

EVOLUCION TECTONO-METAMORFICA DEL
COMPLEJO NEVADO-FILABRIDE EN EL SECTOR
DE UNION ENTRE SIERRA NEVADA Y SIERRA
DE LOS FILABRES (CORDILLERAS BETICAS)

José Miguel Martínez Martínez

CUADERNOS DE
GEOLOGIA

13

UNIVERSIDAD DE GRANADA

1986

	13	p. 1-194	65 figs. y 19 láms.	Universidad de Granada 1986
--	----	----------	---------------------	--------------------------------

J-18/32

EVOLUCION TECTONO-METAMORFICA DEL COMPLEJO NEVADO-FILABRIDE EN EL SECTOR DE UNION ENTRE SIERRA NEVADA Y SIERRA DE LOS FILABRES (CORDILLERAS BETICAS)

José Miguel Martínez Martínez

BIBLIOTECA UNIVERSITARIA	
GRANADA	
N.º Documento	34690
N.º Copia	428448



CUADERNOS DE GEOLOGIA

13

En este número se recoge la versión revisada de la memoria de Tesis de Doctorado del autor, que fue defendida en sesión pública el 24 de Septiembre de 1984.



RESUMEN

Esta Tesis investiga la evolución del metamorfismo alpino, la deformación y sus efectos en estructuras de escalas micro y mesoscópica y las relaciones entre blastesis y deformación en rocas de los sectores de Sierra Nevada Oriental y Sierra de los Filabres Central.

El área estudiada forma parte de la Zona Bética (Cordilleras Béticas). Está ocupada por una sucesión de rocas metamórficas, de origen sedimentario e ígneo, que pertenecen al complejo Nevado Filábride. Se distinguen dos mantos principales, separados por una superficie de cabalgamiento de bajo ángulo: el manto del Mulhacén y el manto del Veleta, de techo a muro. El manto del Mulhacén consta de varias unidades tectónicas: la unidad del Montenegro, debajo, y las unidades Nevado-Filábrides Superiores, encima.

La estructuración citada se consigue en dos etapas de cabalgamiento principales (C_1 y C_2), relacionadas con dos episodios de deformación de la historia estructural alpina (D_2 y D_3 , respectivamente). En la primera se desarrolla una zona de cizalla, a escala cortical, que separa el manto del Mulhacén (metamorfismo de alta presión y temperatura moderada) del manto del Veleta (metamorfismo de bajas presión y temperatura). En la segunda, la anterior pila de mantos es modificada y tienen lugar las repeticiones en la parte alta del complejo.

Las estructuras y episodios de deformación que se desarrollan en las distintas unidades son comparables. Las rocas metasedimentarias registran hasta seis episodios de deformación. El principal (D_2) dió lugar a una foliación milonítica (proto-milonítica), que contiene una lineación de estiramiento (E-W). La foliación es de plano axial de pliegues en vaina o pliegues rotados. Esta deformación está relacionada con el emplazamiento de los mantos (C_1) y causó microestructuras características y modelos de orientación cristalográfica preferente en cuarcitas y milonitas ricas en cuarzo. El análisis de las fábricas de ejes c del cuarzo indica un sentido de transporte de los mantos hacia el Este.

Con posterioridad a D_2 , el episodio de deformación más importante es el D_3 . Se caracteriza por pliegues, de abiertos a cerrados, con un clivaje de crenulación de plano axial. Las orientaciones axiales varían de N100E a N145E. Estos pliegues son simétricos y muestran una vergencia general hacia el SSW.

La imbricación de las unidades Nevado-Filábrides Superiores está relacionada con el episodio D_3 , que tuvo lugar después de D_2 . Este episodio de deformación se caracteriza por milonitas^m y ultramilonitas con una fuerte reducción de tamaño de grano. Las rocas miloníticas exhiben una foliación milonítica que contiene una lineación de estiramiento muy pronunciada (NW-SE) y muestran modelos de orientación cristalográfica preferente del cuarzo que indican un sentido de transporte de los mantos hacia el Nor-oeste.

El metamorfismo alpino que afecta a las rocas del área investigada es plurifacial (eventos M_1 , M_2 , M_3), pero las asociaciones minerales que se desarrollan en las diferentes unidades no son las mismas.

En el manto del Veleta las asociaciones minerales sugieren condiciones de metamorfismo de baja presión y temperaturas del orden de 450 °C para los eventos M_1 y M_2 . La blastesis durante M_3 es escasa y las asociaciones minerales generadas apuntan hacia la zona de más baja temperatura de la facies de los esquistos verdes.

La unidad del Montenegro siguió una evolución metamórfica diferente. Durante M_1 , reinaban unas condiciones de metamorfismo con altas presiones (>10 Kb) y temperaturas del orden de 460 °C. Durante M_2 y M_3 , las asociaciones minerales son similares a las generadas en el manto del Veleta

Las unidades Nevado-Filábrides Superiores muestran la siguiente evolución metamórfica: Evento M_1 , con facies metamórficas similares a las deducidas para la unidad del Montenegro. Evento M_2 , con asociaciones minerales que indican la facies de las anfibolitas almandínicas. Finalmente, el evento M_3 muestra asociaciones minerales pertenecientes a la zona de más baja temperatura de la facies de los esquistos verdes.

Se hace un intento de reconstrucción de las relaciones entre los sucesivos episodios de deformación alpina y los sucesivos estadios de metamorfismo. Se concluye que el segundo episodio de deformación (D_2), relacionado con la primera etapa de cabalgamientos (C_1), precede ligeramente al pico de metamorfismo alpino. El episodio de deformación D_m , relacionado con la segunda etapa de cabalgamientos (C_2), se da en condiciones retrometamórficas, de manera que los minerales producidos previamente son retrogradados y se generan otros que son estables en la parte inferior de la facies de los esquistos verdes.

Las asociaciones minerales desarrolladas durante el evento M_3 muestran relaciones texturales sin- y post-cinemáticas con los elementos estructurales del episodio de deformación D_3 .

Finalmente, se puede concluir que, probablemente, durante el primer evento metamórfico (M_1), no se desarrollaron estructuras penetrativas.

El autor agradece la ayuda económica de la Consejería de Educación y Ciencia de la Junta de Andalucía para la publicación de esta Tesis.

A B S T R A C T

This Thesis investigates the evolution of Alpine metamorphism, deformation and its effects on mesoscopic and microscopic structures and the blastesis-deformation relationships of the rocks in the Eastern Sierra Nevada and Central "Sierra de los Filabres" areas.

The mapped area forms part of the Betic Zone (Betic Cordilleras in SE Spain). It is made up of a succession of metamorphic rocks of both sedimentary and igneous origin, which belong to the Nevado-Filábride complex. Two major nappes, separated by a low-angle thrust surface, can be distinguished: the Mulhacén nappe, above, and the Veleta nappe, below. The Mulhacén nappe itself consists of several tectonic units: the Montenegro unit, below, and a series of units jointly called the Upper Nevado-Filábride units, above.

This structure is the result of two main stages of thrusting (C_1 and C_2), both related to deformation episodes in the Alpine structural history (D_2 and D_m , respectively). At first a major intra-crustal shear zone separating the Mulhacén nappe (high pressure and moderate temperature metamorphism) from the underlying Veleta nappe (low pressure and low temperature metamorphism) was developed. At a later date the former pile of nappes was disturbed and the imbrication of the units belonging to the upper part of the complex occurred.

In all of the various tectonic units the development of the deformation episodes is similar. Six deformation episodes are recorded in the mostly metasedimentary rocks. The main episode (D_2) produced a mylonitic foliation (proto-mylonitic) including an E-W stretching lineation. The foliation is the axial-plane of sheath-folds or rotated folds. This deformation is related to nappe emplacement (C_1) and it caused distinctive microstructures and crystallographic preferred-orientation patterns in the quartzites and quartz-rich mylonites. The analysis of quartz c-axis fabrics suggests an eastward sense of the nappe emplacement.

The more important deformational episode, post-dating D_2 , is D_3 . It is characterized by folds, ranging from open to tight, with an axial-plane crenulation cleavage. The

axial orientations vary from N100E to N145E. These folds are asymmetric and show a overall vergence to the SSW.

The imbrication of the Upper Nevado-Filábride units is related to the so-called D_m episode of deformation, which occurred after D_2 . This episode of deformation is characterized by mylonites and ultramylonites with a notable decrease in grain size. The mylonitic rocks display a mylonitic foliation, including a marked NW-SE stretching lineation and show crystallographic preferred-orientation patterns in the quartz that suggest a north-west sense of the nappe emplacement.

The Alpine metamorphism affecting the rocks of the area understudy is plurifacial (M_1 , M_2 , M_3 events); the mineral associations developed in the different units however are dissimilar.

In the Veleta nappe the mineral associations suggest metamorphic conditions of low pressure and temperatures around 450 °C for both M_1 and M_2 events. The blastesis during M_3 event is limited and the mineral associations generated point to lowest greenschist facies.

The metamorphic evolution of the Montenegro unit was not the same however. During the M_1 event, metamorphic conditions of high pressure (10 Kb) and a temperature of around 460 °C prevailed. For both M_2 and M_3 events the mineral associations are identical to the associations generated in the Veleta nappe.

The Upper Nevado-Filábride units show the following metamorphic evolution: M_1 event, with metamorphic facies similar to the facies deduced for the Montenegro unit. M_2 event, with mineral associations which suggest almandine-amphibolite facies. Finally, the M_3 event shows mineral associations belonging to the lowest greenschist facies.

An attempt is made to reconstruct the relationship between the successive episodes of Alpine deformation and the successive stages of metamorphism. It is concluded that the second episode of deformation (D_2), related to the first stage of thrusting (C_1), slightly precedes the peak of Alpine metamorphism. The D_m episode of deformation, related to the second stage of thrusting (C_2), involved the widespread retrogression of the peak-grade mineral assemblages and took place under lower greenschist facies.

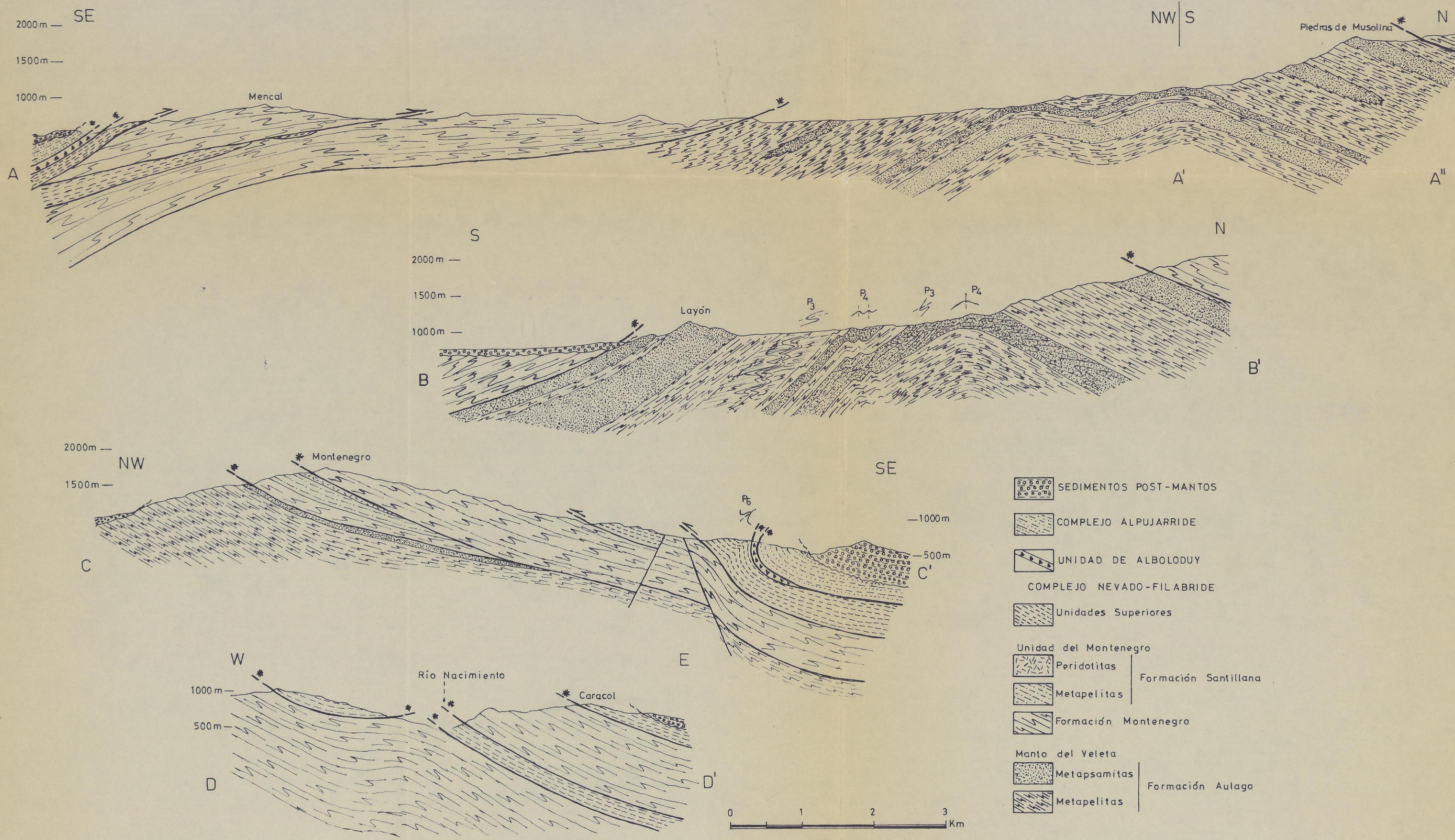
The mineral associations developed during the M_3 event show sin- and post-kinematic textural relationships to the structural elements of the D_3 episode.

Finally, it can probably be concluded that penetrative structures did not develop during the first metamorphic event (M_1).

The author would like to acknowledge the financial support of the "Consejería de Educación y Ciencia" of the "Junta de Andalucía" in the publication of this Thesis.

INDICE

CAPITULO 1. INTRODUCCION	1
1.1. OBJETIVOS	1
1.2. SITUACION DEL AREA ESTUDIADA	3
1.3. LOCALIZACION GEOLOGICA	3
1.4. METODOS DE ESTUDIO	3
1.5. AGRADECIMIENTOS	5
CAPITULO 2. ANTECEDENTES	7
2.1. LAS CORDILLERAS BETICAS	7
2.2. ANTECEDENTES DEL AREA ESTUDIADA	12
CAPITULO 3. SINTESIS DE LA SUCCESION TECTONO-ESTRATIGRAFICA DEL AREA ESTUDIADA	13
CRITERIOS ESTRATIGRAFICOS	15
ANALISIS DE LAS SUPERFICIES DE CONTACTO	15
EVOLUCION TECTONO-METAMORFICA	17
EDAD DE LOS MATERIALES	21
CAPITULO 4. DESCRIPCION DE LAS DISTINTAS FORMACIONES. DEFORMACION Y METAMORFISMO ALPINOS	23
4.1. INTRODUCCION	23
4.2. MANTO DEL VELETA	25
ESTRATIGRAFIA-LITOLOGIA	25
Metapelitas de grano medio	26
Rocas carbonatadas	27
Metapsamitas	27
Metapelitas de grano fino	28
DEFORMACIONES ALPINAS	29
Primera fase de deformación (D ₁)	29
Segunda fase de deformación (D ₂)	31
Tercera fase de deformación (D ₃)	37
Cuarta y quinta fases de deformación (D ₄ y D ₅)	42
Sexta fase de deformación (D ₆)	45
RELACION ENTRE LA DEFORMACION Y EL METAMORFISMO	45
Granate	45
Plagioclasa	45
Cloritoide	46
Biotita-estilpnomelana	47
Clorita	48
Mica incolora	48
Cuarzo	54
Accesorios	55
4.3. MANTO DEL MULHACEN	56
4.3.1. UNIDAD DEL MONTENEGRO	57
ESTRATIGRAFIA- LITOLOGIA	57
Formación Montenegro	57
Metapelitas grafitosas	58
Asociación pre-alpina en las metapelitas	59
Rocas carbonatadas y rocas de "skarn"	60



CORTES ESTRUCTURALES A TRAVES DE S. NEVADA ORIENTAL Y S. FILABRES SUDOCCIDENTAL (Cordilleras Béticas)

Por J.M. Martínez Martínez (1984)

MAPA GEOLOGICO DEL SECTOR DE UNION ENTRE
S.NEVADA Y S.DE FILABRES por J.M.Martínez Martínez
(1.984)



SEDIMENTOS POST-MANTOS

-  Depósitos Aluviales | Cuaternario
-  Conglomerados y areniscas | Neógeno

COMPLEJO ALPUJARRIDE

-  INDIFERENCIADO

UNIDAD DE ALBOLODUY

-  Mármoles calcíticos, dolomíticos y carniolares; localmente filitas, metabasitas y yeso | Formación Albolobuy Tridésico

COMPLEJO NEVADO-FILABRIDE

UNIDADES SUPERIORES

-  Formaciones Tahal y Nevada indiferenciadas

UNIDAD DEL MONTENEGRO

-  Gneises turmalínicos | Formación Santillana
-  Peridotitas, serpentinitas y metabasitas | Permotriásico
-  Metapelitas sin grafito | Permotriásico
-  Metapelitas con grafito | Formación Montenegro Paleozoico y/o más antiguo

MANTO DEL VELETA

-  Metapsamitas con intercalaciones de metapelitas de grano fino. | Formación Alago
-  Metapelitas de grano medio, localmente mármoles. | Paleozoico y/o más antiguo

SIMBOLOS ESTRUCTURALES

-  Orientación de la foliación S₂
-  Orientación de los ejes de pliegues B₂
-  Orientación de la lineación de estiramiento L₂
-  Orientación de la lineación de estiramiento L_m

CONTACTOS

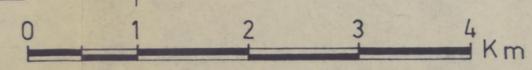
-  litológico concordante
-  litológico discordante
-  falla normal
-  cabalgamiento
-  falla normal de bajo ángulo

REFERENCIAS TOPOGRAFICAS

-  Pueblo
-  Cortijada
-  Vértice geodésico

525 Coordenada UTM

N324 Carretera



Formación Santillana	61
Metapelitas	61
Gneises turmalínicos	63
Rocas carbonatadas	65
Peridotitas, metabasitas y rocas relacionadas	65
Rocas ultramáficas	65
Metabasitas	66
Rodingitas	70
DEFORMACIONES ALPINAS	72
Primera fase de deformación (D ₁)	72
Segunda fase de deformación (D ₂)	72
Tercera fase de deformación (D ₃)	76
Cuarta fase de deformación (D ₄)	77
RELACION ENTRE LA DEFORMACION Y EL METAMORFISMO.....	78
Formación Montenegro	78
Granate	78
Cloritoide	79
Plagioclasa	80
Estilpnomelana-clorita	80
Mica incolora	80
Cuarzo	81
Accesorios	81
Formación Santillana	82
Granate	82
Cloritoide	82
Plagioclasa	82
Anfíbol	83
Estilpnomelana	83
Clorita	83
Mica incolora	83
Cuarzo	84
Accesorios	84
4.3.2. UNIDADES SUPERIORES	85
ESTRATIGRAFIA-LITOLOGIA	85
Formación Tahal	86
Metapelitas	86
Metapsamitas	87
Metaconglomerados	87
Gneises turmalínicos	88
Rocas carbonatadas	92
Formación Nevada	92
Metapelitas	92
Metapsamitas	93
Gneises turmalínicos	93
DEFORMACIONES ALPINAS	99
Primera y segunda fases de deformación (D ₁ y D ₂)	100
Fase de deformación milonítica (D _m).....	100
Cuarzitas y cuarzo-esquistos	102
Micasquistos	102
Esquistosidad de crenulación extensional (E.C.E.)	103
"Boudinage" de la foliación (B.F.)	104
Rocas cuarzo-feldespáticas	106
Cuarta y quinta fases de deformación (D ₄ y D ₅)	108
Sexta fase de deformación (D ₆)	108

RELACION ENTRE LA DEFORMACION Y EL METAMORFISMO	109
Formación Tahal	109
Plagioclasa	109
Cloritoide	110
Granate	110
Distena	110
Clorita	110
Biotita	111
Epidota	111
Mica incolora	111
Accesorios	111
Formación Nevada	112
Estauroлита	112
Cloritoide	112
Distena	112
Granate	112
Clorita	113
Biotita	113
Mica incolora	113
Accesorios	114
4.4. UNIDAD DE ALBOLODUY	114
ESTRATIGRAFIA-LITOLOGIA	114
Rocas carbonatadas	115
Mármoles calcíticos	116
Mármoles calcítico-dolomíticos	116
Mármoles dolomíticos	117
Mármoles carniolares	117
Ultramilonitas	119
Yeso	120
Metapelitas	120
Metapsamitas	121
Metabasitas	122
DEFORMACIONES ALPINAS	125
Primera fase de deformación (D ₁)	126
Segunda fase de deformación (D ₂)	126
Fase de deformación milonítica (D _m)	126
Cuarta fase de deformación	128
OBSERVACIONES SOBRE EL ORIGEN DE LA FORMACION ALBOLODUY	128
4.5. COMPLEJO ALPUJARRIDE	132
4.5.1. UNIDADES TECTONICAS	132
4.5.2. MANTO DE LUJAR	132
4.5.3. MANTO DE ALCAZAR	133
4.5.4. MANTO DE MURTAS	135
Zona del granate	135
Zona del cloritoide	137
Zona de la clorita	139
Trasición hacia zonas no metamórficas	141
4.5.5. MANTO DE ADRA	141
DEFORMACIONES ALPINAS	143
Primera fase y segunda fases de deformación (D ₁ y D ₂)	143
Tercera fase de deformación (D ₃)	143
Fases de deformación tardías (post-D ₃)	145

CAPITULO 5. ETAPAS DE EMPILAMIENTO	147
5.1. FASE DE CIZALLA C_1 : Empilamiento del Manto del Mulhacén sobre el Manto del Veleta. Empilamientos hacia el E.....	149
5.2. FASE DE CIZALLA C_2 : Imbricación de unidades en la parte alta del Manto del Mulhacén. Empilamientos hacia el NW.....	150
 CAPITULO 6. PETROGENESIS	 151
6.1. MAGMATISMO PRE-OROGENICO	151
Magmatismo tardi-hercínico	151
Magmatismo mesozoico	153
6.2. MAGMATISMO SIN-OROGENICO	159
6.3. METAMORFISMO ALPINO	162
6.3.1. MANTO DEL VELETA	163
Primer acontecimiento metamórfico (M_1)	163
Segundo acontecimiento metamórfico (M_2)	165
Tercer acontecimiento metamórfico (M_3)	169
6.3.2. UNIDAD DEL MONTENEGRO	169
Primer acontecimiento metamórfico (M_1)	169
Segundo acontecimiento metamórfico (M_2)	171
Tercer acontecimiento metamórfico (M_3)	173
6.3.3. UNIDADES SUPERIORES	173
Primer acontecimiento metamórfico (M_1)	173
Segundo acontecimiento metamórfico (M_2)	175
Tercer acontecimiento metamórfico (M_3)	177
 CONCLUSIONES	 179
 BIBLIOGRAFIA	 183

CAPITULO 1

INTRODUCCION

1.1. OBJETIVOS

La presente Tesis se encuadra en el marco de las investigaciones que se están llevando a cabo desde los primeros años de la década de los 60 en la Sección de Geología de la Universidad de Granada para el conocimiento de la evolución del metamorfismo alpino (y pre-alpino) en las Cordilleras Béticas, especialmente en las rocas pertenecientes al Complejo Nevado-Filábride, así como la caracterización del magmatismo que ha afectado a este Complejo. La dirección de la misma ha corrido a cargo de la Dra. E. Puga, cuya línea de investigación se dirige a la resolución de estos problemas. Por otra parte, hemos tenido especial interés en el análisis de las microestructuras que aparecen en las diferentes rocas del área estudiada, interés que ha sido fomentado y favorecido por los múltiples contactos mantenidos con el Dr. J.P. Platt, del Departamento de Geología Estructural de la Universidad de Oxford (Inglaterra), con el que he trabajado en algunos temas de la Tesis, particularmente en los aspectos que se refieren a las zonas de milonitas. En los temas de índole estructural ha codirigido esta Tesis el Prof. F. Aldaya, así como en los relativos a los materiales alpujárrides aflorantes en el área de estudio.

