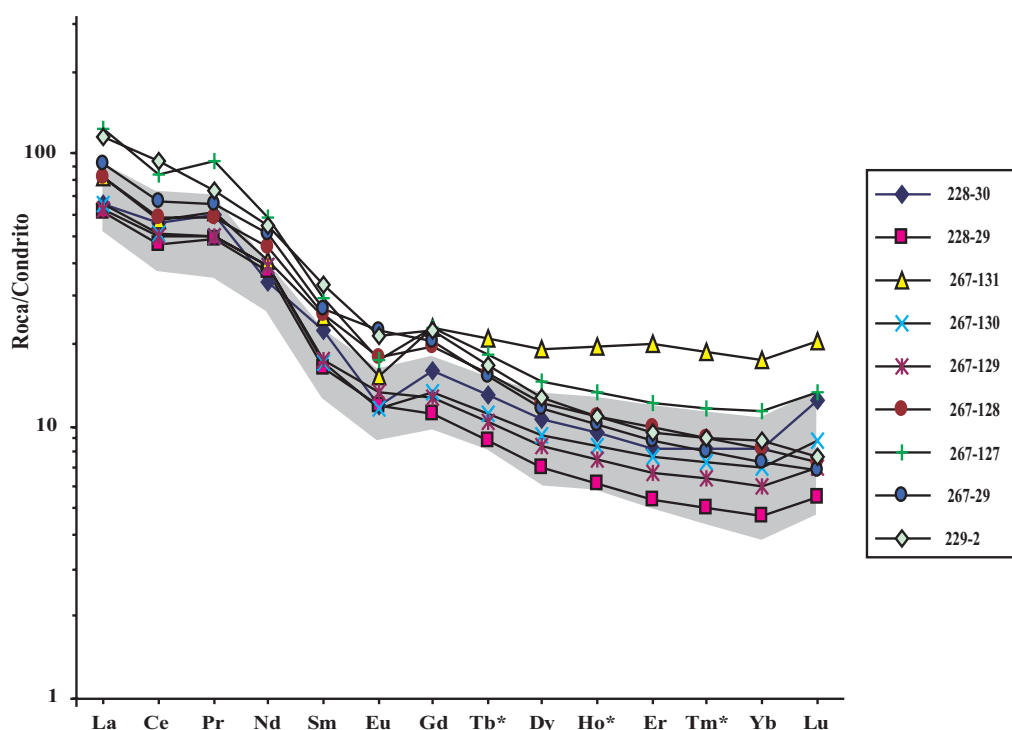


Figura 8.21: Diagrama de tierras raras normalizadas al condrito de TAYLOR Y MCLENNAN (1985) de la secuencia volcanosedimentaria (tobas epiclásticas). El sombreado corresponde a la variación de los contenidos de REE en los ortogneis glandulares de bajo grado metamórfico. (*) Elementos calculados por interpolación.

En la Figura 8.22 se proyectan los espectros de tierras raras de los ortogneises graníticos de Covelo y San Sebastián, que se encuentran dentro de la zona metamórfica de alto grado metamórfico. El Ortogneis de Covelo tiene unos contenidos en tierras raras inferiores a los del ortogneis glandular, con $\sum\text{REE} \approx 57,12-66,30$ y sus espectros se caracterizan por valores de $(\text{La}/\text{Lu})_N \approx 8,14-14,97$ y una anomalía negativa en europio débil ($\text{Eu}/\text{Eu}^* \approx 0,59-0,64$). En general, sus espectros siguen las mismas pautas que las de los ortogneises glandulares, con una anomalía moderada de Eu y con unos contenidos en REE inferiores, lo cual es coherente con procesos de diferenciación magmática cuando ambos materiales proceden de una misma fuente de origen.

El Ortogneis de San Sebastián tiene unos contenidos de REE algo superiores ($\sum\text{REE} \approx 95,54 - 107,83$), valores de $(\text{La}/\text{Lu})_N \approx 13,92-16$ y una anomalía negativa en europio mucho más acentuada que el resto de las muestras estudiadas ($\text{Eu}/\text{Eu}^* \approx 0,35-0,39$). Estos contenidos en REE se sitúan en el límite inferior de los del ortogneis glandular "Ollo de Sapo", y presentan una anomalía en Eu más acentuada. En los espectros de este ortogneis no se define el rebote de Lu, que es tan patente en el ortogneis de Covelo y en la gran mayoría de las muestras de los ortogneises glandulares.

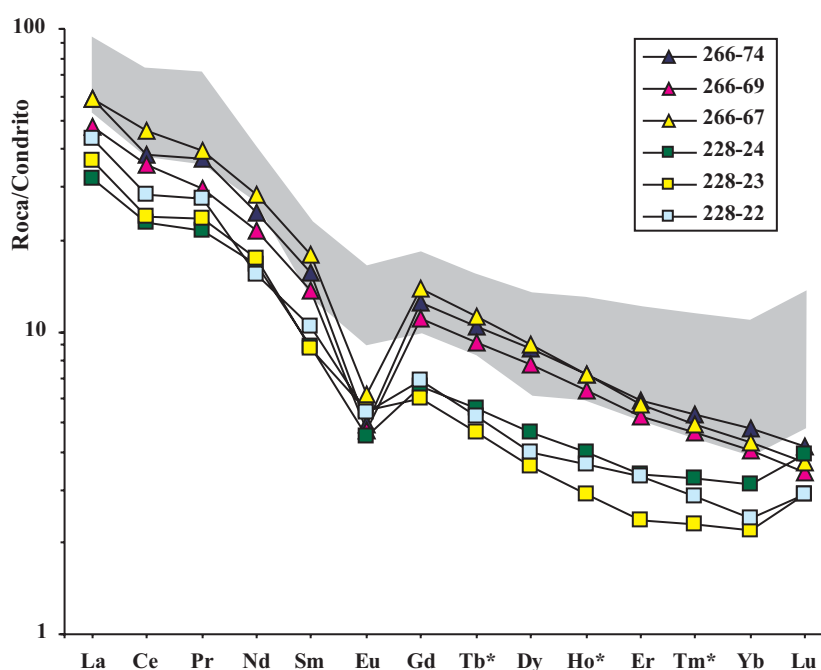


Figura 8.22: Diagrama de tierras raras normalizadas al condrito de TAYLOR Y MCLENNAN (1985) (\square = Covelo: 228-22, 23, 24; \triangle = San Sebastián: 266-67, 69, 74). El sombreado corresponde a la variación de los contenidos de REE en los ortogneises glandulares de bajo grado metamórfico. (*) Elementos calculados por interpolación.

En la Tabla 8.4 se resumen las principales relaciones que presentan estos materiales. En los ortogneises glandulares se han eliminado los valores de las muestras 306-8 y 306-12, por no tener anomalía negativa en Eu, también se han suprimido los valores de las muestras 228-27 y 228-28 de los ortogneises glandulares migmatizados por el mismo motivo.

	Σ REE	(La/Lu) _N	(La/Yb) _N	(La/Sm) _N	(Gd/Yb) _N	Eu/Sm
Ortogneises glandulares	93-149	5,97-9,14	7,46-10,99	3,45-4,13	1,57-2,18	0,13-0,27
Ortogneises glandulares migmatiz.	128-142	6,81-8,31	6,96-8,08	3,55-3,69	1,52-1,73	0,20-0,23
Tobas	94-164	5,59-8,16	5,07-10,54	2,82-3,78	1,53-2,02	0,20-0,26
Ignimbritas	108-129	8,17-13,63	7,77-13,42	2,93-3,44	2,16-2,81	0,25-0,27
Tobas riolíticas	103-115	5,24-8,10	4,00-9,91	2,14-3,27	1,55-2,41	0,12-0,16
Tobas epiclásticas	114-210	3,93-15,22	4,66-13,15	2,91-4,14	1,31-2,80	0,19-0,31
Ortogneis de Covelo	57-66	8,14-14,97	10,19-17,86	3,59-4,14	2,09-2,86	0,18-0,23
Ortogneis de San Sebastián	96-107	13,92-16	11,68-13,67	3,31-3,71	2,59-3,23	0,11-0,13

Tabla 8.4: Resumen de los principales contenidos y relaciones presentes en las facies de la Formación “Ollo de Sapo”.

Los modelos de REE normalizados para las rocas metavolcánicas de la Formación “Ollo de Sapo” y de los ortogneises graníticos son muy comunes en granitoides peraluminicos. Esto incluye un enriquecimiento en tierras raras ligeras (LREE) en relación a las tierras raras pesadas (HREE) y una anomalía de Eu.

8.6.2.- Comparación con la corteza continental superior

Los materiales de la Formación “Ollo de Sapo” representan un magmatismo intracontinental, posiblemente derivado de la fusión de materiales corticales (ricos en SiO₂ y en K₂O, peraluminicos), por lo que a la hora de establecer comparaciones, se ha escogido como referencia la corteza continental superior (CCSup). Se ha representado cada análisis de forma individual, tomándose como nivel de referencia de las comparaciones los análisis de ortogneises glandulares de bajo grado metamórfico.

Como composición representativa de la corteza continental superior se ha tomado en todos los casos la calculada por TAYLOR Y MCLENNAN (1985), por ser la que incluye un espectro composicional más completo. En la Figura 8.23 se muestran los espectros normalizados de los ortogneises glandulares de la zona de bajo grado metamórfico, pudiéndose observar que estos materiales presentan un espectro muy similar al de la corteza continental superior, con una tendencia plana y con un nivel de base próximo a la unidad.

No obstante, se observan fuertes anomalías negativas de Ca, Sr, Zr, Nb y U, así como anomalías positivas en Al, K y P. El resto de los elementos se adaptan bien a los contenidos de la CCSup. Las anomalías negativas de Sr y Nb indican una clara filiación cortical (BEA, 2002). Además, se asume que la corteza continental está empobrecida en Nb en relación a otros elementos incompatibles como el La (BARTH *et al.*, 2000), efectos que se aprecian bien en la Figura 8.23. También la anomalía baja en Eu es contraria a que estos materiales deriven de magmas básicos. La anomalía de Sr se debe posiblemente a que queda algún residuo de fusión parcial con plagioclasa rica en anortita, lo que también justifica la pobreza en Ca.

La anomalía positiva del P se refleja en la abundancia de apatito como mineral accesorio dentro de los ortogneises glandulares. Esto nos puede inducir a pensar que niveles corticales ricos en P han podido participar como material fuente para la generación del magma que da lugar al "Ollo de Sapo".

Al tomar los valores composicionales representativos de los ortogneises glandulares, para establecer su rango de variación, se han rechazado los que presentan un comportamiento anómalo con respecto a los valores del resto de las muestras. Estos son el contenido en U de la muestra 306-12 y el de Eu en la muestra 268-64. Esta última muestra es la que tiene una anomalía de Eu más acentuada (Figura 8.17). Además, se ha eliminado el Co, ya que está afectado por una contaminación durante el proceso de molienda de las muestras, que queda reflejado por una fuerte anomalía positiva con relación al valor medio de la corteza superior, como se puede ver en la Figura 8.23.

El diagrama multielemental para los ortogneises glandulares de alto grado metamórfico (Figura 8.24), es muy similar al de la zona de bajo grado, ajustándose muy bien a su rango de variación y apreciándose únicamente que son algo más ricos en calcio, como ya quedó patente en el diagrama binario SiO_2 vs. CaO (Figura 8.15).

El diagrama multielemental para las tobas se muestra en la Figura 8.25. Se observa muy bien que los contenidos de los elementos se adaptan en la gran mayoría de los casos al rango de variación del ortogneis glandular. Únicamente en la muestra 306-4 se aprecian unos contenidos muy bajos de Mn y Ni.

Las ignimbritas y las tobas riolíticas (Figura 8.26) presentan ciertas diferencias entre ellas, aunque en líneas generales presentan configuraciones de espectros bastante semejantes. Las ignimbritas son bastante similares a los ortogneises y las diferencias más apreciables frente al ortogneis glandular consisten en un mayor empobrecimiento de Na, Ca, Mn y Ni, que obedece a su carácter más ácido y evolucionado (más pobres en plagioclasa y minerales ferromagnesianos).

Las tobas riolíticas presentan las mismas anomalías que las ignimbritas (bajos contenidos de Na, Ca, Mn y Ni), pero las mayores discrepancias ocurren para el Ba y el Pb, que tanto en los ortogneises como en las ignimbritas presentan enriquecimientos, mientras que en las tobas riolíticas exhiben anomalías negativas. También son más importantes las anomalías negativas en Na y Sr. Esto se refleja en la escasez de plagioclasa y minerales cálcicos, mostrando en sus análisis los contenidos más bajos en CaO y Na_2O .

En la Figura 8.27 están representados los materiales volcanosedimentarios (tobas epiclásticas) de la Formación "Ollo de Sapo". Como se puede observar, presentan espectros semejantes a los ortogneises glandulares y al resto de los materiales, con la diferencia de que las dispersiones composicionales son mayores para ciertos elementos, debido a la superposición de procesos de alteración, transporte y mezcla con sedimentos.

Los espectros multielementales de los ortogneises graníticos de Covelo y de San Sebastián quedan reflejados en la Figura 8.28. En el caso del Ortogneis de Covelo se aprecia una configuración relativamente semejante a las de los ortogneises "Ollo de Sapo", si bien se observa

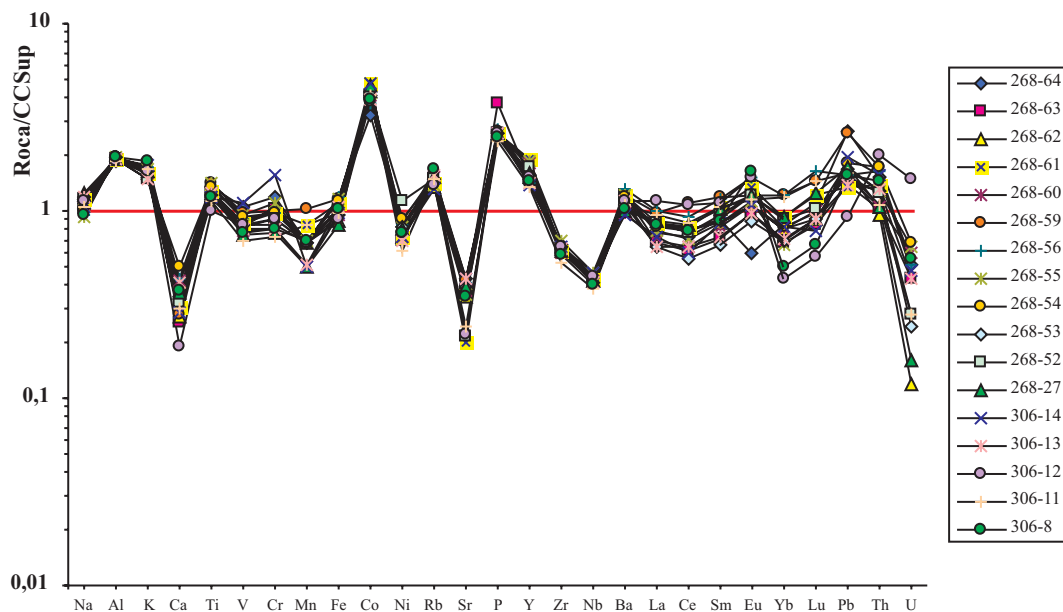


Figura 8.23: Diagrama multielemental normalizado a la media de la corteza continental superior (TAYLOR Y MCLENNAN, 1985) de los ortogneises glandulares de bajo grado metamórfico. El pico de Co obedece a la contaminación durante el proceso de molienda, en el resto de los gráfico se ha eliminado.

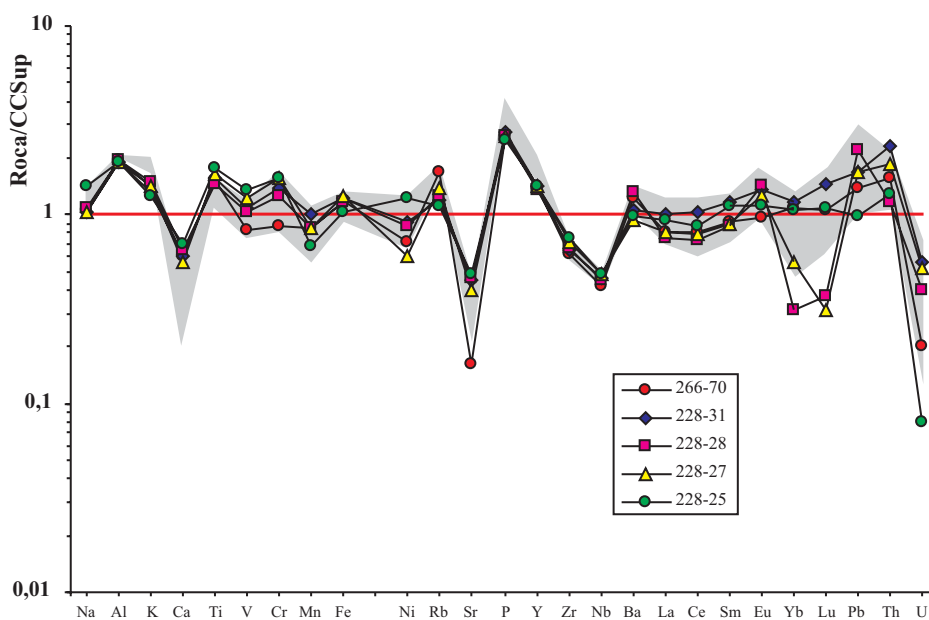


Figura 8.24: Diagrama multielemental normalizado a la media de la corteza continental superior (TAYLOR Y MCLENNAN, 1985), del ortogneis glandular de alto grado metamórfico. El área sombreada representa el intervalo de variación de los ortogneises glandulares de bajo grado metamórfico.

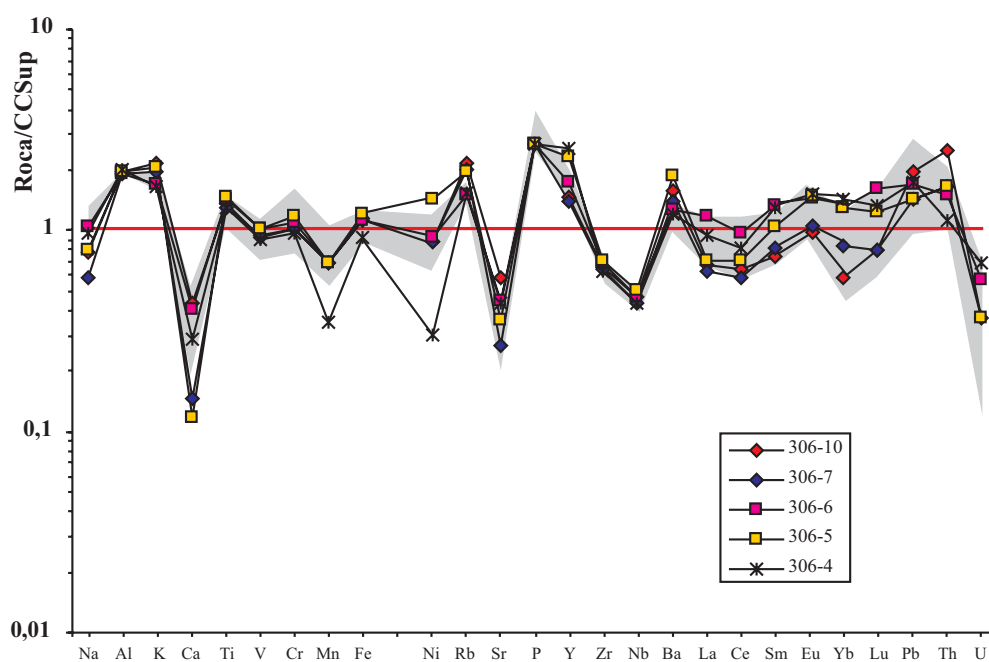


Figura 8.25: Diagrama multielemental normalizado a la media de la corteza continental superior (TAYLOR Y MCLENNAN, 1985) de las tobas de bajo grado metamórfico. El área sombreada representa el intervalo de variación de los ortogneises glandulares de bajo grado metamórfico.

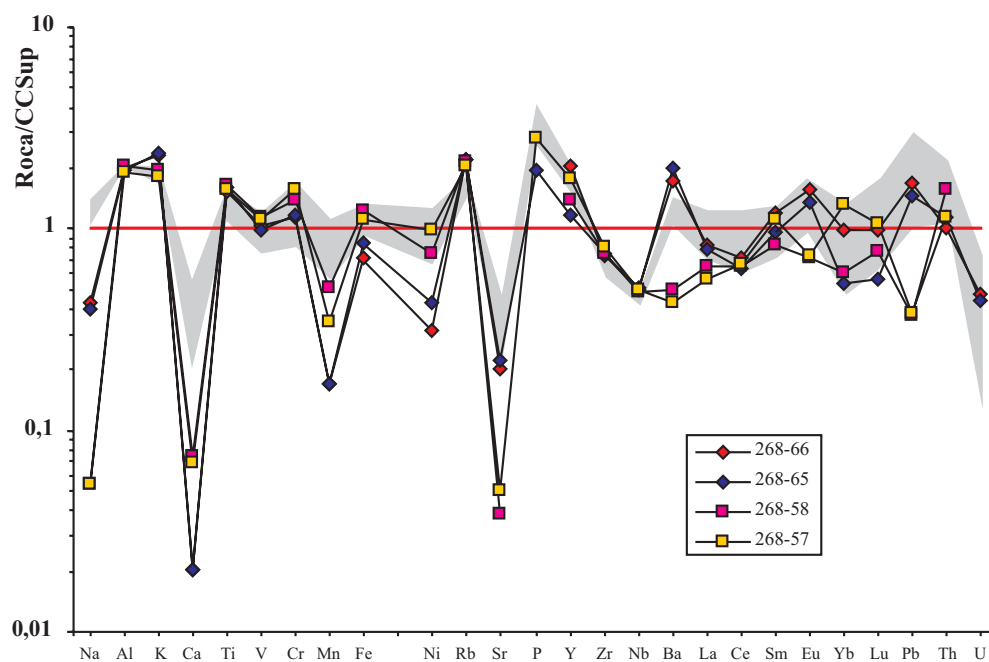


Figura 8.26: Diagrama multielemental normalizado a la media de la corteza continental superior (TAYLOR Y MCLENNAN, 1985) de las ignimbritas (268-65 y 66) y de las tobas riolíticas (268-57 y 58). Estas muestras se encuentran dentro de la zona de bajo grado metamórfico. El área sombreada representa el intervalo de variación de los ortogneises glandulares de bajo grado metamórfico.

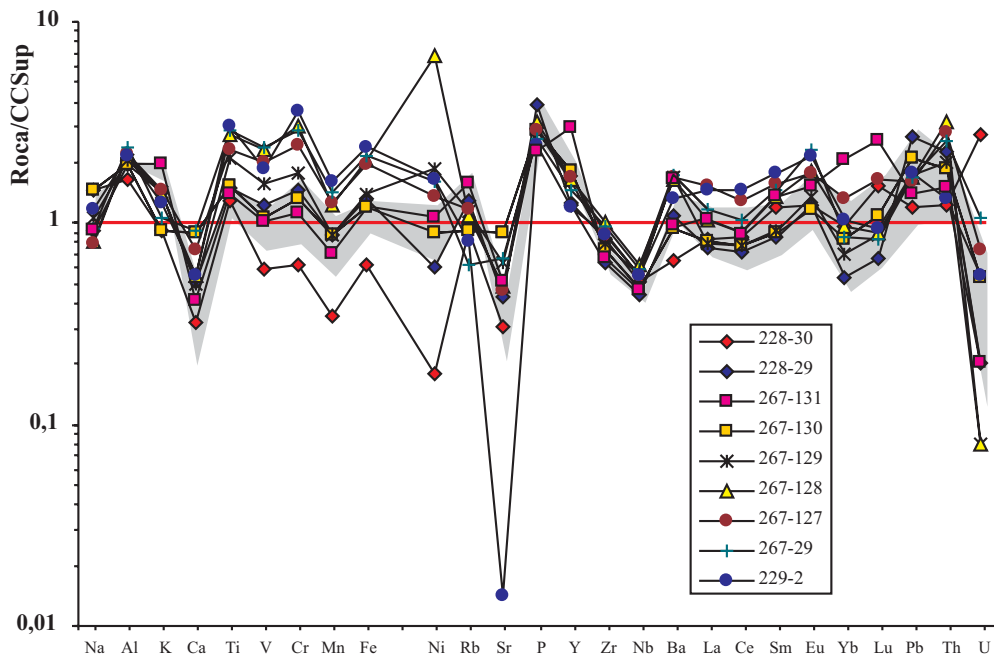


Figura 8.27: Diagrama multielemental normalizado a la media de la corteza continental superior (TAYLOR Y MCLENNAN, 1985) de los materiales volcanosedimentarios y epiclásticos de bajo grado metamórfico. El área sombreada representa el intervalo de variación de los ortogneises glandulares de bajo grado metamórfico.

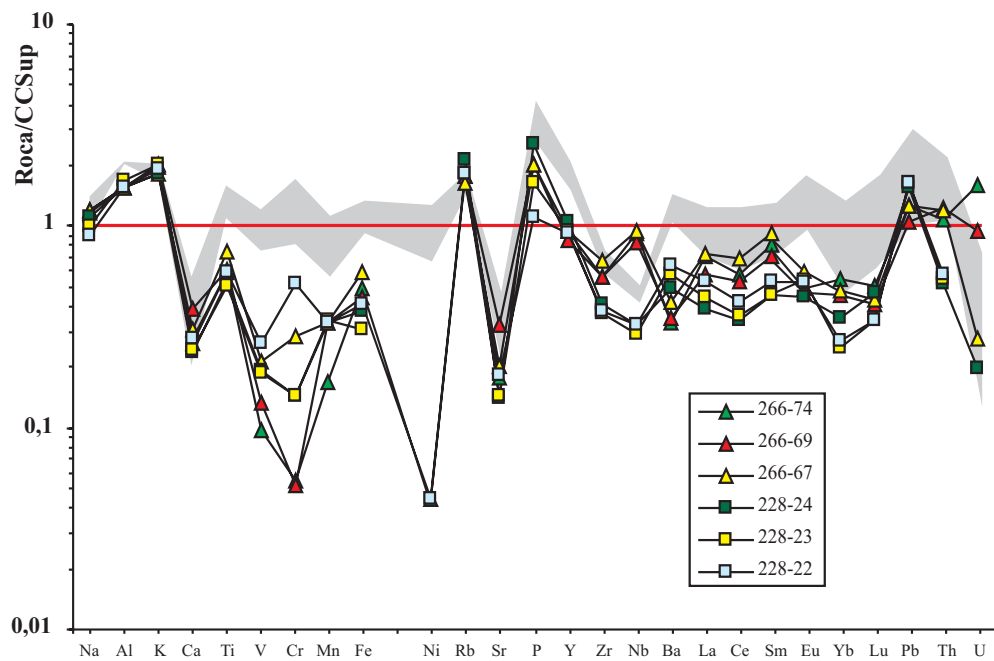


Figura 8.28: Diagrama multielemental normalizado a la media de la corteza continental superior (TAYLOR Y MCLENNAN, 1985) del Ortogneis de San Sebastián (Δ = 266-67, 69 y 74) y el Ortogneis de Covelo (\square = 228-22, 23 y 24). El área sombreada representa el intervalo de variación de los ortogneises glandulares de bajo grado metamórfico.

que una serie de elementos como Ti, V, Cr, Mn, Fe y Ni, que presentan concentraciones netamente inferiores, y en menor grado de P, Y, Zr, Nb, Ba, La, Ce, Yb y Lu, lo que indica que estos gneises posiblemente corresponden a magmas más evolucionados y ricos en SiO₂ (Figura 8.22).

El Ortogneis de San Sebastián muestra fuertes discrepancias con los ortogneises glandulares, como ha quedado patente en otros aspectos geoquímicos. Las diferencias más significativas corresponden a Nb y Ba, que tienen anomalías opuestas a las de los ortogneises glandulares. También el Ortogneis de San Sebastián presenta anomalías negativas en Ti, V, Cr, Mn, Fe y Ni. Los ortogneises de Covelo y San Sebastián presentan entre sí una marcada diferencia en elementos como V, Zr, Nb y Th.

8.7.- CARACTERIZACIÓN GEODINÁMICA

Las características geoquímicas de un determinado magmatismo deben de ser interpretadas junto con el resto de las observaciones geológicas y ninguna por sí sola debe ser sobrevalorada en apoyo de un determinado modelo. La geoquímica no debe ser considerada una panacea para la resolución de problemas, como muchas veces se pretende, sino una herramienta más de trabajo en la búsqueda de soluciones para explicar la evolución de un determinado sector de la corteza terrestre. La amplia aceptación de la tectónica de placas, a partir de los años 60, puso de manifiesto la relación existente entre magmatismo y el marco geotectónico, de tal manera que fueron muy numerosos los intentos de establecer criterios para discriminar el marco geotectónico a partir de las características geoquímicas del magmatismo asociado. Estos estudios, basados en modelos actuales bien conocidos, son generalmente utilizados para relacionar series magmáticas antiguas con sus posibles ambientes geotectónicos; sin embargo, los resultados obtenidos no son siempre inequívocos, en algunos casos son inexactos o, cuando menos, discrepantes de los obtenidos por otros criterios geológicos.

Los diagramas de discriminación de ambientes tectono-magmáticos se basan en la asunción de que la composición de los magmas depende fundamentalmente de la composición del área fuente y de su mineralogía, de la profundidad y el grado y mecanismo de fusión parcial, de los procesos de fraccionación y contaminación ocurridos a lo largo de la historia geológica, y todas estas variables son dependientes de la configuración geológica del entorno en el que se produce el magmatismo.

Mediante diversos diagramas, ya se han avanzado ciertas características de las rocas que integran la Formación "Ollo de Sapo". En este sentido, la disposición en algunos de los diagramas de la asociación volcánica y volcanosedimentaria estudiada permite tipificar con mayor precisión la misma.

BATCHELOR Y BOWDEN (1985) realizaron una clasificación orogénica de los granitoides a partir de la composición química de elementos mayores. El diagrama que proponen está basado en el diagrama R1 vs. R2 de DE LA ROCHE Y LETERRIER (1973), sobre el cual delinearon los límites de las diferentes asociaciones tectono-magmáticas. La proyección de los análisis de la Formación "Ollo de Sapo" en este diagrama (Figura 8.29) pone de manifiesto que las muestras se proyectan principalmente en el campo 6, y en el límite del campo 4, que corresponden a los granitoides sin-

colisionales y tardiorogénicos. Los ortogneises graníticos de Covelo y San Sebastián, se proyectan cerca o sobre el límite con el campo 7, correspondiente a los granitoides post-orogénicos. Las conclusiones que se extraen de este diagrama no son congruentes con las evidencias que proporcionan las secuencias sedimentarias del Ordovícico, correspondientes a una plataforma estable, o en continuo proceso de extensión.

En la Figura 8.30 se muestran representados los gráficos Y vs. Nb e $Y+Nb$ vs. Rb (PEARCE *et al.*, 1984). Los bajos valores de Y y Nb del ortogneis glandular de bajo grado hacen que las muestras se proyecten en el campo de los granitos de arco volcánico. En el primero de los gráficos (Y vs. Nb) todas las muestras se encuentran dentro del campo VAG + syn-COLG; mientras en el segundo diagrama, la casi totalidad de las muestras se encuentra dentro del campo VAG, más concretamente en las proximidades de la parte superior del límite que separa los campos de los granitos intraplaca (WPG) y los granitos de arco volcánico (VAG). Este sector es él que corresponde a los granitos de arco volcánico, y más concretamente en el campo definido por estos autores para granitos de margen continental/calcoalcalino, representado por los granitos del centro de Chile.

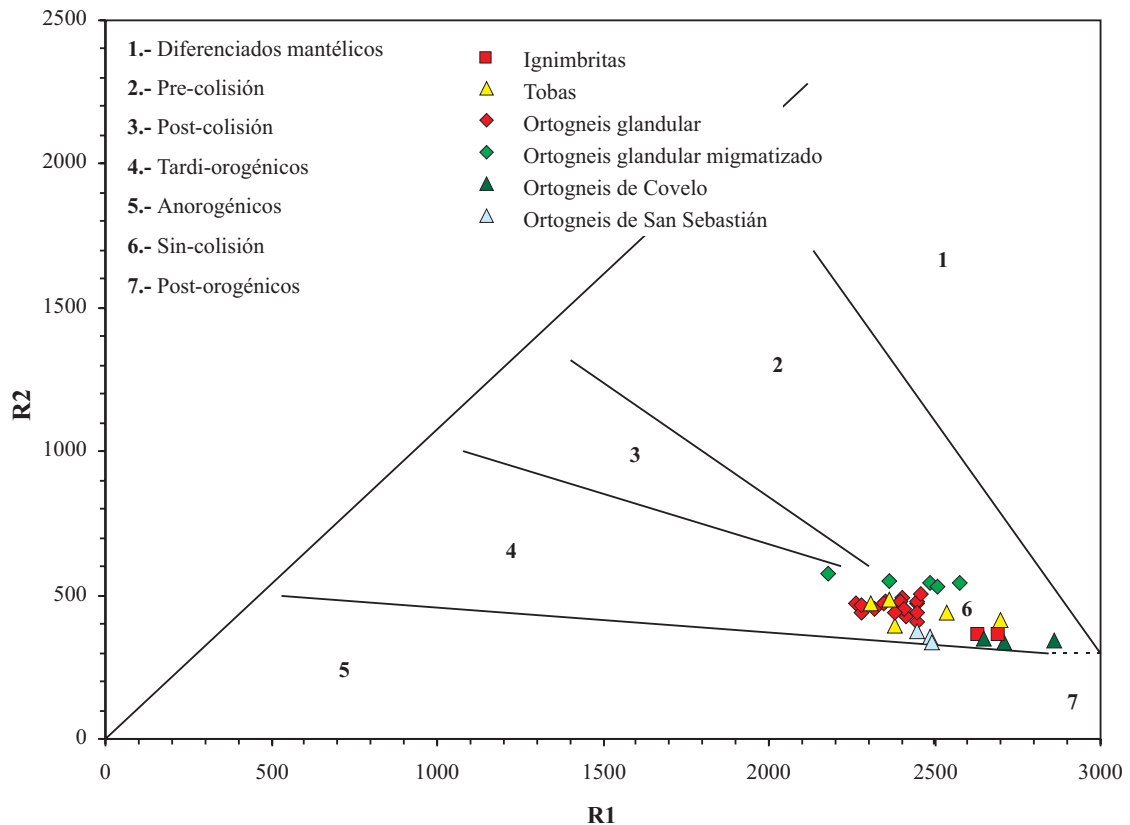


Figura 8.29: Diagrama R1-R2 de DE LA ROCHE Y LETERRIER (1973) en el que se han representado los campos de diferentes asociaciones tectono-magmáticas propuestos por BATCHELOR Y BOWDEN (1985). La gran mayoría de las muestras se proyectan en el campo 6, correspondiente a los granitoides sin-colisión. [$R1 = 4Si - 2(Fe+Ti) - 11(Na+K)$; $R2 = Al + 2Mg + 6Ca$].

En el gráfico Y vs. Nb, las muestras del Ortogneis de San Sebastián se separan de la nube de puntos definida por los datos de las muestras de la Formación "Ollo de Sapo", debido a su mayor riqueza en Nb (Figura 8.33), lo que le acerca al campo de los granitos intraplaca (WPG).

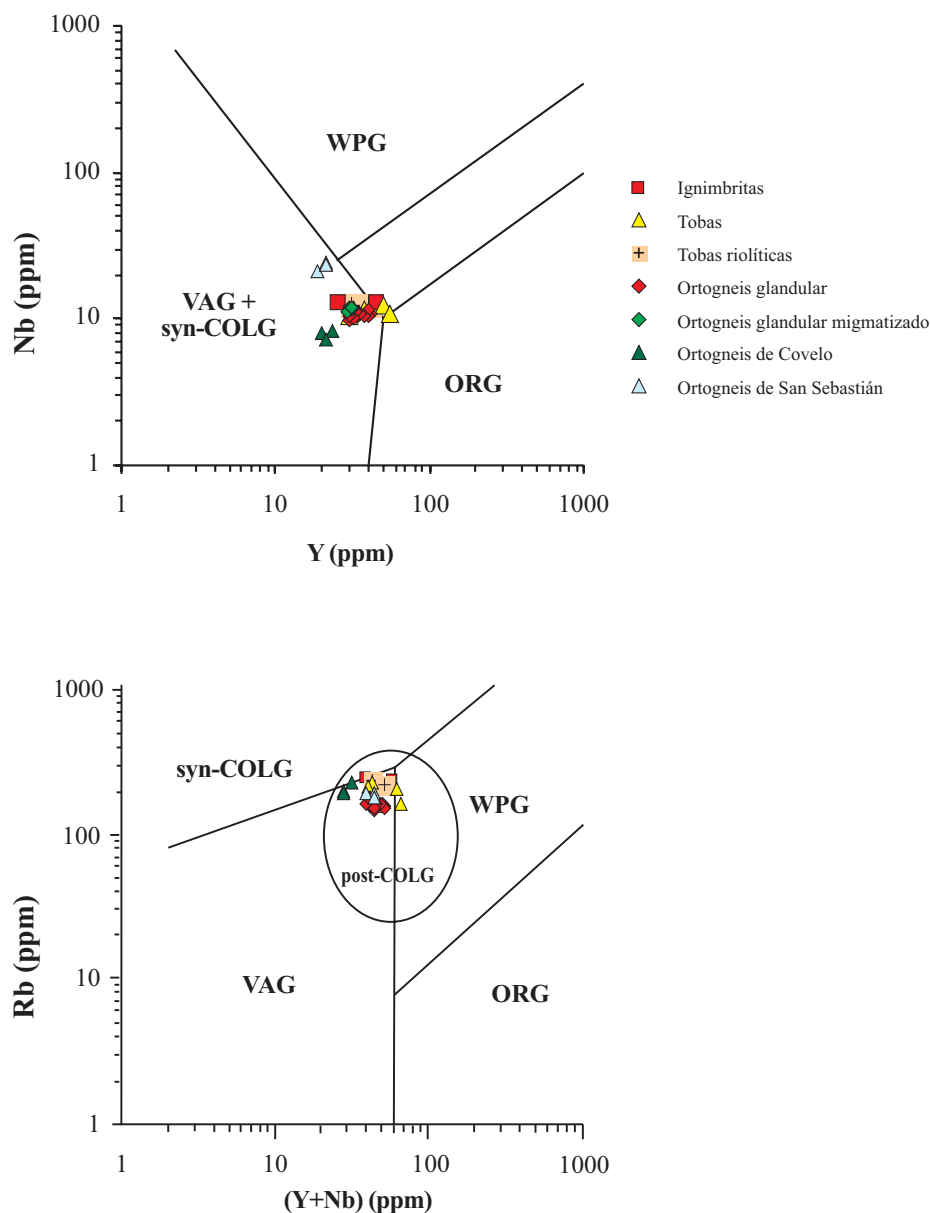


Figura 8.30: Diagramas de discriminación de contextos tectónicos de PEARCE *et al.* (1984). (VAG = granitos de arco volcánico; ORG = granitos orogénicos; WPG = granitos intraplaca; syn-COLG = granitos sinorogénicos). Campo de los granitoides post-colisionales, post-COLG, de PEARCE (1996).

A lo largo de todo este capítulo se ha ido observando cómo las distintas litologías muestran unas composiciones y pautas evolutivas bastante semejantes y sólo elementos incompatibles como el Nb, Zr e Y permiten diferenciar a alguna de las unidades. En la Figura 8.31 se ha representado la relación entre dos elementos inmóviles (Zr vs. Nb), pudiéndose diferenciar dos grupos. En la Tabla 8.5, y de forma gráfica en la Figura 8.32, se puede ver las relaciones de elementos considerados

inmóviles, donde se vuelve a destacar la diferencia que hay entre los dos grupos de rocas definidos anteriormente. Así, las relaciones Zr/Nb e Y/Nb son inferiores en el Ortogneis de San Sebastián con respecto al Ortogneis de Covelo, mientras que la relación Zr/Y es mayor. Estas diferencias tan significativas apoyan un origen distinto para estos grupos de materiales.

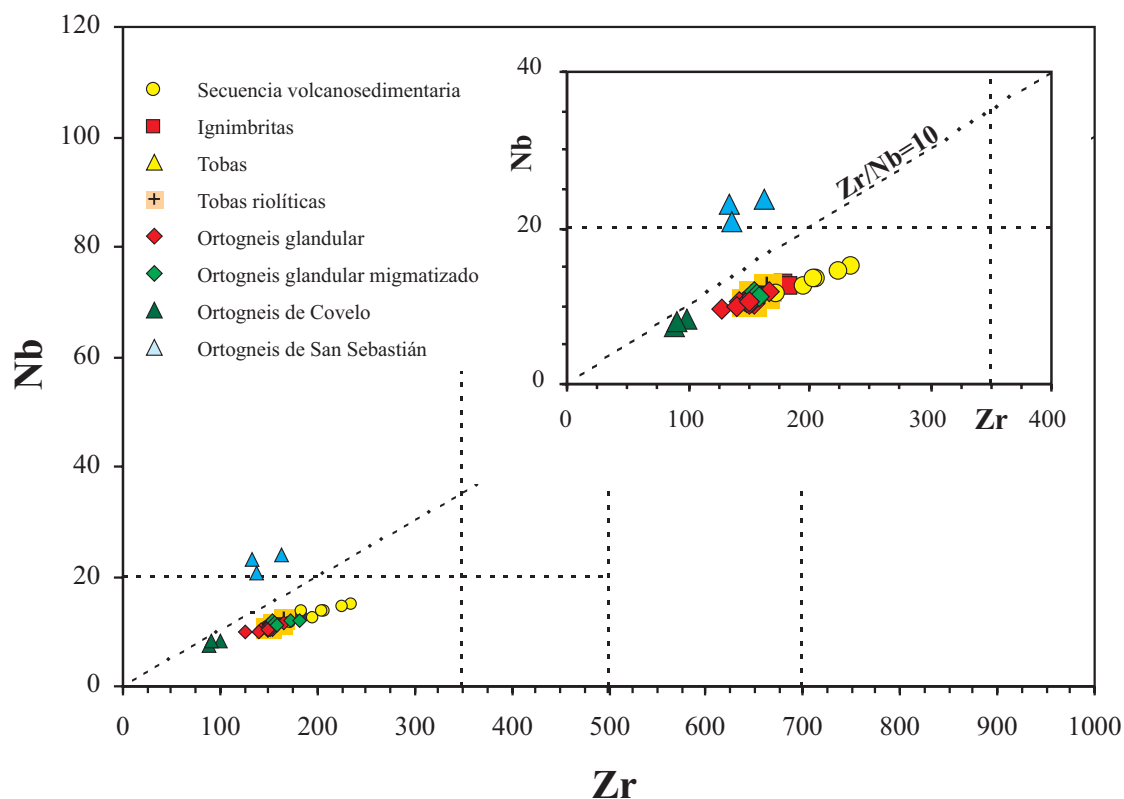
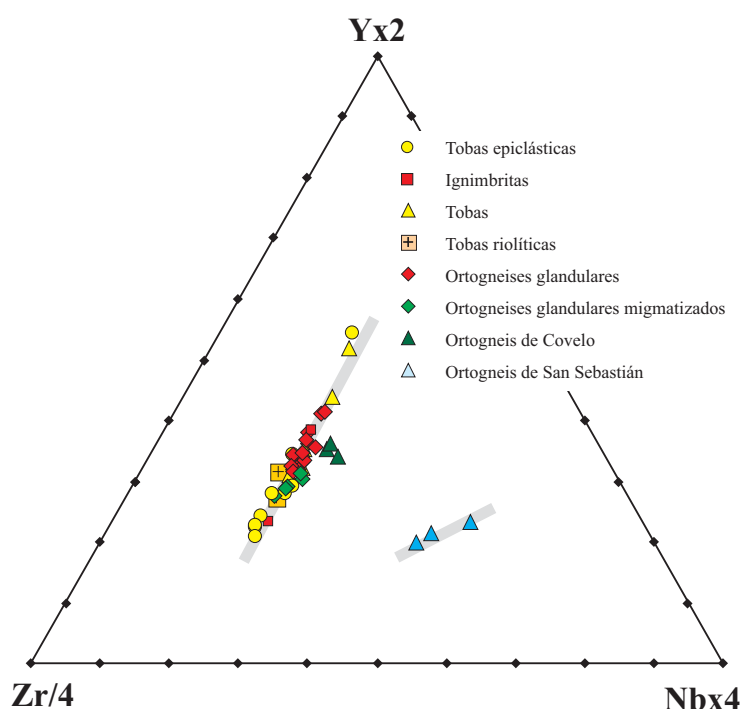


Figura 8.31: Diagrama binario Zr vs. Nb. Se observa cómo las muestras de la Formación “Ollo de Sapo” constituyen una alineación junto con el ortogneis de Covelo. Separadas de este grupo se proyecta el Ortogneis de San Sebastián, que muestra un mayor enriquecimiento en Nb. Las líneas divisorias de los campos están definidas en LEAT *et al.* (1986).

	Zr/Nb	Zr/Y	Y/Nb
	rango		
Ortogneises glandulares	13,09 - 14,93	3,56 - 4,93	2,84 - 3,81
Ortogneises glandulares migmatiz.	13,10 - 15,07	5,01 - 5,85	2,54 - 2,68
Tobas	13,34 - 14,33	2,66 - 5,10	2,81 - 5,16
Ignimbritas	14,02 - 14,58	3,93 - 7,04	2,07 - 3,57
Tobas riolíticas	14,85 - 15,77	4,98 - 5,93	2,50 - 3,17
Tobas epiclásticas	13,63 - 15,72	2,50 - 8,00	1,89 - 5,60
Ortogneis Covelo	11,12 - 12,10	4,18 - 4,46	2,49 - 2,82
Ortogneis San Sebastián	5,83 - 6,88	6,38 - 7,76	0,89 - 0,91

Tabla 8.5: Relaciones de los elementos traza más significativos. Se observa cómo todos los materiales muestran unas relaciones similares, excepto el Ortogneis de San Sebastián.

Figura 8.32: Diagrama triangular Zr-Nb-Y, donde se han representado todos los análisis. Se puede observar cómo los materiales de la Formación “Ollo de Sapo” y del Ortogneis de Covelo forman una alineación, mientras que el Ortogneis de San Sebastián se separa del grupo.



El grupo mayoritario, compuesto por los materiales de la Formación “Ollo de Sapo” y el Ortogneis de Covelo, definen una recta con un alto grado de coherencia que apoya su relación genética, pudiendo proceder todos ellos de una misma fuente cortical, debiéndose la variación que presentan a la actuación de procesos de diferenciación magmática por cristalización fraccionada. Estos materiales se caracterizan por unos contenidos bajos en Zr (< 300 ppm), valores de Nb < 20 ppm y unas relaciones Zr/Nb, Zr/Y e Y/Nb muy semejantes. Estos valores son característicos de riolitas de arcos de islas o de márgenes continentales.

El segundo grupo lo forma el Ortogneis de San Sebastián, que se diferencia del grupo anterior por tener unos contenidos de Nb más elevados (> 20 ppm). Esta diferencia entre los materiales que componen el grupo anterior y el ortogneis de San Sebastián también se pone de manifiesto por otros indicadores geoquímicos. Todas estas características reflejan una cierta afinidad alcalina para este ortogneis y una separación con respecto a los materiales de la Formación “Ollo de Sapo” y al Ortogneis de Covelo. Las diferencias observadas en los contenidos de Zr y Nb de los gneises de San Sebastián con respecto a los de Covelo, para grados de evolución similares, indican que los primeros proceden de unos magmas diferentes, relacionados con una fuente menos peraluminica que produce magmas diferenciados más ricos en Zr (Figura 8.6).

En el gráfico Zr vs. Nb de la Figura 8.33 se han representado los campos determinados por los dos grupos de rocas definidos anteriormente, además de diversos análisis representativos de materiales que podrían relacionarse por su edad y posición con los materiales de la Formación “Ollo de Sapo”, como los ortogneises glandulares de la zona de Salamanca (ESCUDE R VIRUETE *et al.*, 1991b; LÓPEZ-MORO, 2000), los ortogneises de Carraxo, en el Sinforme de Verín (ORTEGA CUESTA, 1998), y otros materiales situados dentro del dominio del “Ollo de Sapo” (ORTEGA CUESTA *et al.*, 1996; VALVERDE-VAQUERO *et al.*, 2005). También se han incluido análisis de las rocas volcánicas

que afloran en el Sinclinal de Truchas (GALLASTEGUI, com. personal, 2005), situadas estratigráficamente en las Pizarras de Luarca.

En general, todas las muestras tienen contenidos moderados en Zr ($Zr > 300$ ppm). Un grupo mayoritario de datos muestran una relación $Zr/Nb > 10$ y se sitúan sobre el campo definido por los materiales de la Formación "Ollo de Sapo", lo que nos indicaría una relación genética con estos materiales. Hay que destacar otro grupo de muestras con el mismo tipo de relación, los análisis procedentes de ORTEGA CUESTA (1998) y ORTEGA CUESTA *et al.* (1996), que definen un área paralela a la definida por el "Ollo de Sapo", pero situada por debajo, debido a unos contenidos en Nb más bajos. Estos contenidos en Nb inferiores podrían deberse a las técnicas analíticas utilizadas, por lo que ambos materiales se considerarán semejantes de acuerdo con las observaciones de campo.

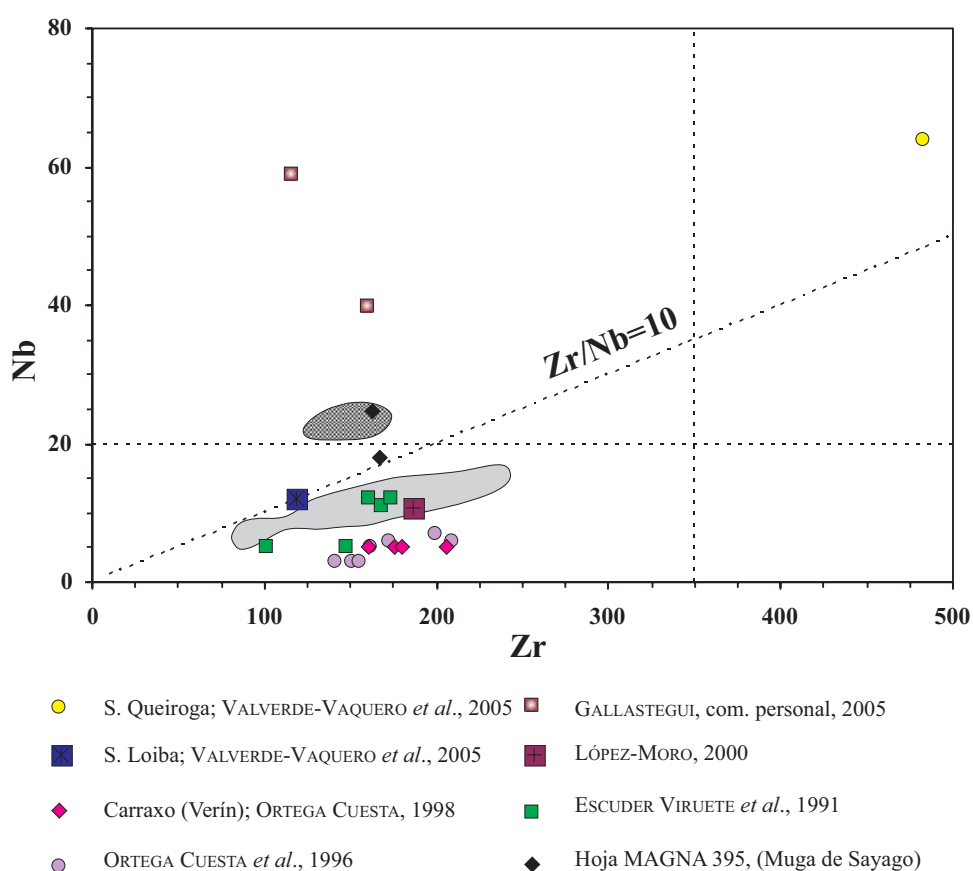


Figura 8.33: Diagrama Zr vs. Nb para materiales semejantes a los de la Formación "Ollo de Sapo" que se encuentran en una posición estratigráfica similar en el NO peninsular. Se han marcado los campos definidos por los materiales de la Formación "Ollo de Sapo", más el Ortogneis de Covelo (gris claro) y el Ortogneis de San Sebastián (gris oscuro).

Un pequeño número de muestras con una relación $Zr/Nb < 10$, corresponden a ortogneises graníticos y rocas volcánicas situadas estratigráficamente por encima de la Cuarcita Armoricana. La mayoría de ellas son relativamente pobres en Zr como en los grupos anteriores, pero tienen unos contenidos en Nb superiores, que posiblemente indican una fuente original distinta.

La relación TiO_2/Zr es un excelente índice en la evolución de la composición en rocas de carácter ácido e intermedio (LENTZ, 1996). Durante los procesos de cristalización fraccionada, Zr y Ti muestran comportamientos geoquímicos divergentes, Zr aumenta y Ti disminuye. En el caso del “Ollo de Sapo”, TiO_2 y Zr disminuyen con el aumento de SiO_2 (Figuras 8.15 y 8.16). Este tipo de relación ha sido atribuido a procesos de fusión cortical, implicando diferentes solubilidades y comportamientos de fusión de los minerales accesorios como el circón, la monacita, el rutilo y la ilmenita, en fundidos corticales de diferentes protolitos (LENTZ, 1996).

La relación Zr/TiO_2 en los materiales del “Ollo de Sapo” se encuentra entre 0,04 y 0,016, que son valores similares a los de riolitas calcoalcalinas asociadas a arcos. Estas características no concuerdan con el registro sedimentario del Ordovícico Inferior, en el que se encuentran intercalados los materiales volcánicos de la Formación “Ollo de Sapo”, por lo que pueden haber sido heredadas de las fuentes de donde proceden.

En la Figura 8.34 se encuentra representado el diagrama binario Zr vs. TiO_2 , el cual nos va a aportar información en un doble sentido. El primero en cuanto al ambiente geotectónico, apreciándose que la gran mayoría de las muestras se proyectan en el campo de las rocas de arco volcánico (VA). Este hecho concuerda en principio con las interpretaciones deducidas a partir de los diagramas de PEARCE *et al.* (1984. Figura 8.30).

La segunda aportación que nos permite este gráfico es comparar los datos de este trabajo con otros análisis de esta zona o próximos a ella. En el gráfico se han delimitado los campos definidos por el conjunto de los materiales de la Formación “Ollo de Sapo” y por los ortogneises graníticos de Covelo y San Sebastián. Como puede comprobarse, buena parte de los datos de otras procedencias se proyectan dentro del campo definido por el “Ollo de Sapo”, lo cual nos indica la estrecha relación que hay entre todas estas rocas. Sólo los análisis procedentes de BEETSMA (1995) se encuentran fuera del campo OS. Sin embargo, si agrupamos estos análisis, se sitúan sobre el campo definido por el Ortogneis de San Sebastián (SS), por lo que los afloramientos descritos por BEETSMA (1995) en el N de Portugal podrían corresponder a un ortogneis granítico de estas características.

A modo de síntesis, cabe destacar el carácter peraluminico, la afinidad calcoalcalina y de arco volcánico de los ortogneises ordovícicos, y la contradicción que representa la ausencia de rocas básicas e intermedias de tipo andesítico, y la sedimentación contemporánea, típica de un margen pasivo. La solución hay que buscarla en otras provincias con vulcanismo silíceo voluminoso, tales como la de América del Sur, donde hay grandes volúmenes de riolitas, ignimbritas e intrusiones asociadas de edad Jurásico (HAMILTON, 1995; BRYAN *et al.*, 2002).

La clave parece residir en un largo proceso de subducción, de centenares de millones de años, capaz de hidratar la corteza continental y hacerla susceptible de fundir a gran escala (BRYAN *et al.*, 2002). En el último capítulo se tratarán estos aspectos con más detalle.

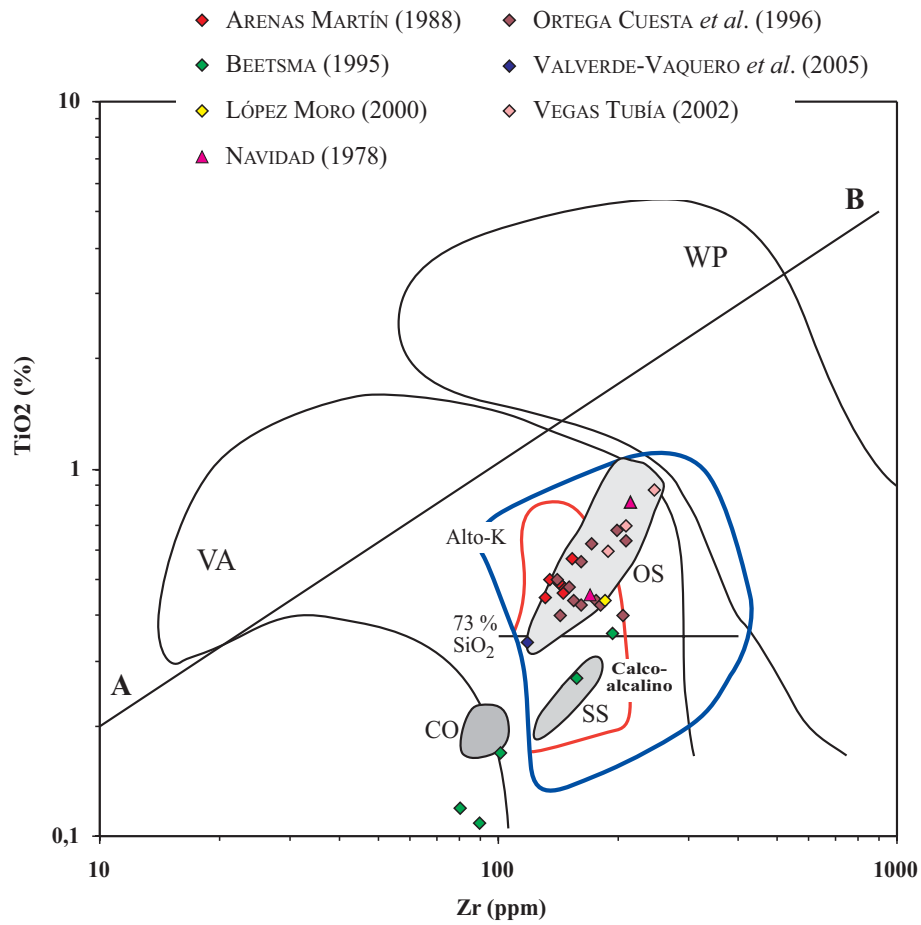


Figura 8.34: Diagrama binario Zr vs. TiO₂, en el que se han representado los campos de materiales de arco volcánico (VA) y de materiales intraplaca (WP) (PEARCE, 1980). Las campos delimitados en el gráfico han sido tomados de LEAT *et al.* (1986). Las áreas sombreadas corresponden a los campos definidos por los materiales estudiados (OS = Formación “Ollo de Sapo”; SS = Ortogneis de San Sebastián; CO = Ortogneis de Covelo; Calcoalcalino = serie calcoalcalina; Alto-K = serie calcoalcalina rica en K). La recta A-B representa la línea divisoria de los campos, por encima de la cual se sitúan las rocas básicas. La recta de 73% SiO₂ nos divide el campo de las rocas de carácter ácido, por debajo de la cual se sitúan aquellas rocas con un contenido mayor de 73% SiO₂, en general este tipo de rocas tienen unos contenidos en TiO₂ inferiores a 0,35%.

CAPÍTULO 9

GEOCRONOLOGÍA

9.- GEOCRONOLOGÍA

9.1.- EDAD DE LA FORMACIÓN “OLLO DE SAPO”

Entre los problemas más discutidos sobre la Formación “Ollo de Sapo” cabe citar su posición estratigráfica y su edad. PARGA PONDAL *et al.* (1964) señalaron que los materiales de la Formación “Ollo de Sapo” tienen una edad Precámbrico Superior, y lo hacen en función de una comparación con otras formaciones similares, en especial con materiales que se encuentran en la base o por debajo del Cámbrico Inferior, en el Macizo Armoricano, la Montaña Negra y los Pirineos. RIEMER (1966) también consideró estos materiales como Precámbricos, basándose en la ausencia de rocas semejantes en las series cámbricas conocidas en otras áreas del NO de la Península. A estos autores hay que añadir que la mayor parte de los que han realizado las hojas MAGNA, a escala 1:50.000, han considerado estos materiales como Precámbricos. Otros autores, sin embargo consideraron que los materiales de la Formación “Ollo de Sapo” tenían una edad de Cámbrico Superior (MARTÍNEZ GARCÍA, 1973; ARCHE *et al.*, 1977).

Como ya se ha visto en capítulos anteriores, tanto estratigráfica como estructuralmente, podemos decir que el “Ollo de Sapo” está debajo del Ordovícico Inferior, pero tiene intercalaciones de pizarras con facies similares a las pizarras de las Capas de Los Montes, además estas últimas tienen intercalados materiales volcánicos iguales a algunos que pertenecen a la Formación “Ollo de Sapo”. Además, el “Ollo de Sapo” está encima de sedimentos no datados de facies cámbrica, correlacionables con el Cámbrico Inferior de la ZAOL. En consecuencia, se podría decir que el “Ollo de Sapo” es Cámbrico Medio a Ordovícico Inferior.

Todas estas interpretaciones se basan en consideraciones estratigráficas, pero más importantes son las dataciones isotópicas realizadas sobre la Formación “Ollo de Sapo” o sobre los ortogneises graníticos en sus proximidades.

FERRAGNE (1972) realizó una isócrona Rb-Sr en roca total sobre los ortogneises que afloran en las inmediaciones de Porto, obteniendo un resultado de 470 Ma. Asimismo, este autor consideró que los ortogneises están recubiertos por los depósitos sedimentarios ordovícicos transgresivos (Capas de Los Montes, 540 a 500 Ma), y por lo tanto no pueden derivar de un granito con una edad de 470 Ma, lo que le llevó a considerar que la edad de 470 Ma correspondía a un rejuvenecimiento metamórfico.

LANCELOT *et al.* (1985) obtuvieron una edad de 618 ± 9 Ma (Precámbrico) para los ortogneises de Miranda do Douro (Portugal), a los que interpretaron como el equivalente intrusivo de los miembros volcánicos de los ortogneises del “Ollo de Sapo”. Consideraron que estos ortogneises eran granitoides cadomienses equivalentes a los granitoides sincinemáticos y tardíos de la orogenia Pan-Africana. Estos mismos autores dataron un ortogneis al que denominaron de Viana do Bolo, que corresponde al Ortogneis de San Sebastián, dentro del Antiforme del “Ollo de Sapo”, obteniendo una edad de 465 ± 10 Ma, que es considerada como la edad mínima para su emplazamiento y que corresponde al Ordovícico Inferior.

GEBAUER (1993) y GEBAUER *et al.* (1993) realizaron dataciones U-Pb mediante el uso de una microsonda SHRIMP, en circones procedentes del ortogneis glandular, obteniendo una edad de 488 Ma. Además, obtuvieron datos isotópicos sobre los núcleos heredados de los circones, que tienen una signatura típica de Gondwana. La edad de 488 Ma correspondería también al Ordovícico Inferior.

FERNÁNDEZ-SUÁREZ *et al.* (1999, 2000b) seleccionaron dos muestras dentro del Dominio del "Ollo de Sapo" (DOS), en los afloramientos más septentrionales en la costa gallega (en las playas de Xilloi y Areagrande). Se trata de grauvacas feldespáticas, con un tamaño de grano grueso a medio, que ORTEGA CUESTA *et al.* (1996) interpretan como sedimentos inmaduros que incorporan gran cantidad de componentes volcánicos. En estas muestras seleccionan circones con los que, mediante técnicas de ablación láser, obtienen edades U-Pb de 440-460 Ma. Estas edades son más jóvenes que las obtenidas en otras unidades magmáticas de la Formación "Ollo de Sapo".

Dentro de los gneises que afloran en el Sistema Central Español (SCE), varios trabajos aportan datos sobre edades de ortogneises más o menos próximos a la Formación "Ollo de Sapo". VIALETTE *et al.* (1986) dataron mediante el método Rb-Sr en roca total, los gneises de Antoñita y de Pedrezuela, obteniendo unas edades de 500 ± 26 Ma y 476 ± 10 Ma, respectivamente. VIALETTE *et al.* (1987) mediante el método Rb-Sr en roca total, dataron más ortogneises graníticos en la Sierra de Guadarrama, obteniendo para los gneises glandulares más leucocráticos 494 ± 10 Ma, para los gneises glandulares 474 ± 7 Ma y para los leucogneises 471 ± 12 Ma.

WILDBERG *et al.* (1989) mediante el método U-Pb en circones, dataron también gneises en la Sierra de Guadarrama, incluyendo las zonas de Somosierra y Hiendelaencina. Para el gneis de El Cardoso dan un resultado de $541^{+31.35}$ Ma, para el gneis de Madarquillos (paragneis migmatítico), la edad es de 370 ± 8 Ma y para el gneis de Antoñita obtuvieron 378 ± 6 Ma. Esta última edad contrasta con la obtenida por VIALETTE *et al.* (1987) y WILDBERG *et al.* (1989) cuestionan dichas edades en su trabajo, indicando que estas edades representan isócronas ficticias inducidas por el metamorfismo varisco.

VALVERDE-VAQUERO (1997) y VALVERDE-VAQUERO y DUNNING (2000) realizaron estudios de edades U-Pb más detallados en los principales tipos de ortogneises en la Sierra de Guadarrama (Sistema Central Español), que forma parte de la terminación SE del Dominio del Ollo de Sapo o, por lo menos, constituyen los últimos afloramientos importantes. Según estos autores, sus nuevos resultados invalidan los datos de WILDBERG *et al.* (1989; ver discusión en VALVERDE-VAQUERO y DUNNING, 2000).

Los macizos y rocas que dataron incluyen varios tipos de gneises y una vena aplítica, y las edades obtenidas oscilan entre 477 ± 4 y $488^{+10.8}$ Ma. Estas nuevas edades sugieren que el evento ígneo (volcánico y plutónico) que originó el protolito de estos gneises estaba asociado con la actividad tectónica del Ordovícico Inferior y que estos ortogneises fueron parte de un cinturón magmático, de carácter ácido.

Todas estas dataciones realizadas en rocas del dominio del "Ollo de Sapo" se hallan resumidas en las Tablas 9.1 y 9.2.

NOROESTE DE ESPAÑA (Sanabria-Galicia-Norte de Portugal)			
AUTORES	MÉTODO	TIPO DE ROCA	EDAD (Ma)
FERRAGNE (1972)	Rb-Sr, roca total	Ortogneis de Porto	470
LANCELOT <i>et al.</i> (1985)	U-Pb, circón	Ortogneis de Miranda do Douro	618 ± 9
		Ortogneis de Viana do Bollo (Ortogneis de San Sebastián)	465 ± 10
GEBAUER (1993) GEBAUER <i>et al.</i> (1993)	U-Pb, circón	Gneis glandular, Sanabria	488
FERNÁNDEZ-SUÁREZ <i>et al.</i> (1999, 2000b)	U-Pb, circón	Rocas volcanoclásticas del Norte del DOS	440-460

Tabla 9.1: Resumen de las principales dataciones de los ortogneis realizadas en el NO de la ZCI.

SISTEMA CENTRAL ESPAÑOL			
AUTORES	MÉTODO	TIPO DE ROCA	EDAD (Ma)
VIALETTE <i>et al.</i> (1986)	Rb-Sr, roca total	Gneis de Antoñita	500 ± 26
		Gneis de Pedrezuela	476 ± 10
VIALETTE <i>et al.</i> (1987)	Rb-Sr, roca total	Gneis glandular, facies leucocrática	494 ± 10
		Gneis glandular	474 ± 7
		Leucogneis	471 ± 12
WILDBERG <i>et al.</i> (1989)	U-Pb, circón	Gneis de El Cardoso	541 ⁺³¹ ₋₃₅
		Gneis de Madarquillos	370 ± 8
		Gneis de Antoñita	378 ± 6
VALVERDE-VAQUERO Y DUNNING (2000)	U-Pb, circón	Gneis de El Cardoso	480 ± 2
		Gneis de Riaza	468 ⁺¹⁶ ₋₈
		Gneis de Buitrago	488 ⁺¹⁰ ₋₈
		Vena aplítica	482 ⁺¹⁴ ₋₁₁
		Leucogranito gnéisico	482 ⁺⁹ ₋₈
		Gneis granítico porfídico de La Morcuera	477 ± 4

Tabla 9.2: Resumen de las principales dataciones realizadas en el Sistema Central Español.

9.1.1.- Metodología y resultados

Para determinar la edad de la Formación “Ollo de Sapo” se han seleccionado dos muestras, que se han recogido en la parte oriental de la zona de estudio, donde menor es el grado metamórfico; ambas muestras están dentro de la Hoja de Molezuelas de la Carballeda (nº 268). En la Figura 9.1 se presenta un mapa geológico esquemático, en el que está indicada la situación de las dos muestras. Para una localización más exacta, en la Tabla 9.3 se dan las coordenadas UTM de estas muestras referidas al Huso 29. La Tabla 9.4 muestra los resultados de los análisis.

268-27	X = 720.125	Y = 4.654.175
268-51	X = 716.800	Y = 4.669.625

Tabla 9.3: Coordenadas UTM, referidas al Huso 29, de las muestras datadas en la Formación “Ollo de Sapo”.

El tratamiento previo de las muestras se realizó en Bilbao (UPV/EHU). Las muestras fueron trituradas y molidas utilizando una prensa hidráulica de 80 tn, una trituradora de mandíbulas Retsch y un molino de disco Herzog. Posteriormente se realizó una separación mineral convencional utilizando una combinación de técnicas que incluían el uso de una mesa vibradora Wilfley y la decantación en líquidos densos (ioduro de metileno). A partir de los concentrados obtenidos, se obtuvieron diferentes fracciones mediante un separador magnético Frantz de barrera, efectuándose la selección final de los minerales para la datación con ayuda de una lupa binocular. El tratamiento químico de los circones y los análisis de isótopos de U-Pb se realizaron en Clermont-Ferrand (CNRS-Université). Solamente se analizaron los circones separados menos magnéticos (inclinación 2°, intensidad 2,2 A), de aspecto limpio y sin fracturas.

Los circones fueron sometidos a un proceso de limpieza y abrasión por aire con piritita siguiendo el método de KROGH (1982). La disolución de los circones, la disolución isotópica con un trazador mixto ^{205}Pb - ^{235}U , la separación química de U y Pb, la extracción cromatográfica y los análisis mediante espectrometría de masas se realizaron siguiendo los métodos descritos por PAQUETTE Y PIN (2001). Para los análisis se utilizó un espectrómetro de masas con fuente de ionización térmica VG sector 54W operando en modo estático y multicolección. Las relaciones isotópicas medidas fueron corregidas para discriminación de masas ($0,1 \pm 0,015\%$ per amu para Pb y U), contribución del trazador ^{205}Pb y blancos del procedimiento: $7 \pm 2,5$ pg para el Pb y menos de 1 pg para el U. El Pb común inicial fue corregido utilizando el modelo de crecimiento en dos estadios de STACEY Y KRAMERS (1975). Las incertidumbres analíticas en las relaciones Pb/U y las edades, con un 95% de confianza, se calcularon utilizando los programas PBDAT 1.24 e Isoplot 2.49b (LUDWIG, 1993, 2001).

Muestra 268-27: Corresponde al ortogneis glandular y se encuentra situada al SO de la localidad de Mombuey, en la carretera que va desde la nacional N-525 hasta Fresno de Carballeda, en las cercanías del puente de la autovía A-52 sobre dicha carretera local. Las características son las típicas de un cuerpo intrusivo subvolcánico y es una roca de características texturales muy homogéneas. Se han analizado seis fracciones de circón que son discordantes (Figuras 9.2 y 9.3). Las fracciones z1, z2, z3 y z6 definen una línea de mezcla (L1; MSWD = 3,0) con una intersección

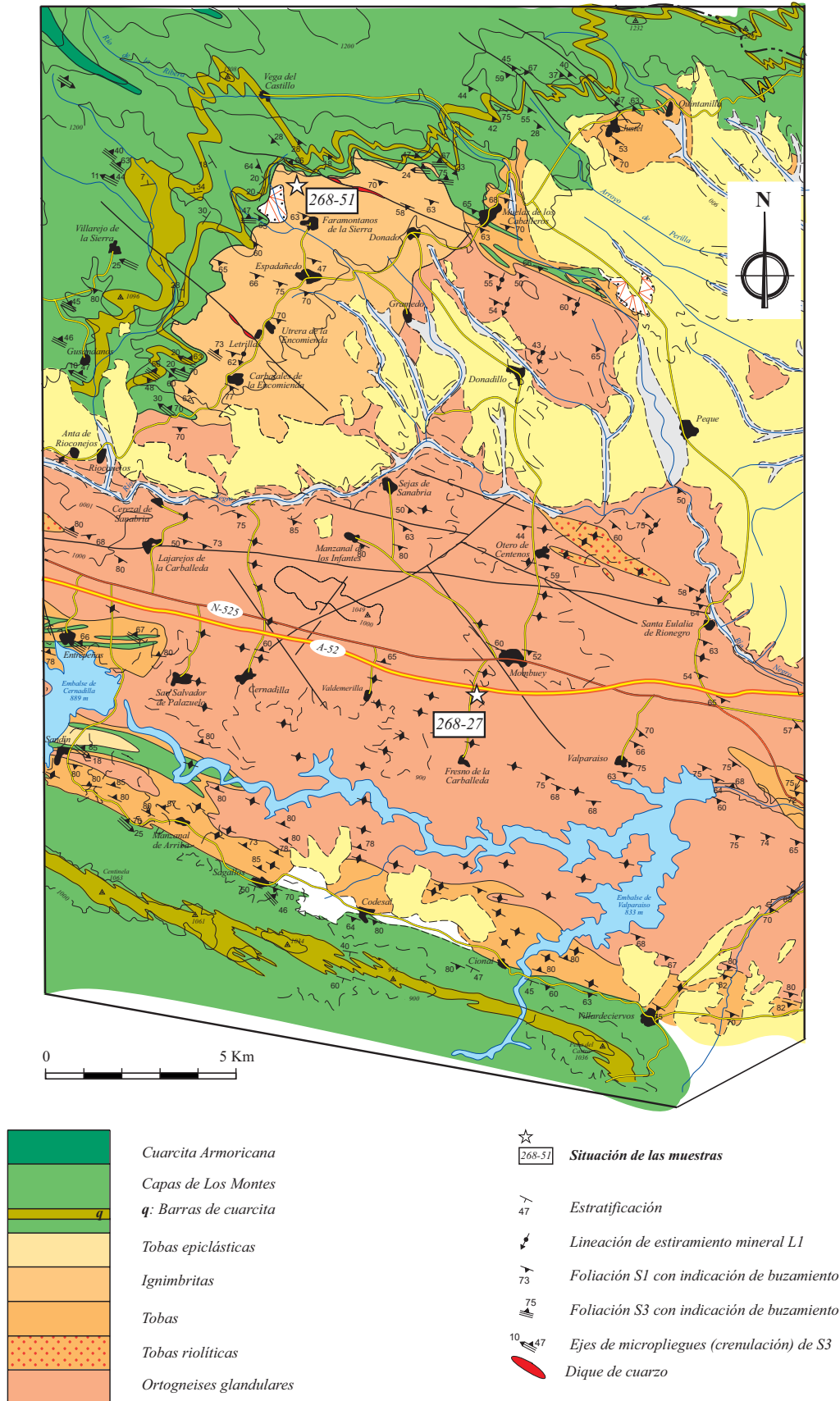


Figura 9.1: Mapa geológico esquemático, en el que se han situado las localidades donde se han recogido las muestras utilizadas para la geocronología U-Pb en circones, pertenecientes al ortogneis glandular.

N° MUESTRA	Peso		Concentración		Medido		Relaciones atómicas corregidas				Edades aparentes (Ma)				coef core
	U (ppm)	Pb rad (ppm)	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$			
<u>Muestra 2Z</u>															
z1 [14] l.p. <100µm un. li.ye.	70	403	30,6	1951	0,0782	0,07652 ± 10	0,6027 ± 9	0,05713 ± 4	475	479	496	0,87			
z2 [4] l.p. >100µm un. li.ye.	54	266	22,1	641	0,1305	0,07764 ± 10	0,6227 ± 11	0,05817 ± 7	482	492	536	0,73			
z3 [12] l.p. <100µm un. li.ye.	48	482	37,4	2507	0,0887	0,07779 ± 11	0,6646 ± 11	0,06196 ± 5	483	517	673	0,89			
z4 [5] s.p. >100µm ab. li.ye.	29	209	22,6	1621	0,1415	0,10341 ± 31	1,0135 ± 47	0,07108 ± 24	634	711	960	0,69			
z5 [3] s.p. >100µm ab. li.ye.	42	181	20,1	1765	0,1708	0,10310 ± 26	1,0422 ± 38	0,07332 ± 19	633	725	1023	0,71			
z6 [4] s.p. >100µm ab. li.ye.	29	271	31,8	3637	0,1712	0,10898 ± 25	1,2392 ± 40	0,08247 ± 17	667	819	1257	0,75			
<u>Muestra 5I</u>															
z7 [5] l.p. >100µm un. li.ye.	74	397	32,3	634	0,1506	0,07477 ± 12	0,5859 ± 12	0,05684 ± 8	465	468	485	0,78			
z8 [5] s.p. >100µm ab. li.ye.	33	289	42,9	3949	0,1560	0,13770 ± 24	1,8584 ± 40	0,09788 ± 11	832	1066	1584	0,84			
z9 [9] l.p. >100µm un. li.ye.	65	400	31,4	629	0,1139	0,07426 ± 9	0,5819 ± 9	0,05683 ± 6	462	466	485	0,76			
z10 [14] l.p. >100µm un. li.ye..	46	556	38,7	4658	0,0660	0,07189 ± 10	0,5628 ± 9	0,05678 ± 5	448	453	483	0,87			

Tabla 9.4: Datos U-Pb. Los análisis han sido realizados sobre los circones menos magnéticos, con hábito euhedral y libres de microfisuras. Las relaciones isotópicas están corregidas por discriminación de masa (0,1-0,015% por amu de Pb y U), contribución del trazador isotópico y blanco analítico: 7,5-2,5 pg de Pb y <1 pg de U. El Pb común inicial está determinado para cada fracción según el modelo de STACEY Y KRAMERS (1975). El número entre corchetes corresponde al número de granos en cada fracción. Abreviaturas: rad=radiogénico; l.p.=prismático largo; s.p.= prismático corto; un.=no desbastado; ab.= desbastado mecánicamente (KROGH, 1982); li.ye.=amarillo pálido.

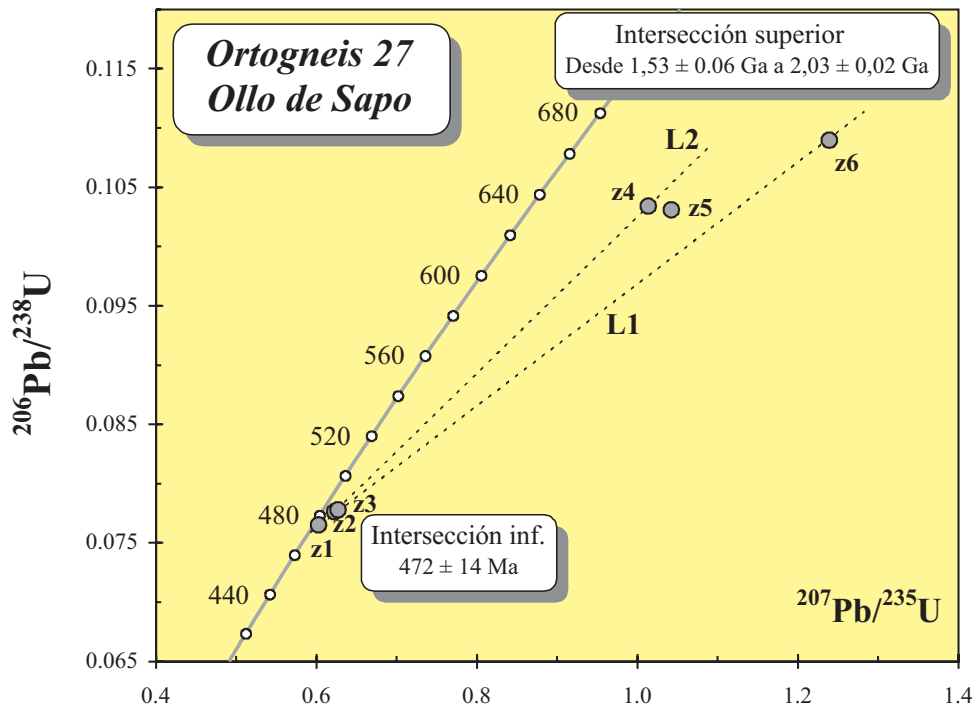


Figura 9.2: Diagrama de concordia para los circones de la muestra 268-27, donde se encuentran representadas las seis fracciones de circones.

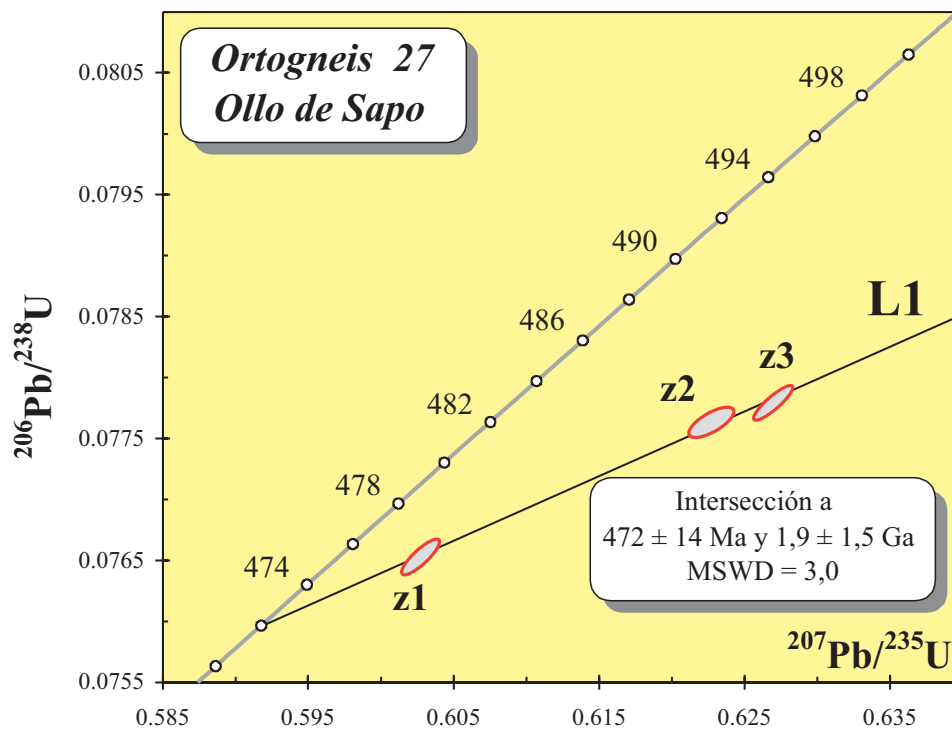


Figura 9.3: Diagrama de concordia para los circones de la muestra 268-27. En este diagrama sólo están representadas tres fracciones que dan lugar a la intersección inferior. La edad obtenida se puede considerar como el momento de cristalización del protolito del "Olo de Sapo" en este punto.

inferior de 472 ± 14 Ma y una intersección superior de 1,9 Ga, con origen en la intersección inferior a 472 Ma. También se puede trazar una línea de mezcla (L2) con la fracción z4 que da una intersección superior de 1,53 Ga. Estas intersecciones superiores tienen un significado geológico dudoso al tratarse de proyecciones muy distantes de la curva de concordia. Sin embargo, la intersección inferior a 472 ± 14 Ma se considera como la mejor estimación de la edad de cristalización del protolito.

Muestra 268-51: Esta muestra pertenece a las ignimbritas y se encuentra situada al NO de la localidad de Donado. Se accede al lugar del muestreo por una pista que sale desde dicho pueblo y es paralela al arroyo de Abranal. Se han datado cuatro fracciones de circon (Figuras 9.4 y 9.5). Las fracciones z7, z8 y z9 están alineadas definiendo una línea de discordia (L1; MSWD = 0,03) con una intersección superior a 488 ± 6 Ma. La fracción z10 es fuertemente discordante y contiene herencias de edad Proterozoica (intersección superior de la línea de mezcla L2 a 2,1 Ga). Asumiendo que las fracciones z7, z8 y z9 no contienen componentes heredados y que la discordia se debe a la pérdida de Pb (ver KROGH, 1982), se considera que la intersección superior es a 488 ± 6 Ma y proporciona la mejor estimación de la edad de cristalización del protolito.

En resumen, las edades indican una edad de Ordovícico Inferior para los materiales de la Formación "Ollo de Sapo". Estos resultados guardan una gran semejanza con los de GEBAUER *et al.* (1993) y también con los resultados de VALVERDE-VAQUERO Y DUNNING (2000) en la zona de la Sierra de Guadarrama (Sistema Central Español), cuyas edades oscilan entre los 480 ± 2 Ma (Gneis del Cardoso, toba volcánica) y 477 ± 4 Ma (Gneis de la Morcuera, cuerpo intrusivo).

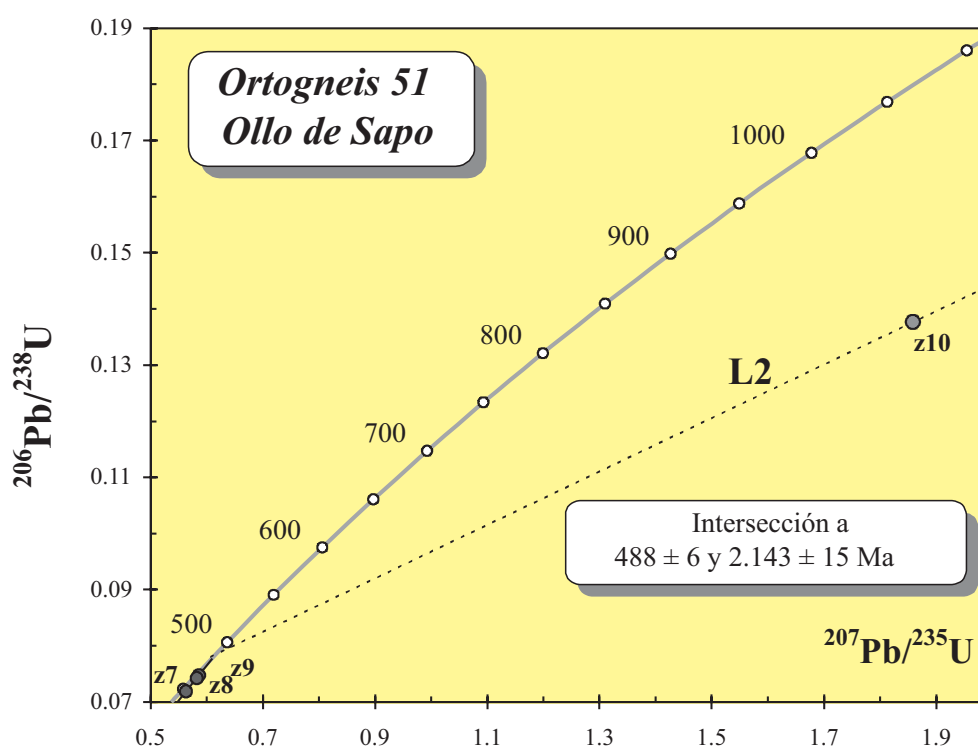


Figura 9.4: Diagrama de concordia para los circones de la muestra 268-51, donde se encuentran representadas las cuatro fracciones de circones obtenidas en esta muestra.

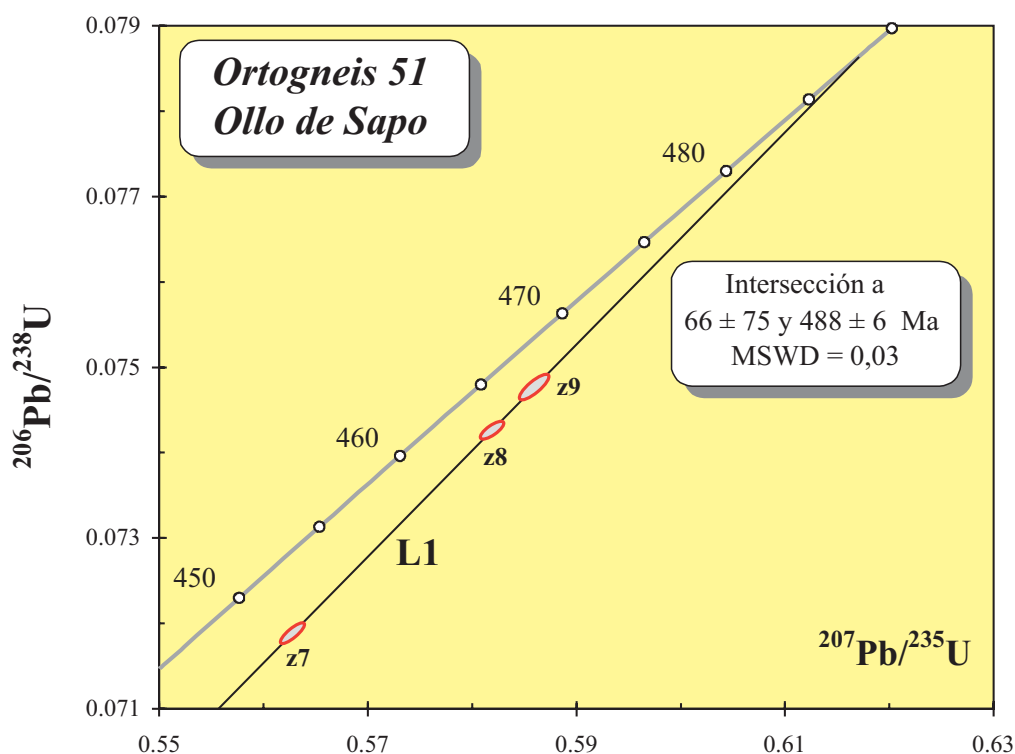


Figura 9.5: Diagrama de concordia para los circones de la muestra 268-51. En este diagrama sólo están representadas tres fracciones que dan una edad de 488 ± 6 Ma, la cual se puede considerar como el momento de cristalización del “Ollo de Sapo” en este punto.

9.2.- EDAD DE LA MIGMATIZACIÓN

LANCELOT *et al.* (1985) datan dos muestras pertenecientes a rocas de la Formación “Ollo de Sapo”, obteniendo dos puntos de intersección con la curva de concordia. En el límite superior la línea intercepta a la curva de concordia a 1.797 ± 30 Ma, mientras que la intersección inferior se produce a 325 ± 3 Ma, interpretando esta última edad como la correspondiente al principal evento tectonotérmico varíscico en esta zona.

VALVERDE-VAQUERO (1997), a partir del estudio de monacitas en micaesquistos con estaurolita y en ortogneises, obtiene una edad para el pico metamórfico de 337 ± 3 Ma y 330 ± 2 Ma. Para el metamorfismo barroviense obtiene una edad de 326 Ma y para el metamorfismo de baja presión y alta temperatura de 322- 320 Ma.