En síntesis, los objetivos principales que he intentado cubrir con este estudio son los siguientes:

- Estudio petrológico de los materiales Nevado-Filábrides para deducir la evolución del metamorfismo durante la orogenia alpina en estas rocas. He hecho también un estudio petrográfico de los materiales Alpujárrides que afloran en una estrecha banda en la parte Sur del área estudiada.

- Estudio petrológico de las rocas ortoderivadas encaminado a investigar la naturaleza y tipo de manifestaciones magmáticas.

- Análisis estructural y microestructural. Hago un énfasis especial en las estructuras desarrolladas en las zonas de milonitas, que están probablemente relacionadas con el empilamiento de los Mantos.

- He realizado el mapa geológico detallado, a escala 1:50.000. Para la parte Sur del área he ampliado el mapa a escala 1:10.000, dado que este sector muestra una gran complejidad litológica y estructural.

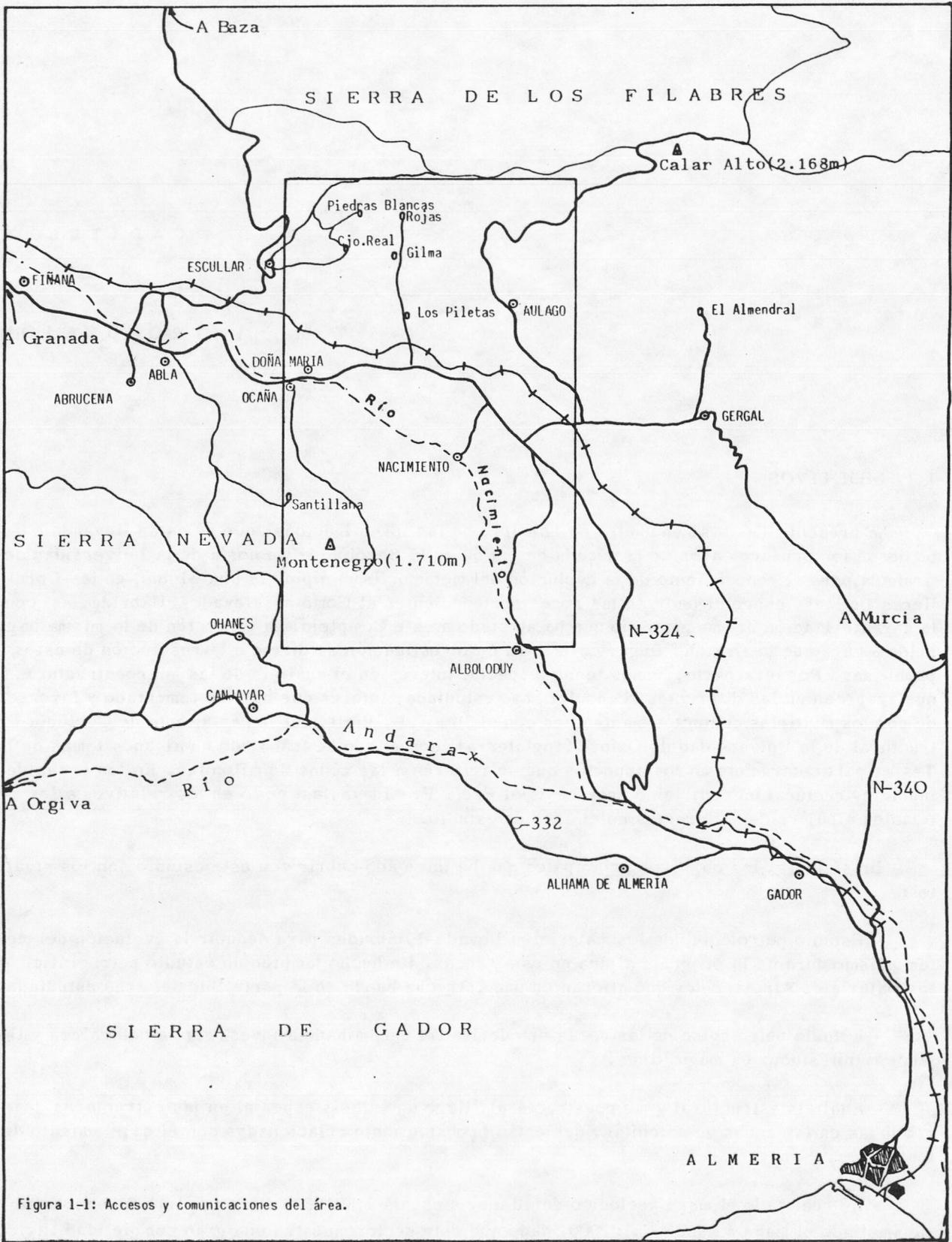


Figura 1-1: Accesos y comunicaciones del área.

1.2. SITUACION DEL AREA ESTUDIADA

El área estudiada se sitúa en la parte SE de las Cordilleras Béticas, en la provincia de Almería. Abarca una extensión de alrededor de 240 Km² de las hojas de M.T.N. (escala 1:50.000) de GERGAL (22-42) y FIÑANA (22-41). Está limitada por las coordenadas de latitud 37° 01' 40" y 37° 12' 28" y de longitud 2° 35' 38" y 2° 43' 43", al Este de Madrid.

En la figura 1-1 se muestran los accesos y las comunicaciones del área.

1.3. LOCALIZACION GEOLOGICA

La región estudiada está situada en la Zona Bética s. str. que es la más interna de las tres que constituyen las Cordilleras Béticas.

De los tres Complejos estructurales en que se considera dividida la Zona Bética: Complejos Nevado-Filábride, Alpujárride y Maláguide, la región estudiada se encuentra prácticamente en su totalidad en el dominio del Complejo Nevado-Filábride (Fig. 1-2). Tan sólo una estrecha banda de materiales en la parte Sur del área pertenece a los dominios del Complejo Alpujárride. El límite Sur es el contacto entre materiales Alpujárrides y los materiales neógenos de la cuenca Ugíjar-Canjáyar.

1.4. METODOS DE ESTUDIO

Dentro de los métodos empleados en el transcurso de esta investigación podemos hacer tres grandes apartados, cuya utilización se ha sucedido en gran medida en el tiempo:

Métodos de Campo

- Realización de la cartografía geológica, para lo cual he utilizado fotogramas aéreos de escala 1:33.000 y mapas topográficos de escala 1:50.000. La parte Sur la he cartografiado a escala 1:10.000, debido a su mayor complejidad litológica.

- Métodos usuales en el análisis estructural encaminados al estudio geométrico de las estructuras, superposición de estructuras, medida de la orientación de los diferentes elementos estructurales (foliaciones, lineaciones, ejes de pliegues) con el tratamiento estadístico de los datos.

- Recogida de muestras, en su mayoría orientadas, para su posterior estudio en el laboratorio.

Métodos de Laboratorio

- La base del estudio en el laboratorio ha sido la petrografía. He realizado el estudio al microscopio de alrededor de 1.000 láminas delgadas.

- He utilizado métodos de difracción de Rayos X para el cálculo de los espaciados b_0 y d_{002} de micas incolores de algunas muestras del área. He llevado a cabo este estudio en el Insti-

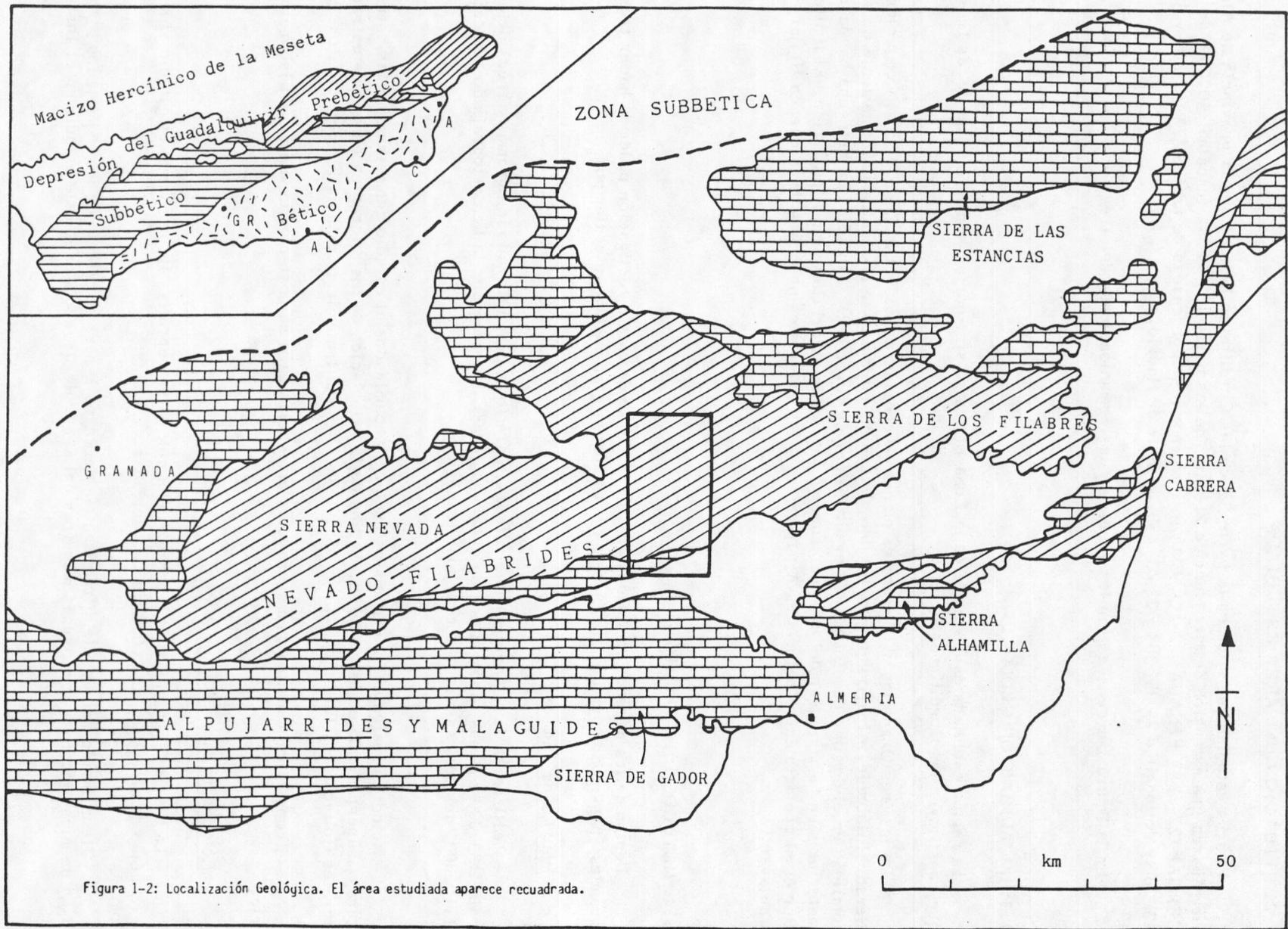


Figura 1-2: Localización Geológica. El área estudiada aparece recuadrada.

tuto de Mineralogía y Petrografía de la Universidad de Padua (Italia). También he usado estos métodos en la identificación de ciertos minerales (biotita, clorita, estilpnomelana), para lo que he utilizado el difractómetro del Departamento de Mineralogía de la Universidad de Granada.

- Se han realizado análisis químicos de roca total de varios tipos de muestras. Los análisis de metapelitas los he realizado por Fluorescencia de Rayos X en el Instituto de Mineralogía y Petrografía de la Universidad de Bolonia (Italia). Las metabasitas y rocas ultramáficas han sido analizadas por el Dr. L. Morten y colaboradores en el citado Instituto. Las rocas ortoderivadas de composición principalmente cuarzo-feldespática las he analizado en el Departamento de Mineralogía de la Universidad de Granada, con la inestimable ayuda del Dr. J. Rodríguez Gordillo.

- Además he utilizado la microsonda electrónica, gracias a la colaboración del Dr. L. Morten, que ha analizado algunos de los minerales que constituyen las metabasitas y rocas ultramáficas que aparecen en el área estudiada. Los análisis de cloritoides y granates los ha realizado el Dr. D. Visonà del Instituto de Mineralogía y Petrografía de la Universidad de Padua (Italia).

Métodos de Gabinete

- Incluimos en este tipo de trabajo desde el empleado en el tratamiento de los datos estructurales hasta la recogida y estudio de la documentación relacionada con el tema de la Tesis que es citada al final del texto.

- Se han realizado análisis geométricos de pliegues a partir de fotografías tomadas en planos perpendiculares a los ejes de los pliegues.

- El trabajo de delineación y rotulación ha sido realizado íntegramente por el doctorando: cartografía, cortes geológicos y las diferentes figuras que se incluyen.

1.5. AGRADECIMIENTOS

Deseo expresar en primer lugar mi agradecimiento a la Dra. E. Puga y al Prof. F. Aldaya que han codirigido este trabajo y me han proporcionado una valiosa ayuda con su estímulo y su asesoramiento científico.

Al Dr. J.P. Platt de la Universidad de Oxford con el que he realizado varias campañas en la Sierra de Filabres y Sierra Alhamilla. Su interés por las milonitas ha sido crucial para el desarrollo de este trabajo.

Al Prof. F.P. Sassi que me invitó a ir al Instituto de Mineralogía y Petrografía de la Universidad de Padua para realizar análisis difractométricos sobre b_0 y d_{002} de micas; así como, análisis químico por microsonda electrónica. Estoy muy agradecido por su hospitalidad y sus discusiones. Durante mi estancia en Padua, el Dr. D. Visonà me prestó una ayuda inestimable por lo que muestro de igual modo mi agradecimiento.

Al Dr. L. Morten que me invitó durante diez días a visitar el Instituto de Mineralogía y Petrografía de la Universidad de Bolonia con el fin de realizar unos análisis químicos y discutir algunos problemas relacionados con la presente Tesis. Por otra parte, el Dr. Morten y colaboradores han realizado la mayoría de los análisis químicos de minerales por microsonda electrónica que se presentan en esta memoria, por lo que sin su colaboración, este trabajo hubiese perdido algunas aportaciones importantes.

Con el Prof. V. García Dueñas y el Dr. F. González Lodeiro he compartido algunas jornadas de campo que me han sido de enorme utilidad, ya que, durante las mismas, las discusiones científicas han sido continuas y muy fructíferas, especialmente en lo que se refiere a los temas estructurales.

Agradezco la colaboración prestada por el Dr. J. Rodríguez Gordillo y el Dr. F. Huertas para la realización de muchos de los análisis de roca total.

Al Sr. M. Martín Calpena que ha realizado las láminas que se han utilizado en este trabajo.

En los casi cinco años que han transcurrido desde el inicio hasta la finalización de esta Tesis han sido muchas las personas que me han ayudado. Por su tiempo, su interés y sus consejos, agradezco la asistencia de los Drs: A. Díaz de Federico, J.H. Behrmann, J. Torres Ruiz, N. Ve lilla, M. Orozco, D. Martín Ramos, J. Chacón, M.C. Comas, J. Campos, F. Simancas, C. Sanz de Galdeano y R. Torres Roldán.

Deseo mostrar mi gratitud a las personas que me han acogido en sus hogares de una manera desinteresada durante la realización del trabajo de campo: a Isabel y Mariángeles, a D. José León y esposa, a Jose Luis (A.T.S. de Nacimiento). También a la familia de la Venta del Pino.

A la Srta. Pilar Gil González que ha realizado la mecanografía de esta memoria.

Finalmente, quiero expresar mi especial reconocimiento a Marisa, que con su cariño y comprensión ha hecho más soportables algunos de los momentos más ágricos del trabajo de campo.

CAPITULO 2

ANTECEDENTES

2.1. LAS CORDILLERAS BÉTICAS

Las Cordilleras Béticas constituyen la cadena alpina más occidental de todas las que rodean al Mediterráneo. Están limitadas al Norte y al Oeste por el macizo hercínico de la Meseta española y la cuenca neógena del Guadalquivir y al Sur y Este por las aguas del Mediterráneo (Figura 2-1). Han sido interpretadas como el resultado de la colisión entre las placas Africana y Euroasiática (DEWEY et al., 1973).

A partir de las investigaciones de numerosos geólogos, entre los que cabe destacar a BROUWER (1926 a,b), VAN BEMMELEN(1927), BLUMENTHAL (1935) y FALLOT (1948), las Cordilleras Béticas han sido subdivididas en tres Zonas principales: la Zona Prebética, la Zona Subbética y la Zona Bética.

Las dos primeras están constituidas fundamentalmente por rocas sedimentarias de edad Mesozoica y Terciaria y han sido consideradas tradicionalmente como Zonas Externas de la Cordillera, si bien están separadas de la Zona Bética - que ha sido considerada como Zona Interna - por una banda de accidentes dextrorsos con desplazamientos importantes, hasta ahora no evaluados exactamente (PAQUET et al., 1974; DURAND DELGA, 1980; LEBLANC y OLIVIER, 1984).

La Zona Bética está constituida principalmente por metasedimentos de edad pre-Mesozoica y Mesozoica. Ambos muestran esencialmente los efectos de la orogenia alpina, aunque los primeros muestran reliquias de metamorfismo y deformaciones pre-alpinos (PUGA, 1971; PUGA y DIAZ DE FEDERICO, 1976a; VISSERS, 1977). La Zona Bética ha sido considerada desde antiguo como una región de mantos de corrimiento de gran escala (BROUWER, 1926b).

Dentro de la Zona Bética se han distinguido tres Complejos principales, que en orden ascendente, según la superposición tectónica actual, son: el Complejo Nevado-Filábride (EGELER, 1964), el Complejo Alpujárride (VAN BEMMELEN, 1927) y el Complejo Maláguide (BLUMENTHAL, 1935). Cada uno de ellos comprende varias unidades tectónicas. Esta división ha sido propuesta en base a argumentos estratigráficos y paleogeográficos (EGELER y SIMON, 1969; EGELER et al., 1971) y tiene en cuenta además el grado de metamorfismo, ya que según estos autores, la comparación de las rocas triásicas y permo-triásicas de los tres complejos revela diferencias en el grado de metamorfismo alpino, de modo que el Complejo Nevado-Filábride se caracterizaría por un grado medio de metamorfismo, el Alpujárride por un grado bajo y el Maláguide por no haber sido afectado prácticamente por la recrystalización metamórfica alpina. Estos criterios han sido contestados por ALDAYA et al. (1979).

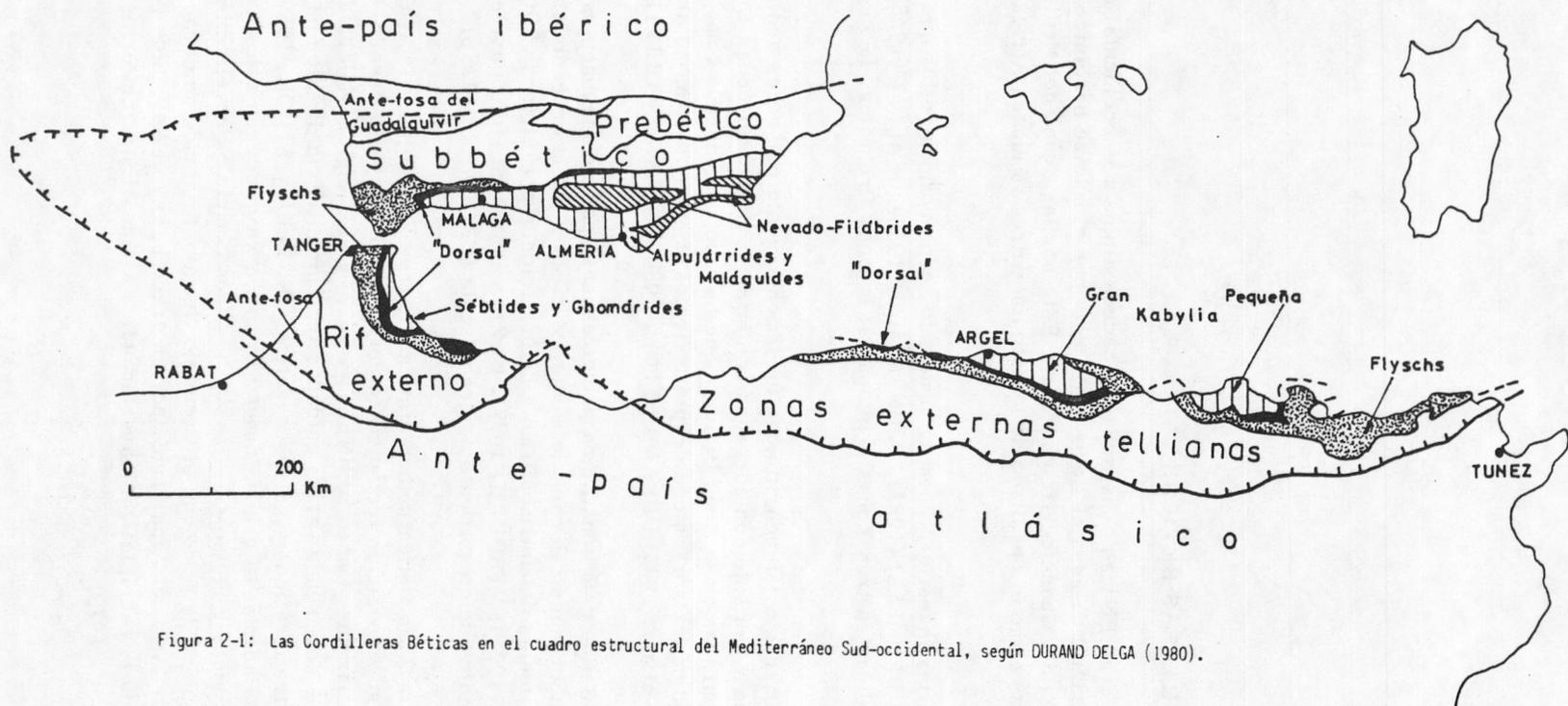


Figura 2-1: Las Cordilleras Béticas en el cuadro estructural del Mediterráneo Sud-occidental, según DURAND DELGA (1980).

En la Sierra de los Filabres, EGELER y SIMON (op. cit.) ha diferenciado un cuarto complejo, el Ballabona-Cucharón, que sitúan entre el Complejo Nevado-Filábride y el Alpujárride (ver también EGELER y FONTBOTE, 1976). La individualización de este Complejo la justifican los citados autores en que sus materiales presentan un metamorfismo débil, como el Complejo Alpujárride, pero su desarrollo litoestratigráfico es diferente al considerado como típicamente Alpujárride, y es más parecido al Nevado-Filábride. Consta de rocas de edad permo-triásica y triásica, sobre todo carbonatadas con alternancias de pelitas y psammitas en la parte superior; presenta y e s o en varios niveles y hay carniolas en cantidades importantes. A pesar de estas diferencias, m u c h o s otros autores consideran este Complejo como una parte del Alpujárride.

Recientes investigaciones prueban que las diferencias entre los distintos complejos no son tanto de grado de metamorfismo como del tipo y la evolución del gradiente geotérmico. Si consideramos a toda la secuencia de cada Complejo en términos de grado de metamorfismo, en los Nevado-Filábrides predomina el grado bajo que varía hasta grado medio en las etapas de mayor temperatura; en los Alpujárrides el metamorfismo es progresivo desde grado muy bajo a alto, desde la zona de la clorita hasta la zona gr-dist-fdK (TORRES ROLDAN, 1974, 1981; NAVARRO VILA, 1976). DIAZ DE FEDERICO et al. (1978) consideran erróneo el criterio de diferenciación de los Complejos empleado por EGELER y SIMON (1969), basado en la estratigrafía y grado de metamorfismo y en este sentido escriben (en pag. 39): "The last criterion, however, should be substituted in our opinion for actual differences in the metamorphic evolution suffered by each groups of units. Differences in the related structural and magmatic evolution could also be used for this purpose". Estos autores sugieren un reagrupamiento de estos Complejos tectónicos en dominios corticales que muestran diferencias en el tipo de evolución metamórfica. Un dominio, ocupado por el Complejo Nevado-Filábride, en el que se desarrollan series de facies con gradientes geotérmicos de 10° C/Km y 23° C/Km, respectivamente, en dos acontecimientos sucesivos. Un segundo dominio, ocupado por los Complejos Alpujárride y Maláguide, en el que la evolución metamórfica se desarrolla en una serie de facies que implican gradientes geotérmicos de 35 ° C/Km y 65° C/Km respectivamente, con unas condiciones de presión desde intermedias a bajas en una amplia gama de temperaturas desde las propias del ankimetamorfismo hasta las de la anatexia parcial (ver también, TORRES ROLDAN, 1979). Suponen además que la posición original de este segundo dominio se situaría al Sur de la posición que ocupa en el momento presente el Complejo Nevado-Filábride y relacionan el metamorfismo del mismo con el ascenso diapírico de material del Manto Superior en la región de Alborán, puesto de manifiesto, por otra parte, por las intrusiones de los cuerpos ultramáficos de Ronda y Beni-Bouchera (DIDON et al., 1973; BONINI et al., 1973; LOOMIS, 1975; TORRES ROLDAN, 1981).

En el modelo geotectónico propuesto por DIAZ DE FEDERICO et al. (op. cit.) se considera a los materiales Nevado-Filábrides como una banda de bajo gradiente de una cadena metamórfica pareada que tendrían su banda de mayor gradiente representada en el dominio tectónico Alpujárride-Maláguide; parte de los Nevado-Filábrides habrían sido hundidos en una zona de subducción relacionada con la convergencia de las placas Africana y Europea durante el cierre del Tethys occidental. Los Alpujárrides y Maláguides estarían al Sur de la zona de subducción sobre un área en la que tuvo lugar el ascenso diapírico del Manto, que originaría un alto flujo de calor. En este modelo se supone un emplazamiento hacia el Norte de los Alpujárrides y Maláguides sobre los Nevado-Filábrides, emplazamiento de tipo gravitacional promovido por la elevación topográfica que se produjo en la región de Alborán.

La dirección y sentido de corrimiento de los Mantos Alpujárrides había sido determinada como Norte-Sur con sentido hacia el Norte por ALDAYA (1969b y publicaciones posteriores) en base a criterios estructurales. Otros autores se han pronunciado posteriormente en el mismo sentido, entre ellos GARCIA DUEÑAS y AVIDAD (1981), PLATT (1982) y BEHRMANN y PLATT (1982).

Trabajos muy recientes (CAMPOS et al., en prensa; GONZALEZ LODEIRO et al., en prensa) aportan un nuevo enfoque sobre el particular. Establecen direcciones de traslación entre E-W y SW-NE con sentido hacia el E, tanto en Alpujárrides como en Nevado-Filábrides. Las direcciones N-S con sentido hacia el Norte, mencionadas anteriormente, deben asignarse a etapas de traslación tardías. En la presente Tesis se obtienen direcciones que confirman los datos de estos últimos autores, aunque también se obtiene una dirección de transporte, más tardía, que es congruente con la dirección tradicionalmente considerada (N-S). Con ello se establece, una vez más, que la tectónica de corrimiento se ha realizado en varias etapas.

En este área, como ya ha quedado dicho, aparecen materiales fundamentalmente del Complejo Nevado-Filábride y en menor extensión materiales Alpujárrides (Fig. 1-2). Nos interesa por tanto resaltar aquí sobre que base se ha realizado la estratigrafía de ambos Complejos, que ha contado y cuenta con numerosas dificultades, particularmente por la ausencia o escasez en estas rocas de fósiles y niveles-guía.

COMPLEJO ALPUJARRIDE

Los términos "Alpujárrides" (VAN BEMMELEN, 1927) y "Mantos Alpujárrides" (WESTERVELD, 1929) fueron introducidos para designar un conjunto de tres mantos reconocidos al Norte y Sur de Sierra Nevada, cuyas afinidades litoestratigráficas y metamórficas eran manifiestas. Una unidad tectónica alpujárride, de las varias que constituyen el Complejo, si aparece completa suele presentar la que ha sido denominada como una "sucesión alpujárride tipo" (ALDAYA et al., 1979). La parte superior está ocupada por una formación de calizas y dolomías epimetamórficas de edad Triásica, se han citado faunas del Trias medio y superior en esta formación. Se desconoce la existencia cierta de materiales más recientes en los Alpujárrides. Las calizas y dolomías triásicas cubren a una formación de filitas y cuarcitas, a veces con yeso, que son consideradas generalmente de edad permotriásica. El tránsito de una a otra se hace de manera gradual a través de horizontes de calcoesquistos. La formación basal está constituida por una alternancia de esquistos grafitosos y cuarcitas muy oscuros, que pasa hacia arriba a una serie de tonalidades pardo-rojizas que es la que aparece generalmente en contacto con la formación de filitas y cuarcitas. Esta formación basal ha sido considerada de edad paleozoica, por correlación con las grauvacas Devono-Carboníferas del Complejo Maláguide (SIMON, 1963).

COMPLEJO NEVADO-FILABRIDE

La parte inferior de las rocas que afloran en la Zona Bética esta formada por una secuencia monótona de esquistos y cuarcitas ricos en grafito que ha sido denominados por BROUWER (1926a) como "esquistos cristalinos de Sierra Nevada". Estos ocupan la mayor parte de Sierra Nevada y una gran parte de la Sierra de los Filabres. No se han encontrado fósiles, pero estas rocas son consideradas como pre-Triásicas o Paleozoicas (WESTERVELD, 1929; JANSEN, 1936; FALLOT, 1948; FALLOT et al., 1960; EGELER y SIMON, 1969). Recientemente se ha encontrado fauna en rocas asimilables a éstas, una colonia de "chaetetes" que datan el Eifeliense (Devónico Medio) (ver LAFUSTE y PAVILLON, 1976). GOMEZ PUGNAIRE et al. (1982) consideran de edad pre-Cámbrica a parte de este conjunto, ya que encuentran fósiles que indican esta edad: *Gloescapsomorpha* sp. y *Trematosphaeridium* sp., entre otros.

Los "esquistos cristalinos" están cubiertos por una secuencia compleja de mármoles, micaesquistos, gneises, metabasitas, serpentinitas y yeso, que ha sido designada por BROUWER (op. cit)

con el término de "Mischungszone", debido a su carácter estructural complicado. Aunque tampoco en esta secuencia encuentra fósiles, este autor considera que es Triásica y su parte inferior Permo-Triásica. La mayoría de los autores han aceptado esta datación.

Posteriores investigaciones (DE ROEVER et al., 1964; EGELER, 1964; NIJHUIS, 1964) han mostrado evidencias en favor de la distinción en la "Mischungszone" de varias unidades tectónicas, mientras que afirman que el contacto con los "esquistos cristalinos de Sierra Nevada", infrayacentes, es de naturaleza estratigráfica ya que encuentran un metaconglomerado en la parte basal de la secuencia de la "Mischungszone". Para englobar a estas dos secuencias definidas por BROUWER, EGELER (1964) propone el término de "Unidades Nevado-Filábrides" o "Complejo Nevado-Filábride". De esta forma los autores holandeses establecen una serie de unidades tectónicas que forman parte de este Complejo (NIJHUIS, 1964; KAMPSCHUUR, 1975): la Unidad Nevado-Lubrín, que incluye los "esquistos cristalinos de Sierra Nevada" y la parte inferior de la "Mischungszone". El resto de ésta se subdivide en una serie de unidades que en orden ascendente han sido denominadas: Unidad Bédar-Macael y Unidad de Almodóvar, ambas constituidas por un basamento de edad paleozoica y/o más antigua y una cobertera de edad permo-triásica.

PUGA (1971) y PUGA et al. (1974) han puesto de manifiesto que los "esquistos cristalinos" de BROUWER son en realidad dos Mantos de Corrimiento superpuestos y de este modo establecen una serie de unidades para la parte occidental de Sierra Nevada, agrupadas en el Manto del Veleta y el Manto del Mulhacén. El primero estaría formado por la parte inferior de los "esquistos cristalinos" y el segundo por la parte superior de éstos y la "Mischungszone". La distribución entre los dos tramos diferenciados dentro de los "esquistos cristalinos", según estos autores (ver también PUGA y DIAZ DE FEDERICO, 1976 a,b) se basa fundamentalmente en unas condiciones de metamorfismo diferentes para ambos durante la orogenia alpina, que son más fuertes en el tramo superior (basamento del Manto del Mulhacén) que en el inferior (Manto del Veleta); así como la presencia en el primero de abundantes reliquias de minerales pre-alpinos que no aparecen en el Manto del Veleta y que indican que también el metamorfismo pre-alpino ha sido más intenso en aquél. El Manto del Mulhacén está a su vez constituido por una serie de unidades tectónicas: Unidad de San Francisco, Unidad de la Caldera, Unidad de las Sabinas; cada una de ellas constituida por un basamento de edad paleozoica y/o más antigua y una cobertera de edad permo-triásica (PUGA, 1971). Estas unidades tectónicas son a su vez mantos de corrimiento, lo que ha llevado a DIAZ DE FEDERICO (1980) a hablar del "Grupo de mantos del Mulhacén". Las diferencias de metamorfismo (pre-alpino y alpino) entre los materiales constitutivos de los "esquistos cristalinos" de BROUWER (1926a), que prueban la existencia de dos tipos de basamentos superpuestos tectónicamente en el ámbito de Sierra Nevada, llevó a PUGA et al. (1974) a definir el "Complejo de Sierra Nevada" en contraposición al término "Complejo Nevado-Filábride", que lleva implícito la existencia de un único tipo de basamento, los "esquistos cristalinos" y su sucesión estratigráfica, mediante un conglomerado basal, con las formaciones de cobertera, la "Mischungszone". (EGELER, 1964; EGELER y SIMON, 1969). Posteriormente se ha podido comprobar (MARTINEZ MARTINEZ, 1980) que la sucesión tectónica de los dos tipos de basamento encontrada en Sierra Nevada por PUGA (1971) es un hecho extensible a todo el Complejo Nevado-Filábride. DIAZ DE FEDERICO y PUGA (1984 a,b) han propuesto una redifinición de éste término que contemple este hecho fundamental.

Me interesa resaltar finalmente en base a que criterios se ha hecho la estratigrafía de una unidad Nevado-Filábride que podríamos considerar como secuencia tipo. Salvo la colonia de "Chаетes" encontrada por LAFUSTE y PAVILLON (1976), no se habían visto, hasta esa fecha, fósiles en este Complejo. BROUWER y sus colaboradores han considerado la estratigrafía de este Complejo en base a correlaciones litológicas con la Zona Pennínica de los Alpes (BROUWER 1926a,b; WESTERVELD, 1929; JANSEN, 1936) o con las rocas fosilíferas del Complejo Alpujarride (PATIJN 1937). En virtud de estas comparaciones deducen una edad permo-triásica para la "Mischungszone" y una edad carbonífero o más antigua para los "esquistos cristalinos de Sierra Nevada".

NIJHUIS (1964) considera que eliminando los efectos del metamorfismo hay una gran similitud entre las sucesiones estratigráficas Nevado-Filábrides y las Alpujárrides. La edad de estas últimas, deducida por evidencias paleontológicas o en parte por comparaciones litológicas con el Complejo Maláguide (SIMON, 1963), es mucho mejor conocida que la del Complejo Nevado-Filábride y este autor hace un intento de correlación entre una sucesión Alpujárride tipo y lo que podríamos considerar como una sucesión Nevado-Filábride tipo:

	<u>Alpujárrides</u>	<u>Nevado-Filábrides</u>
1. Trías med-sup.	Formación de calizas y dolomías	Formación de mármoles (F. Casas).
2. Permo-Trías	Formación de filitas y cuarcitas	Formación de esquistos y cuarcitas sin grafito (F. Tahal).
3. Paleozoico y/o mas antiguo	Formación de esquistos y cuarcitas con grafito	Formación de esquistos y cuarcitas con grafito (F. Nevada)

Autores posteriores han aceptado estas dataciones globales, que en parte se han confirmado con dataciones parciales más objetivas. Tal es el caso de las dataciones radiométricas de gneises graníticos y metagranitos que revelan que el emplazamiento de los magmas parentales en las rocas encajantes (F. Nevada) tuvo lugar en el Pérmico Inferior (PRIEM et al., 1966). Las edades supuestas están apoyadas también por el hallazgo de fauna (LAFUSTE y PAVILLON, 1976).

2.2. ANTECEDENTES DEL AREA ESTUDIADA

Son pocos los trabajos que se han realizado justo en el área de la presente Tesis. Todas las referencias a la misma son muy generales y están incluidas dentro de estudios más globales que se refieren al conjunto del Complejo Nevado-Filábride. FALLOT et al. (1960) realizan una primera cartografía de la parte más occidental de la Sierra de los Filabres, pero sólo hasta el meridiano de Escúllar, pueblo que aparece cerca de la parte Nor-occidental del área de esta Tesis. Estos autores realizan investigaciones puntuales en el sector de Gérgal-Velefique, que se sitúa al E del área de la presente Tesis.

Posteriormente se han realizado varias Tesis doctorales, más o menos próximas a este área. Entre ellas podemos destacar, la de OROZCO (1972) cercana al límite Sud-occidental, la de GOMEZ PUGNAIRE (1981) cercana al límite NW y la de VISSERS (1981) próxima al límite NE.

Por otra parte, el área investigada ha sido cartografiada en el marco del proyecto MAGNA en las hojas de Gérgal y Fiñana, realizadas por NAVARRO VAZQUEZ y VELENDO MUÑOZ (1979).

CAPITULO 3

SINTESIS DE LA
SUCESION TECTONO-ESTRATIGRAFICA DEL AREA ESTUDIADA

El área investigada está ocupada, en su mayor parte, por una sucesión de rocas metamórficas de origen sedimentario e ígneo, pertenecientes al Complejo Nevado-Filábride (EGELER, 1964), o Complejo de Sierra Nevada (PUGA et al., 1974). En esta Tesis mantengo el nombre de Complejo Nevado-Filábride ya que fué su nombre inicial y está muy extendido en la literatura geológica regional. Esto no quiere decir que la definición del término Nevado-Filábride corresponda, en mi opinión, a la que hizo EGELER (op. cit.), ya que en el área estudiada he podido comprobar también la existencia de los dos basamentos tectónicamente superpuestos, aludidos por PUGA et al. (op. cit.) (véase capítulo anterior). Por otra parte, en la transversal estudiada he obtenido evidencias mineralógicas que indican, que si bien durante el primer evento alpino los dos basamentos han sufrido una evolución metamórfica diferente, durante el segundo, su evolución ha sido la misma pudiendo considerarse a ambos como un sólo Manto, en el que el contacto entre ellos no ha tenido un significado tectónico especial. Los argumentos que me han llevado a esta conclusión son de tipo fundamentalmente petrológico y serán discutidos ampliamente durante los capítulos siguientes.

En la parte Sur del área aflora una banda de materiales metasedimentarios que pertenecen al Complejo Alpujárride (VAN BEMMELEN, 1927). Su extensión en el área es muy minoritaria con respecto a los materiales Nevado-Filábrides, sin embargo su estudio ha sido de gran interés en la interpretación del contacto Alpujárride/Nevado-Filábride. En este sentido es de destacar la diferenciación en esta Tesis de una Unidad, la Unidad de Alboloduy, que se sitúa en el contacto entre ambos Complejos y de la cual he obtenido datos importantes para la interpretación del mismo. Esta Unidad muestra características intermedias entre ambos complejos, aunque desde un punto de vista geodinámico estaría más cerca de la situación ocupada por el complejo Alpujárride (ver apartado 4.4.).