BEA *et al.* (2003) y MONTERO *et al.* (2003, 2004) estudiaron el metamorfismo en el complejo anatético de Peña Negra, en el Sistema Central Español (Batolito de Ávila), a partir de dataciones en cristal único sobre circones y establecieron que durante la Orogenia Varisca existió un proceso de anatexia continuada desde los 352 hasta los 297 Ma; además indicaron que hay un máximo de la fusión anatética entre 335 a 305 Ma. Por lo que los procesos de anatexia de los materiales que forman la Zona Centroibérica están sufriendo un proceso continuo de fusión durante 55 Ma.

9.2.1.- Metodología y resultados

La temperatura de cierre relativamente alta de las monacitas, por encima de los 700°-725°C (COPELAND *et al.*, 1988; MEZGER *et al.*, 1991) y la ausencia general de componentes heredados hacen que este mineral sea especialmente indicado para datar eventos termales de alto grado. El crecimiento de cristales de monacita durante el metamorfismo progrado en facies de anfibolitas y granulitas en rocas de naturaleza metapelítica está ampliamente documentado (PARRISH, 1990; SMITH y BARREIRO, 1990) y sus edades de cristalización obtenidas mediante el método U-Pb son interpretadas frecuentemente como cercanas al pico térmico. Todas las edades presentadas en este trabajo para los gneises bandeados en facies de anfibolitas son muy uniformes y varían en un intervalo muy estrecho.

Dentro de los gneises bandeados, la gran mayoría de las monacitas aparecen asociadas a los agregados de biotitas o se encuentran incluidas en lepidoblastos de biotitas y, por lo tanto, sus edades pueden ser consideradas como las edades máximas en las que se han desarrollado las fábricas gneísicas que presentan las rocas de la zona de estudio y, además, son edades que están cercanas o muy próximas al pico metamórfico.

Se han recogido tres muestras para el estudio de la edad del metamorfismo (TAB-1, TAB-2 y TAB-3), dentro de los gneises bandeados de la Serie de "Viana do Bolo", donde se han separado monacitas. En la Figura 9.6 se presenta un mapa con la situación de las tres muestras recogidas. Para una localización exacta de las muestras, la Tabla 9.5 muestra las coordenadas UTM de las mismas, referidas al Huso 29. Los resultados analíticos se muestran en la Tabla 9.6.

TAB-1	X = 661.298	Y = 4.665.548
TAB-2	X = 661.511	Y = 4.665.580
TAB-3	X = 661.541	Y = 4.667.709

Tabla 9.5: Coordenadas UTM, referidas al Huso 29, de las muestras pertenecientes a los materiales de la Serie de "Viana do Bolo".

La preparación de las muestras se realizó en los laboratorios del IGME en la localidad de Tres Cantos, Madrid, con la ayuda de Jesús Reyes Andrés. Los concentrados de monacita y circón se obtuvieron a partir de muestras de roca pulverizada, por una combinación de métodos de separación magnética y por densidad. Las muestras se molieron a la fracción de un milímetro y el material resultante se pasó por una mesa Wilfley. Después se tamizaron las muestras con mallas de 0,250 y 0,125 mm, obteniendo dos fracciones granulométricas utilizadas para la concentración posterior, una comprendida entre 0,250 a 0,125 mm y otra de $\varnothing < 0,125$ mm. Tras el tamizado, se utilizó un separador magnético FRANTZ, con el cual se separó la biotita y el resto de los minerales magnéticos, mejorando la calidad del concentrado. Finalmente, se usó bromoformo y los concentrados fueron lavados con acetona para eliminar los restos de bromoformo.

Las monacitas fueron datadas por Urs Schaltegger, en el ETH de Zurich, siguiendo los siguientes procedimientos. Los granos de monacita fueron desvastados en una dilución de HNO₃ y

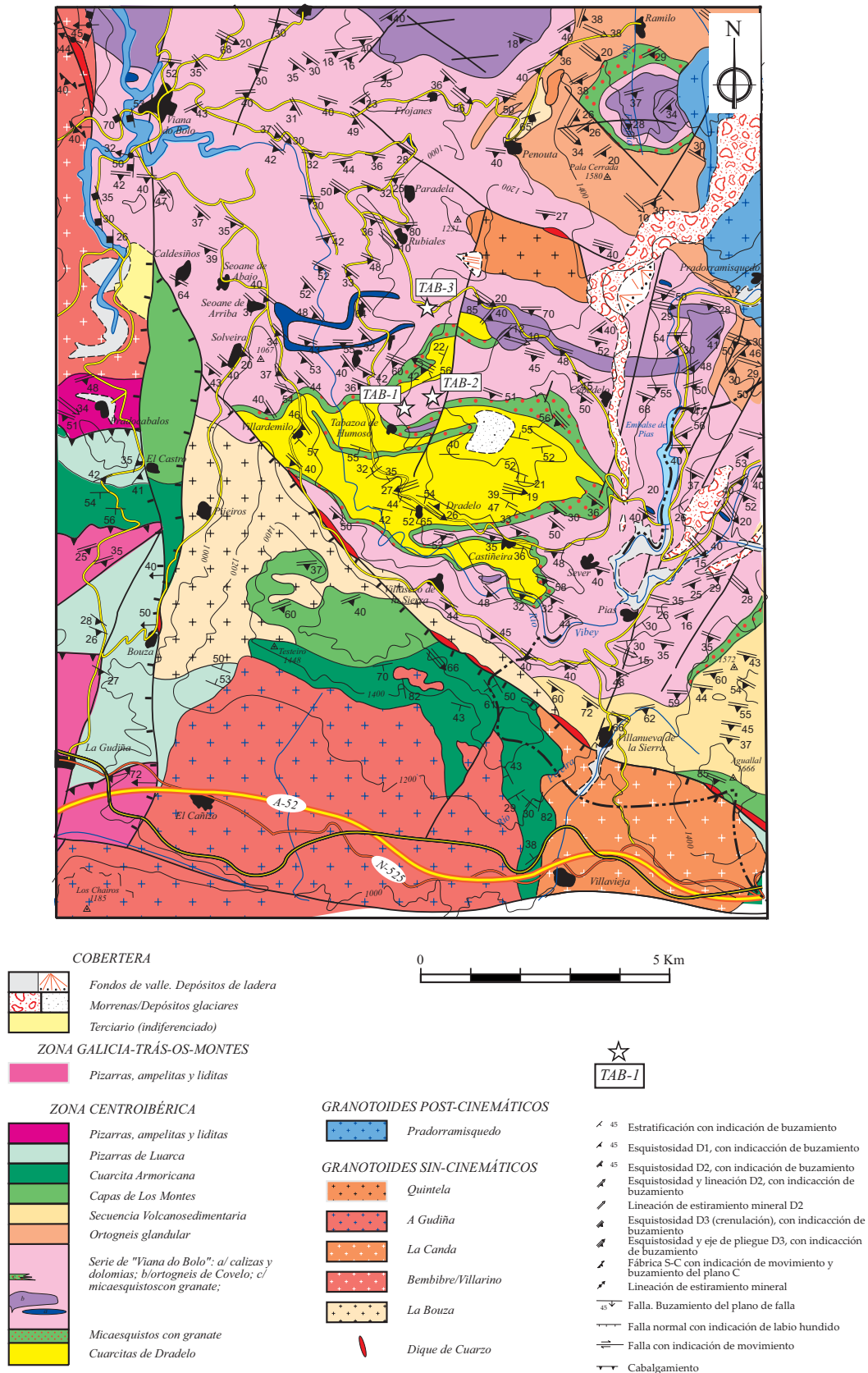


Figura 9.6: Esquema de mapa geológico, en el que se han situado las localidades, donde se han recogido las muestras utilizadas para la geocronología U-Pb en monacitas, pertenecientes a la Serie de "Viana do Bolo".

Número Muestra	Descripción a)	Peso [mg]	nº de granos	Concentraciones			Th/U b)	Relaciones atómicas						Edades aparentes			Error corr.	
				U	Pb rad. [ppm]	Pb nonrad. [pg]		206/204 c)	206/238 d) e)	Error 2s [%]	207/235 d)	Error 2s [%]	207/206 d) e)	Error 2s [%]	206/238	207/235		207/206
TAB-1																		
1	mon, amarillo no incl	0,0113	1	1837	151,00	4,8	2,63	13672	0,04997	0,38	0,3631	0,42	0,05270	0,12	314,4	314,6	315,9	0,96
2	mon, amarillo no incl	0,0040	2	5144	492,48	8,4	3,61	7775	0,04983	0,35	0,3619	0,40	0,05266	0,12	313,5	313,6	314,4	0,96
3	mon, clrsls pequeño	0,0034	4	4590	524,53	4,4	4,95	11178	0,04979	0,37	0,3624	0,41	0,05274	0,14	312,2	313,8	317,8	0,94
TAB-2																		
4	mon, amarillo	0,0035	2	2479	290,76	12,0	5,15	2314	0,04986	0,34	0,3625	0,42	0,05273	0,20	313,7	314,1	317,1	0,88
5	mon, clrsls	0,0033	4	1168	123,30	5,6	4,36	2173	0,04951	0,34	0,3608	0,43	0,05285	0,22	311,5	312,8	322,2	0,86
TAB-3																		
7	mon, verde res	0,0059	2	6299	712,71	15,7	4,79	7670	0,05090	0,43	0,3695	0,46	0,05265	0,14	320,0	319,3	313,6	0,95
8	mon, verde redond	0,0044	2	4878	598,96	5,0	5,62	13426	0,04943	0,39	0,3590	0,43	0,05527	0,12	311,0	311,4	314,6	0,96
9	mon, verde	0,0041	4	5492	651,74	3,7	5,32	19257	0,04944	0,35	0,3589	0,38	0,05264	0,13	311,1	311,4	313,4	0,94
10	mon, amari-verde	0,0052	1	6601	748,31	3,4	4,94	31826	0,04950	0,35	0,3589	0,40	0,05258	0,12	311,5	311,4	310,7	0,96
11	mon, amar-verde, euh	0,0012	1	6133	822,24	2,9	6,48	7941	0,04927	0,34	0,3576	0,39	0,05264	0,13	310,0	310,4	313,3	0,95
12	mon, amar-verde, euh	0,0028	1	3448	451,21	1,7	6,20	17972	0,04942	0,37	0,3587	0,40	0,05265	0,13	310,9	311,3	313,6	0,95

- a) mon= monocristal; frags = fragmentos; gde = grande; prl = prismático largo; prism = prismático; prc = prismático corto
b) Calculado sobre la base de la relación radiogénica Pb208/Pb206, asumiendo concordia
c) Corregido para la fraccionación y "spike"
d) Corregido para la fraccionación, "spike", blanco y plomo común (STACEY Y KRAMERS, 1975)
e) Corregido para desequilibrio inicial del Th, usando una relación estimada de Th/U de 4 para el fundido

Tabla 9.6: Datos U-Pb para las monacitas de los gneises bandeados.

lavados varias veces con agua destilada y acetona en un recipiente ultrasónico. La disolución se realizó en 6N HCl usando viales Savillex para la monacita, fue seguido por separación química en resina de intercambio de aniones, usando cantidades mínimas de ácidos ultrapuros. Los análisis isotópicos fueron realizados en un espectrómetro de masas MAT262 equipado con un sistema contador de iones. Luego fue calibrado por análisis reiterados con el estándar NBS 982, usando la relación 208/206 de 1,00016 para una corrección de masas (TODT *et al.*, 1996). El procedimiento del Pb fue estimado a $1,5 \pm 0,75$ pg. El Pb común en exceso de esta cantidad fue corregido con el modelo de STACEY Y KRAMERS (1975) para la edad respectiva de la monacita. No ha sido aplicada la corrección para el desequilibrio inicial de ^{230}Th . Las incertidumbres de la composición isotópica del "spike", blanco y Pb común fueron tomadas en cuenta y prolongadas a las incertidumbres finales de las relaciones isotópicas y las edades. Los cálculos de las edades de concordia y medias fueron determinados con el programa de LUDWIG (1999). Las elipses de los diagramas de concordia representan incertidumbres de 2 sigma.

Muestra TAB-1. Se han realizado tres análisis en esta muestra (Figura 9.7), uno en un único cristal y dos en microfracciones de 2 y 4 granos cada uno. Los rangos de las concentraciones de U se encuentran entre 1.800 y 5.100 ppm, con unas relaciones de Th/U de 2,6 a 5. Los análisis 1 y 2 son analíticamente concordantes, mientras que el tercer análisis está un poco por debajo de la línea de concordia. La edad de concordia (LUDWING, 1999) que se obtiene a partir de estos análisis es de $313,9 \pm 0,63$ Ma (MSWD de concordia = 11,3). A pesar de la incertidumbre sobre la causa de la discordia en el tercer análisis, la edad de concordia estimada puede ser considerada mejor que las edades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, que abarcan el rango de edad entre 314,4 y 317,8 Ma.

Muestra TAB-2. Tres análisis consistentes de 1 a 4 granos, dan lugar a unos resultados dispersos. Dos microfracciones de monacitas con 2.500 y 1.200 ppm de U (Th/U = 5,2 y 4,2) forman una concordia (análisis 4) y el análisis 5 da lugar a una ligera discordia, situándose un poco por debajo de la línea de concordia. La edad de cristalización de la monacita puede ser estimada en 314 Ma, en base al análisis 4 (Figura 9.8).

Muestra TAB-3. En esta muestra se han realizado seis análisis, de 1 a 4 granos cada uno. Cinco de estos análisis ofrecen una edad de concordia de $311,1 \pm 0,5$ Ma (análisis 8 a 12, Figura 9.9). Los puntos están un poco por debajo de la línea de concordia, al igual que ocurre con la muestra TAB-1. Un sexto análisis está en discordia inversa y tiene una edad de 313,6 Ma, similar a los análisis anteriores. La discordia inversa puede estar relacionada con una pérdida de plomo (SCHALTEGGER, com. pers.), asociada a pequeñas inclusiones de color negro que tienen estos cristales de monacitas.

A partir de los resultados de estas tres muestras se puede concluir que la edad para el pico del metamorfismo de baja presión y alta temperatura se encuentra entre 311 y 314 Ma.

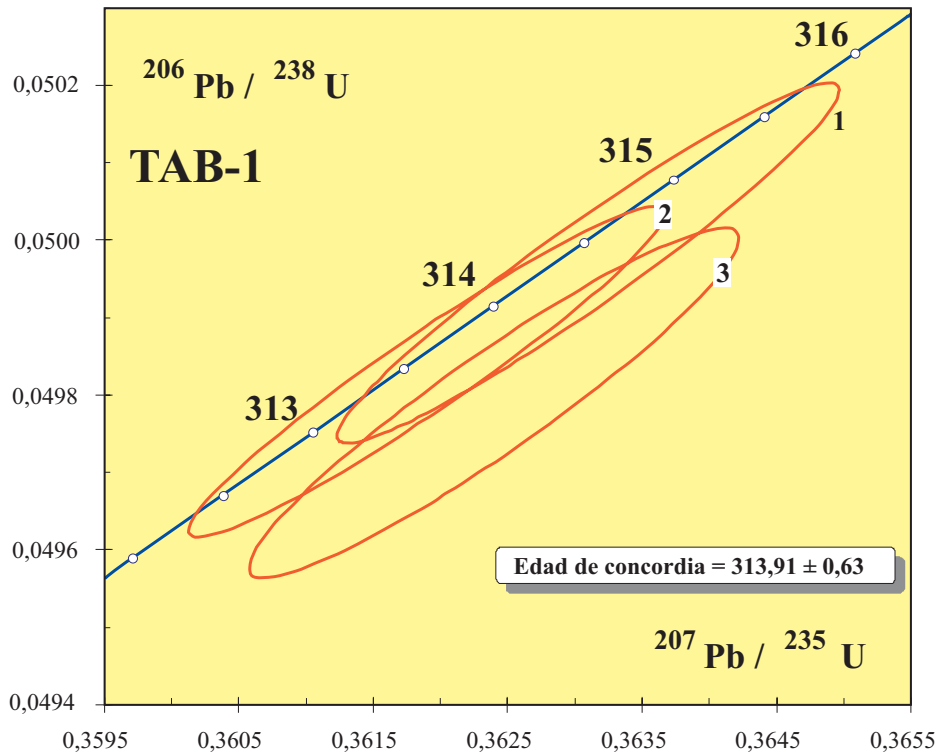


Figura 9.7: Diagrama de concordia para las monacitas de la muestra **TAB-1** y que corresponde a un metasedimento migmatizado, paragneises de la Serie de “Viana do Bolo”.

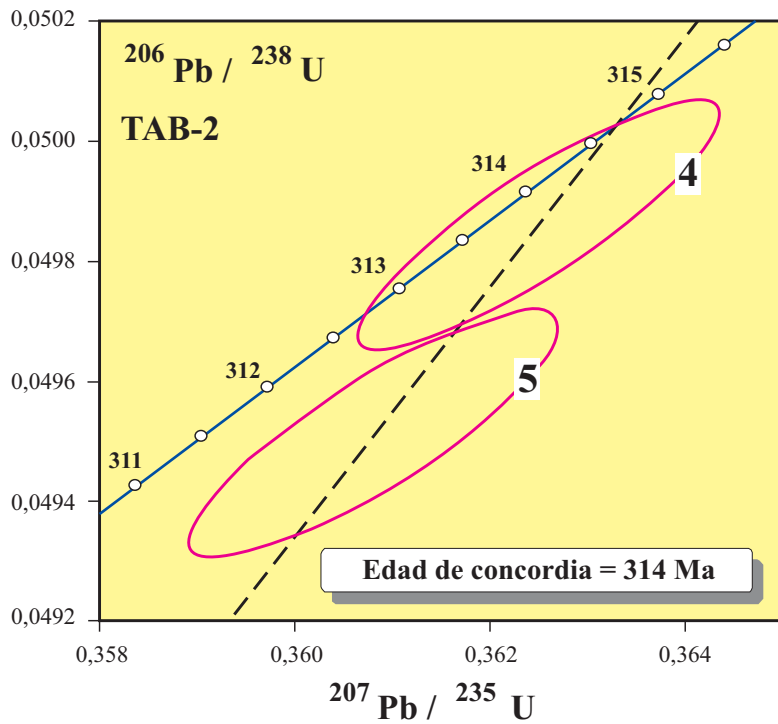


Figura 9.8: Diagrama de concordia para las monacitas de los gneises bandeados de la Serie de “Viana do Bolo” de la muestra **TAB-2**.

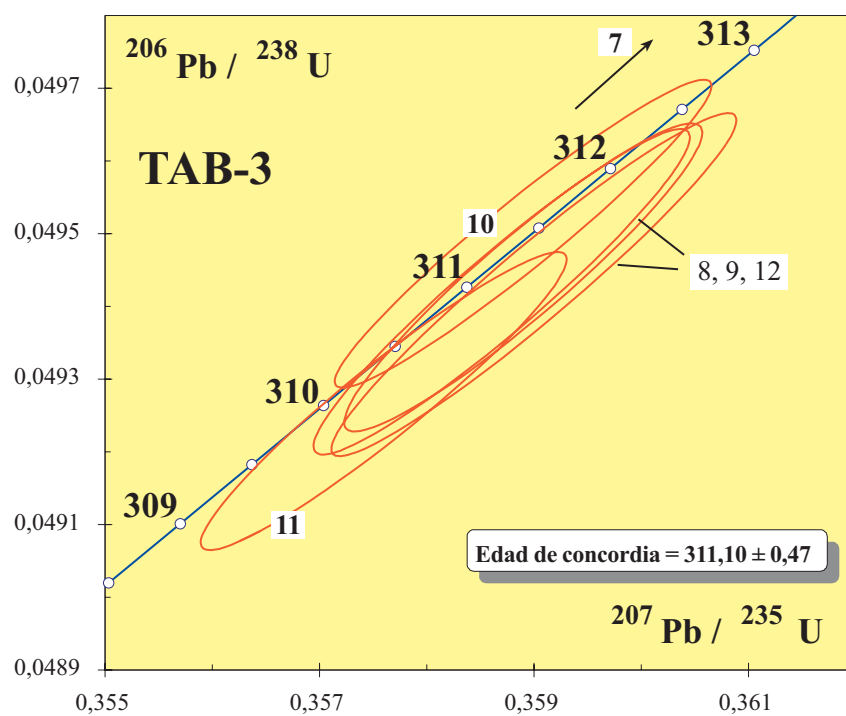


Figura 9.9: Diagrama de concordia para las monacitas de los gneises bandeados de la Serie de "Viana do Bolo" y pertenecientes a la muestra **TAB-3**.

CAPÍTULO 10

DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

10.- DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

10.1.- LA ACTIVIDAD ÍGNEA EN EL CÁMBRICO SUPERIOR-ORDOVÍCICO INFERIOR

El magmatismo del Cámbrico Superior al Ordovícico Inferior se encuentra muy extendido por todo el autóctono de la Zona Centroibérica, así como por las unidades alóctonas de la ZGTM. La gran mayoría de esta actividad magmática ocurrió en un periodo de tiempo relativamente corto y se centra en el Ordovícico Inferior, entre un intervalo de edades que varían desde 488 hasta 478 Ma (Figura 10.1).

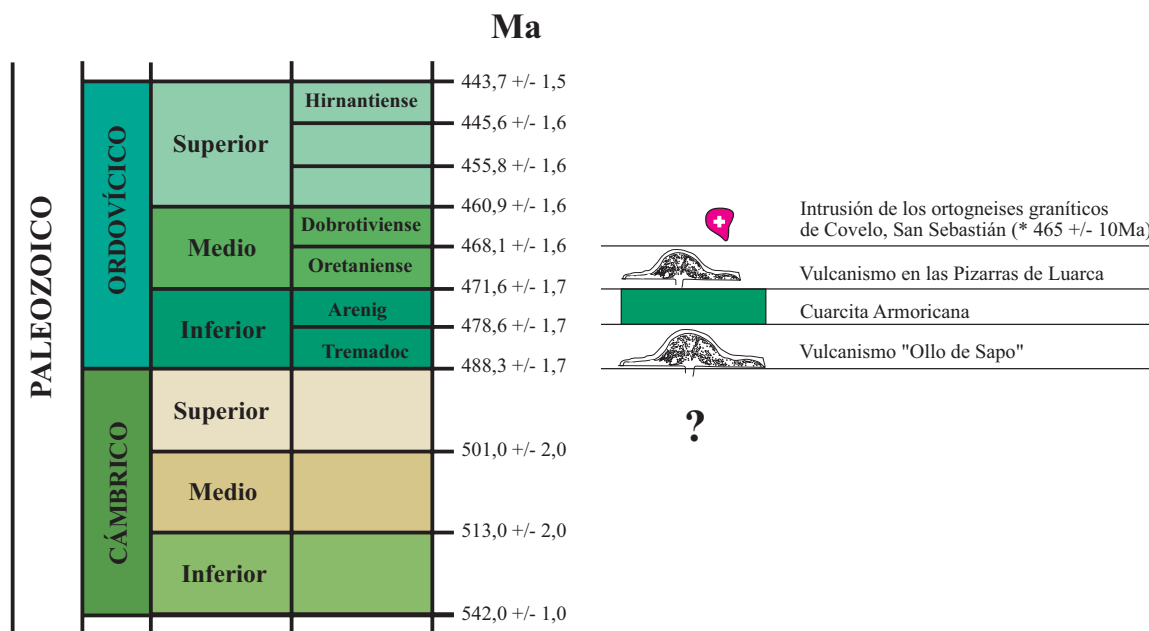


Figura 10.1: Escala cronoestratigráfica del Cámbrico-Ordovícico. Las edades de referencia corresponden a la tabla cronoestratigráfica de la "International Commission on Stratigraphy" (2004). Toda la actividad ígnea correspondiente a la Formación "Ollode Sapos" se sitúa en el Ordovícico Inferior, principalmente en el Tremadoc. (*) Datación realizada por LANCELOT *et al.* (1985) en el Ortogneis de San Sebastián.

A partir de la cartografía geológica se deduce la existencia de dos grandes domos riolíticos separados, situados hacia el muro de los metasedimentos ordovícicos, por lo que la Formación "Ollode Sapos" de la comarca de Sanabria representa un importante episodio volcánico, de edad Ordovícico Inferior.

Las erupciones volcánicas submarinas en materiales ácidos pueden ser de dos modos (Figura 10.2), que dependen principalmente del contenido en volátiles del magma, aunque también intervienen factores como la profundidad (BUSBY, 2005). Las erupciones explosivas (Figura 10.2A) se caracterizan porque el magma tiene un contenido en volátiles muy alto, mientras que cuando el magma se caracteriza por contenidos muy bajos en volátiles (Figura 10.2B) existirá un cierto flujo del magma ácido. El magma que dio lugar a la Formación "Ollode Sapos" se caracterizaría por un

contenido muy bajo en volátiles, lo que le permitiría tener un cierto grado de fluidez, sin descartar episodios explosivos. Las rocas volcánicas intercaladas con cuarcitas de las Capas de Los Montes se caracterizarían, en cambio, por tener un alto contenido en volátiles, como lo atestiguan las texturas que se observan tanto en el campo como en lámina delgada (ver Fotos 3.50 a 3.53).

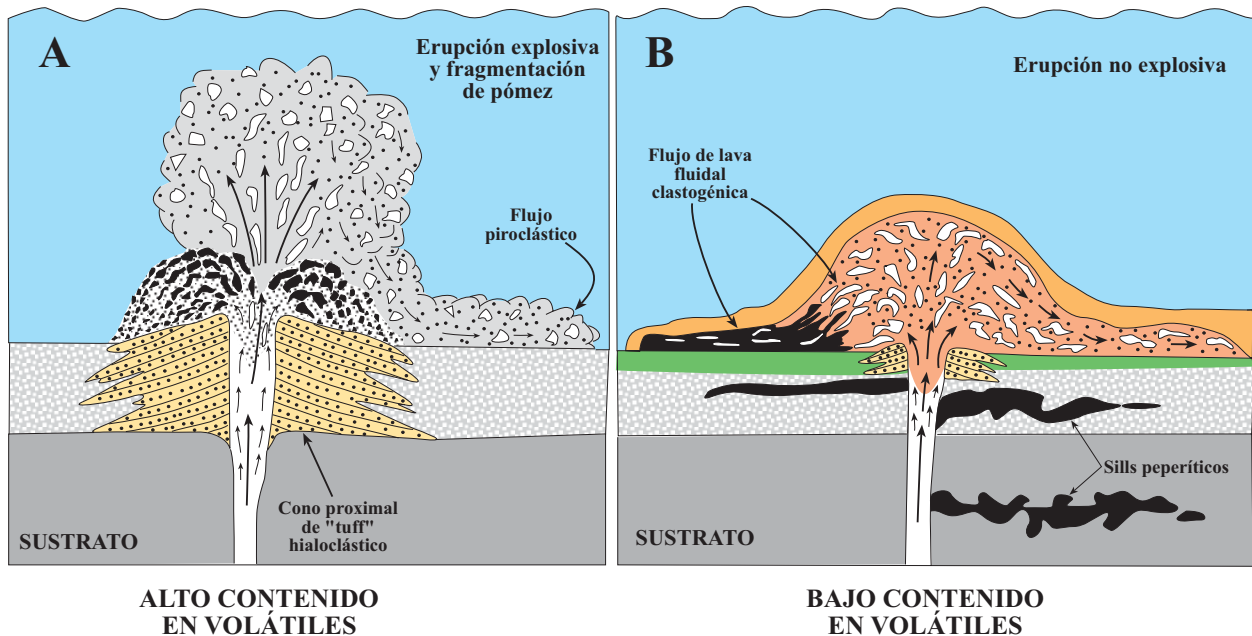


Figura 10.2: Principales características de un vulcanismo submarino, explosivo y efusivo, de carácter ácido (Basado en BUSBY, 2005).

La Figura 10.3A muestra esquemáticamente los dos domos riolíticos de la comarca de Sanabria y su relación con la sucesión sedimentaria. En la Figura 10.3 (B a E) se explica la evolución de uno de estos domos con un crecimiento de tipo endógeno. Probablemente, el conjunto de la Formación "Olló de Sapo" representa la yuxtaposición de varios grandes domos como estos, identificados por primera vez ahora en la comarca de Sanabria, en parte por ser éste el mayor afloramiento de la formación.

El significado tectónico de este importante magmatismo puede entenderse asociado a la ruptura del margen peri-gondwánico del océano Iapetus durante el Ordovícico Inferior y la apertura del océano Rhéico (WINCHESTER *et al.*, 2002). Este magmatismo, como se ha visto en el capítulo de Geoquímica, es peraluminoso, rico en K y puede mostrar características de arco volcánico, dentro de un contexto de "rifting". Estas características geoquímicas también las presentan algunos de los cuerpos ortognésicos de las unidades superiores de los complejos alóctonos del NO de Iberia y muchos de los granitoides de las unidades basales (MARTÍNEZ CATALÁN *et al.*, en prensa).

Por otra parte, es difícil encajar la estabilidad registrada por los sedimentos del Ordovícico Inferior-Medio del autóctono de la ZCI, los cuales caracterizan un margen pasivo en proceso extensional, junto con el magmatismo asociado a un "rift" de las unidades basales de los complejos

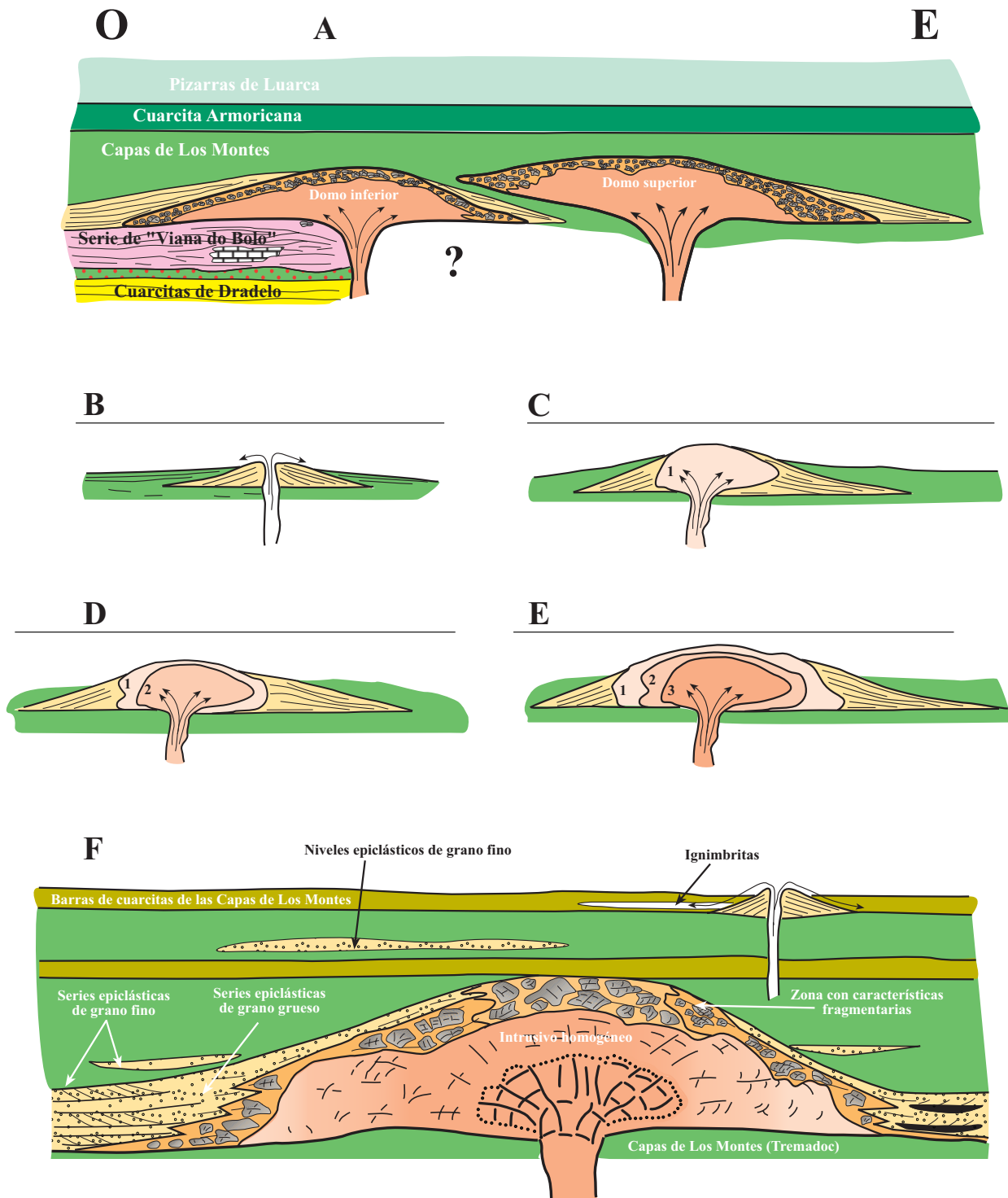


Figura 10.3: A: Corte interpretativo de la Formación "Olo de Sapo" en la comarca de Sanabria, donde se pueden deducir dos domos volcánicos a partir de la cartografía. B, C, D, y E: Formación, desarrollo y evolución de un domo de carácter ácido, basado en FINK (1993) y NAKADA *et al.* (1995). F: Estado final del crecimiento de un domo volcánico, basado en el domo oriental de la región de Sanabria, cuyo bajo grado metamórfico ha preservado muchas de las texturas volcánicas.

alóctonos, la dispersión de terrenos durante el Paleozoico Inferior en el margen peri-gondwánico y las afinidades calcoalcalinas y de arco, tanto en el autóctono como en las unidades superiores de los complejos, sugiere que el “rifting” estaba localizado probablemente en una cuenca donde se estaba produciendo una importante extensión cortical (Figura 10.4). Esta hipótesis es coherente con las reconstrucciones de los terrenos peri-gondwánicos de MATTE (2001), STAMPFLI *et al.* (2002), WINCHESTER *et al.* (2002) y VON RAUMER *et al.* (2003).

Tradicionalmente, el magmatismo del Ordovícico Inferior en el Macizo Ibérico (QUESADA, 1991; SÁNCHEZ-GARCÍA *et al.*, 2003) y en el cinturón orogénico Varisco ha sido atribuido a un “rifting” en el margen de Gondwana, presentando las mismas características geoquímicas en todos los casos. Además, en el margen gondwánico del océano Iapetus, preservado en el terreno Avalonia en los Apalaches y las Caledónides, existe un magmatismo de arco de edad Arenig, seguido por un evento de “rifting” en el Arenig-Llanvirn Inferior, que resulta de la separación de Avalonia de Gondwana (WINCHESTER Y VAN STAAL, 1995; VAN DER PLUIJIM *et al.*, 1995; O'BRIEN *et al.*, 1997). Estos datos indican la presencia de un margen activo a lo largo del borde de Gondwana durante el Ordovícico Inferior.

El enorme volumen de granitoides y rocas volcánicas, siempre de carácter ácido, que representan la Formación “Ollo de Sapo” y los ortogneises de la misma edad intruidos en las series infrayacentes, indica un importantísimo episodio de fusión cortical que no ha sido explicado de forma convincente. La aparente estabilidad del margen continental, indicado por los depósitos contemporáneos de edad Ordovícico Inferior y Medio, sugiere un margen pasivo, pero la ausencia de rocas básicas y alcalinas no apoya un reflejo del “rifting” ordovícico. VALVERDE VAQUERO Y DUNNING (2000) sugieren una combinación de ambas interpretaciones: un margen de cuenca trasera de arco, relacionado con la separación del microcontinente Avalon y la creación del océano Rhéico, provocadas ambas por una subducción localizada inicialmente cerca del margen de Gondwana.

VIALETTE *et al.* (1987) señalan que en los ortogneises graníticos del SCE el estrecho rango de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{\text{inicial}}$ (0,7069-0,7094), sugieren una fuente con una relación Rb/Sr baja. Estos datos son interpretados por VALVERDE-VAQUERO Y DUNNING (2000) como que estos ortogneises pueden derivar de la corteza inferior y de sedimentos, con la adición de material derivado del manto.

HAMILTON (1995) señala que los arcos magmáticos continentales pueden tener un predominio en rocas de carácter ácido, no siendo necesaria la presencia de rocas básicas. El magmatismo ordovícico sería comparable al abundante magmatismo félsico del Jurásico de Suramérica y la Antártida, asociado a la extensión en una cuenca trasera de arco (“back-arc”), dentro de la evolución de la zona de subducción del E del Pacífico.

La aparición de grandes volúmenes de magmas de carácter ácido es conocida en dos ambientes geotectónicos muy contrastados. Así, BRYAN *et al.* (2002) hacen una revisión de las grandes provincias ígneas desde las mesozoicas a las cenozoicas del planeta y prestan especial atención a las grandes zonas con un magmatismo de carácter ácido, distinguiendo dos ambientes geotectónicos con rocas volcánicas silíceas. El primero está asociado a un magmatismo intraplaca y a la ruptura continental, mientras que el segundo se encuentra tectónica y geoquímicamente asociado con ambientes de “back-arc” ligados a la subducción de corteza oceánica, tanto bajo márgenes continentales como arcos de islas. Por lo tanto, aunque las provincias o regiones con

grandes volúmenes de rocas ácidas pueden formarse en distintos ambientes tectónicos, suelen estar restringidos a contextos de márgenes continentales.

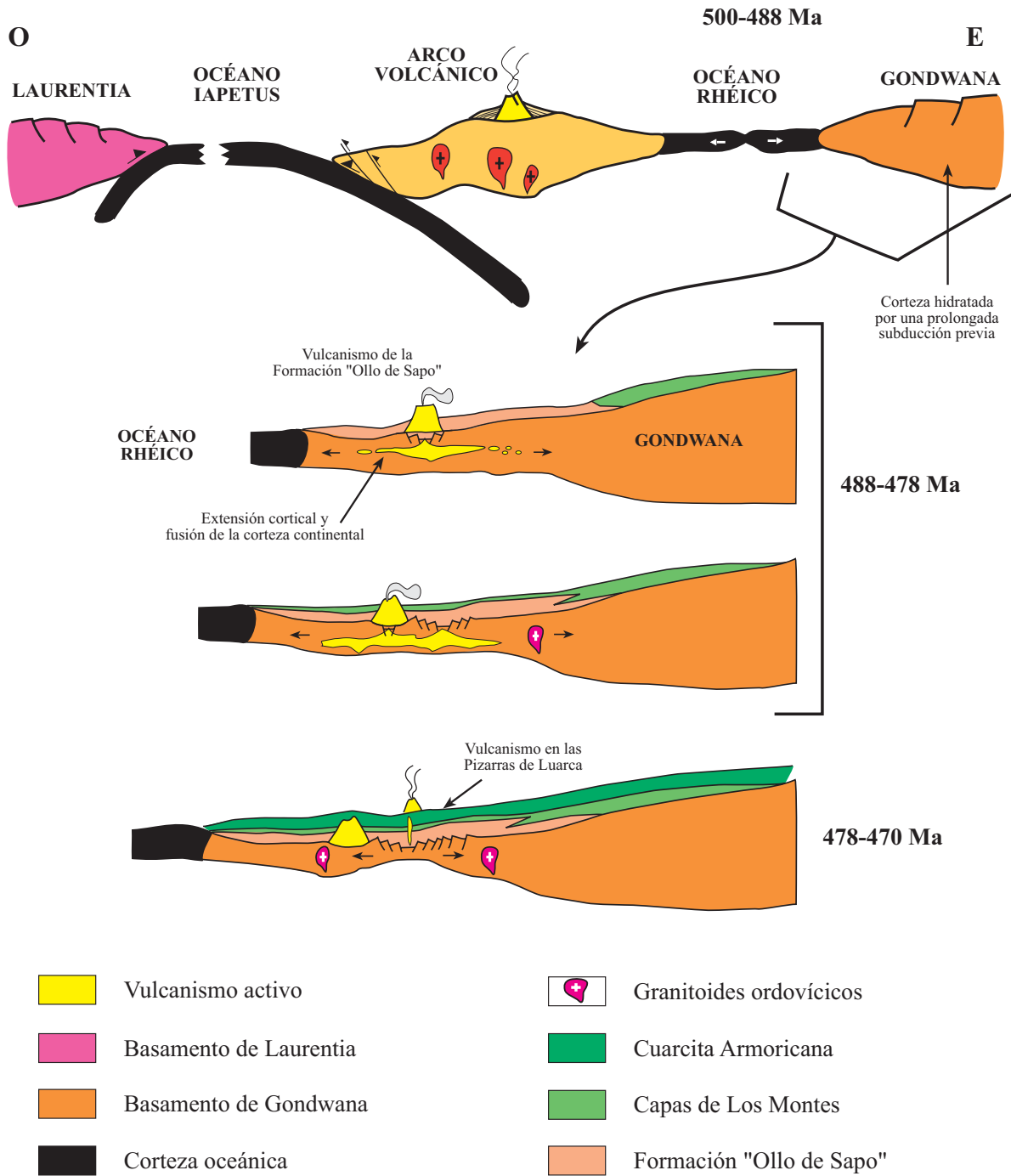


Figura 10.4: Esquema de la evolución tectónica para el desarrollo del vulcanismo de la Formación "Olló de Sapo".

La clave para la generación de grandes volúmenes de magmas de carácter ácido en un contexto de intraplaca es la existencia de una corteza inferior-media, altamente hidratada, además de un alto flujo de calor, posiblemente causado por magmas máficos. El mejor camino para

producir grandes volúmenes de magmas peraluminicos es la fusión de una fuente de composición cercana al fundido mínimo granítico, tales como rocas sedimentarias inmaduras (arcosas, grauvacas) u ortogneises, aunque magmas peraluminicos también pueden formarse a partir de la fusión de rocas metaaluminosas (HELZ, 1976). La fusión parcial (\approx 20-25%) de este tipo de corteza generaría fundidos de composición ácida a intermedia (ROBERTS Y CLEMENS, 1993; RAPP Y WATSON, 1995). Estos autores concluyen que una subducción temprana y prolongada es crucial para el desarrollo de una corteza inferior hidratada que puede fundirse masivamente.

Según HUPPET Y SPARKS (1988) y BINDEMAN Y VALLEY (2003), la formación de grandes volúmenes de fundidos silíceos intracorticales puede actuar como una barrera viscosa, impidiendo el ascenso a los magmas máficos, dentro de los ambientes volcánicos. La misma explicación es aportada por el trabajo de PANKHURST *et al.* (1998) para explicar la escasez o ausencia de rocas de carácter básico en la gran provincia silícea de Chon Aike (América del Sur-Antártida).

En resumen, este tipo de zonas con grandes volúmenes de rocas de carácter ácido reflejan procesos de fusión cortical a gran escala, como respuesta a una importante extensión litosférica (“rifting”) dentro de márgenes continentales, y al alto flujo térmico proporcionado por el manto o por la intrusión masiva de rocas básicas (“underplating”). El hecho de que en toda la ZCI se encuentren materiales ígneos de carácter ácido, semejantes a la Formación “Ollo de Sapo”, y en la misma posición estratigráfica induce a pensar que se podría definir una provincia silícea semejante a las descritas por BRYAN *et al.* (2002), de edad Cámbrico Superior-Ordovícico Inferior, que abarcaría el magmatismo de carácter ácido de la Zona Centroibérica, los Pirineos, el Macizo Armoricano Francés y Cerdeña. Su origen estaría asociado a la ruptura del margen de Gondwana.

10.2.- EL DOMO GNÉISICO MIGMATÍTICO DE SANABRIA-VIANA DO BOLO

10.2.1.- Origen y características de los domos gnéisicos

Los domos gnéisicos son estructuras presentes en todos los orógenos exhumados y su formación representa un proceso tectonotermal de primer orden que se ha dado en todos los tiempos geológicos. El flujo vertical desde abajo contribuye al desarrollo de estructuras domáticas y es un factor importante en la redistribución de calor y material en los orógenos y, por lo tanto, en la evolución de los continentes (TEYSSIER Y WHITNEY, 2002; YIN, 2004, WHITNEY *et al.*, 2004).

Fue ESKOLA (1949) quien primero estudió de forma sistemática el contexto geológico y las características de los domos gnéisicos en los grandes cinturones orogénicos. Su desarrollo por un proceso diapírico ha sido ampliamente discutido en gran número de trabajos (BERNER *et al.*, 1972; FLETCHER, 1972; DIXON, 1975; RAMBERG, 1980; BRUN *et al.*, 1981; BOUHALLIER *et al.*, 1995; BURG Y VANDERHAEGHE, 1993; CHARDON *et al.*, 1998; CALVERT *et al.*, 1999; VANDERHAEGHE Y TEYSSIER, 2001), y han propuesto que pueden darse tanto en contextos compresivos (BURG *et al.*, 1984; AMATO *et al.*, 1994; LEE *et al.*, 2000; TAKESHITA Y YAGI, 2004) como extensionales, en cuyo caso están relacionados con la fusión parcial de la corteza durante el colapso orogénico (CONEY, 1980; DAVIS, 1988; LISTER Y DAVIS, 1989; VANDERHAEGHE *et al.*, 1999; HARRIS *et al.*, 2002).

En contextos de acortamiento cortical, las causas pueden ser la interferencia de pliegues (RAMSAY, 1967; BURG *et al.*, 1984; ROLLAND *et al.*, 2001), un proceso de “buckling” (STIPSKA *et al.*, 2000) o apilamientos antiformales. En el campo de la extensión, se han relacionado con la formación de “metamorphic core complex” (CHEN *et al.*, 1990; BRUN Y VAN DER DRIESSCHE, 1994; ESCUDER VIRUETE *et al.*, 2000, YAN *et al.*, 2003). Modelos recientes implican en su evolución la eficacia de procesos erosivos unidos con otros procesos (BURG *et al.*, 2004; TAKESHITA Y YAGI, 2004; WHITNEY *et al.*, 2004), ya que la denudación por erosión no es lo suficientemente eficaz para explicar las proporciones del ascenso de material de la corteza media-inferior. También hay modelos que implican procesos tanto contractivos como extensionales (LEE *et al.*, 2000) y flujo cortical con extrusión de la corteza orogénica (BEAUMONT *et al.*, 2001).

La Figura 10.5 esquematiza los principales mecanismos propuestos para las causas dinámicas y el desarrollo cinemático de los domos gnéisicos (YIN, 2004). Estos son: (A) flujo diapírico inducido por una inversión en la densidad de los materiales (inestabilidad de Rayleigh-Taylor); (B) proceso de “buckling” en un campo de deformación constrictional; (C y D) compresión ortogonal coetánea o superposición de múltiples fases de plegamiento con orientaciones diferentes; (E) arqueamiento de un despegue extensional plegado por un rebote isostático inducido por la extensión; (F) formación de apilamientos antiformales inducidos por el desarrollo de cabalgamientos imbricados; y (G) pliegues en escalón desarrollados en zonas de cizallas transcurrentes.

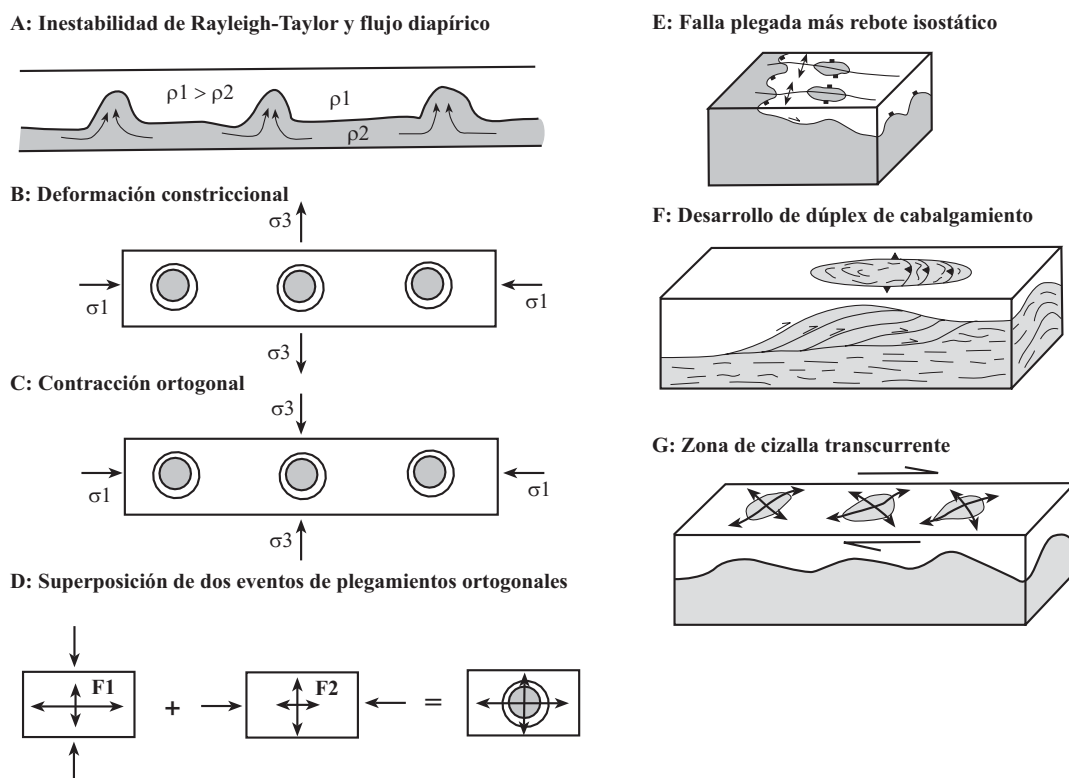


Figura 10.5: Principales procesos geológicos y modelos mecánicos para la formación de domos gnéisicos (Según YIN, 2004).

Los datos que proporcionan evidencias sobre las trayectorias, condiciones y mecanismos del flujo son importantes para evaluar los mecanismos por los que se forman los domos. La interpretación de los elementos estructurales debe de considerar la relación de las estructuras en las tres dimensiones del domo y evaluar la cinemática del flujo de materia en el domo y en las rocas metasedimentarias circundantes. Las trayectorias de la foliación pueden revelar la existencia de subdomos, y hay que tener en cuenta también la lineación para diferenciar entre procesos de flujo diapírico e interferencias de pliegues.

En la Figura 10.6 se puede ver un esquema general de un domo gnéisico de origen esencialmente diapírico, con morfología simétrica. Las estructuras más representativas son un núcleo migmatítico, rocas circundantes metasedimentarias de menor grado metamórfico y pliegues en cascada desarrollados en las zonas externas de los domos. Los domos gnéisicos están definidos por una foliación, que puede presentar buzamientos radiales en sus partes relativamente externas, mientras que en los niveles más profundos las trayectorias de la foliación pueden mostrar una forma en embudo. En la parte central y superior del domo, la foliación suele mostrar disposiciones subhorizontales o con buzamientos bajos debido al ascenso y aplastamiento de la foliación previa. Además, la deformación por cizalla dentro del núcleo metamórfico tiene sentidos de movimientos contrarios a lo largo de los flancos opuestos del domo.

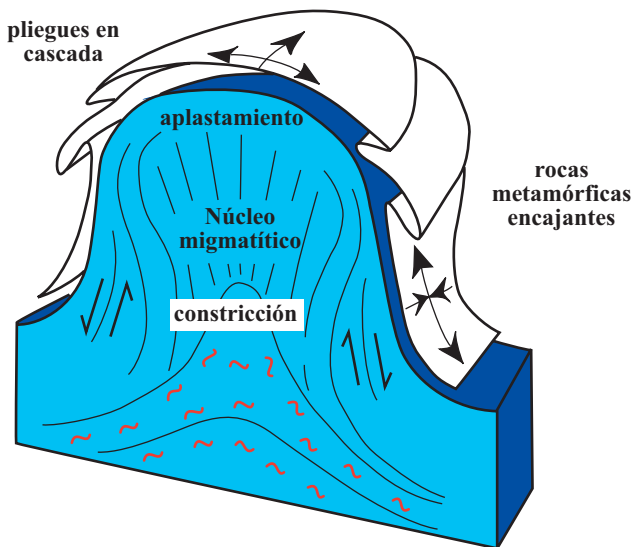
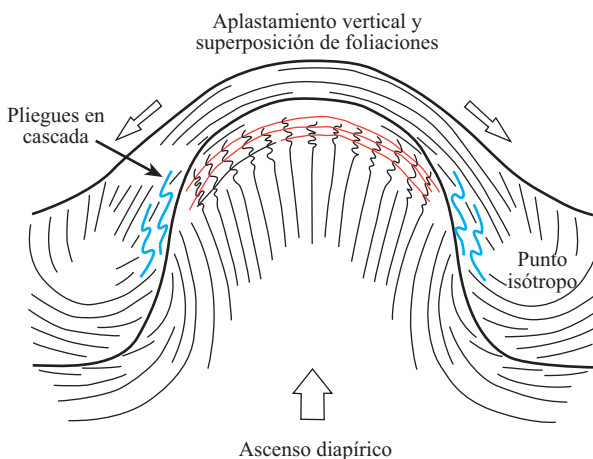


Figura 10.6: A.- Esquema general de un domo gnéisico simétrico formado por ascenso diapírico, mostrando algunas de las principales características que presentan este tipo de estructuras: núcleo migmatítico, rocas encajantes metasedimentarias de menor grado metamórfico y pliegues en cascada en las partes externas al domo (Según WHITNEY *et al.*, 2004). B.- Sección de un domo de este tipo según BURG *et al.* (2004). Nótese la superposición de foliaciones originada por el ascenso diapírico.



La mayoría de los domos gnéisicos tienen una forma alargada, elíptica y están dispuestos de forma paralela a la dirección de la cadena orogénica, como es el caso de Sanabria. La forma elíptica sugiere que su morfología y, por lo tanto su génesis, está controlada por la dinámica de un flujo cortical, que incluye diferentes proporciones, tanto en flujo vertical como horizontal.

Los domos tienen su propia dinámica y se pueden formar durante contracción o extensión. Generalmente, la corteza orogénica puede fluir en un canal independiente en condiciones límites y los domos representan la componente vertical del flujo a través de canales corticales. En los núcleos de los domos gnéisicos, la lineación puede ser muy difícil de identificar en el campo, debido a la fuerte recristalización que sufren los materiales por el alto grado metamórfico.

La complejidad estructural que presentan los domos gnéisicos puede deberse en gran parte a que son varios los mecanismos responsables del “doming”, o que la deformación finita no sólo refleja la dinámica interna de los domos, sino también su interacción con el flujo cortical al mismo tiempo que se está formando el domo gnéisico.

Desde un punto de vista petrológico, los domos gnéisicos son núcleos compuestos de rocas de alto grado metamórfico que se encuentran bajo unas condiciones metamórficas de facies de las anfibolitas o de las granulitas (metasedimentos, migmatitas, ortogneises, granitoides migmatíticos), cuyas rocas registran una componente de descompresión isotérmica y muestran asociaciones metamórficas de baja presión y alta temperatura, al contrario que las rocas circundantes.

En el caso de domos migmatíticos, el porcentaje de fundido representado por neosomas y granitos es mayor en el núcleo que en las rocas encajantes. Otra característica importante es que los núcleos de los domos registran mayores presiones que las rocas que los circundan, y han experimentado una descompresión casi isotérmica, desde condiciones de la zona de distena a la zona de sillimanita. En el domo gnéisico de Sanabria-Viana do Bolo, esto queda patente a partir de la trayectoria P-T deducida para la unidad metamórfica inferior (UMI), dentro de la Serie de “Viana do Bolo”. Las rocas metamórficas circundantes también pueden experimentar un metamorfismo de alta temperatura, pero en ese caso la trayectoria P-T implica un calentamiento durante la formación del domo (ESCUDEIR VIRUETE *et al.*, 1994). Este tipo de metamorfismo queda reflejado en la Figura 6.6, donde quedan recogidas todas las trayectorias obtenidas para la zona de estudio.

En relación con la descompresión a altas temperaturas, las texturas de reacción que implican polimorfos de Al_2SiO_5 , granate + cordierita, granate + plagioclasa, incluyendo coronas y simplectitas alrededor del granate, resultan sumamente útiles. Las evidencias de polimetamorfismo también pueden ser útiles para determinar que las texturas, asociaciones metamórficas y condiciones están asociadas con los procesos de “doming”.

La obtención de la edad o intervalo de tiempo del metamorfismo y de la deformación del núcleo de los gneises y los granitoides es esencial para unir la información proporcionada por las trayectorias P-T y la deformación y, en definitiva, para ver qué mecanismos han desarrollado los domos. La geocronología puede unirse a los resultados de los termobarómetros para interpretar los índices de enfriamiento y mecanismos en el contexto de toda la historia P-T-t sufrida por las rocas. Es importante conocer si el enfriamiento post-pico metamórfico fue de lento a moderado

(<50°C/Ma), pues tal cosa significaría que los mecanismos de formación del domo no implican un transporte en vertical, muy lejos de la corteza media orogénica, y la exhumación ocurriría a velocidad lenta. El enfriamiento rápido puede indicar, en cambio, el emplazamiento superficial de la corteza caliente, una descompresión fuerte, el subsiguiente enfriamiento rápido y la rápida erosión.

El flujo cortical es un proceso significativo en una orogenia, ya que controla la redistribución de calor y masa y el espesor de la corteza a través del tiempo. La cantidad relativa y el índice de flujo vertical (diapírico), frente al flujo lateral (canales corticales), son función de la reología de la corteza y del balance entre las fuerzas gravitacionales y otros mecanismos de conducción para el flujo cortical, como pueden ser los gradientes de presión lateral. De esta forma, los diapiros representan la última expresión del flujo vertical, mientras que para el flujo lateral se genera una foliación subhorizontal, típicamente migmatítica.

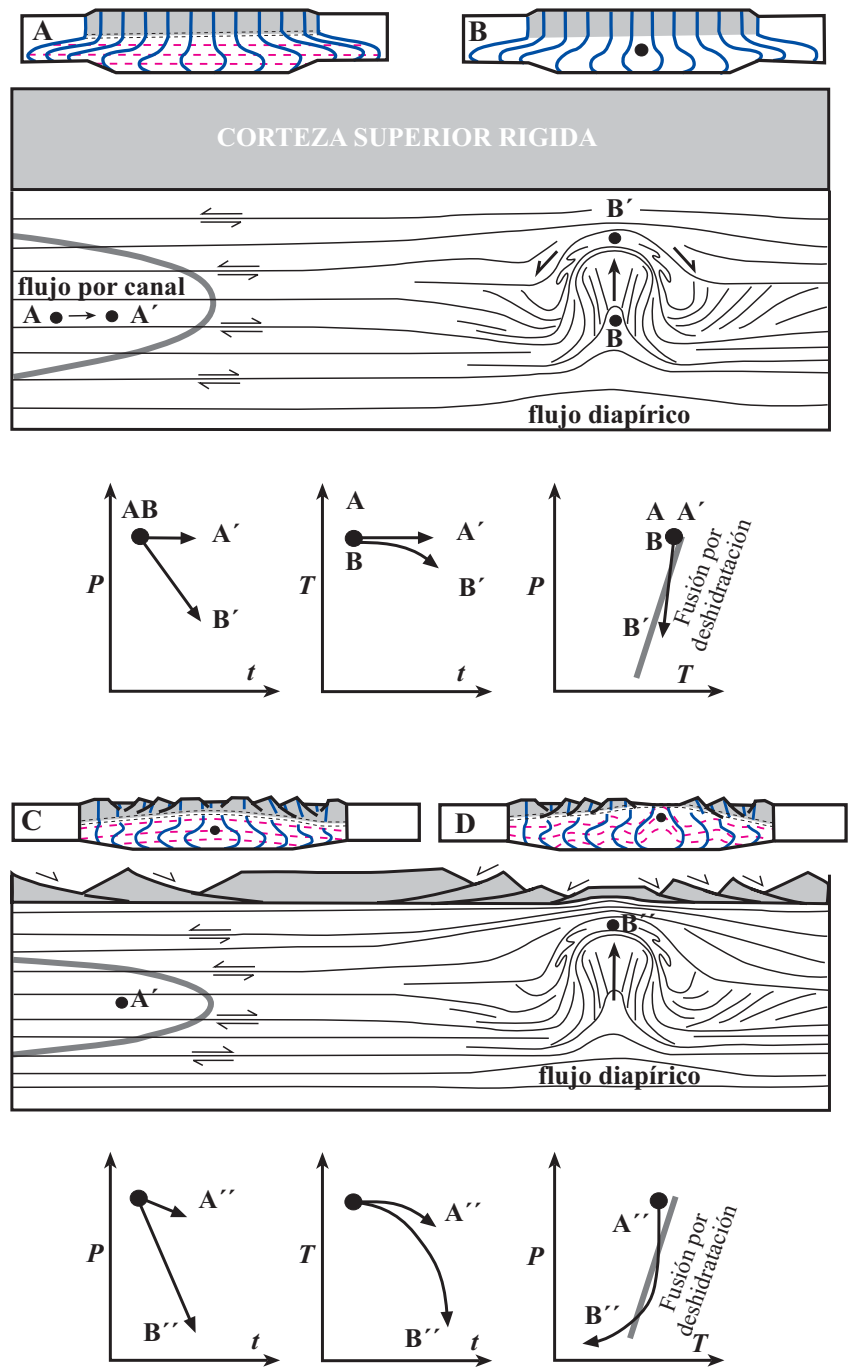
Un flujo vertical con componente lateral puede resultar de la extrusión de material (RAMSAY Y HUBER, 1987; BEAUMONT *et al.*, 2001; REY, 2001), y los rasgos estructurales mostrados por la corteza orogénica exhumada varían en función de los índices relativos del flujo cortical vertical y lateral. Si la magnitud del flujo lateral es mayor que el flujo diapírico, los domos no pueden formarse. En cambio, si la inestabilidad diapírica es relativamente rápida o mayor que el flujo lateral, los domos pueden formarse y alcanzar niveles superficiales donde se enfrían rápidamente y preservan su estructura diapírica.

Las trayectorias P-T-t de las rocas en el núcleo y en la cobertera metamórfica son críticas para evaluar los procesos de formación de los domos, igual que para fijar las relaciones de metamorfismo, deformación y fusión. Las diferentes trayectorias P-T-t caracterizan el diapirismo frente a otros mecanismos de formación de los domos (TEYSSIER Y WHITNEY, 2002).

Las mayores diferencias entre flujo por canal y flujo diapírico pueden verse en las trayectorias P-t, T-t, P-T (Figura 10.7). El flujo por canal (punto A) por sí mismo no resulta de un cambio de la temperatura o presión (trayectorias horizontales en los diagramas P-t y T-t que acompañan a la corteza superior rígida), pero puede ir acompañado de enfriamiento y descompresión si la corteza superior sufre extensión y la corteza dúctil es adelgazada y enfriada (A''). El flujo vertical (punto B) produce descompresión en ambos casos. Las trayectorias de enfriamiento difieren según los casos. Así, la región de la corteza con flujo vertical, que puede sufrir procesos de fusión parcial, interacciona con la corteza superior, provocando la inclinación casi vertical del diagrama T-t y del segmento de enfriamiento de la trayectoria P-T hacia B'', cuando la corteza superior se adelgaza, pero no cuando se mantiene rígida (WHITNEY *et al.*, 2004).

Para temperaturas superiores a 700°C en el Moho, una litosfera engrosada puede fácilmente sufrir colapsos extensionales (ENGLAND Y BICKLE, 1984; SONDER *et al.*, 1987; GAUDEMER *et al.*, 1988; RANALLI, 1997). Además, la cohesión interna de un orógeno puede variar radicalmente si se producen fenómenos de fusión parcial en su interior. Se ha demostrado que a partir de un determinado porcentaje de fundido (30-50%; ARZI, 1978) se produce un cambio drástico en la reología, transformándose, desde una roca rígida, en una roca plástica que puede comportarse como un fundido. De esto se deduce la importancia que adquiere el estudio de la estructura tectonothermal de un orógeno, ya que esto afecta a sus propiedades reológicas y en definitiva marca los procesos por los cuales un orógeno se va a deformar en sus estadios avanzados.

Figura 10.7: Esquema que representa el flujo cortical, debajo de una corteza superior rígida (A, B) y durante la extensión cortical (C, D), a través de un canal de flujo cortical (punto A) y de un diapiro (punto B). También se muestran las trayectorias P-T-t para un flujo por canales corticales y por medio de un diapiro (Según WHITNEY *et al.*, 2004).



TIREL *et al.* (2004) realizan una modelización termomecánica del desarrollo de domos gnéissicos extensionales en una corteza litosférica engrosada y relajada térmicamente. Estos autores demuestran que las zonas de despegue extensionales a escala cortical resultan de la interacción entre fallas, adelgazamiento extremo y ruptura de la corteza superior, y esto permite el flujo de la corteza media-inferior hacia zonas más superficiales. En los estadios iniciales del desarrollo, la deformación da lugar a un sistema de zonas de cizalla conjugadas, correspondiendo a un modelo de cinemática simétrica donde aún no está desarrollado el despegue. Con el incremento de la extensión, el modelo para el domo gnéissico pasa a ser asimétrico, con el desarrollo de la zona de despegue.

El despegue se desarrolla enteramente en la corteza media, cuya parte superior es progresivamente exhumada durante la extensión. Los resultados muestran la conexión entre una zona de cizalla plana-subhorizontal en la base del “graben” que se propaga hacia abajo, y una zona de cizalla en la base de la corteza media que se propaga hacia arriba, resultando una forma sigmoidal a escala cortical. La zona de cizalla basal en el “graben” corresponde a una deformación dúctil, cercana a la transición de la interfase frágil-dúctil, que acomoda una extensión frágil dentro del graben abierto.

En la gran mayoría de los orógenos, la estructura de la corteza por debajo de los domos gnéissicos no es muy conocida, pero en perfiles sísmicos se puede observar cómo el límite inferior de la corteza (Moho) tiene una geometría plana que se encuentra parcialmente fundida, con alta conductividad y baja velocidad sísmica en orógenos recientes (NELSON *et al.*, 1996). Los orógenos se caracterizan, a escala cortical, por tener una gruesa capa (entre 20 y 30 km) donde la corteza está fundida parcialmente, puede fluir de forma lateral para construir un “plateau” orogénico (ROYDEN, 1996), y conduce o acomoda el colapso gravitacional (REY *et al.*, 2001).

De esta forma, en un contexto de post-convergencia, una característica importante es la geometría plana que tiene el Moho debajo de los domos gnéissicos extensionales. Según MCKENZIE *et al.* (2000), esto requiere un flujo cortical bajo a escala regional, conducido por gradientes de presión laterales causados por un adelgazamiento diferencial de la corteza superior (< 2 cm/año). TIREL *et al.* (2004) confirman que en la corteza inferior el flujo se realiza a través de canales de escala cortical. Estos canales son necesarios, y con una escala mucho mayor que en los domos gnéissicos, para poder mantener una geometría plana de Moho (BLOCK Y ROYDEN, 1990; BUCK, 1991; WDOWINSKI Y AXEN, 1992).

10.2.2.- Formación del domo gnéissico de Sanabria-Viana do Bolo

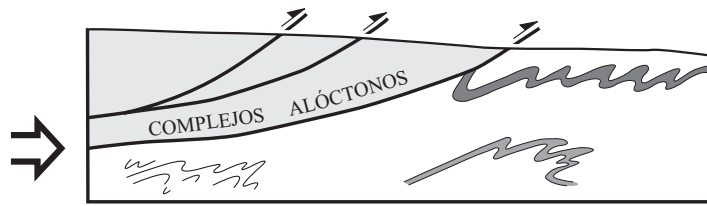
El orógeno Varisco está asociado a la subducción y cierre de cuencas oceánicas, seguido por la colisión entre Laurentia y Gondwana desde el Devónico al Carbonífero Superior-Pérmico. Esto hizo que se desarrollara una corteza engrosada, inestable, en la cual se produjeron reajustes corticales, entre los cuales cabe incluir el desarrollo de domos gnéissicos-migmatíticos. La historia de la formación del domo de Sanabria-Viana do Bolo, después de que la corteza sufriera un proceso de engrosamiento, no se debe a un único proceso o causa, sino que intervinieron a lo largo de su historia distintos procesos que pueden ser divididos en varias etapas sucesivas, y que están reflejadas en la Figura 10.8.

- *Engrosamiento orogénico*

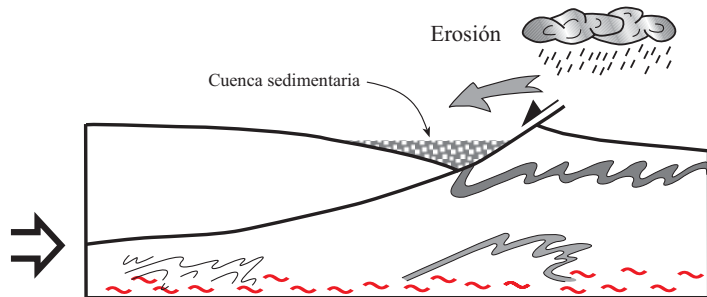
La historia comienza con dos episodios de deformación compresivos, D1, responsable de los primeros pliegues tumbados con vergencia NE, y D2, producido por el emplazamiento de los complejos alóctonos (Figura 10.8A). De acuerdo con los datos isotópicos, el primero ocurrió en la zona hace unos 360 Ma, en el límite Devónico-Carbonífero, y el segundo culminó hace unos 325 Ma, en el límite Carbonífero Inferior-Medio (DALLMEYER *et al.*, 1997; MARTÍNEZ CATALÁN *et al.*, 2004a).

Figura 10.8: Esquema evolutivo del domo gnésico-migmatítico de Sanabria-Viana do Bolo. A.- Engrosamiento cortical durante D1+D2. B.- Adelgazamiento cortical a través de un sistema de fracturación en la corteza superior y del aumento en la corteza media-inferior de la temperatura, alcanzándose condiciones de fusión parcial. C.- Colapso cortical y flujo lateral, lo que provoca una descompresión isotérmica. D.- Plegamiento durante el desarrollo de D3 varisca. E.- Las rocas fundidas parcialmente, así como el gran volumen de rocas ígneas que se han generado, sufren un proceso diapírico por la diferencia de densidades. Se desarrolla el domo y finalmente la actividad de la falla de Chandoiro y el conjunto de fallas tardivariscas dan a la zona de estudio su configuración casi actual. En los esquemas C, D y E, la zona sombreada corresponde a la parte de la corteza que se comporta de forma frágil. Los esquemas no mantienen la escala. Los números (1 y 2) indican la evolución de un marcador ideal a lo largo del desarrollo del domo.

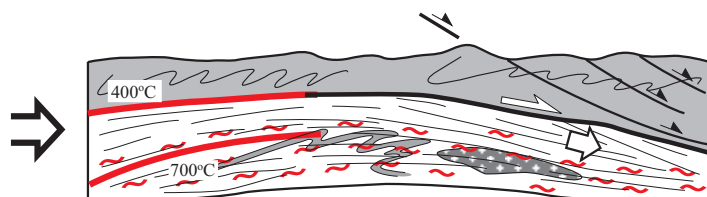
A: Engrosamiento orogénico



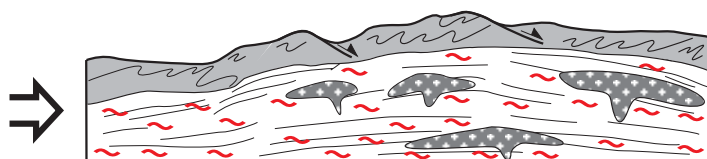
B: Adelgazamiento cortical



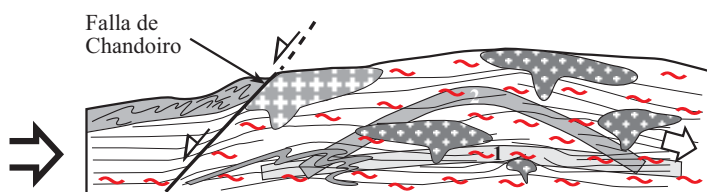
C: Colapso cortical/adelgazamiento



D : Plegamiento D3



E : Formación del domo y fracturación



- *Colapso gravitacional y adelgazamiento cortical*

La inestabilidad gravitatoria empezó a hacerse patente poco después (Figura 10.8B y C), incluyendo entre sus primeras manifestaciones el desarrollo de fallas normales en la corteza superior, constituida en buena parte por la lámina alóctona y la fusión parcial de la corteza media e inferior.

Entre las fallas normales cabe mencionar el despegue de Pico Sacro, en el Complejo de Órdenes, acotado entre 323 ± 11 y 314 ± 6 Ma, en base a relaciones de superposición con granitos datados isotópicamente (MARTÍNEZ CATALÁN *et al.*, 1996, 2002). En el caso de Sanabria-Viana do Bolo, la edad de 314-311 Ma, obtenida para la migmatización, data probablemente el pico térmico de la fusión parcial de la corteza media.

En el proceso de adelgazamiento inicial de un orógeno, no hay que descartar fenómenos de extrusión de material como los propuestos para el orógeno Himalayo-Tibetano (BEUAMONT *et al.*, 2001), donde se desarrollan procesos de fusión parcial en la corteza media (NELSON *et al.*, 1996) y el acercamiento hacia la corteza superior de material parcialmente fundido, o con unas condiciones metamórficas en facies de anfibolitas. Este tipo de procesos crea una inestabilidad cortical importante que ayuda al posterior desarrollo del colapso extensional de la corteza.

En nuestro caso, la extrusión de material fundido hacia niveles superiores de la corteza está documentada al menos por la abundancia de granitoides sincinemáticos con edades semejantes a las de la migmatización (FERNÁNDEZ-SUÁREZ *et al.*, 2000a, para los granitoides equivalentes del Domo de Lugo). Hay que tener en cuenta que la relajación térmica, en las zonas de raíz de las cadenas montañosas da lugar a temperaturas de la corteza inferior-media de 700°C (ENGLAND Y THOMPSON, 1984). Como la resistencia de las rocas depende de la temperatura, la capacidad de la corteza profunda a fluir está aumentado por el debilitamiento térmico, en particular si se generan grandes volúmenes de líquido granítico.

Durante esta etapa que hemos denominado D2 extensional, se produjo una fuerte descompresión isotérmica. El adelgazamiento extremo y ruptura de la corteza superior permitirá el ascenso de la corteza media-inferior, la cual pudo acercarse a la superficie. Es la etapa de cizallamiento subhorizontal en las unidades metamórficas central e inferior (UMC y UMI) y la generación de la foliación S2 y la lineación de estiramiento desarrollada en el bandeado gnéisico.

Es evidente que en esta etapa, el flujo lateral o subhorizontal del material parcialmente fundido y de baja viscosidad dominaba sobre el vertical. La macroestructura formada no es todavía un domo, sino un tipo de despegue extensional entre la UMC y la UMS, con una cinemática de bloque superior hacia el E o SE, lo que implica ya un cierto ascenso de la corteza media hacia el O-NO.

ELLIS Y WATKINSON (1987) propusieron un modelo orogénico de colisión continental, donde las estructuras desarrolladas en el bloque de muro durante la subducción reflejan el movimiento relativo de las placas tectónicas. Una extensión paralela al orógeno se interpreta como la signatura de una convergencia de placas oblicua, mientras que las estructuras posteriores reflejan el ascenso isostático de la corteza engrosada. Por lo tanto, según ellos, las lineaciones de estiramiento paralelas al orógeno estarían asociadas a los estadios iniciales de la tectogénesis en el contexto de

una placa continental que subduce de forma oblicua. Su modelo no es de aplicación en nuestro caso, ya que las lineaciones paralelas al cinturón orogénico postdatan claramente los estadios iniciales de la colisión, reflejando en cambio los reajustes posteriores de la corteza engrosada.

En toda la evolución hay que tener en cuenta, además, los procesos de erosión (BURG *et al.*, 2004; TAKESHITA Y YAGI, 2004), aunque algunos autores sólo los consideran efectivos cuando hay procesos de glaciación o la zona se encontraba bajo un casquete glaciar (WHITNEY *et al.*, 2004).

- *Plegamiento superpuesto*

La extensión relacionada con el colapso gravitacional se vio interrumpida por una fase de plegamiento, generalizada en el NO peninsular, y relacionada con una dinámica transcurrente (IGLESIAS PONCE DE LEÓN Y CHOUKRONE, 1980). En la comarca de Sanabria se produjo un tren de pliegues subverticales en las áreas epizonales, e inclinados en las más profundas, donde tienen una cierta vergencia al NNE.

Los pliegues D3 doblan a las fábricas extensionales previas, el clivaje de crenulación de las pizarras ordovícicas y al bandeado gnéisico del gneis glandular y de la Serie de "Viana do Bolo". El enfriamiento de las zonas profundas fue relativamente lento, manteniendo las rocas del núcleo del domo la temperatura suficiente durante el inicio y buena parte de la deformación D3 como para permitir la neoformación como mínimo de biotita. Ello se deduce de que la crenulación en los gneises bandeados, marcada principalmente por bandas biotítico-moscovíticas, tiene cristales de biotita y de moscovita sin señales de deformación. De hecho, puede observarse cómo esos cristales han crecido durante el desarrollo de D3.

La edad de la tercera fase se estima, en base a dataciones isotópicas, entre 315 y 305 Ma (RIES, 1979; VALLE AGUADO *et al.*, 2005), es decir, abarca aproximadamente la mitad superior del Carbonífero Medio.

- *Formación del domo y últimos efectos de la extensión*

Los fenómenos de fusión parcial continuados provocaron un fuerte cambio de densidades en los materiales de la corteza media-inferior, y unidos al importante volumen de rocas ígneas generado, crearon una fuerte inestabilidad cortical por inversión de densidades (inestabilidad de Rayleigh-Taylor). Esto, unido a un último pulso extensional, desencadenó la formación del domo y de la Falla de Chandroiro y otras fallas normales asociadas

La componente vertical del flujo fue esta vez significativa, y produjo un fuerte aplastamiento en la parte superior del domo, evidente en la horizontalización de las superficies axiales de los pliegues D3 a todas las escalas (Corte V-V' y Foto 10.1). Sin embargo, el diapirismo no alcanzó el estadio de un domo estrangulado o desenraizado, y el ascenso de los materiales migmatíticos se puede considerar moderado. Esto se deduce de los granitoides sincinemáticos de dos micas, como el macizo de Hermisende-Padornelo que en su mitad N muestra un paso gradual desde el ortogneis glandular hacia un granitoide inhomogéneo, mientras que en el contacto S intruye en materiales de la zona de la estauroлита-andalucita. Esta situación se repite en la gran mayoría de granitoides sincinemáticos del NO peninsular.



Foto 10.1: Foliación subhorizontal S3 que afecta y crenula a la foliación previa S2, dentro del ortogneis migmatizado. La horizontalización de S3 se produjo durante el ascenso diapírico de las rocas de alto grado metamórfico (migmatíticas, ortogneises y granitoides). Este afloramiento se encuentra en la carretera que va desde Villavieja a Porto, en la orilla del embalse de San Sebastián. La fotografía representa un plano vertical.

En la Figura 10.9 se muestra un esquema general del domo gnéisico de Sanabria-Viana do Bolo, con el núcleo ocupado por las rocas de alto grado y por los granitoides de Hermisende-Padornelo. La edad de formación del domo es probablemente Carbonífero Superior o Pérmico Inferior, ya que la Falla de Chandoiro corta a la granodiorita de Veiga, datada en 286 ± 6 Ma (ORTEGA CUESTA *et al.*, 2000a y b).

10.2.3.- Relación entre los domos gnéisicos (núcleos migmatíticos) y los granitoides del NO de la Península Ibérica

Muchos modelos conceptuales sobre domos gnéisicos postulan su asociación con granitoides en niveles mesocorticales. Así, determinar las relaciones temporales y espaciales de un domo gnéisico con las intrusiones graníticas y con las estructuras mayores (fallas, zonas de cizalla dúctiles y pliegues) es indispensable para definir la naturaleza de un domo gnéisico y relacionarlo con el resto de los domos asociados, ya que los domos gnéisicos raramente aparecen como estructuras aisladas, y es muy frecuente que se encuentren como un grupo de estructuras con una variedad de tamaños y disposiciones cartográficas. Uno de los aspectos más importantes de los sistemas de domos gnéisicos es si afloran en cinturones aproximadamente lineales a lo largo del orógeno y definir el espaciamiento entre los domos individuales.

A este respecto, YIN (2004) establece una clasificación para los sistemas de domos gnéisicos, donde intenta relacionar su disposición cartográfica con los procesos de formación. Sus modelos

sugieren que la disposición cartográfica de los domos puede estar asociada con la relación entre la anchura y la longitud de una región, y con la influencia de algún tipo de inestabilidad reológica.

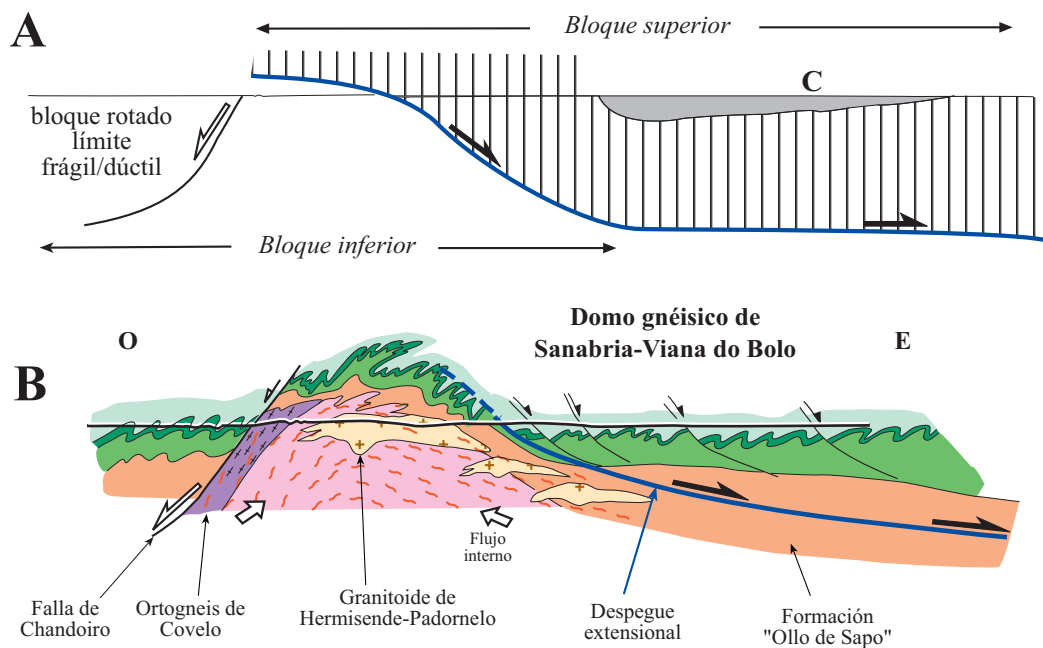


Figura 10.9: A.- Esquema muy simplificado de un domo gnéisico-migmatítico asociado a un despegue (Según BURG *et al.*, 1994b. C: cuenca sinsedimentaria supradespegue). B.- Corte geológico esquemático del domo gnéisico de Sanabria-Viana do Bolo. La línea gruesa de color azul representa el límite superior de la banda de materiales afectados por la segunda esquistosidad. (~ = Zona de alto grado metamórfico, parcialmente fundida).

En la Figura 10.10 se han representado los principales domos gnéisicos de alto grado metamórfico junto con las isograsas metamórficas y las familias de granitoides del NO Peninsular. Es evidente la estrecha relación entre los domos gnéisicos-migmatíticos y los granitoides sincinemáticos en todo el NO del Macizo Ibérico. Las áreas estructuralmente deprimidas entre los domos forman cubetas cuyo núcleo está ocupado por rocas metamórficas de bajo grado o por los complejos alóctonos. Pero el conjunto, con una proporción muy elevada de rocas de alta temperatura aflorando, define la zona axial del Cinturón Varisco.

Como se aprecia en la Figura 10.10, los granitoides sincinemáticos intruyen principalmente en los materiales de facies de las anfibolitas, concretamente en las isograsas de la sillimanita-feldespatos potásico, sillimanita y estaurolita-andalucita, por lo que la gran mayoría de los granitoides se han movido poco con respecto a su encajante, al menos cuando éste es de alto grado.

Si intentamos aplicar la clasificación de YIN (2004) a los sistemas de domos gnéisicos del NO peninsular, estos entran en la categoría de los domos que no están distribuidos a lo largo de una línea, y muestran un espaciamiento desigual y una distribución algo irregular. Pese a ello, se aprecia una cierta alineación marcada sobre todo por domos alargados. Además, las alineaciones muestran un espaciado bastante regular, lo que sugiere una relación con algún tipo de inestabilidad reológica.

LEYENDA

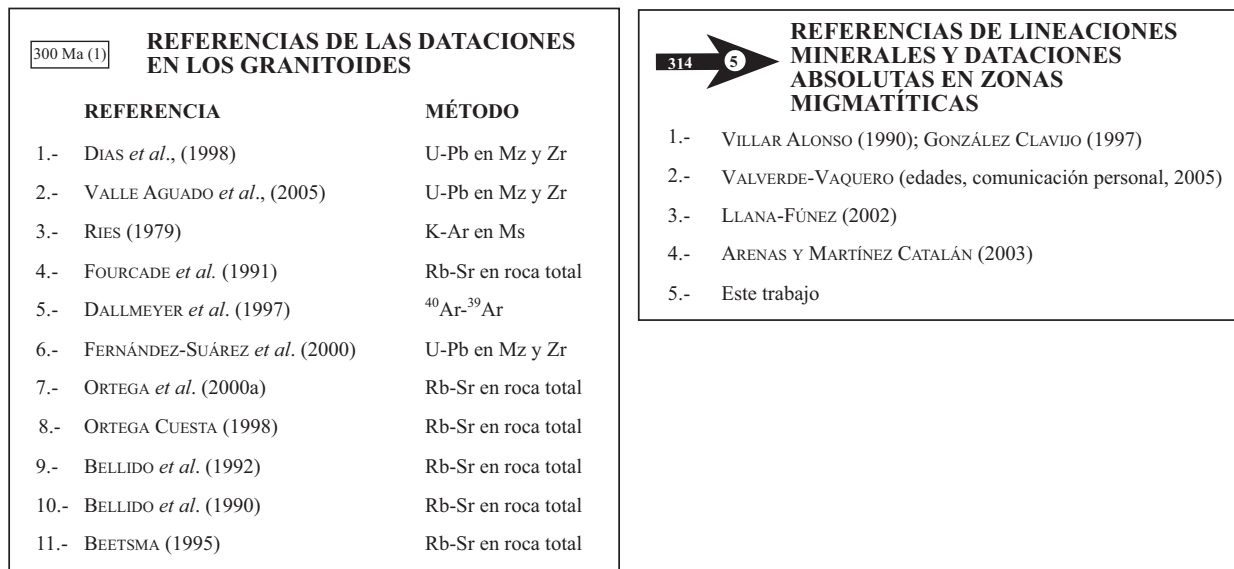
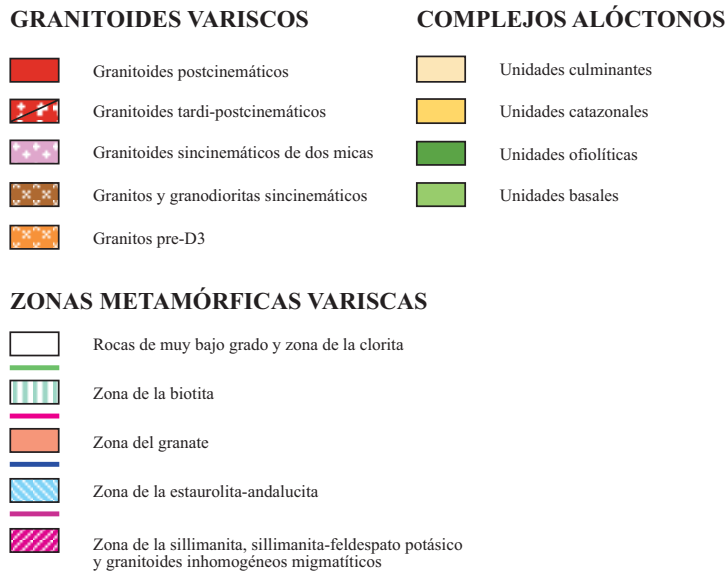


Figura 10.10: Distribución de los principales núcleos migmatíticos junto con la zonación metamórfica varisca y su relación con los principales grupos de granitoides del NO de la Península Ibérica, así como con las principales lineaciones minerales y criterios de movimiento en las zonas migmatíticas. La geología está basada en RODRÍGUEZ FERNÁNDEZ *et al.* (2004) y la zonación metamórfica en MARQUÍNEZ Y KLEIN (1982), MARTÍNEZ Y ROLET (1988), BARRERA MORATE *et al.* (1989) y ARENAS Y MARTÍNEZ CATALÁN (2003).

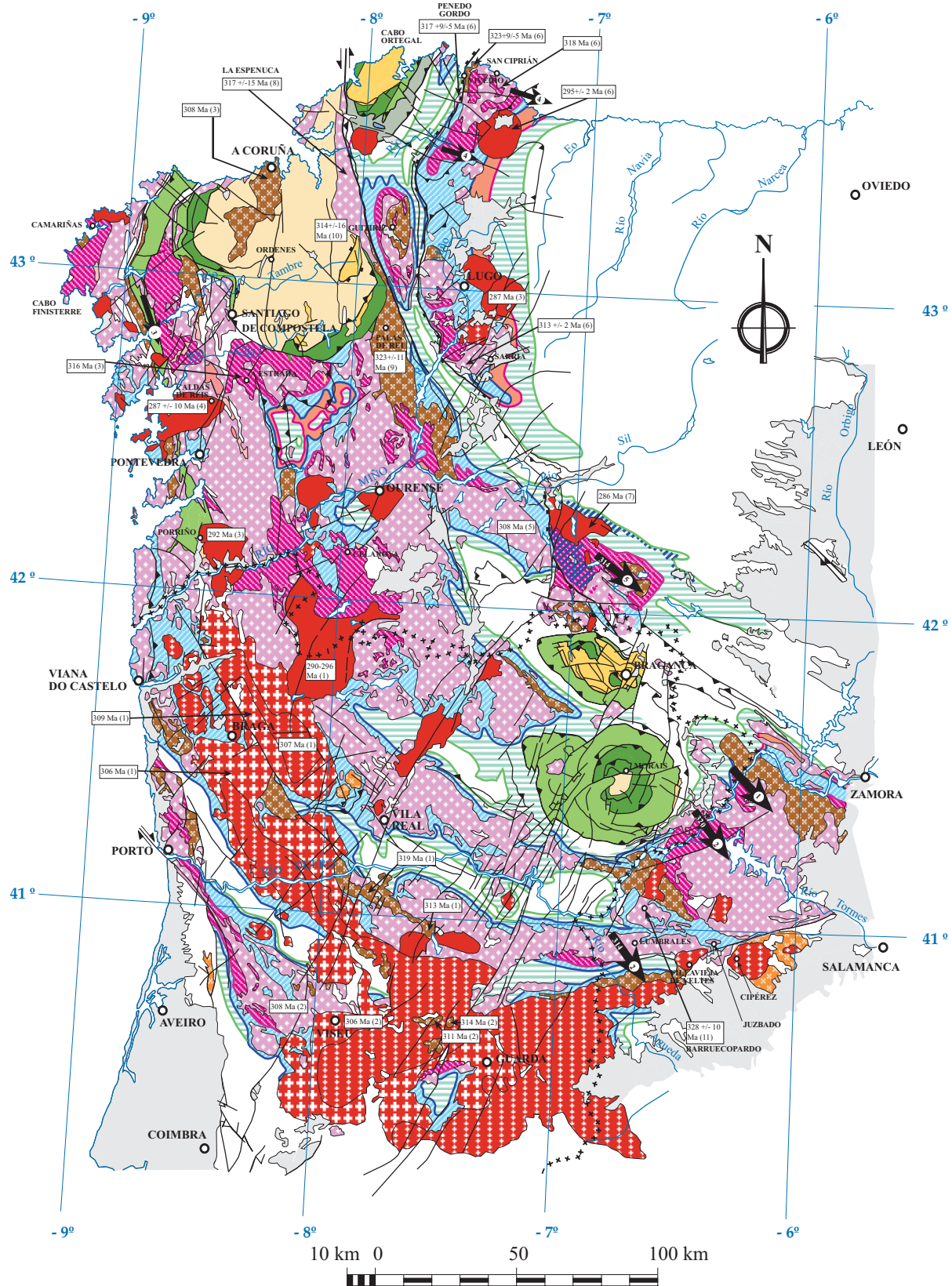


Figura 10.10 (continuación)

Los domos gnéisicos están compuestos por un núcleo de rocas migmatíticas y granitoides con una densidad de las rocas de 2,5-2,7 g/cm³, recubierto estructuralmente por rocas metasedimentarias con densidades de 2,7-2,8 g/cm³. La inestabilidad gravitacional que se genera a partir de este tipo de situaciones en la que un material pesado se encuentra sobre un material menos denso es llamada de Rayleigh-Taylor, y en su forma pura es independiente de los procesos previos de compresión y extensión.