Dentro del Complejo Nevado-Filábride he distinguido tres unidades tectónicas, denominadas de abajo a arriba: Manto del Veleta, Unidad del Montenegro (que en el texto se mencionan a veces como Unidades Inferiores) y Unidades Superiores. Estas están constituidas por una zona compleja de escamas en la que pueden estar involucradas varias unidades. Una distinción importante entre Unidades Inferiores y Superiores es que las primeras están poco o nada afectadas por la deformación milonítica, mientras que en la segundas son frecuentes las texturas protomiloníticas y hay milonitas y ocasionalmente ultramilonitas. Existen además diferencias significativas en la litología y evolución metamórfica de ambos grupos de Unidades.

Los criterios utilizados para esta subdivisión han sido varios: en primer lugar, he considerado criterios estructurales, que contemplan la evolución de los contactos entre las diferentes

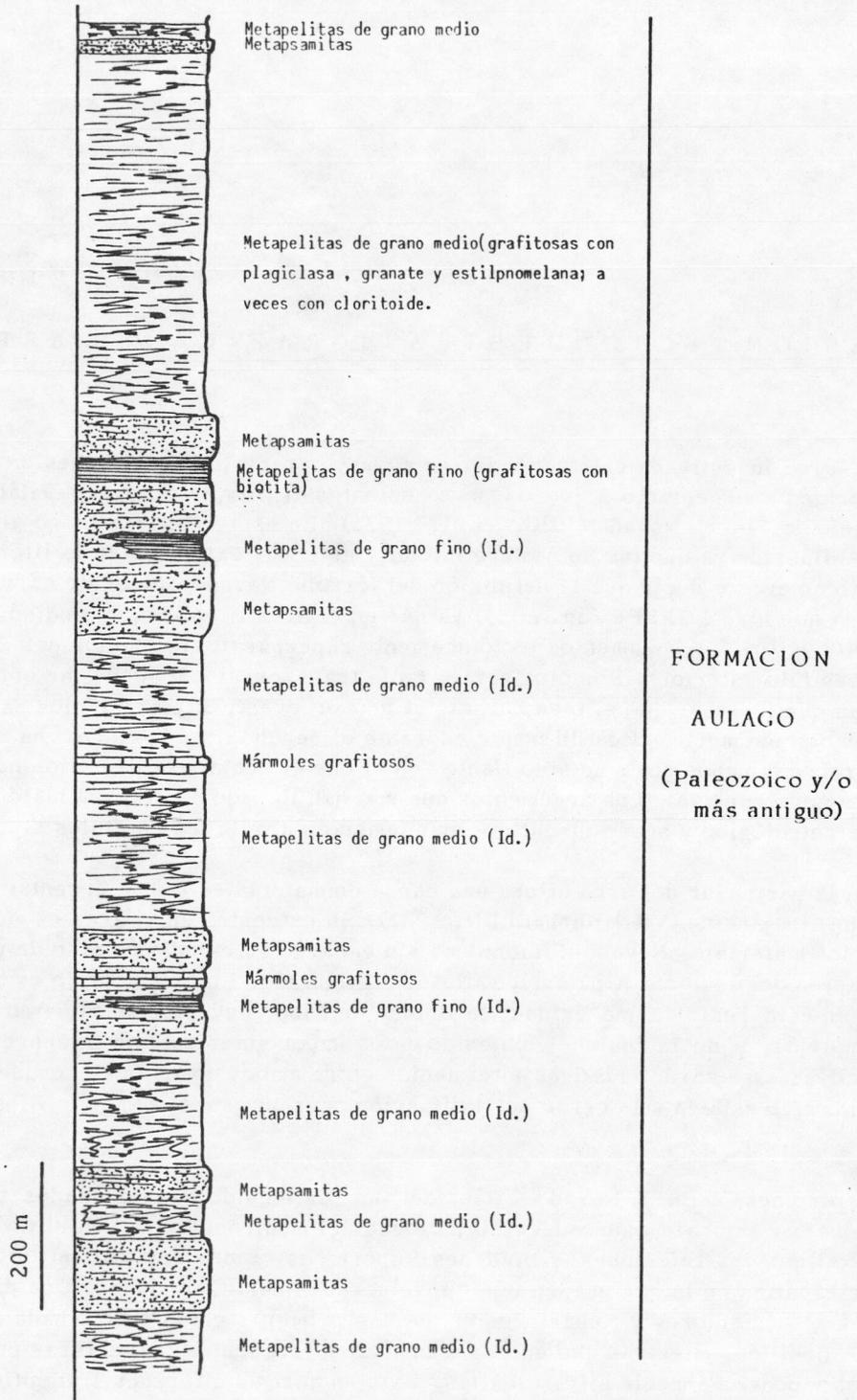


Figura 3-1: Columna de la secuencia tectono-estratigráfica del Manto del Veleta.

litologías. También he tenido en cuenta la evolución tectonometamórfica de las rocas que constituyen cada una de las unidades estudiadas. Como criterio adicional he utilizado la estratigrafía de las diferentes unidades, basada principalmente en correlaciones litológicas.

CRITERIOS ESTRATIGRAFICOS

En el capítulo anterior hago una síntesis de los trabajos realizados sobre materiales del complejo Nevado-Filábride. De allí se puede destacar como en todos los casos y ante la carencia de fósiles, se ha intentado hacer la estratigrafía de este complejo por comparación con el Alpujárride, mejor datado (FALLOT et al., 1960; NIJHUIS, 1964; EGELER y SIMON, 1969; DIAZ DE FEDERICO, 1980; entre otros). De esta forma, en el Complejo Nevado-Filábride han sido consideradas una serie de unidades tectónicas, cada una de ellas constituida por un "basamento" pre-triásico o paleozoico, fundamentalmente constituido por esquistos grafitosos, y una "cobertera", constituida por una formación inferior de esquistos sin grafito como roca dominante, de edad permotriásica y una formación superior carbonatada, de edad triásica con frecuentes manifestaciones de actividad ígnea, durante el tránsito Jurásico-Cretácico (HEBEDA et al., 1977). El término "basamento" usado en esta tesis para las series Paleozoicas Nevado-Filábrides no se refiere a su comportamiento rígido durante la orogenia alpina, ya que la deformación de edad alpina ha afectado intensamente tanto a basamentos como a coberteras, sino que está utilizado en un sentido estratigráfico más que con un significado puramente tectónico.

En el área de la presente Tesis he utilizado esta "secuencia Nevado-Filábride tipo" como uno de los criterios en la individualización de unidades tectónicas. En alguno de los casos ha sido el único criterio que he podido manejar, aunque para la mayoría de las unidades los criterios primordiales han sido los de tipo estructural y de evolución metamórfica, que relatamos a continuación.

ANÁLISIS DE LAS SUPERFICIES DE CONTACTO

Para el estudio de las superficies de contacto entre cada uno de los diferentes tipos de materiales se ha tenido en cuenta su geometría, directamente relacionada con las fases de deformación que han sufrido dichas superficies, así como el tipo de deformación en las rocas por encima y por debajo de estos contactos. En función de estas características podemos deducir que las superficies consideradas se pueden agrupar en conjuntos de diferente naturaleza y origen.

En primer lugar, hay unas superficies de contacto que podemos considerar de origen primario, sedimentario y que suponemos corresponden a la estratificación (S_0) más o menos modificada en las sucesivas fases de deformación. El ejemplo más claro de este tipo son las alternancias de niveles de diferente composición, tales como cuarcitas y esquistos. En realidad este contacto es en gran parte subparalelo a una esquistosidad S_2 alpina, pero podemos ver charnelas de pliegues donde el contacto originario es doblado de manera que podríamos reconstruir su forma original. Este tipo de contacto es el que ha sido considerado en cartografía como contacto litológico concordante y se da entre esquistos y cuarcitas o mármoles del Manto del Veleta; así como, entre esquistos grafitosos y sin grafito de las partes altas de la Unidad del Montenegro. En las Unidades Superiores, las alternancias litológicas no siempre corresponden a una S_0 , ya que la deformación milonítica D_m es muy intensa y genera alternancias litológicas que corresponden a imbricaciones tectónicas.

En definitiva, la superposición de fases de deformación en una superficie de contacto es un criterio básico a tener muy en cuenta en la evolución de todo el volumen de roca, infra y suprayacente.

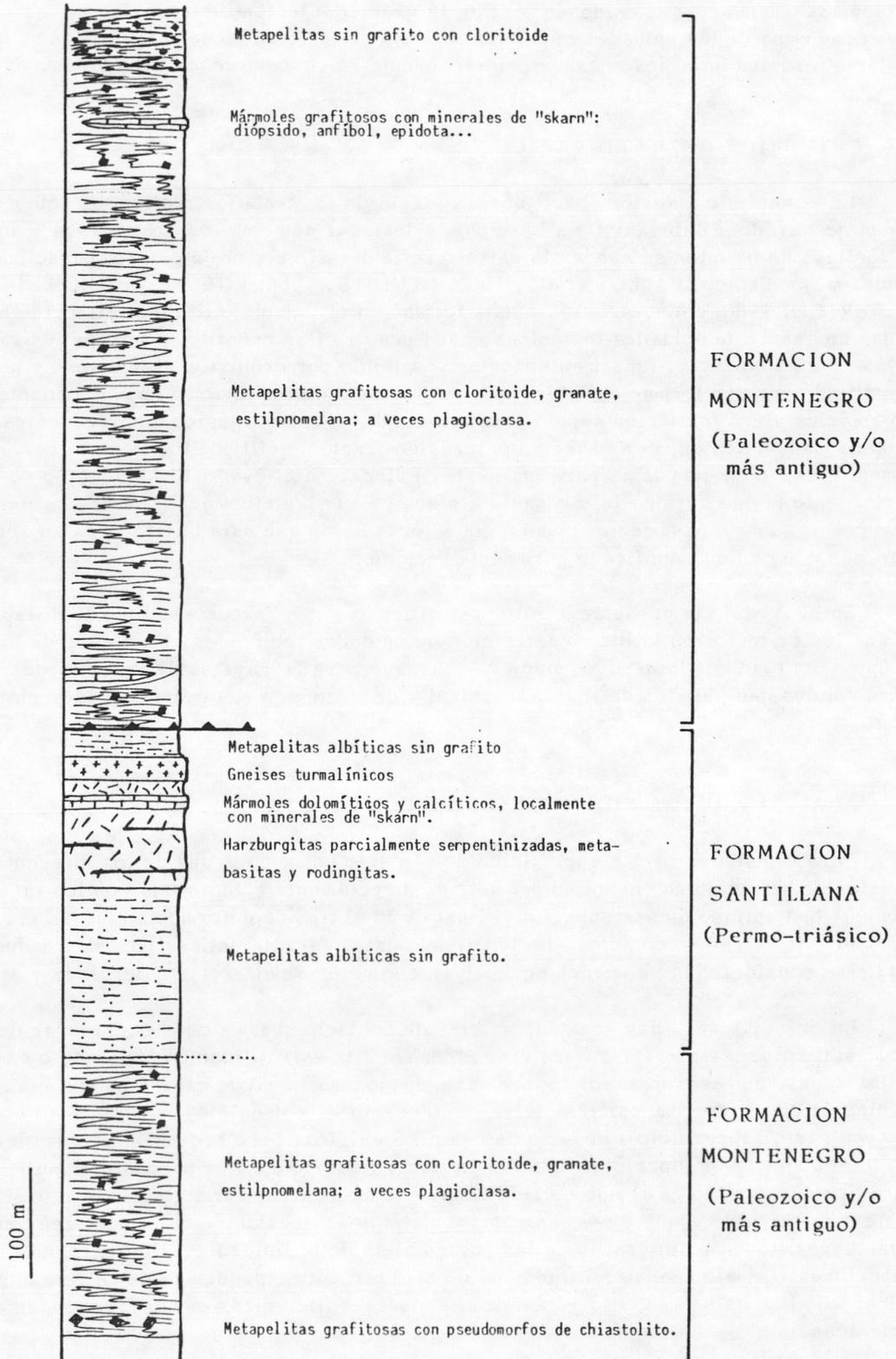


Figura 3-2: Columna de la secuencia tectono-estratigráfica de la Unidad del Montenegro (Manto del Mulhacén).

Otro tipo de contactos primarios, o de naturaleza pre-metamórfica, son los contactos intrusivos de los cuerpos de rocas básicas. En la mayoría de los casos su naturaleza original está bastante oscurecida por la evolución metamórfica subsiguiente y muchos de ellos han sido retocados tectónicamente; no obstante en algún cuerpo se pueden observar relaciones presumiblemente primarias. Tal es el caso del afloramiento de metabasitas de Ohanes, que muestra márgenes enfriados en los bordes del cuerpo, con rocas con textura ofítica en el centro y una zona periférica estrecha de rocas de grano fino y de textura porfídica o intersertal. Estas rocas encajan en los mármoles de la Unidad de Alboloduy y serán tratadas en detalle en el apartado 4.4.

En segundo lugar, hay superficies de contacto que se pueden considerar como superficies de manto de corrimiento y por lo tanto secundarias. La característica fundamental de este tipo de contactos es que en sus inmediaciones se desarrollan estructuras miloníticas que son especialmente intensas en una banda a lo largo del contacto, estructuras que están directamente relacionadas con el empilamiento de los mantos (PLATT, 1982). También es destacable que estos contactos cortan en bisel a la sucesión de rocas infrayacente, aunque no se puede descartar que esto esté también favorecido por la existencia de fallas normales de bajo ángulo de las que se hablará con más detalle al tratar el contacto Alpujárride/Nevado-Filábride. Son contactos de este tipo los que mantienen la Unidad del Montenegro y las Unidades Superiores Nevado-Filábrides, así como éstas y la Unidad de Alboloduy. El contacto de la Unidad de Alboloduy con el Complejo Alpujárride lo he interpretado como una falla normal, de bajo ángulo, buzante hacia el Sur, que ha sido plegada posteriormente en una fase tardía que afecta incluso a los materiales neógenos de la cuenca Ugíjar-Canjáyar (ver mapa geológico). No he observado el plano de falla, pero he llegado a esta conclusión en base a criterios cartográficos que se explican en el apartado 4.3.2. y al desarrollo de estructuras extensionales ("esquistosidades conjugadas de extensión", "boudinage de la foliación") de menor escala, que están probablemente relacionadas con la falla. ALDAYA et al. (1984) han estudiado una falla de este tipo ("Falla de Mecina"), que separa materiales Alpujárrides de Nevado-Filábrides, y presenta también estructuras extensionales asociadas.

EVOLUCION TECTONO-METAMORFICA

La evolución tectonometamórfica de los diferentes materiales estudiados, deducida de las observaciones petrográficas y del análisis estructural, ha sido un criterio decisivo en la individualización de las diferentes unidades tectónicas. De este modo se puede deducir la aloctonía de todo el Manto del Veleta, aún sin que aflore su autóctono relativo; ya que, como veremos en el capítulo siguiente, se desarrollan estructuras que indican traslaciones y que son penetrativas a lo largo de todo el manto. Por otra parte, el estudio de las asociaciones minerales que muestran las rocas del área ha aportado evidencias que indican que la evolución metamórfica ha sido diferente para cada una de las unidades diferenciadas.

Todos estos criterios integrados conducen al reconocimiento de la estructura de mantos de corrimiento de las rocas del área. En el Complejo Nevado-Filábride podemos hacer una primera subdivisión en Unidades Superiores y Unidades Inferiores, en función del grado de metamorfismo, que es más bajo en estas últimas. A su vez en las Unidades Inferiores podemos distinguir dos: el Manto del Veleta y la Unidad del Montenegro, de abajo a arriba. En el Complejo Alpujárride, que aflora la parte Sur (ver figura 3-5), he distinguido cuatro mantos: Manto de Lújar, Manto de Alcazar, Manto de Murtas y Manto de Adra, según la terminología de ALDAYA (1969a). Entre ambos Complejos aparece una secuencia de rocas, fundamentalmente carbonatadas, que muestran una intensa deformación milonítica y que he denominado Unidad de Alboloduy. Se encuentra empilada sobre los materiales del Complejo Nevado-Filábride.

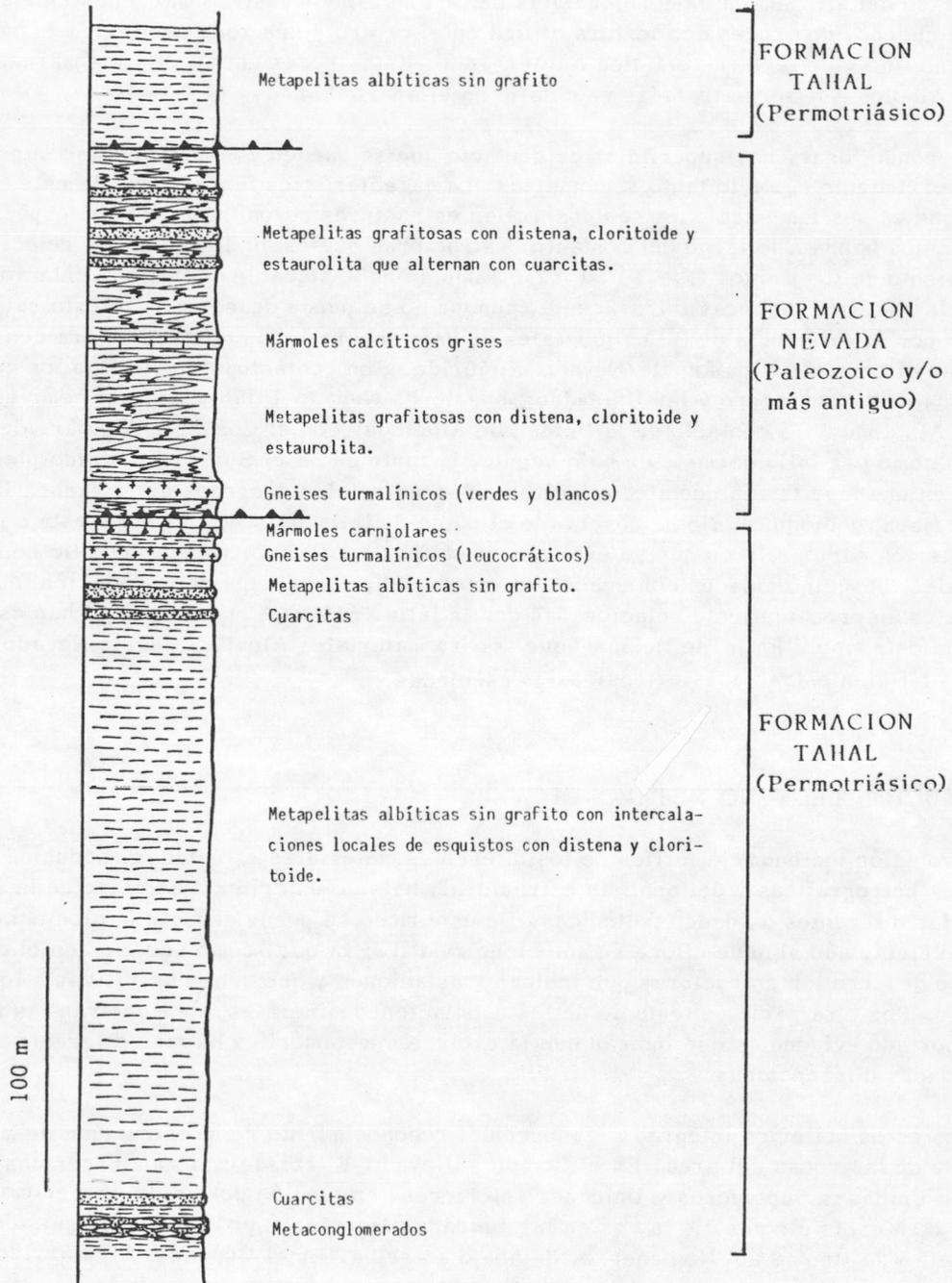


Figura 3-3: Columna de la secuencia tectonoestratigráfica de las Unidades Superiores (Manto del Mulhacén).

Aunque en el capítulo 4 se describen ampliamente las características litológicas, petrográficas y estructurales de las rocas que constituyen cada una de las unidades, introduciré aquí, sucintamente, algunas de las más relevantes:

MANTO DEL VELETA

Es el más profundo de los que afloran en el área. La secuencia de materiales aparece esquematizada en la figura 3-1. Esta constituida por una única formación: la Formación Aulago, cuyas características se describen en el capítulo siguiente.

La individualización de este manto se debe principalmente a su diferente evolución metamórfica: sus rocas muestran una asociación de minerales propia de ambientes de baja presión y bajas temperaturas, en general inferiores a las sufridas por el resto de las unidades.

UNIDAD DEL MONTENEGRO

Aparece inmediatamente encima de los materiales del Manto del Veleta. La secuencia de materiales está esquematizada en la figura 3-2. Está constituida por dos formaciones: la Formación Montenegro, que consiste en una serie de rocas con grafito, fundamentalmente metapelíticas, de edad probablemente paleozoica, y la Formación Santillana, que comprende rocas metamórficas de composición variada: metapelitas sin grafito, gneises turmalínicos, anfibolitas, etc., de edad probablemente permo-triásica y/o más reciente.

En esta unidad, la Formación Montenegro aparece duplicada y se encuentra tanto debajo como encima de la Formación Santillana, de manera que ésta la podemos seguir en afloramientos discontinuos que están inmersos en rocas de la primera (ver mapa geológico).

La diferenciación de la unidad del Montenegro se basa, entre otros argumentos, en la evolución metamórfica: las rocas muestran asociaciones minerales de alta presión y bajas temperaturas que se han desarrollado en el primer acontecimiento metamórfico alpino. Durante el segundo acontecimiento se forman minerales similares a los que se desarrollan en el Manto del Veleta.

UNIDADES SUPERIORES

Sobre la Unidad del Montenegro encontramos una secuencia de rocas cuya característica fundamental es que muestran texturas miloníticas, que afectan en general a todo la serie, pero que son particularmente intensas junto a los contactos superior e inferior de la misma.

Están constituidas por dos formaciones: la Formación Nevada y la Formación Tahal, cuyas características se esquematizan en la figura 3-3 y que serán descritas ampliamente más tarde.

Toda la serie de las Unidades Superiores es una zona de escamas con fuerte tectonización en la que están implicadas probablemente varias unidades.

La asociación de minerales de las rocas de estas Unidades indica que han sufrido unas condiciones de metamorfismo de mayor grado (zona de la estauroлита) que las que se deducen para la Unidad del Montenegro infrayacente (ver apartado 4.3.2.).

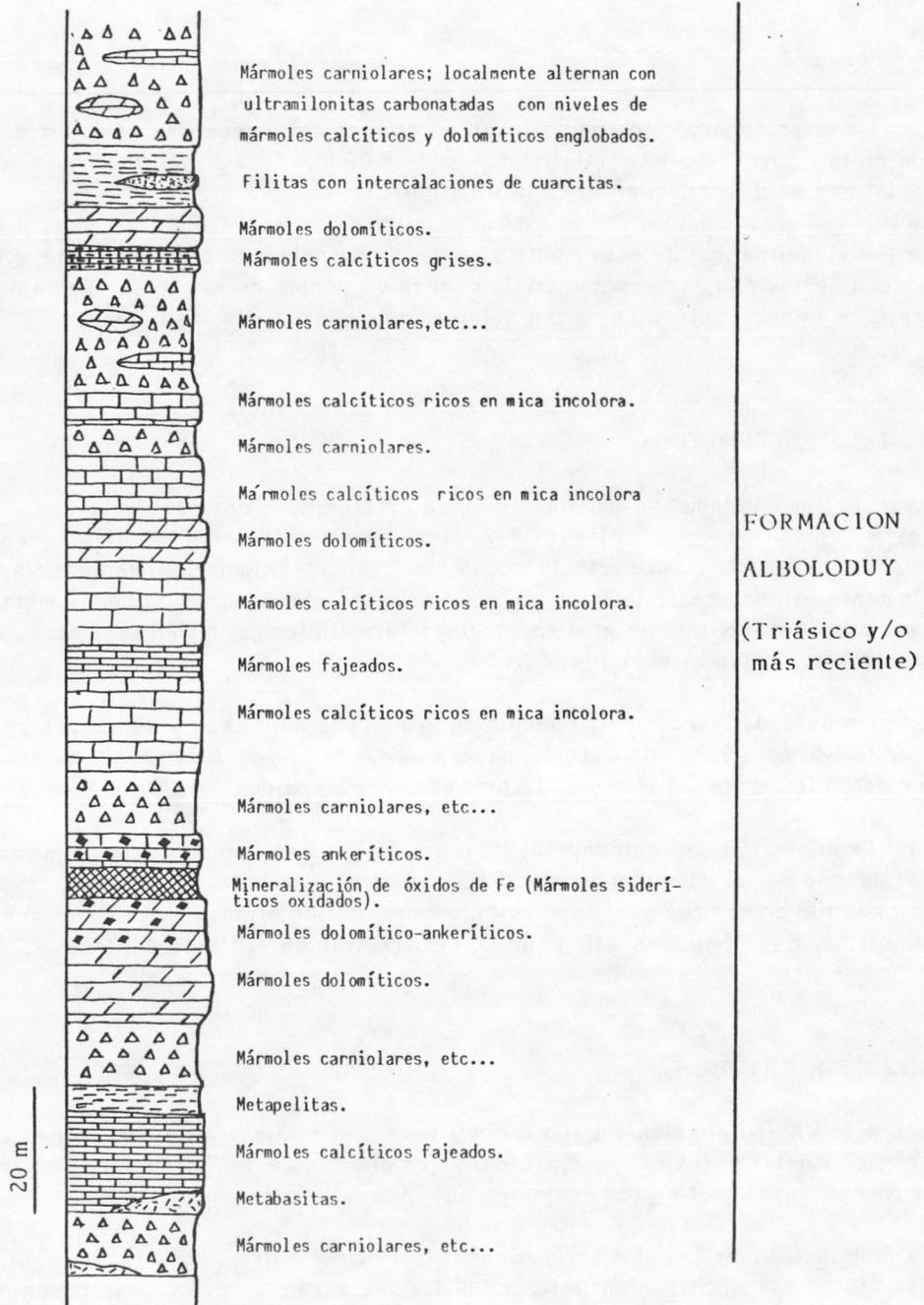


Figura 3-4: Columna de la secuencia tectonoestratigráfica de la Unidad de Alboloduy.

UNIDAD DE ALBOLODUY

Como ha quedado dicho, es una unidad que aparece entre los Complejo Nevado-Filábride y Alpujárride. La secuencia de materiales que pertenecen a esta unidad está esquematizada en la figura 3-4. Está constituida por una única formación: la Formación Alboloduy, que consta fundamentalmente de diferentes tipos de mármoles, cuya descripción la podemos ver en el apartado 4.4.

Como en las rocas de las series infrayacentes, las de esta unidad, presentan estructuras miloníticas que en algunos casos llegan a ser muy intensas (ultramilonitas carbonatadas). Con respecto a su evolución metamórfica, presentan unos minerales que son propios de ambientes metamórficos de grado bajo.

En la figura 3-5 muestro la distribución cartográfica de las diferentes Unidades Nevado-Filábrides estudiadas, así como la de los materiales del Complejo Alpujárride en su conjunto.

EDAD DE LOS MATERIALES

Reitero lo dicho antes sobre la estratigrafía del Complejo Nevado-Filábride y de como una unidad tipo estaría constituida por un basamento de edad pre-triásica (paleozoica probablemente) y una cobertera permo-triásica y triásica.

Aplicando estos criterios a la presente área y haciendo una correlación de litologías se puede concluir que el Manto del Veleta estaría constituido solamente por basamento de edad pre-triásica. La unidad del Montenegro estaría constituida por un basamento, la Formación Montenegro, de edad pre-triásica y una cobertera, la Formación Santillana, de edad permotriásica. Esta datación está apoyada por la presencia en ella de rocas básicas intrusivas metamorfizadas similares a las metabasitas de la Sierra de los Filabres datadas en 146 ± 3 m.a. (HEBEDA et al., 1977) y que por tanto encajan en rocas más antiguas.

Las Unidades Superiores están compuestas por dos formaciones: Una de ellas es comparable con la Formación Tahal de NIJHUIS (1964) o con la cobertera de la Unidad de la Caldera (PUGA, 1971), consideradas de edad permo-triásica y triásica. Esta datación está apoyada por la presencia en esta serie de ortogneises datados por medio de dos isocronas sobre roca total en 215 ± 15 y 205 ± 20 m.a., que corresponden al Trías (PUGA, 1971). La otra es correlacionable con la Formación Nevada (KAMPSCHUUR, 1975) o con el basamento de la Unidad de las Sabinas (PUGA, 1971), considerados de edad paleozoica o más antigua. La edad de la Formación Nevada ha sido deducida a partir de datos radiométricos de rocas ortoderivadas que alternan con esquistos (269 ± 6 m.a., en PRIEM et al., 1966). En el área de la presente Tesis encontramos ambos términos de esta formación: esquistos y ortogneises.

Datos sobre fósiles útiles para la cronología de las series Nevado-Filábrides los han aportado LAFUSTE, M. J. y PAVILLON, M. J. (1976) que encuentran fósiles en rocas denominadas "calcaires noirs" en el Lomo de Bas, en las inmediaciones de Aguilas (Murcia). Los fósiles en cuestión son una colonia de CHAETETES, que datan el Eifeliense (Devónico Medio) que confirma una edad devono-dinantiense para la serie en que se encuentra. La serie consta de esquistos negros de bajo grado muy potentes, que en la parte alta tienen intercalaciones de mármoles grafitosos, que es la roca que contiene los fósiles. Encima de ellos se dispone una secuencia de materiales constituida por metapelitas, esquistos anfibólicos, anfibolitas (ALDAYA, com. pers.). Esta serie es correlacionable con el Manto del Mulhacén de PUGA et al., (1974); por lo tanto, la serie infrayacente, donde aparecen los fósiles, podría corresponder al Manto del Veleta.

En el área de esta Tesis, el Manto del Veleta muestra algunas intercalaciones de mármoles negros, de manera que por correlación litológica y en ausencia de otros datos se puede suponer una edad devono–dinantiense para el mismo.

Recientemente se ha encontrado fauna que indica una edad pre-Cámbrica (Gleocapsomorpha sp. y Trematosphaeridium sp., entre otros) en rocas comparables a la Formación Montenegro en la Sierra de Baza (GOMEZ PUGNAIRE et al., 1982).

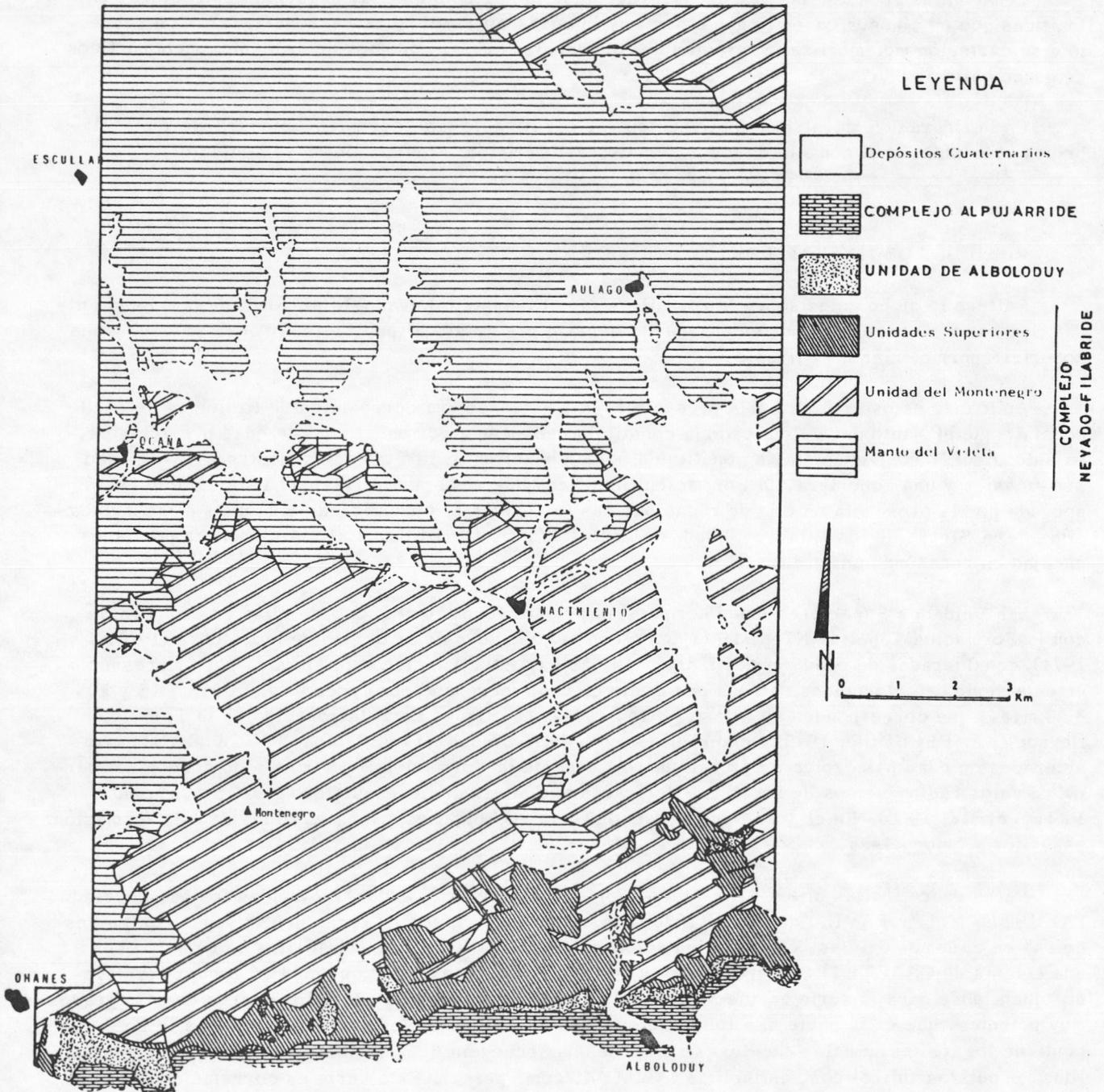


Figura 3-5: Esquema de la distribución cartográfica de las distintas unidades estudiadas.

DESCRIPCION DE LAS DISTINTAS FORMACIONES. DEFORMACION Y METAMORFISMO ALPINOS.

4.1. INTRODUCCION.

Este capítulo está dedicado a la descripción detallada de la mineralogía, texturas y estructuras de las rocas que constituyen cada una de las unidades tectónicas previamente presentadas. Para cada una de ellas establezco tres apartados: 1. ESTRATIGRAFIA-LITOLOGIA, en el que intento dar una visión general de la serie y describo los tipos de rocas que la constituyen. Incluyo aquí todos los datos analíticos relacionados con la roca total. 2. DEFORMACIONES ALPINAS, donde analizo los aspectos estructurales, especialmente a escala meso y microscópica. Dentro de esta sección, hago referencia también al caso excepcional de ciertas estructuras que pueden considerarse como pre-alpinas. 3. RELACIONES ENTRE BLASTESIS Y DEFORMACION, en el que trato uno a uno todos los minerales constituyentes de las rocas y analizo su relación con las diferentes fases de deformación. Incluyo también en este apartado datos analíticos sobre determinados minerales.

Para el análisis de la deformación sufrida por las rocas he estudiado numerosos afloramientos distribuidos mas o menos homogéneamente por todo el área. En todos ellos he comprobado que existe una esquistosidad dominante (S_n) que podemos tomar como superficie de referencia, puesto que su distribución es general en el área; esta esquistosidad dominante corresponde a la S_2 alpina en estas rocas. Posteriormente he hecho secciones estructurales en las que se puede observar continuamente la superficie de referencia S_n sin apenas extrapolar las observaciones; esto ha sido posible gracias a que el área está surcada por una serie de ramblas paralelas, de dirección aproximadamente N-S y que cortan a la esquistosidad dominante más o menos perpendicularmente. Otro elemento estructural que ha sido utilizado como elemento de referencia es una lineación de estiramiento, que es también general en el área y que está relacionada con la segunda fase de deformación alpina.

En otros trabajos sobre deformaciones en el Complejo Nevado-Filábride (LANGENBERG, 1972; DIAZ DE FEDERICO, 1980; MARTINEZ MARTINEZ, 1980; VISSERS, 1981) se ha realizado el análisis estructural partiendo de rocas consideradas de edad permo-triásica, y que por tanto todas las deformaciones que han sufrido son de edad alpina. Posteriormente se correlacionan estas fases de deformación con las sufridas por los basamentos, de manera que en todos los casos parece haber una correlación entre la esquistosidad más patente en todas las rocas y la segunda esquistosidad alpina (S_2). En la presente tesis he partido de una consideración apriorística, de manera que he trabajado directamente con rocas de basamento suponiendo que la esquistosidad dominante era la

S_2 alpina, es decir $S_n = S_2$; a partir de ésta, restando o sumando subíndices he obtenido todos los elementos estructurales de las diferentes fases en función de sus relaciones mutuas de superposición. Este supuesto ha sido confirmado finalmente por el propio análisis estructural, por las relaciones de las deformaciones con las asociaciones minerales de las rocas de los basamentos, así como por su comparación ulterior con las rocas permotriásicas. Estas últimas no ha sido utilizadas como rocas de referencia base para este análisis ya que están afectadas en su mayoría por la fase milonítica (D_m) que oscurece su evolución tectónica anterior. Por otra parte, las rocas de los basamentos del Manto del Veleta y de la Unidad del Montenegro no aparecen deformadas en esta fase, salvo la parte superior de esta última, en contacto con las Unidades Superiores, y en general se puede reconstruir bastante bien la historia de las deformaciones y metamorfismo alpinos.

En cada uno de los afloramientos estudiados he establecido una relación temporal entre los diferentes elementos estructurales en ellos observados -pliegues, lineaciones, esquistosidades- en base a criterios de superposición de estructuras. Las observaciones de campo han sido confirmadas por el análisis microscópico de muestras orientadas de muchos de los afloramientos. He usado los criterios de estilo de los pliegues, así como los de orientación de los diferentes elementos estructurales, de una manera adicional, como criterios subordinados, nunca definitivos; ya que, su variación se puede deber a otros factores diferentes a su edad y puede reflejar diferencias espaciales en las condiciones metamórficas o de deformación durante un mismo acontecimiento de deformación. Este estudio es pues una aproximación al conocido análisis estructural (TURNER y WEISS, 1963).

Considerando estas relaciones de superposición de estructuras los elementos estructurales se pueden agrupar en una serie de conjuntos cada uno de los cuales pertenece o se ha formado en una fase de deformación. Establecemos así una serie de fases de deformación sucesivas, en cada una de las cuales se desarrollan pliegues, esquistosidades, lineaciones etc...

El análisis microscópico nos proporciona también datos sobre los minerales formados durante el metamorfismo en las rocas del área, que es plurifacial, tal como ha sido puesto de manifiesto en otras áreas de la Cordillera (NIJHUIS, 1964; PUGA, 1971; LANGENBERG, 1972; PUGA y DIAZ DE FEDERICO, 1976b; GOMEZ PUGNAIRE, 1981). Los criterios utilizados para el estudio de las relaciones entre las fases de deformación y la blastesis de minerales metamórficos es similar a los utilizados por los anteriores autores y sigue las líneas marcadas por RAST (1958), CHATTERJEE (1961), ZWART (1962, 63), SPRY (1963, 69) y VERNON (1978), entre otros.

En el área se encuentran estructuras miloníticas y protomiloníticas especialmente en las Unidades Superiores Nevado-Filábrides. La deformación milonítica puede afectar a un gran volumen de rocas, pero las milonitas que corresponden a una mayor deformación suelen aparecer en las inmediaciones de los contactos entre unidades tectónicas, de manera que parecen estar relacionadas con el empilamiento de los mantos. Han sido analizadas teniendo en cuenta los trabajos sobre milonitas de BELL y ETHERIDGE (1973, 76), LISTER y PRICE (1978), WHITE (1976, 77), LISTER, PATERSON y HOBBS (1978). Una milonita se define como: "una roca foliada, comúnmente lineada y que contiene megacrístales que aparecen en zonas planas, estrechas, de intensa deformación. Es a menudo de grano más fino que las rocas circundantes, hacia las que cambia gradualmente" (de finición de BELL y ETHERIDGE, 1973). En las Cordilleras Béticas se han estudiado recientemente rocas con texturas que evidencian una fuerte deformación plástica intracrystalina y que se pueden clasificar como milonitas y ultramilonitas, se pueden citar entre otros los trabajos de VISSERS (1981), BEHRMANN y PLATT (1982), BEHRMANN (1982) y PLATT et al. (1984).

En el área de la presente tesis aparecen milonitas especialmente bajo el Complejo Alpujarride y han sido objeto de una publicación previa (PLATT et al., 1984). Al igual que al resto de los

elementos estructurales, a las estructuras miloníticas se les ha asignado una edad relativa en función de su relación con estructuras generadas en otras fases de deformación.

Se usa la siguiente terminología: Fases de deformación sucesivas: $D_1, D_2, D_3 \dots$, siendo D_1 la fase de deformación más antigua observada a escala mesoscópica. Los pliegues desarrollados en cada una de las fases: $P_1, P_2, P_3 \dots$; las esquistosidades o superficies axiales de los pliegues: $S_1, S_2, S_3 \dots$. Denominamos S_0 a la estratificación o bandeado primario. Los ejes de los pliegues: $B_1, B_2, B_3 \dots$. Las lineaciones desarrolladas en cada fase de deformación: $L_1, L_2, L_3 \dots$ en cada caso se expresará si se trata de lineaciones de intersección, de orientación de minerales o de crenulación. Es frecuente encontrar lineaciones de estiramiento que se desarrollan en dos fases sucesivas; me refiero a ellas como $L_e(L_2)$ y L_m , respectivamente. En ciertos sectores encuentro estructuras extensionales ("extensional crenulation cleavage" de PLATT y VISSERS, 1980), cuya abreviatura es E.C.E. En el análisis microscópico las fábricas internas de los peciloblastos se indican por S_i y las foliaciones externas por S_e . Los criterios de escala son los recogidos por TURNER y WEISS (1963).