La evolución metamórfica de los domos, con una exhumación de las rocas profundas, y mucho menor de las superiores, no deja duda alguna sobre el carácter extensional de los sistemas de domos y su asociación con despegues.

En la Figura 10.11 se encuentran representadas las principales dataciones absolutas del NO Peninsular sobre los eventos metamórficos de alta temperatura y los granitoides que definen las grandes familias. En general, los análisis de los bordes de circones y monacitas de los leucosomas de los gneises bandeados y de los leucogranitos y granitos de dos micas proporcionan los mejores indicadores de edad de los últimos eventos metamórficos y magmáticos.

Los domos gnéisicos de la periferia de la Zona de Galicia-Trás-os-Montes, de los cuales disponemos de dataciones absolutas sobre el metamorfismo asociado al colapso extensional sin-D2, son los de Lumbrales, Tormes (VALVERDE-VAQUERO, comunicación personal-2005) y las realizadas en este trabajo en el de Sanabria-Viana do Bolo. Estas dataciones nos proporcionan un intervalo de tiempo entre 320 y 314 Ma, en el cual las rocas de alto grado (baja presión-alta temperatura) sufrieron el proceso de enfriamiento y fluyeron de forma dúctil-plástica. Al NO de la zona de estudio, GÓMEZ BARREIRO (2004) establece un intervalo de tiempo entre 333 a 314 Ma, en el cual la deformación está asociada al régimen extensional y es contemporánea con la fusión de niveles corticales infrayacentes y con el desarrollo de un metamorfismo de baja presión y alta temperatura. Estos rangos coinciden con las edades publicadas para los granitoides sincinemáticos, en especial para los granitos de dos micas de todo el NO, lo que prueba la estrecha relación entre la formación de los domos gnéisicos y la generación de los granitoides sincinemáticos.

Por lo que respecta a los granitoides tardíos y postcinemáticos (Figura 10.10), muestran una polaridad con respecto a los granitoides sincinemáticos (granitos de dos micas y granodioritas precoces), que también queda reflejada en la Figura 7.1 a través de toda la Zona Centroibérica. Este tipo de granitoides muestra edades en un intervalo de tiempo que va desde 308 a 300 Ma. Ejemplos de estos granitoides son los plutones de Villavieja de Yeltes (DÍEZ MONTES *et al.*, 1990) y Cipérez-Garcirrey (DÍEZ MONTES Y GALLASTEGUI, 1992), los cuales cortan a la banda de cizalla sin-D3 de Juzbado-Penalva do Castelo. Además, es frecuente en ellos encontrar orientaciones de flujo de los fenocristales de feldespato potásico según direcciones norteadas (N-S a N 20°E), que pueden deberse a que estos macizos han intruido en un estado de esfuerzos correspondiente a la cuarta fase de deformación varisca descrita para esa zona (GIL TOJA *et al.*, 1985).

Por último, los granitoides postcinemáticos suministran edades entre 296 y 290 Ma, aunque se encuentran referencias bibliográficas con edades más modernas (\approx 286 Ma) que se corresponden al método de Rb-Sr sobre roca total. Ejemplos de estos granitoides son los macizos de Porriño, Caldas de Reis, Lugo y A Tojiza.

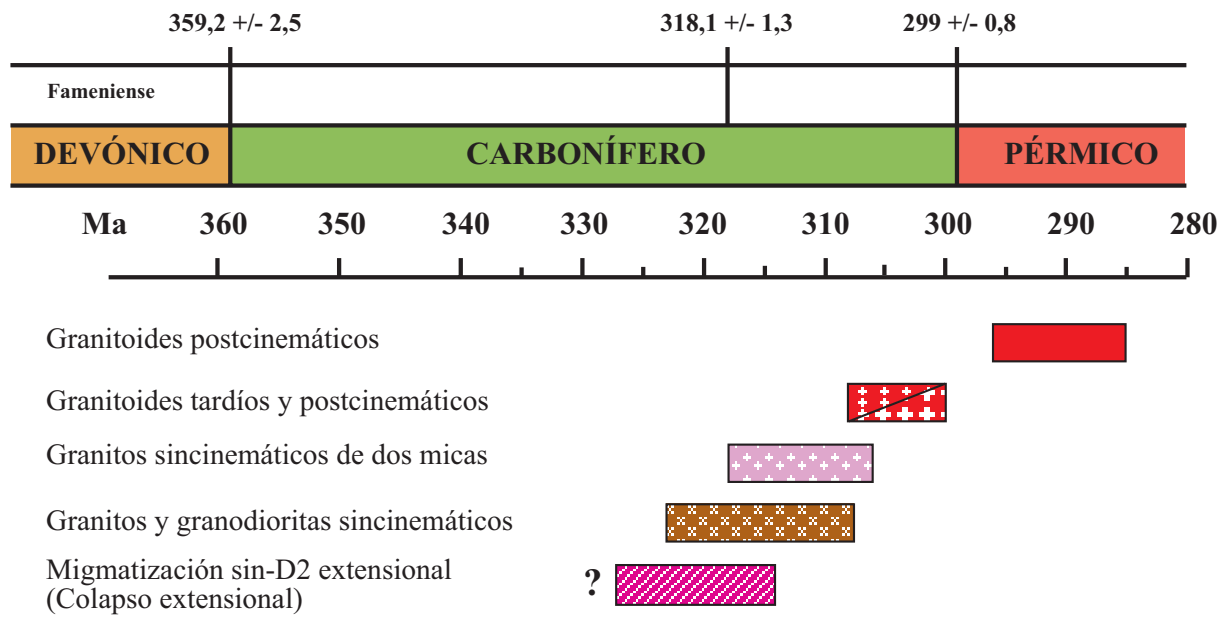


Figura 10.11: Relación temporal de los procesos migmatíticos y de los principales tipos de granitoides diferenciados en la Figura 10.10. Las edades de referencia corresponden a la tabla cronoestratigráfica de “International Commission on Stratigraphy” (2004).

10.3.- CONCLUSIONES

Litoestratigrafía

- La Serie de “Viana do Bolo” representa la parte más baja en la sucesión estratigráfica aflorante de las comarcas de Sanabria y Terra do Bolo, y puede correlacionarse con el Grupo Cándana de la Zona Asturoccidental-leonesa, de edad Cámbrico Inferior, y también con la Formación Angón del Sistema Central Español. Esta serie se compone de areniscas feldespáticas y cuarcitas (Dradelo), paragneises, gneises bandeados, anfibolitas, gneises anfibólicos, mármoles y rocas calcosilicatadas.

- Los materiales que componen la Formación “Ollo de Sapo”, incluyendo el ortogneis glandular, representan una importante actividad volcánica de edad Ordovícico Inferior (Tremadoc), reconocida en toda la Zona Centroibérica y en numerosas regiones de Europa, y que está asociada a un episodio extensional (“rifting”) en el margen pasivo de Gondwana, probablemente provocado por un proceso de desplome de una zona de subducción activa en el margen meridional del Océano Iapetus.

- Por primera vez, se han reconocido diferentes facies litológicas dentro de la Formación “Ollo de Sapo” (ortogneises glandulares, tobas de grano grueso, ignimbritas y una secuencia

volcanosedimentaria) que se han interpretado como asociadas al desarrollo de domos riolíticos yuxtapuestos. Se han identificado dos grandes domos en la región.

- Las ignimbritas conservan texturas primarias, como por ejemplo la foliación eutaxítica, marcada por vidrios volcánicos transformados en micas blancas (fengitas). Las tobas riolíticas representan conductos de emisión que están rellenos de material volcanoclástico riolítico.

- Las tobas epiclásticas, situadas a techo de la Formación “Ollo de Sapo” se encuentran interestratificadas con las pizarras y cuarcitas de las Capas de Los Montes, disminuyendo hacia el techo, al aproximarse a la Cuarcita Armoricana. Además, confirma la existencia de un vulcanismo félsico en el Ordovícico Inferior.

Deformación

- Como en otros orógenos colisionales, se pueden distinguir dos grandes etapas de deformación. La primera corresponde al desarrollo de las fases de deformación D1 + D2, en las que se desarrollaron pliegues tumbados cuyos ejes son paralelos a la dirección del orógeno, el cabalgamiento de una potente lámina alóctona y un metamorfismo progrado. La segunda está asociada a una extensión subparalela al orógeno y cuya manifestación más importante es una zona de cizalla de bajo buzamiento que afecta a las zonas metamórficas de grados medio y alto. El cizallamiento tiene un sentido de movimiento del bloque de techo hacia el SE. Tras una fase de plegamiento D3, que refleja una renovación del acortamiento cortical, el colapso extensional del cinturón orogénico produjo el domo de Sanabria-Viana do Bolo y una familia de fallas normales de las cuales la más importante es la de Chandoiro.

- La zona de cizalla subhorizontal tiene las características de un despegue extensional dúctil en su parte superior, pero en profundidad corresponde más bien a un canal por el que habrían fluido las rocas parcialmente fundidas de la corteza media y, quizás, inferior. La componente horizontal del flujo fue dominante en esta etapa, pero una componente vertical se hace patente por la descompresión experimentada por las rocas más profundas. La componente vertical fue, además, dominante en estadios más tardíos, ya durante el desarrollo del domo.

Metamorfismo

- Se han diferenciado tres unidades metamórficas, superior, central e inferior (UMS, UMC y UMI), para las cuales se han establecido las trayectorias P-T. La UMS está formada por aquellos materiales, tanto de la Formación “Ollo de Sapo” como del Ordovícico Inferior, que estructuralmente están por encima de la banda de cizalla subhorizontal de segunda fase extensional y sólo se hallan deformados por la primera y la tercera fases variscas. Se encuentra siempre en condiciones de la facies de los esquistos verdes. La UMC está formada, al igual que la UMS, por materiales de la Formación “Ollo de Sapo” y del Ordovícico Inferior, encontrándose en las facies de los esquistos verdes y de las anfibolitas. La UMI está compuesta básicamente por materiales de la Formación “Ollo de Sapo” y por la Serie de “Viana do Bolo”, encontrándose los materiales dentro de la facies de la anfibolitas. Esta última unidad muestra una trayectoria P-T característica de una corteza cortical engrosada que sufre presurización y calentamiento y, posteriormente, una fuerte descompresión, casi isothermal, acompañada de procesos de fusión con generación de magmas graníticos. La UMC, en cambio, refleja un fuerte calentamiento provocado

por el ascenso de la UMI. Posteriormente, ambas unidades experimentaron un enfriamiento con suave descompresión, proceso controlado por el segundo episodio extensional, con la formación del domo y las fallas normales asociadas. Esto no tuvo repercusiones térmicas importantes, pero estructuralmente fue determinante en la configuración actual de las unidades metamórficas.

- En esta zona de Sanabria-Terra do Bolo se observa la estrecha relación que hay entre la evolución metamórfica de un orógeno colisional con la formación de domos gnéissicos migmatíticos y la fusión de material cortical para generar fundidos graníticos. En el NO de la Península Ibérica, el importante volumen de granitoides, en especial sincinemáticos, se encuentran íntimamente ligados a este proceso.

Geoquímica

- Las rocas de la Formación "Ollo de Sapo" tienen un carácter peraluminico ($A/CNK > 1$), con altos contenido en SiO_2 , K_2O y corindón normativo ($C_{norm} > 3$), lo que indica que proceden de la fusión de materiales corticales, que se corrobora por la buena correlación existente en la normalización de los datos geoquímicos con respecto a valores de la corteza continental superior. La escasa variación composicional de estos materiales fue controlada por la cristalización de plagioclasa (CaO, Sr, Eu/Eu*), biotita (Al_2O_3 , MgO, FeO), circón (Zr) y monacita (REE).

- Por lo que respecta a los ortogneises graníticos de Covelo y San Sebastián, el primero presenta características geoquímicas semejantes a las de la Formación "Ollo de Sapo", mientras que el segundo tiene unas características distintas, reflejando una fuente distinta, además de tener un cierto grado de alcalinidad.

Geocronología

- Los procesos magmáticos responsables de la génesis de la Formación "Ollo de Sapo", en la comarca de Sanabria, tiene una edad Ordovícico Inferior, según las edades U-Pb obtenidas en circones entre 472 ± 4 Ma y 488 ± 6 Ma.

- Los procesos metamórficos de baja presión y alta temperatura correspondientes al primer episodio extensional, han sido datados en 311 y 314 Ma, por el método de U-Pb en monacitas. Esta edad es muy semejante a la de los granitoides sincinemáticos del NO peninsular.

BIBLIOGRAFÍA

BIBLIOGRAFÍA

A

- AMATO, J.M.; WRIGHT, J.E.; GANS, P.B. Y MILLER, E.L. (1994): Magmatically induced metamorphism and deformation in the Kigluaik gneiss dome, Seward Peninsula, Alaska. *Tectonics*, 13: 515-527.
- ANTHONIOZ, P.M. Y FERRAGNE, A. (1969): Réflexions sur la nature et la position stratigraphique de quelques formations d'écailles dans le NO de la Péninsule Ibérique. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, 269: 138-141.
- APARICIO, A. Y GARCÍA CACHO, L. (1970): Estudio Geológico de la zona metamórfica de Honrubia, Sistema Central Español. *Estudios Geológicos*, 26: 297-325.
- APARICIO, A., GARCÍA CACHO, L. Y PEINADO, M. (1975): Sobre la petrogénesis de las formaciones glandulares del Sistema Central. *Boletín Geológico y Minero de España.*, 82: 416-427.
- ARANGUREN, A.; CUEVAS, J. Y TUBÍA, J.M. (1996): Composite magnetic fabrics from S-C mylonites. *Journal of Structural Geology*, 18 (7): 863-869.
- ARCE, J.M Y MONTESERÍN LÓPEZ, V. (1981): Mapa y memoria de la Hoja nº 306 (Villardecervos), del Mapa Geológico de España (MAGNA) a escala 1:50.000, 2ª serie. IGME, Madrid.
- ARCE DUARTE, J.M.; LÓPEZ-PRADO TEIXEIRA, J. Y DEL MORAL CRESPO, J. (1981): Mapa y memoria de la Hoja nº 266 (La Gudiña), del Mapa Geológico de España (MAGNA) a escala 1:50.000, 2ª serie. IGME, Madrid.
- ARCHE, A.; CAMARA, P. Y DURANTEZ, O. (1977): Consideraciones sobre las series ordovícicas y anteordovícicas de la región de la Sierra del Alto del Rey – Sierra de La Bodega (Sistema Central Español). *Boletín Geológico y Minero de España*, 88: 501-507.
- ARCI, A.A. (1978): Critical phenomena in the rheology of partially melted rocks. *Tectonophysics*, 44: 173-184.
- ARCULUS, R.J. (2003): Use and abuse of the terms calcalkaline and calcalkalic. *Journal of Petrology*, 44 (5): 929-935.
- ARENAS MARTÍN, R. (1988): *Evolución petrológica y geoquímica de la unidad alóctona inferior del complejo metamórfico básico-ultrabásico de Cabo Ortegal (unidad de Moeche) y del Silúrico paraautóctono, Cadena Hercínica Ibérica (NW de España)*. Academia de Ciencias Gallega. Laboratorio Geológico de Lage. Corpus Geologicum Gallaeciae, segunda serie, La Coruña, 543 pp.
- ARENAS, R.; FARIAS, P.; GALLASTEGUI, G.; GIL IBARGUCHI, J.I.; GONZÁLEZ LODEIRO, F.; KLEIN, E.; MARQUÍNEZ, J.; MARTÍN PARRA, L.M.; MARTÍNEZ CATALÁN, J.R.; ORTEGA, E.; DE PABLO MACIA, J.G.; PEINADO, M. Y RODRÍGUEZ FERNÁNDEZ, L.R. (1988): Características geológicas y significado de los dominios que componen la Zona de Galicia-Trás-os-Montes. Simposio sobre Cinturones Orogénicos. II Congreso Geológico de España. SGE, Granada, 75-84.
- ARENAS, R.; GIL IBARGUCHI, J.I.; GONZÁLEZ LODEIRO, F.; KLEIN, E.; MARTÍNEZ CATALÁN, J.R.; ORTEGA GIRONÉS, E.; PABLO MACIÁ, J.G. Y PEINADO, M. (1986): Tectonostratigraphic units in the complexes with mafic and related rocks of the NW of the Iberian Massif. *Hercynica*, 2: 87-110.

- ARENAS, R. Y MARTÍNEZ CATALÁN, J.R. (2003): Low-P metamorphism following a Barrovian-type evolution. Complex tectonic controls for a common transition, as deduced in the Mondoñedo thrust sheet (NW Iberian Massif). *Tectonophysics*, 365 (1-4): 143-164.
- ARENAS, R.; MARTÍNEZ CATALÁN, J.R. Y DÍAZ GARCÍA, F. (2004): Zona de Galicia-Trás-os-Montes: Complejos alóctonos de Galicia-Trás-os-Montes. En: Vera, J.A. (Ed.), *Geología de España*, SGE-IGME, Cap. 2: 138-144.
- ARENAS, R.; RUBIO, F.J.; DÍAZ, F. Y MARTÍNEZ CATALÁN, J.R. (1995): High-pressure micro-inclusions and development of an inverted metamorphic gradient in the Santiago Schists (Ordenes Complex, NW Iberian Massif, Spain): Evidence of subduction and syn-collisional decompression. *Journal of Metamorphic Geology*, 13: 141-164.
- ARIAS, D.; FARIAS, P. Y MARCOS, A. (2002): Estratigrafía y estructura del Antiforme del Olló de Sapo en el área de Viana do Bolo-A Gudiña (Provincia de Orense, NO de España): nuevos datos sobre la posición estratigráfica de la Formación porfiroide Olló de Sapo. *Trabajos de Geología*, Universidad de Oviedo, 23: 9-19.
- ARZI, A.A. (1978): Critical phenomena in the rheology of partially melted rocks. *Tectonophysics*, 44: 173-184.
- ASHWORTH, J.R. (1985): *Migmatites*. Blackie, Glasgow & London, 302 pp.
- ATHERTON, M.P. (1968): The variation in garnet, biotite and chlorite composition in medium grade pelitic rocks from the Dalradian, Scotland, with particular reference to the zonation in garnet. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 18: 347-371.
- AZOR, A. (2004): Zona de Ossa-Morena. En: VERA, J.A. (Ed.). *Geología de España*, SGE-IGME, Madrid, 165.
- AZOR, A.; GONZÁLEZ LODEIRO, F.; HACAR RODRÍGUEZ, M.; MARTÍN PARRA, L.M.; MARTÍNEZ CATALÁN, J.R. Y PÉREZ-ESTAÚN, A. (1992): Estratigrafía y estructura del Paleozoico en el Dominio del Olló de Sapo. En: GUTIÉRREZ MARCO, J.C.; SAAVEDRA, J. Y RÁBANO, I. (Eds.): *Paleozoico Inferior de Ibero-América*, Universidad de Extremadura: 469-483.

B

- BARD, J.P.; CAPDEVILA, R.; MATTE, PH. Y RIBEIRO, A. (1972): Le Précambrien de la Méséta Ibérique. *Notes & M. Serv. Géol. Maroc*, 236: 315-335.
- BARRERA MORATE, J.L.; FARIAS, P.; GONZÁLEZ LODEIRO, F.; MARQUÍNEZ GARCÍA, J.; MARTÍN PARRA, L.M.; MARTÍNEZ CATALÁN, J.R., OLMO SANZ, A. Y DE PABLO MACIA, J.G. (1989): Mapa y memoria explicativa de la hoja 17-27 (Ourense-Verín) a escala 1:200.000, Instituto Geológico y Minero de España, Madrid.
- BARROIS, CH. (1882): Recherches sur les terrains anciens des Asturies et de la Galice. *Mém. Soc. Géol. Nord*, T. II, n° 1, 630 pp.
- BARROS LORENZO, J.C. Y LOMBARDEO BARCELÓ, M. (1988): Estudio Geológico-Minero del Permiano de Investigación "Santuario II", N° 4.504 (Orense). Mapa y Memoria Geológica. (Informe inédito).
- BARTH, M.G.; MCDONOUGH, W.F. Y RUDNICK, R.L. (2000): Tracking the budget of Nb and Ta in the continental crust. *Chemical Geology*, 165: 197-213.

- BASTIDA, F.; MARTÍNEZ CATALÁN, J.R. Y PULGAR, J.A. (1986): Structural, metamorphic and magmatic history of the Mondoñedo Nape (Hercynian Belt, NW Spain). *Journal of Structural Geology*, 8: 415-430.
- BASTIDA, F. Y PULGAR (1978): La estructura del Manto de Mondoñedo entre Burela y Tapia de Casariego (Costa Cantábrica, NW de España). *Trabajos de Geología*, Universidad de Oviedo, 10: 75-124.
- BATCHELOR, B.A. Y BOWDEN, P. (1985): Petrogenetic interpretation of granitoid rock series multicationic parameters. *Chemical Geology*, 48: 43-55.
- BEA, F.; MONTERO, P. Y MOLINA, J.F. (1999): Mafic precursors, peraluminous granitoids, and late lamprophyres in the Avila Batolith: a model for the generation of Variscan batoliths in Iberia. *Journal of Geology*, 107: 399-419.
- BEA, F.; MONTERO, P. Y ZINGER, T. (2003): The nature, origin and thermal influence of the granite source layer of Central Iberia. *Volumen de Resúmenes/Abstracts del IV Congreso Ibérico de Geoquímica*, 29-32.
- BEAUMONT, C.; JAMIESON, R.A.; NGUYEN, M.H. Y LEE, B. (2001): Himalayan tectonics explained by extrusion of a low-viscosity crustal channel coupled to focused surface denudation. *Nature*, 414: 738-742.
- BEETSMA, J.J. (1995): *The late Proterozoic/Paleozoic and Hercynian crustal evolution of the Iberian Massif, N Portugal, as traced by geochemistry and Sr-Nd-Pb isotope systematics of pre-Hercynian terrigenous sediments and Hercynian granitoids*. PhD Thesis Doctoral, Vrije Universiteit, Netherlands Research School of Sedimentary Geology (NSG), publication nº 941108. Amsterdam, 223 pp.
- BELLIDO, F.; BRANDLE, J.L.; LASALA, M. Y REYES, J. (1992): Consideraciones petrológicas y cronológicas sobre las rocas graníticas hercínicas de Galicia. *Cuadernos do Laboratorio Xeolóxico de Laxe*, 17: 241-261.
- BELLIDO MULAS, F.; GALLASTEGUI, G. Y DÍEZ MONTES, A. (2002): Petrología del macizo granítico de Manzalvos-Castromil (NO de la Zona Centroibérica). *Geogaceta*, 32: 143-146.
- BELLIDO, F.; GARCÍA GARZÓN, J. Y REYES, J. (1990): Estudio petrológico y geocronológico Rb-Sr de los granitoides de Friol y Puebla de Parga, NO de Lugo. *Boletín Geológico y Minero de España*, 101: 621-631.
- BELLIDO MULAS, F.; GONZÁLEZ LODEIRO, F.; KLEIN, E, MARTÍNEZ CATALÁN, J.R. Y PABLO MACIÁ, J.G. DE (1987): Las rocas graníticas hercínicas del Norte de Galicia y occidente de Asturias. *Memorias del Instituto Geológico y Minero de España*, 102, 157 pp.
- BERNER, H.; RAMBERG, H. Y STEPHANSSON, O. (1972): Diapirism in theory and experiment. *Tectonophysics*, 15: 197-218.
- BERTHÉ, D.; CHOUKROUNE, P. Y JEGOUZO, P. (1979): Orthogneiss, mylonite and non coaxial deformation of granites: the exemple of the South Armorican Shear-Zone. *Journal of Structural Geology*, 1: 31-42.
- BINDEMAN, I.N. Y VALLEY, J.W. (2003): Rapid generation of both high- and low- $\delta^{18}\text{O}$, large-volume silicic magmas at the Timber Mountain/Oasis Valley calderam complex, Nevada. *GSA Bulletin*, 115 (5): 581-595.
- BISCHOFF, L.; LENZ, H.; MÜLLER, P. Y SCHMIDT, K. (1978): Geochimische und geochronologische untersuchungen an metavulkaniten und orthogneisen der östlichen Sierra de Guadarrama (Spanien). *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie Monatshefte*, 410: 470-478.

- BISCHOFF, L.; SCHÄFER, G.; SCHMIDT, K Y WALTER, R. (1973): Zur geologie der mittleren Sierra de Guadarrama (Zentalspanien). *Münsterche Forchungen zur Geologie und Palaeontologie*, 28: 27-30.
- BLAISE, J. Y BOUYX, E. (1980): Les séries cambro-ordoviciennes à Cruziana et le problème de l'extension septentrionale des plate-formes perigondwaniennes durant le Paléozoïque inférieur. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, 291: 793-796.
- BLOCK, L. Y ROYDEN, L.H. (1990): Core complex geometries and regional scale flow in the lower crust. *Tectonics*, 9 (4): 557-567.
- BOUHALLIER, H.; CHARDON, D. Y CHOUKROUNE, P. (1995): Strain patterns in Archaean dome-and-basin structures: The Dharwar craton (Karnataka, South India). *Earth and Planetary Science Letter*, 135: 57-75.
- BRUN, J.P.; GAPAIS, D. Y LE THEOFF, B. (1981): The mantled gneiss domes of Kuopuo (Finland): Interfering diapirs. *Tectonophysics*, 74: 283-304.
- BRUN, J.P. Y VAN DER DRIESSCHE, J. (1994): Extensional gneiss domes and detachment faults-structure and kinematics. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 165: 519-530.
- BRUYN, H.; WESTHUIZEN, W.A. VAN DER Y SCHOCH, A.E. (1983): The estimation of FeO, F and H₂O⁺ by regression in microprobe analysis of natural biotite. *Journal Trace and Microprobe analysis*, 1 (4): 399-413.
- BRYAN, S.E., RILEY, T.R.; JERRAM, D.A.; STEPHENS, C.J. Y LEAT, P.T. (2002): Silicic volcanism: An undervalued component of large igneous provinces and volcanic rifted margins. En: MENZIES, M.A.; KLEMPERER, S.L.; EBINGER, C. Y BAKER, J. (Eds.). *Volcanic Rifted Margins*. Geological Society of America, Special Paper, 362: 97-118.
- BUCK, W.R. (1991): Modes of continental lithospheric extension. *Journal of Geophysical Research*, B, Solid Earth and Planets, 96 (12): 161-178.
- BUDDINGTON, A.F. (1959): Granite emplacement with special reference to North American. *Geological Society of America Bulletin*, 70: 671-747.
- BURG, J.P.; GUIRAUD, M.; CHEN, G.M. Y LI, G.C. (1984): Himalayan metamorphism and deformation in the north Himalayan belt (southern Tibet, China). *Earth and Planetary Science Letter*, 69: 391-400.
- BURG, J.P.; KAUS, B.J.P. Y PODLADCHIKOV, Y.Y. (2004): Dome structures in collision orogens: Mechanical investigations of the gravity/compression interplay. En: WHINTNEY, D.L.; TEYSSIER, C. Y SIDDOWAY, C.S. (Eds.). *Gneiss domes in orogeny*. Boulder, Colorado. Geological Society of America, Special Paper, 380: 47-66.
- BURG, J.P. Y VANDERHAEGHE, O. (1993): Structures and way-up criteria in migmatites with application to the Velay dome (French Massif Central). *Journal Structural Geology*, 15: 1293-1301.
- BURG, J.P.; VAN DER DRIESSCHE, J. Y BRUN, J.P. (1994a): Syn- to post-thickening extension: mode and consequences. *C.R. Académie des Sciences Paris*, 319 (série II): 1019-1032.
- BURG, J.P.; VAN DER DRIESSCHE, J. Y BRUN, J.P. (1994b): Syn- to post-thickening extension in the Variscan Belt of Western Europe: Modes and structural consequences. *Géologie de la France*, 3: 33-51.

BUSBY, C. (2005): Possible distinguishing characteristics of very deepwater explosive and effusive silicic volcanism. *Geology*, 33 (11): 845-848.

C

CALVERT, A.; GANS, P.B. Y AMATO, J.M. (1999): Diapiric ascent and cooling of a sillimanite gneiss dome revealed by $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ thermochronology: the Kigluaik Mountains, Seward Peninsula, Alaska. En: RING, U. *et al.* (Eds.). Exhumation Processes: Normal Faulting, Ductile Flow and Erosion. *Geological Society Special Publication*, London, 154: 205-232.

CAPDEVILA, R. (1969): *Le métamorphisme régional progressif et les granites dans le segment hercynien de Galece Nord-orientale (NW de l'Espagne)*. Tesis Doctoral, Universidad de Montpellier, 430 pp.

CAPDEVILA, R., CORRETGE, L.G. Y FLOOR, P. (1973): Les granitoïdes varisques de la Meseta Ibérique. *Bulletin Soc. Géol. France*, 15: 209-228.

CAPDEVILA, R. Y FLOOR, P. (1970) Les différents types de granites hercyniens et leur distribution dans le Nord-Ouest de l'Espagne. *Boletín Geol. Min. Inst. Geol. Min. España*, 81: 215-225.

CARLÉ, W. (1945): Ergebnisse geologischer Untersuchungen im Grundgebirge von Galicien (Nordwest Spanien). *Geotekt. Forschungen*, 6: 13-36. (Traducido al castellano por Ríos, J.M. Resultado de investigaciones geológicas en las formaciones antiguas de Galicia. En: *Publ. Extr. S. Geológico de España* (1950), V: 61-90.

CARRERAS, J.; ESTRADA, A. Y WHITE, S. (1977): The effects of folding on the c-axis fabrics of a quartz mylonite. *Tectonophysics*, 39: 3-24.

CASTRO, A.; CORRETGÉ, L.G.; DE LA ROSA, J.; ENRIQUE, P.; MARTÍNEZ, F.J.; PASCUAL, E.; LAGO, M.; ARRANZ, E.; GALÉ, C.; FERNÁNDEZ, C.; DONAIRE, T. Y LÓPEZ, S. (2002): Palaeozoic Magmatism. En: GIBBONS, W. Y MORENO, M.T. (Eds.). *The Geology of Spain*. Geological Society, London, 117-153.

CATHELINEAU, M. (1982): Les gisements d'uranium liés spatialement aux leucogranites sud-armoricains et à leur encaissant métamorphique. *Mem. Science de la Terre*, Nancy, 42, 375 pp.

CHAPEL, B.W. Y WHITE, A.J.R. (1974): Two contrasting granite types. *Pacific Geology*, 8: 173-174.

CHARDON, D.; CHOUKROUNE, P. Y JAYANANDA, M. (1998): Sinking of the Dharwar Basin (south india): Implications for Archaean tectonics. *Precambrian Research*, 91: 15-39.

CHAYES, F. (1955): Potash Feldspar as a by-product of the biotite chlorite transformation. *Journal of Geology*, 63: 75-82.

CHEN, Z.; LIU, Y.; HODGES, K.V.; BURCHFIEL, B.C.; ROYDEN, L.M. Y DENG, C. (1990): The Kangmar Dome: A metamorphic core complex in southern xizang (Tibet). *Science*, 250: 1552-1556.

COBBOLD, P.R. (1979): Sheath folds and large strains in rocks. *Journal of Structural Geology*, 1: 338 pp.

COBBOLD, P.R. Y QUINQUIS, H. (1980). Development of sheath folds in shear regimes. *Journal of Structural Geology*, 2: 119-126.

- COBBOLD, P.R. Y WATKINSON, A.J. (1981): Bending anisotropy: a mechanical constraint on the orientation of fold axes in an anisotropic medium. *Tectonophysics*, 72 (1-2): T1-T10.
- COKE, C.; PIRES, C.A.C.; SÁ, A.A. Y RIBEIRO, A. (1999): The transition Cambrian/Ordovician in the Central Iberian Zone of the Trás-os-Montes Region (NE Portugal); the acid volcanism as stratigraphic correlation element. XV Reunión de Geología del Oeste Peninsular-International Meeting on Cadomian Orogens, Badajoz, 1007-1008.
- COKE, C.; PIRES, C.A.C.; SÁ, A.A. Y RIBEIRO, A. (2001): O Vulcanismo na transição Câmbrico/Ordovícico da Zona Centro-Ibérica na região de Trás-os-Montes (NE Portugal) como elemento de referência estratigráfica. *Cadernos Lab. Xeolóxico de Laxe*, 26: 121-136.
- CONDE, L.E.N. (1970): Paleogeografía do Cambrico en Portugal. *I Reunión de Geología del SW Península Ibérica*. Badajoz.
- CONEY, P.J. (1980): Cordilleran metamorphic core complex: An overview. *Geological Society of America Memoir*, 153: 7-31.
- COPELAND, P.; PARRISH, R.R. Y HARRISON, T.M. (1988): Identification of inherited radiogenic Pb in monacite and implications for U-Pb systematics. *Nature*, 333: 760-763.
- CORRETGÉ, L.G.; SUÁREZ, O. Y GALÁN, G. (1990): West Asturias-Leonese Zone. Igneous Rocks. En: DALLMEYER, R.D. Y MARTÍNEZ GARCÍA, E. (Eds.). *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*. Springer-Verlag, Berlin, 115-128.
- CORRIOUX, G.; GAGNY, C. Y GOUANVIC, Y. (1986): Analyse de structures cisailantes dans des granites syntectoniques de Galice (NW Espagne). *Boletín Geológico y Minero de España*, 97 (VI): 737-756.
- CORTAZAR, D. DE (1884): Datos geológicos de la provincia de Zamora. *Bol. Com. Map. Geol.*, 1: 291-297.

D

- DALLMEYER, R.D.; MARTÍNEZ CATALÁN, J.R.; ARENAS, R.; GIL IBARGUCHI, J.I.; GUTIÉRREZ ALONSO, G. FARIAS, P.; BASTIDA, F. Y ALLER, J. (1997): Diachronous Variscan tectonothermal activity in the NW Iberian Massif: Evidence from $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of regional fabrics. *Tectonophysics*, 277: 307-337.
- DALLMEYER, R.D. Y MARTÍNEZ GARCÍA, E. (Eds.) (1990): *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*. Springer Verlag, Heidelberg (Alemania), 416 pp.
- DAVIS, G.A. (1988): Rapid upward transport of mid-crustal mylonitic gneisses in the footwall of a Miocene detachment fault, Whipple Mountains, south-eastern California. *Geologische Rundschau*, 77: 191-209.
- DE LA ROCHE, H. Y LETERRIER, J. (1973): Transposition du tétraèdre mineralogique de Yoder et Tilley dans un diagramme chimique de classification des roches basaltique. *Comptes Rendus de l'Académie Sciences de Paris*, Ser. D., 276: 3115-3118.
- DEBON, F. Y LE FORT, P. (1983): A chemical-mineralogical classification of common plutonic rocks and associations. *Transaction of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences*, 73: 135-149.

- DEER, W.A.; HOWIE, R.A. Y ZUSSMAN, J. (1962): *Rock-forming minerals; Vol. 3: Sheet Silicates*. Longman Group Ltd., London, 270 pp.
- DEER, W.A.; HOWIE, R.A. Y ZUSSMAN, J. (1986): Epidote group. En: DEER, W.A.; HOWIE, R.A. Y ZUSSMAN, J. (Eds.). *Disilicates and ring silicates, 2ª edición*. Longman Scientific and technical, London, 2-179.
- DÍAS, G.; LETERRIER, J.; MENDES, A.; SIMÕES, P.P. Y BERTRAND, J.M. (1998): U-Pb circón and monacite geochronology of post-collisional hercynian granitoids from the Central Iberian Zone (Northern Portugal). *Lithos*, 45: 349-369.
- DÍAZ GARCÍA, F. (1983): Estratigrafía y estructura del Complejo de Órdenes y de la unidad del Olo de Sapo en el sector Patín-Cabo Prior (La Coruña, NW de España). *Trabajos de Geología*, 13: 129-138.
- DÍAZ GARCÍA, F. (1992): Propuesta de una nueva zona en el Hercínico de la Península Ibérica. *Cuadernos do Lab. Xeolóxico de Laxe*, 17: 199-207.
- DÍAZ GARCÍA, F. (1997): La estructura de los gneises Olo de Sapo en el sector costero de Barquero-Vivero, Cordillera Varisca, NW de España. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 10 (3-4): 249-263.
- DÍAZ GARCÍA, F. (1999): Structural evidences for a pre-Variscan tectonothermal event in the Central Iberian Zone. Variscan Belt, NW Spain. *XV Reunión de Geología del Oeste Peninsular-International Meeting on Cadomian Orogens*, Badajoz, 99-103.
- DÍAZ GARCÍA, F. (2002): La estructura de la región de Sanabria. Noroeste de España. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 15 (1-2): 67-79.
- DÍEZ BALDA, M.A. (1986): *El Complejo Esquistó-Grauwáquico, las series paleozoicas y la estructura Hercínica al Sur de Salamanca*. Ediciones Universidad de Salamanca, 162 pp.
- DÍEZ BALDA, M.A.; MARTÍNEZ CATALÁN, J.R. Y AYARZA ARRIBAS, P. (1995): Syn-collisional extensional collapse parallel to the orogenic trend in a domain of steep tectonics: the Salamanca Detachment Zone (Central Iberian Zone, Spain). *Journal of Structural Geology*, 17 (2): 163-182.
- DÍEZ BALDA, M.A.; VEGAS, R. Y GONZÁLEZ LODEIRO, F. (1990): Central Iberian Zone, Autochthonous Sequences. 2: Structure. En: DALLMEYER, R.D. Y MARTÍNEZ, E. GARCÍA (Eds.). *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*. Springer-verlag, Berlin, 172-188.
- DÍEZ MONTES, A.; FERNÁNDEZ RUIZ, J.; ESCUDER, J.; RODRÍGUEZ FERNÁNDEZ, L.R.; MEDIAVILLA, R.; SANZ SANTOS, M.A.; CARRASCO, R.M. (1990): Mapa Geológico y Memoria de la Hoja nº 476 (Villavieja de Yeltes). 2ª serie del Mapa Geológico Nacional a escala 1:50.000 (MAGNA). Instituto Geológico y Minero de España (IGME). Madrid. España.
- DÍEZ MONTES, A. Y GALLASTEGUI, G. (1992): El plutón granítico de Cipérez-Garcirrey. *Cuaderno Lab. Xeolóxico de Laxe*. 17: 279-292.
- DIXON, J.M. (1975): Finite strain and progressive deformation in models of diapiric structures. *Tectonophysics*, 28: 89-124.
- DOUKHAN, J.C. Y TREPIED, L. (1985): Plastic deformation of quartz single crystal. *Bull. Mineral.* 108: 97-123.

DUNNING, G.R.; DÍEZ MONTES, A.; MATAS, J.; MARTÍN PARRA, L.M.; ALMARZA, J. Y DONAIRE, M. (2002): Geocronología U/Pb del vulcanismo ácido y granitoides de la Faja Pirítica Ibérica. *Geogaceta*, 32: 127-130.

DYMEK, F.R. (1983): Titanium, aluminium and interlayered cation substitution in biotite from high-grade gneisses, West Greenland. *American Mineralogist*, 68: 880-899.

E

EKLUND, O. Y SHEBANOV, A.D. (1999): The origin of rapakivi texture by sub-isothermal decompression. *Precambrian Research*, 95 (1-2): 129-146.

EL BOUSEILY, A.M. Y EL SOKKARY, A.A. (1975): The relation between Rb, Ba and Sr in granitic rocks. *Chemical Geology*, 16: 207-219.

ELLIS, M. Y WATKINSON, A.J. (1987): Orogen-parallel extension and oblique tectonics: The relation between stretching lineations and relative plate motions. *Geology*, 15: 1022-1026.

ENGLAND, P.C. Y BICKLE, M. (1984): Continental thermal and tectonic regimes during the Archaean. *Journal of Geology*, 92: 353-367.

ENGLAND, P.C. Y THOMPSON, A.B. (1984): Pressure-temperature-time path of regional metamorphism I. Heat transfer during the evolution of regions of thickened continental crust. *Journal of Petrology*, 25: 894-928.

ESCUDE R VIRUETE, J. (1995): *Evolución tectonotermal del Domo gneísico del Torres, Salamanca, NO del Macizo Ibérico. Implicaciones para la historia compresional y extensional de la Zona Centroibérica*. Tesis Doctoral, Universidad de Zaragoza, 341 pp.

ESCUDE R VIRUETE, J. (1999): *Evolución tectonotermal del Domo gneísico del Torres, Salamanca, NO del Macizo Ibérico. Implicaciones para la historia compresional y extensional de la Zona Centroibérica*. O Castro, Lab. Xeol. de Laxe. Área de Xeoloxía e Minería do Seminario de Estudos Galegos. Serie Nova Terra, nº 15, 386 pp.

ESCUDE R VIRUETE, J.; ARENAS, R. y MARTÍNEZ CATALÁN, J.R. (1994): Tectonothermal evolution associated with Variscan crustal extension in the Tormes Gneiss Dome (NW Salamanca, Iberian Massif, Spain). *Tectonophysics*, 238: 117-138.

ESCUDE R VIRUETE, J.; DÍEZ MONTES, A.; CARRASCO, R.M. Y SANZ SANTOS, M.A. (1991a): Mapa y memoria de la Hoja nº 422 (Aldeadávila de la Ribera), del Mapa Geológico de España (MAGNA) a escala 1:50.000, 2ª serie. IGME, Madrid.

ESCUDE R VIRUETE, J.; VILLAR ALONSO, P.; DÍEZ MONTES, A.; FERNÁNDEZ RUIZ, J.; SANZ SANTOS, M.A. Y CARRASCO, R.M. (1991b): Mapa y memoria de la Hoja nº 423 (Fermoselle), del Mapa Geológico de España (MAGNA) a escala 1:50.000, 2ª serie. IGME, Madrid.

ESCUDE R VIRUETE, J.; INDARES, A. Y ARENAS, R. (2000): P-T paths derived from garnet growth zoning in an extensional setting: an example from the Tormes gneiss Dome (Iberian Massif, Spain). *Journal of Petrology*, 41: 1489-1515.

- ESKOLA, P.E. (1949): The problem of mantled gneis domes. *Geological Society of London, Quarterly Journal*, 104: 461-476.
- EVANS, B.W. Y PATRICK, B.E. (1987): Phengite-3T in high-pressure metamorphosed granitic orthogneisses, Seward Peninsula, Alaska. *Canadian Mineralogist*, 25: 141-158
- EVANS, B.W. Y VANCE, J.A. (1987): Epidote phenocrystal in dacitic dikes, Boulder country, Colorado. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 96: 178-185.
- EVENSEN, N.M.; HAMILTON, P.J. Y O'NIONS, R.K. (1978): Rare earth abundances in chondritic meteorites. *Geochemical Cosmochimique Acta*, 42: 1199-1212.
- EWART, A. (1979): A review of the mineralogy and chemistry of Tertiary-Recent dacitic, latitic, rhyilitic, and related salic volcanic rocks. En: BARKER, F. (Ed.). *Trondhjemites, dacites and related rocks*. Amsterdam, Elsevier, 13-121.
- F**
- FARIAS, P. (1990): *La geología de la región del Sinforme de Verín (Cordillera Herciniana, NW de España)*. O Castro, Lab. Xeol. de Laxe. Área de Xeoloxía e Minería do Seminario de Estudos Galegos. Serie Nova Terra, nº 2, 201 pp.
- FARIAS, P.; GALLASTEGUI, G.; GONZÁLEZ LODEIRO, F.; MARQUÍNEZ, J.; MARTÍN PARRA, L.M.; MARTÍNEZ CATALÁN, J.R.; DE PABLO MACIA, J.G. Y RODRÍGUEZ FERNÁNDEZ, L.R. (1987): Aportaciones al conocimiento de la litoestratigrafía y estructura de Galicia Central, *Mem. Mus. Lab. Min. Geol. Fac. Ciencias do Porto*, 1: 411-413.
- FARIAS, P. Y MARCOS, A. (1986): La sucesión ordovícica en el flanco NE del Sinclinal de Verín (Galicia-España). *Trabajos de Geología*, Universidad de Oviedo, 16: 15-24.
- FARIAS, P. Y MARQUÍNEZ, J. (1986): Nuevos datos sobre la estructura del área de Verín. *Brevoria Geológica Astúrica*, XXVII (1-2): 1-11.
- FERNÁNDEZ CASALS, M.J. (1976): *Estudio meso y microtectónico de la zona de tránsito paleozoico-metamórfica de Somosierra (Sistema Central, España)*. Tesis Doctoral, Universidad Complutense de Madrid, 305 pp.
- FERNÁNDEZ FERNÁNDEZ, A. (1994): *Geología y metalogenia de las mineralizaciones sedimentarias de Fe ordovícicas del Sinforme de Alcañices (Flanco S, Zamora)*. Tesis Doctoral, Universidad de Salamanca, 340 pp.
- FERNÁNDEZ RODRÍGUEZ, C. (1991): *Estudio de los procesos de deformación en la zona de cizalla de Hiendelaencina (Sistema Central Español)*. Tesis Doctoral, Univ. Complutense de Madrid, 522 pp.
- FERNÁNDEZ-SUÁREZ, J.; DUNNING, G.R.; JENNER, G.A. Y GUTIÉRREZ ALONSO, G. (2000a): Variscan collisional magmatism and deformation in NW Iberia: constraints from U-Pb geochronology of granitoids. *Journal of the Geological Society*, London, 157: 565-576.
- FERNÁNDEZ-SUÁREZ, J.; GUTIÉRREZ ALONSO, G.; JENNER, G.A. Y TUBRETT, M.N. (1999): Crustal sources in lower Palaeozoic rocks from laser ablation U-Pb ages of detrital zircons. *Journal of the Geological Society*, London, 156: 1065-1068.

- FERNÁNDEZ-SUÁREZ, J.; GUTIÉRREZ ALONSO, G.; JENNER, G.A. Y TUBRETT, M.N. (2000b): New ideas on the Proterozoic-Early Palaeozoic Evolution of NW Iberia: insights from U-Pb detrital zircon ages. *Precambrian Research*, 102: 185-206.
- FERRAGNE, A. (1972): *Le Précambien et le Paléozoïque de la province D'Orense (Nord-Ouest de l'Espagne): Stratigraphie-Tectonique-Métamorphisme*. Tesis Doctoral, Universidad de Bordeaux I, 249 pp.
- Ferreira, E.; Iglesias, M.; Noronha, F.; Pereira, E.; Ribeiro, A. y Ribeiro, M.L. (1987): Granitoides da zona Centro-Ibérica e seu enquadramento geodinâmico. En: BEA, F.; Carnicero, A.; Gonzalo, J.C.; López Plaza, M. y Rodríguez Alonso, M.D. (Eds.). *Geología de los granitoides y rocas asociadas del macizo Ibérico*. Libro homenaje a L.C. García de Figuerola. Editorial Rueda, Madrid, 37-53.
- FERRY, J.M. Y SPEAR, F.S. (1978): Experimental calibration of the partitioning of Fe and Mg between garnet and biotite. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 66: 113-117.
- FINK, J.H. (1993): The emplacement of silicic lava flows and associated hazards. En: Kilburn, C.J. y Luongo, G. (Eds.). *Active lavas*. University College London Press, 5-24.
- FLETCHER, R.C. (1972): Application of a mathematical model to the emplacement of mantled gneiss domes. *American Journal of Science*, 272: 197-216.
- FORTEY, R.A. Y COCKS, L.R.M. (1988): Arenig to Llandovery faunal distributions in the Caledonides. En: Harris, A.L. y Fettes, D.J. (Eds.). *The Caledonian-Appalachian Orogen*, Geological Society, London, Special Publications, 38: 233-246.
- FOURCADE, S.; PEUCAT, J.; MARTINEAU, F. CUESTA, A.; CORRETGE, L.G. Y GIL IBARGUCHI, J.I. (1991): Análisis de isótopos de oxígeno y edad Rb-Sr del plutón zonado de Caldas de Reyes (Galicia, España). *Geogaceta*, 6: 7-9.
- FRANZ, G. Y LIEBSCHER, A. (2004): Physical and Chemical Properties of the Epidote Minerals: An Introduction. En: Liebscher, A. y Franz, G. (Eds.). *Epidotes*. Reviews in Mineralogy and Geochemistry, 56: 1-82.
- FUSTER, J.M. Y DE PEDRO, F. (1954a): Estudio geológico del borde meridional de la Sierra de Guadarrama entre Torreldones y Valdemorillo. *Notas y Comunicaciones IGME*, 35: 43-70.
- FUSTER, J.M. Y DE PEDRO, F. (1954b): Estudio geológico del macizo metamórfico de Abantos (Sierra de Guadarrama). *Notas y Comunicaciones IGME*, 36: 51-74.
- FUSTER, J.M. Y DE PEDRO, F. (1955): Geología del valle superior del río Eresma (Sierra de Guadarrama). *Notas y Comunicaciones IGME*, 39: 51-82.

G

- GANGULY, J. Y SAXENA, S.K. (1984): Mixing properties of aluminosilicate garnets: constrains for natural and experimental data and application to geothermo-barometry. *American Mineralogist*, 69: 88-97.
- GARCÍA DE FIGUEROLA, L.C. Y PARGA, J.R. (1971): Características fundamentales de los "sierros" de la provincia de Salamanca. *Boletín Geológico y Minero de España*, 82: 287-290.

- GARCÍA CACHO, L. (1973): *Evolución temporal del metamorfismo y procesos de blastesis sucesiva en el sector oriental del Sistema Central Español*. Tesis Doctoral, Univ. Complutense de Madrid, 319 pp.
- GAUDEMER, Y.; JAUPART, C. Y TAPONNIER, P. (1988): Thermal control on postorogenic extension in collision belts. *Earth and Planetary Science Letter*, 89: 48-62.
- GEBAUER, D. (1993): Intra-grain zircon dating within the Iberian Massif: Olla de Sapo augengneiss, bimodal gneisses from the massif de Guilleries (Girona), Graywacke of the Tentudia group (Serie Negra, SW, Spain) and the HP/HT-rock association at Cabo Ortegal (Galicia). *Comunicações XII Reunião de Geologia do Oeste Peninsular*, 41-46.
- GEBAUER, D.; MARTÍNEZ-GARCÍA, E Y HEPBURN, J.C. (1993): Geodynamic significance, age and origin of the Olla de Sapo augengneiss (NW Iberian Massif, Spain). *Boston GSA annual meeting, abstracts with programs*, 342.
- GIL IBARGUCHI, J.I Y ARENAS, R. (1990): Metamorphic evolution of the allochthonous complexes from the northwest of the Iberian Peninsula. En: DALLMEYER, R.D. Y MARTÍNEZ GARCÍA, E. (Eds.). *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*. Springer-Verlag. Berlín, 237-246.
- GIL TOJA, A.; JIMÉNEZ ONTIVEROS, P. Y SEARA VALERO, J.R. (1985): La cuarta fase de deformación Hercínica en la zona Centroibérica del Macizo Hespérico. *Cuaderno Lab. Xeolóxico de Laxe*. 9: 91-104.
- GÓMEZ BARREIRO, J. (2004): *La Unidad de Fornás: Evolución Tectonothermal del SO del Complejo de Órdenes*. Tesis Doctoral, Universidad de Salamanca, 294 pp.
- GONZÁLEZ CLAVIJO, E.J. (1997): *La geología del sinforme de Alcañices, Oeste de Zamora*. Tesis Doctoral, Universidad de Salamanca, 330 pp.
- GONZÁLEZ CLAVIJO, E.J.; DÍEZ BALDA, M.A. Y ÁLVAREZ, F. (1993): Structural study of a semiductile strike-slip system in the Central Iberian Zone (Variscan Fold Belt, Spain): structural control on gold deposits. *Geologische Rundschau*, 82: 448-460.
- GONZÁLEZ CLAVIJO, E.J. Y MARTÍNEZ CATALÁN, J.R. (2002): Stratigraphic record of preorogenic to synorogenic sedimentation, and tectonic evolution of imbricate units in the Alcañices synform (northwestern Iberian massif). En: MARTÍNEZ CATALÁN, J.R.; HATCHER, R.D.; ARENAS, R. Y DÍAZ GARCÍA, F. (Eds.). *Variscan-Appalachian Dynamics: the Building of the Late Paleozoic Basement*. Geological Society of America, Special Paper, 364: 17-35.
- GONZÁLEZ GONZÁLEZ, J.C.; MONTERESÍN LÓPEZ, V. Y ARCE, J.M. (1981): Mapa y memoria de la Hoja nº 268 (Molezuelas de la Carballeda), del Mapa Geológico de España (MAGNA) a escala 1:50.000, 2ª serie. IGME, Madrid.
- GONZÁLEZ LODEIRO, F. (1980): *Estudio geológico y estructural de la terminación de la Sierra del Guadarrama (Sistema Central Español)*. Tesis Doctoral, Universidad de Salamanca, 334 pp.
- GONZÁLEZ LODEIRO, F. (1981a): Posición de las series infraordovícicas en el extremo oriental del Sistema Central y su correlación. *Cuadernos del Lab. Xeoloxia de Laxe*, 2: 125-134.
- GONZÁLEZ LODEIRO, F. (1981b): La estructura del anticlinorio del Olla de Sapo, en la región de Hiendelaencina (extremo oriental del Sistema Central Español). *Cuadernos de Geología Ibérica*, 7: 535-545.

- GONZÁLEZ LODEIRO, F. (1983): La estructura del antiforme del Olló de Sapo. En: *Libro Jubilar J.M. Ríos, Geología de España. Tomo I*. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid, 408-420.
- GRAPES, R.H. Y HOSKIN, P.W.O. (2004): Epidote Group minerals in Low-Medium Pressure Metamorphic Terranes. En: LIEBSCHER, A. Y FRANZ, G. (Eds.). *Epidotes*. Reviews in Mineralogy and Geochemistry, 56: 301-345.
- GREEN, N.L. Y USDANSKY, S.L. (1986): Toward a practical plagioclase-muscovite thermometer. *American Mineralogist*, 71: 1109-1117.
- GUIDOTTI, C.V. (1973): Compositional variation of muscovite as a function of metamorphic grade and assemblage in metapelites from Southwestern Maine. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 42: 33-42.
- GUIDOTTI, C.V. (1978): Compositional variation of muscovite in medium- to high-grade metapelites of Northwestern Maine. *American Mineralogist*, 63: 878-84.
- GUIDOTTI, C.V. (1984): Micas in metamorphic rocks. En BAYLEY, S.W. (Ed.). *Micas*. Mineralogical Society of America. *Reviews of Mineralogy*, 13: 357-467.
- GUIDOTTI, C.V.; CHENEY, J.T. Y GEGGENHEIM, S. (1977): Distribution of titanium between coexisting muscovite and biotite in pelitic schists from northwestern Maine. *American Mineralogist*, 62: 438-448.
- GUIDOTTI, C.V. Y SASSI, F. (1998): Petrogenetic significance of Na-K white mica mineralogy: recent advances for metamorphic rocks. *European Journal of Mineralogy*, 10: 815-854.
- GUTIÉRREZ CLAVEROL, M.; LUQUE, C. Y SUÁREZ, V. (1987): El lineamiento tectónico Nazaré (W de Portugal)-Luarca (NW de España) y su implicación metalogenética (Macizo Hespérico). En: BEA, F.; CARNICERO, A.; GONZALO, J.C. LÓPEZ PLAZA, M. Y RODRÍGUEZ ALONSO, M.D. (Eds.). *Geología de los granitoides y rocas asociadas del Macizo Hespérico, Libro Homenaje a L.C. García de Figuerola*, 447-455.
- GUTIÉRREZ MARCO, J.C.; SAAVEDRA, J. Y RÁBANO, I. (Eds.) (1992): *Paleozoico Inferior de Iberoamérica*. De.: Public. Universidad de Extremadura, Madrid, 630 pp.
- GUTIÉRREZ-MARCO, J.C.; ARAMBURU, C.; ARBIZU, M.; BERNÁNDEZ, E.; HACAR RODRÍGUEZ, M.P.; MÉNDEZ-BEDIA, I.; MONTESINOS LÓPEZ, R.; RÁBANO, I.; TRUYOLS, J. Y VILLAS, E. (1999): Revisión bioestratigráfica de las pizarras del Ordovícico Medio en el noroeste de España (zonas Cantábrica, Asturoccidental-Leonesa y Centroibérica septentrional). *Acta Geológica Hispánica*, 34 (1): 3-83.

H

- HAAPALA, I. Y RÄMÖ, O.T. (1999): Rapakivi granites and related rocks: an introduction. *Precambrian Research*, 95 (1-2): 1-7.
- HACKLER, R.T. Y WOOD, B.J. (1984): Experimental determination of Fe and Mg exchange between garnet and olivine and estimation of Fe-Mg garnet mixing properties. *American Mineralogist*, 74: 994-999.
- HAMILTON, W.B. (1995): Subduction system and magmatism. En: SMELLIE, J.L. (Ed.). *Volcanism associated with extension at consuming plate margins*. Geological Society, London, Special Publications, 81: 3-28.

- HAMMANN, W.; ROBARDET, M.; ROMANO, M.; GIL CID, M.D.; GUTIÉRREZ MARCO, J.C.; HERRANZ, P.; MARCOS, A.; MARTÍN, J.; PELÁEZ, J.R.; PÉREZ-ESTAÚN, A.; PRIETO, M.; RÁBANO, I.; SAN JOSÉ, M.A.; TRUYOLS, J.; VEGAS, R.; VILAS, L. VILLAS, E. Y VILLENA, J. (1982). The Ordovician System in Southwestern Europe (France, Spain and Portugal), IUGS, Publ. 11: 1-47.
- HANSEN, E. (1971): *Strain facies*. Springer-Verlag, Berlin; 207 pp.
- HARRIS, L.B.; KOYI, H.A. Y FOSSEN, H. (2002): Mechanism for folding of high-grade rocks in extensional tectonic settings. *Earth and Planetary Science Letter*, 59: 163-210.
- HEIM, R.C. (1952): *Metamorphism in the Sierra de Guadarrama*. Tesis Doctoral, Univ. de Utrecht.
- HELZ, R.T. (1976): Phase relations of basalts in their melting range at $P(\text{H}_2\text{O}) = 25 \text{ Kb}$. *Journal of Petrology*, 17: 139-193.
- HENRY, D.J. Y GUIDOTTI, C. (2002): Titanium in biotite from metapelitic rocks: Temperature effects, crystal-chemical controls and petrologic applications. *American Mineralogist*, 87: 375-382.
- HEREDIA, N.; ARIAS, D.; BELLIDO, F.; DÍAZ GARCÍA, F.; DÍEZ MONTES, A.; FARIAS, P.; FERNÁNDEZ, F.J.; LOMBARDEO, M.; MARCOS, A.; MARTÍNEZ CATALÁN, J.R. Y RODRÍGUEZ FERNÁNDEZ, L.R. (2002): Estudio geológico aplicado a la investigación de recursos mineros y de materias primas en El Bierzo, La Cabrera, Sanabria y Valedoras. Mapa Geológico a escala 1:100.000. Proyecto FEDER-CICYT 1FD97-0959-C03-01. Documento inédito.
- HERNÁNDEZ SAMPELAYO, P. (1922): Hierros de Galicia. *Mem. Inst. Geol. Min. España*. 1: 1-483.
- HEY, M.H. (1954): A new review of the chlorites. *Min. Magazine*, vol. 30, p. 277.
- HODGES, K.V. Y SPEAR, F.S. (1982): Geothermometry, geobarometry and the Al_2O_3 triple point at Mt. Moosilauke, New Hampshire. *American Mineralogist*, 67: 1118-1134.
- HOLLISTER, L.S. (1966). Garnet zoning: an interpretation based on the Rayleigh fractionation model. *Science*, 154: 1647-1651.
- HUPERT, H.E. Y SPARKS, R.S.J. (1988): The generation of granitic magmas by intrusion of basalt into continental crust. *Journal of Petrology*, 29: 599-624.

I

- IGLESIAS PONCE DE LEÓN, M. Y CHOUKROUNE, P. (1980): Shear zones in the Iberian Arc. *Journal of Structural Geology*, 2 (1-2): 63-68.
- IGLESIAS PONCE DE LEÓN, M. Y RIBEIRO, A. (1981): Position stratigraphique de la formation "Ollo de Sapo" dans la région de Zamora (Espagne)-Miranda do Douro (Portugal). *Comun. Serv. Geol. Portugal*, 67 (2): 141-146.
- IGLESIAS PONCE DE LEÓN, M. Y ROBARDET, M. (1980): El Silúrico de Galicia Media (Central), su importancia en la paleogeografía Varisca. *Cuadernos Lab. Xeolóxico de Laxe*, 1: 99-116.

IGLESIAS PONCE DE LEÓN, M. Y VAREA NIETO, R. (1982): Mapa y memoria de la Hoja nº 228 (Viana del Bollo), del Mapa Geológico de España (MAGNA) a escala 1:50.000, 2ª serie. IGME, Madrid.

INDARES, A.P. Y MARTIGNOLE, J. (1985): Biotite-garnet geothermometry in granulite facies: influence of Ti and Al in biotite. *American Mineralogist*, 70: 272-278.

IRVINE, T.N. Y BARAGAR, W.R.A. (1971): A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian J. Earth Science*, 8: 523-548.

ISHIKAWA, Y.; SAWAGUCHI, T.; IWAYA, S. Y HORIUCHI, M. (1976): Delineation of prospecting targets for Kuroko deposits based on modes of volcanism of underlying dacite and alteration halos. *Mining Geology*, 26: 105-117.

J

JENSEN, L.S. (1976): *A new cation plot for classifying subalkalic volcanic rocks*. Ontario, Div. Mines. Misc. Pap. 66.

JULIVERT, M. (1983): *Libro Jubilar de J.M. Ríos. Geología de España*. Tomo I: 59-71.

JULIVERT, M., FONTBOTE, J.M., RIBEIRO, A. Y NABAIS CONDE, L. (1972): Mapa Tectónico de la Península Ibérica y Baleares. E. 1:1.000.000. Memoria explicativa: 1-113 (1974). Instituto Geológico y Minero de España (IGME).

JUNTA DE ANDALUCÍA (1999): Proyecto "Investigación Geológica y cartografía básica en la Faja Pirítica y áreas aledañas". Inédito.

K

KROGH, T.E. (1982): Improved accuracy of U-Pb zircon ages by the creation of more concordant systems using air abrasion technique. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 46: 637-649.

KUNO, H. (1968): Differentiations of basalt magmas. En: HESS, H.H. Y POLDERVAART, A. (Eds.), *Basalts: The Poldervaart treatise on rocks of basaltic composition*, New York, Vol. 2. Interscience: 623-688.

KWART, T.A.P. (1968): Ti in biotite and moscovite as an indication of metamorphic grade in almandine facies rocks from Sudbury, Ontario. *Geochemical Cosmochimique Acta*, 32: 1222-1229.

L

LANCELOT, J.R.; ALLEGRET, A. Y IGLESIAS PONCE DE LEÓN, M. (1985): Outline of Upper Precambrian and Lower Paleozoic evolution of the Iberian Peninsula according to U-Pb dating of zircons. *Earth and Planetary Science Letter*. 74: 325-337.

LARGE, R.R.; GEMMELL, J.B.; PAULICK, H. Y HUSTON, D.L. (2001): The Alteration Box Plot: A Simple Approach to Understanding the Relationship between Alteration Mineralogy and Lithogeochemistry Associated with Volcanic-Hosted Massive Sulfide Deposits. *Economic Geology*, 96: 957-971.

- LEAKE, B.E. (1965): The relationship between composition of calciferous amphibole and grade of metamorphism. En: *Control of Metamorphism*, Oliver y Boyd. London, 299-318.
- LEAKE, B.E.; WOOLLEY, A.R.; ARPS, C.E.S.; BIRCH, W.D.; CHARLES GILBERT, M.; GRICE, J.D.; HAWTHORNE, F.C.; KATO, A.; KISCH, H.J.; KRIVOVICHEV, V.G.; LINTHOUT, K.; LAIRD, J.; MANDARINO, J.A.; MARESCH, W.V.; NICKEL, E.H.; ROCK, N.M.S.; SCHUMACHER, J.C.; SMITH, D.C.; STEPHENSON, N.C.N.; UNGARETTI, L.; WHITTAKER, E.J.W. Y YOUZHI, G. (1997): Nomenclature of amphiboles: report of the subcommittee on amphiboles of the international mineralogical association, commission on new minerals and mineral names. *The Canadian Mineralogist*, 35: 219-246.
- LEAT, P.T.; JACKSON, S.E.; THORPE, R.S. Y STILLMAN, C.J. (1986): Geochemistry of bimodal basalt-subalkaline/peralkaline rhyolite provinces within the Southern British Caledonides. *Journal of the Geological Society, London*, 143: 259-273.
- LEE, J.; HACKER, B.R.; DINKLAGE, W.S.; WANG, Y.; GANS, P.; CALVERT, A.; WAN, J.L. CHEN, W.J.; BLYTHE, A.E. Y MCCLELLAND, W. (2000): Evolution of the Kangmar Dome, southern Tibet: Structural, petrologic and thermochronologic constraints. *Tectonics*, 19: 872-895.
- LE MAITRE, R.W.; BATEMAN, P.; DUDEK, A.; KELLER, J. LE BAS, M.J.; SABINE, P.A.; SCHMID, R., SØRENSEN, H.; STRECKEISEN, A.; WOOLLEY, A.R. Y ZANETTIN, B. (1989): *A classifications of Igneous Rocks and Glossary of Terms. Recommendations of the I.U.G.S. Subcommissions on the Systematics of Igneous Rocks*. Blackwell Scientific Publications, 1-193.
- LENTZ, D.R. (1996): Trace element systematics of felsic volcanic rocks associated with massive-sulphide deposits in the Bathurst Mining Camp: petrogenetic, tectonic and chemostratigraphic implications for VMS exploration. En: WYMAN, D.A. (Ed.), *Trace Element Geochemistry of Volcanic Rocks: Applications For Massive Sulphide Exploration*. Geological Association of Canada, Short Course Notes, 12: 359-402.
- LISTER, G.S. Y DAVIS, G.A. (1989): The origin of metamorphic core complexes and detachment faults formed during Tertiary continental extension in the northern Colorado River region, USA. *Journal of Structural Geology*, 11: 65-94.
- LISTER, G.S. Y SNOKE, A.W. (1984): S-C Mylonites. *Journal of Structural Geology*, 6 (6): 617-638.
- LOESCHKE, W.H.J. Y ZEIDLER, L. (1982): Early Paleozoic sills in the Cantabrian Mountains (Spain) and their geotectonic environment. *Neues Jahrb. Geol. Palaontol. Monatsch*, 7: 419-439.
- LOOMIS, T.P.; GANGULY, J. Y ELPHICK, S.C. (1985): Experimental determinations of cation diffusivities in aluminosilicate garnets II. Multicomponent simulation and tracer diffusion coefficients. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 90: 45-51.
- LÓPEZ MORO, F.J. (2000): *Las rocas Plutónicas Calcoalcalinas y Shoshoníticas del Domo del Tormes (Centro-Oeste Español): Estudio mineralógico, geoquímico y petrogenético*. Tesis Doctoral, Universidad de Salamanca, 441 pp.
- LÓPEZ PLAZA, M. Y MARTÍNEZ CATALÁN, J.R. (1987): Síntesis estructural de los granitoides hercínicos del Macizo Hespérico. En: BEA, F.; CARNICERO, A.; GONZALO, J.C.; LÓPEZ PLAZA, M. Y RODRÍGUEZ ALONSO, M.D. (Eds.). *Geología de los granitoides y rocas asociadas del Macizo Hespérico*. Libro homenaje a L.C. García de Figuerola. Editorial Rueda, Madrid, 195-210.

- LOTZE, F. (1929): Stratigraphie und Tektonik des Keltiberischen Grundgebirges (Spanien). *Abh. Ges. Wiss. Göttingen, math phus. Kl. N. F.*, 14: *Beitr. Geol. Wesl. Meditarrangebiet*, 3: 320 pp.
- LOTZE, F. (1945a): Einige Probleme des Iberischen Meseta. *Geotekt. Forsch.* 6: 1-12 (Trad. en: *Publ. Extr. Geol. España* 5: 43-58).
- LOTZE, F. (1945b): Zur Gliederung der Varisziden der Iberischen Meseta. *Geotektonische Forschungen*, 6: 78-92 (Trad. en: *Publ. Extr. Geol. España*, 5: 149-166).
- LOTZE, F. (1956): Über Sardischen Bewegungen in Spanien und ihre Beziehungen zur assyntischen faltung. *Geotektonis Symposium Hans Stille*, 129-139.
- LUDWING, K.R. (1999): ISOPLOT/Ex. Versión 2.00.

LL

- LLANA-FÚNEZ, S. (2002): Quartz c-axis texture mapping of a Variscan regional of (Malpica-Tui Unit, NW Spain). *Journal of Structural Geology*, 24: 1299-1312.

M

- MAC NIOCAILL, C.; MINSTER, J.F. Y ALLÈGRE, C.J. (1997): Ordovician paleogeography and the evolution of the Iapetus ocean. *Geology*, 25: 159-162.
- MACAYA, J.; GONZÁLEZ LODEIRO, F.; MARTÍNEZ CATALÁN, J.R. Y ÁLVAREZ, F. (1991): Continuous deformation, ductile thrusting and backfolding of cover and basement in the Sierra de Guadarrama, Hercinian orogen of central Spain. *Tectonophysics*, 191: 291-309.
- MACPHERSON, J. (1883): Sucesión estratigráfica de los terrenos arcaicos de España. *An. Soc. Esp. Hist. Nat.*, 12: 341-378.
- MARCOS, A. (1971a): Las deformaciones hercinianas en el Occidente de Asturias: la segunda fase de deformación y su extensión en el NW de la Península. *Breviora Geológica Astúrica*, XV (1): 2-6.
- MARCOS, A. (1971b): Cabalgamientos y estructuras menores asociadas originadas en el transcurso de una nueva fase herciniana de deformación en el Occidente de Asturias (NW de España). *Breviora Geológica Astúrica*, XV (4): 59-64.
- MARCOS, A. (1973): Las series del Paleozoico Inferior y la estructura herciniana del Occidente de Asturias (NW de España). *Trabajos de Geología*, 6: 1-113.
- MARQUÍNEZ, J.L. (1981): Estudio geológico del área esquistosa de Galicia Central (Zona de Lalín-Forcarei-Beariz). *Cuad. Lab. Xeolóxico de Laxe*, 2 (1): 135-155.
- MARQUÍNEZ, J.L. (1984): La geología del área esquistosa de Galicia Central (Cordillera Heciniana, NW de España). *Memorias del Instituto Geológico y Minero de España*, nº 100, 213 pp.
- MARQUÍNEZ, J.L. Y KLEIN, E. (1982): Evolución temporal y distribución del metamorfismo en el Área Esquistosa de Galicia Central (NO de España). *Trabajos de Geología*, Univ. de Oviedo, 12: 227-242.

- MARTÍNEZ CATALÁN, J.R. (1985): *Estratigrafía y estructura del Domo de Lugo (Sector Oeste de la Zona Asturoccidental-Leonesa)*. Academia de Ciencias Gallega. Laboratorio Geológico de Lage. Corpus Geologicum Gallaeciae, segunda serie, La Coruña, 291 pp.
- MARTÍNEZ CATALÁN, J.R.; ARENAS, R.; DÍAZ GARCÍA Y ABATI, J. (1997): Allochthonous units in the Variscan Belt of Nw Europe. En: SINHA, A.K. (Ed.), *Basement Tectonics*, Kluwer Academic Publishers; 13: 65-84.
- MARTÍNEZ CATALÁN, J.R.; ARENAS, R., DÍAZ GARCÍA, F.; GÓMEZ-BARREIRO, J.; GONZÁLEZ CUADRA, P.; ABATI, J.; CASTIÑEIRAS, P.; FERNÁNDEZ-SUÁREZ, J.; SÁNCHEZ MARTÍNEZ, S.; ANDONAEGUI, P.; GONZÁLEZ CLAVIJO, E.; DÍEZ MONTES, A.; RUBIO PASCUAL, F.J. Y VALLE AGUADO, B. (en prensa): Space and time in the tectonic evolution of the northwestern Iberian Massif. Implications for the comprehension of the Variscan belt. En: HATCHER, R.D. (Ed.), *4-D Framework of the Continental Crust-Integrating Crustal Processes through Time*. Geological Society of America Memoir.
- MARTÍNEZ CATALÁN, J.R.; ARENAS, R.; DÍAZ GARCÍA, F.; RUBIO PASCUAL, F.J.; ABATI, J. y MARQUÍNEZ, J. (1996): Variscan exhumation of a subducted Paleozoic continental margin: The basal units of the Ordenes Complex, Galicia, NW Spain. *Tectonics*, 15 (1): 106-121.
- MARTÍNEZ CATALÁN, J.R., ARENAS, R. Y DÍEZ BALDA, M.A. (2003): Large extensional structures developed during emplacement of a crystalline thrust sheet: the Mondoñedo nappe (NW Spain). *Journal Structural of Geology*, 25: 1815-1839.
- MARTÍNEZ CATALÁN, J.R.; DÍAZ GARCÍA, F., ARENAS, R.; ABATI, J.; CASTIÑEIRAS, P.; GONZÁLEZ CUADRA, P.; GÓMEZ BARREIRO, J. Y RUBIO PASCUAL, F. (2002): Thrust and detachment systems in the Ordenes Complex (northwestern Spain): Implications for the Variscan-Appalachian geodynamics. En: Martínez Catalán, J.R., Hatcher, R.D., Arenas, R. y Díaz García, F. (Eds.), *Variscan-Appalachian Dynamics: the Building of the Late Paleozoic Basement*, Geological Society of America, Special Paper, 364: 163-182.
- MARTÍNEZ CATALÁN, J.R.; FERNÁNDEZ-SUÁREZ, J.; JENNER, G.A. BELOUSOVA, E. Y DÍEZ MONTES, A. (2004a): Provenance constraints from detrital U-Pb ages in the Iberian Massif: implications for Palaeozoic plate configuration and Variscan evolution. *Journal of the Geological Society, London*, 161: 463-476.
- MARTÍNEZ CATALÁN, J.R.; HACAR RODRÍGUEZ, M.P.; VILLAR ALONSO, P.; PÉREZ-ESTAÚN, A. Y GONZÁLEZ LODERO, F. (1992): Lower Paleozoic extensional tectonics in the limits between the WestAsturian-Leonese and Central Iberian Zones of the Variscan Fold Belt in NW Spain. *Geologische Rundschau*, 81 (2): 545-560.
- MARTÍNEZ CATALÁN, J.R.; MARTÍNEZ POYATOS, D. Y BEA, F. (2004b): Zona Centrobérica. En: VERA, J.A. (Ed.) *Geología de España*, SGE-IGME, 68-133.
- MARTÍNEZ CATALÁN, J.R.; PÉREZ ESTAÚN, A.; BASTIDA, F.; PULGAR, J.A. Y MARCOS, A. (1990): West Asturias-Leonese Zone. Structure. En: DALLMEYER, R.D. Y MARTÍNEZ GARCÍA, E. (Eds.). *Pre-Mesozoic Geology of Iberian*. Springer-Verlag, Berlin, 103-114.
- MARTÍNEZ, F.J.; JULIVERT, M.; SEBASTIÁN, A.; ARBOLEDA, M.L. Y GIL IBARGUCHI, J.I. (1988): Structural and thermal evolution of high-grade areas in the northwestern parts of the Iberian Massif. *American Journal of Science*, 288: 969-996.

- MARTÍNEZ, F.J. Y ROLET, J. (1988): Late Paleozoic metamorphism in the northwestern Iberian peninsula, Brittany and related areas in southwestern Europe. En: HARRIS, A.L. Y FETTES, D.J. (Eds.). *The Caledonian-Appalachian Orogen*, Geological Society, London, Special Publications, 38: 611-620.
- MARTÍNEZ GARCÍA, E. (1969): Nota sobre la posición del Olló de Sapo en las provincias de Zamora y Orense. *Com. Serv. Geol. Portugal*, T. LIII: 37-42.
- MARTÍNEZ GARCÍA, E. (1971): *Esquema geológico del Noroeste de la provincia de Zamora*. I Congreso Hispano-Luso Amer. Geol. Econ., Madrid, Sec. I, T I: 273-286.
- MARTÍNEZ GARCÍA, E. (1973): Deformación y metamorfismo en la zona de Sanabria (Provincia de Zamora, León y Orense, Noroeste de España). *Studia Geológica Salmantica*, V: 7-106.
- MARTÍNEZ GARCÍA, E. Y CORRETGE, G. (1970): Nota sobre la serie metamórfica de Porto-Villavieja (Prov. de Zamora-Orense). *Studia Geológica Salmantica*, 1: 47-58.
- MARTÍNEZ GARCÍA, E. Y PLOGMANN, H. (1983): Mapa y memoria de la Hoja nº 267 (Puebla de Sanabria), del Mapa Geológico de España (MAGNA) a escala 1:50.000, 2ª serie. IGME, Madrid.
- MARTÍNEZ GARCÍA, E. Y QUIROGA, J.L. (1993): Estructura de la antiformal del Olló de Sapo en el sector de Sanabria - Alcañices (Zamora, Orense, NW de España). *Cuaderno Lab. Xeológico de Laxe*, 18: 27-35.
- MATHER, J.D. (1970): The biotite isograd and the lower greenschist and facies in the Dalradian rocks of Scotland. *Journal of Petrology*, 11: 253-75.
- MATTE, PH. (1969) Les kink-bands - Exemple de déformation tardive dans l'Hercynien du Nord-Ouest de l'Espagne. *Tectonophysics*, 7: 309-322.
- MATTE, PH. (1986): Tectonics and plate tectonic model for the Variscan belt of Europe. *Tectonophysics*, 196: 309-337.
- MATTE, PH. (2001): The Variscan collage and orogeny (480-290 Ma) and the tectonic definition of the Armorica microplate: a review. *Terra Nova*, 13 (2): 122-128.
- MATTE, PH.; LANCELOT, J. Y MATTAUER, M. (1998): La zone axiale hercynienne de la Montagne Noire n'est pas un "metamorphic core complex" extensif mais un anticlinal post-nappe à coeur anatectique. *Geodinamica Acta* (Paris), 11 (1): 13-22.
- MATTE, PH. Y RIBEIRO, A. (1967): Les rapports tectoniques entre le Précambrien ancien et le Paléozoïque dans le Nord-Ouest de la Péninsule Ibérique: grandes nappes ou extrusions?. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, 264: 2268-2271.
- MCDUGALL, N., BRENCHELY, P.J., REBELO, J.A. Y ROMANO, M. (1987) Fans and fan deltas-precursors to the Armorican Quartzite (Ordovician) in western Iberia. *Geology Magazine*, 124: 347-359.
- MCLELLAN, E.L. (1988): Migmatite structures in the Central Gneiss Complex, Boca de Quadra, Alaska. *Journal of Metamorphic Geology*, 6: 517-542.
- MCKENZIE, D.; NIMMO, F.; JACKSON, J.A.; GANS, P.B. Y MILLER, E.L. (2000): Characteristics and consequences of flow in the lower crust. *Journal of Geophysical Research*, B, Solid Earth and Planets, 105 (5): 29-46.

- MCPHIE, J.; DOYLE, M. Y ALLEN, R. (1993): *Volcanic textures: A guide to the interpretation of textures in volcanic rocks*. CODES, Universidad de Tasmania, 196 pp.
- MEHNERT, K.R. (1968): *Migmatites and the Origin of Granitic Rocks*. Amsterdam, Elsevier.
- MEIRELES, C.; RIBEIRO, A. Y PEREIRA, E. (1995): Contribuição para o conhecimento de litoestratigrafia e tectónica do Paleozoico a Norte de Bragança, Memórias N.º. 4, Univ. Porto-Museu e Laboratório Min. e Geol., 349-353.
- MEZGER, K.; RAWNSLEY, C.M.; BOHLEN, S.R. Y HANSON, G.N. (1991): U-Pb garnet, titanite, monazite and rutile ages: implications for the duration of high grade metamorphism and cooling histories, Adirindack Mountains, New York. *Journal of Geology*, 99: 514-428.
- MIDDLEMOST, E.A.K. (1985): *Magman and magmatic rocks*. Longman, London, 266 pp.
- MIYASHIRO, A. (1973): *Metamorphism and Metamorphic Belts*. George Allen & Unwin LTD, London, 492 pp.
- MIYASHIRO, A. (1974): Volcanic rock series in island arcs and active continental margins. *American Journal of Science*, 274: 321-355.
- MONIER, G. (1987): Cristallochimie des micas des leucogranites. Nouvelles données expérimentales et applications pétrologiques. *Géol. Géochim. Uranium*, Mém. Nancy, 14: 659-662.
- MONTERO, P.; BEA, F.; ZINDER, T.F.; SCARROW, J.H.; MOLINA, J.F. Y WHITEHOUSE, M. (2003): 55 million years of continuous anatexis in Central Iberia: single zircon dating of Peña Negra Complex. *Volumen de Resúmenes/Abstracts del IV Congreso Ibérico de Geoquímica*, 33-35.
- MONTERO, P.; BEA, F.; ZINDER, T.F.; SCARROW, J.H.; MOLINA, J.F. Y WHITEHOUSE, M. (2004): 55 million years of continuous anatexis in Central Iberia: single zircon dating of Peña Negra Complex. *Journal of the Geological Society, London*, 161: 255-263.
- MORIMOTO, C.N.; FABRIES, J.; FERGUNSON, A.K.; GINZBURG, I.V.; ROSS, M.; SEIFERT, F.A.; ZUSSMAN, J.; AOKI, K. Y GOTTARDI, G. (1988): Nomenclature of pyroxenes. *American Mineralogist*, 73: 1123-1133.

N

- NACHIT, H. (1986): *Contribution à l'étude analytique et expérimentale des biotites des granitoïdes. Applications typologiques*. Tesis Doctoral, Univ. de Brest, 93 pp.
- NACHIT, H.; IBHI, A.; ABIA, E.H. Y BEN OHOUD, M. (2005): Discrimination between primary magmatic biotites, reequilibrated biotites and neoformed biotites. *Comptes Rendus Geoscience*, 337: 1415-1420.
- NAKADA, S.; MIYAKE, Y.; SATO, H.; OSHIMA, O. Y FUJINAWA, A. (1995): Endogenous growth of dacite dome at Unzen volcano (Japan), 1993-1994. *Geology*, 23 (2): 157-160.
- NAVIDAD, M. (1978): Las series glandulares "Ollo de Sapo" en los sectores nord-occidental y centro-oriental del Macizo Ibérico. *Estudios geológicos*, 34: 511-528.
- NAVIDAD, M. (1979): Las series glandulares del sector central del Macizo Ibérico (Guadarrama centro-occidental). *Estudios geológicos*, 35: 31-48.

- NAVIDAD, M. Y PEINADO, M. (1977): Facies vulcano-sedimentarias en el Guadarrama central (Sistema Central Español). *Studia Geológica Salmanticensis*, XII: 137-159.
- NAVIDAD, M.; PEINADO, M. Y CASILLAS, R. (1992): El magmatismo prehercínico del Centro Peninsular (Sistema Central Español). En: GUTIÉRREZ MARCO, J.G.; SAAVEDRA, J. Y RÁBANO, I. (Eds.). *Paleozoico Inferior de Ibero-América*. Universidad de Extremadura, 485-494.
- NELSON, K.D. Y ZHAO, W.; BROW, L.D.; KUO, J.; CHE, J.; LIU, X.; KEMPERER, S.L.; MAKOVSKY, Y.; MEISSNER, R.; MECHIE, J.; KIND, R.; WENZEL, F.; NI, J.; NABELEK, J.; LESHOU, C.; TAN, H.; WEI, W.; JONES, A.G.; BOOKER, J.; UNSWORTH, M.; KIDD, W.S.F.; HAUCH, M.; ALSDORF, D.; ROSS, A.; COGAN, M.; WU, C.; SANDVOL, E.; Y EDWARDS, M. (1996): Partially molten middle crust beneath southern Tibet: synthesis of Project INDEPTH result. *Science*, 274: 1684-1688.
- NICOLAS, A. Y BOUDIER, F. (1975): Kinematic interpretation of folds in alpine-type peridotites. *Tectonophysics*, 25: 233-260.
- NICOLAS, A. Y POIRIER, J.P. (1976): *Crystalline plasticity and solid-state flow in metamorphic rocks*. Willey, New York, 444 pp.
- NISSEN, H.U. (1959): Deformation und kristallisation in Nordwest Spanischen küstengebirge bei Vivero, Diss. Math. Natur. Fakn., Univ. Munster, 221 pp.
- O**
- O'BRIEN, B.H.; SWINDEN, H.S.; DUNNING, G.R.; WILLIAMS, S.H. Y O'BRIEN, B.H.C. (1997): A peri-Gondwana arc-back arc complex in Iapetus: Early Ordovician evolution of the Exploits Group, Newfoundland. *American Journal of Sciences*, 297: 220-272.
- ORD, A. Y HOBBS, B. (1986): Experimental control of the water weakening effect in quartz. En: HOBBS, B.E. Y HEARD, H.C. (Eds.). *Mineral and Rock Deformation, Laboratory Studies-The Paterson Volume*. Am. Geophys. Un. Geophys. Monogr. 36: 51-72.
- ORTEGA CUESTA, L.A. (1998): Estudio petrogenético del granito sincinematico de dos micas de A Espenca (A Coruña). O Castro, Laboratorio Xeolóxico de Laxe, Serie NOVA TERRA, nº 14.
- ORTEGA CUESTA, L.A.; ARANGUREN, A.; MENÉNDEZ, M. Y GIL IBARGUCHI, J.I. (2000a): Petrogénesis, edad y emplazamiento del granito tardi-Hercínico de Veiga (antiforme del Olló de Sapo, Noroeste de España). *Cadernos Lab. Xeolóxico de Laxe*, 25: 265-268.
- ORTEGA CUESTA, L.A.; ARANGUREN, A.; MENÉNDEZ, M. Y GIL IBARGUCHI, J.I. (2000b): Petrogenesis, age and emplacement of the late-hercynian Veiga granite (Olló de Sapo Antiform, Northwestern Spain). En: *Variscan-Apalachian dynamics: the building of the Uper Paleozoic basement*. Basement Tectonics 15, A Coruña, España, Program and Abstracts, 271-272.
- ORTEGA CUESTA, L.A.; CARRACEDO, M.; LARREA, F.J. Y GIL IBARGUCHI, J.I. (1996): Geochemistry and tectonic environment of volcanosedimentary rocks from the Olló de Sapo formation (Iberian Massif, Spain). En: DEMAÏFFE, D. (Ed.). *Petrology and Geochemistry of magmatic suites of rocks in the continental and oceanic crusts. A volume dedicated to Professor Jean Michot*. Université Libre de Bruxelles. Royal Museum for Central Africa (Tervuren), 277-290.

OSCHNER, A. (1993): *U-Pb geochronology of the Uper Proterozoic-Lower Paleozoic geodynamic evolution in the Ossa Morena Zone (SW Iberia): Constraints on the timing of the Cadomian Orogeny*. Tesis Doctoral, ETH, Zürich, 249 pp.

P

PABLO MACIÁ, J.G. DE (1981): Contribución a la correlación y síntesis de los granitos gallegos. *Cuadernos Lab. Xeol. Laxe*, 2: 51-60.

PANKHURST, R.J.; LEAT, P.T.; SRUOGA, P.; RAPELA, C.W.; MÁRQUEZ, M.M STOREY, B.C. Y RILEY, T.R. (1998): The Chon Aike province of Patagonia and related rocks in West Antarctica: A solitic large igneous province. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 81: 113-136.

PAQUETTE, J.L. Y PIN, C. (2001): A new miniaturized extraction chromatography method for precise U-Pb zircon geochronology. *Chemical Geology*, 176: 311-319.

PARGA PONDAL, I. (1956): Nota explicativa del mapa geológico de la parte NO de la provincia de La Coruña. *Leidse Geol. Meded.*, 21: 467-484.

PARGA PONDAL, I. (1960): Observación, interpretación y problemas geológicos de Galicia. *Not. Coms. Inst. Geol. Min. Esp.*, 59: 33-358.

PARGA PONDAL, I. (1969): Sistemas de fracturas tardihercínicas del Macizo Hespérico. *Cuadernos do Lab. Xeolóxico Laxe*, 37: 1-15.

PARGA PONDAL, I.; MATTE, PH. Y CAPDEVILA, R. (1964): Introduction a la geologie de l'Ollo de Sapo, formation, porphyroïde antesilurienne du Nord-ouest de l'Espagne. *Not. Com. Inst. Geol. España*, 76: 119-153.

PARIS, F. Y ROBARDET, M. (1997): Paléogéographie et relations ibéro-armoricaines au Paléozoïque anté-carbonifère. *Bulletin Société de la France*, 19: 1121-1126.

PARRISH, R.R. (1990): U-Pb dating of monazite and its application to geological problems. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 27: 1431-1450.

PASSCHIER, C.W. (1994). Mixing in flow perturbations: a model for development of mantled porphyroclasts in mylonites. *Journal of Structural Geology*, 16: 733-736.

PASSCHIER, C.W. Y SIMPSON, C. (1986): Porphyroclast systems as kinematic indicators. *Journal of Structural Geology*, 8: 831-843.

PASSCHIER, C.W. Y TROUW, R.A.J. (1996): *Microtectonics*. Springer, Berlin-Heidelberg, 289 pp.

PEACOCK, M.A. (1931): Classification of igneous rock series. *Journal of Geology*, 39: 54-67.

PEARCE, J.A. (1980): Geochemical evidence for the genesis and eruptive setting of lavas from Tethian ophiolites. *Proceedings of the International Ophiolites Symp.*, Nicosia, Cyprus, 261-272.

PEARCE, J.A. (1996): Sources and setting of granitic rocks. *Episodes*, 19 (4): 120-125.