4.2. MANTO DEL VELETA

ESTRATIGRAFIA-LITOLOGIA

El Manto del Veleta, al igual que en todo el orógeno (ver capítulo 2), es el más profundo de los que afloran en el área. Está constituido por una serie de rocas metamórficas de origen sedimentario, correlacionables con las que constituyen la unidad de Sierra Nevada (PUGA, 1971), posteriormente denominada Manto del Veleta (PUGA et al., 1974) en la parte occidental de Sierra Nevada. En esta región los citados autores encuentran además: metabasitas, serpentinitas y epidotitas. También son comparables con las rocas que constituyen la Unidad de la Ragua (DIAZ DE FEDERICO, 1980), en Sierra Nevada Central, y la Unidad de Cerro Bermúdez (GOMEZ PUGNAIRE, 1981), en la Sierra de Baza.

En el área de la presente Tesis, especialmente en la parte sudoccidental de la Sierra de los Filabres, los materiales del manto del Veleta muestran algunas diferencias en cuanto a tipos litológicos y cantidad relativa de unos tipos de rocas a otros, de manera que aquí las cuarcitas feldespáticas se intercalan frecuentemente en toda la secuencia y no están limitadas sólo a las partes altas. Estrechamente relacionados con estas metapsamitas se han encontrado niveles de metapelitas de grano fino que son citados por primera vez en esta unidad. Existen frecuentes intercalaciones de mármoles que son escasos o están ausentes en las otras áreas citadas, donde esta unidad aflora. Todo este conjunto de características litológicas diversas, así como la existencia de tipos litológicos nuevos, me ha llevado a definir en este sector a los materiales del manto del Veleta con el nombre local de Formación Aulago.

Denominación: Este nombre hace mención al pueblo de Aulago, situado en la hoja: Fiñana (22-41) del Mapa Militar de España (escala 1:50.000), con unas coordenadas U.T.M., 30SWG333129. En sus inmediaciones se pueden observar todas y cada una de las características de la formación.

Edad: Tal como se ha discutido en el capítulo 3 se puede suponer una edad paleozoica para los materiales de esta formación, probablemente devono-dinantiense en vista de la edad de las intercalaciones carbonatadas datadas como Devónico Medio en el Lomo de Bas (Murcia). LAFUSTE y PAVILLON (1976). En el supuesto de que se admita esta correlación.

Características litológicas: Esta formación consta de una sucesión de rocas metamórficas que alternan a todas las escalas a lo largo de la serie, desde niveles de cms hasta lechos de decenas de metros. Las rocas más abundantes son las metapelitas y metapsamitas, que han sido los

tramos cartografiados. No obstante encontramos otros tipos de rocas más ocasionales como son algunos niveles de mármoles de cms hasta 1m de espesor que aparecen intercalados en varios puntos de la serie, así como niveles de metapelitas de grano fino ligados estrechamente a los tramos de metapsamitas y que muestran unas características diferentes a las del resto de las metapelitas de la formación, en cuanto al tamaño de los cristales y a su composición química y mineralógica.

Las variaciones composicionales pueden representar la estratificación o bandeo S_0 aunque en la mayoría de los afloramientos la estratificación está transpuesta hacia una esquistosidad que es la más patente en todo el área y que es una esquistosidad de crenulación S_2 , con un bandeo de segregación metamórfica característico. Esta foliación junto a la estratificación es plegada en varias fases posteriores con desarrollo de estructuras a todas las escalas, algunas de las cuales desarrollan esquistosidades de crenulación posteriores a la S_2 , que son también bandeos tectónicos con microlitones ricos en cuarzo y lechos micáceos.

La potencia de la formación, medida perpendicularmente a la foliación principal, es de 1700 a 2000 m. desde el techo hasta los niveles más inferiores que afloran en el área.

METAPELITAS DE GRANO MEDIO

Son esquistos en los que el grafito es un mineral omnipresente. El tamaño de los cristales es variable entre 200-300 μm . Se pueden distinguir diversas variedades de esquistos en función de la composición química de la roca original. En general existen variaciones en el contenido de SiO_2 que se traduce en variaciones en la relación cuarzo/mica incolora. Además se pueden observar variaciones en la mineralogía de los esquistos de manera que, en unos, el mineral distintivo es la plagioclasa mientras que en otros, es el cloritoide. Desde el punto de vista teórico estos tipos corresponderían a rocas con composición química relativamente rica en Al_2O_3 y Na_2O , en el primer caso y con relaciones $\text{FeO} + \text{MgO} / \text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$ altas, en el segundo caso. De los datos analíticos expuestos en la tabla 4-1 no se desprenden estas conclusiones, aunque solo hay un análisis de esquistos con cloritoide (4) y se compara con esquistos de muy diferente porcentaje en SiO_2 . Si los comparamos, no obstante, con análisis de esquistos con cloritoide de la Formación Montenegro, pero con una mineralogía idéntica a la de la Formación Aulago (tabla 4-VIII) podemos ver que las predicciones teóricas se cumplen. La composición química puede ser pues un factor que influye en la no coexistencia de cloritoide y plagioclasa; de todos modos para determinadas composiciones químicas globales este factor es inoperante ya que los podemos encontrar ocasionalmente formando parte de la misma muestra, aunque nunca paragenéticos. La no coexistencia de ambos puede explicarse por la presencia de paragonita en estas rocas, fase que hace incompatible la presencia de otra fase sódica junto al cloritoide (ZEN, 1960).

Además de cloritoide y/o plagioclasa en estas rocas podemos encontrar los siguientes minerales: mica incolora (moscovita y paragonita), cuarzo, granate, estilpnomelana, clorita (y oxiclорita), grafito, minerales opacos, rutilo, epidota, turmalina, circón y apatito.

Tabla 4-I: Composición química de algunas metapelitas de grano medio de la formación Aulago.

	ES-1 (1)	ES-18 (2)	ES-43 (3)	GL-15 (4)
% SiO ₂	62,16	64,46	70,04	80,34
% TiO ₂	0,87	0,96	1,00	0,55
% Al ₂ O ₃	22,75	20,48	17,88	11,07
% Fe ₂ O ₃ + FeO	4,81	4,61	3,59	2,72
% MnO	0,07	0,08	0,08	0,05
% MgO	1,11	0,88	0,89	0,60
% CaO	0,58	0,63	0,43	0,34
% Na ₂ O	1,48	1,09	1,05	0,67
% K ₂ O	4,20	4,64	2,95	1,55
% P ₂ O ₅	0,10	0,14	0,17	0,13
% H ₂ O ⁺	1,85	2,05	1,93	1,98
SUMA	99,98	100,02	100,01	100,00

La asociación mineral de cada muestra es: (1) mosc + pag + Q + plag + gr + clta + estilpnomelana. (2) mosc + Q + plag + gr + gr + clta + estilpnomelana. (3) mosc + pag + Q + plag + gr + clta + estilpnomelana. (4) mosc + pag + Q + gr + ctde + cttta + estilpnomelana.

ROCAS CARBONATADAS

Es esta serie encuentro algunos niveles de mármoles intercalados con las metapelitas antes descritas, con espesores que oscilan entre algunos centímetros y 1 metro . Por otra parte, intercalado en un tramo de metapsamitas, aparece un paquete de unos 20 m. de potencia constituido por niveles de mármoles y de esquistos grafitosos alternantes con espesores individuales de decímetros. Tanto en un caso como en el otro los niveles carbonatados suelen ser discontinuos y no se pueden seguir lateralmente; generalmente están limitados a la escala de afloramiento en lentejones de varios metros de extensión, que sólo ocasionalmente llegan al centenar.

Como en las rocas anteriores, el grafito es abundante y hay una serie de variedades, desde calcoesquistos grafitosos hasta mármoles grafitosos bastante puros, que dependen, por lo demás, de la proporción relativa en que se encuentran el carbonato en relación con los filosilicatos y el cuarzo. Sus minerales componentes son: calcita, grafito, cuarzo, mica incolora, clorita, plagioclasa, estilpnomelana, minerales opacos, circón, turmalina, epidota y rutilo.

METAPSAMITAS

Se han recogido con esta denominación rocas perfectamente individualizadas y separables de

las metapelitas, aunque alternan con ellas a todas las escalas. En el campo se pueden reconocer y cartografiar bien por su color de tonos claros, debido a la ausencia o menor cantidad de grafito que en los esquistos alternantes, y también porque son más resistentes y dan resaltes más escarpados que los esquistos.

El aspecto de estas rocas es variable en función de variaciones cuantitativas en el porcentaje de sus minerales fundamentales: cuarzo, plagioclasa y mica incolora. Cuando predominan los dos primeros las rocas aparecen masivas y compactas, en cambio, cuando el porcentaje de mica incolora es importante, desarrollan una esquistosidad muy planar. En el área predominan las del primer tipo.

En general el tamaño de los cristales suele ser pequeño, menor que en las metapelitas de grano medio, del orden de 100-150 μm .

Es de destacar que además de algunos minerales pesados redondeados que son clastos heredados, hay otros elementos clásticos procedentes de la sedimentación tales como granos de plagioclasa con maclas polisintéticas, carentes de inclusiones, con formas de pequeños "ojos", del orden de 100 μm . Se diferencian claramente de las plagioclasas metamórficas, que en la misma muestra se presentan con mayor tamaño, sin maclas o a lo sumo maclas de dos individuos (ley de albita), pecioloblásticas, con textura helicítica de la S_2 .

Además de los minerales citados, en estas rocas podemos encontrar cantidades variables de: granate, estilpnomelana, minerales opacos, turmalina, circón, apatito, oxiclorigita, epidota, rutilo.

METAPELITAS DE GRANO FINO

Son rocas que aparecen siempre relacionadas con las metapsamitas. El contacto primario entre ambas litologías; aún cuando actualmente se encuentra transpuesto hacia la esquistosidad, parece poder interpretarse como cambios laterales y verticales de facies, ya que es bastante irregular y en muchos puntos se observan tránsitos graduales de un tipo de roca a otra. Esto, unido a que son minoritarias con respecto a las metapsamitas, ha hecho muy difícil la separación cartográfica de ambas; de manera que han sido consideradas dentro del mismo tramo.

Su característica fundamental es el tamaño de los cristales, bastante fino, del orden de 90 μm junto a la gran abundancia de mica incolora y grafito. Son rocas de una composición química especial (tabla 4-II), diferente a la de otros tipos de metapelitas de la formación, especialmente por su alto contenido en K_2O (del 5 al 8 %).

La asociación de minerales que aparece en estas rocas es la siguiente: mica incolora (moscovita), cuarzo, biotita marrón, grafito, minerales opacos, turmalina, circón, oxiclorigita, apatito, epidota y plagioclasa.

La plagioclasa tiene las mismas características que la plagioclasa heredada de la metapsamitas. No he observado plagioclasa metamórfica.

Tabla 4-II: Composición química de algunas metapelitas de grano fino de la formación Aulago.

	AU 46	AU-48	AU-52	AU-53	AU-54
	(1)	(2)	(3)	(4)	(5)
% SiO ₂	59,84	64,92	56,65	65,30	61,17
% TiO ₂	1,06	0,87	1,15	0,87	0,95
% Al ₂ O ₃	21,55	18,38	23,38	18,35	20,47
% Fe ₂ O ₃ + FeO	4,47	5,54	6,09	5,20	6,05
% MnO	0,05	0,07	0,06	0,07	0,05
% MgO	1,43	1,50	1,51	1,45	1,70
% CaO	0,22	0,27	0,18	0,30	0,45
% Na ₂ O	0,52	0,99	0,48	1,21	1,08
% K ₂ O	6,93	5,35	7,96	5,18	6,01
% P ₂ O ₅	0,08	0,12	0,08	0,12	0,14
% H ₂ O ⁺	13,85	1,99	2,01	1,95	1,92
SUMA	100,00	100,00	95,55	100,00	99,00

Asociación mineral de cada muestra: (1) mosc + Q + bio. (2) mosc + Q + bio. (3) mosc + Q + bio. (4) mosc + Q + bio + plag (heredada). (5) mosc + Q + bio + plag (heredada).

DEFORMACIONES ALPINAS

Se han reconocido seis generaciones de pliegues en las rocas de esta unidad. En un afloramiento de esquistos negros se observan cristales de cloritoide con fábricas internas microplegadas que son probablemente anteriores a la primera esquistosidad reconocida a escala mesoscópica, la S₁ alpina; presumiblemente son de edad prealpina ya que son similares, texturalmente, a los cloritoides pre-alpinos de la Formación Montenegro (ver apartado 4.3.1.). Este mismo tipo de cloritoide se ha visto en la Unidad de la Ragua y ha sido interpretado por PUGA y DIAZ DE FEDERICO (1976a) como pre-alpino.

PRIMERA FASE DE DEFORMACION (D₁)

Análisis mesoestructural: En la mayoría de los afloramientos la única evidencia de una fase de deformación anterior a la D₂ es la existencia de una esquistosidad S₁ que se dobla en las charnelas de los pliegues P₂.

Los pliegues P₁ son escasos debido probablemente a que están obliterados por las fases subsiguientes. Normalmente los podemos observar como "ganchos" o pliegues plegados por los P₂ con un modelo de interferencia del tipo 3 de RAMSAY (1967).

Análisis microestructural: En lámina delgada la S₁ está obliterada por la S₂. Cuando se puede diferenciar de ésta se manifiesta por micas incoloras en los microlitones que forman un bandeo tectónico S₂ y son transversas a los "septa" y cortadas por ellos; o también por micas incoloras plegadas en las charnelas de los P₂.

Aunque en el apartado siguiente se trata con más extensión la relación entre las blastesis mi-

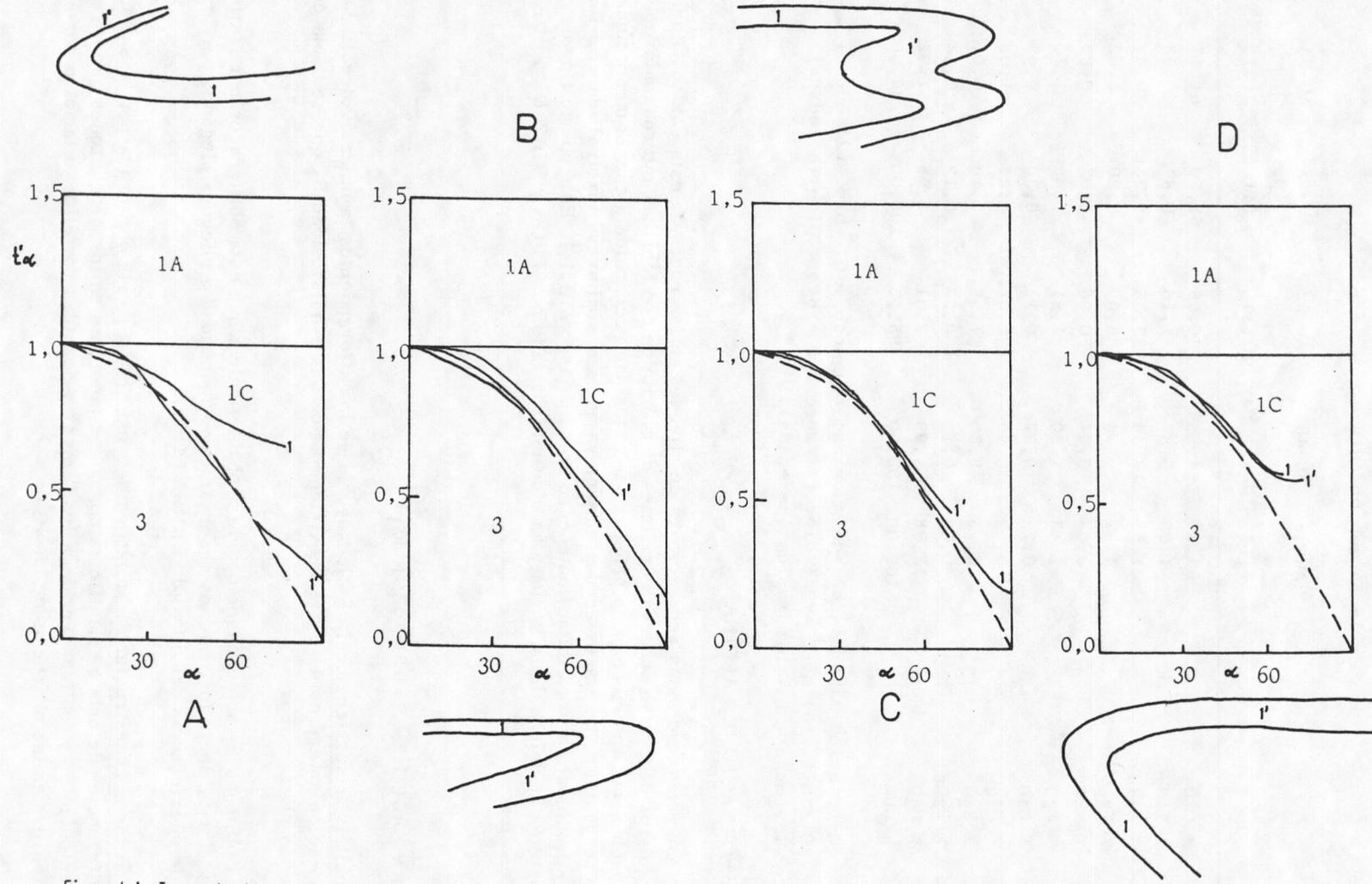


Figura 4-1: Trazas de pliegues P_2 de capas competentes pertenecientes a la Formación Aulago en secciones normales a los ejes de los pliegues. Diagramas t/c de cada uno de los pliegues.

neral y las diferentes fases de deformación, conviene resumir en cada fase que tipo de minerales son los que se forman. En la primera fase de deformación se da blastesis de mica incolora, cuarzo granate y cloritoide.

SEGUNDA FASE DE DEFORMACION (D₂)

Análisis mesoestructural: De esta fase es de la que mayor variedad de estructuras se observan en los materiales del Manto del Veleta y sus elementos estructurales aparecen en casi todos los afloramientos.

Lo más característico es la existencia de pliegues P₂ que afectan a la esquistosidad S₁ y en afloramientos ocasionales se ve que repliegan a los P₁. La geometría de los pliegues es variable. Tienden al estilo similar (clase 2 de RAMSAY, 1967) con engrosamiento de las charnelas y adelgazamiento de los flancos. Son pliegues generalmente isoclinales, aunque su grado de apretamiento puede variar desde pliegues cerrados a isoclinales (según la terminología de FLEUTY, 1964) con ángulo entre flancos de 42° a 0°. Se pueden clasificar como pliegues de clase 1C de RAMSAY (op. cit.) muy cercanos a la clase 2, considerados generalmente como pliegues paralelos (clase 1B) aplastados (Figs. 4-1 y 4-2). Desde el punto de vista de la simetría hay que destacar que los meso-

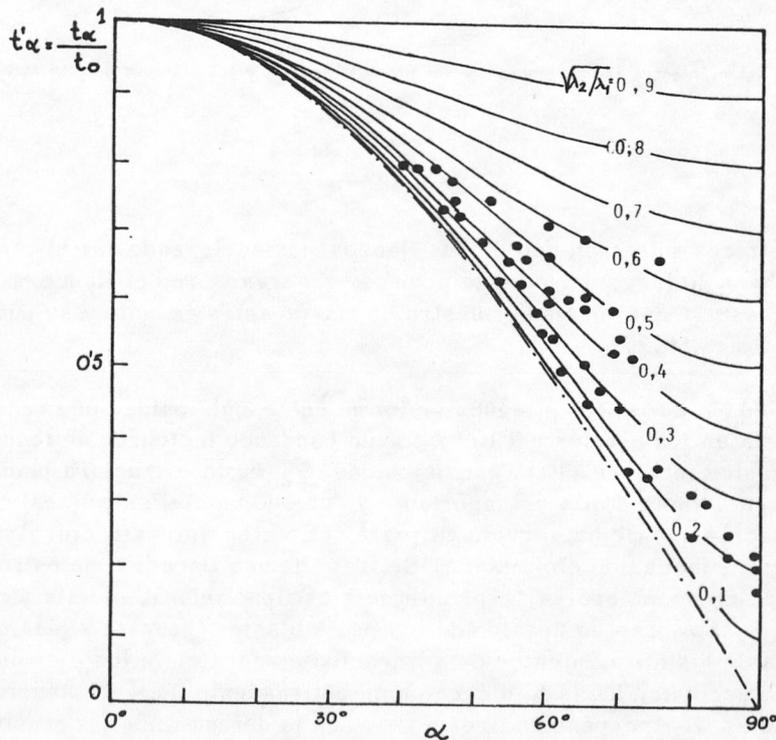


Figura 4-2: Valores de la deformación homogénea superpuesta, λ_2/λ_1 , de los pliegues P₂ en función de $t'\alpha$ (Manto del Veleta).

liegues P_2 son generalmente asimétricos, ya que son pliegues subsidiarios de otros de mayor escala (Fig. 4-3), de orden métrico a decamétrico. En las charnelas de los pliegues mayores, los subsidiarios son simétricos, con estructuras tipo "mullion" en los contactos entre lechos competentes e incompetentes

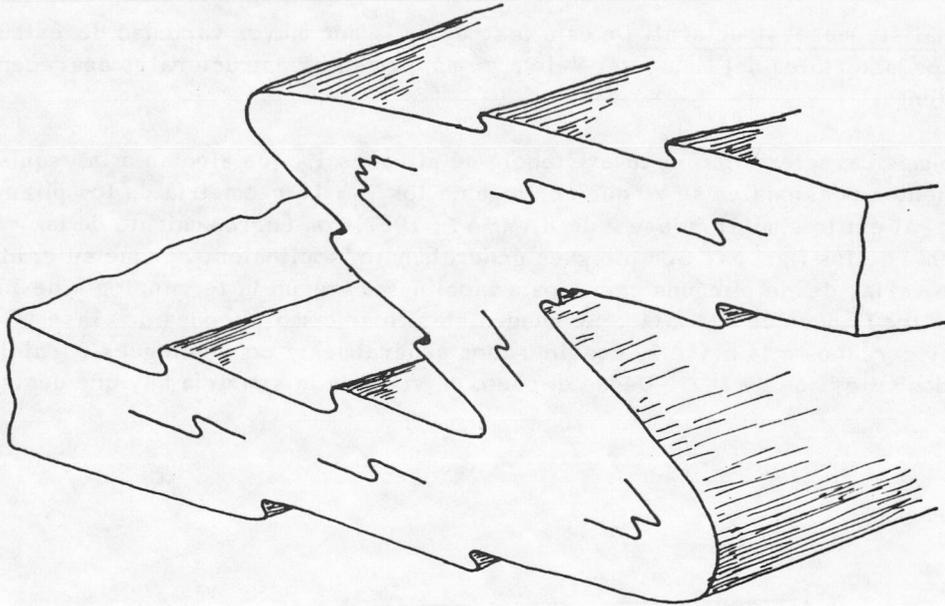


Figura 4-3: Relación entre las vergencias de los pliegues menores y los pliegues de gran escala.

Estos pliegues asimétricos muestran uno de sus flancos más adelgazado que el otro y midiendo el espesor ortogonal ($t'\alpha$) a lo largo del pliegue podemos observar como el flanco más grueso clasifica el pliegue como de clase 1C y el delgado muestra un mayor aplastamiento y se puede clasificar como similar (Fig. 4-1A, Fotos 1,2,3.)

Genéticamente relacionada con estos pliegues se forma una esquistosidad de crenulación de plano axial que se manifiesta en los niveles pelíticos por un bandeo tectónico de lechos alternativamente ricos en cuarzo y mica incolora. Esta esquistosidad S_2 es la estructura planar penetrativa más importante en el área. Junto a ella es importante y ubicuo un elemento lineal característico de esta fase de deformación que me ha servido en parte como elemento estructural de referencia para establecer las diferentes fases de deformación. Se trata de una lineación de estiramiento dada por la orientación y elongación de minerales, especialmente estilpnomelana, clorita y cuarzo; así como por la elongación de las sombras de presión de los pecilablastos (granate y plagioclasa, principalmente). En la mayoría de los afloramientos esta lineación es paralela a los ejes de los pliegues P_2 , debido a que estos se reorientan hacia la dirección de estiramiento (L_e), de manera que tales pliegues se iniciaron con ejes B_2 perpendiculares a L_e y con la deformación progresiva son rotados hasta paralelizarse con dicha lineación. He encontrado estructuras que confirman este proceso, principalmente pliegues P_2 con distintos grados de reorientación en relación a la L_e , desde pliegues con ejes B_2 perpendiculares a la lineación L_e o ligeramente curvadas sus charnelas hasta

pliegues más claramente tubulares (Foto 4). La formación de estas estructuras se muestra esquemáticamente en la figura 4-4, según el modelo propuesto por QUINQUIS et al. (1978). De acuerdo con estos autores, tales estructuras se producen por mecanismos de cizallamiento dúctil heterogéneo. Este modelo es aceptado por muchos otros autores (ver por ejemplo, RAMSAY, 1980).

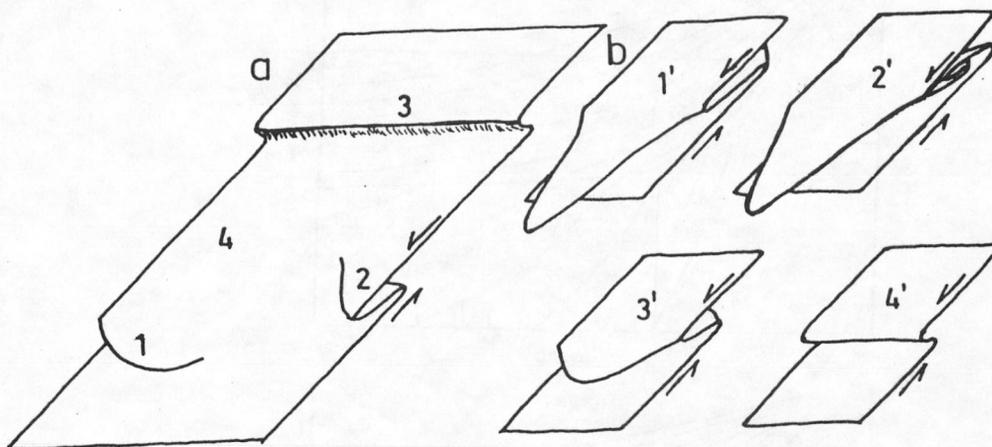


Figura 4-4: Modelo hipotético sobre el desarrollo de pliegues en vaina. La deformación es progresiva, con una fuerte componente de cizalla simple (flechas). En un estadio inicial de la deformación (a), la superficie plegada muestra pliegues en varios estadios de desarrollo (1= carnela curvada ligeramente; 2= pliegue en vaina; 3= charnela cilíndrica; 4= lugar de una futura nucleación de pliegue). En un estadio posterior de la deformación (b), todas las estructuras anteriores han sido modificadas: el pliegue 1 se transforma en pliegue 1', en vaina; el pliegue 2 es replegado y se transforma en 2', un pliegue en vaina elongado; la charnela 3 deja de ser cilíndrica y se curva para dar 3'; el lugar 4 es ocupado por una nueva charnela cilíndrica 4'). Tomado de QUINQUIS et al. (1978).

Análisis microestructural: En lámina delgada observamos también micropliegues con características semejantes a las de los pliegues de escala mesoscópica, particularmente su asimetría, de igual modo relacionada con el carácter subsidiario de los micropliegues con respecto a los de escala mesoscópica.

La esquistosidad S_2 es un bandeado tectónico de microlitones de cuarzo y lechos de mica incolora probablemente formada por mecanismos de disolución por presión o "Coble creep" (COBLE, 1963), mecanismo de transferencia de masa por difusión en el cual la difusión tiene lugar predominantemente a lo largo de los límites de los granos, se produce normalmente a bajas temperaturas y la transferencia de masa tiene lugar en estado sólido. Si consideramos, por otra parte, el efecto de la fase intergranular, esta fina película de fluido puede proporcionar una vía de difusividad mucho mayor y obtendríamos diferenciados por disolución por presión. El "Coble creep" y la disolución por presión son procesos cuyos resultados geométricos son equivalentes (RUTTER, 1976; KERRICH, 1977; KERRICH et al., 1977). Es probable que la formación de las estructuras de esta fase esté asistida también, aunque es menor proporción, por mecanismos de deformación plástica intracrystalina ("dislocation glide" y "dislocation creep"). Todos estos mecanismos se muestran en los mapas de mecanismos de deformación de las figuras 4-5 y 4-6, introducidos por ASHBY (1972) y que son utilizados para materiales determinados por diversos autores como RUTTER (1976) y WHITE (1976), entre otros. En ellos se observa que los mecanismos de deformación por dislocaciones ("dislocation glide" y "dislocation creep") son dominantes para mayores esfuerzos diferen-

ciales ($\sigma_1 - \sigma_3$); en cambio, los procesos de transferencia de masa por difusión ("disolución por presión", "Coble creep" y "Nabarro-Herring creep") predominan para valores de esfuerzo menores.

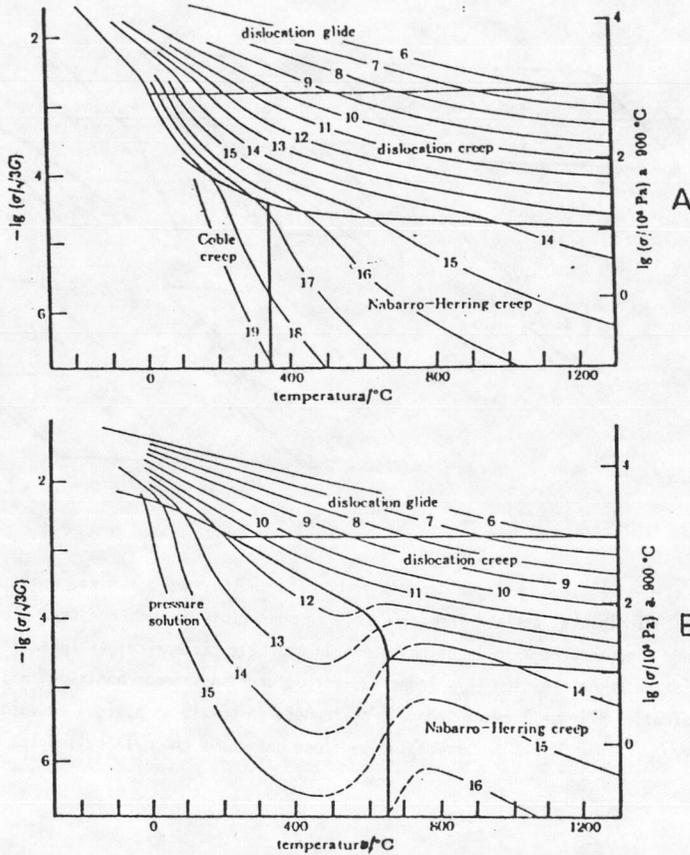


Figura 4-5: Mapas de mecanismos de deformación para el cuarzo; A: sin la disolución por presión, B: modificado por la adición del campo de la disolución por presión. Se muestran las curvas de $-\lg$ de la velocidad de deformación. σ es el esfuerzo diferencial ($\sigma_1 - \sigma_3$). $d = 100 \mu\text{m}$. $V = 22 \text{ cm}^3$. Tomado de RUTTER (1976).

Por otra parte, RUTTER (1976) establece un modelo teórico para el caso de la disolución por presión con una ley de flujo dada por:

$$\dot{\epsilon} = 32 \sigma_3 V C_0 D_b W / RT \rho d^3$$

para esfuerzos bajos ($\sigma_3 < 300$ bares), donde $\dot{\epsilon}$ = energía de activación, σ_3 = esfuerzo aplicado, V = volumen molar del sólido, C_0 = concentración de una disolución saturada en equilibrio con el sólido no sometido a esfuerzos, D_b = difusividad a lo largo del límite de grano, W = anchura del límite de grano efectivo, R = constante de los gases, T = temperatura, ρ = densidad del sólido y d = diámetro del grano. De esta relación podemos extraer algunas conclusiones sobre el mecanismo de disolución por presión:

- existe una relación lineal entre esfuerzo y velocidad de deformación.

- la efectividad de este mecanismo está relacionada directamente con la solubilidad del material y con las características geométricas de la vía de difusión.
- Su efectividad es inversamente proporcional a la temperatura y al tamaño de grano del agregado que se deforma.

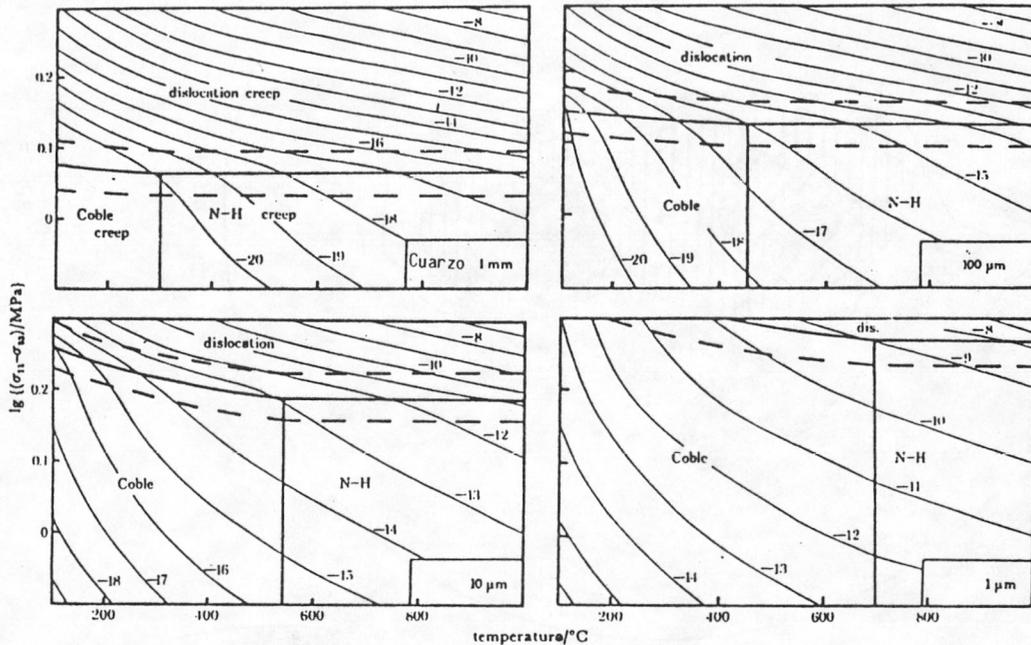
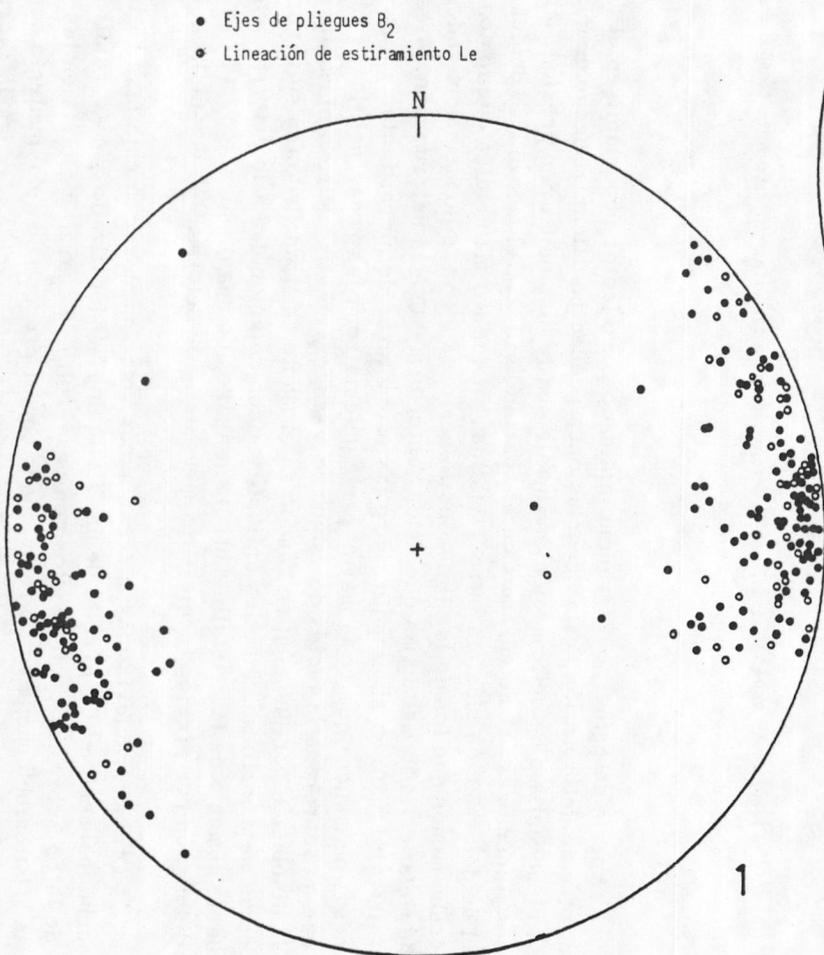


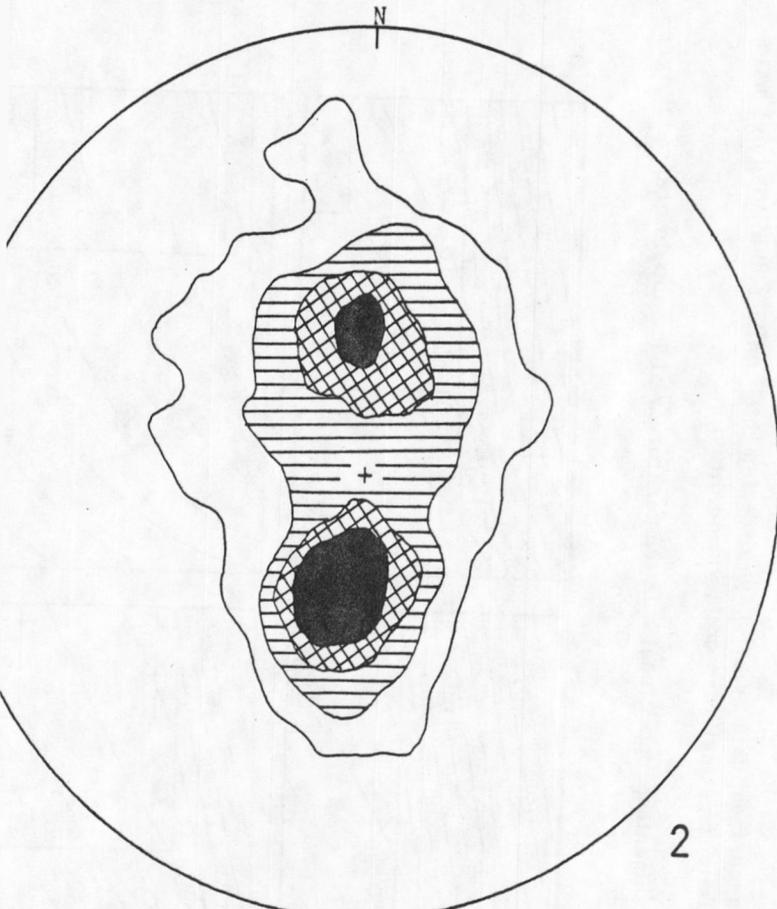
Figura 4-6: Mapas de mecanismos de deformación para cuarcitas con diferentes tamaños de grano. Según WHITE (1976).

Aparte del esfuerzo diferencial aplicado como factor importante en el desarrollo de un tipo u otro de deformación, estas conclusiones pueden justificar el hecho de que en el Manto del Veleta el mecanismo de deformación dominante sea la disolución por presión, mientras que en las Unidades Superiores, como veremos en el apartado 4.3.2., el mecanismo de deformación dominante es el de deformación plástica intracrystalina, ya que los materiales que lo constituyen son de tamaño de grano menor que los de las Unidades Superiores y han sido metamorfizados en condiciones de grado de metamorfismo más bajas que éstos, anteriormente a la deformación. A esta misma conclusión llega PULGAR (1980) en su estudio sobre las estructuras de plegamiento en la zona Astur-occidental-leonesa, de manera que en la mayor parte de esta zona las rocas pelíticas han sufrido un metamorfismo que no sobrepasa la facies de esquistos verdes y en ellas el mecanismo de deformación dominante es la disolución por presión; en cambio en el manto de Mondoñedo (en su parte occidental) la existencia de un metamorfismo en facies anfíbolítica con anterioridad a la deformación, que se refleja en un notable aumento de la cristalinidad, lleva aparejado una disminución en la importancia relativa de la disolución por presión frente a los mecanismo de deformación por dislocaciones.

Otras características microscópicas relacionadas con esta fase en la Formación Aulago son principalmente el desarrollo de un "flattening" generalizado que se manifiesta por un aplastamiento de la S_2 sobre los peciloblastos con desarrollo de cuarzo y clorita en las sombras de presión. Este "flattening" puede estar relacionado con el proceso de aplastamiento homogéneo durante la deformación progresiva D_2 . Los mecanismos de deformación plástica intracrystalina que han sido me-

Figura 4-7: Diagramas estructurales de orientación de ejes de pliegues B_2 y de lineaciones de estiramiento $Le(L_2)$: nº1 y de polos de esquistosidad S_2 : nº 2 del Manto del Veleta.





(S₂) 470π : 1, 3, 5, 7 %

2

36

nos importantes que los de disolución por presión, pueden tener lugar especialmente en los últimos estadios de la deformación D_2 ya que algunos de los cuarzos aparecen deformados plásticamente, incluido el cuarzo de las sombras de presión de los peciloblastos, que es deformado y estirado en la dirección de la L_e .

Se producen también fenómenos de transposición, a favor de la S_2 , de manera que los peciloblastos son rotados y sus fábricas internas no coinciden con la externa; tal es el caso de los blastos de estilpnomelana, que se han formado desde los primeros estadios de la fase D_2 , con texturas rotacionales (sin- S_2 y helicíticas post- S_2 y que son rotados por planos paralelos a la S_2 , hasta el punto que en ciertos casos parecen anteriores a dicha esquistosidad.

La blastesis en esta fase es importante con recristalización de mica incolora, cuarzo, granate, cloritoide y neoformación de estos mismos minerales y además plagioclasa y estilpnomelana. Se forma biotita sólo en las metapelitas de grano fino, probablemente debido a factores de composición de la roca como se discute en el apartado 5.3.1.