- PEARCE, J.A.; HARRIS, N.G. Y TINDLE, A.G. (1984): Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*, 25 (4): 956-983.
- PERCHUCK, L.L. Y LAVRENT'ÉVA, I.V. (1983): Experimental investigation of exchange equilibria in the cordierite-garnet-biotite. En SAXENA S.K. (Ed.) *Kinetics and equilibrium in mineral reactions*. Springer, 199-239.
- PEREIRA, E.S. (1987): *Estudo Geológico-Estructural da região de Celorico de Basto e sua interpretação geodinâmica*. Tesis Doctoral, Universidad de Lisboa, 274 pp.
- PÉREZ-ESTAÚN, A. (1978): Estratigrafía y estructura de la rama Sur de la Zona Asturoccidental-Leonesa, *Mem. Inst. Geol. Min. España*, 92: 1-150.
- PÉREZ-ESTAÚN, A.; MARTÍNEZ CATALÁN, J.R. Y BASTIDA, F. (1991): Cristal thickening and deformation sequence in the footwall to the Variscan belt of NW Spain. *Tectonophysics*, 191: 243-253.
- PHILLIPS, E.R. Y GRIFFEN, D.T. (1981): *Optical mineralogy*. Freeman & Co. Nueva York. 665 pp.
- POLDERVAART, A Y HESS, H.H. (1951): Pyroxenes in the crystallization of basaltic magmas. *Journal Geology*, 59: 472-489.
- POWELL, R. Y HOLLAND, T. (1990): Calculated mineral equilibria in the pelite system, KFMASH (K₂O-FeO-MgO-Al₂O₃-SiO₂-H₂O). *American Mineralogist*, 75: 367-380.
- PRADO, C. DEL (1864): Descripción física y geológica de la provincia de Madrid. Junta General de Estadística, 209 pp.
- PRIGMORE, J.K.; BUTLER, J.A. Y WOODCOCK, N.H. (1997): Rifting during separation of Eastern Avalonia from Gondwana: Evidende from subsidence analysis. *Geology*, 25: 203-206.
- PUIG Y LARRAZ, G. (1883): Descripción física y geológica de la provincia de Zamora. *Mem. Com. Mapa Geol.*, Madrid, 448 pp.

Q

- QUESADA, C. (1990): Precambrian successions in SW Iberia: their relationship to Cadomian orogenic event. En: D'LEMONS, R.S. Y C.G. TOPLEY, C.G. (Eds.). *The Cadomian Orogeny*, Geological Society, London, Special Publications, 51: 353-362.
- QUESADA, C. (1991): Geological constraints on the Paleozoic tectonic evolution of tectonostratigraphic terranes in the Iberian Massif. *Tectonophysics*, 185: 225-245.
- QUESADA, C.; BELLIDO MULAS, F.; DALLMEYER, R.D.; GIL IBARGUCHI, J.I.; OLIVEIRA, J.T.; PÉREZ ESTAÚN, A.; RIBEIRO, A.; ROBARDET, M. Y SILVA, J.B. (1991): Terranes within the Iberian Massif: Correlation with West African Sequences. En: DALLMEYER, R.D. Y LECORCHÉ, J.P. (Eds.). *The West African Progens and Circum-Atlentic correlatives*. Springer-Verlag, Berlin, 267-293.
- QUINQUIS, H.; AUDREN, C.L.; BRUN, J.P.; Y COBBOLD, J.P. (1978): Intense progressive shear in the Isle de Groix blueschists and compatibility with subduction or obduction. *Nature*, 273: 43-45.

QUIROGA DE LA VEGA, J.L. (1981): *Estudio geológico del paleozoico del W de Zamora (Alba y Aliste)*. Tesis Doctoral, Universidad de Oviedo, 210 pp.

R

RAMBERG, H. (1980): Diapirism and gravity collapse in the Scandinavian Caledonides. *Journal of the Geological Society*, London, 137: 261-270.

RAMSAY, J.G. (1967): *Folding and Fracturing of rocks*. Mc Graw-Hill, New York; 568 pp.

RAMSAY, J.G. (1980): Shear zone geometry: a review. *Journal of Structural Geology*, 2: 83-89.

RAMSAY, J.G. Y HUBER, M.I. (1987): *The techniques of modern Structural Geology. Volume 2: folds and fractures*. Academic Press, London; 390 pp.

RANALLI, G. (1997): Rheology of the lithosphere in space and time. En: BURG, J.P. Y FORD, M. (Eds.). *Orogenic through Time*. Geological Society, London, Special Publications, 121: 19-37.

RAP, R.P. Y WATSON, E.B. (1995): Dehydration melting of metabasalt at 8-32 kbar: Implications for continental growth and crust-mantle recycling. *Journal of Petrology*, 36: 891-932.

REY, P. (2001): From continental thickening and divergent collapse to active continental rifting. En: MILLER, J.A. *et al.* (Eds.). *Continental Reactivation and Reworking*. Geological Society, London, Special Publications, 184: 77-88.

REY, P.; VANDERHAEGHE, O. Y TEYSSIER, C. (2001): gravitacional collapse of the continental crust: Definition, regimes and modes. *Tectonophysics*, 342: 435-449.

RIBEIRO, A. (1970): Position structurale des Massifs de Morais et Bragança (Trás-os-Montes), *Com. Serv. Geol. Portugal*, 104: 115-130.

RIBEIRO, A. (1974): Contribution à l'étude tectonique de Trás-os-Montes Occidental. *Mem. Serv. Geol. Portugal*, 24: 1-168.

RIBEIRO, A.; PEREIRA, E. Y DIAS, R. (1990): Central-Iberian Zone. Allochthonous Sequences. Structure in the Northwest of the Iberian Peninsula. En: DALLMEYER, R.D. Y MARTÍNEZ GARCÍA, E. (Eds.). *Pre-Mesozoic Geology of Iberian*. Springer-Verlag, Berlin, 220-236.

RICKWOOD, P.C. (1989): Boundary lines within petrologic diagrams which use oxides major and minor elements. *Lithos*, 22: 247-263.

RIEMER, W. (1963): Entwicklung des Palaozoikums in der sudlichen provinz Lugo (Spanien). *N. Jb. Geol. Palaont.*, 117: 273-285.

RIEMER, W. (1966): Datos para el conocimiento de la estratigrafía de Galicia. *Not. Com. IGME*, 81: 7-20.

RIES, A.C. (1979): Variscan metamorphism and K-Ar dates in the Variscan Fold Belt of S Brittany and NW Spain. *Journal of the Geological Society London*, 136: 89-103.

- RIES, A.C. Y SHACKLETON, R.M. (1971): Catazonal complexes of North-West Spain and North Portugal, remnants of a Hercynian Thrust Plate. *Nature (Physical Science)*, 234 (47): 65-79.
- ROBERT, J.L. (1973): *Étude expérimentale de micas dans le système K₂O-MgO-Al₂O₃-SiO₂-H₂O. Application aux phlogopites titanifères*. Tesis 3^{er} ciclo. Universidad de Paris Sur, 73 pp.
- ROBERTS, M.P. Y CLEMENS, J.D. (1993): Origin of high-potassium, calcoalkaline, I-type granitoids. *Geology*, 21: 825-828.
- ROBINSON, P. (1991): The eye of a petrographer, the mind of a petrologist. *American Mineralogist*, 76: 1781-1810.
- RODRÍGUEZ FERNÁNDEZ, L.R.; BELLIDO, F.; DÍEZ MONTES, A.; GALLASTEGUI, G.; GONZÁLEZ CLAVIJO, E.; LÓPEZ OLMEDO, F.; MARÍN, C.; MARTÍN PARRA, L.M.; MARTÍN SERRANO, A.; MONTES, M.; MATAS, J.; NOZAL, F.; ROLDAN, F. Y RUBIO, F. (2004): Mapa Geológico de España, con la inclusión de Portugal continental y Pirineos franceses. En: *Geología de España* (J.A. Vera, Ed.), SGE-IGME, Madrid.
- ROLLAND, Y.; MAHÉO, G.; GUILLOT, S. Y PÊCHER, A. (2001): Tectono-metamorphic evolution of the Karalorum Metamorphic complex (Dassu-Askole area, NE Pakistan): Exhumation of mid-crustal HT-MP gneisses in a convergent context. *Journal of Metamorphic Geology*, 19: 717-737.
- ROMAN BERDIEL, M.T. (1995): *Mecanismos d'intrusion des granites supracrustaux. Modèles analogiques et exemples naturels*. Tesis Doctoral, Universidad de Rennes. Memories de Geosciences-Rennes, nº 62, 258 pp.
- ROMÁN BERDIEL, M.T.; CASAS SAINZ, A.M. Y PUEYO MORER, E.L. (1997): Estructuras extensionales tardías en la granodiorita de Veiga (Arco Hercínico de Galicia). *Geogaceta*, 22: 193-196.
- ROMÁN BERDIEL, M.T.; PUEYO MORER, E.L. Y CASAS SAINZ, A.M. (1995): Granite emplacement during contemporary shortening and normal faulting: structural and magnetic study of the Veiga Massif (NW Spain). *Journal of Structural Geology*, 17: 1689-1706.
- ROYDEN, L.H. (1996): Coupling and decoupling of crust and mantle in convergent orogens: Implications for strain partitioning in the crust. *Journal of Geophysical Research*, 101: 17679-17705.
- RUIZ, J.L.; APARICIO, A. Y GARCÍA CACHO, L. (1980): Chemical variations of muscovites from the Sierra de Guadarrama area, Sistema Central, Spain. *Geologische Rundschau*, 69: 94-106.

S

- SAN MIGUEL DE LA CÁMARA, M.; GARCÍA DE FIGUEROLA, L.C. Y DE PEDRO, F. (1960): Explicación de la Hoja nº 532: Las Navas del Marqués. IGME, 887 pp.
- SAN MIGUEL DE LA CÁMARA, M. Y LOBATO, M.P. (1955): Datos sobre la petrografía de los alrededores del lago de Sanabria, en la provincia de Zamora. *Estud. Geol.*, 27-28: 371-382.
- SÁNCHEZ-GARCÍA, T.; BELLIDO, F. Y QUESADA, C. (2003): Geodynamic setting and geochemical signatures of Cambrian-Ordovician rift-related igneous rocks (Ossa-Morena Zone, SW Iberian). *Tectonophysics*, 365: 233-255.

- SAXENA, S.K. (1966): Distribution of elements bet coexisting muscovite and biotite and crystal chemical role of titanium in the micas. *Neues Jahrb. Mineral Abhdl.*, 105: 1-17.
- SCHÄFER, G. (1969): Geologie und Petrographie im ostlichen Kastilichen Hauptscheidegebirge (Sierra de Guadarrama, Spanien). *Munster. Forsch. Geol. Palaont.*, 10: 207 pp.
- SCHULZ, W. (1835): *Descripción geognóstica del Reino de Galicia*. Gráficas Reunidas S.A., Madrid, 176 pp.
- SERRANO PINTO, M. (1983): Geochronology of portuguese granitoids: a contribution. *Studia Geológica Salmanticensia*, XVIII: 277-306.
- SERRANO PINTO, M.; CASQUET, C.; IBARROLA, E.; CORRETGÉ, L.G. Y PORTUGAL FERREIRA, M. (1987): Síntesis geocronológica dos granitoides do Maciço Hespérico. En: BEA, F.; CARNICERO, A.; GONZALO, J.C.; LÓPEZ PLAZA, M. Y RODRÍGUEZ ALONSO, M.D. (Eds.), *Geología de los granitoides y rocas asociadas del Macizo Hespérico*. Libro homenaje a L.C. García de Figuerola. Editorial Rueda, Madrid, 69-86.
- SHAND, S.J. (1947): *Eruptive rocks*. London, Allen y Unwin 488 pp.
- SMITH, H.A. Y BARREIRO, B. (1990): Monazite U-Pb dating of staurolite grade meramorphism in pelitic schists. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 105: 602-615.
- SONDER, L.J.; ENGLAND, P.C.; WERNICKE, B.P. Y CHRISTIANSEN, R.L. (1987): A physical model for Cenozoic extension of western North America. En: COWARD, M.P.; DEWEY, J.F. Y HANCOCK, P.L. (Eds.). *Continental Extensional Tectonics*. Geological Society, London, Special Publications, 28: 187-201.
- SPEAR, F.S. (1991): On the interpretation of peak metamorphic temperatures in light of garnet diffusion during cooling. *Journal of Metamorphic Petrology*, 9: 379-388.
- SPEAR, F.S. (1993): Metamorphic Phase Equilibria and Pressure-Temperature-Time Paths. *Mineralogical Society of America*, Monograph Series. 799 pp.
- SPEAR, F.S.; SELVERSTONE, J.; ICHKOTT, D.; COWLEY, P. Y HODGES, K.V. (1984): P-T paths from garnet zoning, a new technique for deciphering tectonic processes in crystalline terranes. *Geology*, 12: 87-90.
- STACEY, J.S. Y KRAMERS, J.D. (1975): Aproximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model. *Earth and Planetary Science Letters*, 26: 207-221.
- STAMPFLI, G.M.; VON RAUMER, J.F. Y BOREL, G.D. (2002): Paleozoic evolution of pre-Variscan terranes: From Gondwana to the Variscan collision. En: MARTÍNEZ CATALÁN, J.R.; HATCHER, R.D.; ARENAS, R. Y DÍAZ GARCÍA, F. (Eds.). *Variscan-Appalachian Dynamics: the Building of the Late Paleozoic Basement*. Geological Society of America, Special Paper, 364: 263-280.
- STILLE, H. (1924): *Grundfragen der vergleichenden Tektonik*. Borntraeger, 443 pp.
- STIPSKA, P.; SCHULMANN, K. Y HOCK, V. (2000): Complex metamorphic zonation of the Thaya dome: result of buckling and gravitational collapse of an imbricated nape sequence. En: COSGROVE, J.W. Y AMEEN, M.S. (Eds.). *Forced Folds and Fractures*. Geological Society, London, Special Publications, 169: 197-211.
- SUÁREZ, A.; BARBA, P.; HEREDIA, N.; RODRÍGUEZ FERNÁNDEZ, L.R.; HERRERO, A.; NOZAL, F. Y GALLASTEGUI, G. (1994): Mapa Geológico de la provincia de León, a escala 1:200.000. ITGE, Madrid.

T

- TAIT, J.A.; BACHTADSE, V.; FRANKE, W. Y SOFFEL, H.C. (1997): Geodynamic evolution of the European Variscan fold belt: palaeomagnetic and geological constraints. *Geologische Rundschau*, 86: 585-598.
- TAKESHITA, T. Y YAGI, K. (2004): Flow patterns during exhumation of the Sambagawa metamorphic rocks, SW Japan, caused by brittle-ductile, arc-parallel extension. En: GROCCOTT, J.; MCCAFFREY, K.J.W.; TAYLOR, G. Y TIKOFF, B. (Eds.). *Vertical Coupling and Decoupling in the Lithosphere*. Geological Society, London, Special Publications, 227: 279-296.
- TAYLOR, S.R. Y MCLENNAN, S.M. (1985): *The Continental Crust: its Composition and Evolution*. Blackwell Scientific Publications, Oxford, 321 pp.
- TEYSSIER, C. Y WHITNEY, D.L. (2002): Gneiss domes and orogeny. *Geology*, 30: 1139-1142.
- THOMPSON, A.B. (1976): Mineral reactions in pelitic rocks, 1. Prediction of P-T-X (Fe-Mg) phase relations. *American Journal of Science*, 276: 401-424.
- THOMPSON, A.B.; TRACY, R.J.; LYTTLE, P. Y THOMPSON J.B.JR. (1977): Prograde reaction histories deduced from compositional zonation and mineral inclusions in garnet from Gassetts schist, Vermont. *American Journal of Science*, 277: 1152-1167.
- TIKOFF, B. Y FOSSEN, H. (1999): Three-dimensional reference deformations and strain facies. *Journal of Structural Geology*, 21: 1497-1512.
- TILLEY, C.E. (1960): Differentiation of hawaiian basalts: some variansts in lava suites of dated Kilauean eruptions. *Journal of Petrology*, 1: 47-55.
- TIREL, C.; BRUN, J.P. Y BUROV, E. (2004): Thermomechanical modeling of extensional gneiss domes. En: WHINTNEY, D.L.; TEYSSIER, C. Y SIDDOWAY, C.S. (Eds.). *Gneiss domes in orogeny*. Boulder, Colorado. *Geological Society of America, Special Paper*, 380: 67-78.
- TODT, W.; CLIFF, R.A. HANSER, A. Y HOFMAN, A.W. (1996): Evaluation of a ²⁰²Pb-²⁰⁵Pb double spike for high precision lead isotope analysis. En: BASU, A. Y HART, S.R. (Eds.). *Earth Processes: Reading the isotopic code*. Geophysical Monograph, American Geophysical Union, 95: 429-437.
- TRACY, R.J. (1978): High grade metamorphic reactions and partial melting in pelitic schist, West-Central Massachusetts. *American Journal Science*, 278: 150-78.
- TRACY, R.J. (1982): Compositional zoning and inclusions in metamorphic minerals. *Review in Mineralogy*, 83: 355-397.
- TRACY, R.J.; ROBINSON, P. Y THOMPSON, A.B. (1976): Garnet composition and zoning in the determination of temperature and pressure of metamorphism, central Massachusetts. *American Mineralogist*, 61: 762-775.
- TULLOCH, A.J. (1979): Secondary Ca-Al silicates as low-grade alteration products of granitoid biotite. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 69: 105-117.

V

- VACAS, J. M. Y MARTÍNEZ CATALÁN, J.R. (1987): El Sinforme de Alcañices en la transversal de Manzanal del Barco. *Studia Geológica Salmanticensia*, XXIV: 151-175.
- VALLE AGUADO, B.; AZEVEDO, M.R.; SCHALTEGGER, U.; MARTÍNEZ CATALÁN, J.R. Y NOLAN, J. (2005): U-Pb circón and monazite geochronology of Variscan magmatism related to syn-convergence extensión in Central Northern Portugal. *Lithos*, 82 (1-2): 169-184.
- VALVERDE-VAQUERO, P. (1997): *An integrated, geochemical and U-Pb geochronological study of the southwest Hermitage Flexure (Newfoundland Apalachians, Canada) and the Sierra de Guadarrama (Iberian Massif, Central Spain): a contribution to the understanding of the geological evolution of the circum-Atlantic peri-Gondwana*. Tesis Doctoral, Memorial University of Newfoundland, 299 pp. Anexos: 151 pp.
- VALVERDE-VAQUERO, P. Y DUNNING, G.R. (1997): Magmatismo "Sárdico" Arenig en el Dominio del Olo de Sapo de la Zona Centro Ibérica: Nuevas evidencias U-Pb en la Sierra de Guadarrama. En: *XIV Reunião de Geologia do Oeste Peninsular. Evolução Geológica do Maciço Iberico e seu enquadramento continental. Comunicações*, Vila Real, Portugal: 265-270.
- VALVERDE-VAQUERO, P. Y DUNNING, G.R. (2000): New U-Pb ages for Early Ordovician magmatism in Central Spain. *Journal of the Geological Society*, London, 157: 15-26.
- VALVERDE-VAQUERO, P.; MARCOS, A.; FARIAS, P. Y GALLASTEGUI, G. (2005): U-Pb dating of Ordovician felsic volcanism in the Schistose Domain of the Galicia-Trás-os-Montes Zone near Cabo Ortegal (NW Spain). *Geologica Acta*, 3 (1): 27-37.
- VANDERHAEGHE, O. Y TEYSSIER, C. (2001): Partial melting and flow of orogens. *Tectonophysics*, 342: 451-472.
- VANDERHAEGHE, D.L.; TEYSSIER, C. Y WYSOCZANSKI, R. (1999): Structural and geochronological constrains on the role of melting during the formation of the Shuswap metamorphic core complex at the latitude of the Thor-Odin Dome, British Columbia. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 36: 917-943.
- VAN DER PLUIJIM, B.A.; VAN DER VOO, R. Y TOSVIK, T.H. (1995): Convergente and subduction at the Odovician margin of Laurentia. En: HIBBARD, J.P.; VAN STAAL, C.R. Y CAWOOD, P.A. (Eds.). *Current Perspectives in the Apalachian-Caledonian Orogen*. Geological Association of Canada, Special Papers, 41: 95-114.
- VEGAS TUBÍA, N. (2002): *Los plutones de Ribadelago y Sotillo (Sanabria, Zona Centroibérica): evolución estructural de granitoides emplazados por ascenso de diques*. Tesis Doctoral, Universidad del Pais Vasco, 245 pp.
- VEGAS, N.; ARANGUREN, A.; CUEVAS, J. Y TUBÍA, J.M. (2001a): Variaciones en los mecanismos de emplazamiento de los granitos del eje Sanabria-Viana do Bolo (Macizo Ibérico, España). *Boletín Geológico y Minero de España*, 112 (3): 79-88.
- VEGAS, N.; ARANGUREN, A. Y TUBÍA, J.M. (2001b): Granites built by sheeting a fault stepover (the Sanabria Massifs, Variscan Orogen, NW Spain). *Terra Nova*, 13: 180-187.
- VELANDO, F.; NAVARRO, D.; LÁZARO, J. Y PÉREZ-ESTAÚN, A. (1981): Mapa y memoria de la Hoja nº 229 (La Baña), del Mapa Geológico de España (MAGNA) a escala 1:50.000, 2ª serie. IGME, Madrid.
- VERA, J.A. (Editor) (2004): *Geología de España*. SGE-IGME, Madrid, 890 pp.

- VIALETTE, Y.; CASQUET, C.; FUSTER, J.M.; IBARROLA, E.; NAVIDAD, M.; PEINADO, M. Y VILLASECA, C. (1986): Orogenic granitic magmatism of pre-Hercynian age in the Spanish Central System (SCS). *Terra Cognita*, 6, 2, 143.
- VIALETTE, Y.; CASQUET, C.; FUSTER, J.M.; IBARROLA, E.; NAVIDAD, M.; PEINADO, M. Y VILLASECA, C. (1987): Geochronological study of orthogneisses from the Sierra de Guadarrama (Spanish Central System). *Neues Jahrbuch für Mineralogie Monatshefte*, 10: 465-479.
- VILLAR ALONSO, P.M. (1990): *Estructura del Antiforme de Villadepera (Zamora)*. Tesis de Licenciatura, Universidad de Salamanca, 66 pp.
- VILLAR ALONSO, P.M.; ESCUDER VIRUETE, J. Y MARTÍNEZ CATALÁN, J.R. (1992): La zona de cizalla de Juzgado-Penalva do Castelo en el sector español. *III Congreso Geológico de España*, Simposio 2: 446-456.
- VILLASECA GONZÁLEZ, C. (1984): *Evolución metamórfica del sector centro-septentrional de la Sierra de Guadarrama*. Tesis doctoral, Universidad Complutense de Madrid, 331 pp.
- VON RAUMER, J.F.; STAMPFLI, G.M. Y BUSSY, F. (2003): Gondwana-derived microcontinents – the constituents of the Variscan and Alpine collisional orogens. *Tectonophysics*, 365: 7-22.
- W**
- WAARD, D. de (1950): Palingenetic structures in augen gneis of the Sierra de Guadarrama, Spain. *Bull. Com. Géol. Finlande*, 23: 51-66.
- WALTER, R. (1968): Die Geologie in der nordostlichen Provinz Lugo (Nordwest Spanien). *Geotekt. Forstch.*, 27: 3-70.
- WDOWINSKI, S. Y AXEN, G.J. (1992): Isostatic rebound due to tectonic denudation: A viscous flow model of a layered lithosphere. *Tectonics*, 11 (2): 303-315.
- WHITE, A.J.R. Y CHAPPELL, B.W. (1988): Some supracrustal (S.type) granites of the Lacglan Fold Belt. *Transactions Royal Society of Edinburg*, 79 (2-3): 169-181.
- WHITNEY, D.L.; TEYSSIER, C. Y FAYON, A.K. (2004): Isothermal decompression, partial melting and exhumation of deep continental crust. En: GROCCOTT, J.; MCCAFFREY, K.J.W.; TAYLOR, G. Y TIKOFF, B. (Eds.). *Vertical Coupling and Decoupling in the Lithosphere*. Geological Society, London, Special Publications, 227: 313-326.
- WHITNEY, D.L.; TEYSSIER, C. Y VANDERHAEGHE, O. (2004): Gneiss domes and crustal flow. En: WHITNEY, D.L.; TEYSSIER, C. Y SIDDOWAY, C.S. (Eds.). *Gneiss domes in orogeny*. Boulder, Colorado. Geological Society of America, Special Paper, 380: 15-33.
- WILDBERG, H.G.H.; BISCHOFF, L. Y BAUMANN, A. (1989): U-Pb ages of zircon from meta-igneous and meta-sedimentary rocks of the Sierra de Guadarrama: implications for the Central Iberian crustal evolution. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 103: 253-262.
- WINCHESTER, J.A. Y FLOYD, P.A. (1977): Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical Geology*, 20: 325-343.

WINCHESTER, J.A.; PHARAOH, T.C. Y VERNIERS, J. (2002): Palaeozoic amalgamation of Central Europe: an introduction and synthesis of new results from recent geological and geophysical investigations. En: WINCHESTER, J.A.; PHARAOH, T.C. Y VERNIERS, J. (Eds.). *Palaeozoic amalgamation of Central Europe*. Geological Society, London, Special Publications, 201: 1-18.

WINCHESTER, J.A. Y VAN STAAL, C.R. (1995): Volcanic and sedimentary terrane correlation between the Dunnage and Gander zones of the Canadian Apalachians and the British Caledonides reviewed. En: HIBBARD, J.P.; VAN STAAL, C.R. Y CAWOOD, P.A. (Eds.). *Current Perspectives in the Apalachian-Caledonian Orogen*. Geological Association of Canada, Special Papers, 41: 95-114.

Y

YAN, D.P.; ZHOU, M.F.; SONG, H. Y FU, Z. (2003): Structural style and tectonic significance of the Jianglang Dome in the eastern margin of the Tibetan Plateau, China. *Journal of Structural Geology*, 25: 765-779.

YARDLEY, B.W.D. (1989): *An Introduction to Metamorphic Petrology*. Longman Scientific & Technical, 248 pp.

YIN, A. (2004): Gneiss domes and gneiss dome systems. En: WHINTNEY, D.L.; TEYSSIER, C. Y SIDDOWAY, C.S. (Eds.). *Gneiss domes in orogeny*. Boulder, Colorado. Geological Society of America, Special Paper, 380: 1-14.

ANEXO I

ANÁLISIS DE FASES MINERALES

Tabla I.1.- Análisis de feldespatos correspondientes a las *areniscas feldespáticas de Dradelo*.

Nº muestra	266-72 146	266-72 147	266-73 191	266-73 192	266-73 193	266-73 203	266-73 204
SiO ₂	64,942	65,036	65,203	68,036	66,149	65,347	68,799
Al ₂ O ₃	17,428	17,891	22,004	21,528	22,002	21,522	19,044
TiO ₂	0	0	0,002	0	0,023	0	0,023
Cr ₂ O ₃	0	0,066	0	0	0,037	0,015	0,111
FeO	0	0,060	0	0,069	0	0,050	0,125
MnO	0,027	0,032	0	0,070	0	0	0,009
MgO	0,025	0	0,012	0,007	0,007	0,003	0
NiO	0	0	0	0	0,052	0	0
CaO	0,034	0,045	3,273	2,415	3,148	3,151	0,507
Na ₂ O	0,934	1,084	9,763	9,599	9,384	9,840	11,259
K ₂ O	14,807	14,498	0,299	0,293	0,207	0,173	0,096
TOTAL	98,197	98,712	100,556	102,017	101,009	100,101	99,973
Fórmula estructural calculada para 8 oxígenos							
Si	3,036	3,021	2,858	2,921	2,877	2,875	3,006
Al	0,960	0,980	1,137	1,090	1,128	1,116	0,981
Ti	0	0	0	0	0,001	0	0,001
Cr	0	0,002	0	0	0,001	0,001	0,004
Fe ²⁺	0	0,002	0	0,002	0	0,002	0,005
Mn	0,001	0,001	0	0,003	0	0	0
Mg	0,002	0	0,001	0	0	0	0
Ni	0	0	0	0	0,002	0	0
Ca	0,002	0,002	0,154	0,111	0,147	0,149	0,024
Na	0,085	0,098	0,830	0,799	0,791	0,839	0,954
K	0,883	0,859	0,017	0,016	0,011	0,010	0,005
An	0,176	0,234	15,369	11,995	15,450	14,889	2,415
Ab	8,733	10,180	82,959	86,273	83,340	84,138	97,041
Or	91,092	89,586	1,672	1,733	1,210	0,973	0,544

Tabla II.1.- Análisis de plagioclasa correspondientes a las *areniscas grises*.

Nº muestra	266-7 156	266-7 157	266-7 159	266-7 160	266-7 168	266-7 169	266-7 173	266-7 178	266-7 179	266-7 180	266-7 184
SiO ₂	64,335	64,519	64,033	64,007	64,769	63,913	65,445	64,253	64,140	64,628	63,783
Al ₂ O ₃	23,164	22,892	22,872	23,314	22,898	22,616	22,717	23,098	22,626	22,921	22,603
TiO ₂	0,028	0	0	0,015	0	0,033	0	0,012	0,033	0,045	0,022
Cr ₂ O ₃	0	0	0	0,044	0	0	0,029	0,022	0	0	0,022
FeO	0,054	0	0,063	0,063	0,107	0,027	0	0,072	0,068	0,102	0,017
MnO	0	0	0	0	0	0	0	0	0,023	0	0,018
MgO	0	0	0	0,010	0	0	0,018	0	0	0,012	0,008
NiO	0	0	0	0	0,019	0,047	0,024	0	0	0,101	0,033
CaO	4,771	4,533	4,781	5,013	4,564	4,403	4,329	4,424	4,458	4,726	4,435
Na ₂ O	8,821	8,855	8,760	8,984	8,914	8,570	8,396	8,928	8,940	8,835	9,012
K ₂ O	0,173	0,226	0,207	0,194	0,170	0,188	0,212	0,194	0,092	0,240	0,182
Total	101,346	101,025	100,716	101,644	101,441	99,797	101,170	101,003	100,380	101,610	100,135
Fórmula estructural calculada para 8 oxígenos											
Si	2,805	2,819	2,810	2,789	2,819	2,824	2,845	2,809	2,821	2,813	2,815
Al	1,191	1,179	1,183	1,198	1,175	1,178	1,164	1,191	1,173	1,176	1,176
Ti	0,001	0	0	0	0	0,001	0	0	0,001	0,001	0,001
Cr	0	0	0	0,002	0	0	0,001	0,001	0	0	0,001
Fe ²⁺	0,002	0	0,002	0,002	0,004	0,001	0	0,003	0,003	0,004	0,001
Mn	0	0	0	0	0	0	0	0	0,001	0	0,001
Mg	0	0	0	0,001	0	0	0,001	0	0	0,001	0,001
Ni	0	0	0	0	0,001	0,002	0,001	0	0	0,004	0,001
Ca	0,223	0,212	0,225	0,234	0,213	0,208	0,202	0,207	0,210	0,220	0,210
Na	0,746	0,750	0,745	0,759	0,752	0,734	0,708	0,757	0,762	0,746	0,771
K	0,010	0,013	0,012	0,011	0,009	0,011	0,012	0,011	0,005	0,013	0,010
An	22,785	21,766	22,898	23,315	21,841	21,868	21,892	21,258	21,490	22,506	21,160
Ab	76,231	76,942	75,921	75,611	77,191	77,021	76,832	77,632	77,982	76,134	77,806
Or	0,984	1,292	1,180	1,074	0,969	1,112	1,276	1,110	0,528	1,361	1,034

Tabla III.1.- Análisis de plagioclasa correspondientes a los *gneises bandeados*.

N° muestra	266-76 1	266-76 2	266-76 3	266-76 4	266-76 5	266-76 6	266-76 7	266-76 8	266-76 9	266-76 10
SiO ₂	62,506	61,012	61,706	61,577	61,898	61,802	61,639	61,849	61,917	62,071
Al ₂ O ₃	23,287	22,983	23,236	23,712	23,903	23,605	23,646	23,319	23,535	23,380
TiO ₂	0	0	0	0,013	0	0	0,038	0,018	0	0
Cr ₂ O ₃	0,029	0	0,044	0	0	0,058	0	0	0	0,029
FeO	0,060	0,017	0	0,082	0	0,021	0,049	0,060	0	0
MnO	0,050	0,087	0,009	0,083	0,018	0,014	0	0,032	0,014	0,056
MgO	0	0,010	0,002	0,005	0	0	0,003	0	0	0,002
NiO	0	0,052	0,024	0	0,024	0	0	0,052	0,038	0
CaO	5,781	6,014	6,028	6,225	6,117	6,172	6,331	5,898	6,068	6,218
Na ₂ O	8,473	7,934	8,105	8,042	8,121	7,865	7,960	8,101	8,314	8,066
K ₂ O	0,163	0,149	0,151	0,099	0,113	0,092	0,146	0,130	0,140	0,153
TOTAL	100,349	98,258	99,305	99,838	100,194	99,629	99,812	99,459	100,026	99,975
Fórmula estructural calculada para 8 oxígenos										
Si	2,765	2,757	2,758	2,740	2,742	2,751	2,743	2,759	2,750	2,756
Al	1,215	1,224	1,224	1,244	1,248	1,239	1,240	1,226	1,232	1,224
Ti	0	0	0	0	0	0	0,001	0,001	0	0
Cr	0,001	0	0,002	0	0	0,002	0	0	0	0,001
Fe ²⁺	0,002	0,001	0	0,003	0	0,001	0,002	0,002	0	0
Mn	0,002	0,003	0	0,003	0,001	0,001	0	0,001	0,001	0,002
Mg	0	0,001	0	0	0	0	0	0	0	0
Ni	0	0,002	0,001	0	0,001	0	0	0,002	0,001	0
Ca	0,274	0,291	0,289	0,297	0,290	0,294	0,302	0,282	0,289	0,296
Na	0,727	0,695	0,702	0,694	0,698	0,679	0,687	0,701	0,716	0,695
K	0,009	0,009	0,009	0,006	0,006	0,005	0,008	0,007	0,008	0,009
An	27,131	29,267	28,878	29,791	29,202	30,087	30,279	28,476	28,516	29,615
Ab	71,958	69,869	70,261	69,645	70,155	69,379	68,890	70,776	70,701	69,517
Or	0,911	0,863	0,861	0,564	0,642	0,534	0,831	0,747	0,783	0,868

N° muestra	266-76 11	266-76 12	266-76 13	266-76 14	266-76 15	266-76 16	266-76 17	266-76 18	266-76 19	266-76 107
SiO ₂	61,967	62,099	62,195	61,862	61,040	61,975	61,774	62,020	62,007	62,450
Al ₂ O ₃	23,429	23,523	23,455	23,342	23,684	23,688	23,843	23,729	23,790	23,920
TiO ₂	0	0,005	0,012	0	0,047	0,008	0	0	0,005	0,012
Cr ₂ O ₃	0	0,007	0,029	0	0,044	0,022	0	0,088	0,022	0
FeO	0,035	0,089	0	0,028	0	0,058	0,013	0	0	0,050
MnO	0	0	0,101	0	0	0,023	0	0,050	0	0
MgO	0	0,007	0	0,002	0	0,017	0	0,017	0	0,017
NiO	0,109	0	0,009	0,080	0,009	0	0	0	0	0
CaO	6,065	5,977	5,886	5,948	6,154	5,998	6,184	6,005	6,189	6,321
Na ₂ O	8,235	8,078	8,258	8,182	8,105	8,151	7,938	8,109	8,336	8,032
K ₂ O	0,196	0,155	0,135	0,136	0,106	0,124	0,106	0,157	0,195	0,077
TOTAL	100,036	99,940	100,080	99,580	99,189	100,064	99,858	100,175	100,544	100,879
Fórmula estructural calculada para 8 oxígenos										
Si	2,753	2,756	2,758	2,757	2,734	2,749	2,744	2,748	2,741	2,747
Al	1,227	1,231	1,226	1,227	1,251	1,239	1,249	1,239	1,240	1,240
Ti	0	0	0	0	0,002	0	0	0	0	0
Cr	0	0	0,001	0	0,002	0,001	0	0,003	0,001	0
Fe ²⁺	0,001	0,003	0	0,001	0	0,002	0	0	0	0,002
Mn	0	0	0,004	0	0	0,001	0	0,002	0	0
Mg	0	0	0	0	0	0,001	0	0,001	0	0,001
Ni	0,004	0	0	0,003	0	0	0	0	0	0
Ca	0,289	0,284	0,280	0,284	0,295	0,285	0,294	0,285	0,293	0,298
Na	0,709	0,695	0,710	0,707	0,704	0,701	0,684	0,697	0,715	0,685
K	0,011	0,009	0,008	0,008	0,006	0,007	0,006	0,009	0,011	0,004
An	28,608	28,764	28,042	28,438	29,379	28,705	29,911	28,779	28,778	30,176
Ab	70,291	70,347	71,192	70,788	70,018	70,588	69,478	70,325	70,142	69,386
Or	1,101	0,888	0,766	0,774	0,603	0,707	0,610	0,896	1,080	0,438

Tabla III.2.- Análisis de plagioclasa correspondientes a los *gneises bandeados*.

N° muestra	266-76 108	266-76 109	266-76 110	266-76 153	266-76 154	266-76 155	266-76 156	266-76 157	266-76 158	266-76 203
SiO ₂	62,439	62,563	62,332	61,887	61,494	62,097	61,179	61,686	61,327	61,939
Al ₂ O ₃	24,188	24,164	24,249	24,113	23,729	23,612	24,068	23,597	23,943	24,130
TiO ₂	0	0,030	0	0	0,003	0	0	0,015	0,022	0
Cr ₂ O ₃	0,124	0	0	0,066	0,022	0	0,066	0	0,058	0
FeO	0,027	0,095	0,178	0,030	0,026	0,069	0,018	0,027	0,066	0
MnO	0,005	0,041	0	0	0,065	0	0,068	0,068	0,014	0,018
MgO	0,012	0	0	0	0,005	0,002	0,013	0	0	0,013
NiO	0	0,028	0,024	0,028	0,094	0,061	0	0,099	0,080	0,009
CaO	6,187	6,110	6,291	6,016	6,162	5,903	6,096	6,000	6,107	6,314
Na ₂ O	8,232	8,276	7,877	8,165	8,128	7,960	8,072	8,053	7,900	8,010
K ₂ O	0,092	0,049	0,053	0,069	0,081	0,080	0,102	0,124	0,111	0,099
TOTAL	101,306	101,356	101,004	100,374	99,809	99,784	99,682	99,669	99,628	100,532
Fórmula estructural calculada para 8 oxígenos										
Si	2,737	2,740	2,738	2,736	2,738	2,758	2,726	2,748	2,733	2,735
Al	1,250	1,248	1,256	1,257	1,246	1,236	1,265	1,239	1,258	1,256
Ti	0	0,001	0	0	0	0	0	0,001	0,001	0
Cr	0,004	0	0	0,002	0,001	0	0,002	0	0,002	0
Fe ²⁺	0,001	0,003	0,007	0,001	0,001	0,003	0,001	0,001	0,002	0
Mn	0	0,002	0	0	0,002	0	0,003	0,003	0,001	0,001
Mg	0,001	0	0	0	0	0	0,001	0	0	0,001
Ni	0	0,001	0,001	0,001	0,003	0,002	0	0,004	0,003	0
Ca	0,291	0,287	0,296	0,285	0,294	0,281	0,291	0,286	0,292	0,299
Na	0,700	0,703	0,671	0,700	0,702	0,685	0,697	0,696	0,683	0,686
K	0,005	0,003	0,003	0,004	0,005	0,005	0,006	0,007	0,006	0,006
An	29,194	28,897	30,527	28,822	29,390	28,933	29,274	28,958	29,740	30,172
Ab	70,289	70,827	69,167	70,785	70,150	70,600	70,143	70,330	69,616	69,264
Or	0,517	0,276	0,306	0,394	0,460	0,467	0,583	0,713	0,644	0,563

N° muestra	266-76 204	266-76 205	266-76 206	266-76 210	266-76 211	266-76 212	266-76 213	266-76 214	266-76 260	266-76 261
SiO ₂	61,376	61,877	60,148	60,813	62,170	61,237	61,201	61,203	60,426	60,923
Al ₂ O ₃	23,722	23,608	24,319	23,263	23,584	23,561	23,378	23,384	23,675	23,703
TiO ₂	0	0	0	0,028	0,005	0,013	0,050	0	0,018	0
Cr ₂ O ₃	0	0,007	0,015	0,058	0,044	0	0,051	0	0,007	0
FeO	0,064	0	0,035	0	0	0,040	0,031	0,058	0	0,049
MnO	0,032	0	0,056	0	0,027	0,041	0	0,036	0	0
MgO	0	0	0	0,027	0	0	0	0,005	0,010	0,023
NiO	0	0	0,137	0,005	0,005	0,024	0,061	0,042	0,061	0
CaO	6,313	5,864	6,866	5,940	6,131	5,987	6,042	5,927	6,018	5,879
Na ₂ O	8,193	7,996	7,797	7,931	7,977	8,100	8,135	7,995	8,020	8,012
K ₂ O	0,070	0,078	0,092	0,123	0,155	0,130	0,135	0,153	0,122	0,113
TOTAL	99,770	99,430	99,465	98,188	100,098	99,133	99,084	98,803	98,357	98,702
Fórmula estructural calculada para 8 oxígenos										
Si	2,735	2,756	2,696	2,748	2,755	2,743	2,744	2,749	2,729	2,738
Al	1,246	1,240	1,285	1,239	1,232	1,244	1,236	1,238	1,261	1,256
Ti	0	0	0	0,001	0	0	0,002	0	0,001	0
Cr	0	0	0,001	0,002	0,002	0	0,002	0	0	0
Fe ²⁺	0,002	0	0,001	0	0	0,001	0,001	0,002	0	0,002
Mn	0,001	0	0,002	0	0,001	0,002	0	0,001	0	0
Mg	0	0	0	0,002	0	0	0	0	0,001	0,002
Ni	0	0	0,005	0	0	0,001	0,002	0,002	0,002	0
Ca	0,301	0,280	0,330	0,288	0,291	0,287	0,290	0,285	0,291	0,283
Na	0,708	0,691	0,678	0,695	0,685	0,704	0,707	0,696	0,702	0,698
K	0,004	0,004	0,005	0,007	0,009	0,007	0,008	0,009	0,007	0,006
An	29,747	28,708	32,564	29,063	29,546	28,785	28,877	28,805	29,106	28,662
Ab	69,860	70,837	66,917	70,220	69,564	70,471	70,355	70,310	70,191	70,682
Or	0,393	0,455	0,520	0,717	0,889	0,744	0,768	0,885	0,703	0,656

Tabla III.3.- Análisis de plagioclasa correspondientes a los *gneises bandeados*.

Nº muestra	266-76 262	266-76 263	266-76 264	266-76 265	266-76 266	266-76 267
SiO ₂	61,047	60,895	60,619	60,766	60,869	61,603
Al ₂ O ₃	23,769	23,644	23,493	23,535	23,289	23,518
TiO ₂	0	0,008	0,035	0,015	0	0,020
Cr ₂ O ₃	0,066	0	0	0	0	0,102
FeO	0	0,053	0	0	0,091	0,013
MnO	0	0	0,068	0	0	0
MgO	0,003	0	0	0,003	0,013	0
NiO	0,099	0	0,137	0	0,185	0,061
CaO	5,878	6,007	6,194	6,099	6,218	6,053
Na ₂ O	7,991	7,805	8,030	7,865	8,196	8,031
K ₂ O	0,122	0,093	0,096	0,119	0,073	0,108
TOTAL	98,975	98,505	98,672	98,402	98,934	99,509
Fórmula estructural calculada para 8 oxígenos						
Si	2,737	2,741	2,732	2,740	2,738	2,748
Al	1,257	1,255	1,248	1,251	1,235	1,237
Ti	0	0	0,001	0,001	0	0,001
Cr	0,002	0	0	0	0	0,004
Fe ²⁺	0	0,002	0	0	0,003	0
Mn	0	0	0,003	0	0	0
Mg	0	0	0	0	0,001	0
Ni	0,004	0	0,005	0	0,007	0,002
Ca	0,282	0,290	0,299	0,295	0,300	0,289
Na	0,695	0,681	0,702	0,688	0,715	0,695
K	0,007	0,005	0,006	0,007	0,004	0,006
An	28,696	29,677	29,723	29,791	29,419	29,222
Ab	70,594	69,776	69,728	69,517	70,170	70,158
Or	0,709	0,547	0,549	0,692	0,411	0,621

Nº muestra	TAB-3 3	TAB-3 4	TAB-3 5	TAB-3 6	TAB-3 7	TAB-3 8	TAB-3 9	TAB-3 29	TAB-3 30	TAB-3 31
SiO ₂	61,519	61,524	63,509	63,081	63,060	62,897	62,576	63,464	63,627	63,826
Al ₂ O ₃	23,259	23,134	24,408	23,697	24,124	24,030	23,538	23,926	23,843	23,852
TiO ₂	0	0,050	0	0	0,008	0	0	0,003	0	0,010
Cr ₂ O ₃	0	0,051	0	0	0	0	0	0,067	0	0,029
FeO	0,026	0	0,058	0,050	0,010	0,028	0,075	0,037	0	0
MnO	0,023	0	0,023	0,065	0,027	0	0,005	0,097	0	0
MgO	0	0	0	0	0	0	0	0,036	0,003	0
NiO	0,028	0	0	0,014	0	0,038	0	0	0	0
CaO	6,358	6,398	6,349	6,408	6,464	6,439	6,042	6,008	5,783	5,765
Na ₂ O	8,030	8,068	7,938	8,088	8,136	8,274	8,345	8,441	8,270	8,460
K ₂ O	0,076	0,117	0,111	0,134	0,102	0,098	0,098	0,058	0,101	0,072
TOTAL	99,319	99,342	102,396	101,537	101,931	101,804	100,679	102,137	101,627	102,014
Fórmula estructural calculada para 8 oxígenos										
Si	2,751	2,752	2,749	2,758	2,746	2,745	2,759	2,757	2,771	2,770
Al	1,226	1,220	1,246	1,222	1,239	1,236	1,223	1,225	1,224	1,221
Ti	0	0,002	0	0	0	0	0	0	0	0
Cr	0	0,002	0	0	0	0	0	0,002	0	0,001
Fe ²⁺	0,001	0	0,002	0,002	0	0,001	0,003	0,001	0	0
Mn	0,001	0	0,001	0,002	0,001	0	0	0,004	0	0
Mg	0	0	0	0	0	0	0	0,002	0	0
Ni	0,001	0	0	0	0	0,001	0	0	0	0
Ca	0,305	0,307	0,294	0,300	0,302	0,301	0,285	0,280	0,270	0,268
Na	0,696	0,700	0,666	0,686	0,687	0,700	0,713	0,711	0,698	0,712
K	0,004	0,007	0,006	0,007	0,006	0,005	0,006	0,003	0,006	0,004
An	30,306	30,269	30,458	30,222	30,336	29,910	28,420	28,138	27,712	27,245
Ab	69,263	69,071	68,908	69,026	69,094	69,548	71,031	71,538	71,712	72,350
Or	0,431	0,659	0,634	0,752	0,570	0,542	0,549	0,323	0,576	0,405

Tabla III.4.- Análisis de plagioclasa correspondientes a los *gneises bandeados*.

Nº muestra	TAB-3 32	TAB-3 33	TAB-3 41	TAB-3 42	TAB-3 44	TAB-3 45	TAB-3 46	TAB-3 50	TAB-3 51	TAB-3 52
SiO ₂	63,719	63,355	62,769	63,115	63,697	62,893	63,361	62,681	62,670	62,546
Al ₂ O ₃	23,656	24,062	24,207	24,394	23,758	24,408	23,888	23,937	23,962	23,873
TiO ₂	0	0	0,027	0	0	0	0	0,003	0,028	0,003
Cr ₂ O ₃	0,007	0	0	0	0	0,044	0	0,022	0	0
FeO	0,022	0	0,062	0,006	0	0	0,134	0,039	0,050	0
MnO	0,009	0,041	0	0,046	0,079	0,037	0	0,041	0,050	0,050
MgO	0,005	0	0,008	0	0	0	0,002	0	0,005	0,005
NiO	0,014	0	0,057	0	0	0	0,071	0	0	0,028
CaO	5,983	5,896	6,408	6,484	5,986	6,313	6,012	6,431	6,520	6,275
Na ₂ O	7,859	8,382	8,210	8,194	8,340	8,268	8,182	8,231	8,306	8,107
K ₂ O	0,113	0,113	0,139	0,104	0,063	0,073	0,066	0,128	0,135	0,145
TOTAL	101,387	101,849	101,887	102,343	101,923	102,036	101,716	101,513	101,726	101,032
Fórmula estructural calculada para 8 oxígenos										
Si	2,779	2,757	2,738	2,739	2,769	2,737	2,762	2,744	2,740	2,748
Al	1,216	1,235	1,245	1,248	1,218	1,252	1,227	1,235	1,235	1,237
Ti	0	0	0,001	0	0	0	0	0	0,001	0
Cr	0	0	0	0	0	0,002	0	0,001	0	0
Fe ²⁺	0,001	0	0,002	0	0	0	0,005	0,001	0,002	0
Mn	0	0,002	0	0,002	0,003	0,001	0	0,002	0,002	0,002
Mg	0	0	0,001	0	0	0	0	0	0	0
Ni	0	0	0,002	0	0	0	0,002	0	0	0,001
Ca	0,280	0,275	0,299	0,301	0,279	0,294	0,281	0,302	0,305	0,295
Na	0,665	0,707	0,694	0,689	0,703	0,698	0,691	0,699	0,704	0,691
K	0,006	0,006	0,008	0,006	0,003	0,004	0,004	0,007	0,008	0,008
An	29,417	27,814	29,902	30,249	28,299	29,553	28,771	29,942	30,031	29,714
Ab	69,922	71,552	69,326	69,173	71,346	70,040	70,853	69,348	69,229	69,468
Or	0,662	0,635	0,772	0,578	0,355	0,407	0,376	0,710	0,740	0,818

Nº muestra	TAB-3 53	TAB-3 54	TAB-3 55	TAB-3 59	TAB-3 60	TAB-3 61	TAB-3 62	TAB-3 63	TAB-3 64	TAB-3 65
SiO ₂	62,722	62,835	63,032	62,572	63,203	63,075	62,976	62,760	63,180	62,794
Al ₂ O ₃	23,984	23,661	23,376	23,860	23,469	23,446	23,542	24,217	23,984	23,886
TiO ₂	0,002	0	0,002	0	0,025	0,010	0	0,032	0,012	0,015
Cr ₂ O ₃	0,051	0	0,089	0,037	0,015	0	0,007	0	0,015	0
FeO	0	0,001	0,075	0,100	0,006	0,037	0,023	0,041	0	0
MnO	0	0	0	0,032	0,041	0	0,005	0	0,005	0,079
MgO	0	0,007	0,003	0,017	0,013	0	0,002	0	0	0
NiO	0,014	0	0	0	0	0	0	0,024	0,010	0,085
CaO	6,182	6,215	5,959	6,218	5,903	5,822	5,892	6,442	6,165	6,240
Na ₂ O	8,162	8,278	8,438	8,330	8,400	8,359	8,436	8,018	8,325	8,386
K ₂ O	0,133	0,122	0,070	0,070	0,122	0,139	0,111	0,075	0,112	0,092
TOTAL	101,250	101,119	101,044	101,236	101,197	100,888	100,994	101,609	101,808	101,577
Fórmula estructural calculada para 8 oxígenos										
Si	2,749	2,758	2,768	2,746	2,769	2,771	2,765	2,741	2,753	2,747
Al	1,239	1,224	1,210	1,234	1,212	1,214	1,219	1,247	1,232	1,232
Ti	0	0	0	0	0,001	0	0	0,001	0	0
Cr	0,002	0	0,003	0,001	0,001	0	0	0	0,001	0
Fe ²⁺	0	0	0,003	0,004	0	0,001	0,001	0,001	0	0
Mn	0	0	0	0,001	0,002	0	0	0	0	0,003
Mg	0	0	0	0,001	0,001	0	0	0	0	0
Ni	0	0	0	0	0	0	0	0,001	0	0,003
Ca	0,290	0,292	0,280	0,292	0,277	0,274	0,277	0,301	0,288	0,293
Na	0,694	0,704	0,718	0,709	0,714	0,712	0,718	0,679	0,703	0,711
K	0,007	0,007	0,004	0,004	0,007	0,008	0,006	0,004	0,006	0,005
An	29,285	29,124	27,962	29,090	27,781	27,575	27,675	30,617	28,858	28,990
Ab	69,965	70,195	71,647	70,520	71,536	71,641	71,704	68,958	70,517	70,501
Or	0,750	0,681	0,391	0,390	0,684	0,784	0,621	0,424	0,624	0,509

Tabla III.5.- Análisis de plagioclasa correspondientes a los *gneises bandeados*.

Nº muestra	TAB-3 67	TAB-3 68	TAB-3 69	TAB-3 70	TAB-3 71
SiO₂	62,752	62,760	62,401	62,679	62,230
Al₂O₃	23,644	24,090	24,249	24,381	24,332
TiO₂	0	0	0,032	0,007	0
Cr₂O₃	0	0	0,044	0	0,044
FeO	0	0,094	0,012	0	0
MnO	0,023	0,037	0	0	0
MgO	0,013	0,002	0,018	0,003	0,002
NiO	0	0	0,028	0,062	0,038
CaO	6,019	6,365	6,478	6,519	6,558
Na₂O	8,355	8,417	8,128	8,154	8,202
K₂O	0,152	0,101	0,080	0,093	0,106
TOTAL	100,958	101,866	101,470	101,898	101,512
Fórmula estructural calculada para 8 oxígenos					
Si	2,758	2,739	2,732	2,733	2,726
Al	1,225	1,240	1,252	1,253	1,257
Ti	0	0	0,001	0	0
Cr	0	0	0,002	0	0,002
Fe²⁺	0	0,003	0	0	0
Mn	0,001	0,001	0	0	0
Mg	0,001	0	0,001	0	0
Ni	0	0	0,001	0,002	0,001
Ca	0,283	0,298	0,304	0,305	0,308
Na	0,712	0,712	0,690	0,689	0,697
K	0,009	0,006	0,004	0,005	0,006
An	28,233	29,310	30,440	30,484	30,465
Ab	70,918	70,136	69,113	68,998	68,948
Or	0,849	0,554	0,448	0,518	0,586

Nº muestra	TAB-4 12	TAB-4 13	TAB-4 14	TAB-4 15	TAB-4 25	TAB-4 26	TAB-4 27	TAB-4 28	TAB-4 29	TAB-4 30	TAB-4 31
SiO₂	56,781	57,433	58,240	58,041	59,085	58,715	56,116	57,230	57,583	56,518	56,291
Al₂O₃	26,454	25,086	24,205	24,818	24,251	25,192	26,390	25,553	25,275	25,921	26,240
TiO₂	0	0,033	0,048	0	0,003	0,007	0,018	0,047	0	0	0
Cr₂O₃	0,155	0,118	0	0,015	0,075	0,051	0	0,082	0	0	0
FeO	0	0,102	0	0	0,028	0,082	0,049	0,019	0,018	0,082	0,157
MnO	0,111	0	0	0,037	0,088	0,181	0,009	0,046	0,018	0,037	0,041
MgO	0,025	0	0	0	0	0	0	0	0,015	0	0
NiO	0,057	0,028	0	0,047	0,014	0	0,009	0,043	0	0	0,066
CaO	10,224	9,197	8,576	8,571	8,065	8,746	10,485	9,535	9,099	10,276	10,291
Na₂O	6,068	6,277	6,810	6,829	7,058	7,026	5,816	6,228	6,384	6,070	5,810
K₂O	0,067	0,080	0,096	0,080	0,080	0,042	0,047	0,071	0,072	0,049	0,049
TOTAL	99,942	98,354	97,975	98,438	98,747	100,042	98,939	98,854	98,464	98,953	98,945
Fórmula estructural calculada para 8 oxígenos											
Si	2,558	2,618	2,659	2,640	2,674	2,632	2,552	2,598	2,619	2,570	2,560
Al	1,405	1,348	1,303	1,331	1,294	1,331	1,415	1,368	1,355	1,390	1,407
Ti	0	0,001	0,002	0	0	0	0,001	0,002	0	0	0
Cr	0,006	0,004	0	0,001	0,003	0,002	0	0,003	0	0	0
Fe²⁺	0	0,004	0	0	0,001	0,003	0,002	0,001	0,001	0,003	0,006
Mn	0,004	0	0	0,001	0,003	0,007	0	0,002	0,001	0,001	0,002
Mg	0,002	0	0	0	0	0	0	0	0,001	0	0
Ni	0,002	0,001	0	0,002	0,001	0	0	0,002	0	0	0,002
Ca	0,494	0,449	0,420	0,418	0,391	0,420	0,511	0,464	0,443	0,501	0,502
Na	0,530	0,555	0,603	0,602	0,619	0,611	0,513	0,548	0,563	0,535	0,512
K	0,004	0,005	0,006	0,005	0,005	0,002	0,003	0,004	0,004	0,003	0,003
An	48,036	44,536	40,812	40,768	38,529	40,660	49,774	45,645	43,878	48,203	49,327
Ab	51,589	55,003	58,644	58,779	61,016	59,107	49,961	53,950	55,708	51,524	50,393
Or	0,375	0,461	0,544	0,453	0,455	0,232	0,266	0,405	0,413	0,274	0,280

Tabla IV.1.- Análisis de plagioclasa correspondientes a las *rocas calcosilicatadas*.

N° muestra	266-18 86	266-18 87	266-18 88	266-18 89	266-18 90	266-18 91	266-18 96	266-18 97	266-18 134	266-18 135	266-18 136	266-18 137	266-18 142
SiO₂	43,950	44,046	43,943	44,210	44,285	44,839	44,048	43,770	43,787	45,011	45,160	44,240	45,391
Al₂O₃	34,529	34,422	34,331	34,157	34,282	34,501	34,658	34,064	34,622	34,316	34,641	33,830	34,012
TiO₂	0	0	0,005	0,033	0,005	0	0	0	0	0	0,002	0	0
Cr₂O₃	0,117	0	0,022	0,029	0,007	0	0	0	0,080	0,022	0	0	0
FeO	0,066	0,109	0	0	0,022	0,147	0,009	0,017	0	0,014	0,030	0,019	0,104
MnO	0,005	0	0	0,032	0	0,077	0,027	0,023	0,096	0,009	0,036	0,101	0
MgO	0,010	0	0,013	0,005	0	0	0,012	0	0	0	0	0	0
NiO	0,014	0	0,066	0,033	0	0	0	0	0	0	0,108	0,014	0
CaO	19,657	19,696	19,696	19,609	19,145	18,918	19,678	19,519	19,702	18,525	19,041	19,179	19,179
Na₂O	0,441	0,402	0,392	0,452	0,445	0,642	0,333	0,456	0,342	0,589	0,694	0,547	0,698
K₂O	0,012	0,019	0,022	0,016	0,012	0	0,001	0	0	0,019	0	0,030	0,019
TOTAL	98,801	98,694	98,490	98,576	98,203	99,124	98,766	97,849	98,629	98,505	99,712	97,960	99,403
Fórmula estructural calculada para 8 oxígenos													
Si	2,060	2,066	2,065	2,075	2,082	2,088	2,063	2,070	2,056	2,104	2,091	2,088	2,108
Al	1,908	1,903	1,902	1,890	1,900	1,894	1,913	1,899	1,916	1,891	1,891	1,882	1,862
Ti	0	0	0	0,001	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Cr	0,004	0	0,001	0,001	0	0	0	0	0,003	0,001	0	0	0
Fe²⁺	0,003	0,004	0	0	0,001	0,006	0	0,001	0	0,001	0,001	0,001	0,004
Mn	0	0	0	0,001	0	0,003	0,001	0,001	0,004	0	0,001	0,004	0
Mg	0,001	0	0,001	0	0	0	0,001	0	0	0	0	0	0
Ni	0,001	0	0,002	0,001	0	0	0	0	0	0	0,004	0,001	0
Ca	0,987	0,990	0,992	0,986	0,964	0,944	0,987	0,989	0,991	0,928	0,945	0,970	0,954
Na	0,040	0,037	0,036	0,041	0,041	0,058	0,030	0,042	0,031	0,053	0,062	0,050	0,063
K	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0	0	0	0	0,001	0	0,002	0,001
An	96,032	96,331	96,400	95,906	95,895	94,214	97,023	95,944	96,955	94,450	93,813	94,924	93,718
Ab	3,899	3,558	3,472	4,000	4,033	5,786	2,971	4,056	3,045	5,434	6,187	4,899	6,172
Or	0,070	0,111	0,128	0,093	0,072	0	0,006	0	0	0,115	0	0,177	0,111

N° muestra	266-78 286	266-78 296	266-78 297	266-78 298	266-78 299	266-78 366	266-78 367	266-78 377
SiO₂	47,407	45,573	46,044	45,282	44,767	46,298	46,803	45,261
Al₂O₃	32,167	34,452	33,579	34,609	34,837	33,021	33,239	33,879
TiO₂	0,013	0	0,018	0,008	0	0,012	0,037	0,038
Cr₂O₃	0,117	0,022	0,022	0,066	0	0	0	0,044
FeO	0	0,044	0,027	0	0	0,098	0,010	0,041
MnO	0,009	0	0	0	0	0,101	0,083	0
MgO	0	0	0	0	0,010	0	0	0
NiO	0	0,070	0	0,056	0,009	0	0,014	0
CaO	17,190	18,738	18,399	19,004	18,969	17,651	17,814	18,457
Na₂O	1,835	0,933	1,177	0,729	0,558	1,450	1,415	0,803
K₂O	0,020	0,006	0,013	0	0,035	0,022	0,025	0,017
TOTAL	98,758	99,838	99,279	99,754	99,185	98,653	99,440	98,540
Fórmula estructural calculada para 8 oxígenos								
Si	2,204	2,105	2,137	2,094	2,082	2,160	2,164	2,116
Al	1,763	1,876	1,837	1,887	1,910	1,816	1,812	1,867
Ti	0	0	0,001	0	0	0	0,001	0,001
Cr	0,004	0,001	0,001	0,002	0	0	0	0,002
Fe²⁺	0	0,002	0,001	0	0	0,004	0	0,002
Mn	0	0	0	0	0	0,004	0,003	0
Mg	0	0	0	0	0,001	0	0	0
Ni	0	0,003	0	0,002	0	0	0,001	0
Ca	0,856	0,928	0,915	0,942	0,945	0,882	0,883	0,924
Na	0,165	0,084	0,106	0,065	0,050	0,131	0,127	0,073
K	0,001	0	0,001	0	0,002	0,001	0,001	0,001
An	83,713	91,703	89,558	93,509	94,748	86,946	87,305	92,608
Ab	16,171	8,263	10,367	6,491	5,044	12,925	12,549	7,291
Or	0,116	0,035	0,075	0	0,208	0,129	0,146	0,102

Tabla IV.2.- Análisis de plagioclasa correspondientes a las *rocas calcosilicatadas*.

Nº muestra	266-78 378	266-78 379	266-78 387	266-78 389	266-78 390	266-78 391	266-78 414	266-78 416
SiO₂	45,088	45,736	44,245	44,683	45,092	44,501	38,779	45,661
Al₂O₃	33,756	33,664	33,949	34,852	34,629	34,040	21,173	33,826
TiO₂	0,022	0,003	0	0	0,003	0	0,150	0
Cr₂O₃	0,037	0	0	0,022	0,058	0	0	0
FeO	0,021	0,032	0,081	0,072	0,006	0	19,124	0,031
MnO	0,018	0,018	0	0,032	0,063	0,032	1,569	0
MgO	0	0	0	0,008	0	0	1,673	0
NiO	0	0,070	0,014	0,066	0,052	0	0,051	0
CaO	18,816	18,429	19,429	18,622	19,111	19,534	16,466	18,359
Na₂O	0,774	0,930	0,520	0,581	0,522	0,504	0	0,958
K₂O	0	0,006	0,037	0,048	0	0,020	0,018	0,018
TOTAL	98,532	98,888	98,275	98,986	99,536	98,631	99,003	98,853
Fórmula estructural calculada para 8 oxígenos								
Si	2,111	2,130	2,083	2,082	2,090	2,086	2,031	2,127
Al	1,863	1,849	1,884	1,914	1,892	1,881	1,307	1,857
Ti	0,001	0	0	0	0	0	0,006	0
Cr	0,001	0	0	0,001	0,002	0	0	0
Fe²⁺	0,001	0,001	0,003	0,003	0	0	0,838	0,001
Mn	0,001	0,001	0	0,001	0,002	0,001	0,070	0
Mg	0	0	0	0,001	0	0	0,131	0
Ni	0	0,003	0,001	0,002	0,002	0	0,002	0
Ca	0,944	0,920	0,980	0,930	0,949	0,981	0,924	0,916
Na	0,070	0,084	0,047	0,052	0,047	0,046	0	0,087
K	0	0	0,002	0,003	0	0,001	0,001	0,001
An	93,072	91,600	95,175	94,382	95,290	95,428	99,870	91,275
Ab	6,928	8,365	4,609	5,329	4,710	4,455	0	8,619
Or	0	0,036	0,216	0,290	0	0,116	0,130	0,107

Tabla V.1.- Análisis de plagioclasa correspondientes a la *Fm. “Ollo de Sapo” (ortogneis glandular)*.

N° muestra	268-28 47	268-28 48	268-28 67	268-28 68	268-61 1	268-61 2	268-61 10
SiO ₂	70,010	70,432	70,342	70,926	70,599	68,934	70,074
Al ₂ O ₃	18,431	18,441	18,486	18,690	18,826	18,010	18,881
TiO ₂	0	0,022	0	0,043	0	0,002	0
Cr ₂ O ₃	0	0,058	0,015	0	0,044	0,007	0,007
FeO	0,004	0,103	0,045	0,058	0	0	0,120
MnO	0	0,032	0,050	0	0,032	0	0,056
MgO	0,012	0,010	0,010	0,005	0	0,002	0,008
NiO	0,005	0,062	0	0,005	0	0	0,043
CaO	0,337	0,214	0,309	0,151	0,224	0,213	0,740
Na ₂ O	11,319	11,490	11,286	11,605	11,185	11,172	10,967
K ₂ O	0,069	0,087	0,12	0,187	0,186	0,167	0,104
TOTAL	100,187	100,951	100,663	101,670	101,096	98,507	101,000
Fórmula estructural calculada para 8 oxígenos							
Si	3,044	3,043	3,045	3,041	3,040	3,049	3,026
Al	0,945	0,939	0,943	0,945	0,956	0,939	0,961
Ti	0	0,001	0	0,001	0	0	0
Cr	0	0,002	0,001	0	0,001	0	0
Fe ²⁺	0	0,004	0,002	0,002	0	0	0,004
Mn	0	0,001	0,002	0	0,001	0	0,002
Mg	0,001	0,001	0,001	0	0	0	0,001
Ni	0	0,002	0	0	0	0	0,001
Ca	0,016	0,010	0,014	0,007	0,010	0,010	0,034
Na	0,954	0,962	0,947	0,965	0,934	0,958	0,918
K	0,004	0,005	0,007	0,010	0,010	0,009	0,006
An	1,612	1,014	1,480	0,706	1,083	1,033	3,573
Ab	97,995	98,496	97,835	98,252	97,846	98,004	95,829
Or	0,393	0,491	0,684	1,042	1,071	0,964	0,598

N° muestra	268-61 11	268-61 13	268-63 82	268-63 83	268-63 86	268-63 86-A	268-63 95
SiO ₂	70,945	71,026	67,803	70,952	65,541	65,725	70,449
Al ₂ O ₃	18,790	18,709	17,664	18,849	17,118	17,381	18,685
TiO ₂	0	0,012	0	0,045	0,013	0	0
Cr ₂ O ₃	0	0	0	0,067	0	0,022	0,007
FeO	0,094	0,152	0,045	0,021	0,068	0	0,003
MnO	0	0,037	0,050	0,009	0,074	0	0,018
MgO	0	0	0	0	0,010	0,005	0
NiO	0	0,024	0	0	0	0	0
CaO	0,288	0,193	0,332	0,565	0,165	0,006	0,204
Na ₂ O	11,030	10,781	6,230	10,676	4,017	0,944	10,984
K ₂ O	0,083	0,075	7,744	0,465	10,977	15,675	0,093
TOTAL	101,230	101,009	99,868	101,649	97,983	99,758	100,443
Fórmula estructural calculada para 8 oxígenos							
Si	3,047	3,054	3,043	3,041	3,038	3,037	3,048
Al	0,951	0,948	0,935	0,952	0,935	0,947	0,953
Ti	0	0	0	0,001	0	0	0
Cr	0	0	0	0,002	0	0,001	0
Fe ²⁺	0,003	0,005	0,002	0,001	0,003	0	0
Mn	0	0,001	0,002	0	0,003	0	0,001
Mg	0	0	0	0	0,001	0	0
Ni	0	0,001	0	0	0	0	0
Ca	0,013	0,009	0,016	0,026	0,008	0	0,009
Na	0,919	0,899	0,542	0,887	0,361	0,085	0,922
K	0,005	0,004	0,443	0,025	0,649	0,924	0,005
An	1,415	0,975	1,594	2,765	0,805	0,029	1,010
Ab	98,099	98,574	54,132	94,526	35,452	8,383	98,441
Or	0,486	0,451	44,274	2,709	63,743	91,588	0,548

Tabla V.2.- Análisis de plagioclasa correspondientes a la *Fm. “Ollo de Sapo” (ortogneis glandular migmatizado)*.

N° muestra	267-76 302	267-76 303	267-76 324	267-76 325	267-76 326	267-76 327	267-76 328	267-76 329	267-76 330	267-76 331	267-77 83
SiO ₂	64,716	64,848	64,579	63,423	62,904	64,431	64,452	64,378	64,251	63,605	61,954
Al ₂ O ₃	17,566	17,608	21,970	22,452	22,120	21,861	21,507	21,744	21,630	22,271	22,380
TiO ₂	0,023	0,002	0	0	0	0,028	0,040	0,025	0	0,022	0,013
Cr ₂ O ₃	0,015	0,037	0,007	0	0,073	0,007	0	0,051	0	0,058	0,015
FeO	0	0	0	0	0	0,042	0,015	0,057	0	0	0,035
MnO	0	0	0	0,005	0,092	0,023	0,009	0	0,050	0	0
MgO	0	0	0	0,002	0	0	0	0	0	0,008	0,002
NiO	0	0,061	0	0	0	0	0,028	0,033	0,047	0,014	0,014
CaO	0,020	0,036	4,444	4,935	4,777	4,256	4,021	4,209	4,136	4,845	5,113
Na ₂ O	1,132	1,162	8,801	8,674	8,856	8,952	9,254	9,088	8,963	8,483	8,337
K ₂ O	15,514	15,187	0,301	0,311	0,296	0,317	0,436	0,369	0,231	0,348	0,216
TOTAL	98,986	98,941	100,102	99,802	99,118	99,917	99,762	99,954	99,308	99,654	98,079
Fórmula estructural calculada para 8 oxígenos											
Si	3,018	3,020	2,846	2,812	2,812	2,847	2,855	2,846	2,854	2,821	2,796
Al	0,966	0,967	1,142	1,173	1,166	1,139	1,123	1,133	1,133	1,165	1,191
Ti	0,001	0	0	0	0	0,001	0,001	0,001	0	0,001	0
Cr	0,001	0,001	0	0	0,003	0	0	0,002	0	0,002	0,001
Fe ²⁺	0	0	0	0	0	0,002	0,001	0,002	0	0	0,001
Mn	0	0	0	0	0,003	0,001	0	0	0,002	0	0
Mg	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0,001	0
Ni	0	0,002	0	0	0	0	0,001	0,001	0,002	0	0,001
Ca	0,001	0,002	0,210	0,234	0,229	0,201	0,191	0,199	0,197	0,230	0,247
Na	0,102	0,105	0,752	0,746	0,768	0,767	0,795	0,779	0,772	0,730	0,730
K	0,923	0,902	0,017	0,018	0,017	0,018	0,025	0,021	0,013	0,020	0,012
An	0,097	0,178	21,439	23,498	22,581	20,430	18,891	19,954	20,048	23,508	24,995
Ab	9,973	10,399	76,832	74,738	75,753	77,759	78,671	77,963	78,618	74,481	73,748
Or	89,930	89,423	1,729	1,763	1,666	1,812	2,439	2,083	1,333	2,010	1,257

N° muestra	267-77 84	267-77 85	267-77 86	267-77 87	267-77 90	267-77 91	267-77 92	267-77 93	267-77 94	267-77 95	266-70 220
SiO ₂	63,646	62,347	62,022	61,864	63,948	61,419	62,005	61,894	63,661	62,615	63,633
Al ₂ O ₃	23,401	22,662	22,261	22,486	21,759	22,499	22,832	22,881	21,602	22,851	22,392
TiO ₂	0	0,015	0,038	0	0,068	0,012	0,022	0	0	0	0,022
Cr ₂ O ₃	0	0	0	0,102	0	0,126	0,015	0	0,073	0,051	0
FeO	0	0,026	0,028	0,073	0,033	0	0,008	0	0,049	0,054	0,013
MnO	0,023	0,027	0,074	0,046	0	0,097	0,056	0,027	0	0,014	0,059
MgO	0	0,007	0,007	0	0	0	0	0	0	0,002	0,003
NiO	0,080	0,024	0,066	0,071	0	0,047	0,062	0	0,024	0	0,009
CaO	5,359	5,215	5,114	5,251	4,280	5,292	5,303	5,503	3,988	5,229	4,171
Na ₂ O	8,019	8,302	8,454	8,566	8,984	8,391	8,395	8,349	8,968	8,529	8,928
K ₂ O	0,300	0,239	0,269	0,228	0,245	0,282	0,266	0,248	0,230	0,196	0,240
TOTAL	100,828	98,864	98,333	98,687	99,317	98,165	98,964	98,902	98,595	99,541	99,470
Fórmula estructural calculada para 8 oxígenos											
Si	2,790	2,792	2,796	2,783	2,843	2,778	2,778	2,775	2,849	2,787	2,824
Al	1,210	1,196	1,183	1,192	1,140	1,200	1,206	1,209	1,140	1,199	1,172
Ti	0	0,001	0,001	0	0,002	0	0,001	0	0	0	0,001
Cr	0	0	0	0,004	0	0,005	0,001	0	0,003	0,002	0
Fe ²⁺	0	0,001	0,001	0,003	0,001	0	0	0	0,002	0,002	0
Mn	0,001	0,001	0,003	0,002	0	0,004	0,002	0,001	0	0,001	0,002
Mg	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Ni	0,003	0,001	0,002	0,003	0	0,002	0,002	0	0,001	0	0
Ca	0,252	0,250	0,247	0,253	0,204	0,256	0,255	0,264	0,191	0,249	0,198
Na	0,682	0,721	0,739	0,747	0,774	0,736	0,729	0,726	0,778	0,736	0,768
K	0,017	0,014	0,015	0,013	0,014	0,016	0,015	0,014	0,013	0,011	0,014
An	26,494	25,411	24,667	24,977	20,548	25,428	25,482	26,322	19,463	25,024	20,235
Ab	71,740	73,202	73,788	73,731	78,051	72,959	72,996	72,265	79,200	73,859	78,378
Or	1,766	1,387	1,545	1,291	1,401	1,613	1,522	1,412	1,337	1,117	1,386

Tabla V.3.- Análisis de plagioclasa correspondientes a la *Fm. “Ollo de Sapo” (ortogneis glandular migmatizado)*.

N° muestra	266-70 221	266-70 222	266-70 223	266-70 224	266-70 237	266-70 238	266-70 239	266-70 240	266-70 241	266-70 242
SiO ₂	63,753	63,997	64,673	63,684	64,587	64,876	63,864	63,877	63,935	64,335
Al ₂ O ₃	22,214	22,435	22,410	22,138	22,947	22,541	22,273	22,174	21,923	22,271
TiO ₂	0,003	0,008	0	0	0,043	0,012	0,005	0	0	0
Cr ₂ O ₃	0,058	0,015	0	0	0	0,104	0	0,118	0,162	0
FeO	0	0,036	0	0,019	0	0,044	0,049	0,001	0,087	0,035
MnO	0,083	0,065	0	0	0,032	0,059	0,018	0,143	0	0,005
MgO	0,010	0	0	0,035	0	0	0	0	0,007	0
NiO	0	0,005	0,047	0	0	0	0	0,014	0,014	0,062
CaO	4,212	4,189	4,269	4,262	4,511	4,365	4,129	4,030	4,224	4,226
Na ₂ O	9,232	9,003	8,980	9,093	8,675	9,004	8,903	9,150	9,192	8,611
K ₂ O	0,249	0,224	0,266	0,269	0,281	0,313	0,255	0,289	0,193	0,232
TOTAL	99,814	99,977	100,645	99,500	101,076	101,318	99,496	99,796	99,737	99,777
Fórmula estructural calculada para 8 oxígenos										
Si	2,825	2,826	2,836	2,828	2,819	2,829	2,832	2,829	2,834	2,841
Al	1,160	1,168	1,158	1,159	1,181	1,159	1,164	1,158	1,146	1,159
Ti	0	0	0	0	0,001	0	0	0	0	0
Cr	0,002	0,001	0	0	0	0,004	0	0,004	0,006	0
Fe ²⁺	0	0,001	0	0,001	0	0,002	0,002	0	0,003	0,001
Mn	0,003	0,002	0	0	0,001	0,002	0,001	0,005	0	0
Mg	0,001	0	0	0,002	0	0	0	0	0	0
Ni	0	0	0,002	0	0	0	0	0	0	0,002
Ca	0,200	0,198	0,201	0,203	0,211	0,204	0,196	0,191	0,201	0,200
Na	0,793	0,771	0,763	0,783	0,734	0,761	0,766	0,786	0,790	0,737
K	0,014	0,013	0,015	0,015	0,016	0,017	0,014	0,016	0,011	0,013
An	19,855	20,191	20,489	20,260	21,958	20,755	20,099	19,253	20,031	21,041
Ab	78,748	78,524	77,991	78,218	76,413	77,473	78,423	79,103	78,879	77,583
Or	1,398	1,286	1,520	1,523	1,629	1,772	1,478	1,644	1,090	1,375

Tabla V.4.- Análisis de plagioclasa correspondientes a la *Fm. “Ollo de Sapo” (ignimbrita)*.

N° muestra	268-7 159	268-7 160	268-7 161	268-7 165	268-7 166	268-7 167	268-7 168	268-8 25	268-8 26	268-8 27
SiO ₂	69,923	70,004	69,281	69,805	70,699	71,121	71,685	72,058	70,224	71,698
Al ₂ O ₃	19,249	18,726	18,728	18,414	18,768	18,924	19,242	19,096	18,745	18,618
TiO ₂	0,027	0	0,002	0,012	0,007	0	0,008	0,012	0,005	0,015
Cr ₂ O ₃	0,022	0	0	0,051	0	0	0	0,015	0	0,051
FeO	0,032	0	0	0,031	0	0,024	0	0	0,019	0,010
MnO	0,018	0	0,041	0	0,037	0,014	0	0,102	0,023	0
MgO	0,008	0	0	0,007	0	0	0,002	0	0,015	0
NiO	0	0	0,014	0	0,010	0,038	0	0	0	0
CaO	0,098	0,157	0,348	0,253	0,227	0,264	0,228	0,155	0,144	0,071
Na ₂ O	10,160	11,553	11,129	10,426	11,171	11,257	11,253	10,974	10,834	9,856
K ₂ O	2,038	0,064	0,361	0,255	0,102	0,137	0,066	0,130	0,577	0,973
TOTAL	101,575	100,504	99,904	99,254	101,021	101,779	102,484	102,542	100,586	101,292
Fórmula estructural calculada para 8 oxígenos										
Si	3,019	3,035	3,027	3,054	3,044	3,042	3,041	3,052	3,042	3,073
Al	0,980	0,957	0,965	0,950	0,953	0,954	0,962	0,953	0,957	0,941
Ti	0,001	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Cr	0,001	0	0	0,002	0	0	0	0,001	0	0,002
Fe ²⁺	0,001	0	0	0,001	0	0,001	0	0	0,001	0
Mn	0,001	0	0,002	0	0,001	0,001	0	0,004	0,001	0
Mg	0,001	0	0	0	0	0	0	0	0,001	0
Ni	0	0	0	0	0	0,001	0	0	0	0
Ca	0,005	0,007	0,016	0,012	0,010	0,012	0,010	0,007	0,007	0,003
Na	0,851	0,971	0,943	0,885	0,933	0,933	0,925	0,901	0,910	0,819
K	0,112	0,004	0,020	0,014	0,006	0,007	0,004	0,007	0,032	0,053
An	0,469	0,743	1,664	1,303	1,104	1,269	1,103	0,769	0,705	0,372
Ab	87,926	98,897	96,281	97,134	98,305	97,946	98,517	98,464	95,934	93,551
Or	11,605	0,360	2,055	1,563	0,591	0,784	0,380	0,767	3,362	6,077

Tabla V.5.- Análisis de plagioclasa correspondientes a la *Fm. “Ollo de Sapo” (ignimbrita)*.

N° muestra	268-8 29	268-8 30	268-8 36	268-8 37	268-8 43	268-8 38	268-66 103	268-66 104	268-66 105	268-66 106
SiO ₂	70,718	70,680	71,048	71,014	71,163	69,289	68,316	70,055	67,674	69,567
Al ₂ O ₃	18,539	18,596	18,902	18,613	18,414	17,876	18,103	18,807	18,320	19,206
TiO ₂	0	0	0,015	0	0	0,005	0,002	0	0	0
Cr ₂ O ₃	0	0	0	0,051	0,029	0,007	0,007	0,022	0,075	0
FeO	0,012	0,001	0,003	0	0,066	0,036	0	0	0,017	0
MnO	0,041	0,056	0	0	0,079	0,018	0,027	0,041	0,088	0
MgO	0	0,002	0,005	0	0	0,012	0	0,020	0,013	0,018
NiO	0,092	0	0,005	0	0,029	0,005	0,076	0,010	0	0,081
CaO	0,043	0,046	0,133	0,189	0,134	0,133	0,520	0,112	0,270	0,933
Na ₂ O	11,510	11,629	11,427	11,522	10,772	11,224	11,053	10,936	10,782	10,994
K ₂ O	0,081	0,087	0,081	0,072	1,126	0,096	0,088	0,088	0,101	0,077
TOTAL	101,036	101,097	101,619	101,461	101,812	98,701	98,192	100,091	97,340	100,876
Fórmula estructural calculada para 8 oxígenos										
Si	3,048	3,045	3,042	3,047	3,055	3,056	3,035	3,042	3,029	3,010
Al	0,942	0,945	0,954	0,942	0,932	0,930	0,948	0,963	0,967	0,980
Ti	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Cr	0	0	0	0,002	0,001	0	0	0,001	0,003	0
Fe ²⁺	0	0	0	0	0,002	0,001	0	0	0,001	0
Mn	0,001	0,002	0	0	0,003	0,001	0,001	0,002	0,003	0
Mg	0	0	0	0	0	0,001	0	0,001	0,001	0,001
Ni	0,003	0	0	0	0,001	0	0,003	0	0	0,003
Ca	0,002	0,002	0,006	0,009	0,006	0,006	0,025	0,005	0,013	0,043
Na	0,962	0,972	0,949	0,959	0,897	0,960	0,952	0,921	0,936	0,922
K	0,004	0,005	0,004	0,004	0,062	0,005	0,005	0,005	0,006	0,004
An	0,205	0,217	0,636	0,895	0,639	0,647	2,521	0,560	1,357	4,460
Ab	99,335	99,294	98,903	98,699	92,967	98,797	96,971	98,916	98,039	95,102
Or	0,460	0,489	0,461	0,406	6,394	0,556	0,508	0,524	0,604	0,438

N° muestra	268-66 107	268-66 124	268-66 125	268-66 126	268-66 127	268-66 128	268-66 129	268-66 130	268-66 131
SiO ₂	70,113	70,917	70,973	70,055	70,134	69,033	69,253	69,232	70,558
Al ₂ O ₃	18,463	19,302	18,779	18,770	18,514	19,123	18,412	18,467	18,229
TiO ₂	0,010	0	0	0,027	0,037	0,050	0	0,030	0,042
Cr ₂ O ₃	0,111	0,044	0	0	0	0	0	0	0
FeO	0	0,048	0,067	0,033	0,035	0,081	0,039	0	0,136
MnO	0	0	0,050	0,046	0	0,027	0	0	0,005
MgO	0	0	0,007	0,002	0	0,013	0,007	0	0,020
NiO	0	0,087	0	0,109	0	0	0,062	0	0
CaO	0,288	0,357	0,139	0,018	0,215	0,600	0,136	0,218	0,186
Na ₂ O	11,269	10,913	11,149	11,521	11,076	11,432	11,534	10,664	11,055
K ₂ O	0,082	0,104	0,078	0,114	0,099	0,078	0,100	0,110	0,060
TOTAL	100,336	101,772	101,242	100,695	100,110	100,437	99,543	98,721	100,291
Fórmula estructural calculada para 8 oxígenos									
Si	3,043	3,031	3,048	3,033	3,047	3,004	3,035	3,046	3,059
Al	0,945	0,973	0,951	0,958	0,948	0,981	0,951	0,958	0,932
Ti	0	0	0	0,001	0,001	0,002	0	0,001	0,001
Cr	0,004	0,001	0	0	0	0	0	0	0
Fe ²⁺	0	0,002	0,002	0,001	0,001	0,003	0,001	0	0,005
Mn	0	0	0,002	0,002	0	0,001	0	0	0
Mg	0	0	0	0	0	0,001	0	0	0,001
Ni	0	0,003	0	0,004	0	0	0,002	0	0
Ca	0,013	0,016	0,006	0,001	0,010	0,028	0,006	0,010	0,009
Na	0,948	0,904	0,928	0,967	0,933	0,965	0,980	0,910	0,929
K	0,005	0,006	0,004	0,006	0,005	0,004	0,006	0,006	0,003
An	1,386	1,765	0,681	0,086	1,055	2,806	0,644	1,110	0,918
Ab	98,144	97,623	98,864	99,268	98,366	96,759	98,793	98,224	98,729
Or	0,470	0,612	0,455	0,646	0,579	0,434	0,564	0,667	0,353

Tabla V.6.- Análisis de plagioclasa correspondientes a la *Fm. “Ollo de Sapo” (tobas grano grueso)*.

N° muestra	268-78 170	268-78 171	268-78 172	268-78 173	268-78 177	268-78 179	268-78 180	268-78 181
SiO ₂	70,658	70,917	71,255	71,474	71,728	69,437	69,416	70,924
Al ₂ O ₃	18,409	18,819	18,896	19,183	18,930	18,879	18,256	18,590
TiO ₂	0,002	0	0,030	0	0	0,003	0,008	0,007
Cr ₂ O ₃	0,037	0,029	0,029	0	0	0	0,051	0
FeO	0,050	0,060	0	0,042	0,040	0	0	0,067
MnO	0,009	0	0	0	0,023	0	0	0,023
MgO	0	0,017	0,008	0	0,015	0	0	0,017
NiO	0	0,057	0	0,130	0	0,106	0,076	0,033
CaO	0,099	0,222	0,123	0,409	0,236	0,718	0,014	0,077
Na ₂ O	9,658	11,441	11,215	11,436	11,196	10,815	11,503	11,286
K ₂ O	2,381	0,130	0,100	0,083	0,630	0,063	0,082	0,090
TOTAL	101,303	101,692	101,656	102,757	102,798	100,021	99,406	101,114
Fórmula estructural calculada para 8 oxígenos								
Si	3,056	3,039	3,047	3,032	3,044	3,025	3,043	3,051
Al	0,939	0,951	0,953	0,959	0,947	0,970	0,944	0,943
Ti	0	0	0,001	0	0	0	0	0
Cr	0,001	0,001	0,001	0	0	0	0,002	0
Fe ²⁺	0,002	0,002	0	0,001	0,001	0	0	0,002
Mn	0	0	0	0	0,001	0	0	0,001
Mg	0	0,001	0,001	0	0,001	0	0	0,001
Ni	0	0,002	0	0,004	0	0,004	0,003	0,001
Ca	0,005	0,010	0,006	0,019	0,011	0,034	0,001	0,004
Na	0,810	0,951	0,930	0,941	0,921	0,913	0,978	0,941
K	0,131	0,007	0,005	0,004	0,034	0,004	0,005	0,005
An	0,485	1,053	0,599	1,929	1,111	3,526	0,067	0,374
Ab	85,625	98,213	98,821	97,605	95,359	96,106	99,467	99,106
Or	13,890	0,734	0,580	0,466	3,531	0,368	0,467	0,520

N° muestra	268-78 182	268-78 183	268-78 184	268-78 185	268-78 186	268-78 188	268-78 189	268-78 190
SiO ₂	70,902	70,053	70,154	69,531	70,695	70,806	69,848	68,010
Al ₂ O ₃	19,013	18,484	18,649	18,399	18,753	19,032	18,482	18,371
TiO ₂	0,005	0	0,005	0	0	0,013	0	0
Cr ₂ O ₃	0	0	0	0,015	0	0,067	0,029	0,104
FeO	0,033	0	0,010	0,109	0,017	0,030	0,036	0
MnO	0	0	0,050	0	0	0,005	0,061	0,074
MgO	0,002	0	0	0	0	0	0,010	0,010
NiO	0,005	0	0	0	0	0	0,038	0
CaO	0,210	0,231	0,325	0,046	0,043	0,276	0,249	0,360
Na ₂ O	11,096	10,978	11,335	11,373	11,231	11,332	11,175	11,257
K ₂ O	0,118	0,098	0,071	0,086	0,082	0,047	0,076	0,094
TOTAL	101,384	99,844	100,599	99,559	100,821	101,608	100,004	98,280
Fórmula estructural calculada para 8 oxígenos								
Si	3,041	3,050	3,038	3,042	3,048	3,034	3,042	3,022
Al	0,961	0,949	0,952	0,949	0,953	0,961	0,949	0,962
Ti	0	0	0	0	0	0	0	0
Cr	0	0	0	0,001	0	0,002	0,001	0,004
Fe ²⁺	0,001	0	0	0,004	0,001	0,001	0,001	0
Mn	0	0	0,002	0	0	0	0,002	0,003
Mg	0	0	0	0	0	0	0,001	0,001
Ni	0	0	0	0	0	0	0,001	0
Ca	0,010	0,011	0,015	0,002	0,002	0,013	0,012	0,017
Na	0,923	0,927	0,952	0,965	0,939	0,941	0,944	0,970
K	0,006	0,005	0,004	0,005	0,005	0,003	0,004	0,005
An	1,028	1,143	1,553	0,222	0,210	1,325	1,211	1,727
Ab	98,284	98,280	98,042	99,284	99,313	98,407	98,349	97,736
Or	0,688	0,577	0,404	0,494	0,477	0,269	0,440	0,537

Tabla V.7.- Análisis de plagioclasa correspondientes a la *Fm. “Ollo de Sapo” (tobas epiclásticas)*.

N° muestra	267-20 201	267-20 212	267-20 2133	267-20 214	267-20 222	267-20 223	267-20 224	267-20 225
SiO ₂	68,594	67,886	68,509	66,863	68,494	67,195	67,728	67,858
Al ₂ O ₃	19,053	18,269	18,395	19,476	19,493	19,899	19,584	19,469
TiO ₂	0,013	0	0	0	0	0	0	0
Cr ₂ O ₃	0,032	0,018	0,009	0,018	0	0,018	0,018	0,009
FeO	0,066	0,037	0	0,040	0,042	0	0,012	0
MnO	0,010	0,111	0,027	0,053	0	0	0,028	0,017
MgO	0	0	0,012	0	0	0,010	0	0,003
NiO	0	0	0	0	0	0	0,018	0
CaO	0,691	0,537	0,337	1,564	1,492	1,873	1,339	1,798
Na ₂ O	11,276	11,370	11,303	10,731	10,730	10,532	10,968	10,696
K ₂ O	0,102	0,107	0,064	0,123	0,055	0,117	0,082	0,119
TOTAL	99,837	98,335	98,656	98,868	100,306	99,644	99,777	99,969
Fórmula estructural calculada para 8 oxígenos								
Si	3,003	3,019	3,029	2,965	2,986	2,955	2,973	2,974
Al	0,983	0,958	0,959	1,018	1,002	1,032	1,013	1,006
Ti	0	0	0	0	0	0	0	0
Cr	0,001	0,001	0	0,001	0	0,001	0,001	0
Fe ²⁺	0,002	0,001	0	0,001	0,002	0	0	0
Mn	0	0,004	0,001	0,002	0	0	0,001	0,001
Mg	0	0	0,001	0	0	0,001	0	0
Ni	0	0	0	0	0	0	0,001	0
Ca	0,032	0,026	0,016	0,074	0,070	0,088	0,063	0,084
Na	0,957	0,980	0,969	0,923	0,907	0,898	0,933	0,909
K	0,006	0,006	0,004	0,007	0,003	0,007	0,005	0,007
An	3,257	2,528	1,615	7,402	7,114	8,889	6,291	8,443
Ab	96,171	96,872	98,020	91,905	92,574	90,450	93,250	90,891
Or	0,572	0,600	0,365	0,693	0,312	0,661	0,459	0,665

N° muestra	267-20 226	267-20 227	267-20 228	267-20 229	267-20 230	267-20 231	267-32 263	267-32 284
SiO ₂	64,932	66,472	67,178	68,173	67,467	68,134	69,490	67,860
Al ₂ O ₃	20,164	19,321	19,624	18,930	19,442	18,938	19,369	19,667
TiO ₂	0,005	0,020	0	0,028	0	0	0	0
Cr ₂ O ₃	0	0,037	0	0	0	0	0	0
FeO	0,062	0,022	0	0	0	0	0,009	0,095
MnO	0	0,057	0	0	0	0,028	0	0,022
MgO	0	0	0	0,007	0,020	0	0	0,005
NiO	0	0	0,047	0,018	0,036	0	0	0,157
CaO	2,651	1,546	1,483	1,076	1,622	1,146	1,000	1,508
Na ₂ O	9,692	10,727	10,821	10,980	10,716	10,998	11,017	10,474
K ₂ O	0,822	0,102	0,066	0,078	0,088	0,101	0,071	0,075
TOTAL	98,328	98,304	99,219	99,290	99,391	99,345	100,956	99,863
Fórmula estructural calculada para 8 oxígenos								
Si	2,913	2,965	2,966	3,001	2,973	2,999	3,004	2,974
Al	1,066	1,016	1,021	0,982	1,010	0,983	0,987	1,016
Ti	0	0,001	0	0,001	0	0	0	0
Cr	0	0,001	0	0	0	0	0	0
Fe ²⁺	0,002	0,001	0	0	0	0	0	0,003
Mn	0	0,002	0	0	0	0,001	0	0,001
Mg	0	0	0	0	0,001	0	0	0
Ni	0	0	0,002	0,001	0,001	0	0	0,006
Ca	0,127	0,074	0,070	0,051	0,077	0,054	0,046	0,071
Na	0,843	0,928	0,926	0,937	0,916	0,939	0,924	0,890
K	0,047	0,006	0,004	0,004	0,005	0,006	0,004	0,004
An	12,524	7,334	7,014	5,115	7,681	5,414	4,757	7,338
Ab	82,853	92,089	92,614	94,444	91,823	94,018	94,841	92,227
Or	4,624	0,576	0,372	0,441	0,496	0,568	0,402	0,435

Tabla V.8.- Análisis de plagioclasa correspondientes a la *Fm. “Ollo de Sapo” (enclave)*.

Nº muestra	306-9 249	306-9 250	306-9 251	306-9 255	306-9 260	306-9 267	306-9 270
SiO₂	69,816	69,362	71,504	72,197	69,668	70,423	72,145
Al₂O₃	19,125	18,736	19,535	19,595	18,838	19,059	19,699
TiO₂	0,010	0,033	0,027	0,005	0	0	0
Cr₂O₃	0,015	0,104	0	0,044	0	0	0
FeO	0,017	0,022	0,160	0,066	0,066	0,030	0,072
MnO	0,050	0,056	0,046	0	0,074	0,059	0
MgO	0,027	0	0	0,002	0	0,010	0,002
NiO	0,024	0	0	0	0	0	0
CaO	0,246	0	0,160	0,087	0,285	0,059	0,101
Na₂O	11,626	11,656	11,482	11,818	11,366	11,436	11,862
K₂O	0,076	0,058	0,072	0,084	0,052	0,096	0,053
TOTAL	101,032	100,027	102,986	103,898	100,349	101,172	103,934
Fórmula estructural calculada para 8 oxígenos							
Si	3,016	3,025	3,025	3,028	3,027	3,031	3,024
Al	0,974	0,963	0,974	0,969	0,965	0,967	0,974
Ti	0	0,001	0,001	0	0	0	0
Cr	0,001	0,004	0	0,001	0	0	0
Fe²⁺	0,001	0,001	0,006	0,002	0,002	0,001	0,003
Mn	0,002	0,002	0,002	0	0,003	0,002	0
Mg	0,002	0	0	0	0	0,001	0
Ni	0,001	0	0	0	0	0	0
Ca	0,011	0	0,007	0,004	0,013	0,003	0,005
Na	0,974	0,986	0,942	0,961	0,958	0,954	0,964
K	0,004	0,003	0,004	0,004	0,003	0,005	0,003
An	1,151	0	0,761	0,403	1,363	0,283	0,467
Ab	98,426	99,674	98,831	99,133	98,341	99,170	99,241
Or	0,423	0,326	0,408	0,464	0,296	0,548	0,292

Tabla VI.1.- Análisis de biotita correspondientes a las *areniscas feldespáticas de Dradelo*.

Nº muestra	266-72 148	266-72 150	266-72 124	266-72 126	266-72 128	266-72 131	266-72 133	266-72 135	266-72 136	266-72 140	266-72 141
SiO ₂	34,982	36,026	39,305	37,335	36,021	35,968	36,096	36,038	36,171	36,528	36,473
Al ₂ O ₃	17,167	17,829	23,605	18,052	17,001	18,254	18,055	17,521	17,657	17,772	17,422
TiO ₂	3,181	3,004	2,397	3,578	3,216	2,929	3,074	3,253	3,099	3,379	3,423
Cr ₂ O ₃	0,034	0,082	0	0,035	0,061	0,130	0,048	0,143	0,089	0	0,048
FeO	20,097	20,759	15,139	20,037	22,225	21,762	21,694	21,769	21,781	21,610	22,437
MnO	0,283	0,243	0,201	0,200	0,257	0,226	0,328	0,257	0,288	0,266	0,181
MgO	6,884	6,818	4,948	7,266	7,284	7,237	7,274	7,297	7,188	7,466	6,992
NiO	0	0	0	0,144	0,102	0	0	0,019	0,033	0	0,116
CaO	0,015	0,071	0,046	0,050	0,003	0,004	0	0,045	0,039	0,063	0,015
Na ₂ O	0,105	0,136	0,065	0,116	0,098	0,102	0,120	0,116	0,096	0,123	0,074
K ₂ O	9,268	8,404	6,400	9,278	9,116	9,473	9,501	9,404	9,604	9,195	9,290
FeO.calc	18,838	19,184	15,511	19,350	20,585	20,582	20,558	20,474	20,586	20,406	21,114
Fe ₂ O ₃ .calc	1,385	1,733	0	0,756	1,804	1,298	1,250	1,424	1,314	1,324	1,455
TOTAL	92,142	93,530	92,478	96,160	95,548	96,203	96,304	95,991	96,164	96,522	96,603
Fórmula estructural calculada para 11 oxígenos											
Si	2,768	2,788	2,908	2,808	2,764	2,737	2,744	2,751	2,758	2,761	2,768
Al ^{IV}	1,232	1,212	1,092	1,192	1,236	1,263	1,256	1,249	1,242	1,239	1,232
Al ^{VI}	0,370	0,415	0,967	0,409	0,302	0,374	0,362	0,327	0,345	0,345	0,327
Ti	0,189	0,175	0,133	0,202	0,186	0,168	0,176	0,187	0,178	0,192	0,195
Cr	0,002	0,005	0	0,002	0,004	0,008	0,003	0,009	0,005	0	0,003
Fe ³⁺	0,082	0,101	0	0,043	0,104	0,074	0,071	0,082	0,075	0,075	0,083
Fe ²⁺	1,247	1,242	0,960	1,217	1,321	1,310	1,307	1,307	1,313	1,290	1,340
Mn	0,019	0,016	0,013	0,013	0,017	0,015	0,021	0,017	0,019	0,017	0,012
Mg	0,812	0,786	0,546	0,814	0,833	0,821	0,824	0,830	0,817	0,841	0,791
Ni	0	0	0	0,009	0,006	0	0	0,001	0,002	0	0,007
Ca	0,001	0,006	0,004	0,004	0	0	0	0,004	0,003	0,005	0,001
Na	0,016	0,020	0,009	0,017	0,015	0,015	0,018	0,017	0,014	0,018	0,011
K	0,936	0,830	0,604	0,890	0,893	0,920	0,921	0,916	0,934	0,887	0,899

Nº muestra	266-72 142	266-73 186	266-73 187	266-73 188	266-73 189	266-73 194	266-73 198	266-73 206	266-73 207	266-73 208
SiO ₂	35,865	35,835	36,338	35,433	35,563	36,030	35,373	35,365	35,925	35,399
Al ₂ O ₃	17,677	17,670	18,108	17,364	17,188	17,834	17,260	17,921	17,640	17,664
TiO ₂	3,336	2,864	2,997	2,766	3,046	3,096	2,952	3,091	3,094	3,148
Cr ₂ O ₃	0	0,061	0,110	0,123	0,115	0,041	0	0,069	0,061	0,095
FeO	21,429	21,161	19,450	20,460	20,492	21,069	21,241	20,148	20,245	20,160
MnO	0,270	0,256	0,230	0,340	0,190	0,287	0,212	0,137	0,137	0,128
MgO	7,478	7,300	7,581	7,456	7,606	7,397	7,257	7,274	7,373	7,635
NiO	0	0	0,056	0,130	0	0	0,028	0	0,065	0,005
CaO	0,007	0,028	0	0,029	0,032	0,004	0,021	0,074	0,073	0,042
Na ₂ O	0,096	0,112	0,093	0,096	0,120	0,090	0,100	0,109	0,097	0,092
K ₂ O	9,469	9,064	9,236	9,123	9,245	9,027	9,286	9,084	8,519	8,809
FeO.calc	20,307	19,678	18,537	18,977	19,060	19,785	19,724	18,947	18,756	18,790
Fe ₂ O ₃ .calc	1,234	1,632	1,004	1,631	1,576	1,412	1,669	1,321	1,638	1,507
TOTAL	95,739	94,499	94,290	93,468	93,740	95,003	93,882	93,392	93,378	93,314
Fórmula estructural calculada para 11 oxígenos										
Si	2,742	2,764	2,786	2,764	2,765	2,761	2,757	2,751	2,782	2,751
Al ^{IV}	1,258	1,236	1,214	1,236	1,235	1,239	1,243	1,249	1,218	1,249
Al ^{VI}	0,335	0,371	0,422	0,360	0,340	0,372	0,342	0,394	0,392	0,369
Ti	0,192	0,166	0,173	0,162	0,178	0,178	0,173	0,181	0,180	0,184
Cr	0	0,004	0,007	0,008	0,007	0,002	0	0,004	0,004	0,006
Fe ³⁺	0,071	0,095	0,058	0,096	0,092	0,081	0,098	0,077	0,095	0,088
Fe ²⁺	1,298	1,269	1,188	1,238	1,239	1,268	1,286	1,232	1,215	1,221
Mn	0,017	0,017	0,015	0,022	0,013	0,019	0,014	0,009	0,009	0,008
Mg	0,852	0,839	0,866	0,867	0,881	0,845	0,843	0,843	0,851	0,884
Ni	0	0	0,003	0,008	0	0	0,002	0	0,004	0
Ca	0,001	0,002	0	0,002	0,003	0	0,002	0,006	0,006	0,003
Na	0,014	0,017	0,014	0,015	0,018	0,013	0,015	0,016	0,015	0,014
K	0,923	0,892	0,903	0,908	0,917	0,882	0,923	0,901	0,842	0,873

Tabla VI.2.- Análisis de biotita correspondientes a las *areniscas grises*.

N° muestra	266-7 153	266-7 154	266-7 155	266-7 158	266-7 161	266-7 162	266-7 164	266-7 165	266-7 166	266-7 170
SiO₂	35,707	35,345	35,469	35,784	35,568	35,420	35,884	36,329	35,673	35,902
Al₂O₃	17,848	17,693	18,048	18,033	17,840	17,504	17,980	17,473	16,506	17,545
TiO₂	2,849	3,138	3,089	3,118	3,179	3,289	3,012	2,922	2,729	2,622
Cr₂O₃	0,069	0,123	0,075	0	0	0,102	0,013	0,056	0,013	0,054
FeO	18,485	19,750	19,634	19,677	19,307	19,931	18,718	18,927	19,570	19,225
MnO	0,217	0,221	0,252	0,305	0,309	0,367	0,128	0,204	0,247	0,310
MgO	8,962	8,330	8,720	8,509	8,650	8,526	8,844	8,776	8,750	8,688
NiO	0	0,019	0,121	0	0	0	0,107	0	0,051	0
CaO	0	0,014	0	0,004	0,052	0,018	0,001	0	0	0,116
Na₂O	0,047	0,053	0,144	0,070	0,124	0,055	0,042	0,063	0,042	0,116
K₂O	9,211	9,239	9,180	9,160	8,826	9,229	9,240	9,107	9,268	8,731
FeO.calc	17,489	18,657	18,514	18,684	18,114	18,850	17,812	17,769	17,985	17,685
Fe₂O₃.calc	1,096	1,202	1,232	1,092	1,312	1,189	0,997	1,273	1,744	1,694
TOTAL	93,495	94,034	94,844	94,759	93,974	94,549	94,060	93,973	93,008	93,463
Fórmula estructural calculada para 11 oxígenos										
Si	2,753	2,731	2,714	2,736	2,735	2,726	2,752	2,786	2,785	2,770
Al^{IV}	1,247	1,269	1,286	1,264	1,265	1,274	1,248	1,214	1,215	1,230
Al^{VI}	0,375	0,342	0,342	0,362	0,352	0,314	0,377	0,366	0,304	0,366
Ti	0,165	0,182	0,178	0,179	0,184	0,190	0,174	0,169	0,160	0,152
Cr	0,004	0,008	0,005	0	0	0,006	0,001	0,003	0,001	0,003
Fe³⁺	0,064	0,070	0,071	0,063	0,076	0,069	0,058	0,073	0,102	0,098
Fe²⁺	1,128	1,205	1,185	1,195	1,165	1,213	1,142	1,140	1,174	1,141
Mn	0,014	0,014	0,016	0,020	0,020	0,024	0,008	0,013	0,016	0,020
Mg	1,030	0,959	0,994	0,970	0,991	0,978	1,011	1,003	1,018	0,999
Ni	0	0,001	0,007	0	0	0	0,007	0	0,003	0
Ca	0	0,001	0	0	0,004	0,001	0	0	0	0,010
Na	0,007	0,008	0,021	0,010	0,018	0,008	0,006	0,009	0,006	0,017
K	0,906	0,911	0,896	0,894	0,866	0,906	0,904	0,891	0,923	0,860

N° muestra	266-7 171	266-7 174	266-7 176	266-7 182	266-7 183
SiO₂	36,522	35,953	35,966	35,401	36,017
Al₂O₃	17,694	17,672	17,587	17,379	17,698
TiO₂	2,826	2,707	3,159	2,997	3,007
Cr₂O₃	0,048	0,069	0,076	0,056	0
FeO	18,783	18,650	18,792	19,140	19,013
MnO	0,345	0,301	0,288	0,177	0,363
MgO	8,789	8,746	8,672	8,905	8,721
NiO	0,111	0,079	0,009	0,014	0
CaO	0,003	0	0	0	0,133
Na₂O	0,096	0,070	0,093	0,102	0,077
K₂O	8,948	9,242	8,971	9,074	8,974
FeO.calc	17,621	17,550	17,714	17,816	17,896
Fe₂O₃.calc	1,278	1,210	1,186	1,456	1,229
TOTAL	94,281	93,599	93,721	93,377	94,115
Fórmula estructural calculada para 11 oxígenos					
Si	2,788	2,772	2,766	2,743	2,762
Al^{IV}	1,212	1,228	1,234	1,257	1,238
Al^{VI}	0,380	0,378	0,361	0,330	0,362
Ti	0,162	0,157	0,183	0,175	0,173
Cr	0,003	0,004	0,005	0,003	0
Fe³⁺	0,073	0,070	0,069	0,085	0,071
Fe²⁺	1,125	1,132	1,139	1,154	1,148
Mn	0,022	0,020	0,019	0,012	0,024
Mg	1,000	1,005	0,994	1,028	0,997
Ni	0,007	0,005	0,001	0,001	0
Ca	0	0	0	0	0,011
Na	0,014	0,010	0,014	0,015	0,011
K	0,871	0,909	0,880	0,897	0,878

Tabla VI.3.- Análisis de biotita correspondientes a los *gneises bandeados*.

N° muestra	266-76 22	266-76 23	266-76 24	266-76 25	266-76 26	266-76 27	266-76 28	266-76 29	266-76 30	266-76 31
SiO ₂	36,526	36,417	36,879	36,327	36,141	36,494	36,826	36,702	36,182	36,578
Al ₂ O ₃	18,737	19,079	19,019	18,860	18,843	19,061	18,930	19,482	19,087	19,669
TiO ₂	1,540	1,640	1,481	1,513	1,618	1,940	1,700	1,585	1,675	1,663
Cr ₂ O ₃	0,013	0,102	0,013	0	0,115	0,013	0,007	0,028	0,028	0,076
FeO	19,419	17,872	18,112	18,901	18,426	18,991	18,435	18,668	18,340	18,332
MnO	0,119	0,097	0,049	0,137	0,119	0,062	0,049	0,163	0,031	0,110
MgO	9,549	9,473	9,217	9,282	9,429	9,073	9,340	9,298	9,419	9,439
NiO	0,079	0,079	0,014	0,162	0,014	0,023	0	0,185	0,028	0,157
CaO	0	0	0,008	0,087	0,020	0,039	0,046	0,021	0,025	0
Na ₂ O	0,224	0,222	0,212	0,266	0,177	0,248	0,280	0,271	0,233	0,201
K ₂ O	8,766	8,657	8,890	8,527	8,716	8,539	8,672	8,780	8,644	8,739
FeO.calc	17,557	16,350	16,603	16,998	16,799	17,364	16,767	17,164	16,711	17,005
Fe ₂ O ₃ .calc	2,048	1,674	1,660	2,093	1,790	1,790	1,835	1,655	1,791	1,460
TOTAL	95,158	93,790	94,045	94,252	93,781	94,646	94,452	95,333	93,855	95,097
Fórmula estructural calculada para 11 oxígenos										
Si	2,757	2,768	2,796	2,761	2,758	2,759	2,782	2,755	2,754	2,747
Al ^{IV}	1,243	1,232	1,204	1,239	1,242	1,241	1,218	1,245	1,246	1,253
Al ^{VI}	0,425	0,477	0,497	0,451	0,453	0,458	0,468	0,480	0,467	0,489
Ti	0,087	0,094	0,084	0,086	0,093	0,110	0,097	0,089	0,096	0,094
Cr	0,001	0,006	0,001	0	0,007	0,001	0	0,002	0,002	0,005
Fe ³⁺	0,116	0,096	0,095	0,120	0,103	0,102	0,104	0,093	0,103	0,083
Fe ²⁺	1,108	1,039	1,053	1,080	1,072	1,098	1,059	1,078	1,064	1,068
Mn	0,008	0,006	0,003	0,009	0,008	0,004	0,003	0,010	0,002	0,007
Mg	1,074	1,073	1,042	1,051	1,072	1,022	1,052	1,040	1,068	1,057
Ni	0,005	0,005	0,001	0,010	0,001	0,001	0	0,011	0,002	0,009
Ca	0	0	0,001	0,007	0,002	0,003	0,004	0,002	0,002	0
Na	0,033	0,033	0,031	0,039	0,026	0,036	0,041	0,039	0,034	0,029
K	0,844	0,839	0,860	0,827	0,848	0,824	0,836	0,841	0,839	0,837

N° muestra	266-76 32	266-76 33	266-76 34	266-76 35	266-76 36	266-76 37	266-76 38	266-76 39	266-76 81	266-76 82
SiO ₂	36,738	36,612	36,704	36,212	36,053	36,319	35,694	35,848	35,709	35,857
Al ₂ O ₃	19,340	19,306	19,348	18,828	18,560	18,649	18,475	18,594	18,235	18,601
TiO ₂	1,618	1,640	1,573	1,540	1,450	1,668	1,605	1,551	1,535	1,496
Cr ₂ O ₃	0,143	0,123	0	0,013	0	0,143	0,020	0,205	0	0,102
FeO	18,305	18,317	18,554	18,712	18,088	18,507	18,350	18,963	19,584	19,422
MnO	0,093	0,163	0	0,018	0,084	0,031	0,097	0,115	0,057	0,101
MgO	9,584	9,370	9,466	9,693	9,484	9,366	9,240	9,492	9,395	9,177
NiO	0	0	0	0,023	0,037	0,134	0	0	0,005	0
CaO	0,006	0,034	0	0,036	0,006	0	0,171	0,041	0	0,056
Na ₂ O	0,226	0,259	0,237	0,202	0,241	0,201	0,271	0,249	0,183	0,286
K ₂ O	8,695	8,846	8,980	8,763	8,585	8,551	8,344	8,614	8,668	8,485
FeO.calc	16,811	16,869	17,088	16,950	16,204	16,727	16,316	16,993	17,479	17,275
Fe ₂ O ₃ .calc	1,643	1,593	1,613	1,938	2,072	1,958	2,238	2,167	2,316	2,361
TOTAL	94,897	94,815	95,009	94,216	92,776	93,747	92,470	93,869	93,582	93,798
Fórmula estructural calculada para 11 oxígenos										
Si	2,762	2,760	2,762	2,752	2,774	2,770	2,759	2,742	2,747	2,747
Al ^{IV}	1,238	1,240	1,238	1,248	1,226	1,230	1,241	1,258	1,253	1,253
Al ^{VI}	0,476	0,476	0,479	0,440	0,458	0,447	0,443	0,418	0,402	0,426
Ti	0,091	0,093	0,089	0,088	0,084	0,096	0,093	0,089	0,089	0,086
Cr	0,008	0,007	0	0,001	0	0,009	0,001	0,012	0	0,006
Fe ³⁺	0,093	0,090	0,091	0,111	0,120	0,112	0,130	0,125	0,134	0,136
Fe ²⁺	1,057	1,064	1,075	1,077	1,043	1,067	1,055	1,087	1,125	1,107
Mn	0,006	0,010	0	0,001	0,005	0,002	0,006	0,007	0,004	0,007
Mg	1,074	1,053	1,062	1,098	1,088	1,065	1,065	1,082	1,077	1,048
Ni	0	0	0	0,001	0,002	0,008	0	0	0	0
Ca	0	0,003	0	0,003	0	0	0,014	0,003	0	0,005
Na	0,033	0,038	0,035	0,030	0,036	0,030	0,041	0,037	0,027	0,042
K	0,834	0,851	0,862	0,850	0,843	0,832	0,823	0,840	0,851	0,829

Tabla VI.4.- Análisis de biotita correspondientes a los *gneises bandeados*.

N° muestra	266-76 83	266-76 84	266-76 111	266-76 112	266-76 113	266-76 114	266-76 116	266-76 117	266-76 120	266-76 145
SiO ₂	36,220	35,953	35,679	36,083	36,509	35,867	35,688	35,829	36,244	36,323
Al ₂ O ₃	18,524	18,530	18,645	19,129	18,964	18,503	18,685	18,919	19,008	19,690
TiO ₂	1,311	1,296	1,688	1,508	1,588	1,536	1,663	1,631	1,500	1,608
Cr ₂ O ₃	0,041	0,048	0,123	0,054	0,041	0,143	0,095	0	0,020	0,061
FeO	19,072	19,789	18,220	18,074	18,442	18,675	18,143	18,339	18,933	17,641
MnO	0,132	0,123	0,071	0,119	0,216	0,022	0,009	0,057	0,097	0,018
MgO	9,375	9,194	9,473	9,536	9,534	9,191	9,284	9,466	9,552	9,373
NiO	0,046	0	0,009	0	0	0,056	0	0,023	0,051	0,056
CaO	0,302	0,190	0	0,056	0,031	0,101	0,059	0,132	0,001	0,036
Na ₂ O	0,272	0,257	0,262	0,268	0,255	0,291	0,245	0,256	0,232	0,252
K ₂ O	8,225	8,097	8,462	8,597	8,742	8,486	8,626	8,513	8,666	8,639
FeO.calc	16,783	17,344	16,347	16,373	16,805	16,602	16,360	16,530	17,135	16,261
Fe ₂ O ₃ .calc	2,518	2,690	2,060	1,871	1,801	2,280	1,962	1,990	1,978	1,518
TOTAL	93,749	93,722	92,819	93,594	94,486	93,078	92,675	93,346	94,484	93,835
Fórmula estructural calculada para 11 oxígenos										
Si	2,766	2,753	2,747	2,752	2,763	2,760	2,753	2,744	2,748	2,754
Al ^{IV}	1,234	1,247	1,253	1,248	1,237	1,240	1,247	1,256	1,252	1,246
Al ^{VI}	0,433	0,426	0,440	0,471	0,456	0,438	0,453	0,452	0,448	0,514
Ti	0,075	0,075	0,098	0,086	0,090	0,089	0,096	0,094	0,086	0,092
Cr	0,002	0,003	0,007	0,003	0,002	0,009	0,006	0	0,001	0,004
Fe ³⁺	0,145	0,155	0,119	0,107	0,103	0,132	0,114	0,115	0,113	0,087
Fe ²⁺	1,072	1,111	1,053	1,044	1,064	1,068	1,056	1,059	1,087	1,031
Mn	0,009	0,008	0,005	0,008	0,014	0,001	0,001	0,004	0,006	0,001
Mg	1,067	1,049	1,087	1,084	1,075	1,054	1,067	1,080	1,080	1,059
Ni	0,003	0	0,001	0	0	0,003	0	0,001	0,003	0,003
Ca	0,025	0,016	0	0,005	0,003	0,008	0,005	0,011	0	0,003
Na	0,040	0,038	0,039	0,040	0,037	0,043	0,037	0,038	0,034	0,037
K	0,801	0,791	0,831	0,836	0,844	0,833	0,849	0,832	0,838	0,836

N° muestra	266-76 146	266-76 147	266-76 148	266-76 149	266-76 150	266-76 152	266-76 159	266-76 161	266-76 163	266-76 164
SiO ₂	36,293	36,618	36,103	36,398	36,154	35,946	36,056	35,938	35,602	35,810
Al ₂ O ₃	18,966	19,197	18,779	19,106	18,955	18,696	18,862	18,628	18,637	18,722
TiO ₂	1,606	1,591	1,813	1,666	1,613	1,438	1,738	1,605	1,670	1,666
Cr ₂ O ₃	0,054	0,061	0,095	0,054	0,034	0,206	0,054	0	0,054	0
FeO	18,410	18,673	18,097	17,925	18,639	17,454	17,890	18,313	18,602	18,379
MnO	0,141	0,247	0,075	0,084	0,220	0,062	0,075	0,053	0,172	0
MgO	9,111	9,429	9,109	9,484	9,479	9,655	9,418	9,444	9,590	9,313
NiO	0	0	0	0,102	0,139	0,083	0,116	0,093	0,097	0,111
CaO	0,102	0,034	0,053	0,020	0,031	0,126	0,028	0,003	0,003	0,028
Na ₂ O	0,260	0,260	0,248	0,240	0,241	0,266	0,243	0,245	0,270	0,287
K ₂ O	8,528	8,637	8,509	8,828	8,632	8,292	8,719	8,497	8,322	8,501
FeO.calc	16,674	17,046	16,425	16,459	16,929	15,522	16,316	16,430	16,607	16,478
Fe ₂ O ₃ .calc	1,909	1,790	1,839	1,612	1,881	2,125	1,732	2,071	2,194	2,091
TOTAL	93,645	94,910	93,048	94,054	94,308	92,417	93,356	93,007	93,218	93,007
Fórmula estructural calculada para 11 oxígenos										
Si	2,768	2,759	2,769	2,763	2,747	2,766	2,759	2,761	2,735	2,753
Al ^{IV}	1,232	1,241	1,231	1,237	1,253	1,234	1,241	1,239	1,265	1,247
Al ^{VI}	0,474	0,464	0,467	0,473	0,445	0,463	0,460	0,449	0,423	0,450
Ti	0,092	0,090	0,105	0,095	0,092	0,083	0,100	0,093	0,096	0,096
Cr	0,003	0,004	0,006	0,003	0,002	0,013	0,003	0	0,003	0
Fe ³⁺	0,110	0,102	0,106	0,092	0,108	0,123	0,100	0,120	0,127	0,121
Fe ²⁺	1,064	1,074	1,054	1,045	1,076	0,999	1,044	1,056	1,067	1,060
Mn	0,009	0,016	0,005	0,005	0,014	0,004	0,005	0,003	0,011	0
Mg	1,036	1,059	1,041	1,073	1,073	1,107	1,074	1,081	1,098	1,067
Ni	0	0	0	0,006	0,008	0,005	0,007	0,006	0,006	0,007
Ca	0,008	0,003	0,004	0,002	0,003	0,010	0,002	0	0	0,002
Na	0,038	0,038	0,037	0,035	0,036	0,040	0,036	0,036	0,040	0,043
K	0,830	0,830	0,833	0,855	0,837	0,814	0,851	0,833	0,816	0,834

Tabla VI.5.- Análisis de biotita correspondientes a los *gneises bandeados*.

N° muestra	266-76 165	266-76 166	266-76 170	266-76 171	266-76 175	266-76 194	266-76 195	266-76 198	266-76 199	266-76 200
SiO ₂	35,653	35,673	36,462	35,713	35,469	35,292	35,277	35,747	36,000	35,884
Al ₂ O ₃	18,668	18,314	19,047	18,715	18,441	18,533	18,288	18,412	18,858	18,732
TiO ₂	1,548	1,326	1,603	1,558	1,655	1,354	1,328	1,550	1,533	1,653
Cr ₂ O ₃	0,034	0,054	0,061	0,075	0,069	0	0,013	0,136	0,054	0,041
FeO	17,881	19,039	18,434	18,581	18,274	18,900	19,307	18,877	18,770	18,222
MnO	0	0,097	0,088	0,092	0,250	0,159	0,145	0,150	0,053	0,093
MgO	9,313	9,673	9,524	9,280	8,980	9,366	9,050	9,383	9,347	9,216
NiO	0,056	0	0,046	0,032	0,055	0,018	0,028	0	0,120	0,083
CaO	0,014	0,035	0,001	0,139	0,039	0,053	0,146	0,036	0	0,006
Na ₂ O	0,179	0,226	0,248	0,282	0,209	0,235	0,321	0,235	0,268	0,249
K ₂ O	8,650	8,468	8,684	8,026	8,390	8,513	8,089	8,483	8,798	8,580
FeO.calc	16,162	16,805	16,777	16,418	16,407	16,784	16,773	16,835	16,963	16,458
Fe ₂ O ₃ .calc	1,891	2,457	1,823	2,380	2,054	2,327	2,788	2,246	1,988	1,940
TOTAL	92,168	93,128	94,364	92,709	92,018	92,635	92,245	93,213	93,982	92,935
Fórmula estructural calculada para 11 oxígenos										
Si	2,762	2,748	2,761	2,750	2,759	2,736	2,745	2,751	2,748	2,761
Al ^{IV}	1,238	1,252	1,239	1,250	1,241	1,264	1,255	1,249	1,252	1,239
Al ^{VI}	0,468	0,412	0,461	0,449	0,451	0,430	0,423	0,421	0,445	0,460
Ti	0,090	0,077	0,091	0,090	0,097	0,079	0,078	0,090	0,088	0,096
Cr	0,002	0,003	0,004	0,005	0,004	0	0,001	0,008	0,003	0,002
Fe ³⁺	0,110	0,142	0,104	0,138	0,120	0,136	0,163	0,130	0,114	0,112
Fe ²⁺	1,047	1,083	1,062	1,057	1,067	1,088	1,092	1,083	1,083	1,059
Mn	0	0,006	0,006	0,006	0,016	0,010	0,010	0,010	0,003	0,006
Mg	1,075	1,111	1,075	1,065	1,041	1,082	1,050	1,076	1,063	1,057
Ni	0,003	0	0,003	0,002	0,003	0,001	0,002	0	0,007	0,005
Ca	0,001	0,003	0	0,011	0,003	0,004	0,012	0,003	0	0
Na	0,027	0,034	0,036	0,042	0,032	0,035	0,048	0,035	0,040	0,037
K	0,855	0,832	0,839	0,789	0,833	0,842	0,803	0,833	0,857	0,842

N° muestra	266-76 201	266-76 202	266-76 207	266-76 208	266-76 209	266-76 255	266-76 256	266-76 257	266-76 258
SiO ₂	36,126	35,953	35,491	36,000	36,023	36,105	36,210	36,111	35,904
Al ₂ O ₃	19,189	19,480	18,968	18,713	18,972	19,191	18,936	19,055	18,579
TiO ₂	1,518	1,458	1,523	1,641	1,578	1,673	1,500	1,646	1,608
Cr ₂ O ₃	0,028	0,130	0,007	0,034	0,048	0,143	0,082	0	0,028
FeO	18,380	17,596	19,015	18,357	17,946	19,044	18,515	18,676	18,161
MnO	0,101	0,177	0,220	0,145	0,241	0,092	0,110	0,070	0,101
MgO	9,536	9,547	9,148	9,487	9,293	9,257	9,337	9,143	9,096
NiO	0,005	0,037	0,065	0	0,079	0,046	0	0,111	0
CaO	0,062	0,018	0,038	0,013	0,056	0,008	0	0,020	0,014
Na ₂ O	0,287	0,204	0,235	0,298	0,240	0,252	0,221	0,270	0,201
K ₂ O	8,524	8,791	8,342	8,479	8,589	8,325	8,528	8,807	8,409
FeO.calc	16,600	16,218	17,067	16,470	16,323	17,204	16,729	17,021	16,332
Fe ₂ O ₃ .calc	1,958	1,516	2,143	2,075	1,786	2,023	1,965	1,821	2,012
TOTAL	93,934	93,529	93,247	93,356	93,227	94,320	93,618	94,075	92,284
Fórmula estructural calculada para 11 oxígenos									
Si	2,747	2,742	2,730	2,756	2,760	2,739	2,764	2,752	2,776
Al ^{IV}	1,253	1,258	1,270	1,244	1,240	1,261	1,236	1,248	1,224
Al ^{VI}	0,467	0,494	0,451	0,445	0,473	0,456	0,467	0,463	0,470
Ti	0,087	0,084	0,088	0,094	0,091	0,095	0,086	0,094	0,094
Cr	0,002	0,008	0	0,002	0,003	0,009	0,005	0	0,002
Fe ³⁺	0,112	0,087	0,124	0,120	0,103	0,116	0,113	0,104	0,117
Fe ²⁺	1,056	1,035	1,098	1,054	1,046	1,092	1,068	1,085	1,056
Mn	0,007	0,011	0,014	0,009	0,016	0,006	0,007	0,005	0,007
Mg	1,081	1,085	1,049	1,082	1,061	1,047	1,062	1,038	1,048
Ni	0	0,002	0,004	0	0,005	0,003	0	0,007	0
Ca	0,005	0,001	0,003	0,001	0,005	0,001	0	0,002	0,001
Na	0,042	0,030	0,035	0,044	0,036	0,037	0,033	0,040	0,030
K	0,827	0,856	0,819	0,828	0,839	0,806	0,830	0,856	0,830

Tabla VI.6.- Análisis de biotita correspondientes a los *gneises bandeados*.

N° muestra	TAB-3 1	TAB-3 2	TAB-3 16	TAB-3 17	TAB-3 18	TAB-3 21	TAB-3 26	TAB-3 27	TAB-3 28	TAB-3 35
SiO ₂	36,931	36,366	36,064	36,629	36,937	36,655	36,813	36,832	36,162	36,978
Al ₂ O ₃	19,021	18,537	18,161	18,635	19,091	18,469	19,015	18,847	18,354	19,006
TiO ₂	1,836	1,731	2,185	2,062	1,701	1,668	1,753	1,743	1,650	1,853
Cr ₂ O ₃	0,117	0,199	0,117	0,056	0,020	0,130	0,035	0	0	0
FeO	19,542	19,880	18,868	19,643	18,951	19,623	19,359	19,211	18,641	20,087
MnO	0,221	0,208	0,182	0,071	0,142	0,239	0,155	0,160	0,120	0,142
MgO	9,066	9,043	8,884	9,096	9,284	9,129	9,181	8,983	8,969	8,944
NiO	0	0,098	0	0	0	0	0	0	0,051	0,005
CaO	0,010	0,015	0	0,066	0	0,004	0,010	0,052	0,013	0
Na ₂ O	0,129	0,155	0,177	0,150	0,125	0,120	0,139	0,117	0,158	0,183
K ₂ O	9,195	9,409	9,125	8,790	9,146	9,226	9,451	9,393	9,263	9,402
FeO.calc	18,255	18,361	17,439	18,063	17,666	18,083	18,123	17,953	17,123	18,732
Fe ₂ O ₃ .calc	1,415	1,671	1,572	1,738	1,413	1,694	1,360	1,383	1,670	1,490
TOTAL	96,197	95,793	93,906	95,356	95,525	95,417	96,035	95,464	93,533	96,735
Fórmula estructural calculada para 11 oxígenos										
Si	2,764	2,749	2,766	2,762	2,773	2,772	2,762	2,777	2,781	2,761
Al ^{IV}	1,236	1,251	1,234	1,238	1,227	1,228	1,238	1,223	1,219	1,239
Al ^{VI}	0,443	0,402	0,408	0,418	0,463	0,418	0,444	0,453	0,444	0,434
Ti	0,103	0,098	0,126	0,117	0,096	0,095	0,099	0,099	0,095	0,104
Cr	0,007	0,012	0,007	0,003	0,001	0,008	0,002	0	0	0
Fe ³⁺	0,080	0,095	0,091	0,099	0,080	0,096	0,077	0,079	0,097	0,084
Fe ²⁺	1,143	1,161	1,119	1,139	1,109	1,143	1,137	1,132	1,101	1,170
Mn	0,014	0,013	0,012	0,005	0,009	0,015	0,010	0,010	0,008	0,009
Mg	1,011	1,019	1,016	1,022	1,039	1,029	1,027	1,010	1,028	0,995
Ni	0	0,006	0	0	0	0	0	0	0,003	0
Ca	0,001	0,001	0	0,005	0	0	0,001	0,004	0,001	0
Na	0,019	0,023	0,026	0,022	0,018	0,018	0,020	0,017	0,024	0,026
K	0,878	0,9076	0,8929	0,8456	0,8761	0,89	0,9047	0,9036	0,9087	0,8956

N° muestra	TAB-3 36	TAB-3 37	TAB-3 38	TAB-3 39	TAB-3 40	TAB-3 47	TAB-3 48	TAB-3 49	TAB-3 56	TAB-3 57
SiO ₂	36,717	36,849	37,070	36,605	36,920	37,166	36,740	36,385	36,736	36,398
Al ₂ O ₃	18,668	18,936	19,096	18,496	19,227	19,225	18,964	18,664	18,751	18,822
TiO ₂	1,670	1,688	1,661	1,805	1,828	1,836	2,357	2,058	1,776	1,867
Cr ₂ O ₃	0,076	0,110	0,096	0,165	0,096	0,145	0,089	0,020	0,048	0,082
FeO	19,202	19,265	18,988	19,603	19,618	19,230	19,508	19,282	20,110	19,485
MnO	0,111	0,200	0,058	0,168	0,093	0,084	0,244	0,213	0,115	0,115
MgO	9,007	8,985	9,078	9,257	9,108	8,967	8,794	8,766	9,121	9,169
NiO	0,088	0	0,042	0,107	0,112	0,060	0,042	0,023	0	0
CaO	0,022	0,025	0,013	0	0,034	0	0,013	0,055	0	0,055
Na ₂ O	0,151	0,160	0,120	0,162	0,113	0,197	0,235	0,249	0,148	0,155
K ₂ O	8,928	9,195	9,031	9,157	9,486	9,504	9,051	8,879	9,184	9,069
FeO.calc	17,604	17,884	17,634	18,030	18,477	18,091	18,278	17,735	18,551	18,001
Fe ₂ O ₃ .calc	1,758	1,519	1,489	1,730	1,256	1,253	1,353	1,702	1,715	1,632
TOTAL	94,800	95,551	95,388	95,682	96,749	96,528	96,160	94,749	96,145	95,365
Fórmula estructural calculada para 11 oxígenos										
Si	2,781	2,774	2,784	2,760	2,753	2,771	2,752	2,763	2,758	2,749
Al ^{IV}	1,219	1,226	1,216	1,240	1,247	1,229	1,248	1,237	1,242	1,251
Al ^{VI}	0,449	0,454	0,475	0,404	0,443	0,461	0,427	0,433	0,418	0,425
Ti	0,095	0,096	0,094	0,102	0,103	0,103	0,133	0,118	0,100	0,106
Cr	0,005	0,007	0,006	0,010	0,006	0,009	0,005	0,001	0,003	0,005
Fe ³⁺	0,100	0,086	0,084	0,098	0,070	0,070	0,076	0,097	0,097	0,093
Fe ²⁺	1,115	1,126	1,108	1,137	1,152	1,128	1,145	1,126	1,165	1,137
Mn	0,007	0,013	0,004	0,011	0,006	0,005	0,015	0,014	0,007	0,007
Mg	1,017	1,008	1,016	1,040	1,012	0,996	0,982	0,992	1,021	1,032
Ni	0,005	0	0,003	0,006	0,007	0,004	0,003	0,001	0	0
Ca	0,002	0,002	0,001	0	0,003	0	0,001	0,004	0	0,004
Na	0,022	0,023	0,017	0,024	0,016	0,028	0,034	0,037	0,022	0,023
K	0,863	0,883	0,8654	0,8809	0,9025	0,904	0,865	0,8601	0,8798	0,8739

Tabla VI.7.- Análisis de biotita correspondientes a los *gneises bandeados*.

Nº muestra	TAB-3 58	TAB-3 72	TAB-3 74	TAB-3 77	TAB-3 80	TAB-3 86	TAB-3 87	TAB-3 88	TAB-3 89	TAB-3 90
SiO ₂	36,590	36,321	36,453	36,366	36,802	36,699	35,645	36,417	36,661	36,627
Al ₂ O ₃	18,977	18,671	19,049	18,651	19,157	19,138	18,176	18,720	18,872	18,756
TiO ₂	1,715	1,878	1,730	1,882	1,821	1,576	1,805	1,751	1,795	1,735
Cr ₂ O ₃	0,104	0,158	0,020	0,069	0,048	0,089	0,020	0,193	0,069	0,028
FeO	19,365	19,663	19,484	19,994	19,848	20,540	19,257	19,118	18,853	20,434
MnO	0,102	0,089	0,164	0,164	0,129	0,186	0,235	0,151	0,164	0,204
MgO	9,264	8,987	9,045	9,045	9,230	9,078	8,939	9,119	9,111	9,396
NiO	0	0,028	0	0,056	0	0	0	0,074	0	0
CaO	0	0,001	0,008	0,031	0,070	0,057	0,031	0,029	0,077	0,010
Na ₂ O	0,124	0,154	0,170	0,168	0,136	0,160	0,108	0,160	0,167	0,111
K ₂ O	9,292	9,702	9,354	9,127	9,385	9,402	9,195	9,196	9,062	9,382
FeO.calc	18,014	18,377	18,138	18,415	18,570	19,034	17,685	17,671	17,468	18,933
Fe ₂ O ₃ .calc	1,486	1,415	1,481	1,737	1,406	1,657	1,730	1,592	1,523	1,651
TOTAL	95,668	95,781	95,612	95,711	96,754	97,076	93,568	95,073	94,969	96,833
Fórmula estructural calculada para 11 oxígenos										
Si	2,754	2,747	2,750	2,746	2,745	2,739	2,753	2,759	2,771	2,740
Al ^{IV}	1,246	1,253	1,250	1,254	1,255	1,261	1,247	1,241	1,229	1,260
Al ^{VI}	0,439	0,411	0,444	0,406	0,430	0,422	0,408	0,431	0,452	0,394
Ti	0,097	0,107	0,098	0,107	0,102	0,088	0,105	0,100	0,102	0,098
Cr	0,006	0,009	0,001	0,004	0,003	0,005	0,001	0,012	0,004	0,002
Fe ³⁺	0,084	0,080	0,084	0,099	0,079	0,093	0,101	0,091	0,087	0,093
Fe ²⁺	1,134	1,162	1,144	1,163	1,159	1,188	1,142	1,120	1,104	1,185
Mn	0,007	0,006	0,010	0,010	0,008	0,012	0,015	0,010	0,010	0,013
Mg	1,039	1,013	1,017	1,018	1,026	1,010	1,029	1,030	1,026	1,048
Ni	0	0,002	0	0,003	0	0	0	0,005	0	0
Ca	0	0	0,001	0,003	0,006	0,005	0,003	0,002	0,006	0,001
Na	0,018	0,023	0,025	0,025	0,020	0,023	0,016	0,024	0,024	0,016
K	0,8924	0,936	0,9002	0,8793	0,8932	0,8951	0,9059	0,8888	0,8738	0,895

Nº muestra	TAB-4 1	TAB-4 2	TAB-4 43	TAB-4 44	TAB-4 45	TAB-4 46	TAB-4 47	TAB-4 48	TAB-4 49	TAB-4 75
SiO ₂	36,860	36,824	36,901	36,894	36,648	37,204	36,794	36,381	35,628	36,637
Al ₂ O ₃	16,060	16,183	16,778	16,385	16,506	16,670	16,211	16,060	15,637	16,529
TiO ₂	2,137	1,968	1,731	1,888	1,877	1,857	1,833	1,870	1,922	2,047
Cr ₂ O ₃	0,132	0	0,102	0	0,145	0,137	0,056	0	0,124	0,076
FeO	18,246	18,219	19,336	18,671	18,620	17,850	18,677	18,614	18,491	18,785
MnO	0,009	0,138	0,049	0,049	0,106	0,058	0,155	0,137	0	0,164
MgO	11,265	11,522	11,131	11,205	11,214	11,469	11,152	11,064	10,754	11,524
NiO	0	0	0,228	0	0	0,028	0,037	0	0,126	0
CaO	0,050	0,007	0,022	0,059	0,025	0,038	0	0,071	0	0,062
Na ₂ O	0,152	0,124	0,133	0,115	0,142	0,136	0,135	0,167	0,109	0,096
K ₂ O	9,056	9,005	9,302	8,828	8,885	8,949	8,960	8,946	8,842	9,064
FeO.calc	16,112	16,083	17,213	16,419	16,402	15,837	16,409	16,250	15,993	16,748
Fe ₂ O ₃ .calc	2,347	2,350	2,335	2,477	2,439	2,214	2,495	2,601	2,747	2,240
TOTAL	94,180	94,204	95,925	94,319	94,390	94,597	94,237	93,546	91,883	95,188
Fórmula estructural calculada para 11 oxígenos										
Si	2,808	2,803	2,778	2,805	2,788	2,810	2,806	2,798	2,793	2,771
Al ^{IV}	1,192	1,197	1,222	1,195	1,212	1,190	1,194	1,202	1,207	1,229
Al ^{VI}	0,251	0,256	0,267	0,274	0,269	0,295	0,263	0,253	0,239	0,244
Ti	0,122	0,113	0,098	0,108	0,107	0,105	0,105	0,108	0,113	0,116
Cr	0,008	0	0,006	0	0,009	0,008	0,003	0	0,008	0,005
Fe ³⁺	0,135	0,135	0,132	0,142	0,140	0,126	0,143	0,150	0,162	0,127
Fe ²⁺	1,027	1,024	1,084	1,044	1,044	1,000	1,047	1,045	1,049	1,059
Mn	0,001	0,009	0,003	0,003	0,007	0,004	0,010	0,009	0	0,011
Mg	1,279	1,307	1,249	1,270	1,271	1,291	1,267	1,268	1,257	1,299
Ni	0	0	0,014	0	0	0,002	0,002	0	0,008	0
Ca	0,004	0,001	0,002	0,005	0,002	0,003	0	0,006	0	0,005
Na	0,022	0,018	0,019	0,017	0,021	0,020	0,020	0,025	0,017	0,014
K	0,880	0,875	0,893	0,856	0,862	0,862	0,872	0,878	0,884	0,874

Tabla VI.8.- Análisis de biotita correspondientes a los *gneises bandeados*.

N° muestra	TAB-4 76	TAB-4 77	TAB-4 78	TAB-4 79	TAB-4 80	TAB-4 81	TAB-4 1;c-4	TAB-4 5	TAB-4 6	TAB-4 7
SiO ₂	37,335	37,294	36,682	36,817	36,501	36,492	37,286	35,985	36,573	36,573
Al ₂ O ₃	16,602	16,427	16,933	16,376	16,629	16,549	16,529	16,088	16,279	16,228
TiO ₂	2,047	2,098	2,073	1,985	1,840	1,841	2,047	1,853	2,130	2,047
Cr ₂ O ₃	0,048	0	0,256	0,104	0,061	0,056	0,048	0,117	0,041	0,104
FeO	18,375	17,910	17,953	18,143	18,129	17,639	17,376	17,544	17,550	17,115
MnO	0,084	0,093	0,111	0,062	0,071	0,089	0	0,062	0,169	0,124
MgO	11,907	11,726	11,121	11,132	11,106	11,277	11,661	11,487	11,577	11,631
NiO	0	0,121	0	0	0,140	0,033	0,033	0,047	0	0,121
CaO	0,021	0,053	0,031	0,071	0,036	0	0,123	0,001	0	0,013
Na ₂ O	0,113	0,163	0,131	0,136	0,109	0,140	0,150	0,096	0,144	0,115
K ₂ O	8,907	8,860	9,121	8,855	8,887	8,984	9,168	9,121	9,061	9,098
FeO.calc	16,347	15,857	16,181	16,005	16,032	15,598	15,529	15,433	15,612	15,222
Fe ₂ O ₃ .calc	2,230	2,259	1,950	2,352	2,307	2,245	2,032	2,322	2,132	2,082
TOTAL	95,642	94,950	94,589	93,895	93,719	93,304	94,606	92,612	93,718	93,358
Fórmula estructural calculada para 11 oxígenos										
Si	2,794	2,807	2,781	2,808	2,792	2,798	2,814	2,788	2,794	2,802
Al ^{IV}	1,206	1,193	1,219	1,192	1,208	1,202	1,186	1,212	1,206	1,198
Al ^{VI}	0,259	0,265	0,294	0,280	0,292	0,295	0,285	0,257	0,261	0,267
Ti	0,115	0,119	0,118	0,114	0,106	0,106	0,116	0,108	0,122	0,118
Cr	0,003	0	0,015	0,006	0,004	0,003	0,003	0,007	0,002	0,006
Fe ³⁺	0,126	0,128	0,111	0,135	0,133	0,130	0,115	0,135	0,123	0,120
Fe ²⁺	1,023	0,998	1,026	1,021	1,026	1,000	0,980	1,000	0,998	0,975
Mn	0,005	0,006	0,007	0,004	0,005	0,006	0	0,004	0,011	0,008
Mg	1,328	1,316	1,256	1,265	1,266	1,289	1,312	1,326	1,318	1,328
Ni	0	0,007	0	0	0,009	0,002	0,002	0,003	0	0,007
Ca	0,002	0,004	0,003	0,006	0,003	0	0,010	0	0	0,001
Na	0,016	0,024	0,019	0,020	0,016	0,021	0,022	0,014	0,021	0,017
K	0,850	0,851	0,882	0,862	0,867	0,879	0,883	0,901	0,883	0,889

N° muestra	TAB-4 8	TAB-4 9	TAB-4 11	TAB-4 16	TAB-4 17	TAB-4 19	TAB-4 21	TAB-4 22	TAB-4 23	TAB-4 32
SiO ₂	36,956	37,040	37,647	37,784	37,343	36,911	37,012	36,881	36,901	37,256
Al ₂ O ₃	16,540	16,652	16,755	16,362	16,262	16,531	15,918	16,219	16,181	16,517
TiO ₂	2,103	1,915	2,012	2,082	2,118	1,753	2,072	2,153	2,115	2,175
Cr ₂ O ₃	0,215	0,104	0,063	0,104	0,028	0,028	0,028	0,096	0,089	0,159
FeO	17,580	18,332	17,842	17,928	17,279	18,605	17,905	17,801	18,107	17,504
MnO	0,165	0,111	0,044	0,089	0	0,080	0,031	0,129	0,027	0,138
MgO	11,733	11,882	11,845	11,827	11,840	11,568	11,472	11,588	11,500	11,514
NiO	0,126	0,093	0,126	0	0,037	0,093	0,028	0,033	0,079	0
CaO	0,007	0,032	0	0,070	0	0,043	0	0,007	0	0,017
Na ₂ O	0,144	0,111	0,120	0,128	0,096	0,101	0,131	0,106	0,109	0,162
K ₂ O	9,134	9,022	9,064	8,751	8,533	8,793	9,138	8,668	8,887	9,256
FeO.calc	15,751	16,304	16,002	15,865	15,197	16,337	15,818	15,703	15,998	15,769
Fe ₂ O ₃ .calc	2,012	2,231	2,024	2,269	2,291	2,494	2,296	2,307	2,320	1,908
TOTAL	94,886	95,497	95,702	95,331	93,744	94,733	93,944	93,891	94,206	94,871
Fórmula estructural calculada para 11 oxígenos										
Si	2,790	2,782	2,810	2,826	2,830	2,794	2,822	2,806	2,805	2,809
Al ^{IV}	1,210	1,218	1,190	1,174	1,170	1,206	1,178	1,194	1,195	1,191
Al ^{VI}	0,262	0,256	0,284	0,269	0,282	0,269	0,254	0,261	0,255	0,278
Ti	0,119	0,108	0,113	0,117	0,121	0,100	0,119	0,123	0,121	0,123
Cr	0,013	0,006	0,004	0,006	0,002	0,002	0,002	0,006	0,005	0,009
Fe ³⁺	0,114	0,126	0,114	0,128	0,131	0,142	0,132	0,132	0,133	0,108
Fe ²⁺	0,994	1,024	0,999	0,992	0,963	1,034	1,009	0,999	1,017	0,994
Mn	0,011	0,007	0,003	0,006	0	0,005	0,002	0,008	0,002	0,009
Mg	1,320	1,330	1,318	1,318	1,337	1,305	1,304	1,314	1,303	1,294
Ni	0,008	0,006	0,008	0	0,002	0,006	0,002	0,002	0,005	0
Ca	0,001	0,003	0	0,006	0	0,003	0	0,001	0	0,001
Na	0,021	0,016	0,017	0,019	0,014	0,015	0,019	0,016	0,016	0,024
K	0,880	0,864	0,863	0,835	0,825	0,849	0,889	0,841	0,862	0,890

Tabla VI.9.- Análisis de biotita correspondientes a los *gneises bandeados*.

Nº muestra	TAB-4 46	TAB-4 57	TAB-4 58	TAB-4 81	TAB-4 82	TAB-4 83	TAB-4 84	TAB-4 85	TAB-4 86	TAB-4 130
SiO ₂	36,684	36,503	35,942	36,503	36,227	36,800	36,759	36,332	36,774	37,147
Al ₂ O ₃	16,406	16,767	16,461	16,395	16,497	16,425	16,245	16,612	16,170	16,967
TiO ₂	1,478	1,908	1,867	1,932	2,038	1,985	1,945	1,793	2,083	1,136
Cr ₂ O ₃	0,124	0,145	0	0,007	0,132	0,221	0,124	0,124	0,063	0,061
FeO	19,458	17,973	18,831	17,810	17,946	17,737	17,542	18,448	17,990	18,637
MnO	0,111	0,111	0,111	0,058	0,120	0,133	0,142	0,102	0,129	0,084
MgO	11,096	11,374	11,588	11,485	11,631	11,683	11,666	11,412	11,600	11,676
NiO	0	0,065	0,042	0	0,023	0,028	0	0,023	0,089	0,019
CaO	0,035	0,050	0	0,020	0,035	0	0,028	0,006	0	0,073
Na ₂ O	0,040	0,086	0,067	0,111	0,101	0,108	0,133	0,104	0,112	0,394
K ₂ O	8,961	9,056	8,793	8,998	8,849	8,895	8,456	8,954	8,869	8,932
FeO.calc	17,052	16,066	16,540	15,753	15,886	15,718	15,267	16,289	15,885	15,951
Fe ₂ O ₃ .calc	2,647	2,098	2,520	2,262	2,266	2,221	2,502	2,374	2,316	2,955
TOTAL	94,634	94,229	93,931	93,525	93,805	94,217	93,267	94,126	94,090	95,395
Fórmula estructural calculada para 11 oxígenos										
Si	2,794	2,779	2,754	2,795	2,769	2,794	2,809	2,773	2,800	2,791
Al ^{IV}	1,206	1,221	1,246	1,205	1,231	1,206	1,191	1,227	1,200	1,209
Al ^{VI}	0,267	0,283	0,241	0,275	0,255	0,264	0,272	0,268	0,251	0,294
Ti	0,085	0,109	0,108	0,111	0,117	0,113	0,112	0,103	0,119	0,064
Cr	0,007	0,009	0	0	0,008	0,013	0,007	0,007	0,004	0,004
Fe ³⁺	0,152	0,120	0,145	0,130	0,130	0,127	0,144	0,136	0,133	0,167
Fe ²⁺	1,086	1,023	1,060	1,009	1,015	0,998	0,976	1,040	1,011	1,002
Mn	0,007	0,007	0,007	0,004	0,008	0,009	0,009	0,007	0,008	0,005
Mg	1,260	1,290	1,323	1,310	1,325	1,322	1,328	1,298	1,316	1,307
Ni	0	0,004	0,003	0	0,001	0,002	0	0,001	0,005	0,001
Ca	0,003	0,004	0	0,002	0,003	0	0,002	0	0	0,006
Na	0,006	0,013	0,010	0,016	0,015	0,016	0,020	0,015	0,017	0,057
K	0,871	0,879	0,860	0,879	0,863	0,862	0,824	0,872	0,861	0,856

Nº muestra	TAB-4 131	TAB-4 132	TAB-4 133	TAB-4 139	TAB-4 140	TAB-4 151	TAB-4 152	TAB-4 153	TAB-4 154
SiO ₂	35,377	36,496	36,428	36,242	35,435	36,988	36,359	37,341	37,204
Al ₂ O ₃	16,931	16,689	16,342	16,115	16,249	17,215	16,534	17,135	16,740
TiO ₂	1,086	1,528	1,480	1,776	1,760	1,401	1,384	1,433	1,488
Cr ₂ O ₃	0,076	0,145	0	0	0,007	0,180	0,130	0,096	0,061
FeO	19,871	18,774	18,480	18,566	19,085	18,222	19,045	18,388	18,448
MnO	0,084	0,027	0,075	0,129	0,129	0,120	0,115	0,058	0,124
MgO	11,746	11,408	11,338	10,973	10,915	11,621	11,774	11,354	11,592
NiO	0,005	0	0,051	0,051	0	0,107	0,023	0	0
CaO	0,017	0	0,020	0,021	0,056	0,111	0,074	0,052	0,081
Na ₂ O	0,073	0,123	0,074	0,150	0,137	0,144	0,046	0,098	0,101
K ₂ O	8,010	8,983	9,011	8,968	8,851	8,861	8,049	8,904	9,201
FeO.calc	16,811	16,447	16,150	16,208	16,589	16,051	16,248	16,278	16,347
Fe ₂ O ₃ .calc	3,366	2,559	2,563	2,593	2,745	2,388	3,076	2,321	2,312
TOTAL	93,582	94,406	93,532	93,227	92,874	95,187	93,813	95,070	95,250
Fórmula estructural calculada para 11 oxígenos									
Si	2,720	2,778	2,798	2,797	2,756	2,781	2,774	2,808	2,802
Al ^{IV}	1,280	1,222	1,202	1,203	1,244	1,219	1,226	1,192	1,198
Al ^{VI}	0,255	0,276	0,277	0,263	0,245	0,308	0,261	0,327	0,289
Ti	0,063	0,087	0,085	0,103	0,103	0,079	0,079	0,081	0,084
Cr	0,005	0,009	0	0	0	0,011	0,008	0,006	0,004
Fe ³⁺	0,195	0,147	0,148	0,151	0,161	0,135	0,177	0,131	0,131
Fe ²⁺	1,081	1,047	1,037	1,046	1,079	1,009	1,037	1,024	1,030
Mn	0,005	0,002	0,005	0,008	0,008	0,008	0,007	0,004	0,008
Mg	1,346	1,294	1,298	1,262	1,265	1,302	1,339	1,272	1,301
Ni	0	0	0,003	0,003	0	0,006	0,001	0	0
Ca	0,001	0	0,002	0,002	0,005	0,009	0,006	0,004	0,007
Na	0,011	0,018	0,011	0,022	0,021	0,021	0,007	0,014	0,015
K	0,786	0,872	0,883	0,883	0,878	0,850	0,783	0,854	0,884

Tabla VII.1.- Análisis de biotita correspondientes a la *Fm. "Ollo de Sapo" (ortogneis glandular)*.

N° muestra	268-28 54	268-28 58	268-28 59	268-28 60	268-28 61	268-61 4	268-61 7	268-61 8	268-61 12	268-61 23
SiO ₂	37,093	36,742	37,258	36,128	37,059	35,277	36,160	36,103	36,530	36,075
Al ₂ O ₃	15,707	15,119	15,588	15,202	15,469	15,172	15,142	15,344	15,637	15,206
TiO ₂	1,858	1,778	1,773	1,786	1,878	1,530	1,683	1,635	1,568	1,643
Cr ₂ O ₃	0	0,168	0,371	0,136	0,412	0,061	0,224	0,250	0,298	0
FeO	23,909	24,697	24,222	23,718	24,609	24,085	24,124	23,997	23,041	23,194
MnO	0,291	0,198	0,439	0,351	0,267	0,291	0,360	0,303	0,229	0,331
MgO	7,790	8,133	7,581	7,576	7,606	7,163	7,267	7,375	7,169	7,373
NiO	0,005	0,019	0,009	0	0,065	0	0,083	0,195	0	0
CaO	0,187	0,080	0,081	0,014	0,020	0,024	0,175	0,011	0,165	0,083
Na ₂ O	0,146	0,092	0,096	0,065	0,055	0,125	0,294	0,066	0,214	0,066
K ₂ O	8,861	8,403	9,228	9,291	9,284	9,501	9,162	9,981	9,466	9,408
FeO.calc	20,865	21,120	21,338	20,762	21,685	20,911	20,737	21,255	20,135	20,301
Fe ₂ O ₃ .calc	3,348	3,935	3,172	3,251	3,216	3,492	3,726	3,017	3,197	3,183
TOTAL	96,151	95,787	96,934	94,563	97,016	93,546	95,013	95,534	94,608	93,668
Fórmula estructural calculada para 11 oxígenos										
Si	2,837	2,826	2,839	2,826	2,828	2,805	2,822	2,814	2,846	2,845
Al ^{IV}	1,163	1,174	1,161	1,174	1,172	1,195	1,178	1,186	1,154	1,155
Al ^{VI}	0,410	0,428	0,396	0,406	0,397	0,388	0,388	0,393	0,386	0,400
Ti	0,107	0,103	0,102	0,105	0,108	0,092	0,099	0,096	0,092	0,097
Cr	0	0,010	0,022	0,008	0,025	0,004	0,014	0,015	0,018	0
Fe ³⁺	0,193	0,228	0,182	0,191	0,185	0,209	0,219	0,177	0,187	0,189
Fe ²⁺	1,334	1,358	1,360	1,358	1,384	1,391	1,353	1,386	1,312	1,339
Mn	0,019	0,013	0,028	0,023	0,017	0,020	0,024	0,020	0,015	0,022
Mg	0,888	0,932	0,861	0,883	0,865	0,849	0,845	0,857	0,832	0,866
Ni	0	0,001	0,001	0	0,004	0	0,005	0,012	0	0
Ca	0,015	0,007	0,007	0,001	0,002	0,002	0,015	0,001	0,014	0,007
Na	0,022	0,014	0,014	0,010	0,008	0,019	0,044	0,010	0,032	0,010
K	0,865	0,824	0,897	0,927	0,904	0,964	0,912	0,993	0,941	0,946

N° muestra	268-28 54	268-28 58	268-28 59	268-28 60	268-28 61	268-61 4	268-61 7	268-61 8	268-61 12	268-61 23
SiO ₂	37,093	36,742	37,258	36,128	37,059	35,277	36,160	36,103	36,530	36,075
Al ₂ O ₃	15,707	15,119	15,588	15,202	15,469	15,172	15,142	15,344	15,637	15,206
TiO ₂	1,858	1,778	1,773	1,786	1,878	1,530	1,683	1,635	1,568	1,643
Cr ₂ O ₃	0	0,168	0,371	0,136	0,412	0,061	0,224	0,250	0,298	0
FeO	23,909	24,697	24,222	23,718	24,609	24,085	24,124	23,997	23,041	23,194
MnO	0,291	0,198	0,439	0,351	0,267	0,291	0,360	0,303	0,229	0,331
MgO	7,790	8,133	7,581	7,576	7,606	7,163	7,267	7,375	7,169	7,373
NiO	0,005	0,019	0,009	0	0,065	0	0,083	0,195	0	0
CaO	0,187	0,080	0,081	0,014	0,020	0,024	0,175	0,011	0,165	0,083
Na ₂ O	0,146	0,092	0,096	0,065	0,055	0,125	0,294	0,066	0,214	0,066
K ₂ O	8,861	8,403	9,228	9,291	9,284	9,501	9,162	9,981	9,466	9,408
FeO.calc	20,865	21,120	21,338	20,762	21,685	20,911	20,737	21,255	20,135	20,301
Fe ₂ O ₃ .calc	3,348	3,935	3,172	3,251	3,216	3,492	3,726	3,017	3,197	3,183
TOTAL	96,151	95,787	96,934	94,563	97,016	93,546	95,013	95,534	94,608	93,668
Fórmula estructural calculada para 11 oxígenos										
Si	2,837	2,826	2,839	2,826	2,828	2,805	2,822	2,814	2,846	2,845
Al ^{IV}	1,163	1,174	1,161	1,174	1,172	1,195	1,178	1,186	1,154	1,155
Al ^{VI}	0,410	0,428	0,396	0,406	0,397	0,388	0,388	0,393	0,386	0,400
Ti	0,107	0,103	0,102	0,105	0,108	0,092	0,099	0,096	0,092	0,097
Cr	0	0,010	0,022	0,008	0,025	0,004	0,014	0,015	0,018	0
Fe ³⁺	0,193	0,228	0,182	0,191	0,185	0,209	0,219	0,177	0,187	0,189
Fe ²⁺	1,334	1,358	1,360	1,358	1,384	1,391	1,353	1,386	1,312	1,339
Mn	0,019	0,013	0,028	0,023	0,017	0,020	0,024	0,020	0,015	0,022
Mg	0,888	0,932	0,861	0,883	0,865	0,849	0,845	0,857	0,832	0,866
Ni	0	0,001	0,001	0	0,004	0	0,005	0,012	0	0
Ca	0,015	0,007	0,007	0,001	0,002	0,002	0,015	0,001	0,014	0,007
Na	0,022	0,014	0,014	0,010	0,008	0,019	0,044	0,010	0,032	0,010
K	0,865	0,824	0,897	0,927	0,904	0,964	0,912	0,993	0,941	0,946

Tabla VII.2.- Análisis de biotita correspondientes a la *Fm. "Ollo de Sapo" (ortogneis glandular)*.

Nº muestra	268-63 71	268-63 87	268-63 88	268-63 89	268-63 90	268-63 97	306-8 291	306-8 292	306-8 293
SiO ₂	37,540	37,057	37,780	36,481	37,281	36,809	35,991	36,443	34,840
Al ₂ O ₃	15,750	15,932	15,805	15,675	15,200	15,907	14,942	15,780	15,386
TiO ₂	1,678	1,703	1,942	1,795	1,908	1,681	1,872	1,738	1,595
Cr ₂ O ₃	0,400	0,291	0,013	0,136	0,102	0,013	0,162	0,196	0,105
FeO	22,830	23,522	23,055	23,562	23,100	23,108	25,073	23,738	24,583
MnO	0,194	0,294	0,221	0,303	0,216	0,203	0,248	0,265	0,306
MgO	8,259	7,924	8,418	7,931	8,256	8,206	7,604	7,564	7,949
NiO	0,083	0,046	0,135	0	0,130	0,056	0,011	0,167	0,056
CaO	0,050	0,013	0,060	0,083	0,027	0	0,120	0,070	0,024
Na ₂ O	0,156	0,142	0,121	0,070	0,105	0,034	0,086	0,062	0,011
K ₂ O	9,616	10,064	9,647	9,482	9,957	9,882	8,727	9,238	8,751
FeO.calc	20,176	21,047	20,572	20,839	20,531	20,667	21,557	20,909	21,170
Fe ₂ O ₃ .calc	2,919	2,722	2,732	2,995	2,826	2,685	3,868	3,111	3,755
TOTAL	96,821	97,235	97,445	95,790	96,539	96,143	95,188	95,544	93,947
Fórmula estructural calculada para 11 oxígenos									
Si	2,848	2,820	2,848	2,813	2,850	2,824	2,805	2,817	2,755
Al ^{IV}	1,152	1,180	1,152	1,187	1,150	1,176	1,195	1,183	1,245
Al ^{VI}	0,435	0,415	0,440	0,420	0,437	0,434	0,403	0,401	0,425
Ti	0,096	0,097	0,110	0,104	0,110	0,097	0,110	0,101	0,095
Cr	0,024	0,018	0,001	0,008	0,006	0,001	0,010	0,012	0,007
Fe ³⁺	0,167	0,156	0,155	0,174	0,163	0,155	0,227	0,181	0,223
Fe ²⁺	1,280	1,340	1,297	1,344	1,313	1,326	1,405	1,352	1,400
Mn	0,012	0,019	0,014	0,020	0,014	0,013	0,016	0,017	0,020
Mg	0,934	0,899	0,946	0,912	0,941	0,938	0,883	0,871	0,937
Ni	0,005	0,003	0,008	0	0,008	0,003	0,001	0,010	0,004
Ca	0,004	0,001	0,005	0,007	0,002	0	0,010	0,006	0,002
Na	0,023	0,021	0,018	0,010	0,016	0,005	0,013	0,009	0,002
K	0,931	0,977	0,928	0,933	0,971	0,967	0,868	0,911	0,883

Nº muestra	267-76 305	267-76 306	267-76 323	267-77 1	267-77 2	267-77 3	267-77 4	267-77 5	267-77 6	267-77 10	267-77 11
SiO ₂	35,270	34,597	35,178	35,591	35,891	35,970	35,805	40,811	35,446	35,489	35,536
Al ₂ O ₃	17,192	16,882	17,103	18,373	17,855	17,863	18,571	16,984	18,150	17,619	17,917
TiO ₂	3,064	3,041	2,369	3,169	2,635	2,856	2,711	2,846	3,066	3,716	3,344
Cr ₂ O ₃	0	0,082	0,067	0,054	0	0,123	0	0	0	0,069	0,089
FeO	22,149	22,305	22,625	20,644	20,533	20,769	20,671	19,895	21,428	20,926	20,828
MnO	0,307	0,161	0,263	0,250	0,303	0,163	0,414	0,221	0,203	0,185	0,229
MgO	7,891	7,959	8,324	7,685	8,120	8,131	8,086	7,569	8,227	7,873	7,834
NiO	0	0	0,009	0,005	0	0	0	0,023	0	0,088	0,014
CaO	0,007	0,015	0,042	0,006	0,035	0	0	0,234	0	0,020	0
Na ₂ O	0,075	0,116	0,101	0,131	0,162	0,131	0,131	0,152	0,160	0,117	0,105
K ₂ O	9,744	9,816	9,558	9,635	9,588	9,744	9,786	8,699	9,627	9,752	9,786
FeO.calc	20,724	20,639	20,624	19,775	19,231	19,601	19,750	18,503	20,229	20,059	19,945
Fe ₂ O ₃ .calc	1,568	1,832	2,201	0,956	1,432	1,284	1,013	1,531	1,319	0,953	0,972
TOTAL	95,842	95,141	95,839	95,630	95,252	95,867	96,267	97,573	96,427	95,941	95,770
Fórmula estructural calculada para 11 oxígenos											
Si	2,714	2,691	2,709	2,717	2,748	2,740	2,717	2,981	2,694	2,711	2,717
Al ^{IV}	1,286	1,309	1,291	1,283	1,252	1,260	1,283	1,019	1,306	1,289	1,283
Al ^{VI}	0,417	0,424	0,439	0,408	0,433	0,431	0,426	0,398	0,432	0,417	0,416
Ti	0,177	0,178	0,137	0,182	0,152	0,164	0,155	0,156	0,175	0,214	0,192
Cr	0	0,005	0,004	0,003	0	0,007	0	0	0	0,004	0,005
Fe ³⁺	0,091	0,107	0,128	0,055	0,083	0,074	0,058	0,084	0,075	0,055	0,056
Fe ²⁺	1,334	1,342	1,328	1,263	1,231	1,249	1,253	1,130	1,286	1,282	1,275
Mn	0,020	0,011	0,017	0,016	0,020	0,011	0,027	0,014	0,013	0,012	0,015
Mg	0,905	0,923	0,955	0,874	0,926	0,923	0,914	0,824	0,932	0,896	0,893
Ni	0	0	0,001	0	0	0	0	0,001	0	0,005	0,001
Ca	0,001	0,001	0,003	0	0,003	0	0	0,018	0	0,002	0
Na	0,011	0,017	0,015	0,019	0,024	0,019	0,019	0,022	0,024	0,017	0,016
K	0,956	0,974	0,939	0,939	0,936	0,947	0,947	0,811	0,933	0,951	0,954

Tabla VII.3.- Análisis de biotita correspondientes a la *Fm. "Ollo de Sapo" (ortogneis glandular migmatizado)*.

Nº muestra	267-77 12	267-77 13	267-77 14	267-77 15	267-77 16	267-77 17	267-77 20	267-77 21	267-77 22	267-77 23	267-77 24
SiO ₂	35,275	35,206	34,902	35,493	35,121	35,566	36,188	35,001	35,134	35,332	35,632
Al ₂ O ₃	17,883	17,970	18,161	18,055	17,953	17,817	17,732	17,844	18,110	18,140	17,908
TiO ₂	3,506	3,294	3,239	3,406	3,403	3,505	3,716	3,379	3,411	3,368	3,386
Cr ₂ O ₃	0	0,048	0,034	0,069	0	0,007	0,034	0	0,069	0,054	0,020
FeO	20,824	21,286	20,837	21,514	20,575	21,249	20,542	21,006	20,283	20,406	20,988
MnO	0,291	0,203	0,300	0,360	0,413	0,291	0,207	0,234	0,234	0,256	0,281
MgO	7,869	7,990	7,791	7,985	7,995	8,078	8,554	8,038	8,100	8,095	8,287
NiO	0,088	0,009	0	0,014	0,028	0,028	0,042	0,005	0	0,014	0
CaO	0,022	0,014	0,015	0	0,014	0,036	0,020	0,039	0,020	0,067	0,083
Na ₂ O	0,105	0,146	0,185	0,152	0,160	0,096	0,131	0,133	0,164	0,092	0,206
K ₂ O	9,910	9,746	9,725	9,616	9,567	9,548	9,505	9,590	9,719	9,455	9,698
FeO.calc	20,053	20,220	19,840	20,496	19,629	20,257	19,667	19,924	19,437	19,518	19,934
Fe ₂ O ₃ .calc	0,848	1,172	1,097	1,120	1,040	1,091	0,962	1,190	0,931	0,977	1,159
TOTAL	95,850	96,019	95,289	96,766	95,324	96,320	96,758	95,377	95,329	95,368	96,594
Fórmula estructural calculada para 11 oxígenos											
Si	2,701	2,691	2,686	2,692	2,697	2,705	2,725	2,690	2,694	2,703	2,701
Al ^{IV}	1,299	1,309	1,314	1,308	1,303	1,295	1,275	1,310	1,306	1,297	1,299
Al ^{VI}	0,417	0,422	0,415	0,418	0,426	0,425	0,449	0,427	0,432	0,431	0,436
Ti	0,202	0,189	0,187	0,194	0,197	0,200	0,210	0,195	0,197	0,194	0,193
Cr	0	0,003	0,002	0,004	0	0	0,002	0	0,004	0,003	0,001
Fe ³⁺	0,049	0,067	0,064	0,064	0,060	0,062	0,055	0,069	0,054	0,056	0,066
Fe ²⁺	1,284	1,293	1,277	1,300	1,261	1,289	1,239	1,281	1,246	1,249	1,264
Mn	0,019	0,013	0,020	0,023	0,027	0,019	0,013	0,015	0,015	0,017	0,018
Mg	0,898	0,910	0,894	0,903	0,915	0,916	0,960	0,921	0,926	0,923	0,936
Ni	0,005	0,001	0	0,001	0,002	0,002	0,003	0	0	0,001	0
Ca	0,002	0,001	0,001	0	0,001	0,003	0,002	0,003	0,002	0,005	0,007
Na	0,016	0,022	0,028	0,022	0,024	0,014	0,019	0,020	0,024	0,014	0,030
K	0,968	0,950	0,955	0,931	0,937	0,927	0,913	0,940	0,951	0,923	0,938

Nº muestra	267-77 25	267-77 26	267-77 27	267-77 28	267-77 29	267-77 30	267-77 31	267-77 32	267-77 33	267-77 34	267-77 35
SiO ₂	36,225	34,691	35,014	34,834	35,189	34,868	34,370	35,005	34,757	33,600	34,601
Al ₂ O ₃	18,135	17,594	17,823	17,823	17,821	17,844	17,670	17,581	17,547	17,524	17,538
TiO ₂	3,301	3,136	3,149	3,713	2,819	3,223	3,489	3,491	3,571	3,311	3,481
Cr ₂ O ₃	0,089	0	0,130	0,041	0,061	0,020	0,102	0	0	0,156	0,069
FeO	20,591	20,602	20,483	19,809	21,555	20,841	20,314	20,503	20,482	21,098	20,793
MnO	0,250	0,334	0,322	0,256	0,220	0,216	0,234	0,241	0,312	0,232	0,194
MgO	8,259	8,196	8,134	7,994	8,509	7,856	8,023	7,944	8,075	7,763	7,819
NiO	0,032	0,065	0,009	0	0,042	0	0,009	0,111	0	0	0
CaO	0,073	0,074	0,036	0,055	0,007	0,097	0,043	0,024	0,006	0	0,003
Na ₂ O	0,150	0,137	0,128	0,123	0,158	0,204	0,106	0,163	0,120	0,143	0,124
K ₂ O	9,380	9,540	9,705	9,739	9,856	9,390	9,733	9,813	9,466	9,833	9,917
FeO.calc	19,596	19,365	19,445	19,131	20,189	19,541	19,384	19,539	19,448	19,882	19,820
Fe ₂ O ₃ .calc	1,094	1,361	1,141	0,746	1,502	1,430	1,023	1,061	1,138	1,338	1,071
TOTAL	96,584	94,493	95,037	94,455	96,374	94,689	94,186	94,972	94,439	93,782	94,636
Fórmula estructural calculada para 11 oxígenos											
Si	2,730	2,691	2,698	2,695	2,686	2,695	2,677	2,703	2,694	2,646	2,688
Al ^{IV}	1,270	1,309	1,302	1,305	1,314	1,305	1,323	1,297	1,306	1,354	1,312
Al ^{VI}	0,434	0,440	0,435	0,431	0,447	0,421	0,433	0,426	0,434	0,419	0,420
Ti	0,187	0,183	0,183	0,216	0,162	0,187	0,204	0,203	0,208	0,196	0,203
Cr	0,005	0	0,008	0,003	0,004	0,001	0,006	0	0	0,010	0,004
Fe ³⁺	0,062	0,079	0,066	0,043	0,086	0,083	0,060	0,062	0,066	0,079	0,063
Fe ²⁺	1,235	1,256	1,253	1,238	1,289	1,263	1,263	1,262	1,261	1,310	1,288
Mn	0,016	0,022	0,021	0,017	0,014	0,014	0,015	0,016	0,020	0,015	0,013
Mg	0,928	0,948	0,934	0,922	0,968	0,905	0,931	0,914	0,933	0,911	0,905
Ni	0,002	0,004	0,001	0	0,003	0	0,001	0,007	0	0	0
Ca	0,006	0,006	0,003	0,005	0,001	0,008	0,004	0,002	0	0	0
Na	0,022	0,021	0,019	0,018	0,023	0,031	0,016	0,024	0,018	0,022	0,019
K	0,902	0,944	0,954	0,961	0,960	0,926	0,967	0,967	0,936	0,988	0,983

Tabla VII.4.- Análisis de biotita correspondientes a la *Fm. "Ollo de Sapo" (ortogneis glandular migmatizado)*.

Nº muestra	267-77 36	267-77 37	267-77 38	267-77 39	267-77 40	267-77 41	267-77 42	267-77 43	267-77 44	267-77 45	267-77 46
SiO ₂	34,481	35,086	35,360	34,312	34,911	34,928	35,232	34,316	35,121	34,977	34,817
Al ₂ O ₃	17,787	17,908	18,025	17,511	17,808	17,872	17,753	17,405	18,089	17,934	18,059
TiO ₂	3,423	3,489	3,404	3,336	3,363	3,399	3,238	3,409	3,259	3,339	3,530
Cr ₂ O ₃	0	0	0,061	0,075	0,013	0,034	0,197	0,061	0,075	0,156	0,095
FeO	20,315	20,849	20,964	20,806	20,546	20,630	20,977	20,716	20,790	20,445	21,061
MnO	0,291	0,141	0,291	0,141	0,256	0,190	0,241	0,216	0,203	0,312	0,176
MgO	7,723	7,758	7,728	7,579	7,821	7,849	7,949	7,940	8,057	7,957	7,854
NiO	0,079	0	0,032	0,028	0,111	0,032	0,023	0,069	0,014	0,065	0
CaO	0,066	0,013	0,034	0,339	0,007	0,034	0,099	0,091	0,042	0,034	0,048
Na ₂ O	0,150	0,132	0,129	0,213	0,140	0,135	0,132	0,160	0,096	0,151	0,123
K ₂ O	9,429	9,961	9,782	8,619	9,835	9,714	9,497	9,439	9,515	9,645	9,551
FeO.calc	19,254	20,015	20,100	19,066	19,627	19,668	19,788	19,413	19,770	19,489	20,081
Fe ₂ O ₃ .calc	1,167	0,917	0,950	1,914	1,011	1,059	1,308	1,433	1,121	1,052	1,078
TOTAL	93,850	95,420	95,896	93,133	94,903	94,913	95,457	93,952	95,363	95,111	95,412

Fórmula estructural calculada para 11 oxígenos

Si	2,689	2,698	2,704	2,690	2,698	2,696	2,704	2,681	2,694	2,693	2,676
Al ^{IV}	1,311	1,302	1,296	1,310	1,302	1,304	1,296	1,319	1,306	1,307	1,324
Al ^{VI}	0,418	0,413	0,409	0,412	0,419	0,420	0,422	0,429	0,428	0,425	0,417
Ti	0,201	0,202	0,196	0,197	0,195	0,197	0,187	0,200	0,188	0,193	0,204
Cr	0	0	0,004	0,005	0,001	0,002	0,012	0,004	0,005	0,009	0,006
Fe ³⁺	0,069	0,053	0,055	0,113	0,059	0,061	0,076	0,084	0,065	0,061	0,062
Fe ²⁺	1,256	1,287	1,285	1,250	1,269	1,270	1,270	1,268	1,268	1,255	1,291
Mn	0,019	0,009	0,019	0,009	0,017	0,012	0,016	0,014	0,013	0,020	0,011
Mg	0,898	0,889	0,881	0,886	0,901	0,903	0,909	0,924	0,921	0,913	0,900
Ni	0,005	0	0,002	0,002	0,007	0,002	0,001	0,004	0,001	0,004	0
Ca	0,006	0,001	0,003	0,028	0,001	0,003	0,008	0,008	0,003	0,003	0,004
Na	0,023	0,020	0,019	0,032	0,021	0,020	0,020	0,024	0,014	0,023	0,018
K	0,938	0,977	0,954	0,862	0,970	0,957	0,930	0,941	0,931	0,947	0,937

Nº muestra	267-77 47	267-77 48	267-77 49	267-77 50	267-77 51	267-77 52	267-77 53	267-77 54	267-77 55	267-77 56	267-77 57
SiO ₂	35,054	34,062	34,265	34,231	34,239	34,509	34,410	34,359	34,552	34,235	34,515
Al ₂ O ₃	18,070	17,218	17,447	17,394	17,598	17,645	17,481	17,602	17,377	17,636	16,925
TiO ₂	3,436	3,538	3,479	3,354	3,499	3,466	3,321	3,229	3,281	3,379	3,606
Cr ₂ O ₃	0,205	0	0	0,034	0	0,020	0,034	0,110	0,110	0,054	0
FeO	20,642	20,557	19,880	20,841	20,624	21,047	21,061	20,692	20,801	20,531	21,579
MnO	0,291	0,312	0,190	0,207	0,238	0,167	0,260	0,334	0,278	0,216	0,254
MgO	8,035	7,718	7,902	7,740	7,703	7,732	7,819	7,806	8,118	7,859	8,035
NiO	0,106	0	0	0	0	0	0,009	0,032	0,023	0,060	0,042
CaO	0	0,049	0,050	0,078	0,017	0	0,041	0,003	0,050	0,090	0,020
Na ₂ O	0,117	0,136	0,179	0,173	0,123	0,121	0,086	0,124	0,111	0,151	0,093
K ₂ O	9,632	9,315	9,296	9,345	9,679	9,628	9,623	9,402	9,650	9,504	9,815
FeO.calc	19,771	19,282	18,667	19,440	19,599	19,934	19,878	19,448	19,588	19,351	20,342
Fe ₂ O ₃ .calc	0,958	1,402	1,335	1,541	1,128	1,225	1,302	1,369	1,334	1,298	1,361
TOTAL	95,675	93,032	92,809	93,537	93,823	94,446	94,263	93,817	94,472	93,833	95,008

Fórmula estructural calculada para 11 oxígenos

Si	2,684	2,686	2,696	2,685	2,680	2,684	2,684	2,686	2,687	2,676	2,683
Al ^{IV}	1,316	1,314	1,304	1,315	1,320	1,316	1,316	1,314	1,313	1,324	1,317
Al ^{VI}	0,426	0,421	0,433	0,420	0,417	0,415	0,421	0,422	0,436	0,425	0,429
Ti	0,198	0,210	0,206	0,198	0,206	0,203	0,195	0,190	0,192	0,199	0,211
Cr	0,012	0	0	0,002	0	0,001	0,002	0,007	0,007	0,003	0
Fe ³⁺	0,055	0,083	0,079	0,091	0,066	0,072	0,076	0,081	0,078	0,076	0,080
Fe ²⁺	1,266	1,272	1,228	1,275	1,283	1,297	1,297	1,272	1,274	1,265	1,322
Mn	0,019	0,021	0,013	0,014	0,016	0,011	0,017	0,022	0,018	0,014	0,017
Mg	0,917	0,907	0,926	0,905	0,899	0,896	0,909	0,909	0,941	0,916	0,931
Ni	0,007	0	0	0	0	0	0,001	0,002	0,001	0,004	0,003
Ca	0	0,004	0,004	0,007	0,001	0	0,003	0	0,004	0,008	0,002
Na	0,017	0,021	0,027	0,026	0,019	0,018	0,013	0,019	0,017	0,023	0,014
K	0,941	0,937	0,933	0,935	0,967	0,955	0,958	0,938	0,957	0,948	0,973

Tabla VII.5.- Análisis de biotita correspondientes a la *Fm. "Ollo de Sapo" (ortogneis glandular migmatizado)*.

Nº muestra	267-77 68	267-77 69	267-77 70	267-77 71	267-77 72	267-77 73	267-77 74	267-77 75	267-77 76	267-77 80	267-77 81
SiO ₂	35,101	34,057	33,784	33,645	34,374	34,757	34,483	34,205	34,404	33,906	34,870
Al ₂ O ₃	17,355	17,530	17,398	17,099	17,458	17,978	17,483	17,288	17,625	16,891	17,428
TiO ₂	2,776	3,077	3,183	3,363	3,348	3,550	3,593	3,443	3,404	3,655	3,268
Cr ₂ O ₃	0,130	0,041	0,129	0,130	0	0,041	0,069	0,082	0,054	0,069	0,121
FeO	20,671	21,211	20,723	20,326	20,396	20,963	20,028	20,046	20,907	20,604	21,714
MnO	0,150	0,285	0,241	0,260	0,263	0,260	0,269	0,291	0,238	0,232	0,302
MgO	8,813	8,126	8,106	7,931	7,975	7,904	7,863	8,080	7,984	8,013	7,596
NiO	0	0,162	0	0,037	0	0,005	0	0,074	0,018	0,055	0
CaO	0,046	0,027	0,042	0,038	0,045	0,071	0	0	0,020	0,034	0,076
Na ₂ O	0,181	0,135	0,140	0,119	0,094	0,127	0,168	0,135	0,102	0,116	0,143
K ₂ O	9,455	9,593	9,242	9,781	9,507	9,593	9,597	9,419	9,827	9,501	9,254
FeO.calc	19,041	19,805	19,217	19,128	19,254	20,011	19,037	18,861	19,882	19,326	20,224
Fe ₂ O ₃ .calc	1,793	1,547	1,656	1,317	1,257	1,047	1,090	1,304	1,127	1,406	1,639
TOTAL	94,841	94,385	93,139	92,849	93,574	95,344	93,652	93,182	94,685	93,204	94,921
Fórmula estructural calculada para 11 oxígenos											
Si	2,706	2,660	2,662	2,669	2,691	2,675	2,695	2,688	2,673	2,675	2,700
Al ^{IV}	1,294	1,340	1,338	1,331	1,309	1,325	1,305	1,312	1,327	1,325	1,300
Al ^{VI}	0,472	0,436	0,441	0,435	0,433	0,420	0,427	0,441	0,428	0,437	0,405
Ti	0,161	0,181	0,189	0,201	0,197	0,205	0,211	0,203	0,199	0,217	0,190
Cr	0,008	0,003	0,008	0,008	0	0,002	0,004	0,005	0,003	0,004	0,007
Fe ³⁺	0,104	0,091	0,098	0,079	0,074	0,061	0,064	0,077	0,066	0,083	0,095
Fe ²⁺	1,228	1,293	1,267	1,269	1,261	1,288	1,244	1,239	1,292	1,275	1,309
Mn	0,010	0,019	0,016	0,017	0,017	0,017	0,018	0,019	0,016	0,016	0,020
Mg	1,013	0,946	0,952	0,937	0,931	0,907	0,916	0,946	0,925	0,942	0,876
Ni	0	0,010	0	0,002	0	0	0	0,005	0,001	0,003	0
Ca	0,004	0,002	0,004	0,003	0,004	0,006	0	0	0,002	0,003	0,006
Na	0,027	0,020	0,021	0,018	0,014	0,019	0,025	0,021	0,015	0,018	0,021
K	0,930	0,956	0,929	0,990	0,950	0,942	0,957	0,944	0,974	0,956	0,914

Nº muestra	266-70 211	266-70 212	266-70 213	266-70 214	266-70 216	266-70 217	266-70 218	266-70 219	266-70 225	266-70 226	266-70 227
SiO ₂	35,842	35,835	35,435	35,921	35,790	35,123	35,688	35,807	36,135	36,036	35,747
Al ₂ O ₃	17,273	17,241	17,411	17,409	17,691	17,116	17,351	16,574	17,247	17,866	17,668
TiO ₂	2,969	3,036	2,912	2,699	2,889	2,926	2,924	3,069	2,769	2,635	2,577
Cr ₂ O ₃	0,089	0,089	0	0,164	0,082	0,110	0,028	0,007	0,095	0,034	0,041
FeO	19,892	19,563	20,212	19,804	19,776	20,236	19,459	19,394	20,779	20,033	19,192
MnO	0,283	0,336	0,336	0,332	0,155	0,322	0,319	0,199	0,252	0,407	0,310
MgO	8,166	8,022	7,929	8,013	8,474	7,856	8,086	8,164	8,217	8,143	8,256
NiO	0	0,028	0,042	0,023	0,102	0	0	0,088	0,181	0,172	0,070
CaO	0,087	0	0,057	0,029	0,010	0,098	0,063	0,031	0	0,015	0,081
Na ₂ O	0,193	0,109	0,156	0,159	0,132	0,150	0,144	0,120	0,119	0,119	0,164
K ₂ O	8,779	9,060	8,985	9,234	9,397	8,892	9,052	9,069	9,380	9,614	8,857
FeO.calc	18,277	18,263	18,693	18,382	18,545	18,573	18,090	17,870	19,275	18,912	17,689
Fe ₂ O ₃ .calc	1,776	1,431	1,670	1,565	1,354	1,830	1,505	1,677	1,655	1,233	1,653
TOTAL	93,734	93,449	93,627	93,929	94,621	92,995	93,251	92,674	95,324	95,186	93,113
Fórmula estructural calculada para 11 oxígenos											
Si	2,769	2,779	2,752	2,776	2,747	2,749	2,772	2,799	2,765	2,757	2,772
Al ^{IV}	1,231	1,221	1,248	1,224	1,253	1,251	1,228	1,201	1,235	1,243	1,228
Al ^{VI}	0,443	0,438	0,430	0,435	0,456	0,429	0,442	0,450	0,439	0,436	0,452
Ti	0,173	0,177	0,170	0,157	0,167	0,172	0,171	0,180	0,159	0,152	0,150
Cr	0,005	0,005	0	0,010	0,005	0,007	0,002	0	0,006	0,002	0,003
Fe ³⁺	0,103	0,083	0,098	0,091	0,078	0,108	0,088	0,099	0,095	0,071	0,096
Fe ²⁺	1,181	1,184	1,214	1,188	1,190	1,216	1,175	1,168	1,234	1,210	1,147
Mn	0,019	0,022	0,022	0,022	0,010	0,021	0,021	0,013	0,016	0,026	0,020
Mg	0,940	0,927	0,918	0,923	0,969	0,916	0,936	0,951	0,937	0,929	0,954
Ni	0	0,002	0,003	0,001	0,006	0	0	0,006	0,011	0,011	0,004
Ca	0,007	0	0,005	0,002	0,001	0,008	0,005	0,003	0	0,001	0,007
Na	0,029	0,016	0,023	0,024	0,020	0,023	0,022	0,018	0,018	0,018	0,025
K	0,865	0,896	0,890	0,910	0,920	0,888	0,897	0,904	0,916	0,939	0,876

Tabla VII.6.- Análisis de biotita correspondientes a la *Fm. "Ollo de Sapo" (ortogneis glandular migmatizado)*.

Nº muestra	266-70 230	266-70 231	266-70 233	266-70 234	266-70 245	266-70 246	266-70 247	266-70 248
SiO ₂	36,045	36,160	35,529	36,133	35,762	35,557	35,867	35,514
Al ₂ O ₃	17,434	17,284	17,789	17,859	17,468	17,812	17,415	17,742
TiO ₂	2,665	2,660	2,632	2,777	2,932	2,696	2,869	2,817
Cr ₂ O ₃	0,007	0,089	0,096	0,013	0	0	0,102	0,117
FeO	19,859	19,942	20,027	20,458	19,786	20,415	19,871	19,300
MnO	0,331	0,288	0,177	0,416	0,363	0,323	0,314	0,283
MgO	8,267	8,274	8,091	8,035	8,219	8,259	8,065	8,052
NiO	0	0,056	0,023	0,153	0	0,065	0	0
CaO	0,059	0,032	0,021	0,020	0,006	0,034	0,006	0,028
Na ₂ O	0,133	0,127	0,139	0,152	0,144	0,104	0,140	0,189
K ₂ O	8,743	9,275	9,397	9,246	9,237	9,245	9,291	9,476
FeO.calc	18,236	18,484	18,670	19,159	18,497	19,043	18,553	18,135
Fe ₂ O ₃ .calc	1,785	1,604	1,493	1,429	1,417	1,509	1,450	1,281
TOTAL	93,705	94,333	94,057	95,392	94,046	94,647	94,072	93,634
Fórmula estructural calculada para 11 oxígenos								
Si	2,781	2,782	2,747	2,756	2,761	2,736	2,769	2,753
Al ^{IV}	1,219	1,218	1,253	1,244	1,239	1,264	1,231	1,247
Al ^{VI}	0,448	0,447	0,437	0,428	0,445	0,443	0,437	0,439
Ti	0,155	0,154	0,153	0,159	0,170	0,156	0,167	0,164
Cr	0	0,005	0,006	0,001	0	0	0,006	0,007
Fe ³⁺	0,104	0,093	0,087	0,082	0,082	0,087	0,084	0,075
Fe ²⁺	1,177	1,189	1,207	1,222	1,194	1,225	1,198	1,176
Mn	0,022	0,019	0,012	0,027	0,024	0,021	0,021	0,019
Mg	0,951	0,949	0,932	0,914	0,946	0,947	0,928	0,930
Ni	0	0,003	0,001	0,009	0	0,004	0	0
Ca	0,005	0,003	0,002	0,002	0	0,003	0	0,002
Na	0,020	0,019	0,021	0,022	0,022	0,016	0,021	0,028
K	0,861	0,911	0,927	0,900	0,910	0,907	0,915	0,937

Nº muestra	306-10 275	306-10 276	306-10 277	306-10 278	306-10 279	306-10 280	306-10 281
SiO ₂	35,782	35,765	34,964	35,424	36,530	36,441	35,863
Al ₂ O ₃	14,981	15,078	15,616	15,527	15,633	15,476	15,295
TiO ₂	2,537	2,769	2,422	2,654	2,782	2,712	2,716
Cr ₂ O ₃	0,194	0,243	0,007	0,088	0,215	0,101	0,478
FeO	24,275	23,181	24,206	23,716	23,441	22,871	23,494
MnO	0,061	0,123	0,139	0,123	0,205	0,167	0,214
MgO	6,367	6,236	6,369	6,135	6,394	6,145	6,181
NiO	0	0,009	0	0,023	0,083	0	0
CaO	0,049	0,063	0,080	0,154	0,045	0,064	0,071
Na ₂ O	0,080	0,080	0,081	0,128	0,112	0,066	0,089
K ₂ O	8,772	9,002	8,861	8,534	8,808	9,186	8,984
FeO.calc	21,236	20,569	21,318	20,830	20,917	20,561	20,893
Fe ₂ O ₃ .calc	3,343	2,874	3,177	3,175	2,777	2,541	2,861
TOTAL	93,402	92,810	93,034	92,795	94,500	93,460	93,645
Fórmula estructural calculada para 11 oxígenos							
Si	2,834	2,843	2,786	2,815	2,843	2,867	2,830
Al ^{IV}	1,166	1,157	1,214	1,185	1,157	1,133	1,170
Al ^{VI}	0,232	0,256	0,253	0,270	0,278	0,303	0,252
Ti	0,151	0,166	0,145	0,159	0,163	0,160	0,161
Cr	0,012	0,015	0	0,006	0,013	0,006	0,030
Fe ³⁺	0,199	0,172	0,191	0,190	0,163	0,150	0,170
Fe ²⁺	1,406	1,367	1,421	1,385	1,362	1,353	1,379
Mn	0,004	0,008	0,009	0,008	0,014	0,011	0,014
Mg	0,751	0,739	0,756	0,727	0,742	0,721	0,727
Ni	0	0,001	0	0,001	0,005	0	0
Ca	0,004	0,005	0,007	0,013	0,004	0,005	0,006
Na	0,012	0,012	0,013	0,020	0,017	0,010	0,014
K	0,886	0,913	0,901	0,865	0,875	0,922	0,904

Tabla VII.7.- Análisis de biotita correspondientes a la *Fm. "Ollo de Sapo" (tobas epiclásticas)*.

Nº muestra	267-20 193	267-20 194	267-20 195	267-20 196	267-20 197	267-20 199	267-20 200	267-20 210	267-20 211	267-20 217	267-20 219
SiO ₂	35,720	36,988	37,016	36,905	36,847	36,259	36,250	37,005	36,351	36,293	35,722
Al ₂ O ₃	16,504	16,468	17,063	17,022	16,808	16,833	16,859	17,220	17,164	16,886	16,396
TiO ₂	1,863	1,915	1,845	1,928	2,095	1,846	1,800	1,867	1,887	2,237	2,319
Cr ₂ O ₃	0	0	0,082	0,067	0,126	0,029	0	0,063	0,086	0,225	0
FeO	20,229	18,736	17,887	20,332	19,674	19,776	19,565	18,296	20,674	21,000	20,491
MnO	0,111	0,129	0,092	0,062	0,143	0,150	0,185	0,170	0,146	0,156	0,173
MgO	9,066	8,972	8,847	9,151	9,066	9,212	9,401	9,043	9,181	9,154	8,847
NiO	0	0	0,111	0,065	0,165	0	0,010	0	0,005	0	0,045
CaO	0,083	0,151	0,157	0,088	0,112	0,074	0,029	0,192	0,313	0,008	0,048
Na ₂ O	0,100	0,133	0,146	0,119	0,127	0,084	0,073	0,100	0,119	0,069	0,057
K ₂ O	9,534	9,144	8,884	9,138	8,960	8,961	9,410	8,812	8,813	9,638	9,603
FeO.calc	18,127	16,775	16,085	18,280	17,675	17,658	17,669	16,517	18,424	19,198	18,635
Fe ₂ O ₃ .calc	2,312	2,157	1,982	2,257	2,199	2,329	2,086	1,956	2,476	1,982	2,042
TOTAL	93,420	92,832	92,310	95,082	94,323	93,436	93,772	92,946	94,964	95,846	93,887
Fórmula estructural calculada para 11 oxígenos											
Si	2,785	2,864	2,865	2,809	2,820	2,804	2,800	2,848	2,775	2,765	2,779
Al ^{IV}	1,215	1,136	1,135	1,191	1,180	1,196	1,200	1,152	1,225	1,235	1,221
Al ^{VI}	0,302	0,368	0,423	0,337	0,337	0,339	0,335	0,411	0,320	0,282	0,282
Ti	0,109	0,112	0,107	0,110	0,121	0,107	0,105	0,108	0,108	0,128	0,136
Cr	0	0	0,005	0,004	0,008	0,002	0	0,004	0,005	0,014	0
Fe ³⁺	0,136	0,126	0,115	0,129	0,127	0,136	0,121	0,113	0,142	0,114	0,120
Fe ²⁺	1,182	1,086	1,041	1,164	1,132	1,142	1,141	1,063	1,176	1,223	1,212
Mn	0,007	0,008	0,006	0,004	0,009	0,010	0,012	0,011	0,009	0,010	0,011
Mg	1,054	1,035	1,021	1,038	1,034	1,062	1,082	1,037	1,045	1,039	1,026
Ni	0	0	0,007	0,004	0,010	0	0,001	0	0	0	0,003
Ca	0,007	0,013	0,013	0,007	0,009	0,006	0,002	0,016	0,026	0,001	0,004
Na	0,015	0,020	0,022	0,018	0,019	0,013	0,011	0,015	0,018	0,010	0,009
K	0,948	0,903	0,877	0,887	0,875	0,884	0,927	0,865	0,858	0,937	0,953

Nº muestra	267-20 234	267-32 250	267-32 251	267-32 252	267-32 262	267-32 264	267-32 265	267-32 266	267-32 267	267-32 268	267-32 269
SiO ₂	36,862	36,317	36,430	36,449	35,850	36,167	35,799	35,450	37,123	36,558	35,987
Al ₂ O ₃	17,475	17,014	16,886	16,831	16,498	16,703	16,517	16,627	17,366	17,184	16,635
TiO ₂	2,242	1,920	1,938	1,962	1,875	2,063	1,932	1,875	2,018	1,928	1,998
Cr ₂ O ₃	0,146	0,095	0,041	0,089	0,054	0	0	0,075	0	0,061	0
FeO	20,083	21,209	21,094	20,580	20,832	21,264	20,487	21,136	20,790	20,775	20,768
MnO	0,178	0,225	0,018	0,132	0,198	0,159	0,287	0,265	0,199	0,146	0,088
MgO	8,881	8,690	8,861	8,620	8,997	8,725	8,876	9,206	9,177	8,905	8,829
NiO	0,075	0,157	0,019	0,125	0	0	0	0	0,046	0	0
CaO	0,127	0,116	0,022	0,020	0,015	0,022	0,059	0,052	0	0,028	0,038
Na ₂ O	0,131	0,152	0,077	0,205	0,073	0,111	0,144	0,102	0,106	0,128	0,159
K ₂ O	9,470	8,954	9,662	9,321	9,407	9,866	9,715	9,001	9,670	9,584	9,360
FeO.calc	18,521	18,929	19,127	18,449	18,660	19,349	18,475	18,730	19,110	18,898	18,574
Fe ₂ O ₃ .calc	1,718	2,508	2,164	2,344	2,389	2,107	2,213	2,647	1,848	2,065	2,414
TOTAL	95,826	95,077	95,245	94,547	94,016	95,272	94,017	94,030	96,663	95,485	94,081
Fórmula estructural calculada para 11 oxígenos											
Si	2,790	2,781	2,790	2,803	2,782	2,780	2,782	2,752	2,793	2,787	2,787
Al ^{IV}	1,210	1,219	1,210	1,197	1,218	1,220	1,218	1,248	1,207	1,213	1,213
Al ^{VI}	0,349	0,317	0,315	0,330	0,292	0,294	0,296	0,273	0,333	0,332	0,305
Ti	0,128	0,111	0,112	0,113	0,109	0,119	0,113	0,109	0,114	0,111	0,116
Cr	0,009	0,006	0,002	0,005	0,003	0	0	0,005	0	0,004	0
Fe ³⁺	0,098	0,145	0,125	0,136	0,140	0,122	0,129	0,155	0,105	0,118	0,141
Fe ²⁺	1,172	1,212	1,225	1,187	1,211	1,244	1,201	1,216	1,202	1,205	1,203
Mn	0,011	0,015	0,001	0,009	0,013	0,010	0,019	0,017	0,013	0,009	0,006
Mg	1,002	0,992	1,011	0,988	1,041	1,000	1,028	1,065	1,029	1,012	1,019
Ni	0,005	0,010	0,001	0,008	0	0	0	0	0,003	0	0
Ca	0,010	0,010	0,002	0,002	0,001	0,002	0,005	0,004	0	0,002	0,003
Na	0,019	0,023	0,011	0,031	0,011	0,017	0,022	0,015	0,015	0,019	0,024
K	0,914	0,875	0,944	0,915	0,931	0,968	0,963	0,891	0,928	0,932	0,925

Tabla VII.8.- Análisis de biotita correspondientes a la *Fm. “Ollo de Sapo” (tobas epiclásticas)*.

Nº muestra	267-32 270	267-32 271	267-32 272	267-32 274	267-32 280	267-32 281	267-32 282	267-32 283
SiO₂	36,565	36,569	36,133	36,967	36,304	36,468	36,620	36,545
Al₂O₃	17,250	16,867	17,160	16,890	17,050	17,046	17,005	17,186
TiO₂	1,977	1,992	2,052	1,920	1,982	1,982	1,851	1,997
Cr₂O₃	0,020	0,028	0,028	0	0	0	0	0,092
FeO	21,145	21,109	20,878	20,913	20,732	21,106	20,850	20,584
MnO	0,185	0,203	0,141	0,111	0,065	0,252	0,209	0,204
MgO	8,939	8,655	8,648	9,179	8,980	8,949	8,975	9,027
NiO	0	0	0,125	0,099	0,079	0,023	0	0
CaO	0,014	0,032	0,034	0,024	0	0,011	0,034	0
Na₂O	0,151	0,121	0,081	0,129	0,094	0,147	0,125	0,170
K₂O	9,361	9,554	9,663	9,735	9,629	9,391	9,427	9,615
FeO.calc	19,144	19,138	19,103	18,985	18,859	19,080	18,826	18,745
Fe₂O₃.calc	2,201	2,168	1,952	2,121	2,060	2,228	2,226	2,023
TOTAL	95,807	95,327	95,120	96,160	95,102	95,578	95,298	95,604
Fórmula estructural calculada para 11 oxígenos								
Si	2,779	2,798	2,774	2,801	2,781	2,781	2,796	2,782
Al^{IV}	1,221	1,202	1,226	1,199	1,219	1,219	1,204	1,218
Al^{VI}	0,324	0,320	0,327	0,310	0,321	0,313	0,326	0,325
Ti	0,113	0,115	0,118	0,109	0,114	0,114	0,106	0,114
Cr	0,001	0,002	0,002	0	0	0	0	0,006
Fe³⁺	0,126	0,125	0,113	0,121	0,119	0,128	0,128	0,116
Fe²⁺	1,217	1,225	1,226	1,203	1,208	1,217	1,202	1,194
Mn	0,012	0,013	0,009	0,007	0,004	0,016	0,014	0,013
Mg	1,012	0,987	0,989	1,037	1,025	1,017	1,021	1,024
Ni	0	0	0,008	0,006	0,005	0,001	0	0
Ca	0,001	0,003	0,003	0,002	0	0,001	0,003	0
Na	0,022	0,018	0,012	0,019	0,014	0,022	0,019	0,025
K	0,908	0,933	0,946	0,941	0,941	0,914	0,918	0,934

Tabla VII.9.- Análisis de biotita correspondientes a la *Fm. “Ollo de Sapo” (pizarra volcánica)*.

Nº muestra	267-26 238	267-26 239	267-26 240	267-26 242	267-26 243	267-26 244	267-26 245	267-26 246	267-26 247	267-26 248	267-26 249
SiO₂	35,998	36,240	36,115	36,406	36,351	36,488	35,927	35,623	35,557	36,336	35,756
Al₂O₃	16,506	16,769	16,776	17,118	16,608	17,109	16,483	16,583	16,498	16,328	16,168
TiO₂	1,251	1,238	1,234	1,246	1,299	1,316	1,354	1,273	1,241	1,188	1,284
Cr₂O₃	0	0	0,026	0,060	0	0	0,069	0	0,104	0,121	0
FeO	25,259	24,936	25,576	25,408	25,313	25,616	25,749	25,905	25,009	23,912	24,192
MnO	0,178	0,200	0,034	0,118	0,158	0,220	0,169	0,179	0,057	0,198	0,181
MgO	6,009	6,145	6,367	6,384	6,496	6,349	6,403	6,127	6,354	6,505	6,558
NiO	0,065	0,159	0,094	0,036	0	0,083	0	0,089	0	0,071	0,024
CaO	0,003	0	0	0,024	0,021	0	0,028	0,049	0,087	0,063	0,001
Na₂O	0,291	0,201	0,136	0,174	0,137	0,182	0,171	0,204	0,163	0,137	0,173
K₂O	8,474	8,810	8,955	9,043	9,219	9,413	8,985	8,985	8,114	9,128	9,238
FeO.calc	21,652	21,712	22,317	22,321	22,226	22,710	22,422	22,506	21,337	20,876	21,068
Fe₂O₃.calc	3,967	3,546	3,585	3,396	3,396	3,196	3,659	3,739	4,040	3,340	3,436
TOTAL	94,395	95,020	95,639	96,326	95,911	97,067	95,671	95,357	93,551	94,291	93,887
Fórmula estructural calculada para 11 oxígenos											
Si	2,818	2,819	2,799	2,798	2,810	2,793	2,791	2,782	2,801	2,842	2,819
Al^{IV}	1,182	1,181	1,201	1,202	1,190	1,207	1,209	1,218	1,199	1,158	1,181
Al^{VI}	0,342	0,356	0,332	0,349	0,324	0,337	0,300	0,308	0,333	0,347	0,321
Ti	0,074	0,072	0,072	0,072	0,076	0,076	0,079	0,075	0,074	0,070	0,076
Cr	0	0	0,002	0,004	0	0	0,004	0	0,006	0,007	0
Fe³⁺	0,234	0,208	0,209	0,196	0,198	0,184	0,214	0,220	0,239	0,197	0,204
Fe²⁺	1,418	1,412	1,446	1,435	1,437	1,454	1,457	1,470	1,406	1,365	1,389
Mn	0,012	0,013	0,002	0,008	0,010	0,014	0,011	0,012	0,004	0,013	0,012
Mg	0,701	0,712	0,735	0,731	0,748	0,724	0,741	0,713	0,746	0,758	0,770
Ni	0,004	0,010	0,006	0,002	0	0,005	0	0,006	0	0,004	0,002
Ca	0	0	0	0,002	0,002	0	0,002	0,004	0,007	0,005	0
Na	0,044	0,030	0,020	0,026	0,021	0,027	0,026	0,031	0,025	0,021	0,026
K	0,846	0,874	0,885	0,887	0,909	0,919	0,890	0,895	0,816	0,911	0,929

Tabla VII.10.- Análisis de biotita correspondientes a la *Fm. "Ollo de Sapo" (enclave)*.

N° muestra	306	306	306	306	306	306	306	306	306	306	306	306	306	306
	253	254	256	257	259	261	262	263	264	265	268	269	271	272
SiO ₂	36,736	37,164	37,127	36,757	38,154	36,918	36,137	36,661	36,398	37,085	37,177	36,344	37,247	37,016
Al ₂ O ₃	15,971	15,701	16,546	15,712	15,255	15,586	15,875	15,227	15,905	15,709	15,656	15,922	15,629	15,913
TiO ₂	1,648	1,835	1,760	1,908	1,860	2,043	1,733	1,870	1,710	1,761	1,770	1,778	1,735	1,661
Cr ₂ O ₃	0,170	0,129	0	0,047	0,121	0,115	0	0,121	0,222	0,134	0,041	0,034	0,108	0
FeO	21,686	21,965	22,933	21,904	21,745	21,906	22,160	22,621	21,887	22,161	21,762	21,794	22,172	21,877
MnO	0,281	0,201	0,210	0,179	0,245	0,145	0,223	0,249	0,355	0,249	0,306	0,289	0,136	0,254
MgO	7,611	7,514	7,480	7,718	7,997	7,859	7,478	7,675	7,368	7,693	7,884	7,599	7,703	7,569
NiO	0,185	0,032	0,028	0	0,065	0,014	0,042	0	0,014	0	0,148	0,074	0,069	0,148
CaO	0,285	0,046	0,199	0,059	0,001	0,035	0,250	0,083	0,101	0,010	0,197	0,229	0,140	0,083
Na ₂ O	0,311	0,156	0,086	0,050	0,007	0,055	0,171	0,044	0,139	0,066	0,128	0,128	0,150	0,078
K ₂ O	8,434	9,137	8,939	9,202	9,050	9,122	8,239	9,178	8,626	9,280	8,390	8,261	8,761	8,713
FeO,calc	18,586	19,323	20,351	19,408	19,202	19,389	19,023	19,857	19,063	19,619	18,827	18,836	19,249	19,144
Fe ₂ O ₃ ,calc	3,410	2,906	2,840	2,746	2,797	2,768	3,450	3,040	3,106	2,796	3,229	3,254	3,215	3,006
TOTAL	93,628	94,144	95,566	93,786	94,754	94,050	92,622	94,005	93,007	94,402	93,753	92,748	94,142	93,585
Fórmula estructural calculada para 11 oxígenos														
Si	2,856	2,882	2,841	2,864	2,927	2,866	2,843	2,863	2,855	2,873	2,881	2,850	2,883	2,879
Al ^{IV}	1,144	1,118	1,159	1,136	1,073	1,134	1,157	1,137	1,145	1,127	1,119	1,150	1,117	1,121
Al ^{VI}	0,319	0,317	0,334	0,307	0,306	0,292	0,316	0,264	0,326	0,308	0,311	0,323	0,309	0,339
Ti	0,096	0,107	0,101	0,112	0,107	0,119	0,103	0,110	0,101	0,103	0,103	0,105	0,101	0,097
Cr	0,010	0,008	0	0,003	0,007	0,007	0	0,007	0,014	0,008	0,003	0,002	0,007	0
Fe ³⁺	0,200	0,170	0,164	0,161	0,161	0,162	0,204	0,179	0,183	0,163	0,188	0,192	0,187	0,176
Fe ²⁺	1,208	1,253	1,303	1,265	1,232	1,259	1,252	1,297	1,250	1,271	1,220	1,235	1,246	1,245
Mn	0,019	0,013	0,014	0,012	0,016	0,010	0,015	0,016	0,024	0,016	0,020	0,019	0,009	0,017
Mg	0,882	0,868	0,853	0,896	0,914	0,909	0,877	0,893	0,861	0,888	0,910	0,888	0,888	0,877
Ni	0,012	0,002	0,002	0	0,004	0,001	0,003	0	0,001	0	0,009	0,005	0,004	0,009
Ca	0,024	0,004	0,016	0,005	0	0,003	0,021	0,007	0,008	0,001	0,016	0,019	0,012	0,007
Na	0,047	0,023	0,013	0,008	0,001	0,008	0,026	0,007	0,021	0,010	0,019	0,019	0,023	0,012
K	0,836	0,904	0,873	0,915	0,886	0,903	0,827	0,914	0,863	0,917	0,829	0,827	0,865	0,865

Tabla VIII.1.- Análisis de moscovita correspondientes a las *areniscas feldespáticas de Dradelo*.

N° muestra	266-72 145	266-72 149	266-72 152	266-72 121	266-72 122	266-72 123	266-72 125	266-72 127	266-72 129	266-72 130
SiO ₂	49,965	49,422	49,101	50,440	50,532	48,611	50,506	50,290	50,650	50,654
TiO ₂	1,535	1,485	1,606	1,686	1,443	1,600	1,626	1,591	1,501	1,408
Al ₂ O ₃	33,369	33,112	34,798	33,679	33,713	34,431	33,851	33,938	33,707	33,428
Cr ₂ O ₃	0,015	0,066	0	0	0	0	0,029	0,124	0	0,022
FeO	1,362	1,481	1,422	1,540	1,620	1,378	1,531	1,642	1,928	1,775
MnO	0	0,124	0,032	0,160	0,065	0	0	0	0	0,101
MgO	0,927	0,925	0,710	0,998	1,011	0,708	1,000	1,015	1,064	1,058
CaO	0	0,025	0,017	0,029	0,010	0,006	0,003	0,025	0,008	0,011
Na ₂ O	0,388	0,341	0,391	0,355	0,361	0,383	0,298	0,272	0,282	0,287
K ₂ O	9,938	9,933	9,698	9,632	9,894	9,681	10,050	10,221	10,017	9,920
Total	97,499	96,914	97,775	98,519	98,649	96,798	98,894	99,118	99,157	98,664
Fórmula estructural calculada para 11 oxígenos										
Si	3,224	3,214	3,158	3,218	3,223	3,159	3,215	3,201	3,220	3,233
Ti	0,074	0,073	0,078	0,081	0,069	0,078	0,078	0,076	0,072	0,068
Al ^{IV}	0,776	0,786	0,842	0,782	0,777	0,841	0,785	0,799	0,780	0,767
Al ^{VI}	1,762	1,753	1,797	1,752	1,759	1,797	1,755	1,747	1,746	1,749
Cr	0,001	0,003	0	0	0	0	0,001	0,006	0	0,001
Fe ²⁺	0,073	0,081	0,076	0,082	0,086	0,075	0,081	0,087	0,103	0,095
Mn	0	0,007	0,002	0,009	0,004	0	0	0	0	0,005
Mg	0,089	0,090	0,068	0,095	0,096	0,069	0,095	0,096	0,101	0,101
Ca	0	0,002	0,001	0,002	0,001	0	0	0,002	0,001	0,001
Na	0,049	0,043	0,049	0,044	0,045	0,048	0,037	0,034	0,035	0,036
K	0,818	0,824	0,796	0,784	0,805	0,803	0,816	0,830	0,812	0,808

N° muestra	266-72 132	266-72 134	266-72 137	266-72 138	266-72 139	266-73 185	266-73 190	266-73 195	266-73 197	266-73 199
SiO ₂	49,146	50,930	50,284	52,547	51,349	49,035	49,261	49,524	49,488	47,533
TiO ₂	1,620	1,543	1,790	1,621	1,606	1,001	1,091	1,051	1,022	1,034
Al ₂ O ₃	34,782	34,083	35,270	31,835	32,857	35,032	35,619	35,419	34,223	34,423
Cr ₂ O ₃	0	0,155	0	0,044	0	0,066	0,080	0,022	0,007	0,102
FeO	1,371	1,970	1,581	1,844	1,831	1,320	1,277	1,356	1,413	1,415
MnO	0	0,005	0	0,059	0,050	0	0	0	0,018	0
MgO	0,670	1,058	0,739	1,635	1,403	0,718	0,705	0,733	0,985	0,726
CaO	0,022	0,011	0,008	0,014	0,001	0,017	0,017	0	0,046	0,018
Na ₂ O	0,414	0,381	0,372	0,274	0,251	0,551	0,572	0,538	0,376	0,481
K ₂ O	9,775	9,941	10,410	10,580	10,182	9,768	9,952	9,894	10,210	9,933
Total	97,800	100,077	100,454	100,453	99,530	97,508	98,574	98,537	97,788	95,665
Fórmula estructural calculada para 11 oxígenos										
Si	3,161	3,209	3,160	3,304	3,253	3,162	3,145	3,161	3,190	3,136
Ti	0,078	0,073	0,085	0,077	0,077	0,049	0,052	0,050	0,050	0,051
Al ^{IV}	0,839	0,791	0,840	0,696	0,747	0,838	0,855	0,839	0,810	0,864
Al ^{VI}	1,798	1,741	1,772	1,664	1,707	1,826	1,826	1,826	1,791	1,814
Cr	0	0,008	0	0,002	0	0,003	0,004	0,001	0	0,005
Fe ²⁺	0,074	0,104	0,083	0,097	0,097	0,071	0,068	0,072	0,076	0,078
Mn	0	0	0	0,003	0,003	0	0	0	0,001	0
Mg	0,064	0,099	0,069	0,153	0,132	0,069	0,067	0,070	0,095	0,071
Ca	0,002	0,001	0,001	0,001	0	0,001	0,001	0	0,003	0,001
Na	0,052	0,047	0,045	0,033	0,031	0,069	0,071	0,067	0,047	0,062
K	0,802	0,799	0,834	0,849	0,823	0,804	0,811	0,806	0,840	0,836

Tabla VIII.2.- Análisis de moscovita correspondientes a las *areniscas feldespáticas de Dradelo*.

N° muestra	266-73 200	266-73 201	266-73 202	266-73 203
SiO₂	47,586	48,423	48,682	47,646
TiO₂	1,019	0,974	0,986	1,046
Al₂O₃	35,126	35,140	35,274	34,924
Cr₂O₃	0	0,117	0	0,022
FeO	1,312	1,459	1,321	1,167
MnO	0,036	0,018	0	0,050
MgO	0,662	0,764	0,708	0,693
CaO	0	0,006	0,046	0,045
Na₂O	0,541	0,547	0,438	0,588
K₂O	9,898	9,947	9,757	9,567
Total	96,180	97,395	97,212	95,748
Fórmula estructural calculada para 11 oxígenos				
Si	3,120	3,136	3,148	3,130
Ti	0,050	0,047	0,048	0,052
Al^{IV}	0,880	0,864	0,852	0,870
Al^{VI}	1,835	1,819	1,838	1,836
Cr	0	0,006	0	0,001
Fe²⁺	0,072	0,079	0,071	0,064
Mn	0,002	0,001	0	0,003
Mg	0,065	0,074	0,068	0,068
Ca	0	0	0,003	0,003
Na	0,069	0,069	0,055	0,075
K	0,828	0,822	0,805	0,802

Tabla VIII.3.- Análisis de moscovita correspondientes a los *gneises bandeados*.

N° muestra	TAB-3 10	TAB-3 11	TAB-3 12	TAB-3 13	TAB-3 14	TAB-3 23	TAB-3 24	TAB-3 25	TAB-3 73	TAB-3 75	TAB-3 76	TAB-3 78
SiO₂	50,158	50,630	50,258	50,098	50,645	49,858	49,815	50,357	49,820	49,469	50,440	50,280
TiO₂	0,972	1,034	0,744	0,349	0,776	1,041	1,046	1,048	1,084	1,061	1,053	1,033
Al₂O₃	36,332	36,441	36,902	36,904	36,526	34,342	34,603	34,582	34,858	34,824	35,754	35,415
Cr₂O₃	0	0,102	0,037	0,051	0,170	0	0,080	0,110	0,007	0,007	0,037	0
FeO	1,290	1,266	1,006	1,012	1,320	1,288	1,288	1,301	1,207	1,202	1,209	0,957
MnO	0	0,027	0,065	0,050	0	0	0,056	0	0,050	0	0	0,032
MgO	0,584	0,753	0,526	0,572	0,681	0,842	0,857	0,872	0,841	0,753	0,773	0,657
CaO	0	0,020	0	0,013	0,021	0,064	0,062	0,021	0	0	0,001	0,007
Na₂O	0,873	0,820	0,952	0,876	0,853	0,762	0,718	0,790	0,801	0,801	0,820	0,747
K₂O	9,308	9,291	9,357	9,331	9,463	9,086	9,274	9,404	9,905	9,267	9,299	9,569
Total	99,517	100,384	99,847	99,256	100,455	97,283	97,799	98,485	98,573	97,384	99,386	98,697
Fórmula estructural calculada para 11 oxígenos												
Si	3,157	3,159	3,150	3,156	3,161	3,208	3,194	3,207	3,180	3,183	3,177	3,190
Ti	0,046	0,049	0,035	0,017	0,036	0,050	0,050	0,050	0,052	0,051	0,050	0,049
Al^{IV}	0,843	0,841	0,850	0,844	0,839	0,792	0,806	0,793	0,820	0,817	0,823	0,810
Al^{VI}	1,853	1,839	1,877	1,897	1,848	1,813	1,809	1,803	1,803	1,825	1,833	1,839
Cr	0	0,005	0,002	0,003	0,008	0	0,004	0,006	0	0	0,002	0
Fe²⁺	0,068	0,066	0,053	0,053	0,069	0,069	0,069	0,069	0,064	0,065	0,064	0,051
Mn	0	0,001	0,003	0,003	0	0	0,003	0	0,003	0	0	0,002
Mg	0,055	0,070	0,049	0,054	0,063	0,081	0,082	0,083	0,080	0,072	0,073	0,062
Ca	0	0,001	0	0,001	0,001	0,004	0,004	0,001	0	0	0	0
Na	0,107	0,099	0,116	0,107	0,103	0,095	0,089	0,098	0,099	0,100	0,100	0,092
K	0,747	0,739	0,748	0,750	0,753	0,746	0,759	0,764	0,807	0,761	0,747	0,775

Tabla VIII.4.- Análisis de moscovita correspondientes a los *gneises bandeados*.

Nº muestra	TAB-3 79	TAB-3 82	TAB-3 83	TAB-3 85	266-76 20	266-76 21	266-76 118	266-76 119	266-76 252	266-76 253	266-76 254
SiO ₂	50,598	50,825	49,944	49,313	49,182	49,738	47,980	49,030	48,786	48,267	48,083
TiO ₂	1,083	1,211	1,116	0,987	0,639	0,686	0,706	0,716	0,682	0,584	0,574
Al ₂ O ₃	35,869	35,461	34,830	35,589	35,797	35,850	35,440	35,502	36,039	35,648	35,487
Cr ₂ O ₃	0,029	0,029	0,022	0	0,022	0,029	0	0,044	0	0,051	0,015
FeO	1,117	1,227	1,171	1,144	1,141	1,012	1,127	0,807	1,173	1,397	1,083
MnO	0,014	0	0	0,032	0	0,027	0	0,014	0	0	0,009
MgO	0,726	0,914	0,811	0,660	0,678	0,701	0,834	0,582	0,761	0,746	0,735
CaO	0,017	0,007	0	0	0,064	0,011	0,017	0,073	0,144	0,021	0,039
Na ₂ O	0,840	0,772	0,760	0,890	0,896	0,948	0,793	0,907	0,890	0,748	0,735
K ₂ O	9,578	9,331	9,249	9,509	8,873	9,339	9,586	8,979	9,214	9,569	8,877
Total	99,871	99,777	97,903	98,124	97,292	98,341	96,483	96,654	97,689	97,031	95,637
Fórmula estructural calculada para 11 oxígenos											
Si	3,176	3,189	3,194	3,155	3,160	3,167	3,127	3,169	3,132	3,130	3,144
Ti	0,051	0,057	0,054	0,047	0,031	0,033	0,035	0,035	0,033	0,028	0,028
Al ^{IV}	0,824	0,811	0,806	0,845	0,840	0,833	0,873	0,831	0,868	0,870	0,856
Al ^{VI}	1,830	1,812	1,820	1,839	1,871	1,859	1,850	1,873	1,860	1,855	1,880
Cr	0,001	0,001	0,001	0	0,001	0,001	0	0,002	0	0,003	0,001
Fe ²⁺	0,059	0,064	0,063	0,061	0,061	0,054	0,061	0,044	0,063	0,076	0,059
Mn	0,001	0	0	0,002	0	0,001	0	0,001	0	0	0
Mg	0,068	0,085	0,077	0,063	0,065	0,067	0,081	0,056	0,073	0,072	0,072
Ca	0,001	0	0	0	0,004	0,001	0,001	0,005	0,010	0,001	0,003
Na	0,102	0,094	0,094	0,110	0,112	0,117	0,100	0,114	0,111	0,094	0,093
K	0,767	0,747	0,755	0,776	0,727	0,759	0,797	0,740	0,755	0,792	0,741

Tabla VIII.5.- Análisis de moscovita correspondientes a los *micasquistos con granate*.

Nº muestra	266-22 1	266-22 2	266-22 20	266-22 41	266-22 42	266-22 43	266-22 68	266-22 69
SiO ₂	49,454	48,990	49,604	48,119	48,200	47,661	49,657	49,208
TiO ₂	0,724	0,656	0,610	0,379	0,367	0,742	0,917	0,744
Al ₂ O ₃	36,194	36,315	36,215	36,252	36,330	34,748	36,005	35,814
Cr ₂ O ₃	0,117	0	0,015	0,139	0,022	0,066	0	0,073
FeO	1,158	1,123	1,038	1,187	1,171	1,082	1,045	1,048
MnO	0	0,027	0,045	0,045	0	0	0	0
MgO	0,496	0,466	0,484	0,371	0,441	0,546	0,489	0,541
CaO	0	0	0,022	0,022	0,036	0,018	0,003	0,020
Na ₂ O	1,155	1,163	1,054	1,388	1,179	0,966	0,979	1,038
K ₂ O	8,933	8,845	9,137	8,095	8,653	8,601	8,797	8,580
Total	98,231	97,585	98,224	95,997	96,399	94,430	97,892	97,066
Fórmula estructural calculada para 11 oxígenos								
Si	3,151	3,140	3,160	3,128	3,127	3,156	3,166	3,163
Ti	0,035	0,032	0,029	0,019	0,018	0,037	0,044	0,036
Al ^{IV}	0,849	0,860	0,840	0,872	0,873	0,844	0,834	0,837
Al ^{VI}	1,869	1,884	1,879	1,907	1,905	1,868	1,872	1,877
Cr	0,006	0	0,001	0,007	0,001	0,003	0	0,004
Fe ²⁺	0,062	0,060	0,055	0,065	0,064	0,060	0,056	0,056
Mn	0	0,001	0,002	0,002	0	0	0	0
Mg	0,047	0,045	0,046	0,036	0,043	0,054	0,046	0,052
Ca	0	0	0,002	0,002	0,003	0,001	0	0,001
Na	0,143	0,145	0,130	0,175	0,148	0,124	0,121	0,129
K	0,726	0,723	0,743	0,671	0,716	0,727	0,716	0,704

Tabla VIII.6.- Análisis de moscovita correspondientes a las *areniscas grises*.

N° muestra	266-7 163	266-7 167	266-7 172	266-7 175	266-7 177	266-7 181
SiO₂	49,381	49,824	49,805	50,834	50,059	50,104
TiO₂	1,148	1,751	1,353	1,826	1,841	1,793
Al₂O₃	35,075	33,539	34,798	34,140	33,269	34,208
Cr₂O₃	0,007	0	0,102	0	0,117	0,146
FeO	1,126	1,548	1,238	1,366	1,456	1,541
MnO	0	0	0	0,083	0	0,092
MgO	0,796	1,219	0,922	1,207	1,200	1,152
CaO	0,025	0	0,006	0,024	0,085	0
Na₂O	0,442	0,377	0,402	0,319	0,334	0,336
K₂O	9,779	10,006	9,814	9,784	9,386	9,968
Total	97,779	98,264	98,440	99,583	97,747	99,340
Fórmula estructural calculada para 11 oxígenos						
Si	3,170	3,197	3,178	3,207	3,215	3,180
Ti	0,055	0,084	0,065	0,087	0,089	0,086
Al^{IV}	0,830	0,803	0,822	0,793	0,785	0,820
Al^{VI}	1,825	1,733	1,796	1,746	1,734	1,739
Cr	0	0	0,005	0	0,006	0,007
Fe²⁺	0,060	0,083	0,066	0,072	0,078	0,082
Mn	0	0	0	0,004	0	0,005
Mg	0,076	0,117	0,088	0,113	0,115	0,109
Ca	0,002	0	0	0,002	0,006	0
Na	0,055	0,047	0,050	0,039	0,042	0,041
K	0,801	0,819	0,799	0,787	0,769	0,807

Tabla IX.1.- Análisis de moscovita correspondientes a la *Fm. "Ollo de Sapo" (ortogneis glandular)*.

N° muestra	268-28 45	268-28 46	268-28 51	268-28 52	268-28 62	268-28 63	268-28 65	268-28 66	268-62 133	268-62 135	268-63 73
SiO₂	49,409	49,706	51,088	51,159	49,858	49,775	51,441	50,652	50,776	50,299	51,443
TiO₂	0,380	0,330	0,269	0,324	0,289	0,285	0,209	0,332	0,310	0,183	0,254
Al₂O₃	28,914	28,228	29,006	28,759	28,334	28,253	29,577	29,165	30,131	28,617	28,572
Cr₂O₃	0,072	0,022	0	0,110	0,073	0	0	0	0	0	0,007
FeO	5,397	3,519	3,432	3,273	3,753	3,593	3,260	3,048	3,588	3,068	3,093
MnO	0	0	0,065	0,009	0,009	0,005	0,005	0,009	0,018	0,077	0,005
MgO	2,409	1,943	2,039	2,020	2,028	2,005	2,013	1,942	2,074	2,132	2,172
CaO	0,036	0,091	0,055	0,052	0	0,130	0,035	0,003	0,029	0,119	0,116
Na₂O	0,190	0,163	0,144	0,136	0,111	0,136	0,120	0,123	0,194	0,147	0,155
K₂O	10,770	11,077	11,063	10,807	10,644	10,958	11,006	11,059	11,165	11,028	10,771
Total	97,577	95,079	97,161	96,649	95,099	95,140	97,666	96,333	98,285	95,670	96,588
Fórmula estructural calculada para 11 oxígenos											
Si	3,278	3,354	3,363	3,377	3,356	3,355	3,360	3,356	3,310	3,362	3,393
Ti	0,019	0,017	0,013	0,016	0,015	0,014	0,010	0,017	0,015	0,009	0,013
Al^{IV}	0,722	0,646	0,637	0,623	0,644	0,645	0,640	0,644	0,690	0,638	0,607
Al^{VI}	1,539	1,600	1,614	1,615	1,605	1,600	1,638	1,635	1,625	1,616	1,615
Cr	0,004	0,001	0	0,006	0,004	0	0	0	0	0	0
Fe²⁺	0,299	0,199	0,189	0,181	0,211	0,203	0,178	0,169	0,196	0,171	0,171
Mn	0	0	0,004	0,001	0,001	0	0	0,001	0,001	0,004	0
Mg	0,238	0,195	0,200	0,199	0,203	0,201	0,196	0,192	0,201	0,212	0,214
Ca	0,003	0,007	0,004	0,004	0	0,009	0,002	0	0,002	0,009	0,008
Na	0,024	0,021	0,018	0,017	0,014	0,018	0,015	0,016	0,025	0,019	0,020
K	0,912	0,954	0,929	0,910	0,914	0,942	0,917	0,935	0,929	0,940	0,906

Tabla IX.2.- Análisis de moscovita correspondientes a la *Fm. “Ollo de Sapo” (ortogneis glandular)*.

N° muestra	268-63	268-63	268-63	268-63	268-63	268-63	306-8	306-8	306-8	306-8
	74	75	76	80	91	92	285	286	288	289
SiO₂	49,210	50,156	51,272	49,353	49,708	50,795	49,261	46,981	47,920	44,283
TiO₂	0,197	0,160	0,092	0,193	0,205	0,222	0,379	0,704	0,284	0,724
Al₂O₃	28,413	27,824	29,775	27,538	28,723	28,385	27,792	26,607	27,994	24,468
Cr₂O₃	0,124	0	0,080	0	0	0	0	0,061	0,079	0,077
FeO	3,425	3,329	3,403	3,394	3,614	3,730	3,668	7,337	3,902	9,915
MnO	0,009	0	0,050	0,101	0,065	0,096	0,017	0,044	0,039	0,136
MgO	2,005	2,092	1,930	2,011	2,013	2,109	1,981	2,829	1,955	3,417
CaO	0,064	0,036	0,013	0,039	0,039	0,046	0,104	0,088	0,111	0,099
Na₂O	0,191	0,240	0,167	0,197	0,146	0,166	0,150	0,098	0,123	0,113
K₂O	10,629	10,983	11,313	10,807	10,942	10,844	11,064	10,987	11,026	10,735
Total	94,267	94,820	98,095	93,633	95,455	96,393	94,416	95,736	93,433	93,967
Fórmula estructural calculada para 11 oxígenos										
Si	3,341	3,386	3,345	3,377	3,339	3,374	3,353	3,235	3,308	3,172
Ti	0,010	0,008	0,005	0,010	0,010	0,011	0,019	0,036	0,015	0,039
Al^{IV}	0,659	0,614	0,655	0,623	0,661	0,626	0,647	0,765	0,692	0,828
Al^{VI}	1,616	1,601	1,636	1,599	1,614	1,597	1,584	1,396	1,586	1,238
Cr	0,007	0	0,004	0	0	0	0	0,003	0,004	0,004
Fe²⁺	0,194	0,188	0,186	0,194	0,203	0,207	0,209	0,423	0,225	0,594
Mn	0,001	0	0,003	0,006	0,004	0,005	0,001	0,003	0,002	0,008
Mg	0,203	0,210	0,188	0,205	0,202	0,209	0,201	0,290	0,201	0,365
Ca	0,005	0,003	0,001	0,003	0,003	0,003	0,008	0,006	0,008	0,008
Na	0,025	0,031	0,021	0,026	0,019	0,021	0,020	0,013	0,016	0,016
K	0,921	0,946	0,942	0,944	0,938	0,919	0,961	0,965	0,971	0,981

N° muestra	306-8	306-8	306-8	306-8	306-8	306-8	306-8	306-8	306-8
	290	294	295	296	297	298	299	300	301
SiO₂	47,826	49,013	48,925	48,718	48,774	47,875	47,824	48,175	48,348
TiO₂	0,264	0,364	0,307	0,320	0,289	0,374	0,357	0,345	0,259
Al₂O₃	27,370	27,892	28,079	27,888	28,300	27,030	27,470	27,724	27,366
Cr₂O₃	0,088	0,088	0,026	0	0	0	0,061	0,009	0,105
FeO	4,317	3,736	3,971	3,543	3,696	4,700	5,316	4,903	4,136
MnO	0	0,056	0,088	0,083	0,039	0,066	0,049	0,027	0
MgO	2,137	1,995	2,006	2,025	2,015	2,232	2,341	2,250	2,061
CaO	0,038	0,084	0,073	0,104	0,113	0,130	0,066	0,055	0,049
Na₂O	0,124	0,152	0,112	0,106	0,093	0,168	0,100	0,135	0,104
K₂O	11,126	11,093	11,310	10,891	11,051	10,976	11,123	11,036	11,258
Total	93,290	94,473	94,897	93,678	94,370	93,551	94,707	94,659	93,686
Fórmula estructural calculada para 11 oxígenos									
Si	3,317	3,339	3,327	3,340	3,324	3,318	3,286	3,299	3,335
Ti	0,014	0,019	0,016	0,016	0,015	0,019	0,018	0,018	0,013
Al^{IV}	0,683	0,661	0,673	0,660	0,676	0,682	0,714	0,701	0,665
Al^{VI}	1,555	1,579	1,577	1,594	1,597	1,526	1,512	1,538	1,560
Cr	0,005	0,005	0,001	0	0	0	0,003	0	0,006
Fe²⁺	0,250	0,213	0,226	0,203	0,211	0,272	0,306	0,281	0,239
Mn	0	0,003	0,005	0,005	0,002	0,004	0,003	0,002	0
Mg	0,221	0,203	0,203	0,207	0,205	0,231	0,240	0,230	0,212
Ca	0,003	0,006	0,005	0,008	0,008	0,010	0,005	0,004	0,004
Na	0,017	0,020	0,015	0,014	0,012	0,023	0,013	0,018	0,014
K	0,984	0,964	0,981	0,953	0,961	0,970	0,975	0,964	0,991

Tabla IX.3.- Análisis de moscovita correspondientes a la *Fm. "Ollo de Sapo" (Ortogneis glandular migmatizado)*.

Nº muestra	267-76 304	267-76 307	267-76 317	267-76 320	266-77 8	266-77 18	266-77 19	266-77 59	266-77 60	266-77 61	266-77 62	266-77 63	266-77 64
SiO ₂	48,286	49,259	48,896	47,644	49,030	46,690	48,742	48,172	48,051	48,040	48,098	48,029	48,408
TiO ₂	1,103	0,646	0,999	0,851	1,463	1,481	1,238	0,772	0,869	0,841	0,736	0,904	0,961
Al ₂ O ₃	34,559	35,790	35,115	34,764	35,325	33,297	34,592	34,709	34,329	34,457	34,637	34,813	34,900
Cr ₂ O ₃	0,007	0,124	0,058	0	0,088	0,044	0,037	0	0,051	0,044	0,058	0	0
FeO	1,266	1,003	1,027	1,162	0,982	1,154	0,989	0,992	1,157	1,252	1,045	1,000	0,962
MnO	0,041	0	0	0	0,014	0,041	0	0	0,036	0	0	0,005	0,041
MgO	0,609	0,549	0,613	0,630	0,567	0,675	0,725	0,705	0,766	0,744	0,650	0,686	0,627
CaO	0,028	0	0,038	0,015	0,028	0,015	0,024	0,024	0,081	0	0,024	0,024	0
Na ₂ O	0,466	0,381	0,501	0,372	0,425	0,367	0,542	0,474	0,445	0,511	0,532	0,520	0,504
K ₂ O	10,461	10,787	10,876	10,169	10,662	9,892	10,865	10,663	10,465	10,757	10,697	10,273	10,656
Total	96,826	98,539	98,123	95,607	98,584	93,656	97,754	96,511	96,250	96,646	96,477	96,254	97,059
Fórmula estructural calculada para 11 oxígenos													
Si	3,152	3,153	3,151	3,142	3,140	3,146	3,155	3,153	3,155	3,148	3,152	3,146	3,150
Ti	0,054	0,031	0,048	0,042	0,070	0,075	0,060	0,038	0,043	0,041	0,036	0,045	0,047
Al ^{IV}	0,848	0,847	0,849	0,858	0,860	0,854	0,845	0,847	0,845	0,852	0,848	0,854	0,850
Al ^{VI}	1,812	1,854	1,819	1,844	1,807	1,792	1,794	1,832	1,813	1,811	1,829	1,835	1,828
Cr	0	0,006	0,003	0	0,004	0,002	0,002	0	0,003	0,002	0,003	0	0
Fe ²⁺	0,069	0,054	0,055	0,064	0,053	0,065	0,054	0,054	0,064	0,069	0,057	0,055	0,052
Mn	0,002	0	0	0	0,001	0,002	0	0	0,002	0	0	0	0,002
Mg	0,059	0,052	0,059	0,062	0,054	0,068	0,070	0,069	0,075	0,073	0,063	0,067	0,061
Ca	0,002	0	0,003	0,001	0,002	0,001	0,002	0,002	0,006	0	0,002	0,002	0
Na	0,059	0,047	0,063	0,048	0,053	0,048	0,068	0,060	0,057	0,065	0,068	0,066	0,064
K	0,871	0,881	0,894	0,855	0,871	0,850	0,897	0,890	0,877	0,899	0,894	0,859	0,885

Nº muestra	266-77 65	266-77 66	266-77 67	266-77 77	266-77 78	266-77 79	266-70 209	266-70 229	266-70 235	266-70 236	266-70 243	266-70 244
SiO ₂	48,716	48,686	49,109	48,217	46,538	47,186	46,594	49,768	49,828	49,424	48,510	48,821
TiO ₂	0,822	0,716	0,834	1,371	1,443	1,451	0,827	0,721	0,796	0,856	0,751	0,747
Al ₂ O ₃	34,924	35,136	35,026	34,656	33,764	33,643	33,316	34,679	35,187	34,981	35,121	34,697
Cr ₂ O ₃	0	0,132	0	0,022	0	0,110	0	0	0	0,022	0	0
FeO	1,059	1,148	1,234	1,384	1,256	1,185	1,150	1,620	1,200	1,256	1,229	1,317
MnO	0,018	0	0,009	0	0,014	0	0	0	0,009	0,023	0	0
MgO	0,754	0,647	0,710	0,602	0,604	0,595	0,834	0,943	0,877	0,794	0,783	0,892
CaO	0,022	0,015	0,046	0,017	0,017	0,003	0,007	0,139	0,015	0,003	0,006	0,071
Na ₂ O	0,515	0,477	0,511	0,507	0,499	0,497	0,477	0,421	0,499	0,472	0,603	0,477
K ₂ O	10,577	10,714	10,614	10,218	9,691	10,205	9,517	8,892	9,955	9,664	10,184	9,939
Total	97,407	97,671	98,093	96,994	93,826	94,875	92,722	97,183	98,366	97,495	97,187	96,961
Fórmula estructural calculada para 11 oxígenos												
Si	3,157	3,151	3,162	3,140	3,129	3,145	3,162	3,203	3,182	3,181	3,147	3,170
Ti	0,040	0,035	0,040	0,067	0,073	0,073	0,042	0,035	0,038	0,041	0,037	0,036
Al ^{IV}	0,843	0,849	0,838	0,860	0,871	0,855	0,838	0,797	0,818	0,819	0,853	0,830
Al ^{VI}	1,826	1,831	1,821	1,801	1,805	1,788	1,827	1,834	1,831	1,836	1,834	1,825
Cr	0	0,007	0	0,001	0	0,006	0	0	0	0,001	0	0
Fe ²⁺	0,057	0,062	0,066	0,075	0,071	0,066	0,065	0,087	0,064	0,068	0,067	0,072
Mn	0,001	0	0	0	0,001	0	0	0	0	0,001	0	0
Mg	0,073	0,062	0,068	0,058	0,061	0,059	0,084	0,090	0,083	0,076	0,076	0,086
Ca	0,002	0,001	0,003	0,001	0,001	0	0,001	0,010	0,001	0	0	0,005
Na	0,065	0,060	0,064	0,064	0,065	0,064	0,063	0,053	0,062	0,059	0,076	0,060
K	0,875	0,885	0,872	0,849	0,831	0,868	0,824	0,730	0,811	0,794	0,843	0,823

Tabla IX.4.- Análisis de moscovita correspondientes a la *Fm. "Ollo de Sapo" (ignimbritas)*.

N° muestra	268-7	268-7	268-7	268-7	268-7	268-7	268-7	268-7	268-7	268-8	268-8	268-8
	152	153	154	155	157	158	162	163	164	28	32	33
SiO ₂	50,693	50,423	50,804	50,271	51,401	50,868	49,833	50,770	50,866	48,564	43,774	49,037
TiO ₂	0,557	0,529	0,512	0,525	0,617	0,639	0,651	0,534	0,484	0,626	0,317	0,419
Al ₂ O ₃	28,734	29,900	29,719	29,084	28,721	28,659	27,996	28,821	29,207	27,890	26,008	28,955
Cr ₂ O ₃	0	0,022	0,029	0,051	0,066	0	0	0	0	0,022	0,029	0,029
FeO	3,903	3,968	3,796	4,072	4,496	4,240	5,055	3,816	3,823	6,938	3,133	5,020
MnO	0	0,068	0,065	0,065	0,074	0,036	0	0,087	0,045	0,009	0,045	0
MgO	1,991	1,837	1,913	1,922	2,129	2,142	1,980	1,897	1,831	1,443	1,199	1,258
CaO	0,078	0,041	0,048	0,024	0,071	0,045	0,063	0,112	0,043	0,129	0,062	0,167
Na ₂ O	0,097	0,088	0,089	0,104	0,111	0,090	0,128	0,106	0,109	0,090	0,088	0,070
K ₂ O	10,540	10,005	9,831	10,461	10,339	10,428	10,424	9,910	10,304	10,339	8,238	9,756
Total	96,593	96,881	96,806	96,579	98,025	97,147	96,130	96,053	96,712	96,050	82,893	94,711
Fórmula estructural calculada para 11 oxígenos												
Si	3,356	3,318	3,337	3,332	3,358	3,352	3,339	3,365	3,355	3,294	3,346	3,320
Ti	0,028	0,026	0,025	0,026	0,030	0,032	0,033	0,027	0,024	0,032	0,018	0,021
Al ^{IV}	0,644	0,682	0,663	0,668	0,642	0,648	0,661	0,635	0,645	0,706	0,654	0,680
Al ^{VI}	1,598	1,637	1,639	1,605	1,570	1,578	1,550	1,618	1,625	1,523	1,690	1,631
Cr	0	0,001	0,002	0,003	0,003	0	0	0	0	0,001	0,002	0,002
Fe ²⁺	0,216	0,218	0,209	0,226	0,246	0,234	0,283	0,212	0,211	0,394	0,200	0,284
Mn	0	0,004	0,004	0,004	0,004	0,002	0	0,005	0,003	0,001	0,003	0
Mg	0,196	0,180	0,187	0,190	0,207	0,210	0,198	0,187	0,180	0,146	0,137	0,127
Ca	0,006	0,003	0,003	0,002	0,005	0,003	0,005	0,008	0,003	0,009	0,005	0,012
Na	0,012	0,011	0,011	0,013	0,014	0,011	0,017	0,014	0,014	0,012	0,013	0,009
K	0,890	0,840	0,824	0,885	0,862	0,877	0,891	0,838	0,867	0,895	0,803	0,843

N° muestra	268-8	268-8	268-8	268-66	268-66	268-66	268-66	268-66	268-66	268-66	268-66	268-66
	34	35	44	99	100	102	108	109	110	111	112	113
SiO ₂	48,312	48,525	48,699	48,652	48,896	48,027	49,161	49,984	49,723	49,370	50,175	48,418
TiO ₂	0,480	0,557	0,465	0,387	0,412	0,435	0,519	0,474	0,560	0,552	0,517	0,469
Al ₂ O ₃	27,735	28,047	27,555	28,733	28,950	28,256	28,521	28,277	28,704	28,717	28,523	28,765
Cr ₂ O ₃	0	0	0,044	0,029	0	0	0,115	0,022	0,007	0,123	0,066	0,066
FeO	5,522	5,803	5,769	3,439	4,115	3,924	4,302	4,505	4,768	4,956	4,351	3,939
MnO	0,009	0,063	0	0,105	0	0,119	0	0,068	0,077	0	0,146	0
MgO	1,363	1,297	1,403	1,439	1,501	1,419	1,595	1,721	1,706	1,703	1,595	1,418
CaO	0,116	0,127	0,139	0,035	0,092	0,056	0,101	0,018	0,056	0,035	0,102	0,071
Na ₂ O	0,093	0,117	0,123	0,067	0,050	0,077	0,090	0,019	0,104	0,070	0,081	0,101
K ₂ O	10,730	10,335	10,196	10,276	10,359	10,393	10,538	10,727	10,907	10,735	10,912	9,914
Total	94,360	94,871	94,393	93,162	94,375	92,706	94,942	95,815	96,612	96,261	96,468	93,161
Fórmula estructural calculada para 11 oxígenos												
Si	3,319	3,312	3,336	3,334	3,319	3,324	3,326	3,353	3,319	3,309	3,346	3,321
Ti	0,025	0,029	0,024	0,020	0,021	0,023	0,026	0,024	0,028	0,028	0,026	0,024
Al ^{IV}	0,681	0,688	0,664	0,666	0,681	0,676	0,674	0,647	0,681	0,691	0,654	0,679
Al ^{VI}	1,566	1,569	1,562	1,656	1,636	1,629	1,602	1,589	1,579	1,578	1,589	1,646
Cr	0	0	0,002	0,002	0	0	0,006	0,001	0	0,007	0,003	0,004
Fe ²⁺	0,317	0,331	0,331	0,197	0,234	0,227	0,243	0,253	0,266	0,278	0,243	0,226
Mn	0,001	0,004	0	0,006	0	0,007	0	0,004	0,004	0	0,008	0
Mg	0,140	0,132	0,143	0,147	0,152	0,146	0,161	0,172	0,170	0,170	0,159	0,145
Ca	0,009	0,009	0,010	0,003	0,007	0,004	0,007	0,001	0,004	0,003	0,007	0,005
Na	0,012	0,015	0,016	0,009	0,007	0,010	0,012	0,002	0,013	0,009	0,010	0,013
K	0,941	0,900	0,891	0,899	0,897	0,918	0,910	0,918	0,929	0,918	0,928	0,867

Tabla IX.5.- Análisis de moscovita correspondientes a la *Fm. “Ollo de Sapo” (ignimbritas)*.

N° muestra	268-66	268-66	268-66	268-66	268-66	268-66	268-66	268-66	268-66	268-66
	114	115	116	117	118	119	120	121	122	123
SiO ₂	50,374	50,778	50,265	48,553	49,659	48,810	49,330	49,456	50,513	49,505
TiO ₂	0,484	0,460	0,515	0,469	0,480	0,489	0,422	0,497	0,532	0,490
Al ₂ O ₃	29,375	29,031	29,037	28,988	29,426	29,143	27,773	28,266	28,562	29,010
Cr ₂ O ₃	0,022	0	0	0,022	0,022	0,058	0,073	0,044	0	0
FeO	3,995	4,151	4,064	3,677	3,920	4,698	4,622	4,428	3,912	4,059
MnO	0,155	0,005	0,018	0,114	0,027	0,009	0	0	0,036	0,045
MgO	1,501	1,519	1,467	1,547	1,486	1,580	1,709	1,744	1,676	1,574
CaO	0,062	0,067	0,087	0,087	0,069	0,059	0,018	0,129	0,090	0,070
Na ₂ O	0,102	0,092	0,088	0,116	0,062	0,085	0,055	0,096	0,084	0,120
K ₂ O	10,076	9,697	9,528	10,167	9,916	10,180	10,826	10,752	10,129	10,335
Total	96,146	95,800	95,069	93,740	95,067	95,111	94,828	95,412	95,534	95,208
Fórmula estructural calculada para 11 oxígenos										
Si	3,343	3,371	3,361	3,312	3,329	3,296	3,352	3,336	3,372	3,328
Ti	0,024	0,023	0,026	0,024	0,024	0,025	0,022	0,025	0,027	0,025
Al ^{IV}	0,657	0,629	0,639	0,688	0,671	0,704	0,648	0,664	0,628	0,672
Al ^{VI}	1,641	1,644	1,650	1,643	1,655	1,616	1,577	1,583	1,620	1,628
Cr	0,001	0	0	0,001	0,001	0,003	0,004	0,002	0	0
Fe ²⁺	0,222	0,230	0,227	0,210	0,220	0,265	0,263	0,250	0,218	0,228
Mn	0,009	0	0,001	0,007	0,002	0,001	0	0	0,002	0,003
Mg	0,148	0,150	0,146	0,157	0,148	0,159	0,173	0,175	0,167	0,158
Ca	0,004	0,005	0,006	0,006	0,005	0,004	0,001	0,009	0,006	0,005
Na	0,013	0,012	0,011	0,015	0,008	0,011	0,007	0,013	0,011	0,016
K	0,853	0,821	0,813	0,885	0,848	0,877	0,938	0,925	0,863	0,886

Tabla IX.6.- Análisis de moscovita correspondientes a la *Fm. “Ollo de Sapo” (tobas de grano grueso)*.

N° muestra	268-74	268-74	268-75	268-75	268-78	268-78	268-78
	141	142	148	149	174	175	178
SiO ₂	48,234	50,616	48,652	48,433	50,996	51,174	51,009
TiO ₂	0,377	0,299	0,342	0,369	0,227	0,365	0,389
Al ₂ O ₃	32,173	32,434	32,251	31,723	29,906	29,893	29,345
Cr ₂ O ₃	0,110	0,073	0,175	0	0	0,037	0,132
FeO	2,011	2,003	2,184	2,278	3,341	3,479	3,003
MnO	0	0,101	0,023	0,027	0,023	0,045	0,023
MgO	1,094	1,199	1,121	1,053	1,739	1,867	1,779
CaO	0,087	0,105	0,085	0,073	0,146	0,091	0,092
Na ₂ O	0,255	0,266	0,210	0,276	0,088	0,088	0,105
K ₂ O	9,569	10,164	9,069	9,057	10,703	10,410	10,290
Total	93,910	97,260	94,112	93,289	97,169	97,449	96,167
Fórmula estructural calculada para 11 oxígenos							
Si	3,239	3,284	3,250	3,266	3,345	3,344	3,368
Ti	0,019	0,015	0,017	0,019	0,011	0,018	0,019
Al ^{IV}	0,761	0,716	0,750	0,734	0,655	0,656	0,632
Al ^{VI}	1,786	1,765	1,790	1,787	1,658	1,646	1,652
Cr	0,006	0,004	0,009	0	0	0,002	0,007
Fe ²⁺	0,113	0,109	0,122	0,128	0,183	0,190	0,166
Mn	0	0,006	0,001	0,002	0,001	0,002	0,001
Mg	0,109	0,116	0,112	0,106	0,170	0,182	0,175
Ca	0,006	0,007	0,006	0,005	0,010	0,006	0,007
Na	0,033	0,033	0,027	0,036	0,011	0,011	0,013
K	0,820	0,841	0,773	0,779	0,896	0,868	0,867

Tabla X.1.- Análisis de granate correspondientes a los *micaesquistos con granate*.

Nº muestra	266-22 3	266-22 4	266-22 5	266-22 6	266-22 7	266-22 8	266-22 9	266-22 10	266-22 11
c-1;pf-1;	borde				núcleo				borde
SiO₂	88,059	36,860	37,149	37,412	37,147	37,540	37,196	37,521	37,684
Al₂O₃	3,305	20,285	20,636	20,604	20,735	20,725	20,869	20,818	21,071
TiO₂	0,035	0	0	0	0,002	0	0,057	0,047	0,028
Cr₂O₃	0,015	0,083	0	0,070	0	0	0	0	0,038
FeO	3,198	34,933	33,034	31,676	31,996	32,038	32,149	32,664	33,200
MgO	0,101	2,034	2,164	2,146	2,233	2,263	2,190	2,248	2,134
NiO	0	0	0	0,018	0,060	0,078	0	0,014	0,087
MnO	0,611	2,395	3,726	4,793	4,395	4,607	4,635	3,991	3,171
CaO	0,320	1,575	1,174	1,010	0,940	0,921	0,949	1,226	1,238
Na₂O	0,077	0,039	0,054	0,074	0,049	0,071	0,063	0,049	0,034
K₂O	0,361	0,010	0	0,019	0,014	0	0,022	0,004	0,011
TOTAL	96,082	98,214	97,937	97,822	97,571	98,243	98,130	98,582	98,696
Fórmula estructural calculada para 12 oxígenos									
Si	7,316	3,043	3,069	3,093	3,077	3,089	3,065	3,076	3,086
Al^{IV}	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Al^{VI}	0,324	1,975	2,010	2,008	2,025	2,010	2,027	2,012	2,034
Ti	0,002	0	0	0	0	0	0,004	0,003	0,002
Cr	0,001	0,005	0	0,005	0	0	0	0	0,002
Fe³⁺	0,222	0,020	0	0	0	0	0	0	0
Fe²⁺	0	2,392	2,282	2,190	2,217	2,205	2,216	2,240	2,274
Mg	0,013	0,250	0,266	0,264	0,276	0,277	0,269	0,275	0,260
Ni	0	0	0	0,001	0,004	0,005	0	0,001	0,006
Mn	0,043	0,168	0,261	0,336	0,308	0,321	0,324	0,277	0,220
Ca	0,028	0,139	0,104	0,089	0,083	0,081	0,084	0,108	0,109
Na	0,012	0,006	0,009	0,012	0,008	0,011	0,010	0,008	0,005
K	0,038	0,001	0	0,002	0,001	0	0,002	0	0,001

Nº muestra	266-22 12	266-22 13	266-22 14	266-22 15	266-22 16	266-22 17	266-22 18	266-22 19
c-1;pf-2	borde				núcleo			borde
SiO₂	37,587	37,420	37,532	37,773	37,318	37,373	37,052	37,701
Al₂O₃	20,770	20,874	20,678	20,612	20,393	20,685	20,496	20,546
TiO₂	0	0,015	0	0,025	0	0,007	0	0,023
Cr₂O₃	0	0	0,051	0,057	0	0	0	0
FeO	32,408	32,552	32,071	32,491	31,986	32,673	32,575	32,078
MgO	2,189	2,126	2,228	2,257	2,235	2,189	1,902	1,947
NiO	0,023	0,046	0,009	0	0,023	0,009	0,095	0
MnO	3,859	4,091	4,543	4,500	4,776	4,313	4,163	3,959
CaO	0,961	1,056	0,971	1,007	0,795	0,908	1,187	1,034
Na₂O	0,032	0,074	0,058	0,049	0,049	0,063	0,059	0,047
K₂O	0,012	0	0,030	0,005	0,012	0,010	0	0
TOTAL	97,841	98,254	98,171	98,776	97,587	98,230	97,529	97,335
Fórmula estructural calculada para 12 oxígenos								
Si	3,105	3,080	3,091	3,094	3,095	3,078	3,079	3,134
Al^{IV}	0	0	0	0	0	0	0	0
Al^{VI}	2,023	2,025	2,008	1,990	1,994	2,009	2,008	2,014
Ti	0	0,001	0	0,002	0	0	0	0,001
Cr	0	0	0,003	0,004	0	0	0	0
Fe³⁺	0	0	0	0,004	0,006	0	0	0
Fe²⁺	2,239	2,240	2,209	2,221	2,212	2,251	2,264	2,230
Mg	0,270	0,261	0,273	0,276	0,276	0,269	0,236	0,241
Ni	0,002	0,003	0,001	0	0,002	0,001	0,006	0
Mn	0,270	0,285	0,317	0,312	0,335	0,301	0,293	0,279
Ca	0,085	0,093	0,086	0,088	0,071	0,080	0,106	0,092
Na	0,005	0,012	0,009	0,008	0,008	0,010	0,010	0,008
K	0,001	0	0,003	0,001	0,001	0,001	0	0

Tabla X.2.- Análisis de granate correspondientes a los *micasquistos con granate*.

Nº muestra	266-22 21	266-22 22	266-22 23	266-22 24	266-22 25	266-22 26	266-22 27	266-22 28	266-22 29	266-22 30
c-2; pf-1	borde									núcleo
SiO ₂	37,202	37,001	37,010	37,401	36,830	36,916	36,988	36,794	36,918	37,044
Al ₂ O ₃	20,740	20,228	20,534	20,323	20,396	20,332	20,587	20,215	20,153	20,623
TiO ₂	0,038	0,018	0,053	0,012	0,032	0	0	0,032	0,042	0,033
Cr ₂ O ₃	0	0,013	0	0	0	0	0	0	0	0
FeO	35,421	33,326	31,744	32,412	32,238	31,945	32,643	31,927	31,794	31,802
MgO	1,826	1,975	2,192	2,149	2,174	2,165	1,884	2,341	2,235	2,255
NiO	0	0	0,069	0	0,123	0,106	0,028	0	0	0,041
MnO	1,203	3,111	3,185	3,677	4,344	4,300	5,002	4,607	4,705	4,860
CaO	2,642	1,487	1,473	1,187	1,075	0,915	0,831	0,830	0,944	0,967
Na ₂ O	0,027	0,016	0,034	0,013	0,050	0,046	0,047	0,028	0,009	0,027
K ₂ O	0,001	0,013	0	0,008	0,023	0	0,006	0,004	0	0
TOTAL	99,100	97,188	96,294	97,182	97,285	96,725	98,016	96,778	96,800	97,652
Fórmula estructural calculada para 12 oxígenos										
Si	3,039	3,085	3,101	3,113	3,064	3,088	3,063	3,076	3,088	3,069
Al ^{IV}	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Al ^{VI}	1,997	1,988	2,029	1,995	2,001	2,005	2,010	1,992	1,987	2,014
Ti	0,002	0,001	0,003	0,001	0,002	0	0	0,002	0,003	0,002
Cr	0	0,001	0	0	0	0	0	0	0	0
Fe ³⁺	0	0,010	0	0,005	0	0	0	0,006	0,010	0
Fe ²⁺	2,420	2,314	2,225	2,252	2,243	2,235	2,261	2,227	2,214	2,203
Mg	0,222	0,245	0,274	0,267	0,270	0,270	0,232	0,292	0,279	0,278
Ni	0	0	0,005	0	0,008	0,007	0,002	0	0	0,003
Mn	0,083	0,220	0,226	0,259	0,306	0,305	0,351	0,326	0,333	0,341
Ca	0,231	0,133	0,132	0,106	0,096	0,082	0,074	0,074	0,085	0,086
Na	0,004	0,003	0,006	0,002	0,008	0,007	0,008	0,005	0,001	0,004
K	0	0,001	0	0,001	0,002	0	0,001	0	0	0

Nº muestra	266-22 31	266-22 32	266-22 33	266-22 34	266-22 35	266-22 36	266-22 37	266-22 38	266-22 39	
c-2; pf-1	borde									
SiO ₂	36,888	37,040	36,965	36,995	37,093	37,239	36,682	37,027	37,012	
Al ₂ O ₃	20,274	20,544	20,427	20,317	20,479	20,512	20,445	20,489	20,634	
TiO ₂	0,038	0,030	0	0	0	0	0	0,012	0	
Cr ₂ O ₃	0,083	0	0	0,051	0	0	0	0,057	0,077	
FeO	31,647	32,387	32,188	32,728	32,633	33,091	33,310	34,021	33,858	
MgO	2,268	2,280	2,235	2,232	2,225	2,247	2,223	1,995	2,039	
NiO	0,032	0,160	0	0,150	0,101	0	0,055	0	0,183	
MnO	4,642	5,138	4,389	4,478	4,158	3,597	2,728	2,004	1,431	
CaO	0,932	0,810	0,870	0,915	1,192	1,286	1,431	1,612	1,932	
Na ₂ O	0,016	0,008	0,020	0,038	0,027	0,024	0,015	0,012	0,031	
K ₂ O	0,027	0,024	0	0	0	0,014	0	0,016	0,019	
TOTAL	96,847	98,421	97,094	97,904	97,908	98,010	96,889	97,245	97,216	
Fórmula estructural calculada para 12 oxígenos										
Si	3,082	3,050	3,081	3,062	3,066	3,073	3,061	3,081	3,076	
Al ^{IV}	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
Al ^{VI}	1,997	1,994	2,007	1,983	1,996	1,996	2,011	2,010	2,022	
Ti	0,002	0,002	0	0	0	0	0	0,001	0	
Cr	0,005	0	0	0,003	0	0	0	0,004	0,005	
Fe ³⁺	0	0,004	0	0,014	0,004	0,004	0	0	0	
Fe ²⁺	2,211	2,226	2,244	2,251	2,252	2,280	2,325	2,368	2,353	
Mg	0,282	0,280	0,278	0,275	0,274	0,276	0,276	0,247	0,253	
Ni	0,002	0,011	0	0,010	0,007	0	0,004	0	0,012	
Mn	0,329	0,358	0,310	0,314	0,291	0,251	0,193	0,141	0,101	
Ca	0,083	0,071	0,078	0,081	0,106	0,114	0,128	0,144	0,172	
Na	0,003	0,001	0,003	0,006	0,004	0,004	0,002	0,002	0,005	
K	0,003	0,003	0	0	0	0,001	0	0,002	0,002	

Tabla X.3.- Análisis de granate correspondientes a los *micasquistos con granate*.

Nº muestra	266-22 51	266-22 52	266-22 53	266-22 54	266-22 55	266-22 56	266-22 57	266-22 58	266-22 59
c-4; p-1	borde								
SiO₂	37,215	37,365	37,102	37,025	37,112	36,567	36,663	42,422	37,335
Al₂O₃	20,551	20,599	20,466	20,410	20,532	20,485	20,374	27,276	20,602
TiO₂	0,043	0	0	0,023	0	0	0	0,053	0,022
Cr₂O₃	0,045	0,006	0,038	0	0,096	0,102	0,096	0,028	0,096
FeO	34,115	34,487	33,814	33,420	33,326	32,788	32,580	18,583	32,203
MgO	1,786	2,142	2,096	2,184	2,124	2,167	2,084	1,273	2,054
NiO	0,095	0,060	0,005	0,018	0,132	0,032	0,014	0	0
MnO	1,786	1,769	2,072	2,499	2,882	3,161	3,852	2,320	4,437
CaO	1,904	1,887	1,689	1,595	1,403	1,389	1,406	0,781	1,133
Na₂O	0,032	0	0,022	0,003	0,026	0,054	0,036	0,503	0,043
K₂O	0,013	0,007	0	0	0	0,005	0,018	3,411	0
TOTAL	97,585	98,322	97,304	97,177	97,633	96,750	97,123	96,650	97,925
Fórmula estructural calculada para 12 oxígenos									
Si	3,088	3,073	3,083	3,080	3,076	3,055	3,056	3,387	3,087
Al^{IV}	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Al^{VI}	2,010	1,997	2,005	2,002	2,006	2,018	2,002	2,567	2,008
Ti	0,003	0	0	0,001	0	0	0	0,003	0,001
Cr	0,003	0	0,002	0	0,006	0,007	0,006	0,002	0,006
Fe³⁺	0	0,002	0	0	0	0	0	0	0
Fe²⁺	2,367	2,370	2,350	2,325	2,310	2,291	2,271	1,241	2,227
Mg	0,221	0,263	0,260	0,271	0,262	0,270	0,259	0,151	0,253
Ni	0,006	0,004	0	0,001	0,009	0,002	0,001	0	0
Mn	0,126	0,123	0,146	0,176	0,202	0,224	0,272	0,157	0,311
Ca	0,169	0,166	0,150	0,142	0,125	0,124	0,126	0,067	0,100
Na	0,005	0	0,004	0	0,004	0,009	0,006	0,078	0,007
K	0,001	0,001	0	0	0	0,001	0,002	0,347	0

Nº muestra	266-22 60	266-22 61	266-22 62	266-22 63	266-22 64	266-22 65	266-22 66
c-4; p-1	núcleo						borde
SiO₂	36,806	36,736	36,505	36,948	34,680	38,516	37,104
Al₂O₃	20,410	20,602	20,411	20,479	20,408	21,317	20,355
TiO₂	0,015	0,025	0,045	0	0	0	0,022
Cr₂O₃	0	0,115	0,172	0,032	0	0,115	0,070
FeO	32,291	32,404	32,994	32,957	30,860	34,027	34,421
MgO	2,139	1,529	1,814	1,887	1,321	2,237	2,194
NiO	0,028	0,023	0	0	0	0	0,055
MnO	4,695	4,530	4,122	3,927	2,657	2,225	2,243
CaO	1,181	1,254	1,035	1,147	1,000	1,521	1,543
Na₂O	0,004	0	0,023	0,027	0,080	0,042	0
K₂O	0,028	0,023	0	0	0,069	0,016	0,008
TOTAL	97,597	97,241	97,121	97,404	91,075	100,016	98,015
Fórmula estructural calculada para 12 oxígenos							
Si	3,055	3,070	3,052	3,076	3,080	3,108	3,065
Al^{IV}	0	0	0	0	0	0	0
Al^{VI}	1,997	2,029	2,012	2,010	2,137	2,028	1,982
Ti	0,001	0,002	0,003	0	0	0	0,001
Cr	0	0,008	0,011	0,002	0	0,007	0,005
Fe³⁺	0,002	0	0	0	0	0	0,012
Fe²⁺	2,240	2,264	2,307	2,295	2,292	2,296	2,367
Mg	0,265	0,190	0,226	0,234	0,175	0,269	0,270
Ni	0,002	0,002	0	0	0	0	0,004
Mn	0,330	0,321	0,292	0,277	0,200	0,152	0,157
Ca	0,105	0,112	0,093	0,102	0,095	0,132	0,137
Na	0,001	0	0,004	0,004	0,014	0,007	0
K	0,003	0,002	0	0	0,008	0,002	0,001

Tabla X.4.- Análisis de granate correspondientes a los *micasquistos con granate*.

Nº muestra	266-22 45	266-22 46	266-22 47	266-22 48	266-22 49	266-22 50	266-22 70	266-22 71	266-22 72	266-22 73
	c-3			c-5						
SiO ₂	36,657	36,965	36,877	37,249	37,166	37,149	37,448	37,059	37,416	37,549
Al ₂ O ₃	20,593	20,455	20,389	20,685	20,240	20,413	20,684	20,506	20,723	20,712
TiO ₂	0,025	0	0,017	0,018	0	0,018	0	0,002	0,030	0,045
Cr ₂ O ₃	0	0,096	0,180	0,134	0	0,057	0,038	0,121	0,032	0,070
FeO	34,842	34,395	33,600	33,481	33,177	33,240	32,309	31,746	31,846	32,816
MgO	2,038	2,116	2,136	2,159	2,129	2,099	2,300	2,349	2,257	2,253
NiO	0,141	0,037	0	0	0	0,127	0	0	0	0,023
MnO	1,134	1,804	2,053	2,602	1,879	3,551	4,637	5,290	5,395	4,222
CaO	2,183	1,878	1,735	1,195	1,894	1,157	0,986	0,989	0,979	1,033
Na ₂ O	0,013	0,023	0,061	0,040	0,004	0,026	0,062	0,036	0,044	0,030
K ₂ O	0	0,033	0,010	0,017	0	0	0	0,011	0	0
TOTAL	97,626	97,802	97,058	97,580	96,489	97,837	98,464	98,109	98,722	98,753
Fórmula estructural calculada para 12 oxígenos										
Si	3,037	3,057	3,070	3,086	3,111	3,076	3,075	3,056	3,067	3,077
Al ^{IV}	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Al ^{VI}	2,011	1,994	2,001	2,020	1,997	1,993	2,003	1,994	2,003	2,001
Ti	0,002	0	0,001	0,001	0	0,001	0	0	0,002	0,003
Cr	0	0,006	0,012	0,009	0	0,004	0,002	0,008	0,002	0,005
Fe ³⁺	0	0	0	0	0,003	0,002	0	0	0	0
Fe ²⁺	2,414	2,379	2,340	2,320	2,320	2,300	2,219	2,190	2,183	2,249
Mg	0,252	0,261	0,265	0,267	0,266	0,259	0,281	0,289	0,276	0,275
Ni	0,009	0,002	0	0	0	0,008	0	0	0	0,002
Mn	0,080	0,126	0,145	0,183	0,133	0,249	0,323	0,370	0,375	0,293
Ca	0,194	0,166	0,155	0,106	0,170	0,103	0,087	0,087	0,086	0,091
Na	0,002	0,004	0,010	0,006	0,001	0,004	0,010	0,006	0,007	0,005
K	0	0,003	0,001	0,002	0	0	0	0,001	0	0

Tabla XI.1.- Análisis de granate correspondientes a los *gneises bandeados*.

Nº muestra	266-76 40	266-76 41	266-76 42	266-76 43	266-76 44	266-76 45	266-76 46	266-76 47	266-76 48	266-76 49	266-76 50	266-76 51	266-76 53
c-1; p-A													
SiO ₂	37,628	37,716	37,624	37,647	37,664	37,758	37,853	37,675	37,425	37,889	37,876	37,288	37,628
Al ₂ O ₃	20,472	20,674	20,651	20,740	20,748	20,538	20,814	20,642	20,585	20,582	20,735	20,693	20,914
TiO ₂	0,033	0,030	0	0,065	0,040	0,040	0,012	0	0,062	0,002	0,025	0,057	0
Cr ₂ O ₃	0,149	0,077	0	0,045	0	0,045	0	0,013	0,110	0,019	0,213	0	0,019
FeO	29,749	30,234	30,012	29,868	29,698	29,539	29,620	29,180	29,199	30,162	29,580	29,715	29,507
MgO	2,083	2,321	2,416	2,492	2,532	2,582	2,578	2,615	2,698	2,709	2,671	2,429	2,620
NiO	0,014	0	0	0,041	0	0	0	0	0	0	0,087	0	0
MnO	5,282	5,578	5,807	5,795	5,702	6,049	5,986	6,082	6,141	6,280	6,419	6,013	6,243
CaO	2,928	2,621	2,372	2,356	2,137	2,022	2,134	1,995	2,081	1,995	2,069	2,174	2,022
Na ₂ O	0,027	0,019	0,023	0,007	0,020	0,042	0,047	0,036	0,044	0,016	0,039	0,034	0,028
K ₂ O	0,024	0	0,004	0,006	0,013	0	0	0	0,024	0	0,013	0	0,035
TOTAL	98,389	99,270	98,909	99,062	98,554	98,615	99,044	98,238	98,369	99,654	99,727	98,403	99,016
Fórmula estructural calculada para 12 oxígenos													
Si	3,084	3,064	3,066	3,062	3,076	3,084	3,076	3,086	3,061	3,064	3,059	3,054	3,058
Al ^{IV}	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Al ^{VI}	1,978	1,980	1,984	1,989	1,998	1,977	1,994	1,993	1,985	1,962	1,974	1,998	2,004
Ti	0,002	0,002	0	0,004	0,002	0,002	0,001	0	0,004	0	0,002	0,004	0
Cr	0,010	0,005	0	0,003	0	0,003	0	0,001	0,007	0,001	0,014	0	0,001
Fe ³⁺	0,010	0,013	0,016	0,004	0	0,017	0,006	0,006	0,004	0,036	0,010	0	0
Fe ²⁺	2,029	2,040	2,029	2,027	2,029	2,000	2,007	1,993	1,993	2,004	1,988	2,035	2,006
Mg	0,254	0,281	0,293	0,302	0,308	0,314	0,312	0,319	0,329	0,327	0,322	0,296	0,317
Ni	0,001	0	0	0,003	0	0	0	0	0	0	0,006	0	0
Mn	0,367	0,384	0,401	0,399	0,395	0,418	0,412	0,422	0,425	0,430	0,439	0,417	0,430
Ca	0,257	0,228	0,207	0,205	0,187	0,177	0,186	0,175	0,182	0,173	0,179	0,191	0,176
Na	0,004	0,003	0,004	0,001	0,003	0,007	0,007	0,006	0,007	0,003	0,006	0,005	0,004
K	0,003	0	0	0,001	0,001	0	0	0	0,003	0	0,001	0	0,004

Tabla XI.2.- Análisis de granate correspondientes a los *gneises bandeados*.

Nº muestra	266-76 54	266-76 55	266-76 56	266-76 57	266-76 58	266-76 59	266-76 60	266-76 61	266-76 62	266-76 63	266-76 64	266-76 65	266-76 66
c-1; p-A													
SiO ₂	37,863	37,814	37,848	38,302	37,992	37,940	37,701	38,058	37,643	37,607	37,656	37,992	38,460
Al ₂ O ₃	20,642	20,708	20,782	20,918	20,806	20,882	20,905	20,740	21,126	20,634	20,776	20,721	21,137
TiO ₂	0	0,020	0	0	0	0,048	0	0,025	0	0,003	0	0	0,007
Cr ₂ O ₃	0,064	0,110	0	0,032	0,096	0,104	0	0	0,142	0,096	0	0,129	0,013
FeO	29,628	28,703	28,845	29,206	28,604	29,737	29,527	29,767	29,695	29,334	29,749	29,718	29,113
MgO	2,844	2,936	2,855	2,890	2,844	2,694	2,805	2,872	2,946	2,933	2,991	3,043	3,053
NiO	0	0,064	0,032	0	0,087	0	0	0,009	0	0,023	0,050	0	0
MnO	6,439	6,438	6,543	6,076	6,000	6,322	5,954	6,273	6,527	6,188	6,491	6,173	6,425
CaO	1,756	1,757	1,762	1,897	1,610	2,036	1,883	1,929	1,655	1,971	1,950	1,777	1,861
Na ₂ O	0,069	0,044	0,039	0,039	0,050	0,043	0,026	0,018	0,022	0,015	0,011	0,020	0,016
K ₂ O	0,007	0,014	0,008	0	0	0,006	0	0,004	0,004	0,020	0	0	0
TOTAL	99,312	98,608	98,714	99,360	98,089	99,812	98,801	99,695	99,760	98,824	99,674	99,573	100,085
Fórmula estructural calculada para 12 oxígenos													
Si	3,068	3,081	3,081	3,096	3,110	3,060	3,067	3,071	3,035	3,059	3,039	3,067	3,084
Al ^{IV}	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Al ^{VI}	1,972	1,989	1,995	1,993	2,008	1,986	2,005	1,973	2,008	1,979	1,977	1,972	1,998
Ti	0	0,001	0	0	0	0,003	0	0,002	0	0	0	0	0
Cr	0,004	0,007	0	0,002	0,006	0,007	0	0	0,009	0,006	0	0,008	0,001
Fe ³⁺	0,024	0,003	0,005	0,005	0	0,005	0	0,025	0	0,015	0,023	0,019	0
Fe ²⁺	1,983	1,953	1,958	1,970	1,958	2,001	2,009	1,984	2,002	1,981	1,984	1,987	1,952
Mg	0,343	0,356	0,346	0,348	0,347	0,324	0,340	0,345	0,354	0,356	0,360	0,366	0,365
Ni	0	0,004	0,002	0	0,006	0	0	0,001	0	0,002	0,003	0	0
Mn	0,442	0,444	0,451	0,416	0,416	0,432	0,410	0,429	0,446	0,426	0,444	0,422	0,436
Ca	0,152	0,153	0,154	0,164	0,141	0,176	0,164	0,167	0,143	0,172	0,169	0,154	0,160
Na	0,011	0,007	0,006	0,006	0,008	0,007	0,004	0,003	0,003	0,002	0,002	0,003	0,002
K	0,001	0,001	0,001	0	0	0,001	0	0	0	0,002	0	0	0

Nº muestra	266-76 67	266-76 70	266-76 71	266-76 72	266-76 73	266-76 74	266-76 75	266-76 76	266-76 77	266-76 78	266-76 79	266-76 80
c-1; p-A												
SiO ₂	38,330	38,062	38,064	37,857	37,994	37,827	37,724	37,938	37,448	37,974	37,915	38,088
Al ₂ O ₃	21,067	20,878	20,712	21,120	20,857	21,126	20,995	20,801	20,899	20,610	20,716	20,942
TiO ₂	0,043	0,047	0	0,005	0	0	0	0	0	0,023	0,058	0,038
Cr ₂ O ₃	0,051	0,091	0	0	0,142	0	0	0	0,051	0	0,006	0,085
FeO	29,159	29,787	29,733	29,257	29,035	29,139	30,120	31,065	30,327	30,922	30,509	30,407
MgO	2,883	2,800	2,824	2,975	2,782	2,681	2,504	2,282	2,175	2,162	2,147	2,164
NiO	0,032	0,041	0,123	0	0,178	0	0	0	0	0	0	0
MnO	6,468	6,359	6,546	6,286	6,364	6,248	6,096	5,551	5,804	5,497	5,492	5,236
CaO	1,973	1,728	1,832	1,689	1,666	1,808	1,928	1,685	2,141	2,237	2,320	2,369
Na ₂ O	0,027	0,004	0,030	0,012	0,044	0,011	0,007	0,055	0,042	0,020	0,039	0,040
K ₂ O	0	0,010	0,023	0,028	0,001	0,001	0	0,004	0,007	0,006	0	0
TOTAL	100,033	99,807	99,887	99,229	99,063	98,841	99,374	99,381	98,894	99,451	99,202	99,369
Fórmula estructural calculada para 12 oxígenos												
Si	3,079	3,071	3,068	3,064	3,085	3,077	3,060	3,082	3,056	3,085	3,085	3,091
Al ^{IV}	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Al ^{VI}	1,995	1,986	1,968	2,015	1,996	2,026	2,007	1,992	2,011	1,974	1,987	2,004
Ti	0,003	0,003	0	0	0	0	0	0	0	0,001	0,004	0,002
Cr	0,003	0,006	0	0	0,009	0	0	0	0,003	0	0	0,005
Fe ³⁺	0	0,006	0,032	0	0	0	0	0,008	0	0,025	0,009	0
Fe ²⁺	1,959	2,004	1,972	1,980	1,972	1,982	2,043	2,103	2,070	2,076	2,067	2,064
Mg	0,345	0,337	0,339	0,359	0,337	0,325	0,303	0,276	0,265	0,262	0,260	0,262
Ni	0,002	0,003	0,008	0	0,012	0	0	0	0	0	0	0
Mn	0,440	0,435	0,447	0,431	0,438	0,430	0,419	0,382	0,401	0,378	0,379	0,360
Ca	0,170	0,149	0,158	0,146	0,145	0,158	0,168	0,147	0,187	0,195	0,202	0,206
Na	0,004	0,001	0,005	0,002	0,007	0,002	0,001	0,009	0,007	0,003	0,006	0,006
K	0	0,001	0,002	0,003	0	0	0	0	0,001	0,001	0	0

Tabla XI.3.- Análisis de granate correspondientes a los *gneises bandeados*.

N° muestra	266-76 85	266-76 86	266-76 87	266-76 88	266-76 89	266-76 90	266-76 91	266-76 92	266-76 93	266-76 94	266-76 95	266-76 65
c-1; p-B												
SiO ₂	37,611	36,984	37,604	37,286	37,333	36,890	36,888	37,292	37,275	37,371	37,838	37,992
Al ₂ O ₃	20,871	20,506	20,398	20,570	20,587	20,616	20,444	20,406	20,436	20,551	20,903	20,721
TiO ₂	0	0,037	0	0,023	0,055	0,018	0,013	0	0,007	0	0	0
Cr ₂ O ₃	0,032	0,032	0,032	0,096	0,058	0	0,117	0,026	0	0,039	0	0,129
FeO	31,020	30,017	29,567	29,804	29,603	29,444	29,264	29,836	29,189	29,128	29,392	29,718
MgO	2,345	2,558	2,669	2,711	2,791	2,701	2,883	2,926	3,069	2,970	3,097	3,043
NiO	0	0	0	0,028	0	0	0	0	0	0	0,005	0
MnO	5,413	5,732	5,978	6,404	6,522	6,088	6,330	6,673	5,972	5,987	6,446	6,173
CaO	2,001	1,934	1,946	1,850	1,774	1,759	1,762	1,657	2,057	1,913	1,633	1,777
Na ₂ O	0,012	0,024	0,008	0,019	0,026	0,487	0,042	0,013	0,024	0	0,013	0,020
K ₂ O	0,016	0,010	0,016	0,010	0,033	0,002	0,028	0,022	0,016	0	0,017	0
TOTAL	99,321	97,834	98,218	98,801	98,782	98,005	97,771	98,851	98,045	97,959	99,344	99,573
Fórmula estructural calculada para 12 oxígenos												
Si	3,056	3,047	3,083	3,041	3,044	3,016	3,035	3,039	3,053	3,065	3,060	3,067
Al ^{IV}	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Al ^{VI}	1,999	1,991	1,972	1,978	1,979	1,987	1,983	1,961	1,973	1,987	1,993	1,972
Ti	0	0,002	0	0,001	0,003	0,001	0,001	0	0	0	0	0
Cr	0,002	0,002	0,002	0,006	0,004	0	0,008	0,002	0	0,003	0	0,008
Fe ³⁺	0	0,004	0,026	0,014	0,014	0,012	0,008	0,038	0,027	0,010	0,007	0,019
Fe ²⁺	2,108	2,064	2,001	2,019	2,004	2,002	2,005	1,996	1,973	1,988	1,980	1,987
Mg	0,284	0,314	0,326	0,330	0,339	0,329	0,354	0,355	0,375	0,363	0,373	0,366
Ni	0	0	0	0,002	0	0	0	0	0	0	0	0
Mn	0,373	0,400	0,415	0,442	0,450	0,422	0,441	0,461	0,414	0,416	0,441	0,422
Ca	0,174	0,171	0,171	0,162	0,155	0,154	0,155	0,145	0,181	0,168	0,141	0,154
Na	0,002	0,004	0,001	0,003	0,004	0,077	0,007	0,002	0,004	0	0,002	0,003
K	0,002	0,001	0,002	0,001	0,003	0	0,003	0,002	0,002	0	0,002	0

N° muestra	266-76 66	266-76 67	266-76 96	266-76 97	266-76 98	266-76 99	266-76 100	266-76 101	266-76 102	266-76 103	266-76 104
c-1; p-B											
SiO ₂	38,460	38,330	37,510	37,410	37,114	37,313	37,027	37,001	36,924	37,035	37,281
Al ₂ O ₃	21,137	21,067	20,759	20,710	20,309	20,379	20,540	20,334	20,298	20,457	20,349
TiO ₂	0,007	0,043	0	0,008	0	0	0,065	0,045	0,010	0	0,052
Cr ₂ O ₃	0,013	0,051	0	0,019	0	0,064	0,083	0,110	0	0,115	0,032
FeO	29,113	29,159	29,233	28,637	29,931	30,088	30,223	29,862	30,572	30,491	30,619
MgO	3,053	2,883	2,822	2,767	2,744	2,278	2,469	2,446	2,290	2,298	2,018
NiO	0	0,032	0	0	0,023	0	0	0,014	0	0	0
MnO	6,425	6,468	5,934	6,563	6,144	5,594	5,964	5,805	5,621	5,246	5,910
CaO	1,861	1,973	1,672	1,710	1,773	1,908	1,955	2,167	2,261	2,381	2,482
Na ₂ O	0,016	0,027	0,027	0,032	0	0,027	0,027	0,016	0,038	0,030	0,015
K ₂ O	0	0	0	0	0	0,046	0	0	0,012	0	0,033
TOTAL	100,085	100,033	97,957	97,856	98,038	97,697	98,353	97,800	98,026	98,053	98,791
Fórmula estructural calculada para 12 oxígenos											
Si	3,084	3,079	3,077	3,074	3,051	3,082	3,038	3,052	3,042	3,047	3,053
Al ^{IV}	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Al ^{VI}	1,998	1,995	2,008	2,006	1,969	1,985	1,987	1,977	1,971	1,985	1,965
Ti	0	0,003	0	0	0	0	0,004	0,003	0,001	0	0,003
Cr	0,001	0,003	0	0,001	0	0,004	0,005	0,007	0	0,007	0,002
Fe ³⁺	0	0	0	0	0,031	0,011	0,004	0,013	0,028	0,008	0,030
Fe ²⁺	1,952	1,959	2,006	1,968	2,027	2,068	2,070	2,047	2,078	2,090	2,067
Mg	0,365	0,345	0,345	0,339	0,336	0,280	0,302	0,301	0,281	0,282	0,246
Ni	0	0,002	0	0	0,002	0	0	0,001	0	0	0
Mn	0,436	0,440	0,412	0,457	0,428	0,391	0,414	0,406	0,392	0,366	0,410
Ca	0,160	0,170	0,147	0,151	0,156	0,169	0,172	0,192	0,200	0,210	0,218
Na	0,002	0,004	0,004	0,005	0	0,004	0,004	0,003	0,006	0,005	0,002
K	0	0	0	0	0	0,005	0	0	0,001	0	0,003

Tabla XI.4.- Análisis de granate correspondientes a los *gneises bandeados*.

N° muestra	266-76 121	266-76 122	266-76 123	266-76 124	266-76 125	266-76 126	266-76 127	266-76 128	266-76 129	266-76 130	266-76 131	266-76 132
c-2; p-1												
SiO ₂	36,868	36,982	37,125	37,196	37,230	37,324	37,457	37,470	37,219	37,350	37,414	37,572
Al ₂ O ₃	20,298	20,430	20,468	20,255	20,583	20,553	20,578	20,277	20,357	20,825	20,376	20,821
TiO ₂	0,088	0,055	0,038	0,057	0,018	0,097	0,063	0	0	0,033	0,040	0,052
Cr ₂ O ₃	0,045	0,149	0	0,096	0,039	0,117	0,051	0,006	0,026	0,129	0	0,064
FeO	31,134	30,311	29,855	29,835	29,235	29,431	29,718	29,090	29,552	29,185	29,226	29,978
MgO	2,016	2,132	2,475	2,469	2,490	2,442	2,509	2,721	2,638	2,696	2,442	2,441
NiO	0,109	0	0	0	0	0	0,083	0	0,164	0	0,018	0,064
MnO	5,520	5,313	5,364	5,795	5,710	5,958	5,781	6,100	6,137	6,203	6,047	5,947
CaO	2,527	2,618	2,318	2,282	2,422	2,300	2,132	2,110	1,868	2,026	2,022	2,004
Na ₂ O	0,022	0	0,074	0,038	0,013	0	0,016	0,023	0,049	0,035	0,028	0,031
K ₂ O	0,043	0,016	0	0,027	0	0,013	0	0	0	0,010	0,023	0,012
TOTAL	98,670	98,006	97,717	98,050	97,740	98,235	98,388	97,797	98,010	98,492	97,636	98,986
Fórmula estructural calculada para 12 oxígenos												
Si	3,025	3,048	3,058	3,059	3,066	3,062	3,068	3,083	3,060	3,050	3,088	3,060
Al ^{IV}	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Al ^{VI}	1,963	1,985	1,988	1,964	1,998	1,988	1,987	1,967	1,973	2,005	1,983	1,999
Ti	0,005	0,003	0,002	0,004	0,001	0,006	0,004	0	0	0,002	0,002	0,003
Cr	0,003	0,010	0	0,006	0,003	0,008	0,003	0	0,002	0,008	0	0,004
Fe ³⁺	0,028	0,002	0,010	0,027	0	0	0,006	0,033	0,025	0	0,015	0
Fe ²⁺	2,108	2,087	2,047	2,025	2,013	2,020	2,030	1,969	2,006	1,993	2,002	2,042
Mg	0,246	0,262	0,304	0,303	0,306	0,299	0,306	0,334	0,323	0,328	0,300	0,296
Ni	0,007	0	0	0	0	0	0,005	0	0,011	0	0,001	0,004
Mn	0,384	0,371	0,374	0,404	0,398	0,414	0,401	0,425	0,427	0,429	0,423	0,410
Ca	0,222	0,231	0,205	0,201	0,214	0,202	0,187	0,186	0,165	0,177	0,179	0,175
Na	0,003	0	0,012	0,006	0,002	0	0,003	0,004	0,008	0,006	0,004	0,005
K	0,005	0,002	0	0,003	0	0,001	0	0	0	0,001	0,002	0,001

N° muestra	266-76 133	266-76 134	266-76 135	266-76 136	266-76 137	266-76 138	266-76 139	266-76 140	266-76 141	266-76 142	266-76 143	266-76 144
c-2; p-1												
SiO ₂	36,781	37,251	37,138	37,703	37,234	38,176	36,952	37,232	37,446	37,202	37,919	38,047
Al ₂ O ₃	20,391	20,351	20,377	20,374	20,916	21,369	20,438	20,553	20,855	20,778	20,971	20,975
TiO ₂	0	0,010	0,018	0,008	0,038	0,047	0,057	0,050	0,028	0,058	0,033	0,047
Cr ₂ O ₃	0	0	0	0	0,077	0,149	0,051	0	0,019	0,013	0,019	0
FeO	30,794	30,011	30,483	30,248	29,265	29,568	30,719	30,066	29,914	30,331	29,759	30,463
MgO	2,349	2,300	2,207	2,172	2,373	2,605	2,232	2,260	2,205	2,207	2,160	2,136
NiO	0	0,046	0	0,137	0,083	0,087	0,041	0,073	0,101	0	0	0,109
MnO	5,587	5,591	5,445	5,656	5,639	5,621	5,262	5,108	5,282	5,468	5,152	5,592
CaO	2,114	1,976	2,071	2,173	2,551	2,229	1,732	2,691	2,735	2,821	2,933	2,096
Na ₂ O	0,053	0,028	0,057	0	0,062	0,043	0,026	0,018	0	0,013	0	0,013
K ₂ O	0,004	0,001	0	0,020	0,025	0,048	0	0,013	0	0,027	0,004	0,007
TOTAL	98,073	97,565	97,796	98,491	98,263	99,942	97,510	98,064	98,585	98,918	98,950	99,485
Fórmula estructural calculada para 12 oxígenos												
Si	3,028	3,081	3,066	3,093	3,048	3,070	3,062	3,060	3,061	3,033	3,086	3,088
Al ^{IV}	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Al ^{VI}	1,979	1,984	1,983	1,970	2,019	2,026	1,997	1,992	2,010	1,997	2,012	2,007
Ti	0	0,001	0,001	0	0,002	0,003	0,004	0,003	0,002	0,004	0,002	0,003
Cr	0	0	0	0	0,005	0,009	0,003	0	0,001	0,001	0,001	0
Fe ³⁺	0,021	0,015	0,016	0,029	0	0	0	0,005	0	0	0	0
Fe ²⁺	2,099	2,061	2,089	2,046	2,004	1,988	2,129	2,061	2,045	2,068	2,025	2,068
Mg	0,288	0,284	0,272	0,266	0,290	0,312	0,276	0,277	0,269	0,268	0,262	0,258
Ni	0	0,003	0	0,009	0,005	0,006	0,003	0,005	0,007	0	0	0,007
Mn	0,390	0,392	0,381	0,393	0,391	0,383	0,369	0,356	0,366	0,378	0,355	0,384
Ca	0,186	0,175	0,183	0,191	0,224	0,192	0,154	0,237	0,240	0,246	0,256	0,182
Na	0,008	0,004	0,009	0	0,010	0,007	0,004	0,003	0	0,002	0	0,002
K	0	0	0	0,002	0,003	0,005	0	0,001	0	0,003	0	0,001

Tabla XI.5.- Análisis de granate correspondientes a los *gneises bandeados*.

Nº muestra	266-76 176	266-76 178	266-76 180	266-76 182	266-76 183	266-76 184	266-76 186	266-76 189	266-76 190	266-76 191	266-76 192
c-3;p-1	borde					núcleo					borde
SiO₂	37,168	36,490	36,725	36,627	36,659	36,890	36,841	36,676	36,978	37,149	36,903
Al₂O₃	20,650	20,136	20,258	20,296	20,566	20,366	20,234	20,206	20,738	20,481	20,291
TiO₂	0,023	0,002	0	0,043	0	0	0	0,037	0,020	0,055	0,067
Cr₂O₃	0,070	0,102	0,045	0,142	0,051	0,058	0	0	0,006	0	0
FeO	31,165	30,276	29,983	29,074	29,092	29,559	29,938	29,930	29,877	29,947	29,527
MgO	2,081	2,388	2,439	2,941	2,850	2,814	2,529	2,341	2,185	2,056	1,955
NiO	0,005	0	0,023	0,028	0,046	0	0,027	0	0	0	0,132
MnO	5,362	5,870	5,937	6,244	6,313	6,482	6,154	5,489	5,504	5,330	5,610
CaO	2,344	2,033	1,692	1,601	1,588	1,575	2,068	2,567	2,741	2,825	3,011
Na₂O	0,031	0,043	0,036	0,031	0,031	0,007	0,053	0,062	0,046	0,032	0,053
K₂O	0,023	0,008	0,007	0,008	0	0	0	0,008	0,002	0,007	0,019
TOTAL	98,922	97,348	97,145	97,035	97,196	97,751	97,844	97,316	98,097	97,882	97,568
Fórmula estructural calculada para 12 oxígenos											
Si	3,037	3,027	3,051	3,037	3,034	3,041	3,037	3,038	3,038	3,062	3,053
Al^{IV}	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Al^{VI}	1,989	1,969	1,984	1,984	2,007	1,979	1,966	1,973	2,009	1,990	1,979
Ti	0,001	0	0	0,003	0	0	0	0,002	0,001	0,003	0,004
Cr	0,005	0,007	0,003	0,009	0,003	0,004	0	0	0	0	0
Fe³⁺	0,005	0,024	0,013	0,004	0	0,017	0,034	0,024	0	0,006	0,017
Fe²⁺	2,125	2,077	2,070	2,012	2,013	2,021	2,030	2,049	2,053	2,058	2,026
Mg	0,253	0,295	0,302	0,363	0,352	0,346	0,311	0,289	0,268	0,253	0,241
Ni	0	0	0,002	0,002	0,003	0	0,002	0	0	0	0,009
Mn	0,371	0,412	0,418	0,438	0,443	0,453	0,430	0,385	0,383	0,372	0,393
Ca	0,205	0,181	0,151	0,142	0,141	0,139	0,183	0,228	0,241	0,249	0,267
Na	0,005	0,007	0,006	0,005	0,005	0,001	0,008	0,010	0,007	0,005	0,009
K	0,002	0,001	0,001	0,001	0	0	0	0,001	0	0,001	0,002

Nº muestra	266-76 215	266-76 216	266-76 217	266-76 218	266-76 219	266-76 220	266-76 221	266-76 222
c-4; p-1	borde							núcleo
SiO₂	37,123	36,918	37,624	37,341	37,234	36,864	37,170	37,386
Al₂O₃	20,387	20,536	20,748	20,438	20,515	20,608	20,736	20,674
TiO₂	0,058	0,032	0,025	0,043	0	0	0,033	0
Cr₂O₃	0,167	0,077	0,019	0,051	0,045	0	0,064	0,072
FeO	30,419	29,840	29,208	28,723	29,756	29,347	29,314	29,022
MgO	1,966	2,116	2,623	2,742	2,691	2,671	2,840	2,817
NiO	0,168	0	0,092	0,055	0,055	0	0	0,118
MnO	5,507	5,220	6,366	6,584	6,420	6,593	6,432	6,822
CaO	2,124	3,045	2,134	2,050	1,868	1,854	1,799	1,714
Na₂O	0,047	0,016	0,003	0,036	0,019	0,007	0	0,023
K₂O	0,036	0,014	0,019	0	0	0,012	0,002	0
TOTAL	98,002	97,814	98,861	98,063	98,603	97,956	98,390	98,648
Fórmula estructural calculada para 12 oxígenos								
Si	3,064	3,043	3,064	3,064	3,043	3,031	3,040	3,051
Al^{IV}	0	0	0	0	0	0	0	0
Al^{VI}	1,984	1,996	1,992	1,977	1,977	1,998	1,999	1,989
Ti	0,004	0,002	0,002	0,003	0	0	0,002	0
Cr	0,011	0,005	0,001	0,003	0,003	0	0,004	0,005
Fe³⁺	0,002	0	0,005	0,017	0,020	0,002	0	0,007
Fe²⁺	2,098	2,057	1,984	1,954	2,014	2,016	2,005	1,974
Mg	0,242	0,260	0,318	0,335	0,328	0,327	0,346	0,343
Ni	0,011	0	0,006	0,004	0,004	0	0	0,008
Mn	0,385	0,364	0,439	0,458	0,445	0,459	0,446	0,472
Ca	0,188	0,269	0,186	0,180	0,164	0,163	0,158	0,150
Na	0,008	0,003	0	0,006	0,003	0,001	0	0,004
K	0,004	0,001	0,002	0	0	0,001	0	0

Tabla XI.6.- Análisis de granate correspondientes a los *gneises bandeados*.

N° muestra	266-76 223	266-76 224	266-76 225	266-76 226	266-76 227	266-76 228	266-76 229
c-4; p-1	núcleo			borde			
SiO ₂	37,187	37,446	37,129	37,474	37,529	37,307	36,993
Al ₂ O ₃	20,326	20,563	20,767	20,402	20,529	20,580	20,587
TiO ₂	0,023	0,008	0	0	0	0,038	0
Cr ₂ O ₃	0,110	0	0,129	0,026	0,058	0,032	0,051
FeO	29,761	29,128	28,587	29,163	28,870	29,316	29,619
MgO	2,529	2,701	2,900	2,903	2,849	2,792	2,557
NiO	0	0,101	0,050	0,060	0	0	0
MnO	6,423	6,479	6,783	6,643	6,283	6,345	6,372
CaO	1,771	1,638	1,650	1,935	1,869	1,797	1,692
Na ₂ O	0,038	0	0,032	0,042	0,086	0,035	0,030
K ₂ O	0,010	0,024	0,005	0	0	0	0,036
TOTAL	98,178	98,088	98,032	98,648	98,073	98,242	97,937
Fórmula estructural calculada para 12 oxígenos							
Si	3,056	3,075	3,044	3,056	3,074	3,056	3,045
Al ^{IV}	0	0	0	0	0	0	0
Al ^{VI}	1,969	1,990	2,007	1,962	1,983	1,987	1,998
Ti	0,001	0	0	0	0	0,002	0
Cr	0,007	0	0,008	0,002	0,004	0,002	0,003
Fe ³⁺	0,022	0,009	0	0,037	0,014	0,008	0
Fe ²⁺	2,024	1,991	1,960	1,952	1,964	2,000	2,039
Mg	0,310	0,331	0,354	0,353	0,348	0,341	0,314
Ni	0	0,007	0,003	0,004	0	0	0
Mn	0,447	0,451	0,471	0,459	0,436	0,440	0,444
Ca	0,156	0,144	0,145	0,169	0,164	0,158	0,149
Na	0,006	0	0,005	0,007	0,014	0,006	0,005
K	0,001	0,003	0,001	0	0	0	0,004

N° muestra	266-76 230	266-76 231	266-76 232	266-76 233	266-76 234	266-76 235	266-76 236	266-76 237	266-76 223	266-76 222	266-76 238	266-76 239
c-4; p-2	borde								núcleo núcleo			
SiO ₂	36,781	37,005	37,085	37,397	37,001	37,136	37,425	37,005	37,187	37,386	37,401	37,442
Al ₂ O ₃	20,313	20,272	20,591	20,636	20,396	20,360	20,287	20,476	20,326	20,674	20,608	20,648
TiO ₂	0	0,088	0,038	0,005	0,008	0,007	0,002	0,013	0,023	0	0	0,003
Cr ₂ O ₃	0	0,096	0	0,006	0,077	0,038	0,006	0	0,110	0,072	0,064	0,091
FeO	29,749	29,678	29,246	28,984	29,211	28,516	29,193	29,221	29,761	29,022	28,867	28,687
MgO	1,922	2,315	2,416	2,510	2,638	2,691	2,678	2,539	2,529	2,817	2,804	2,907
NiO	0,005	0	0,104	0,141	0	0	0	0,032	0	0,118	0,064	0,009
MnO	5,151	6,047	5,984	6,235	6,481	6,605	6,461	6,629	6,423	6,822	6,456	6,523
CaO	3,232	2,814	2,446	2,296	2,233	1,813	1,652	1,729	1,771	1,714	1,729	1,819
Na ₂ O	0,015	0,047	0,004	0,034	0,038	0,011	0,043	0,046	0,038	0,023	0,016	0,015
K ₂ O	0	0	0,005	0,002	0,028	0	0,017	0,006	0,010	0	0,012	0
TOTAL	97,168	98,362	97,919	98,246	98,111	97,177	97,764	97,696	98,178	98,648	98,021	98,144
Fórmula estructural calculada para 12 oxígenos												
Si	3,055	3,035	3,051	3,064	3,037	3,076	3,083	3,053	3,056	3,051	3,069	3,066
Al ^{IV}	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Al ^{VI}	1,989	1,960	1,997	1,993	1,974	1,988	1,970	1,992	1,969	1,989	1,994	1,993
Ti	0	0,005	0,002	0	0	0	0	0,001	0,001	0	0	0
Cr	0	0,006	0	0	0,005	0,002	0	0	0,007	0,005	0,004	0,006
Fe ³⁺	0,011	0,028	0	0,006	0,021	0,009	0,029	0,008	0,022	0,007	0,002	0,001
Fe ²⁺	2,055	2,007	2,012	1,980	1,984	1,966	1,982	2,009	2,024	1,974	1,979	1,964
Mg	0,238	0,283	0,296	0,306	0,323	0,332	0,329	0,312	0,310	0,343	0,343	0,355
Ni	0	0	0,007	0,009	0	0	0	0,002	0	0,008	0,004	0,001
Mn	0,362	0,420	0,417	0,433	0,451	0,463	0,451	0,463	0,447	0,472	0,449	0,452
Ca	0,288	0,247	0,216	0,202	0,196	0,161	0,146	0,153	0,156	0,150	0,152	0,160
Na	0,002	0,007	0,001	0,005	0,006	0,002	0,007	0,007	0,006	0,004	0,003	0,002
K	0	0	0,001	0	0,003	0	0,002	0,001	0,001	0	0,001	0

Tabla XI.7.- Análisis de granate correspondientes a los *gneises bandeados*.

N° muestra	266-76 240	266-76 241	266-76 242	266-76 243	266-76 244	266-76 245	266-76 246	266-76 247	266-76 248	266-76 249	266-76 250	266-76 251 borde
c-4; p-2												
SiO ₂	37,194	37,260	36,907	37,239	37,294	37,624	37,412	37,369	37,228	37,106	37,042	37,256
Al ₂ O ₃	20,963	20,417	20,508	20,527	20,774	20,423	20,882	20,714	20,823	20,650	20,672	20,559
TiO ₂	0,015	0,022	0,015	0,030	0	0	0,008	0	0	0,007	0,057	0,043
Cr ₂ O ₃	0,136	0	0,032	0,051	0	0,038	0	0	0,038	0,051	0	0
FeO	28,703	28,919	29,090	29,414	29,027	28,795	29,821	30,556	30,276	29,767	30,273	30,586
MgO	2,840	2,792	2,631	2,661	2,737	2,592	2,512	2,325	2,252	1,993	1,917	2,044
NiO	0,050	0,046	0,050	0,127	0,073	0,027	0,104	0,101	0	0	0	0,095
MnO	6,687	6,556	6,616	6,846	6,908	6,546	6,163	5,980	5,796	5,541	5,583	5,759
CaO	1,804	1,787	1,815	1,886	2,011	1,997	2,093	2,223	2,248	2,311	2,702	2,400
Na ₂ O	0,012	0,004	0,039	0	0,018	0,023	0,001	0,001	0,040	0,039	0,026	0,031
K ₂ O	0,001	0	0	0	0,014	0	0,005	0	0	0,025	0,008	0
TOTAL	98,405	97,803	97,703	98,781	98,856	98,065	99,001	99,269	98,701	97,490	98,280	98,773
Fórmula estructural calculada para 12 oxígenos												
Si	3,039	3,066	3,043	3,040	3,036	3,089	3,045	3,040	3,043	3,072	3,045	3,049
Al ^{IV}	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Al ^{VI}	2,019	1,981	1,993	1,976	1,994	1,977	2,004	1,987	2,006	2,015	2,003	1,984
Ti	0,001	0,001	0,001	0,002	0	0	0	0	0	0	0,004	0,003
Cr	0,009	0	0,002	0,003	0	0,002	0	0	0,002	0,003	0	0
Fe ³⁺	0	0,018	0,004	0,019	0,006	0,020	0	0,013	0	0	0	0,013
Fe ²⁺	1,961	1,973	2,002	1,989	1,971	1,957	2,030	2,066	2,070	2,061	2,081	2,080
Mg	0,346	0,342	0,323	0,324	0,332	0,317	0,305	0,282	0,274	0,246	0,235	0,249
Ni	0,003	0,003	0,003	0,008	0,005	0,002	0,007	0,007	0	0	0	0,006
Mn	0,463	0,457	0,462	0,473	0,476	0,455	0,425	0,412	0,401	0,389	0,389	0,399
Ca	0,158	0,158	0,160	0,165	0,175	0,176	0,183	0,194	0,197	0,205	0,238	0,210
Na	0,002	0,001	0,006	0	0,003	0,004	0	0	0,006	0,006	0,004	0,005
K	0	0	0	0	0,001	0	0,001	0	0	0,003	0,001	0

N° muestra	TAB-4 3	TAB-4 4	TAB-4 5	TAB-4 6	TAB-4 7	TAB-4 8	TAB-4 9	TAB-4 10	TAB-4 11	TAB-4 12	TAB-4 13	TAB-4 14
Grt-1												
SiO ₂	36,898	38,103	38,302	38,150	38,298	38,569	38,171	37,981	38,058	38,879	38,599	38,452
Al ₂ O ₃	20,366	20,496	20,869	20,893	20,806	20,838	20,765	20,803	20,481	21,016	20,992	21,037
TiO ₂	0,017	0,053	0,030	0,057	0,037	0,123	0,042	0,115	0,113	0,135	0,128	0,058
Cr ₂ O ₃	0	0,073	0,039	0,034	0,047	0,080	0	0	0	0,013	0,101	0,208
FeO	30,755	27,505	28,457	29,154	28,897	28,344	27,628	27,118	28,137	28,432	28,706	28,875
MgO	2,804	3,160	2,976	2,742	2,824	2,948	2,534	2,542	2,746	2,737	2,872	3,261
NiO	0	0,153	0	0,116	0	0	0,037	0	0,046	0	0,130	0,037
MnO	1,790	0,824	0,801	0,944	1,088	1,518	2,717	1,965	2,322	1,773	1,007	1,154
CaO	6,165	9,475	10,161	9,710	9,910	9,527	9,812	9,871	9,430	9,587	10,084	9,285
Na ₂ O	0,022	0,054	0,031	0,016	0,039	0,086	0,018	0,125	0,012	0,043	0,042	0,009
K ₂ O	0,019	0,051	0,037	0,010	0,008	0,088	0,005	0,030	0	0,019	0,007	0
TOTAL	98,836	99,947	101,703	101,826	101,954	102,121	101,729	100,550	101,345	102,634	102,668	102,376
Fórmula estructural calculada para 12 oxígenos												
Si	2,981	3,012	2,979	2,973	2,978	2,991	2,981	2,991	2,984	3,005	2,979	2,974
Al ^{IV}	0,019	0	0,021	0,027	0,022	0,009	0,019	0,009	0,016	0	0,021	0,026
Al ^{VI}	1,921	1,910	1,892	1,892	1,885	1,896	1,892	1,923	1,877	1,915	1,889	1,892
Ti	0,001	0,003	0,002	0,003	0,002	0,007	0,002	0,007	0,007	0,008	0,007	0,003
Cr	0	0,005	0,002	0,002	0,003	0,005	0	0	0	0,001	0,006	0,013
Fe ³⁺	0,078	0,083	0,104	0,102	0,110	0,092	0,105	0,071	0,117	0,076	0,098	0,092
Fe ²⁺	2,001	1,736	1,747	1,798	1,769	1,746	1,699	1,716	1,728	1,761	1,755	1,775
Mg	0,338	0,372	0,345	0,318	0,327	0,341	0,295	0,298	0,321	0,315	0,330	0,376
Ni	0	0,010	0	0,007	0	0	0,002	0	0,003	0	0,008	0,002
Mn	0,123	0,055	0,053	0,062	0,072	0,100	0,180	0,131	0,154	0,116	0,066	0,076
Ca	0,534	0,802	0,847	0,811	0,826	0,792	0,821	0,833	0,792	0,794	0,834	0,769
Na	0,003	0,008	0,005	0,002	0,006	0,013	0,003	0,019	0,002	0,006	0,006	0,001
K	0,002	0,005	0,004	0,001	0,001	0,009	0	0,003	0	0,002	0,001	0

Tabla XI.8.- Análisis de granate correspondientes a los *gneises bandeados*.

N° muestra	TAB-4	TAB-4	TAB-4	TAB-4	TAB-4	TAB-4	TAB-4	TAB-4	TAB-4	TAB-4	TAB-4	TAB-4
Grt-1	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26
SiO ₂	38,479	38,019	38,593	38,304	38,824	38,124	38,051	37,919	38,509	38,242	37,981	38,357
Al ₂ O ₃	20,941	21,060	21,182	20,944	21,143	20,723	20,752	20,661	20,857	20,753	20,869	20,808
TiO ₂	0,015	0,005	0,145	0,055	0,052	0,102	0,072	0,077	0,028	0,070	0,038	0,048
Cr ₂ O ₃	0,145	0,039	0,086	0	0,013	0,013	0,114	0,060	0	0,067	0	0,054
FeO	32,287	31,936	28,642	29,081	29,134	28,710	28,111	28,705	29,260	28,569	28,038	27,182
MgO	3,072	2,953	2,883	2,859	3,273	2,776	2,955	2,731	2,769	2,587	2,633	2,615
NiO	0,083	0,009	0	0,139	0	0,069	0	0,023	0	0	0,014	0,065
MnO	2,112	2,358	1,202	1,048	0,967	1,303	1,174	1,932	2,026	2,154	2,750	3,418
CaO	5,457	6,261	9,738	10,227	9,016	10,067	10,096	9,009	8,657	9,821	9,351	9,016
Na ₂ O	0,055	0,047	0,077	0,061	0,082	0,013	0,007	0,049	0,015	0,055	0,047	0,055
K ₂ O	0,007	0,025	0	0,016	0,005	0	0,019	0	0	0,002	0,016	0,027
TOTAL	102,653	102,712	102,548	102,734	102,509	101,900	101,351	101,166	102,121	102,320	101,737	101,645
Fórmula estructural calculada para 12 oxígenos												
Si	2,998	2,958	2,980	2,955	2,995	2,968	2,972	2,978	2,999	2,970	2,966	2,998
Al ^{IV}	0,002	0,042	0,020	0,045	0,005	0,032	0,028	0,022	0,001	0,030	0,034	0,002
Al ^{VI}	1,921	1,890	1,909	1,859	1,919	1,870	1,883	1,891	1,913	1,870	1,887	1,916
Ti	0,001	0	0,008	0,003	0,003	0,006	0,004	0,005	0,002	0,004	0,002	0,003
Cr	0,009	0,002	0,005	0	0,001	0,001	0,007	0,004	0	0,004	0	0,003
Fe ³⁺	0,069	0,108	0,078	0,138	0,078	0,123	0,106	0,101	0,085	0,122	0,111	0,078
Fe ²⁺	2,034	1,970	1,772	1,738	1,802	1,746	1,730	1,785	1,820	1,733	1,720	1,699
Mg	0,357	0,342	0,332	0,329	0,376	0,322	0,344	0,320	0,321	0,299	0,306	0,305
Ni	0,005	0,001	0	0,009	0	0,004	0	0,001	0	0	0,001	0,004
Mn	0,139	0,155	0,079	0,068	0,063	0,086	0,078	0,129	0,134	0,142	0,182	0,226
Ca	0,456	0,522	0,806	0,845	0,745	0,840	0,845	0,758	0,722	0,817	0,782	0,755
Na	0,008	0,007	0,012	0,009	0,012	0,002	0,001	0,007	0,002	0,008	0,007	0,008
K	0,001	0,002	0	0,002	0	0	0,002	0	0	0	0,002	0,003

N° muestra	TAB-4	TAB-4	TAB-4	TAB-4	TAB-4	TAB-4	TAB-4	TAB-4	TAB-4	TAB-4	TAB-4	TAB-4
Grt-1	27	28	29	30	31	32	33	34	35	36	37	38
SiO ₂	38,443	38,223	38,171	38,293	38,565	38,621	38,214	38,306	37,829	38,319	38,058	38,327
Al ₂ O ₃	20,924	20,784	20,716	20,479	20,753	20,693	20,978	20,878	20,893	20,821	20,786	21,129
TiO ₂	0,128	0,112	0	0,010	0,018	0,008	0,025	0,008	0	0,113	0,022	0,022
Cr ₂ O ₃	0	0	0,126	0	0,034	0,105	0,039	0	0,053	0	0	0
FeO	27,769	28,295	30,070	32,019	30,838	30,649	28,762	29,110	31,260	28,157	29,126	31,435
MgO	2,621	3,114	3,535	3,200	3,722	3,736	3,245	3,306	3,717	2,931	2,706	3,800
NiO	0	0,042	0	0	0	0	0,083	0,097	0,065	0,037	0,111	0
MnO	2,777	2,003	1,657	2,316	1,672	1,373	1,992	1,804	1,161	0,853	1,019	1,500
CaO	9,124	9,478	7,251	5,341	6,144	7,225	8,798	8,808	6,817	10,145	10,120	6,706
Na ₂ O	0,050	0,038	0,032	0,019	0	0,043	0,049	0,019	0,044	0,050	0,044	0,019
K ₂ O	0,024	0,016	0,008	0,006	0,017	0,006	0,006	0,005	0,001	0	0,031	0,006
TOTAL	101,860	102,105	101,566	101,683	101,763	102,459	102,191	102,341	101,840	101,426	102,023	102,944
Fórmula estructural calculada para 12 oxígenos												
Si	2,998	2,966	2,983	3,012	3,012	2,991	2,963	2,967	2,949	2,988	2,959	2,957
Al ^{IV}	0,002	0,034	0,017	0	0	0,009	0,037	0,033	0,051	0,012	0,041	0,043
Al ^{VI}	1,921	1,867	1,892	1,899	1,911	1,880	1,881	1,873	1,870	1,902	1,864	1,878
Ti	0,008	0,007	0	0,001	0,001	0	0,001	0	0	0,007	0,001	0,001
Cr	0	0	0,008	0	0,002	0,006	0,002	0	0,003	0	0	0
Fe ³⁺	0,071	0,126	0,100	0,101	0,086	0,113	0,115	0,126	0,127	0,091	0,134	0,121
Fe ²⁺	1,740	1,710	1,866	2,005	1,928	1,872	1,750	1,760	1,911	1,745	1,760	1,907
Mg	0,305	0,360	0,412	0,375	0,433	0,431	0,375	0,382	0,432	0,341	0,314	0,437
Ni	0	0,003	0	0	0	0	0,005	0,006	0,004	0,002	0,007	0
Mn	0,183	0,132	0,110	0,154	0,111	0,090	0,131	0,118	0,077	0,056	0,067	0,098
Ca	0,762	0,788	0,607	0,450	0,514	0,600	0,731	0,731	0,569	0,848	0,843	0,554
Na	0,008	0,006	0,005	0,003	0	0,006	0,007	0,003	0,007	0,008	0,007	0,003
K	0,002	0,002	0,001	0,001	0,002	0,001	0,001	0	0	0	0,003	0,001

Tabla XI.9.- Análisis de granate correspondientes a los *gneises bandeados*.

Nº muestra	TAB-4	TAB-4	TAB-4	TAB-4
Grt-1	39	40	41	42
SiO ₂	37,979	38,490	38,400	38,529
Al ₂ O ₃	21,148	21,163	21,097	20,969
TiO ₂	0	0,115	0,088	0
Cr ₂ O ₃	0,145	0,086	0,007	0
FeO	30,873	28,876	29,135	31,668
MgO	3,711	3,278	3,253	3,459
NiO	0,051	0	0,046	0,276
MnO	1,458	0,914	1,219	1,642
CaO	6,908	9,388	8,969	6,306
Na ₂ O	0,023	0,044	0,043	0,008
K ₂ O	0	0,018	0,001	0
TOTAL	102,296	102,372	102,258	102,857
Fórmula estructural calculada para 12 oxígenos				
Si	2,947	2,973	2,973	2,985
Al ^{IV}	0,053	0,027	0,027	0,015
Al ^{VI}	1,882	1,900	1,899	1,900
Ti	0	0,007	0,005	0
Cr	0,009	0,005	0	0
Fe ³⁺	0,109	0,088	0,095	0,100
Fe ²⁺	1,894	1,777	1,791	1,951
Mg	0,429	0,377	0,375	0,399
Ni	0,003	0	0,003	0,017
Mn	0,096	0,060	0,080	0,108
Ca	0,574	0,777	0,744	0,523
Na	0,003	0,007	0,006	0,001
K	0	0,002	0	0

Nº muestra	TAB-4	TAB-4	TAB-4	TAB-4	TAB-4	TAB-4	TAB-4	TAB-4
c-2; p-1	50	51	52	53	54	55	56	57
SiO ₂	37,416	36,896	36,616	36,633	36,481	37,050	37,298	37,198
Al ₂ O ₃	20,557	20,011	20,313	19,952	20,128	20,523	20,538	20,718
TiO ₂	0,042	0,132	0,147	0,087	0,115	0,108	0,107	0,097
Cr ₂ O ₃	0,034	0	0,073	0,013	0	0,054	0,039	0,060
FeO	30,504	27,872	27,946	27,555	27,241	27,298	27,235	27,652
MgO	3,716	2,679	2,694	2,558	2,477	2,449	2,416	2,532
NiO	0,005	0	0,051	0,116	0	0,083	0	0
MnO	1,402	1,202	1,499	2,029	2,292	3,160	3,552	3,210
CaO	6,748	10,269	9,860	10,208	9,898	9,426	9,524	9,057
Na ₂ O	0,007	0,036	0,027	0,050	0,040	0,011	0,022	0,008
K ₂ O	0,018	0,004	0,025	0,017	0,019	0,008	0	0,016
TOTAL	100,449	99,101	99,251	99,218	98,691	100,170	100,731	100,548
Fórmula estructural calculada para 12 oxígenos								
Si	2,957	2,952	2,927	2,932	2,936	2,943	2,947	2,943
Al ^{IV}	0,043	0,048	0,073	0,068	0,064	0,057	0,053	0,057
Al ^{VI}	1,873	1,840	1,841	1,814	1,845	1,864	1,860	1,876
Ti	0,002	0,008	0,009	0,005	0,007	0,006	0,006	0,006
Cr	0,002	0	0,005	0,001	0	0,003	0,002	0,004
Fe ³⁺	0,123	0,152	0,145	0,179	0,148	0,126	0,131	0,114
Fe ²⁺	1,894	1,713	1,723	1,665	1,685	1,688	1,668	1,716
Mg	0,438	0,319	0,321	0,305	0,297	0,290	0,284	0,299
Ni	0	0	0,003	0,007	0	0,005	0	0
Mn	0,094	0,081	0,101	0,138	0,156	0,213	0,238	0,215
Ca	0,571	0,880	0,845	0,875	0,853	0,802	0,806	0,768
Na	0,001	0,006	0,004	0,008	0,006	0,002	0,003	0,001
K	0,002	0	0,003	0,002	0,002	0,001	0	0,002

Tabla XI.10.- Análisis de granate correspondientes a los *gneises bandeados*.

Nº muestra c-2; p-1	TAB-4 63	TAB-4 73	TAB-4 64	TAB-4 72	TAB-4 71	TAB-4 70	TAB-4 69	TAB-4 68
SiO ₂	37,388	37,245	38,013	37,701	37,277	37,743	37,752	37,812
Al ₂ O ₃	20,583	20,474	20,610	20,449	20,510	20,512	20,514	20,606
TiO ₂	0,062	0,033	0,060	0,057	0,075	0,073	0,038	0,043
Cr ₂ O ₃	0,073	0,161	0,054	0,026	0	0,054	0	0
FeO	28,249	27,498	27,618	27,631	28,496	28,786	28,726	28,710
MgO	2,673	2,635	2,479	2,734	2,540	2,774	3,732	2,729
NiO	0,093	0	0	0,171	0	0,153	0,125	0
MnO	1,814	2,948	2,895	2,013	1,534	0,555	1,157	1,181
CaO	9,801	9,383	9,495	9,803	9,824	10,210	7,729	10,026
Na ₂ O	0,022	0,034	0,040	0,049	0,026	0,008	0,015	0,026
K ₂ O	0,025	0,018	0,024	0,008	0,017	0	0	0,010
TOTAL	100,783	100,429	101,288	100,642	100,299	100,868	99,788	101,143
Fórmula estructural calculada para 12 oxígenos								
Si	2,945	2,947	2,984	2,971	2,952	2,967	2,992	2,965
Al ^{IV}	0,055	0,053	0,016	0,029	0,048	0,033	0,008	0,035
Al ^{VI}	1,857	1,857	1,891	1,871	1,866	1,867	1,909	1,870
Ti	0,004	0,002	0,004	0,003	0,004	0,004	0,002	0,003
Cr	0,005	0,010	0,003	0,002	0	0,003	0	0
Fe ³⁺	0,135	0,131	0,102	0,124	0,129	0,125	0,089	0,128
Fe ²⁺	1,726	1,689	1,711	1,698	1,758	1,767	1,815	1,755
Mg	0,314	0,311	0,290	0,321	0,300	0,325	0,441	0,319
Ni	0,006	0	0	0,011	0	0,010	0,008	0
Mn	0,121	0,198	0,192	0,134	0,103	0,037	0,078	0,078
Ca	0,827	0,796	0,799	0,828	0,834	0,860	0,656	0,842
Na	0,003	0,005	0,006	0,007	0,004	0,001	0,002	0,004
K	0,003	0,002	0,002	0,001	0,002	0	0	0,001

Nº muestra c-2; p-2	TAB-4 60	TAB-4 61	TAB-4 62	TAB-4 63	TAB-4 64	TAB-4 73	TAB-4 57	TAB-4 58	TAB-4 59
SiO ₂	37,684	37,709	37,684	37,388	38,013	37,245	37,198	37,602	37,692
Al ₂ O ₃	20,927	20,576	20,695	20,583	20,610	20,474	20,718	20,549	20,820
TiO ₂	0,080	0,072	0,068	0,062	0,060	0,033	0,097	0,065	0,062
Cr ₂ O ₃	0	0	0,067	0,073	0,054	0,161	0,060	0,034	0,140
FeO	29,303	28,391	28,390	28,249	27,618	27,498	27,652	27,535	28,879
MgO	3,548	3,089	2,779	2,673	2,479	2,635	2,532	2,545	3,019
NiO	0,079	0	0,023	0,093	0	0	0	0,019	0
MnO	1,126	0,844	0,753	1,814	2,895	2,948	3,210	2,841	0,914
CaO	7,964	9,794	9,916	9,801	9,495	9,383	9,057	9,464	9,780
Na ₂ O	0,004	0,016	0,050	0,022	0,040	0,034	0,008	0,031	0,023
K ₂ O	0,012	0,001	0,019	0,025	0,024	0,018	0,016	0,001	0,013
TOTAL	100,727	100,492	100,444	100,783	101,288	100,429	100,548	100,686	101,342
Fórmula estructural calculada para 12 oxígenos									
Si	2,962	2,969	2,971	2,945	2,984	2,947	2,943	2,968	2,946
Al ^{IV}	0,038	0,031	0,029	0,055	0,016	0,053	0,057	0,032	0,054
Al ^{VI}	1,901	1,879	1,894	1,857	1,891	1,857	1,876	1,880	1,864
Ti	0,005	0,004	0,004	0,004	0,004	0,002	0,006	0,004	0,004
Cr	0	0	0,004	0,005	0,003	0,010	0,004	0,002	0,009
Fe ³⁺	0,094	0,117	0,097	0,135	0,102	0,131	0,114	0,114	0,124
Fe ²⁺	1,832	1,752	1,775	1,726	1,711	1,689	1,716	1,704	1,764
Mg	0,416	0,362	0,327	0,314	0,290	0,311	0,299	0,299	0,352
Ni	0,005	0	0,001	0,006	0	0	0	0,001	0
Mn	0,075	0,056	0,050	0,121	0,192	0,198	0,215	0,190	0,061
Ca	0,671	0,826	0,838	0,827	0,799	0,796	0,768	0,800	0,819
Na	0,001	0,002	0,008	0,003	0,006	0,005	0,001	0,005	0,003
K	0,001	0	0,002	0,003	0,002	0,002	0,002	0	0,001

Tabla XI.11.- Análisis de granate correspondientes a los *gneises bandeados*.

Nº muestra c-4	TAB-4 33	TAB-4 34	TAB-4 35	TAB-4 36	TAB-4 37	TAB-4 38	TAB-4 39	TAB-4 40	TAB-4 41	TAB-4 42	TAB-4 43
SiO ₂	37,093	37,050	37,386	36,941	37,142	37,076	37,127	37,555	37,654	37,367	37,318
Al ₂ O ₃	20,366	20,595	20,374	20,436	20,264	20,710	20,342	20,540	20,557	20,485	20,661
TiO ₂	0,023	0,058	0,070	0	0,093	0,078	0,103	0,067	0,035	0,058	0,107
Cr ₂ O ₃	0,105	0	0,007	0,013	0	0,134	0,168	0,013	0	0,020	0,101
FeO	30,544	28,445	28,167	28,695	28,652	27,348	26,902	27,978	27,357	28,245	28,467
MgO	3,732	3,465	2,902	2,855	2,754	2,931	2,766	3,099	2,721	3,036	2,736
NiO	0,046	0,139	0,051	0	0,079	0,005	0,102	0,065	0	0	0
MnO	1,260	1,059	0,850	1,150	1,548	2,282	2,347	2,084	2,452	1,494	1,326
CaO	6,709	8,541	9,678	9,495	9,464	9,163	9,223	8,746	9,360	9,179	9,812
Na ₂ O	0,030	0,008	0,022	0,016	0,015	0,005	0,042	0,001	0,005	0,007	0,019
K ₂ O	0,017	0	0	0,017	0,008	0	0,008	0,018	0	0,006	0
TOTAL	99,925	99,360	99,507	99,618	100,019	99,732	99,130	100,166	100,141	99,897	100,547
Fórmula estructural calculada para 12 oxígenos											
Si	2,947	2,949	2,975	2,941	2,950	2,947	2,971	2,973	2,983	2,964	2,944
Al ^{IV}	0,053	0,051	0,025	0,059	0,050	0,053	0,029	0,027	0,017	0,036	0,056
Al ^{VI}	1,855	1,882	1,887	1,858	1,847	1,887	1,889	1,890	1,904	1,880	1,866
Ti	0,001	0,003	0,004	0	0,006	0,005	0,006	0,004	0,002	0,003	0,006
Cr	0,007	0	0	0,001	0	0,008	0,011	0,001	0	0,001	0,006
Fe ³⁺	0,137	0,115	0,108	0,141	0,147	0,100	0,094	0,106	0,094	0,115	0,121
Fe ²⁺	1,893	1,779	1,767	1,770	1,756	1,718	1,706	1,747	1,719	1,759	1,757
Mg	0,442	0,411	0,344	0,339	0,326	0,347	0,330	0,366	0,321	0,359	0,322
Ni	0,003	0,009	0,003	0	0,005	0	0,007	0,004	0	0	0
Mn	0,085	0,071	0,057	0,078	0,104	0,154	0,159	0,140	0,165	0,100	0,089
Ca	0,571	0,728	0,825	0,810	0,805	0,780	0,791	0,742	0,795	0,780	0,830
Na	0,005	0,001	0,003	0,002	0,002	0,001	0,007	0	0,001	0,001	0,003
K	0,002	0	0	0,002	0,001	0	0,001	0,002	0	0,001	0

Nº muestra c-4	TAB-4 44	TAB-4 47	TAB-4 48	TAB-4 49	TAB-4 50	TAB-4 51	TAB-4 52	TAB-4 53	TAB-4 54	TAB-4 55	TAB-4 56
SiO ₂	37,361	37,224	36,744	37,669	37,491	37,716	37,536	37,540	37,316	37,435	37,844
Al ₂ O ₃	20,434	20,546	20,338	20,668	20,610	20,646	20,523	20,837	20,549	20,740	20,854
TiO ₂	0,092	0,017	0,033	0,007	0,095	0,093	0,077	0,063	0,062	0,088	0,150
Cr ₂ O ₃	0,047	0	0,172	0,060	0,047	0	0,047	0,086	0	0,161	0,047
FeO	28,459	29,640	29,490	28,715	27,982	28,920	27,736	27,861	28,745	28,336	28,381
MgO	3,029	3,455	3,401	3,243	2,849	2,882	2,691	2,742	3,094	2,956	3,101
NiO	0,088	0	0	0,051	0,056	0	0,019	0,042	0,083	0	0
MnO	1,099	1,171	1,274	1,475	1,502	1,515	1,787	2,297	1,317	1,249	0,895
CaO	9,589	8,332	7,721	8,836	9,713	9,749	9,842	9,524	8,960	9,931	10,239
Na ₂ O	0,031	0,003	0,020	0,005	0,019	0,005	0,004	0,031	0,036	0,024	0,019
K ₂ O	0,028	0,017	0	0,030	0,004	0	0,020	0,001	0,001	0,019	0
TOTAL	100,257	100,405	99,193	100,759	100,368	101,526	100,282	101,024	100,163	100,939	101,530
Fórmula estructural calculada para 12 oxígenos											
Si	2,952	2,938	2,939	2,962	2,960	2,948	2,969	2,949	2,953	2,937	2,948
Al ^{IV}	0,048	0,062	0,061	0,038	0,040	0,052	0,031	0,051	0,047	0,063	0,052
Al ^{VI}	1,856	1,851	1,857	1,878	1,879	1,851	1,883	1,878	1,870	1,856	1,863
Ti	0,005	0,001	0,002	0	0,006	0,005	0,005	0,004	0,004	0,005	0,009
Cr	0,003	0	0,011	0,004	0,003	0	0,003	0,005	0	0,010	0,003
Fe ³⁺	0,136	0,148	0,130	0,118	0,112	0,144	0,110	0,113	0,126	0,129	0,125
Fe ²⁺	1,745	1,808	1,843	1,770	1,736	1,747	1,725	1,717	1,776	1,731	1,723
Mg	0,357	0,406	0,405	0,380	0,335	0,336	0,317	0,321	0,365	0,346	0,360
Ni	0,006	0	0	0,003	0,004	0	0,001	0,003	0,005	0	0
Mn	0,074	0,078	0,086	0,098	0,100	0,100	0,120	0,153	0,088	0,083	0,059
Ca	0,812	0,705	0,662	0,744	0,822	0,817	0,834	0,802	0,760	0,835	0,855
Na	0,005	0	0,003	0,001	0,003	0,001	0,001	0,005	0,006	0,004	0,003
K	0,003	0,002	0	0,003	0	0	0,002	0	0	0,002	0

Tabla XI.12.- Análisis de granate correspondientes a los *gneises bandeados*.

N° muestra	TAB-4	TAB-4	TAB-4	TAB-4	TAB-4	TAB-4	TAB-4	TAB-4	TAB-4	TAB-4	TAB-4
c-5	59	60	61	62	63	64	69	70	71	72	73
SiO ₂	37,900	37,934	37,147	37,269	37,534	37,363	37,904	37,566	37,861	37,549	37,048
Al ₂ O ₃	21,288	21,018	20,746	20,606	20,697	20,565	21,224	20,901	20,958	21,026	20,464
TiO ₂	0,005	0,062	0,090	0,078	0,055	0,095	0,062	0,052	0,058	0,057	0,073
Cr ₂ O ₃	0,039	0,026	0,208	0,127	0,107	0,034	0	0,172	0	0,066	0,020
FeO	30,396	27,421	27,197	28,490	29,448	29,050	28,539	29,224	30,145	28,978	28,426
MgO	3,479	2,771	2,829	3,339	3,542	3,576	3,477	3,668	3,779	3,654	3,359
NiO	0,107	0	0,051	0,102	0	0,199	0,102	0,097	0,023	0,019	0,028
MnO	1,836	3,367	3,657	2,581	2,278	1,919	2,178	2,283	2,181	2,084	2,807
CaO	7,028	9,236	8,937	8,142	7,438	7,805	7,915	7,311	6,551	7,624	7,722
Na ₂ O	0,022	0,001	0,009	0	0,007	0,008	0,015	0,001	0	0,015	0,020
K ₂ O	0,013	0,008	0,004	0,046	0	0	0,006	0,020	0,004	0	0,013
TOTAL	102,113	101,844	100,875	100,780	101,106	100,614	101,422	101,295	101,560	101,072	99,980
Fórmula estructural calculada para 12 oxígenos											
Si	2,947	2,958	2,927	2,935	2,947	2,945	2,959	2,942	2,959	2,942	2,942
Al ^{IV}	0,053	0,042	0,073	0,065	0,053	0,055	0,041	0,058	0,041	0,058	0,058
Al ^{VI}	1,899	1,890	1,854	1,849	1,863	1,856	1,913	1,871	1,891	1,885	1,857
Ti	0	0,004	0,005	0,005	0,003	0,006	0,004	0,003	0,003	0,003	0,004
Cr	0,002	0,002	0,013	0,008	0,007	0,002	0	0,011	0	0,004	0,001
Fe ³⁺	0,098	0,105	0,128	0,139	0,127	0,136	0,083	0,115	0,106	0,108	0,137
Fe ²⁺	1,879	1,683	1,664	1,738	1,807	1,779	1,780	1,799	1,865	1,791	1,751
Mg	0,403	0,322	0,332	0,392	0,415	0,420	0,405	0,428	0,440	0,427	0,397
Ni	0,007	0	0,003	0,006	0	0,013	0,006	0,006	0,001	0,001	0,002
Mn	0,121	0,222	0,244	0,172	0,152	0,128	0,144	0,151	0,144	0,138	0,189
Ca	0,586	0,772	0,754	0,687	0,626	0,659	0,662	0,613	0,549	0,640	0,657
Na	0,003	0	0,001	0	0,001	0,001	0,002	0	0	0,002	0,003
K	0,001	0,001	0	0,005	0	0	0,001	0,002	0	0	0,001

N° muestra	TAB-4	TAB-4	TAB-4	TAB-4	TAB-4	TAB-4	TAB-4	TAB-4	TAB-4	TAB-4	TAB-4
c-5	74	75	76	77	78	79	80	65	66	67	68
SiO ₂	37,138	37,142	37,164	36,879	36,843	36,853	37,132	37,694	37,290	37,251	37,281
Al ₂ O ₃	20,523	20,470	20,706	20,633	20,464	20,376	20,770	20,612	20,801	20,546	20,861
TiO ₂	0,068	0,025	0,078	0,148	0,147	0,100	0,050	0,027	0	0,097	0,023
Cr ₂ O ₃	0	0,101	0	0	0,114	0,167	0,155	0	0,053	0	0
FeO	27,788	27,423	27,689	27,640	28,031	28,353	27,882	31,431	29,212	28,247	29,249
MgO	3,200	3,217	2,834	2,688	2,781	2,792	2,946	3,459	3,281	2,961	3,595
NiO	0,032	0	0	0,019	0,032	0	0	0,037	0	0	0,005
MnO	3,037	2,548	1,778	1,314	1,152	0,815	0,737	1,775	1,123	2,479	1,937
CaO	7,961	8,507	9,622	10,059	10,179	10,038	10,264	5,553	8,441	8,988	7,382
Na ₂ O	0,040	0	0,019	0	0,011	0,008	0,016	0,026	0,009	0,019	0
K ₂ O	0,016	0	0,001	0,010	0,008	0,010	0	0,006	0,010	0	0,027
TOTAL	99,803	99,433	99,891	99,390	99,762	99,512	99,952	100,620	100,220	100,588	100,360
Fórmula estructural calculada para 12 oxígenos											
Si	2,953	2,960	2,948	2,940	2,927	2,936	2,937	2,986	2,948	2,940	2,944
Al ^{IV}	0,047	0,040	0,052	0,060	0,073	0,064	0,063	0,014	0,052	0,060	0,056
Al ^{VI}	1,876	1,884	1,884	1,879	1,844	1,849	1,874	1,911	1,886	1,852	1,886
Ti	0,004	0,001	0,005	0,009	0,009	0,006	0,003	0,002	0	0,006	0,001
Cr	0	0,006	0	0	0,007	0,011	0,010	0	0,003	0	0
Fe ³⁺	0,119	0,109	0,112	0,112	0,140	0,134	0,113	0,088	0,110	0,142	0,112
Fe ²⁺	1,728	1,719	1,725	1,730	1,722	1,755	1,731	1,994	1,821	1,723	1,820
Mg	0,379	0,382	0,335	0,319	0,329	0,331	0,347	0,408	0,387	0,348	0,423
Ni	0,002	0	0	0,001	0,002	0	0	0,002	0	0	0
Mn	0,205	0,172	0,119	0,089	0,078	0,055	0,049	0,119	0,075	0,166	0,130
Ca	0,678	0,726	0,818	0,859	0,867	0,857	0,870	0,471	0,715	0,760	0,625
Na	0,006	0	0,003	0	0,002	0,001	0,002	0,004	0,001	0,003	0
K	0,002	0	0	0,001	0,001	0,001	0	0,001	0,001	0	0,003

Tabla XI.13.- Análisis de granate correspondientes a los *gneises bandeados*.

N° muestra	TAB-4 87	TAB-4 88	TAB-4 89	TAB-4 91	TAB-4 90	TAB-4 92	TAB-4 93	TAB-4 103
c-6; p-1	borde							núcleo
SiO ₂	36,49	38,062	37,489	37,604	38,069	37,307	37,123	36,175
Al ₂ O ₃	20,49	21,116	20,946	21,073	20,810	20,842	20,597	20,381
TiO ₂	0,062	0,103	0,082	0,083	0,137	0,050	0,023	0,123
Cr ₂ O ₃	0	0,047	0,007	0,140	0,208	0,026	0	0,034
FeO	28,75	28,009	28,463	27,519	28,063	27,904	29,585	27,407
MgO	3,102	3,124	2,859	2,860	3,014	3,319	3,631	3,067
NiO	0	0	0	0	0	0,042	0,125	0
MnO	0,919	0,856	1,322	1,884	2,207	2,027	1,823	2,189
CaO	9,39	10,124	9,537	9,719	9,289	8,819	6,796	8,921
Na ₂ O	0	0,027	0,040	0,057	0	0,016	0,009	0,043
K ₂ O	0	0,002	0,012	0,020	0,007	0,012	0	0,018
TOTAL	99,20	101,470	100,757	100,959	101,804	100,364	99,712	98,358
Fórmula estructural calculada para 12 oxígenos								
Si	2,914	2,963	2,948	2,948	2,967	2,941	2,954	2,913
Al ^{IV}	0,086	0,037	0,052	0,052	0,033	0,059	0,046	0,087
Al ^{VI}	1,842	1,900	1,889	1,896	1,878	1,879	1,887	1,849
Ti	0,004	0,006	0,005	0,005	0,008	0,003	0,001	0,007
Cr	0	0,003	0	0,009	0,013	0,002	0	0,002
Fe ³⁺	0,154	0,091	0,105	0,091	0,101	0,117	0,112	0,142
Fe ²⁺	1,765	1,733	1,766	1,714	1,728	1,723	1,858	1,704
Mg	0,369	0,362	0,335	0,334	0,350	0,390	0,431	0,368
Ni	0	0	0	0	0	0,003	0,008	0
Mn	0,062	0,056	0,088	0,125	0,146	0,135	0,123	0,149
Ca	0,803	0,844	0,803	0,816	0,776	0,745	0,580	0,770
Na	0	0,004	0,006	0,009	0	0,002	0,001	0,007
K	0	0	0,001	0,002	0,001	0,001	0	0,002

N° muestra	TAB-4 104	TAB-4 94	TAB-4 95	TAB-4 96	TAB-4 111	TAB-4 112	TAB-4 113
c-6; p-1	núcleo						borde
SiO ₂	36,511	36,911	37,634	37,684	36,430	36,227	36,578
Al ₂ O ₃	20,597	20,591	20,752	21,143	20,410	20,192	20,527
TiO ₂	0,020	0,078	0,105	0,143	0,095	0,043	0
Cr ₂ O ₃	0	0,107	0,054	0	0,153	0,020	0,079
FeO	29,408	27,927	28,071	28,233	27,872	27,379	30,733
MgO	3,681	3,157	2,810	2,867	2,711	2,633	3,696
NiO	0	0	0,097	0	0	0,023	0
MnO	2,138	1,580	1,314	0,917	1,318	1,274	1,580
CaO	7,339	9,559	9,992	10,415	9,836	9,796	6,217
Na ₂ O	0,043	0,020	0,047	0,043	0,036	0,070	0,053
K ₂ O	0	0	0,049	0,013	0,035	0,024	0,008
TOTAL	99,737	99,930	100,925	101,458	98,896	97,681	99,471
Fórmula estructural calculada para 12 oxígenos							
Si	2,902	2,923	2,954	2,937	2,920	2,937	2,921
Al ^{IV}	0,098	0,077	0,046	0,063	0,080	0,063	0,079
Al ^{VI}	1,832	1,846	1,874	1,880	1,849	1,868	1,854
Ti	0,001	0,005	0,006	0,008	0,006	0,003	0
Cr	0	0,007	0,003	0	0,010	0,001	0,005
Fe ³⁺	0,167	0,143	0,117	0,112	0,136	0,128	0,141
Fe ²⁺	1,788	1,707	1,726	1,729	1,733	1,728	1,912
Mg	0,436	0,373	0,329	0,333	0,324	0,318	0,440
Ni	0	0	0,006	0	0	0,001	0
Mn	0,144	0,106	0,087	0,061	0,089	0,088	0,107
Ca	0,625	0,811	0,840	0,870	0,845	0,851	0,532
Na	0,007	0,003	0,007	0,006	0,006	0,011	0,008
K	0	0	0,005	0,001	0,004	0,002	0,001

Tabla XI.14.- Análisis de granate correspondientes a los *gneises bandeados*.

Nº muestra	TAB-4 98	TAB-4 99	TAB-4 100	TAB-4 101	TAB-4 102	TAB-4 103	TAB-4 94
c-6; p-2	borde						
SiO ₂	36,507	37,882	36,796	36,956	37,778	36,175	36,911
Al ₂ O ₃	20,444	21,169	20,663	20,674	21,139	20,381	20,591
TiO ₂	0,022	0,110	0,060	0,067	0,103	0,123	0,078
Cr ₂ O ₃	0,066	0	0,148	0,034	0,120	0,034	0,107
FeO	30,484	28,488	28,825	28,153	27,971	27,407	27,927
MgO	3,732	3,230	2,878	2,955	3,038	3,067	3,157
NiO	0	0,125	0,042	0,014	0,019	0	0
MnO	1,351	0,908	0,779	1,218	1,831	2,189	1,580
CaO	6,484	10,245	10,208	9,958	9,590	8,921	9,559
Na ₂ O	0,018	0,038	0,050	0,030	0,028	0,043	0,020
K ₂ O	0	0,030	0,019	0,029	0	0,018	0
TOTAL	99,108	102,225	100,468	100,088	101,617	98,358	99,930
Fórmula estructural calculada para 12 oxígenos							
Si	2,925	2,928	2,901	2,922	2,943	2,913	2,923
Al ^{IV}	0,075	0,072	0,099	0,078	0,057	0,087	0,077
Al ^{VI}	1,855	1,856	1,822	1,850	1,885	1,849	1,846
Ti	0,001	0,006	0,004	0,004	0,006	0,007	0,005
Cr	0,004	0	0,009	0,002	0,007	0,002	0,007
Fe ³⁺	0,139	0,137	0,165	0,144	0,102	0,142	0,143
Fe ²⁺	1,903	1,704	1,735	1,718	1,720	1,704	1,707
Mg	0,446	0,372	0,338	0,348	0,353	0,368	0,373
Ni	0	0,008	0,003	0,001	0,001	0	0
Mn	0,092	0,059	0,052	0,082	0,121	0,149	0,106
Ca	0,557	0,848	0,862	0,844	0,801	0,770	0,811
Na	0,003	0,006	0,008	0,005	0,004	0,007	0,003
K	0	0,003	0,002	0,003	0	0,002	0

Nº muestra	TAB-4 93	TAB-4 104	TAB-4 105	TAB-4 106	TAB-4 107	TAB-4 108	TAB-4 109
c-6; p-2	núcleo						borde
SiO ₂	37,123	36,511	37,611	36,772	36,963	37,320	36,986
Al ₂ O ₃	20,597	20,597	20,744	20,699	20,729	20,812	20,640
TiO ₂	0,023	0,020	0,057	0,088	0,040	0,073	0,045
Cr ₂ O ₃	0	0	0,153	0,060	0	0	0,045
FeO	29,585	29,408	27,469	27,325	27,544	28,427	31,261
MgO	3,631	3,681	3,006	2,935	2,872	2,885	3,495
NiO	0,125	0	0	0,190	0	0,148	0,069
MnO	1,823	2,138	2,212	2,129	1,657	1,081	1,804
CaO	6,796	7,339	9,019	9,617	9,541	9,917	5,899
Na ₂ O	0,009	0,043	0,065	0,009	0,022	0,035	0,031
K ₂ O	0	0	0,011	0	0	0,014	0,053
TOTAL	99,712	99,737	100,347	99,824	99,368	100,712	100,328
Fórmula estructural calculada para 12 oxígenos							
Si	2,954	2,902	2,968	2,919	2,945	2,935	2,936
Al ^{IV}	0,046	0,098	0,032	0,081	0,055	0,065	0,064
Al ^{VI}	1,887	1,832	1,899	1,855	1,892	1,864	1,868
Ti	0,001	0,001	0,003	0,005	0,002	0,004	0,003
Cr	0	0	0,010	0,004	0	0	0,003
Fe ³⁺	0,112	0,167	0,088	0,136	0,106	0,131	0,127
Fe ²⁺	1,858	1,788	1,725	1,678	1,729	1,738	1,949
Mg	0,431	0,436	0,354	0,347	0,341	0,338	0,413
Ni	0,008	0	0	0,012	0	0,009	0,004
Mn	0,123	0,144	0,148	0,143	0,112	0,072	0,121
Ca	0,580	0,625	0,763	0,818	0,814	0,836	0,502
Na	0,001	0,007	0,010	0,001	0,003	0,005	0,005
K	0	0	0,001	0	0	0,001	0,005

Tabla XI.15.- Análisis de granate correspondientes a los *gneises bandeados*.

N° muestra	TAB-4	TAB-4	TAB-4	TAB-4	TAB-4	TAB-4	TAB-4	TAB-4	TAB-4	TAB-4
c-7	115	116	117	118	119	120	122	121	123	124
SiO ₂	38,111	38,024	38,015	37,534	37,457	37,835	37,536	37,497	37,677	37,773
Al ₂ O ₃	21,082	21,101	21,007	20,795	20,971	20,988	20,884	20,941	20,992	21,084
TiO ₂	0,042	0,053	0,033	0,080	0,120	0,047	0,035	0,068	0,073	0,023
Cr ₂ O ₃	0,041	0	0,067	0,060	0,080	0	0,039	0,094	0	0,020
FeO	28,084	28,359	28,445	28,039	28,526	28,450	27,951	27,733	27,576	28,135
MgO	2,991	2,878	2,868	2,724	2,709	2,817	2,986	2,794	2,842	3,072
NiO	0	0	0	0,005	0,083	0,079	0,139	0,107	0	0
MnO	0,829	0,785	0,872	1,118	1,471	1,555	1,804	1,985	2,449	1,925
CaO	10,038	10,276	10,066	9,923	9,713	9,649	9,358	9,814	9,302	8,924
Na ₂ O	0,026	0,032	0,047	0,035	0,043	0,133	0,015	0,024	0,013	0,013
K ₂ O	0,002	0	0,031	0,031	0	0,024	0	0,011	0,025	0,005
TOTAL	101,246	101,508	101,451	100,344	101,173	101,577	100,747	101,068	100,949	100,974
Fórmula estructural calculada para 12 oxígenos										
Si	2,975	2,962	2,965	2,962	2,937	2,950	2,952	2,941	2,959	2,963
Al ^{IV}	0,025	0,038	0,035	0,038	0,063	0,050	0,048	0,059	0,041	0,037
Al ^{VI}	1,915	1,900	1,896	1,897	1,875	1,879	1,888	1,877	1,902	1,912
Ti	0,002	0,003	0,002	0,005	0,007	0,003	0,002	0,004	0,004	0,001
Cr	0,003	0	0,004	0,004	0,005	0	0,002	0,006	0	0,001
Fe ³⁺	0,080	0,096	0,098	0,094	0,113	0,118	0,108	0,113	0,094	0,085
Fe ²⁺	1,753	1,751	1,758	1,757	1,758	1,737	1,730	1,705	1,717	1,761
Mg	0,348	0,334	0,333	0,320	0,317	0,327	0,350	0,327	0,333	0,359
Ni	0	0	0	0	0,005	0,005	0,009	0,007	0	0
Mn	0,055	0,052	0,058	0,075	0,098	0,103	0,120	0,132	0,163	0,128
Ca	0,840	0,858	0,841	0,839	0,816	0,806	0,788	0,825	0,783	0,750
Na	0,004	0,005	0,007	0,005	0,007	0,020	0,002	0,004	0,002	0,002
K	0	0	0,003	0,003	0	0,002	0	0,001	0,003	0,001

N° muestra	TAB-4	TAB-4	TAB-4	TAB-4	TAB-4	TAB-4	TAB-4	TAB-4	TAB-4	TAB-4
c-7	125	126	127	128	129	134	135	136	137	158
SiO ₂	37,508	37,525	37,825	37,316	37,880	36,864	36,907	37,286	37,112	37,739
Al ₂ O ₃	20,763	20,672	20,816	20,893	20,973	20,483	20,529	20,687	20,417	20,716
TiO ₂	0,075	0,095	0,035	0,080	0,015	0,038	0,018	0,100	0,118	0
Cr ₂ O ₃	0,034	0,013	0,034	0,088	0	0,146	0	0	0	0,007
FeO	28,497	28,111	29,056	28,475	29,559	29,167	27,850	27,504	27,324	30,491
MgO	3,276	3,120	3,245	2,943	3,530	3,293	2,820	2,779	2,807	3,585
NiO	0	0,069	0,005	0	0,028	0	0,074	0,148	0	0
MnO	1,528	1,818	1,260	1,051	1,289	1,184	0,877	0,776	0,904	1,100
CaO	8,423	9,209	8,501	9,826	7,185	8,215	10,396	10,554	10,173	7,367
Na ₂ O	0,023	0,028	0,028	0,047	0,030	0,011	0,026	0,009	0,047	0,031
K ₂ O	0	0,001	0,013	0	0,010	0,014	0,012	0,016	0	0,002
TOTAL	100,127	100,661	100,818	100,719	100,499	99,415	99,509	99,859	98,902	101,038
Fórmula estructural calculada para 12 oxígenos										
Si	2,967	2,953	2,972	2,933	2,986	2,940	2,934	2,953	2,967	2,963
Al ^{IV}	0,033	0,047	0,028	0,067	0,014	0,060	0,066	0,047	0,033	0,037
Al ^{VI}	1,903	1,871	1,901	1,869	1,935	1,866	1,858	1,884	1,891	1,880
Ti	0,004	0,006	0,002	0,005	0,001	0,002	0,001	0,006	0,007	0
Cr	0,002	0,001	0,002	0,005	0	0,009	0	0	0	0
Fe ³⁺	0,091	0,123	0,095	0,121	0,064	0,122	0,141	0,110	0,101	0,119
Fe ²⁺	1,794	1,728	1,814	1,751	1,885	1,823	1,711	1,712	1,726	1,883
Mg	0,386	0,366	0,380	0,345	0,415	0,391	0,334	0,328	0,334	0,419
Ni	0	0,004	0	0	0,002	0	0,005	0,009	0	0
Mn	0,102	0,121	0,084	0,070	0,086	0,080	0,059	0,052	0,061	0,073
Ca	0,714	0,777	0,716	0,827	0,607	0,702	0,886	0,896	0,871	0,620
Na	0,004	0,004	0,004	0,007	0,005	0,002	0,004	0,001	0,007	0,005
K	0	0	0,001	0	0,001	0,001	0,001	0,002	0	0

Tabla XI.16.- Análisis de granate correspondientes a los *gneises bandeados*.

N° muestra c-7	TAB-4 159	TAB-4 160	TAB-4 141	TAB-4 142	TAB-4 121	TAB-4 123	TAB-4 122	TAB-4 144	TAB-4 145	TAB-4 146
SiO ₂	38,002	37,793	37,728	37,446	37,497	37,677	37,536	37,125	36,627	37,418
Al ₂ O ₃	20,956	21,058	21,016	20,691	20,941	20,992	20,884	20,886	20,100	20,718
TiO ₂	0,033	0,077	0,110	0,045	0,068	0,073	0,035	0,068	0,070	0,023
Cr ₂ O ₃	0	0	0,060	0,187	0,094	0	0,039	0,047	0	0
FeO	29,345	28,286	27,931	27,046	27,733	27,576	27,951	27,376	27,630	28,355
MgO	3,079	2,935	2,732	2,671	2,794	2,842	2,986	3,122	2,834	2,749
NiO	0	0	0	0	0,107	0	0,139	0	0	0
MnO	0,993	1,027	1,507	2,204	1,985	2,449	1,804	2,081	1,650	1,296
CaO	9,415	9,965	9,640	9,971	9,814	9,302	9,358	9,346	9,468	9,860
Na ₂ O	0,028	0,040	0,016	0,067	0,024	0,013	0,015	0,034	0,027	0,011
K ₂ O	0,018	0	0,012	0,004	0,011	0,025	0	0	0	0,029
TOTAL	101,869	101,181	100,752	100,332	101,068	100,949	100,747	100,085	98,406	100,459
Fórmula estructural calculada para 12 oxígenos										
Si	2,955	2,955	2,967	2,957	2,941	2,959	2,952	2,934	2,951	2,952
Al ^{IV}	0,045	0,045	0,033	0,043	0,059	0,041	0,048	0,066	0,049	0,048
Al ^{VI}	1,877	1,895	1,916	1,883	1,877	1,902	1,888	1,880	1,860	1,880
Ti	0,002	0,005	0,007	0,003	0,004	0,004	0,002	0,004	0,004	0,001
Cr	0	0	0,004	0,012	0,006	0	0,002	0,003	0	0
Fe ³⁺	0,121	0,100	0,074	0,102	0,113	0,094	0,108	0,113	0,136	0,119
Fe ²⁺	1,787	1,749	1,763	1,684	1,705	1,717	1,730	1,696	1,726	1,752
Mg	0,357	0,342	0,320	0,314	0,327	0,333	0,350	0,368	0,340	0,323
Ni	0	0	0	0	0,007	0	0,009	0	0	0
Mn	0,065	0,068	0,100	0,147	0,132	0,163	0,120	0,139	0,113	0,087
Ca	0,785	0,835	0,812	0,844	0,825	0,783	0,788	0,791	0,817	0,834
Na	0,004	0,006	0,002	0,010	0,004	0,002	0,002	0,005	0,004	0,002
K	0,002	0	0,001	0	0,001	0,003	0	0	0	0,003

N° muestra c-7	TAB-4 147	TAB-4 148	TAB-4 149	TAB-4 150	TAB-4 155	TAB-4 156	TAB-4 157
SiO ₂	37,202	37,577	38,199	37,754	37,361	37,547	37,557
Al ₂ O ₃	20,602	21,056	20,980	20,850	20,757	20,867	20,784
TiO ₂	0,058	0,085	0,088	0,052	0,085	0,038	0,043
Cr ₂ O ₃	0,067	0,067	0,075	0	0	0	0,107
FeO	28,012	28,160	27,699	30,141	28,085	29,186	28,393
MgO	2,807	3,008	3,255	3,639	2,950	2,882	2,852
NiO	0,042	0	0	0	0	0	0
MnO	0,890	0,939	0,917	1,471	0,763	0,927	0,956
CaO	10,165	10,364	9,671	6,652	10,284	10,179	10,129
Na ₂ O	0,073	0,054	0,047	0,039	0,032	0,039	0,013
K ₂ O	0	0	0,012	0,011	0	0,012	0
TOTAL	99,918	101,310	100,943	100,609	100,317	101,677	100,834
Fórmula estructural calculada para 12 oxígenos							
Si	2,946	2,931	2,987	2,977	2,944	2,926	2,950
Al ^{IV}	0,054	0,069	0,013	0,023	0,056	0,074	0,050
Al ^{VI}	1,870	1,868	1,920	1,915	1,873	1,843	1,874
Ti	0,003	0,005	0,005	0,003	0,005	0,002	0,003
Cr	0,004	0,004	0,005	0	0	0	0,007
Fe ³⁺	0,123	0,123	0,070	0,082	0,122	0,155	0,117
Fe ²⁺	1,733	1,714	1,741	1,905	1,729	1,747	1,748
Mg	0,331	0,350	0,379	0,428	0,346	0,335	0,334
Ni	0,003	0	0	0	0	0	0
Mn	0,060	0,062	0,061	0,098	0,051	0,061	0,064
Ca	0,863	0,866	0,810	0,562	0,868	0,850	0,852
Na	0,011	0,008	0,007	0,006	0,005	0,006	0,002
K	0	0	0,001	0,001	0	0,001	0

Tabla XII.1.- Análisis de granate correspondientes a las *rocas calcosilicatadas*.

N° muestra	266-18 102	266-18 109	266-18 110	266-18 111	266-18 112	266-18 113	266-18 114	266-18 122	266-18 123	266-18 124
SiO₂	38,520	38,544	38,473	38,195	38,685	38,802	38,644	38,588	38,137	38,338
Al₂O₃	20,608	20,230	20,625	20,257	20,740	20,702	20,642	20,283	20,502	20,636
TiO₂	0,053	0,112	0,078	0,055	0,097	0,098	0,073	0,045	0,048	0,028
Cr₂O₃	0	0,042	0	0,020	0	0,015	0,020	0	0,063	0
FeO	12,754	12,045	12,354	10,867	12,222	9,616	11,438	13,395	13,707	12,884
MgO	0,557	0,370	0,482	0,302	0,446	0,212	0,348	0,749	0,794	0,632
NiO	0	0	0,232	0,074	0	0	0,014	0	0	0,125
MnO	4,459	5,027	5,326	4,880	5,165	4,787	5,198	5,146	4,997	5,476
CaO	22,229	22,509	21,925	23,782	21,682	24,325	22,780	20,382	20,166	20,930
Na₂O	0,008	0,011	0	0,013	0,004	0	0,013	0,020	0,016	0,007
K₂O	0	0	0	0	0	0,011	0	0,018	0	0
TOTAL	99,188	98,890	99,495	98,445	99,041	98,568	99,170	98,626	98,430	99,056
Fórmula estructural calculada para 12 oxígenos										
Si	3,022	3,037	3,015	3,014	3,043	3,050	3,031	3,053	3,023	3,019
Al^{IV}	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Al^{VI}	1,906	1,879	1,905	1,885	1,923	1,918	1,909	1,892	1,916	1,916
Ti	0,003	0,007	0,005	0,003	0,006	0,006	0,004	0,003	0,003	0,002
Cr	0	0,003	0	0,001	0	0,001	0,001	0	0,004	0
Fe³⁺	0,091	0,112	0,090	0,111	0,071	0,075	0,085	0,105	0,077	0,082
Fe²⁺	0,746	0,682	0,720	0,606	0,733	0,557	0,665	0,781	0,832	0,766
Mg	0,065	0,043	0,056	0,036	0,052	0,025	0,041	0,088	0,094	0,074
Ni	0	0	0,015	0,005	0	0	0,001	0	0	0,008
Mn	0,296	0,336	0,354	0,326	0,344	0,319	0,345	0,345	0,336	0,365
Ca	1,869	1,900	1,841	2,011	1,827	2,049	1,915	1,728	1,713	1,766
Na	0,001	0,002	0	0,002	0,001	0	0,002	0,003	0,002	0,001
K	0	0	0	0	0	0,001	0	0,002	0	0

N° muestra	266-18 125	266-18 126	266-18 127	266-18 128	266-18 138	266-18 139	266-18 145	266-18 146	266-18 147
SiO₂	38,693	38,845	38,494	38,751	38,188	38,702	38,032	38,370	38,028
Al₂O₃	20,723	20,608	20,551	20,865	20,549	20,708	20,599	20,580	20,510
TiO₂	0,057	0,092	0,075	0,107	0,138	0,047	0,048	0,020	0,053
Cr₂O₃	0,153	0,015	0	0,085	0	0,077	0,048	0,140	0
FeO	12,386	12,813	11,028	11,080	12,371	10,969	12,906	11,774	14,073
MgO	0,514	0,673	0,368	0,388	0,383	0,386	0,660	0,378	0,817
NiO	0	0	0,097	0,088	0,023	0,051	0,037	0	0
MnO	5,316	4,750	4,619	4,430	5,701	4,690	4,918	5,677	5,302
CaO	21,707	21,291	23,389	23,841	21,659	23,660	20,387	21,799	19,586
Na₂O	0,003	0,019	0,008	0	0,027	0,039	0,016	0,007	0
K₂O	0	0	0	0	0,012	0,006	0	0,041	0,002
TOTAL	99,552	99,106	98,629	99,635	99,051	99,335	97,651	98,786	98,371
Fórmula estructural calculada para 12 oxígenos									
Si	3,029	3,052	3,031	3,018	3,008	3,023	3,035	3,027	3,021
Al^{IV}	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Al^{VI}	1,913	1,909	1,907	1,916	1,908	1,907	1,938	1,914	1,921
Ti	0,003	0,005	0,004	0,006	0,008	0,003	0,003	0,001	0,003
Cr	0,009	0,001	0	0,005	0	0,005	0,003	0,009	0
Fe³⁺	0,074	0,085	0,088	0,073	0,083	0,085	0,056	0,076	0,076
Fe²⁺	0,737	0,757	0,638	0,649	0,732	0,631	0,805	0,701	0,859
Mg	0,060	0,079	0,043	0,045	0,045	0,045	0,079	0,044	0,097
Ni	0	0	0,006	0,006	0,001	0,003	0,002	0	0
Mn	0,353	0,316	0,308	0,292	0,380	0,310	0,332	0,379	0,357
Ca	1,821	1,793	1,973	1,990	1,828	1,980	1,743	1,843	1,667
Na	0	0,003	0,001	0	0,004	0,006	0,002	0,001	0
K	0	0	0	0	0,001	0,001	0	0,004	0

Tabla XII.2.- Análisis de granate correspondientes a las rocas calcosilicatadas.

N° muestra	266-78 271 c-1	266-78 272 c-1	266-78 273 c-1	266-78 274 c-1	266-78 275 c-1	266-78 276 c-1	266-78 277 c-1	266-78 278 c-1	266-78 279 c-1	266-78 280 c-1	266-78 281 c-1	266-78 282 c-1	266-78 283 c-1
SiO ₂	38,137	38,045	38,843	38,905	37,910	38,370	37,707	38,683	38,437	38,695	38,432	38,357	38,659
Al ₂ O ₃	20,712	20,912	21,407	21,275	21,258	21,290	21,009	21,392	21,205	21,600	21,396	21,128	21,332
TiO ₂	0,042	0,027	0,047	0,063	0,098	0,033	0,098	0,077	0,120	0,053	0,127	0,100	0,043
Cr ₂ O ₃	0,086	0	0	0,088	0,095	0,060	0	0,034	0,013	0	0,075	0,007	0,101
FeO	25,072	23,837	22,609	21,037	22,668	23,316	22,714	22,666	22,372	23,178	23,736	24,169	24,983
MgO	3,026	2,940	2,611	2,429	2,514	2,761	2,640	2,674	2,636	2,696	3,006	3,205	3,102
NiO	0,078	0,074	0,088	0,051	0,088	0,018	0	0	0,065	0	0	0,032	0,037
MnO	1,689	1,897	2,755	3,654	2,458	2,366	2,533	2,360	2,359	2,279	1,845	1,644	1,845
CaO	10,438	10,541	11,326	12,356	11,857	10,947	11,261	11,335	11,652	11,535	10,452	10,218	9,628
Na ₂ O	0,009	0,039	0,059	0,018	0,015	0,027	0	0,019	0,019	0,009	0,032	0,032	0,007
K ₂ O	0,060	0,023	0	0,006	0,022	0	0	0,035	0	0,017	0	0	0,006
TOTAL	99,349	98,335	99,745	99,882	98,983	99,188	97,962	99,275	98,878	100,062	99,101	98,892	99,743
Fórmula estructural calculada para 12 oxígenos													
Si	3,024	3,040	3,059	3,059	3,011	3,041	3,026	3,059	3,052	3,037	3,045	3,045	3,051
Al ^{IV}	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Al ^{VI}	1,936	1,970	1,988	1,972	1,990	1,989	1,988	1,995	1,985	1,999	1,999	1,978	1,985
Ti	0,003	0,002	0,003	0,004	0,006	0,002	0,006	0,005	0,007	0,003	0,008	0,006	0,003
Cr	0,005	0	0	0,005	0,006	0,004	0	0,002	0,001	0	0,005	0	0,006
Fe ³⁺	0,056	0,028	0,009	0,018	0	0,005	0,007	0	0,007	0	0	0,016	0,006
Fe ²⁺	1,606	1,565	1,480	1,365	1,505	1,540	1,518	1,499	1,479	1,521	1,573	1,589	1,643
Mg	0,358	0,350	0,306	0,285	0,298	0,326	0,316	0,315	0,312	0,315	0,355	0,379	0,365
Ni	0,005	0,005	0,006	0,003	0,006	0,001	0	0	0,004	0	0	0,002	0,002
Mn	0,113	0,128	0,184	0,243	0,165	0,159	0,172	0,158	0,159	0,152	0,124	0,111	0,123
Ca	0,887	0,903	0,956	1,041	1,009	0,929	0,968	0,961	0,991	0,970	0,887	0,869	0,814
Na	0,001	0,006	0,009	0,003	0,002	0,004	0	0,003	0,003	0,001	0,005	0,005	0,001
K	0,006	0,002	0	0,001	0,002	0	0	0,004	0	0,002	0	0	0,001

N° muestra	266-78 300	266-78 301	266-78 302	266-78 303	266-78 304	266-78 305	266-78 306	266-78 307	266-78 308	266-78 309	266-78 310	266-78 311
c-2; p-1												
SiO ₂	38,368	38,638	39,074	39,128	38,623	38,882	38,892	38,672	39,132	38,946	38,725	38,811
Al ₂ O ₃	20,793	20,837	21,175	21,054	21,407	21,409	21,352	21,154	21,400	21,371	20,944	21,462
TiO ₂	0,040	0,067	0,077	0,062	0,035	0,022	0,020	0,057	0,087	0,002	0,043	0,013
Cr ₂ O ₃	0,047	0,020	0,161	0	0,115	0,007	0,080	0,007	0,054	0,041	0,080	0,054
FeO	23,320	21,514	24,295	23,522	22,007	23,477	23,880	24,101	22,789	22,933	22,800	23,238
MgO	1,547	1,602	3,137	3,011	2,492	2,464	2,567	2,862	3,008	2,766	2,867	3,084
NiO	0	0,028	0,074	0	0	0,069	0,014	0,106	0,051	0,088	0,097	0,097
MnO	2,656	2,059	1,654	1,974	2,376	2,103	2,229	2,096	2,301	2,174	2,261	2,355
CaO	12,776	14,904	10,305	10,957	13,285	11,490	10,849	10,604	11,359	11,826	11,109	10,686
Na ₂ O	0,032	0	0,012	0,027	0,013	0	0	0,022	0,012	0,015	0,003	0,050
K ₂ O	0	0	0,010	0,025	0,006	0	0	0,014	0	0,001	0,027	0
TOTAL	99,579	99,669	99,974	99,760	100,359	99,923	99,883	99,695	100,193	100,163	98,956	99,850
Fórmula estructural calculada para 12 oxígenos												
Si	3,046	3,049	3,072	3,079	3,018	3,062	3,066	3,052	3,063	3,052	3,074	3,049
Al ^{IV}	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Al ^{VI}	1,946	1,938	1,963	1,953	1,972	1,987	1,985	1,968	1,975	1,974	1,960	1,988
Ti	0,002	0,004	0,005	0,004	0,002	0,001	0,001	0,003	0,005	0	0,003	0,001
Cr	0,003	0,001	0,010	0	0,007	0	0,005	0	0,003	0,003	0,005	0,003
Fe ³⁺	0,048	0,056	0,023	0,043	0,019	0,011	0,009	0,028	0,017	0,023	0,033	0,008
Fe ²⁺	1,500	1,363	1,575	1,505	1,419	1,535	1,566	1,563	1,475	1,480	1,481	1,519
Mg	0,183	0,188	0,368	0,353	0,290	0,289	0,302	0,337	0,351	0,323	0,339	0,361
Ni	0	0,002	0,005	0	0	0,004	0,001	0,007	0,003	0,006	0,006	0,006
Mn	0,179	0,138	0,110	0,132	0,157	0,140	0,149	0,140	0,153	0,144	0,152	0,157
Ca	1,087	1,260	0,868	0,924	1,112	0,969	0,917	0,897	0,953	0,993	0,945	0,900
Na	0,005	0	0,002	0,004	0,002	0	0	0,003	0,002	0,002	0	0,008
K	0	0	0,001	0,003	0,001	0	0	0,001	0	0	0,003	0

Tabla XII.3.- Análisis de granate correspondientes a las *rocas calcosilicatadas*.

Nº muestra	266-78 312	266-78 313	266-78 314	266-78 315	266-78 316	266-78 317	266-78 318	266-78 319	266-78 320	266-78 321	266-78 322
c-2; p-1											
SiO ₂	38,787	38,828	38,597	39,014	38,978	39,192	38,670	38,535	38,713	38,661	38,933
Al ₂ O ₃	21,143	21,012	21,309	21,173	21,209	21,328	21,044	21,209	21,163	20,975	20,988
TiO ₂	0,043	0,067	0,077	0,075	0,058	0,025	0,048	0,030	0,115	0,068	0,070
Cr ₂ O ₃	0,013	0	0,114	0	0,067	0	0	0	0	0,020	0,054
FeO	22,295	22,921	23,495	23,615	23,378	23,197	23,534	20,689	23,576	23,904	25,000
MgO	2,873	2,850	2,938	3,054	2,994	3,048	2,860	2,182	3,057	3,046	2,764
NiO	0,009	0	0	0,009	0	0	0	0,106	0,028	0	0
MnO	2,294	2,096	2,390	2,225	2,112	2,307	2,429	2,745	1,936	2,014	2,163
CaO	11,978	11,496	11,542	11,182	11,045	11,276	10,929	13,863	10,442	10,716	9,920
Na ₂ O	0,046	0,026	0,023	0,035	0,026	0,028	0,011	0,020	0	0,016	0,007
K ₂ O	0,004	0,030	0,017	0,011	0	0,014	0,017	0,008	0	0	0,014
TOTAL	99,485	99,326	100,502	100,393	99,867	100,415	99,542	99,387	99,030	99,420	99,913
Fórmula estructural calculada para 12 oxígenos											
Si	3,055	3,068	3,017	3,051	3,064	3,062	3,055	3,039	3,070	3,056	3,075
Al ^{IV}	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Al ^{VI}	1,963	1,957	1,964	1,952	1,966	1,964	1,960	1,972	1,979	1,955	1,954
Ti	0,003	0,004	0,005	0,004	0,003	0,001	0,003	0,002	0,007	0,004	0,004
Cr	0,001	0	0,007	0	0,004	0	0	0	0	0,001	0,003
Fe ³⁺	0,033	0,039	0,025	0,043	0,027	0,034	0,037	0,026	0,014	0,040	0,038
Fe ²⁺	1,435	1,476	1,511	1,501	1,510	1,481	1,518	1,339	1,549	1,540	1,613
Mg	0,337	0,336	0,342	0,356	0,351	0,355	0,337	0,256	0,361	0,359	0,325
Ni	0,001	0	0	0,001	0	0	0	0,007	0,002	0	0
Mn	0,153	0,140	0,158	0,147	0,141	0,153	0,163	0,183	0,130	0,135	0,145
Ca	1,011	0,973	0,967	0,937	0,930	0,944	0,925	1,172	0,887	0,908	0,839
Na	0,007	0,004	0,003	0,005	0,004	0,004	0,002	0,003	0	0,002	0,001
K	0	0,003	0,002	0,001	0	0,001	0,002	0,001	0	0	0,001

Nº muestra	266-78 323	266-78 324	266-78 325	266-78 326	266-78 327	266-78 328	266-78 329	266-78 330	266-78 331	266-78 332
c-2; p-2										
SiO ₂	38,597	38,336	38,075	38,289	38,576	38,079	38,723	38,417	38,302	38,541
Al ₂ O ₃	20,846	21,063	20,914	20,874	20,992	20,886	20,767	21,061	21,105	20,935
TiO ₂	0,065	0	0,057	0,058	0,082	0,047	0,120	0,032	0,075	0,023
Cr ₂ O ₃	0,054	0,114	0	0	0,007	0	0,061	0	0,075	0,026
FeO	21,275	24,115	22,082	24,482	23,157	20,396	20,988	23,020	22,823	22,645
MgO	1,499	2,200	1,953	2,862	2,966	2,212	2,089	3,076	3,016	3,014
NiO	0	0,023	0	0	0,014	0,065	0	0,051	0,028	0,051
MnO	2,176	2,103	1,907	1,937	2,191	2,261	1,753	2,155	2,143	2,229
CaO	14,290	10,935	13,974	10,550	11,265	14,193	14,673	10,957	10,870	11,322
Na ₂ O	0	0,011	0,004	0,004	0,004	0,009	0,015	0,009	0	0,022
K ₂ O	0,006	0	0,004	0	0	0	0,012	0	0,007	0,016
TOTAL	98,808	98,900	98,970	99,056	99,254	98,148	99,201	98,778	98,444	98,824
Fórmula estructural calculada para 12 oxígenos										
Si	3,074	3,059	3,023	3,044	3,052	3,038	3,059	3,051	3,053	3,058
Al ^{IV}	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Al ^{VI}	1,957	1,982	1,958	1,956	1,958	1,964	1,934	1,972	1,983	1,959
Ti	0,004	0	0,003	0,003	0,005	0,003	0,007	0,002	0,004	0,001
Cr	0,003	0,007	0	0	0	0	0,004	0	0,005	0,002
Fe ³⁺	0,036	0,011	0,039	0,040	0,037	0,033	0,055	0,026	0,008	0,038
Fe ²⁺	1,381	1,598	1,428	1,587	1,495	1,328	1,332	1,503	1,514	1,464
Mg	0,178	0,262	0,231	0,339	0,350	0,263	0,246	0,364	0,358	0,356
Ni	0	0,001	0	0	0,001	0,004	0	0,003	0,002	0,003
Mn	0,147	0,142	0,128	0,130	0,147	0,153	0,117	0,145	0,145	0,150
Ca	1,219	0,935	1,189	0,899	0,955	1,213	1,242	0,932	0,928	0,963
Na	0	0,002	0,001	0,001	0,001	0,001	0,002	0,001	0	0,003
K	0,001	0	0	0	0	0	0,001	0	0,001	0,002

Tabla XII.4.- Análisis de granate correspondientes a las *rocas calcosilicatadas*.

N° muestra	266-78 333	266-78 334	266-78 335	266-78 336	266-78 337	266-78 338	266-78 339	266-78 340	266-78 341
c-2; p-2									
SiO ₂	38,379	38,561	38,638	39,031	38,687	38,792	38,563	38,208	38,723
Al ₂ O ₃	21,080	20,990	21,041	21,007	21,300	20,908	21,027	21,332	20,969
TiO ₂	0,060	0,062	0,002	0,102	0,018	0,102	0,105	0,027	0,067
Cr ₂ O ₃	0,094	0,007	0,026	0	0	0	0,007	0	0,048
FeO	23,649	23,525	22,874	21,031	23,118	21,137	21,079	21,873	21,554
MgO	2,968	2,633	1,860	1,968	2,825	2,112	2,335	2,296	1,746
NiO	0,023	0,083	0	0	0	0	0,005	0,055	0,055
MnO	2,036	2,123	2,226	1,955	2,329	1,963	2,362	2,278	2,009
CaO	10,926	10,971	12,647	14,497	11,083	14,438	13,790	13,114	14,757
Na ₂ O	0,022	0,023	0,012	0	0,023	0,032	0,003	0,012	0,007
K ₂ O	0	0	0,007	0	0,005	0,008	0,011	0	0,014
TOTAL	99,237	98,978	99,333	99,591	99,388	99,492	99,287	99,195	99,949
Fórmula estructural calculada para 12 oxígenos									
Si	3,039	3,066	3,065	3,074	3,057	3,056	3,044	3,022	3,045
Al ^{IV}	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Al ^{VI}	1,968	1,967	1,968	1,950	1,984	1,942	1,957	1,989	1,944
Ti	0,004	0,004	0	0,006	0,001	0,006	0,006	0,002	0,004
Cr	0,006	0	0,002	0	0	0	0	0	0,003
Fe ³⁺	0,023	0,028	0,030	0,044	0,015	0,052	0,037	0,009	0,049
Fe ²⁺	1,543	1,536	1,487	1,342	1,513	1,341	1,355	1,438	1,368
Mg	0,350	0,312	0,220	0,231	0,333	0,248	0,275	0,271	0,205
Ni	0,001	0,005	0	0	0	0	0	0,003	0,003
Mn	0,137	0,143	0,150	0,130	0,156	0,131	0,158	0,153	0,134
Ca	0,927	0,935	1,075	1,223	0,938	1,219	1,166	1,111	1,243
Na	0,003	0,004	0,002	0	0,004	0,005	0	0,002	0,001
K	0	0	0,001	0	0,001	0,001	0,001	0	0,001

N° muestra	266-78 392	266-78 393	266-78 395	266-78 396	266-78 397	266-78 398	266-78 399	266-78 400
			c-3	c-3	c-3	c-3	c-3	c-3
SiO ₂	37,778	38,161	38,394	38,319	37,977	38,837	38,599	38,745
Al ₂ O ₃	20,568	20,718	20,774	21,001	20,876	21,007	21,196	21,086
TiO ₂	0,065	0,060	0,027	0,065	0,077	0,143	0,127	0,075
Cr ₂ O ₃	0,129	0	0,088	0,115	0,067	0	0,007	0,034
FeO	23,085	19,207	22,865	20,712	21,006	20,054	19,740	19,975
MgO	1,176	1,449	1,234	1,754	1,187	1,880	1,333	1,743
NiO	0,078	0,123	0	0	0	0	0,023	0,055
MnO	1,957	1,814	2,443	1,950	1,939	1,716	1,840	1,817
CaO	13,820	16,973	13,435	15,334	15,174	16,106	16,594	16,172
Na ₂ O	0	0	0	0	0,032	0	0,032	0
K ₂ O	0,004	0,049	0	0	0	0,023	0,017	0,023
TOTAL	98,660	98,554	99,260	99,250	98,335	99,766	99,508	99,725
Fórmula estructural calculada para 12 oxígenos								
Si	3,029	3,030	3,059	3,028	3,038	3,045	3,039	3,041
Al ^{IV}	0	0	0	0	0	0	0	0
Al ^{VI}	1,944	1,940	1,951	1,957	1,969	1,942	1,967	1,951
Ti	0,004	0,004	0,002	0,004	0,005	0,008	0,008	0,004
Cr	0,008	0	0,006	0,007	0,004	0	0	0,002
Fe ³⁺	0,044	0,057	0,041	0,032	0,022	0,050	0,025	0,042
Fe ²⁺	1,505	1,219	1,482	1,336	1,383	1,265	1,275	1,269
Mg	0,141	0,171	0,147	0,207	0,142	0,220	0,156	0,204
Ni	0,005	0,008	0	0	0	0	0,001	0,003
Mn	0,133	0,122	0,165	0,131	0,131	0,114	0,123	0,121
Ca	1,187	1,444	1,147	1,298	1,301	1,353	1,400	1,360
Na	0	0	0	0	0,005	0	0,005	0
K	0	0,005	0	0	0	0,002	0,002	0,002

Tabla XII.5.- Análisis de granate correspondientes a las *rocas calcosilicatadas*.

N° muestra	266-78 405 c-4	266-78 406 c-4	266-78 407 c-4	266-78 408 c-4	266-78 409 c-4	266-78 410 c-4	266-78 411 c-4	266-78 412 c-4	266-78 413 c-4	266-78 414 c-4
SiO ₂	37,945	38,659	38,479	38,327	38,772	38,445	38,860	39,160	38,364	38,779
Al ₂ O ₃	20,555	20,888	20,640	20,948	20,884	21,082	21,077	21,203	21,105	21,173
TiO ₂	0,053	0,090	0,110	0,017	0,025	0,055	0,067	0,068	0,048	0,150
Cr ₂ O ₃	0,129	0,013	0,136	0,007	0	0	0,177	0,034	0	0
FeO	22,670	18,954	19,886	21,567	21,883	21,518	19,745	20,688	22,172	19,124
MgO	1,333	1,665	1,973	2,202	2,394	2,368	2,277	2,204	2,021	1,673
NiO	0,083	0,014	0	0,014	0,069	0	0,060	0	0,032	0,051
MnO	2,446	1,672	1,751	1,982	2,404	2,335	2,493	2,622	2,376	1,569
CaO	13,252	16,870	15,862	13,179	12,696	13,254	13,467	13,814	12,465	16,466
Na ₂ O	0,013	0,004	0,008	0,012	0,005	0,008	0,005	0,042	0,005	0
K ₂ O	0,017	0,024	0,018	0,012	0	0	0,005	0,024	0,020	0,018
TOTAL	98,496	98,853	98,863	98,267	99,132	99,065	98,233	99,859	98,608	99,003
Fórmula estructural calculada para 12 oxígenos										
Si	3,046	3,055	3,045	3,060	3,071	3,043	3,096	3,073	3,061	3,060
Al ^{IV}	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Al ^{VI}	1,945	1,946	1,926	1,972	1,950	1,967	1,980	1,961	1,985	1,970
Ti	0,003	0,005	0,007	0,001	0,001	0,003	0,004	0,004	0,003	0,009
Cr	0,008	0,001	0,009	0	0	0	0,011	0,002	0	0
Fe ³⁺	0,043	0,048	0,059	0,027	0,048	0,029	0,005	0,033	0,012	0,021
Fe ²⁺	1,479	1,205	1,257	1,413	1,402	1,395	1,311	1,325	1,468	1,241
Mg	0,159	0,196	0,233	0,262	0,283	0,279	0,270	0,258	0,240	0,197
Ni	0,005	0,001	0	0,001	0,004	0	0,004	0	0,002	0,003
Mn	0,166	0,112	0,117	0,134	0,161	0,157	0,168	0,174	0,161	0,105
Ca	1,140	1,428	1,345	1,127	1,078	1,124	1,150	1,161	1,066	1,392
Na	0,002	0,001	0,001	0,002	0,001	0,001	0,001	0,006	0,001	0
K	0,002	0,002	0,002	0,001	0	0	0,001	0,002	0,002	0,002

Tabla XIII.1.- Análisis de piroxeno correspondientes a las *rocas calcosilicatadas*.

N° muestra	266-18 75	266-18 76	266-18 77	266-18 78	266-18 79	266-18 80	266-18 81	266-18 82	266-18 83	266-18 84	266-18 85
SiO ₂	52,575	52,917	52,798	53,069	52,158	52,327	52,164	53,001	53,525	53,369	52,915
Al ₂ O ₃	1,015	0,958	0,964	0,903	0,574	0,758	0,665	1,130	0,922	0,943	0,890
TiO ₂	0,025	0,047	0,048	0,063	0,055	0,075	0	0,035	0,023	0,052	0,020
Cr ₂ O ₃	0,158	0,079	0,022	0,114	0,206	0,064	0,057	0,136	0,172	0,029	0,151
FeO	9,381	9,685	9,920	9,264	12,449	10,615	11,362	8,748	8,874	8,347	9,562
MgO	11,543	11,931	11,272	11,497	9,837	10,849	10,086	11,980	12,467	12,591	11,547
NiO	0,089	0,084	0	0,075	0,047	0,005	0	0	0,028	0,033	0,037
MnO	0,651	0,505	0,857	0,673	1,100	1,148	0,737	0,620	0,656	0,544	0,736
CaO	23,971	24,092	24,046	23,750	23,454	23,877	24,014	24,070	24,087	24,558	23,878
Na ₂ O	0,209	0,231	0,194	0,183	0,150	0,146	0,121	0,225	0,228	0,201	0,274
K ₂ O	0,013	0,008	0,034	0,013	0,012	0,006	0,033	0,007	0,013	0	0
TOTAL	99,630	100,537	100,155	99,604	100,042	99,870	99,239	99,952	100,995	100,667	100,010
Fórmula estructural calculada para 6 oxígenos											
Si	1,990	1,982	1,992	2,010	1,996	1,989	2,003	1,993	1,990	1,986	1,995
Al ^{IV}	0,010	0,018	0,008	0	0,004	0,011	0	0,007	0,010	0,014	0,005
Al ^{VI}	0,035	0,024	0,035	0,040	0,022	0,023	0,030	0,043	0,030	0,028	0,035
Ti	0,001	0,001	0,001	0,002	0,002	0,002	0	0,001	0,001	0,001	0,001
Cr	0,005	0,002	0,001	0,003	0,006	0,002	0,002	0,004	0,005	0,001	0,005
Fe ³⁺	0	0,006	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Fe ²⁺	0,297	0,298	0,313	0,293	0,398	0,337	0,365	0,275	0,276	0,260	0,302
Mg	0,651	0,666	0,634	0,649	0,561	0,615	0,577	0,671	0,691	0,698	0,649
Ni	0,003	0,003	0	0,002	0,001	0	0	0	0,001	0,001	0,001
Mn	0,021	0,016	0,027	0,022	0,036	0,037	0,024	0,020	0,021	0,017	0,024
Ca	0,972	0,967	0,972	0,964	0,962	0,973	0,988	0,970	0,959	0,979	0,965
Na	0,015	0,017	0,014	0,013	0,011	0,011	0,009	0,016	0,016	0,015	0,020
K	0,001	0	0,002	0,001	0,001	0	0,002	0	0,001	0	0

Tabla XIII.2.- Análisis de piroxeno correspondientes a las *rocas calcosilicatadas*.

Nº muestra	266-18 94	266-18 95	266-18 98	266-18 99	266-18 100	266-18 101	266-18 103	266-18 104	266-18 105	266-18 106	266-18 107
SiO ₂	52,344	51,854	52,537	50,986	52,727	52,303	51,433	51,850	51,593	51,839	51,734
Al ₂ O ₃	0,911	0,897	0,865	0,718	0,518	0,760	0,544	0,637	0,478	0,705	0,535
TiO ₂	0,045	0,018	0,007	0,073	0,022	0,037	0	0,028	0,023	0,023	0,062
Cr ₂ O ₃	0,057	0,050	0,007	0,015	0,022	0	0	0	0,057	0,035	0,035
FeO	10,778	10,905	11,026	11,443	11,427	10,877	13,788	11,914	13,508	11,360	13,778
MgO	10,966	10,708	10,554	9,763	10,300	10,597	8,682	10,066	8,824	10,141	9,051
NiO	0,019	0	0,019	0,037	0	0	0,047	0	0	0,084	0
MnO	0,744	0,653	0,706	0,967	0,770	0,806	0,976	0,859	1,048	0,985	1,067
CaO	24,099	24,027	24,070	23,989	24,144	23,731	23,559	23,891	23,594	23,295	22,632
Na ₂ O	0,135	0,202	0,177	0,156	0,102	0,100	0,061	0,094	0,077	0,092	0,063
K ₂ O	0,018	0,010	0	0,025	0	0,006	0,001	0	0	0	0
TOTAL	100,116	99,324	99,968	98,172	100,032	99,217	99,091	99,339	99,202	98,559	98,957
Fórmula estructural calculada para 6 oxígenos											
Si	1,983	1,980	1,996	1,982	2,009	2,003	2,002	1,992	2,004	2,006	2,014
Al ^{IV}	0,017	0,020	0,004	0,018	0	0	0	0,008	0	0	0
Al ^{VI}	0,023	0,021	0,035	0,015	0,023	0,034	0,025	0,021	0,022	0,032	0,025
Ti	0,001	0,001	0	0,002	0,001	0,001	0	0,001	0,001	0,001	0,002
Cr	0,002	0,002	0	0	0,001	0	0	0	0,002	0,001	0,001
Fe ³⁺	0,001	0,012	0	0,012	0	0	0	0	0	0	0
Fe ²⁺	0,341	0,336	0,350	0,360	0,364	0,348	0,449	0,383	0,439	0,368	0,449
Mg	0,619	0,609	0,598	0,566	0,585	0,605	0,504	0,576	0,511	0,585	0,525
Ni	0,001	0	0,001	0,001	0	0	0,001	0	0	0,003	0
Mn	0,024	0,021	0,023	0,032	0,025	0,026	0,032	0,028	0,034	0,032	0,035
Ca	0,978	0,983	0,980	0,999	0,986	0,974	0,983	0,984	0,982	0,966	0,944
Na	0,010	0,015	0,013	0,012	0,008	0,007	0,005	0,007	0,006	0,007	0,005
K	0,001	0	0	0,001	0	0	0	0	0	0	0

Nº muestra	266-18 108	266-18 115	266-18 116	266-18 117	266-18 118	266-18 119	266-18 120	266-18 121	266-18 129	266-18 130
SiO ₂	51,719	52,457	53,093	52,554	52,186	52,019	51,914	51,610	52,524	51,865
Al ₂ O ₃	0,608	0,646	0,716	0,769	0,625	0,580	0,465	0,495	0,748	0,412
TiO ₂	0,010	0,002	0,063	0,027	0,077	0	0,038	0,090	0,042	0
Cr ₂ O ₃	0	0,142	0,064	0,079	0,035	0,042	0,155	0,098	0,085	0
FeO	12,200	12,040	10,701	10,821	12,834	12,449	14,153	15,305	10,767	13,834
MgO	9,781	9,730	10,698	10,519	9,476	9,915	8,320	7,917	10,441	8,743
NiO	0	0,033	0,084	0,056	0,079	0,047	0	0,037	0	0,005
MnO	0,979	1,002	0,784	0,680	1,077	0,961	0,966	1,175	0,648	1,101
CaO	23,772	23,559	24,090	23,860	23,716	24,130	23,593	23,524	24,076	23,622
Na ₂ O	0,073	0,148	0,152	0,129	0,089	0,131	0,089	0,133	0,143	0,081
K ₂ O	0,029	0	0,010	0	0	0	0	0,019	0,004	0
TOTAL	99,171	99,759	100,455	99,494	100,194	100,274	99,693	100,403	99,478	99,663
Fórmula estructural calculada para 6 oxígenos										
Si	1,995	2,012	2,008	2,008	1,999	1,984	2,014	1,996	2,007	2,007
Al ^{IV}	0,005	0	0	0	0,001	0,016	0	0,004	0	0
Al ^{VI}	0,023	0,029	0,032	0,035	0,027	0,010	0,021	0,018	0,034	0,019
Ti	0	0	0,002	0,001	0,002	0	0,001	0,003	0,001	0
Cr	0	0,004	0,002	0,002	0,001	0,001	0,005	0,003	0,003	0
Fe ³⁺	0	0	0	0	0	0,015	0	0	0	0
Fe ²⁺	0,394	0,386	0,338	0,346	0,411	0,382	0,459	0,495	0,344	0,448
Mg	0,562	0,556	0,603	0,599	0,541	0,564	0,481	0,456	0,594	0,504
Ni	0	0,001	0,003	0,002	0,002	0,001	0	0,001	0	0
Mn	0,032	0,033	0,025	0,022	0,035	0,031	0,032	0,038	0,021	0,036
Ca	0,982	0,968	0,976	0,977	0,973	0,986	0,981	0,975	0,986	0,980
Na	0,005	0,011	0,011	0,010	0,007	0,010	0,007	0,010	0,011	0,006
K	0,001	0	0	0	0	0	0	0,001	0	0

Tabla XIII.3.- Análisis de piroxeno correspondientes a las *rocas calcosilicatadas*.

N° muestra	266-18 131	266-18 132	266-18 133	266-18 140	266-18 141	266-18 143	266-18 144	266-18 148	266-18 149	266-18 150
SiO ₂	51,983	52,691	52,791	51,811	52,040	51,865	52,545	51,734	52,306	52,526
Al ₂ O ₃	0,616	0,750	0,669	0,572	0,482	0,635	0,671	0,871	0,788	0,875
TiO ₂	0,057	0,022	0,037	0,058	0	0,053	0	0,068	0,085	0,052
Cr ₂ O ₃	0	0,050	0,064	0,022	0	0,050	0,050	0,022	0,022	0,107
FeO	11,917	10,469	10,131	13,280	14,517	12,183	11,904	11,558	11,077	10,689
MgO	9,419	10,933	11,076	9,340	8,702	9,862	10,200	10,031	10,637	10,834
NiO	0,014	0,047	0	0	0	0,070	0	0	0,065	0,014
MnO	0,993	0,766	0,447	1,143	0,837	1,042	0,886	0,832	0,761	0,744
CaO	23,947	24,125	24,123	23,362	23,394	23,969	23,762	23,986	24,097	23,813
Na ₂ O	0,108	0,166	0,193	0,112	0,088	0,121	0,152	0,100	0,170	0,231
K ₂ O	0	0,019	0	0,010	0,001	0,035	0,020	0	0	0,008
TOTAL	99,054	100,038	99,531	99,710	100,061	99,885	100,190	99,202	100,008	99,893
Fórmula estructural calculada para 6 oxígenos										
Si	2,009	1,997	2,007	1,997	2,008	1,986	2,000	1,989	1,987	1,994
Al ^{IV}	0	0,003	0	0,003	0	0,014	0	0,011	0,013	0,006
Al ^{VI}	0,028	0,030	0,030	0,022	0,022	0,014	0,030	0,028	0,023	0,033
Ti	0,002	0,001	0,001	0,002	0	0,002	0	0,002	0,002	0,001
Cr	0	0,001	0,002	0,001	0	0,002	0,002	0,001	0,001	0,003
Fe ³⁺	0	0	0	0	0	0,006	0	0	0	0
Fe ²⁺	0,385	0,332	0,322	0,428	0,468	0,384	0,379	0,372	0,352	0,339
Mg	0,543	0,617	0,627	0,536	0,500	0,563	0,579	0,575	0,602	0,613
Ni	0	0,001	0	0	0	0,002	0	0	0,002	0
Mn	0,033	0,025	0,014	0,037	0,027	0,034	0,029	0,027	0,024	0,024
Ca	0,992	0,980	0,982	0,965	0,967	0,983	0,969	0,988	0,981	0,969
Na	0,008	0,012	0,014	0,008	0,007	0,009	0,011	0,007	0,013	0,017
K	0	0,001	0	0	0	0,002	0,001	0	0	0

Tabla XIV.1.- Análisis de anfíbol correspondientes a las *rocas calcosilicatadas*.

N° muestra	266-78 269	266-78 270	266-78 287	266-78 288	266-78 289	266-78 290	266-78 291	266-78 342	266-78 343	266-78 355
SiO ₂	43,008	270	41,716	47,347	44,628	43,898	43,646	43,481	42,897	49,150
Al ₂ O ₃	14,305	11,987	16,633	10,078	10,449	13,935	13,337	14,887	15,244	7,110
TiO ₂	0,729	0,636	0,364	0,227	0,689	0,299	0,450	0,624	0,600	0,417
Cr ₂ O ₃	0	0,118	0,076	0,111	0,132	0,110	0	0	0,028	0
FeO	16,275	15,618	16,412	15,806	16,697	17,258	16,705	15,222	16,385	17,420
MnO	0,191	0,266	0,297	0,289	0,239	0,323	0,283	0,138	0,155	0,257
MgO	8,652	9,953	7,050	10,824	8,957	8,269	8,130	8,892	8,831	10,375
NiO	0	0,139	0,032	0,153	0,023	0,088	0,093	0	0,139	0
CaO	11,469	11,252	11,447	11,484	11,657	11,303	11,924	11,922	12,050	12,011
Na ₂ O	0,942	0,853	0,979	0,724	0,616	0,883	0,706	0,922	0,971	0,450
K ₂ O	0,642	0,370	0,472	0,223	0,434	0,283	0,376	0,659	0,703	0,257
TOTAL	96,213	96,571	95,478	97,266	94,521	96,649	95,650	96,747	98,003	97,447
Fórmula estructural calculada para 23 oxígenos										
Si	6,420	6,485	6,059	6,703	6,546	6,292	6,328	6,220	6,093	6,957
Al ^{IV}	1,580	1,515	1,941	1,297	1,454	1,708	1,672	1,780	1,907	1,043
Al ^{VI}	0,937	0,505	0,906	0,384	0,352	0,645	0,607	0,730	0,644	0,143
Ti	0,082	0,068	0,040	0,024	0,076	0,032	0,049	0,067	0,064	0,044
Cr	0	0,013	0,009	0,012	0,015	0,012	0	0	0,003	0
Fe ³⁺	0,416	1,867	1,993	1,871	2,048	2,069	2,025	1,821	1,946	2,062
Fe ²⁺	1,616	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Mn	0,024	0,032	0,037	0,035	0,030	0,039	0,035	0,017	0,019	0,031
Mg	1,925	2,121	1,526	2,284	1,959	1,767	1,757	1,896	1,870	2,189
Ni	0	0,016	0,004	0,017	0,003	0,010	0,011	0	0,016	0
Ca	1,834	1,723	1,781	1,742	1,832	1,736	1,852	1,827	1,834	1,821
Na	0,273	0,236	0,276	0,199	0,175	0,245	0,198	0,256	0,267	0,123
K	0,122	0,067	0,087	0,040	0,081	0,052	0,070	0,120	0,127	0,046

Tabla XIV.2.- Análisis de anfíbol correspondientes a las *rocas calcosilicatadas*.

N° muestra	266-78 356	266-78 361	266-78 362	266-78 363	266-78 364	266-78 365	266-78 370	266-78 371	266-78 372	266-78 373
SiO ₂	51,719	43,496	43,440	42,914	43,485	43,188	43,316	43,644	43,445	45,466
Al ₂ O ₃	4,533	14,003	14,152	14,195	14,624	14,562	14,670	13,678	14,482	12,066
TiO ₂	0,167	0,744	0,682	0,789	0,617	0,666	0,671	0,749	0,682	0,699
Cr ₂ O ₃	0,041	0,056	0,063	0,028	0,159	0,035	0,091	0,098	0,118	0,111
FeO	16,314	15,169	15,413	15,476	15,081	15,081	15,178	14,784	15,053	14,841
MnO	0,271	0,235	0,231	0,222	0,231	0,328	0,209	0,289	0,151	0,244
MgO	12,220	9,060	8,826	8,847	8,988	8,581	8,685	9,012	8,788	10,041
NiO	0,060	0,032	0	0,130	0	0,028	0,135	0,032	0,019	0,065
CaO	12,208	11,662	11,836	11,939	12,016	11,612	11,661	11,452	11,652	11,693
Na ₂ O	0,245	0,915	0,882	0,837	0,919	0,890	0,987	0,822	0,869	0,762
K ₂ O	0,077	0,656	0,636	0,518	0,610	0,605	0,652	0,599	0,637	0,478
TOTAL	97,855	96,028	96,161	95,895	96,730	95,576	96,255	95,159	95,896	96,466
Fórmula estructural calculada para 23 oxígenos										
Si	7,250	6,272	6,259	6,209	6,227	6,253	6,234	6,337	6,264	6,501
Al ^{IV}	0,749	1,728	1,741	1,791	1,773	1,747	1,766	1,663	1,736	1,499
Al ^{VI}	0	0,652	0,662	0,629	0,696	0,737	0,722	0,677	0,725	0,534
Ti	0,018	0,081	0,074	0,086	0,066	0,073	0,073	0,082	0,074	0,075
Cr	0,005	0,006	0,007	0,003	0,018	0,004	0,010	0,011	0,013	0,013
Fe ³⁺	1,912	1,829	1,857	1,873	1,806	1,826	1,827	1,795	1,815	1,775
Fe ²⁺	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Mn	0,032	0,029	0,028	0,027	0,028	0,040	0,025	0,036	0,018	0,030
Mg	2,554	1,948	1,896	1,908	1,919	1,852	1,863	1,951	1,889	2,140
Ni	0,007	0,004	0	0,015	0	0,003	0,016	0,004	0,002	0,007
Ca	1,833	1,802	1,827	1,851	1,844	1,801	1,798	1,781	1,800	1,791
Na	0,067	0,256	0,246	0,235	0,255	0,250	0,275	0,231	0,243	0,211
K	0,014	0,121	0,117	0,096	0,111	0,112	0,120	0,111	0,117	0,087

N° muestra	266-78 374	266-78 375	266-78 376	266-78 380	266-78 381	266-78 382	266-78 384	266-78 385	266-78 420	266-78 421
SiO ₂	44,371	44,711	46,399	48,883	43,783	43,534	42,283	42,970	42,180	42,861
Al ₂ O ₃	13,339	12,332	10,694	7,790	13,508	13,526	14,256	13,708	15,063	15,157
TiO ₂	0,684	0,691	0,624	0,499	0,681	0,656	0,844	0,801	0,782	0,791
Cr ₂ O ₃	0	0,035	0,126	0,048	0,076	0	0,111	0,061	0	0,048
FeO	15,184	15,312	14,998	16,839	17,438	16,552	16,327	17,203	16,305	15,029
MnO	0,186	0,302	0,266	0,208	0,279	0,270	0,310	0,248	0,230	0,186
MgO	9,514	10,021	10,472	10,331	7,758	8,065	7,611	7,940	7,669	8,609
NiO	0,014	0,125	0,074	0,028	0,120	0,107	0	0,093	0	0
CaO	11,580	11,566	11,686	11,928	11,999	11,957	11,771	11,970	11,658	11,848
Na ₂ O	0,770	0,855	0,872	0,442	0,802	0,785	0,883	0,762	0,811	0,935
K ₂ O	0,528	0,479	0,371	0,272	0,652	0,576	0,722	0,638	0,723	0,738
TOTAL	96,170	96,429	96,582	97,268	97,096	96,028	95,118	96,394	95,421	96,202
Fórmula estructural calculada para 23 oxígenos										
Si	6,369	6,414	6,624	6,921	6,279	6,297	6,187	6,211	6,141	6,174
Al ^{IV}	1,631	1,586	1,376	1,079	1,721	1,703	1,813	1,789	1,859	1,826
Al ^{VI}	0,625	0,499	0,424	0,221	0,562	0,603	0,645	0,546	0,725	0,747
Ti	0,074	0,075	0,067	0,053	0,073	0,071	0,093	0,087	0,086	0,086
Cr	0	0,004	0,014	0,005	0,009	0	0,013	0,007	0	0,005
Fe ³⁺	1,823	1,837	1,791	1,994	2,091	2,002	1,998	2,079	1,985	1,810
Fe ²⁺	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Mn	0,023	0,037	0,032	0,025	0,034	0,033	0,038	0,030	0,028	0,023
Mg	2,036	2,143	2,229	2,181	1,659	1,739	1,660	1,711	1,664	1,849
Ni	0,002	0,014	0,008	0,003	0,014	0,012	0	0,011	0	0
Ca	1,781	1,778	1,787	1,809	1,844	1,853	1,845	1,854	1,818	1,828
Na	0,214	0,238	0,241	0,121	0,223	0,220	0,251	0,214	0,229	0,261
K	0,097	0,088	0,068	0,049	0,119	0,106	0,135	0,118	0,134	0,136

Tabla XIV.3.- Análisis de anfíbol correspondientes a las *rocas calcosilicatadas*.

N° muestra	266-78 422	266-78 423	266-78 424	266-78 425	266-78 426	266-78 427	266-78 428	266-78 429	266-78 434
SiO ₂	42,379	42,612	42,413	42,095	41,789	42,841	30,799	42,809	42,942
Al ₂ O ₃	15,185	15,459	14,972	15,021	15,142	14,806	1,840	15,157	15,004
TiO ₂	0,769	0,612	0,689	0,789	0,809	0,702	35,532	0,657	0,674
Cr ₂ O ₃	0	0	0,015	0	0	0,048	0	0,020	0,117
FeO	13,743	13,157	13,810	14,987	14,339	14,357	0,142	14,577	16,345
MnO	0,102	0,160	0,253	0,284	0,262	0,271	0	0,266	0,305
MgO	9,141	9,637	9,285	8,440	8,746	9,095	0,013	8,690	8,012
NiO	0,097	0,019	0,102	0,005	0	0,070	0	0	0,046
CaO	11,950	12,188	11,878	12,167	11,733	12,068	28,108	11,629	12,011
Na ₂ O	1,053	1,054	1,159	0,892	0,952	0,899	0	1,112	0,871
K ₂ O	0,783	0,796	0,843	0,783	0,761	0,684	0,001	0,756	0,834
TOTAL	95,202	95,694	95,419	95,463	94,533	95,841	96,435	95,673	97,161
Fórmula estructural calculada para 23 oxígenos									
Si	6,165	6,161	6,166	6,129	6,130	6,195	4,766	6,196	6,152
Al ^{IV}	1,835	1,839	1,834	1,871	1,870	1,805	0,336	1,804	1,848
Al ^{VI}	0,768	0,795	0,732	0,707	0,748	0,718	0	0,781	0,685
Ti	0,084	0,067	0,075	0,086	0,089	0,076	4,136	0,072	0,073
Cr	0	0	0,002	0	0	0,005	0	0,002	0,013
Fe ³⁺	1,672	1,591	1,679	1,825	1,759	1,736	0,018	1,764	1,958
Fe ²⁺	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Mn	0,013	0,020	0,031	0,035	0,033	0,033	0	0,033	0,037
Mg	1,982	2,077	2,012	1,832	1,913	1,961	0,003	1,875	1,711
Ni	0,011	0,002	0,012	0,001	0	0,008	0	0	0,005
Ca	1,862	1,888	1,850	1,898	1,844	1,870	4,661	1,803	1,844
Na	0,297	0,295	0,327	0,252	0,271	0,252	0	0,312	0,242
K	0,145	0,147	0,156	0,145	0,142	0,126	0	0,140	0,152

Tabla XV.1.- Análisis de clorita correspondientes a las *rocas calcosilicatadas*.

Muestra	266-41 93	266-41 94	266-41 95	266-41 96	266-41 97	266-41 98	266-41 101	266-41 103	266-41 106
SiO ₂	32,491	31,679	32,434	31,670	34,363	32,053	33,309	31,937	32,378
Al ₂ O ₃	17,972	18,286	17,147	16,888	15,578	17,744	17,126	18,566	17,592
TiO ₂	0	0,030	0	0,007	0,018	0,025	0	0,005	0,025
Cr ₂ O ₃	0,108	0,057	0,101	0	0,022	0,094	0	0	0
FeO	5,482	5,883	5,356	5,141	4,993	5,615	5,920	5,910	5,815
MnO	0,092	0,054	0,065	0,092	0,096	0,096	0,041	0,005	0,014
MgO	31,440	31,192	31,483	31,392	33,075	31,094	32,133	31,044	31,595
NiO	0,033	0	0,043	0,081	0,038	0	0	0,038	0,033
CaO	0,076	0,063	0,090	0,064	0,032	0,043	0,088	0,130	0,081
Na ₂ O	0,034	0,024	0,011	0	0,012	0,101	0,001	0	0,007
K ₂ O	0,035	0,023	0	0,011	0,037	0,042	0,012	0	0
TOTAL	87,763	87,291	86,730	85,346	88,264	86,907	88,630	87,635	87,540
Fórmula estructural calculada para 14 oxígenos									
Si	3,062	3,010	3,091	3,068	3,208	3,054	3,111	3,019	3,063
Al ^{IV}	0,938	0,990	0,909	0,932	0,792	0,946	0,889	0,981	0,937
Al ^{VI}	1,058	1,058	1,017	0,997	0,922	1,048	0,997	1,088	1,025
Ti	0	0,002	0	0,001	0,001	0,002	0	0	0,002
Cr	0,008	0,004	0,008	0	0,002	0,007	0	0	0
Fe ²⁺	0,432	0,467	0,427	0,417	0,390	0,447	0,462	0,467	0,460
Mn	0,007	0,004	0,005	0,008	0,008	0,008	0,003	0	0,001
Mg	4,415	4,416	4,471	4,532	4,601	4,416	4,473	4,374	4,455
Ca	0,008	0,006	0,009	0,007	0,003	0,004	0,009	0,013	0,008
Na	0,006	0,004	0,002	0	0,002	0,019	0	0	0,001
K	0,004	0,003	0	0,001	0,004	0,005	0,001	0	0

Tabla XV.2.- Análisis de clorita correspondientes a las *rocas calcosilicatadas*.

Muestra	266-41 107	266-41 109	266-41 110	266-41 111	266-41 113	266-41 114	266-41 118	266-41 120
SiO ₂	32,293	32,391	32,487	32,042	31,698	32,333	32,502	31,465
Al ₂ O ₃	18,065	18,446	18,256	18,220	17,951	18,394	18,443	17,849
TiO ₂	0,010	0,053	0,023	0,012	0,003	0,018	0,025	0
Cr ₂ O ₃	0	0,044	0,007	0,015	0	0,029	0,057	0
FeO	5,648	5,995	5,729	5,891	5,918	5,744	5,595	5,492
MnO	0,036	0,096	0,142	0,155	0,068	0,074	0,151	0,077
MgO	31,251	31,205	31,464	31,168	31,221	31,754	31,581	31,276
NiO	0,009	0	0,057	0,038	0,109	0,104	0,081	0,014
CaO	0,074	0,048	0,017	0,083	0,018	0,041	0,095	0,099
Na ₂ O	0	0	0,004	0,054	0,001	0,012	0	0
K ₂ O	0,002	0,001	0	0,037	0,043	0,016	0,002	0,001
TOTAL	87,388	88,279	88,186	87,715	87,030	88,519	88,532	86,273
Fórmula estructural calculada para 14 oxígenos								
Si	3,056	3,040	3,049	3,030	3,023	3,026	3,038	3,020
Al ^{IV}	0,944	0,960	0,951	0,970	0,977	0,974	0,962	0,980
Al ^{VI}	1,071	1,080	1,069	1,061	1,041	1,055	1,071	1,039
Ti	0,001	0,004	0,002	0,001	0	0,001	0,002	0
Cr	0	0,003	0,001	0,001	0	0,002	0,004	0
Fe ²⁺	0,447	0,471	0,450	0,466	0,472	0,450	0,437	0,441
Mn	0,003	0,008	0,011	0,012	0,005	0,006	0,012	0,006
Mg	4,407	4,364	4,401	4,393	4,437	4,429	4,400	4,473
Ca	0,008	0,005	0,002	0,008	0,002	0,004	0,010	0,010
Na	0	0	0,001	0,010	0	0,002	0	0
K	0	0	0	0,004	0,005	0,002	0	0

Tabla XVI.1.- Análisis de olivino correspondientes a las *rocas calcosilicatadas*.

N° muestra	266-41 99	266-41 108	266-41 112	266-41 116	266-41 117	266-41 119
SiO ₂	40,195	40,353	39,786	40,035	39,938	40,360
Al ₂ O ₃	0,042	0,040	0,021	0,030	0,034	0,021
TiO ₂	0	0,037	0,005	0,015	0,032	0
Cr ₂ O ₃	0,089	0,007	0	0,020	0,041	0,056
FeO	17,793	18,395	18,027	17,609	17,177	17,997
MnO	0,806	0,730	0,699	0,730	0,851	0,708
MgO	42,755	41,671	42,727	42,604	42,913	43,138
NiO	0,042	0,052	0	0,061	0,094	0,047
CaO	0,066	0,083	0,049	0,032	0,020	0,013
Na ₂ O	0,012	0,026	0,005	0,003	0,012	0
K ₂ O	0,055	0	0,025	0,002	0,020	0,022
TOTAL	101,855	101,394	101,344	101,141	101,132	102,362
Fórmula estructural calculada para 4 oxígenos						
Si	1,005	1,015	1,001	1,007	1,003	1,004
Al	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001
Ti	0	0,001	0	0	0,001	0
Cr	0,002	0	0	0	0,001	0,001
Fe ²⁺	0,372	0,387	0,379	0,370	0,361	0,374
Mn	0,017	0,016	0,015	0,016	0,018	0,015
Mg	1,593	1,561	1,602	1,596	1,607	1,599
Ni	0,001	0,001	0	0,001	0,002	0,001
Ca	0,002	0,002	0,001	0,001	0,001	0
Na	0,001	0,001	0	0	0,001	0
K	0,002	0	0,001	0	0,001	0,001
% Fo	0,811	0,801	0,809	0,812	0,817	0,810

Tabla XVII.1.- Análisis de titanita correspondientes a las *rocas calcosilicatadas*.

N° muestra	266-78 292	266-78 344	266-78 345	266-78 346	266-78 347	266-78 348	266-78 349	266-78 350	266-78 351	266-78 352	266-78 353	266-78 354
SiO ₂	30,665	30,406	30,532	30,508	30,337	30,551	30,457	30,720	30,617	30,491	30,600	30,955
Al ₂ O ₃	1,933	2,090	2,190	2,704	2,254	2,494	2,541	2,422	1,740	2,008	2,279	2,120
TiO ₂	38,268	35,198	35,115	35,260	35,707	36,735	36,962	36,870	37,349	37,555	36,463	37,811
Cr ₂ O ₃	0	0,159	0,073	0,123	0	0,225	0,058	0,073	0,079	0,007	0,029	0,029
FeO	0,268	0,300	0,313	0,360	0,262	0,443	0,163	0,337	0,264	0,349	0,287	0,220
MnO	0,018	0,036	0	0,103	0,031	0,081	0	0	0,036	0,098	0,040	0,112
MgO	0	0,003	0	0	0,005	0,012	0	0	0,002	0,013	0,007	0
NiO	0,078	0,132	0,123	0,095	0,018	0,095	0,141	0,009	0	0	0	0,018
CaO	28,111	28,207	28,056	27,455	27,893	28,687	27,926	27,933	27,937	28,391	28,345	28,352
Na ₂ O	0,024	0	0,023	0,035	0,028	0,018	0,026	0,013	0,023	0,001	0,007	0
K ₂ O	0	0,001	0	0	0,011	0	0	0,008	0,012	0,019	0	0
TOTAL	99,365	96,532	96,425	96,643	96,546	99,341	98,274	98,385	98,059	98,932	98,057	99,617
Si	0,998	1,013	1,018	1,015	1,011	0,990	0,999	1,006	1,009	0,995	1,005	1,003
Al	0,074	0,082	0,086	0,106	0,089	0,095	0,098	0,094	0,068	0,077	0,088	0,081
Ti	0,937	0,882	0,880	0,882	0,895	0,895	0,912	0,908	0,926	0,922	0,900	0,921
Cr	0	0,004	0,002	0,003	0	0,006	0,002	0,002	0,002	0	0,001	0,001
Fe ³⁺	0,007	0,008	0,009	0,010	0,007	0,012	0,004	0,009	0,007	0,010	0,008	0,006
Mn	0	0,001	0	0,003	0,001	0,002	0	0	0,001	0,003	0,001	0,003
Mg	0	0	0	0	0	0,001	0	0	0,001	0	0	0
Ni	0,002	0,004	0,003	0,003	0	0,002	0,004	0	0	0	0	0
Ca	0,981	1,007	1,002	0,978	0,996	0,996	0,981	0,980	0,987	0,993	0,997	0,984
Na	0,002	0	0,001	0,002	0,002	0,001	0,002	0,001	0,001	0	0	0
K	0	0	0	0	0	0	0	0	0,001	0,001	0	0

N° muestra	266-78 368	266-78 369	266-78 386	266-78 430	266-78 431	266-78 432	266-78 433	266-18 91	266-18 92	266-18 93	266-18 94
SiO ₂	30,594	30,508	31,037	31,274	31,394	31,022	31,204	44,839	30,380	30,511	52,344
Al ₂ O ₃	2,326	2,322	2,301	2,638	2,723	2,107	2,857	34,501	2,105	2,235	0,911
TiO ₂	36,965	37,362	37,599	36,760	37,329	38,181	36,161	0	37,093	37,143	0,045
Cr ₂ O ₃	0,130	0	0,058	0	0,037	0	0,094	0	0,124	0,677	0,057
FeO	0,313	0,256	0,283	0,298	0,315	0,261	0,279	0,147	0,261	0,193	10,778
MnO	0,027	0	0,072	0	0,085	0,085	0,045	0,077	0,004	0,027	0,744
MgO	0	0,010	0,010	0,005	0	0,030	0	0	0	0	10,966
NiO	0	0,069	0,041	0	0,023	0,078	0,055	0	0,187	0,018	0,019
CaO	27,627	28,111	28,296	28,699	28,188	28,065	28,701	18,918	28,196	28,746	24,099
Na ₂ O	0,015	0,001	0	0,005	0,019	0,004	0,016	0,642	0,001	0,012	0,135
K ₂ O	0,025	0,027	0,004	0,012	0,007	0,019	0,001	0	0,004	0,031	0,018
TOTAL	98,022	98,666	99,701	99,691	100,120	99,852	99,413	99,124	98,355	99,593	100,116
Si	1,007	0,998	1,004	1,008	1,010	1,004	1,008	1,269	0,997	0,988	1,491
Al	0,090	0,090	0,088	0,100	0,103	0,080	0,109	1,151	0,081	0,085	0,031
Ti	0,915	0,919	0,915	0,891	0,903	0,929	0,878	0	0,915	0,905	0,001
Cr	0,003	0	0,001	0	0,001	0	0,002	0	0,003	0,017	0,001
Fe ³⁺	0,009	0,007	0,008	0,008	0,008	0,007	0,008	0,003	0,007	0,005	0,257
Mn	0,001	0	0,002	0	0,002	0,002	0,001	0,002	0	0,001	0,018
Mg	0	0	0	0	0	0,001	0	0	0	0	0,466
Ni	0	0,002	0,001	0	0,001	0,002	0,001	0	0,005	0	0
Ca	0,975	0,985	0,981	0,992	0,972	0,973	0,993	0,574	0,991	0,998	0,736
Na	0,001	0	0	0	0,001	0	0,001	0,035	0	0,001	0,007
K	0,001	0,001	0	0	0	0,001	0	0	0	0,001	0,001

Tabla XVIII.1.- Análisis de *epidota* correspondientes a las *rocas calcosilicatadas*.

N° muestra	266-78 401	266-78 402	266-78 403	266-78 404
SiO ₂	39,241	38,809	38,948	39,365
Al ₂ O ₃	28,859	27,922	28,066	28,532
TiO ₂	0,023	0,168	0,077	0,065
Cr ₂ O ₃	0,094	0,042	0	0
FeO	4,856	6,174	5,267	5,253
MgO	0,022	0,048	0,017	0,043
NiO	0,005	0	0,074	0
MnO	0,181	0	0,076	0,103
CaO	23,736	23,431	23,954	23,768
Na ₂ O	0,009	0,005	0	0
K ₂ O	0	0,020	0,013	0,008
TOTAL	97,026	96,619	96,492	97,137
Fórmula estructural calculada para 12,5 oxígenos				
Si	3,046	3,036	3,045	3,055
Al ^{IV}	0	0	0	0
Al ^{VI}	2,641	2,575	2,587	2,611
Ti	0,001	0,010	0,005	0,004
Cr	0,006	0,003	0	0
Fe ³⁺	0,315	0,404	0,344	0,341
Fe ²⁺	0	0	0	0
Mg	0,003	0,006	0,002	0,005
Ni	0	0	0,005	0
Mn	0,012	0	0,005	0,007
Ca	1,974	1,964	2,007	1,977
Na	0,001	0,001	0	0
K	0	0,002	0,001	0,001
% Pist.	10,638	13,502	11,731	11,537

Tabla XIX.1.- Análisis de *epidota* correspondientes a la *Fm. "Olo de Sapo"*.

N° muestra	267-20 205	267-20 206	267-20 215	267-20 216	267-20 232	267-20 233	267-20 236	267-20 237	267-32 253	267-32 254
SiO ₂	38,529	39,033	38,437	38,407	39,183	39,352	38,941	39,288	38,764	38,342
Al ₂ O ₃	26,461	26,669	26,303	26,505	27,242	27,102	27,457	27,516	26,611	26,437
TiO ₂	0,038	0,142	0,128	0,168	0,172	0,224	0,252	0,165	0,205	0,133
Cr ₂ O ₃	0,073	0	0,076	0,085	0	0	0,037	0	0,029	0,057
FeO	7,177	7,078	7,400	6,885	6,284	6,304	6,530	6,715	6,768	6,731
MgO	0,012	0,033	0	0,013	0	0,025	0,032	0,002	0,033	0,040
MnO	0,132	0	0,132	0,128	0,244	0,433	0,362	0,265	0,177	0,177
NiO	0,032	0,027	0,027	0,050	0	0,041	0	0,078	0,009	0
CaO	24,225	24,653	24,224	24,397	24,248	24,000	23,452	24,113	23,433	23,684
Na ₂ O	0,003	0,004	0,026	0,066	0	0	0,042	0	0	0
K ₂ O	0,024	0,011	0,024	0,025	0	0,005	0,040	0,019	0	0,006
TOTAL	96,706	97,650	96,777	96,729	97,373	97,486	97,145	98,161	96,029	95,607
Fórmula estructural calculada para 12,5 oxígenos										
Si	3,023	3,031	3,016	3,010	3,047	3,059	3,036	3,033	3,062	3,041
Al ^{IV}	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Al ^{VI}	2,448	2,442	2,433	2,449	2,498	2,484	2,524	2,505	2,478	2,472
Ti	0,002	0,008	0,008	0,010	0,010	0,013	0,015	0,010	0,012	0,008
Cr	0,005	0	0,005	0,005	0	0	0,002	0	0,002	0,004
Fe ³⁺	0,471	0,460	0,486	0,451	0,409	0,410	0,426	0,434	0,447	0,446
Fe ²⁺	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Mg	0,001	0,004	0	0,002	0	0,003	0,004	0	0,004	0,005
Ni	0,002	0,002	0,002	0,003	0	0,003	0	0,005	0,001	0
Mn	0,009	0	0,009	0,008	0,016	0,029	0,024	0,017	0,012	0,012
Ca	2,037	2,052	2,037	2,049	2,021	1,999	1,959	1,995	1,983	2,013
Na	0	0,001	0,004	0,010	0	0	0,006	0	0	0
K	0,002	0,001	0,002	0,002	0	0	0,004	0,002	0	0,001
% Pist	16,099	15,799	16,568	15,479	14,014	14,100	14,353	14,709	15,212	15,238

Tabla XIX.2.- Análisis de epidota correspondientes a la *Fm. "Ollo de Sapo"*.

N° muestra	267-32 255	267-32 256	267-32 257	267-32 258	267-32 259	267-32 261	267-32 275	267-32 276	267-32 279
SiO ₂	38,518	38,931	38,394	38,184	37,799	38,362	39,316	38,385	38,698
Al ₂ O ₃	26,590	27,178	26,677	26,972	26,274	26,803	27,304	27,151	27,062
TiO ₂	0,115	0,182	0,053	0,202	0,117	0,178	0,107	0,140	0,138
Cr ₂ O ₃	0,022	0,015	0	0,037	0	0,029	0,231	0,044	0,053
FeO	6,587	6,462	6,618	6,875	6,504	6,447	6,521	6,643	6,486
MgO	0,036	0,025	0,023	0,023	0,028	0,045	0,025	0,018	0,038
MnO	0,181	0,303	0,195	0,345	0,258	0,291	0,312	0,257	0,305
NiO	0	0,047	0	0,019	0	0	0,057	0,167	0,011
CaO	23,321	23,550	23,766	23,489	24,031	24,000	23,787	23,902	23,999
Na ₂ O	0,013	0	0	0,001	0,011	0,019	0,022	0	0
K ₂ O	0,008	0	0,010	0	0,039	0,067	0,014	0,006	0,008
TOTAL	95,391	96,693	95,736	96,147	95,061	96,241	97,696	96,713	96,798
Fórmula estructural calculada para 12,5 oxígenos									
Si	3,060	3,051	3,038	3,012	3,012	3,019	3,050	3,008	3,029
Al ^{IV}	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Al ^{VI}	2,490	2,511	2,489	2,508	2,469	2,487	2,497	2,508	2,497
Ti	0,007	0,011	0,003	0,012	0,007	0,011	0,006	0,008	0,008
Cr	0,001	0,001	0	0,002	0	0,002	0,014	0,003	0,003
Fe ³⁺	0,438	0,423	0,438	0,454	0,433	0,424	0,423	0,435	0,425
Fe ²⁺	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Mg	0,004	0,003	0,003	0,003	0,003	0,005	0,003	0,002	0,004
Ni	0	0,003	0	0,001	0	0	0,004	0,011	0,001
Mn	0,012	0,020	0,013	0,023	0,017	0,019	0,021	0,017	0,020
Ca	1,985	1,977	2,015	1,985	2,052	2,024	1,977	2,007	2,012
Na	0,002	0	0	0	0,002	0,003	0,003	0	0
K	0,001	0	0,001	0	0,004	0,007	0,001	0,001	0,001
% Pist	14,905	14,376	14,949	15,240	14,902	14,515	14,387	14,735	14,475

Tabla XX.1.- Análisis de apatito correspondientes a los *gneises bandeados y rocas calcosilicatadas*.

N° muestra	266-76 168	TAB-3 22	TAB-3 34	TAB-4 3	TAB-4 4	TAB-4 18	TAB-4 20	266-78 294	266-78 295	266-78 359	266-78 360
SiO ₂	0,079	0,030	0,021	0,030	0,173	0,073	0,278	0,058	0,030	0,017	0,024
TiO ₂	0	0	0,043	0	0	0	0	0	0,007	0,068	0,008
Al ₂ O ₃	0,009	0,002	0	0	0,008	0	0,028	0,008	0,021	0	0
Cr ₂ O ₃	0,037	0,051	0	0,037	0	0	0,162	0,073	0	0,146	0,029
FeO	0,196	0,138	0,022	0,118	0,012	0,042	0,120	0,090	0,076	0	0,023
MnO	0,218	0,170	0,128	0,056	0,106	0,092	0,101	0,041	0,118	0,036	0,132
MgO	0,030	0	0,035	0	0	0,017	0,010	0	0,008	0	0
NiO	0	0	0,056	0,033	0,065	0	0,005	0,093	0,139	0	0
CaO	53,454	56,338	57,650	57,757	57,544	57,622	56,545	55,364	56,101	54,852	55,701
Na ₂ O	0,030	0	0,018	0	0,018	0,042	0,034	0	0	0,001	0
K ₂ O	0	0,007	0	0	0,019	0,011	0	0,016	0	0	0
P ₂ O ₅	43,132	44,761	44,353	43,175	43,331	44,307	43,659	43,533	43,439	44,404	43,054
TOTAL	97,185	101,497	102,326	101,206	101,276	102,206	100,942	99,276	99,939	99,524	98,971

Tabla XXI.1.- Análisis de apatito correspondientes a la *Fm. "Ollo de Sapo"*.

N° muestra	268-28 50	268-28 53	268-28 55	268-28 56	268-28 57	268-28 64	268-61 21	268-61 22	268-62 135	268-63 70	268-63 78
SiO ₂	0,086	0,101	0,137	0,098	0,105	0,111	0,017	0,006	0,088	0,092	0,103
TiO ₂	0,013	0	0,013	0,010	0	0,007	0,053	0	0	0,007	0
Al ₂ O ₃	0,002	0	0,006	0,043	0,028	0,017	0,011	0,004	0,015	0,006	0,002
Cr ₂ O ₃	0	0	0	0,096	0,029	0	0,067	0,104	0,007	0,058	0,029
FeO	0,491	1,077	0,819	0,396	0,973	0,588	0,673	0,516	0,347	0,383	0,558
MnO	0,343	0,325	0,343	0,329	0,165	0,106	0,500	0,564	0,408	0,133	0,257
MgO	0,056	0,114	0,038	0,045	0,118	0,040	0,028	0,035	0,007	0,046	0,041
NiO	0	0,005	0	0,182	0	0,079	0	0	0,014	0,005	0,023
CaO	55,235	54,193	55,230	55,954	54,487	54,844	55,419	55,933	55,459	56,353	55,129
Na ₂ O	0,214	0,201	0,182	0,243	0,216	0,229	0,131	0,100	0,209	0,214	0,209
K ₂ O	0	0	0	0,067	0,022	0	0	0	0,027	0,034	0
P ₂ O ₅	43,700	43,987	44,587	44,328	43,572	43,297	43,810	44,589	44,124	44,976	43,322
TOTAL	100,140	100,003	101,355	101,791	99,715	99,318	100,709	101,851	100,705	102,307	99,673

N° muestra	268-63 84	268-63 93	268-63 94	268-63 98	306-8 287	268-74 136	268-74 137	268-74 138	268-74 139	268-74 140	268-75 143
SiO ₂	0,090	0,107	0,116	0,302	0,056	0,124	0,039	0,120	0,039	0,092	0,079
TiO ₂	0	0,008	0,053	0,013	0,002	0,023	0,018	0	0,005	0,007	0
Al ₂ O ₃	0	0	0,017	0,083	0,006	0	0	0,009	0,017	0,008	0,017
Cr ₂ O ₃	0	0,067	0,058	0	0	0,051	0,007	0	0,051	0	0
FeO	0,777	0,203	0,661	0,565	2,250	0,094	0,327	0,163	0,175	0,287	0
MnO	0,329	0	0,287	0,229	0,298	0,036	0,087	0,178	0,178	0,119	0,077
MgO	0,098	0,040	0,032	0,104	0,075	0,015	0,022	0,027	0,028	0,045	0,002
NiO	0	0,047	0,033	0	0	0	0	0	0,051	0,093	0
CaO	54,436	56,184	55,538	54,872	53,906	55,465	55,272	55,712	56,495	56,020	55,010
Na ₂ O	0,232	0,191	0,259	0,284	0,237	0,102	0,195	0,194	0,212	0,209	0,201
K ₂ O	0,006	0,016	0	0,012	0,010	0,010	0	0,002	0,005	0	0
P ₂ O ₅	43,785	43,063	45,446	43,263	43,423	44,679	43,604	44,793	44,571	44,003	43,666
TOTAL	99,753	99,926	102,500	99,727	100,263	100,599	99,571	101,198	101,827	100,883	99,052

N° muestra	268-75 144	268-75 145	268-75 146	268-75 147	268-78 176	268-78 187	268-78 191	267-20 198	267-20 220	267-20 221	267-32 278	266-70 210
SiO ₂	0,090	0,109	0,109	0,118	0,145	0,064	0,116	0,079	0,081	0,101	0,101	0,041
TiO ₂	0	0	0	0,013	0	0,032	0	0,003	0	0	0	0
Al ₂ O ₃	0	0	0,015	0	0,011	0	0	0	0,013	0,011	0,002	0,025
Cr ₂ O ₃	0,104	0	0,022	0,051	0	0	0,037	0	0,088	0,018	0	0,075
FeO	0,356	0,337	0,257	0,301	1,135	1,458	1,886	0,059	0,077	0,046	0,055	0,124
MnO	0,147	0,243	0,018	0,160	0,196	0,343	0,329	0,094	0,066	0,022	0,112	0,207
MgO	0,012	0,063	0,041	0,033	0,239	0,252	0,487	0,012	0,020	0,010	0,003	0
NiO	0,079	0,061	0,028	0	0,098	0	0	0	0	0	0	0
CaO	56,962	54,474	55,265	54,872	54,120	54,108	53,626	56,406	56,991	56,310	56,321	55,427
Na ₂ O	0,105	0,271	0,240	0,189	0,260	0,259	0,241	0,098	0,160	0,120	0,123	0,042
K ₂ O	0	0,028	0,007	0,002	0,014	0	0,002	0,012	0	0,028	0	0
P ₂ O ₅	44,481	43,230	43,716	43,526	43,178	43,189	42,845	42,525	42,690	42,502	44,717	44,232
TOTAL	102,336	98,816	99,718	99,265	99,396	99,705	99,569	99,288	100,186	99,168	101,434	100,173

ANEXO II

ANÁLISIS DE GEOQUÍMICA DE ROCA TOTAL

Tabla 1.- Análisis químicos de roca total de ignimbritas, riolitas y tobas de la Formación “Ollo de Sapo”.

Muestra	268-66	268-65	268-58	268-57	306-10	306-7	306-6	306-5	306-4
Tipo de roca	Ignimbrita	Ignimbrita	Riolita	Riolita	Tobas	Tobas	Tobas	Tobas	Tobas
%									
SiO ₂	69,52	68,77	67,73	69,86	67,23	68,59	67,75	67,93	68,48
Al ₂ O ₃	16,37	16,12	16,90	15,60	15,75	15,54	15,69	15,90	16,09
Fe ₂ O ₃	2,47	2,87	4,18	3,74	3,75	3,88	3,77	4,02	3,10
MnO	0,01	0,01	0,03	0,02	0,04	0,04	0,04	0,04	0,02
MgO	0,70	0,77	1,40	1,24	1,09	1,37	1,41	1,09	1,01
CaO	0,05	0,05	0,18	0,17	1,03	0,35	0,98	0,28	0,69
Na ₂ O	1,18	1,10	0,15	0,15	2,10	1,57	2,85	2,16	2,62
K ₂ O	6,18	6,30	5,15	4,84	5,64	5,14	4,41	5,41	4,30
TiO ₂	0,54	0,56	0,57	0,55	0,47	0,45	0,49	0,50	0,44
P ₂ O ₅	0,14	0,16	0,20	0,21	0,19	0,19	0,19	0,19	0,20
LOI	2,70	2,75	3,19	2,96	2,41	2,73	2,06	2,24	2,68
TOTAL	99,85	99,45	99,67	99,33	99,69	99,85	99,64	99,77	99,62
CIPW									
Cuarzo	37,96	37,11	45,06	48,62	30,35	37,53	30,63	32,97	34,36
Anortita	0,00	0,00	0,00	0,00	3,36	0,50	3,62	0,15	2,12
Albita	9,98	9,31	1,27	1,27	17,77	13,28	24,12	18,28	22,17
Ortosa	36,52	37,23	30,43	28,60	33,33	30,38	26,06	31,97	25,41
Corindón	7,74	7,49	11,08	10,11	4,96	7,21	4,90	6,44	6,35
Hyperstena	1,74	1,92	3,49	3,09	2,71	3,41	3,51	2,71	2,52
Rutilo	0,53	0,55	0,54	0,53	0,42	0,40	0,44	0,45	0,42
Ilmenita	0,02	0,02	0,06	0,04	0,09	0,09	0,09	0,09	0,04
Hematites	2,47	2,87	4,18	3,74	3,75	3,88	3,77	4,02	3,10
Apatito	0,32	0,37	0,46	0,49	0,44	0,44	0,44	0,44	0,46
ppm									
Ba	1223,50	1396,90	353,40	304,70	1072,60	957,30	872,60	1275,10	820,90
Co	32,10	29,20	33,50	29,60	30,10	30,60	38,20	53,40	33,50
Cr	39,70	41,40	49,20	54,60	35,20	35,20	37,70	40,10	33,30
Cu	10,20	9,10	15,40	4,70	17,20	14,20	16,00	15,00	14,10
Nb	12,80	12,60	12,30	12,50	11,40	10,60	11,60	12,40	10,70
Ni	6,30	8,60	15,00	19,70	17,10	17,10	18,20	28,30	5,90
Pb	25,30	21,90	5,60	5,70	28,80	21,00	25,20	21,30	25,40
Rb	242,30	245,70	236,80	227,40	231,50	217,40	161,10	210,60	166,80
Sr	71,40	78,70	13,60	17,80	199,00	92,80	153,80	123,50	149,70
Th	10,80	12,00	16,50	12,10	25,70	16,90	15,40	17,20	11,50
U	1,20	1,10	0,00	0,00	0,90	0,00	1,40	0,90	1,70
V	62,60	59,30	69,10	67,40	54,30	55,70	60,40	59,90	53,50
Y	45,70	26,10	30,80	39,60	32,00	29,80	37,40	50,00	55,20
Zn	34,70	39,80	54,60	36,10	62,00	77,40	61,60	68,50	168,00
Zr	179,50	183,70	182,60	197,10	153,50	151,90	162,70	165,40	146,70
ppm									
La	25,19	23,64	19,51	17,17	19,65	18,39	34,79	21,00	28,03
Ce	45,75	40,89	42,44	42,74	40,81	36,38	60,65	44,39	51,18
Pr	6,29	5,77	5,93	5,29	5,49	4,44	9,63	5,26	7,24
Nd	26,15	21,90	17,95	22,67	22,30	18,11	31,91	22,03	29,51
Sm	5,42	4,33	3,75	5,06	3,27	3,60	5,83	4,57	5,69
Eu	1,39	1,21	0,63	0,65	0,82	0,89	1,22	1,23	1,28
Gd	5,85	4,12	3,95	5,53	3,14	3,78	6,08	5,27	6,40
Dy	5,12	2,72	3,74	6,30	2,57	3,55	5,36	5,27	6,19
Er	2,72	1,23	1,95	3,58	1,36	2,06	3,13	3,19	3,79
Yb	2,19	1,19	1,33	2,90	1,26	1,81	2,81	2,80	3,08
Lu	0,32	0,18	0,25	0,34	0,25	0,25	0,51	0,39	0,42

Tabla 2.- Análisis químicos de la secuencia volcasosedimentaria (OS VS) de la Formación “Ollo de Sapo”.

Muestra	228-30	228-29	267-131	267-130	267-129	267-128	267-127	267-29	229-2
Tipo de roca	OS VS	OS VS	OS VS	OS VS	OS VS	OS VS	OS VS	OS VS	OS VS
SiO ₂	74,62	68,04	67,63	67,11	66,32	61,81	61,33	59,94	60,05
Al ₂ O ₃	13,38	15,84	15,67	15,56	16,18	17,61	17,48	18,62	17,02
Fe ₂ O ₃	2,10	4,37	3,91	3,98	4,65	6,77	6,43	7,14	7,63
MnO	0,02	0,05	0,04	0,05	0,05	0,07	0,07	0,08	0,09
MgO	0,63	1,67	1,09	1,16	1,63	2,53	2,40	2,77	2,75
CaO	0,78	1,23	0,97	2,13	1,20	1,30	1,75	2,16	1,28
Na ₂ O	3,90	2,50	2,46	3,83	2,82	2,14	2,09	2,48	3,09
K ₂ O	2,41	3,75	5,09	2,38	3,70	3,54	3,75	2,73	3,23
TiO ₂	0,44	0,51	0,47	0,52	0,72	0,93	0,77	0,97	1,00
P ₂ O ₅	0,27	0,16	0,20	0,20	0,22	0,20	0,18	0,17	0,12
LOI	1,31	1,71	2,04	3,02	1,87	2,92	3,01	2,93	3,06
TOTAL	99,87	99,83	99,55	99,95	99,35	99,82	99,27	99,99	99,32
CIPW									
Cuarzo	40,86	34,47	30,70	29,99	31,38	29,82	28,00	26,79	23,21
Anortita	2,11	5,06	3,51	9,26	4,52	5,14	7,51	9,61	5,57
Albita	33,00	21,15	20,82	32,41	23,86	18,11	17,68	20,98	26,15
Ortosa	14,24	22,16	30,08	14,06	21,87	20,92	22,16	16,13	19,09
Corindón	3,58	5,81	4,83	3,29	5,88	8,37	7,23	8,06	6,40
Hyperstena	1,57	4,16	2,71	2,89	4,06	6,30	5,98	6,90	6,85
Rutilo	0,42	0,45	0,42	0,46	0,66	0,85	0,69	0,88	0,90
Ilmenita	0,04	0,11	0,09	0,11	0,11	0,15	0,15	0,17	0,19
Hematites	2,10	4,37	3,91	3,98	4,65	6,77	6,43	7,14	7,63
Apatito	0,63	0,37	0,46	0,46	0,51	0,46	0,42	0,39	0,28
ppm									
Ba	449,70	745,30	1126,90	645,00	1138,30	1110,80	1136,80	1177,10	892,00
Co	51,90	48,30	30,90	34,30	44,10	44,10	39,40	44,60	16,23
Cr	21,10	49,60	38,30	44,80	59,60	101,40	83,00	98,30	121,21
Cu	7,90	11,60	13,80	16,50	27,70	37,20	25,70	29,30	25,88
Nb	12,50	10,70	11,30	11,60	13,50	15,00	13,50	14,40	13,57
Ni	3,50	11,80	20,70	17,50	35,70	128,30	26,00	31,40	31,61
Pb	17,30	39,10	20,40	30,20	24,90	24,60	23,40	24,50	25,53
Rb	99,00	138,10	167,30	98,40	122,90	115,90	124,10	66,80	88,00
Sr	104,90	147,80	173,90	305,00	217,10	167,70	158,10	228,40	5,00
Th	12,60	22,90	15,10	18,70	20,30	31,80	28,60	26,10	13,60
U	6,70	0,50	0,50	1,30	0,20	0,20	1,80	2,60	1,35
V	34,80	71,40	59,00	62,30	91,40	134,70	117,40	136,40	107,00
Y	26,70	26,20	63,30	38,60	33,90	34,70	36,10	30,80	25,63
Zn	45,90	64,60	87,70	70,40	81,20	137,30	95,10	100,60	101,77
Zr	196,50	150,00	158,20	173,30	184,00	234,70	206,90	225,00	205,00
ppm									
La	24,22	22,24	29,93	23,90	23,04	30,00	44,92	33,84	42,82
Ce	53,36	44,41	54,60	48,85	48,21	55,99	80,50	64,55	90,45
Pr	8,15	6,72	8,41	6,83	6,86	7,96	12,83	8,88	9,97
Nd	24,15	26,29	29,10	27,78	27,89	32,34	41,68	35,93	39,19
Sm	5,23	3,76	5,88	3,94	4,06	5,93	6,83	6,29	7,70
Eu	1,04	1,04	1,32	1,01	1,17	1,55	1,52	1,96	1,85
Gd	4,87	3,43	7,04	4,10	3,90	6,03	7,05	6,32	6,84
Dy	4,04	2,67	7,34	3,54	3,19	4,63	5,58	4,39	4,85
Er	2,08	1,33	4,98	1,94	1,69	2,45	3,06	2,23	2,35
Yb	2,05	1,15	4,34	1,77	1,51	2,06	2,79	1,83	2,20
Lu	0,47	0,21	0,79	0,34	0,27	0,28	0,51	0,26	0,29

Tabla 3.- Análisis químicos del ortogneis glandular (OG) de la Formación “Ollo de Sapo”.

Muestra	268-64	268-63	268-62	268-61	268-60	268-59	268-56	268-55	268-54
Tipo de roca	OG	OG	OG	OG	OG	OG	OG	OG	OG
%									
SiO ₂	68,60	69,18	69,15	68,28	69,06	67,80	67,63	66,71	67,82
Al ₂ O ₃	15,15	15,10	15,57	15,67	15,68	15,89	16,05	15,70	15,85
Fe ₂ O ₃	3,92	3,41	3,05	3,77	3,29	3,94	4,09	3,95	3,85
MnO	0,04	0,04	0,04	0,05	0,03	0,06	0,04	0,04	0,04
MgO	1,30	1,32	1,24	1,22	1,16	1,30	1,24	1,55	1,21
CaO	1,03	0,62	0,67	0,76	1,04	0,69	1,07	0,89	1,24
Na ₂ O	2,85	2,81	3,49	3,18	3,00	2,79	2,60	2,54	2,74
K ₂ O	4,27	4,71	4,26	4,26	4,25	4,38	4,56	4,42	4,17
TiO ₂	0,47	0,44	0,44	0,45	0,42	0,49	0,47	0,49	0,47
P ₂ O ₅	0,27	0,19	0,19	0,19	0,19	0,20	0,19	0,19	0,19
LOI	1,86	1,76	1,76	1,75	1,77	2,16	1,88	2,89	2,10
TOTAL	99,76	99,56	99,86	99,57	99,88	99,68	99,81	99,37	99,67
CIPW									
Cuarzo	32,30	32,05	29,80	30,57	31,92	31,96	31,45	31,34	32,00
Anortita	3,35	1,83	2,08	2,53	3,92	2,12	4,07	3,17	4,91
Albita	24,12	23,78	29,53	26,91	25,39	23,61	22,00	21,49	23,19
Ortosa	25,23	27,83	25,18	25,18	25,12	25,88	26,95	26,12	24,64
Corindón	4,61	4,71	4,45	4,90	4,71	5,78	5,35	5,57	5,03
Hyperstena	3,24	3,29	3,09	3,04	2,89	3,24	3,09	3,86	3,01
Rútilo	0,42	0,39	0,39	0,39	0,39	0,42	0,42	0,44	0,42
Ilmenita	0,09	0,09	0,09	0,11	0,06	0,13	0,09	0,09	0,09
Hematites	3,92	3,41	3,05	3,77	3,29	3,94	4,09	3,95	3,85
Apatito	0,63	0,44	0,44	0,44	0,44	0,46	0,44	0,44	0,44
ppm									
Ba	842,30	859,20	731,70	852,90	684,10	857,40	908,10	844,90	830,80
Co	32,30	41,60	43,40	47,70	41,00	42,00	37,60	42,60	40,40
Cr	41,20	35,50	36,90	33,80	27,90	35,20	34,50	38,20	34,10
Cu	26,80	14,50	6,30	0,00	4,80	20,70	20,30	22,80	20,90
Nb	11,20	11,00	10,70	10,80	10,50	11,20	10,50	11,70	11,00
Ni	16,30	13,90	14,60	14,70	14,60	17,70	17,00	16,30	18,00
Pb	40,10	20,60	24,50	20,10	22,50	38,80	23,50	25,40	26,80
Rb	164,60	163,00	147,10	156,60	165,60	169,40	161,50	151,70	162,20
Sr	151,30	131,20	123,10	70,30	131,50	148,60	146,60	124,80	137,20
Th	15,80	10,70	10,10	14,60	10,90	18,00	17,20	13,50	18,20
U	1,30	1,10	0,30	0,00	1,50	0,00	1,30	1,60	1,70
V	63,20	51,80	49,60	51,30	47,40	58,20	54,10	57,30	55,90
Y	34,50	32,20	33,70	41,20	39,90	34,40	30,70	40,30	31,20
Zn	57,90	33,30	59,80	31,20	36,50	74,80	53,60	71,90	78,20
Zr	157,20	149,80	149,40	148,30	142,20	155,50	149,80	166,50	151,80
ppm									
La	22,78	20,05	25,05	25,83	20,85	29,37	29,90	23,42	24,42
Ce	46,75	38,87	51,20	52,02	41,64	71,05	58,90	45,66	49,92
Pr	6,54	5,29	6,48	7,59	6,18	8,59	8,87	6,66	6,52
Nd	19,36	21,21	20,50	22,36	24,44	28,88	27,15	26,46	20,78
Sm	4,04	3,16	3,91	4,71	3,72	5,30	5,25	3,91	4,10
Eu	0,52	0,85	0,95	1,19	0,94	1,08	1,32	1,00	1,07
Gd	4,09	3,14	4,37	4,81	3,75	5,57	5,15	3,87	4,08
Dy	3,82	2,83	4,52	4,61	3,45	5,14	4,88	3,02	3,74
Er	2,16	1,59	2,33	2,46	1,93	3,03	2,86	1,61	2,03
Yb	1,86	1,47	1,77	2,02	1,76	2,66	2,66	1,44	1,81
Lu	0,35	0,27	0,29	0,39	0,32	0,46	0,52	0,28	0,31

Tabla 3 (continuación).-

Muestra	268-53	268-52	268-27	306-14	306-13	306-12	306-11	306-8
Tipo de roca	OG	OG	OG	OG	OG	OG	OG	OG
%								
SiO₂	68,35	68,71	69,16	69,27	68,12	70,05	69,18	67,70
Al₂O₃	16,18	15,59	15,68	15,56	15,73	15,28	15,38	15,88
Fe₂O₃	3,27	3,47	2,91	3,35	3,55	3,09	3,36	3,46
MnO	0,04	0,04	0,03	0,03	0,03	0,04	0,05	0,04
MgO	1,28	1,24	1,22	1,20	1,25	1,18	1,15	1,24
CaO	0,85	0,80	0,90	0,70	1,01	0,46	0,74	0,92
Na₂O	3,30	3,21	3,38	2,92	3,24	3,11	2,90	2,59
K₂O	4,38	3,97	4,45	4,70	4,00	4,40	4,43	4,89
TiO₂	0,43	0,41	0,43	0,42	0,44	0,35	0,40	0,42
P₂O₅	0,19	0,19	0,19	0,19	0,19	0,17	0,18	0,19
LOI	1,73	2,04	1,57	1,60	2,11	1,92	1,78	2,31
TOTAL	99,98	99,67	99,92	99,94	99,67	100,05	99,56	99,64
CIPW								
Cuarzo	29,20	31,82	29,26	31,54	30,47	32,86	32,57	30,64
Anortita	2,98	2,73	3,22	2,23	3,77	1,17	2,50	3,32
Albita	27,92	27,16	28,60	24,71	27,42	26,32	24,54	21,92
Ortosa	25,88	23,46	26,30	27,78	23,64	26,00	26,18	28,90
Corindón	4,92	5,01	4,12	4,85	4,69	4,97	4,90	5,11
Hyperstena	3,19	3,09	3,04	2,99	3,11	2,94	2,86	3,09
Rútilo	0,38	0,36	0,40	0,39	0,41	0,30	0,34	0,37
Ilmenita	0,09	0,09	0,06	0,06	0,06	0,09	0,11	0,09
Hematites	3,27	3,47	2,91	3,35	3,55	3,09	3,36	3,46
Apatito	0,44	0,44	0,44	0,44	0,44	0,39	0,42	0,44
ppm								
Ba	746,90	758,70	698,30	659,40	793,60	797,70	755,70	722,50
Co	41,40	41,40	47,30	48,20	39,40	38,10	41,90	39,90
Cr	29,50	31,80	27,00	53,80	28,30	32,10	25,70	28,00
Cu	9,30	20,80	10,70	17,50	10,90	22,70	12,10	10,80
Nb	10,30	10,60	10,70	11,80	10,30	11,20	9,70	10,00
Ni	16,50	22,70	16,00	14,50	13,80	15,30	12,20	15,20
Pb	24,80	22,80	26,00	28,90	20,50	13,90	23,70	23,30
Rb	164,00	162,70	166,70	143,40	171,60	152,30	162,10	183,20
Sr	138,50	74,90	139,20	152,50	152,70	77,30	85,20	120,70
Th	13,50	13,00	10,90	16,40	13,70	20,60	11,40	15,30
U	0,60	0,70	0,40	1,20	1,10	3,70	0,70	1,40
V	50,60	49,40	44,90	66,30	47,60	50,50	41,60	46,30
Y	34,20	38,10	35,40	30,00	31,20	33,10	29,80	31,70
Zn	51,40	44,30	33,60	62,40	36,40	24,00	58,70	92,00
Zr	154,10	151,60	148,30	154,60	150,40	152,60	127,00	140,70
ppm								
La	19,41	25,96	26,69	22,02	19,43	33,81	28,50	25,12
Ce	35,68	48,65	53,84	38,01	40,86	69,11	55,45	49,89
Pr	4,88	7,25	7,21	5,23	5,40	9,80	7,79	7,17
Nd	19,53	21,33	22,85	19,94	22,07	28,34	26,34	21,39
Sm	2,96	4,32	4,59	3,88	3,27	4,96	4,74	3,98
Eu	0,78	1,08	1,07	0,94	0,86	1,32	1,03	1,44
Gd	2,99	4,62	4,68	4,09	3,28	4,33	5,04	3,56
Dy	2,89	4,24	4,59	3,73	3,04	2,58	4,74	2,34
Er	1,66	2,08	2,57	2,13	1,69	1,25	2,84	1,38
Yb	1,54	1,99	2,03	1,83	1,56	0,95	2,58	1,10
Lu	0,29	0,33	0,40	0,25	0,29	0,18	0,46	0,21

Tabla 4.- Análisis del ortogneis glandular dentro de la zona de alto grado metamórfico (**OG migmat**).

Muestra	266-70	228-31	228-28	228-27	228-25
Tipo de roca	OG migmat	OG migmat	OG migmat	OG migmat	OG migmat
%					
SiO ₂	68,06	68,40	67,52	68,21	67,34
Al ₂ O ₃	16,12	15,82	16,09	15,69	15,97
Fe ₂ O ₃	4,06	4,20	4,03	4,32	3,56
MnO	0,05	0,06	0,05	0,05	0,04
MgO	1,37	1,39	1,30	1,47	1,55
CaO	1,49	1,50	1,58	1,39	1,73
Na ₂ O	2,93	2,90	3,04	2,88	3,95
K ₂ O	3,81	3,56	4,01	3,79	3,42
TiO ₂	0,54	0,55	0,52	0,58	0,62
P ₂ O ₅	0,20	0,19	0,19	0,18	0,20
LOI	1,18	1,38	1,12	1,26	1,02
TOTAL	99,81	99,93	99,45	99,82	99,41
CIPW					
Cuarzo	31,76	33,16	29,70	32,29	25,82
Anortita	6,09	6,20	6,60	5,72	7,28
Albita	24,79	24,54	25,72	24,37	33,42
Ortosa	22,52	21,04	23,70	22,40	20,21
Corindón	4,95	4,92	4,33	4,75	3,10
Hyperstena	3,41	3,46	3,24	3,66	3,86
Rutilo	0,48	0,48	0,46	0,52	0,57
Ilmenita	0,11	0,13	0,11	0,11	0,09
Hematites	4,06	4,20	4,03	4,32	3,56
Apatito	0,46	0,44	0,44	0,42	0,46
ppm					
Ba	864,20	736,10	931,40	660,30	695,70
Co	35,30	64,30	49,40	58,10	60,30
Cr	30,70	48,80	44,20	54,50	54,30
Cu	15,30	10,30	26,20	12,80	0,00
Nb	10,50	11,60	11,20	12,10	12,10
Ni	14,40	18,50	17,60	12,00	24,30
Pb	20,90	25,00	33,30	25,40	14,70
Rb	183,00	132,10	139,40	152,10	121,50
Sr	56,80	158,50	162,90	141,10	167,90
Th	16,60	24,00	12,20	19,30	13,60
U	0,50	1,40	1,00	1,30	0,20
V	49,20	64,70	61,70	72,90	80,20
Y	30,40	31,10	29,40	31,00	31,40
Zn	61,60	60,70	61,40	63,60	33,90
Zr	149,80	155,80	159,30	172,00	182,40
ppm					
La	24,31	30,17	22,46	24,45	28,01
Ce	51,50	65,70	46,93	51,16	56,05
Pr	5,97	8,50	6,73	6,69	6,80
Nd	26,08	28,40	27,38	21,89	29,02
Sm	4,15	5,19	3,90	4,04	4,97
Eu	0,85	1,19	1,25	1,10	0,98
Gd	4,43	5,33	3,50	3,60	4,99
Dy	4,22	4,86	2,21	2,97	4,32
Er	2,59	2,79	0,90	1,22	2,56
Yb	2,36	2,54	0,68	1,23	2,34
Lu	0,34	0,46	0,12	0,10	0,35

Tabla 5.- Análisis químicos de los ortogneises graníticos de Covelo (**OG CO**) y de San Sebastián (**OG SS**).

Muestra	266-74	266-69	266-67	228-24	228-23	228-22
Tipo de roca	OG SS	OG SS	OG SS	OG CO	OG CO	OG CO
%						
SiO ₂	74,66	74,37	73,90	75,19	73,88	75,40
Al ₂ O ₃	13,02	13,23	13,24	13,25	13,94	12,93
Fe ₂ O ₃	1,73	1,54	2,06	1,33	1,07	1,41
MnO	0,01	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02
MgO	0,23	0,26	0,30	0,26	0,21	0,32
CaO	0,66	0,97	0,77	0,58	0,60	0,68
Na ₂ O	3,30	3,33	3,40	3,07	2,74	2,53
K ₂ O	5,40	5,47	4,99	4,99	5,43	5,22
TiO ₂	0,21	0,22	0,27	0,19	0,18	0,21
P ₂ O ₅	0,15	0,15	0,19	0,12	0,08	0,12
LOI	0,55	0,40	0,48	0,87	1,23	1,00
TOTAL	99,91	99,97	99,61	99,87	99,39	99,83
CIPW						
Cuarzo	33,46	32,02	33,46	36,94	35,79	39,11
Anortita	2,29	3,83	2,58	2,09	2,45	2,59
Albita	27,92	28,18	28,77	25,98	23,19	21,41
Ortosa	31,91	32,33	29,49	29,49	32,09	30,85
Corindón	0,91	0,43	1,30	2,03	2,66	2,17
Hyperstena	0,57	0,65	0,75	0,65	0,52	0,80
Rutilo	0,20	0,20	0,25	0,17	0,16	0,19
Ilmenita	0,02	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04
Hematites	1,73	1,54	2,06	1,33	1,07	1,41
Apatito	0,35	0,35	0,44	0,28	0,19	0,28
ppm						
Ba	230,70	243,70	292,70	349,50	403,20	446,70
Co	76,20	84,10	54,00	91,20	82,70	63,30
Cr	1,90	1,80	9,90	5,10	5,10	18,40
Cu	0,50	0,00	1,30	1,90	3,20	2,80
Nb	23,00	20,80	23,80	8,20	7,30	8,10
Ni	0,90	0,00	0,00	0,00	0,00	0,90
Pb	19,10	15,80	19,10	23,30	24,40	24,40
Rb	197,90	193,10	182,10	232,00	200,00	198,40
Sr	62,40	113,30	71,30	48,60	50,90	63,70
Th	11,40	13,00	12,60	5,50	5,80	6,00
U	4,00	2,40	0,70	0,50	0,00	0,00
V	5,80	8,00	12,90	11,40	11,10	15,90
Y	21,00	19,00	21,10	23,10	21,00	20,20
Zn	18,10	17,80	32,50	23,70	22,40	32,00
Zr	134,00	136,50	163,70	99,20	87,70	90,10
ppm						
La	21,45	17,46	21,64	11,76	13,38	15,86
Ce	36,93	34,07	44,11	21,81	22,84	27,01
Pr	5,07	4,04	5,38	2,97	3,25	3,76
Nd	17,63	15,24	20,26	11,79	12,42	10,89
Sm	3,64	3,17	4,12	2,06	2,04	2,41
Eu	0,43	0,41	0,54	0,39	0,48	0,47
Gd	3,80	3,36	4,27	2,01	1,83	2,12
Dy	3,35	2,98	3,44	1,78	1,37	1,52
Er	1,48	1,31	1,42	0,84	0,59	0,83
Yb	1,19	1,01	1,07	0,78	0,55	0,60
Lu	0,16	0,13	0,14	0,15	0,11	0,11



Lago de Sanabria



Laguna de Lacillo, desde Moncalvo



Valle del río Tera, desde Peña Trevinca



Morrenas, al N de Cepedelo