Datos de orientación: He medido ejes de pliegues B_2 , lineaciones L_2 , que son de estiramiento en esta fase (L_e), así como la esquistosidad S_2 . Los datos se muestran en los diagramas de la figura 4-7. El diagrama 1 presenta los polos de los ejes B_2 y de la lineación de estiramiento ($L_e = L_2$). Podemos observar que la distribución de ambos, ejes y lineaciones, es idéntica ya que en la mayoría de los afloramientos los ejes B_2 están reorientados hacia la dirección de estiramiento, aunque en algunos puntos muy ocasionales los ejes B_2 , ligeramente curvados, son perpendiculares a la L_e . Por otra parte la orientación de ejes y lineaciones (B_2 y L_e) es bastante constante en todo el área, son subhorizontales con variaciones en la orientación de N40E a N100E, y con máxima concentración de polos en N80E.

La orientación de la lineación de estiramiento representa la dirección de traslación de los mantos, ya que marca la dirección de máxima elongación finita (X). Los ejes de los pliegues asociados están reorientados hacia la dirección de estiramiento, y la foliación de plano axial de estos pliegues se supone que representa el plano $X Y$ de la deformación finita en relación con el emplazamiento de los mantos (ESCHER y WATTERSON, 1974). Para conocer el sentido de la cizalla se están utilizando en los últimos años una serie de métodos que se unen a los tradicionales, los cuales tenían en cuenta la asimetría de las estructuras de pequeña escala en relación con los pliegues mayores, y que se basan fundamentalmente en la asimetría de las fábricas de cuarzo en relación con la lineación de estiramiento (X) y el plano de foliación (XY) (LISTER et al., 1978; BRUNEL, 1980; VAUCHEZ, 1980; BEHRMANN y PLATT, 1982). Estos métodos son de mayor utilidad en áreas, como la de la presente Tesis, en donde la estratigrafía es difícil de establecer.

El diagrama 2 muestra los polos de la foliación S_2 con dos máximos que corresponden cada uno de ellos a los flancos sur y norte del gran antiformal de la Sierra de los Filabres. Pliegue de gran amplitud y con ángulo entre flancos grande, de alrededor de 130° , con eje subhorizontal de dirección aproximada N90E, que coincide con las características y orientación de los pliegues menores englobados en la fase D_4 .

TERCERA FASE DE DEFORMACION (D_3)

Análisis mesoestructural: En esta fase he incluido una serie de estructuras que encuentro en todo el área pero de una manera más discontinua que las de la fase D_2 . Encontramos pliegues P_3 con esquistosidad asociada S_3 y una lineación de microplegado o bien de intersección L_3 ,

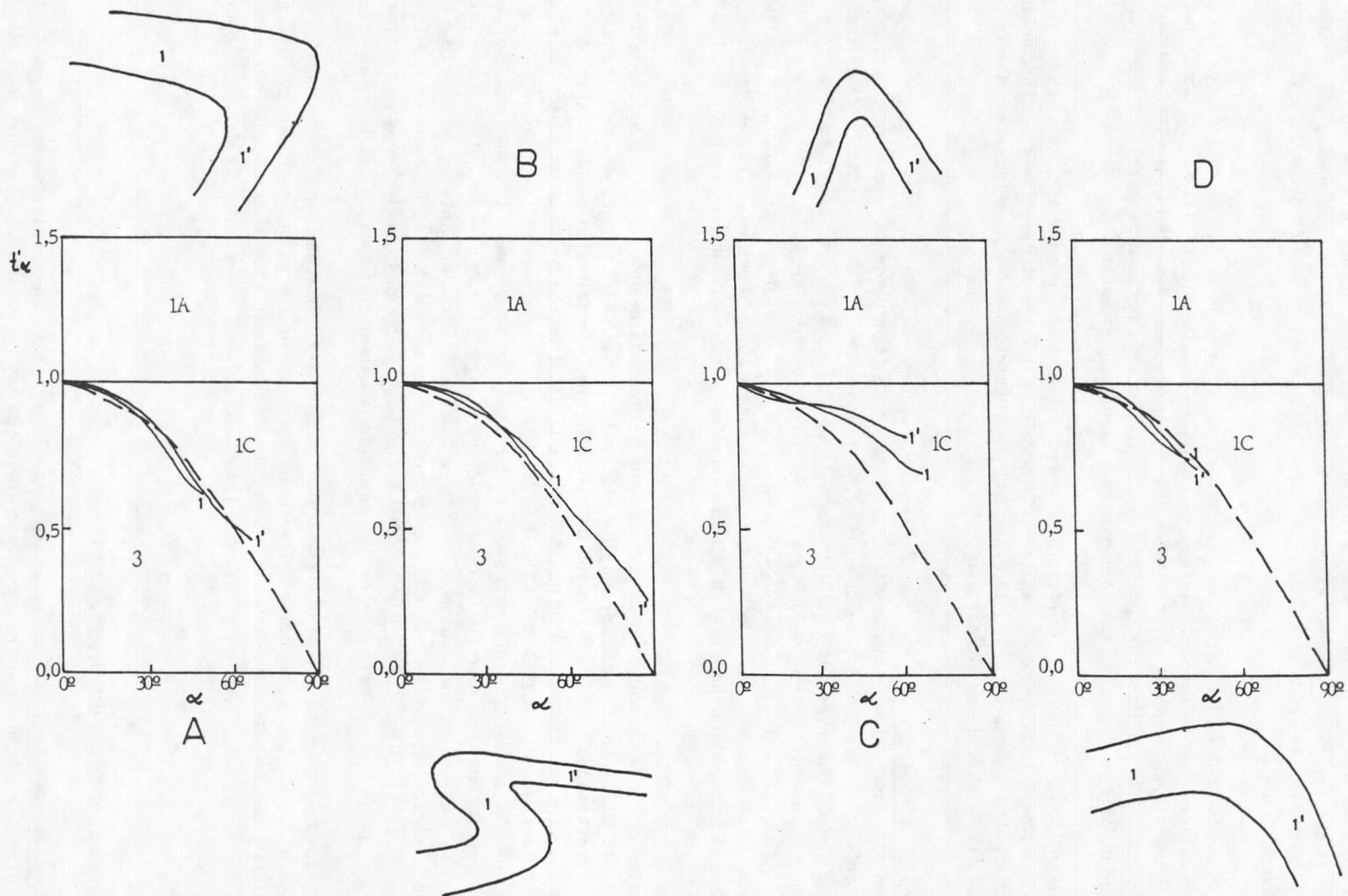


Figura 4-8: Trazas de pliegues P_3 de capas competentes (Formación Aulago) en secciones normales a los ejes de los pliegues. Diagramas $t'\alpha$ de cada uno de ellos.

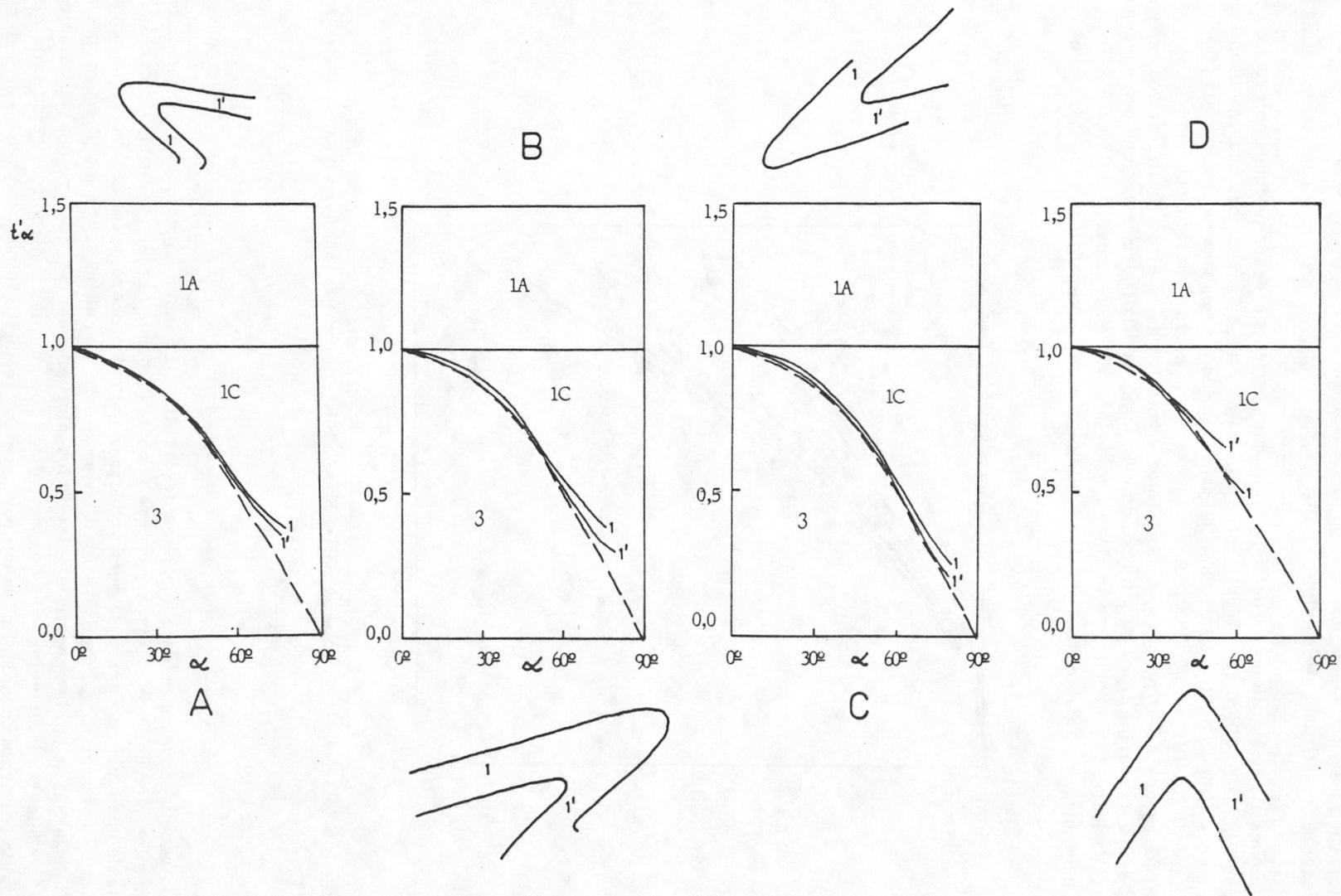


Figura 4-8(bis): Trazas de pliegues P_3 de capas incompetentes (Formación Aulago). Diagramas $t'\alpha$ de cada uno de los pliegues.

cuya característica más importante desde el punto de vista de su cronología relativa es que pliegan a la lineación de estiramiento (Fotos 5 y 9).

Los pliegues P_3 muestran un grado de apretamiento variable, desde pliegues abiertos a cerrados (según FLEUTY, 1964) con ángulo entre flancos de 120° a 35° , aunque ocasionalmente pueden ser apretados (ángulo de 27° – 22°), especialmente en los niveles más pelíticos. Son pliegues, como en el caso de los P_2 , asimétricos, con vergencias tanto hacia el norte como hacia el sur, aunque el caso más general es el primero, con sentido de rotación hacia el S. En la fig. 4–8 se muestran los valores de t'_α de varios tipos de pliegues de esta fase; en ella podemos ver que pertenecen a la clase 1C de RAMSAY, próximos a la clase 2 en la mayoría de los casos. La figura 4–9 muestra el porcentaje de aplastamiento de estos pliegues para las capas competentes (Foto 6).

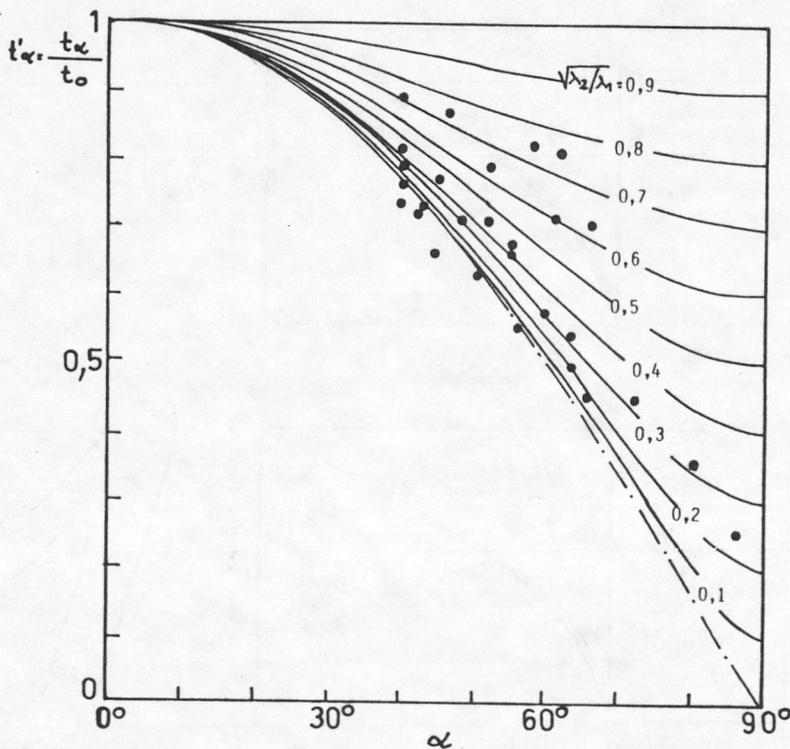
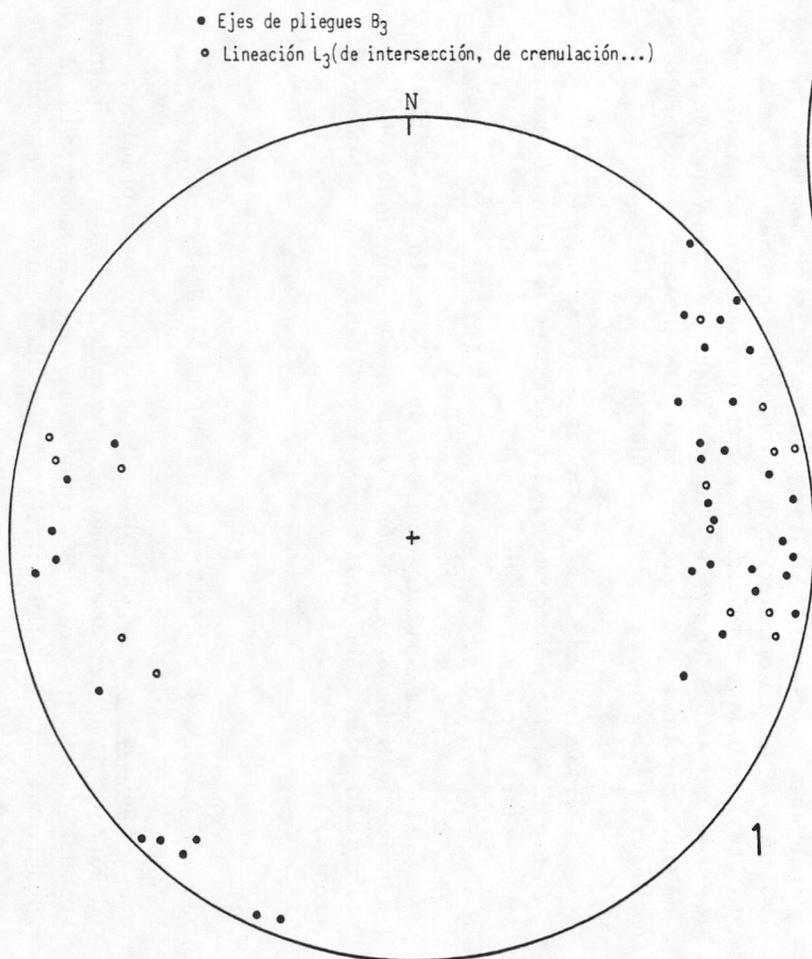
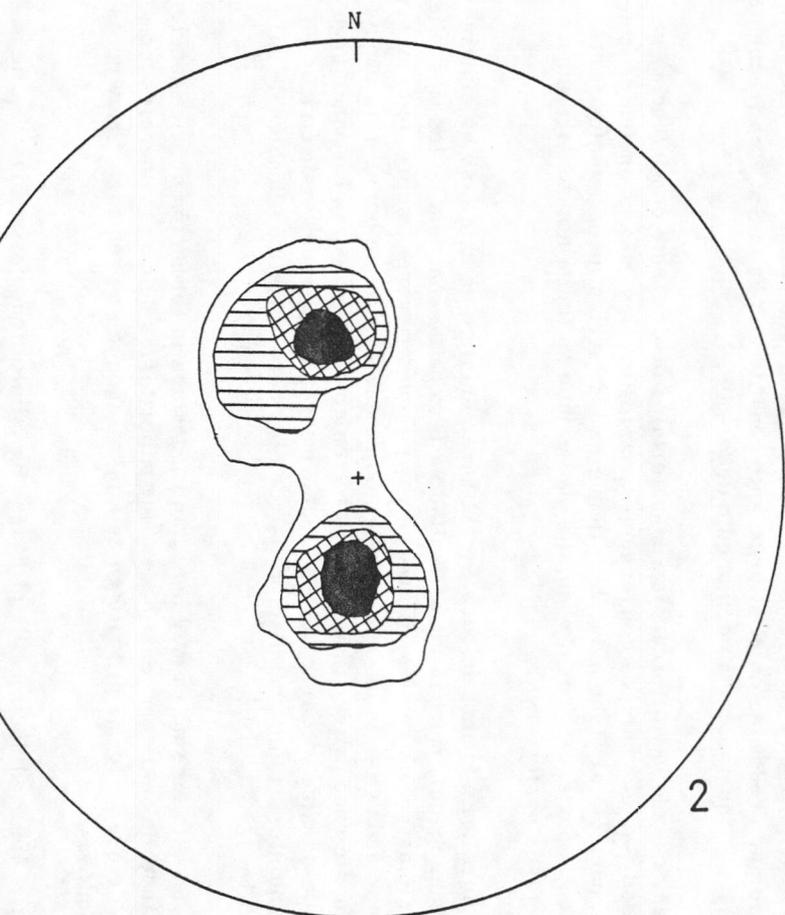


Figura 4-9: Valores de la deformación homogénea superpuesta, λ_2/λ_1 , de los pliegues P_3 de la F. Aulago (capas competentes) en función de t'_α .

Ligada genéticamente a estos pliegues se desarrolla una esquistosidad que es incipiente en los puntos donde los pliegues son abiertos y es más importante donde los pliegues son más cerrados, de manera que de unos puntos a otros se puede observar todo el proceso de formación de una esquistosidad de crenulación (COSGROVE, 1976). Comienza éste con el inicio de los pliegues por "buckling" de la S_2 ; según la superficie axial de los micropliegues se desarrollan planos de esquistosidad de crenulación incipientes, aún cuando todavía los pliegues son abiertos; esto está acompañado y seguido por fenómenos de disolución por presión, removilización y redepósito de material en otros lugares, de manera que el resultado último puede ser un bandeado tectónico con niveles de cuarzo en las charnelas ("microlitones"), a donde éste ha migrado, y enriquecimiento diferen-

Figura 4-10: Diagramas estructurales de orientación de ejes de pliegues B_3 :nº1 y de polos de esquistosidad S_3 : nº 2 del Manto del Veleta.





(S₃) 65 : 2,5, 5, 10, 15 %

cial de mica incolora en los flancos ("septa") (Fotos 7 y 8). Cuando los pliegues P_3 no son muy apretados, la esquistosidad que predomina en el afloramiento considerado es la S_2 y es frecuente ver dos esquistosidades S_2 y S_3 que se cortan con ángulo de 20-40°.

En casos particulares, cuando hay alternancias de materiales de diferente competencia, se desarrolla una esquistosidad S_3 , en abanicos convergentes, en los niveles más competentes (metapsamitas) y más o menos paralela al plano axial del pliegue en los niveles incompetentes (metapelitas). Una característica importante de esta esquistosidad es que se forma horizontal, aunque es ligeramente plegada en fases posteriores.

Análisis microestructural: En lámina delgada lo más característico de esta fase es el desarrollo de un fruncido (microplegado), muchas veces limitado a la zona de charnela de los mesopliegues y con unas características geométricas similares a los pliegues mayores, sobre todo su asimetría. La esquistosidad asociada S_3 es un bandeado tectónico que raramente borra a la esquistosidad anterior y es frecuente encontrar dos bandeados tectónicos que se cruzan formando ángulos de 30°, la S_2 , bandeado de mica y cuarzo que es afectada por micropliegues asimétricos P_3 con la formación de una esquistosidad de crenulación S_3 , con las características también de un bandeado tectónico (Foto 13 y 14).

La blastesis mineral en esta fase no es muy importante, destaca la formación de mica incolora y cuarzo para dar el bandeado, así como cantidades muy minoritarias de otros minerales como albita y clorita. Es probable que se forme granate en esta fase, aunque se presenta en muy pocas muestras y con texturas dudosas.

Datos de orientación: He medido ejes de pliegues B_3 , lineaciones asociadas L_3 , de microplegado o de intersección entre S_2 y S_3 , así como la esquistosidad S_3 . Los datos se muestran en los diagramas de la figura 4-10. El diagrama 1 presenta los polos de los ejes B_3 y lineaciones paralelas a estos ejes; muestran alguna dispersión, aunque su máxima concentración varía entre N100E y N50E. La orientación de estos ejes es coincidente con la de la lineación de estiramiento L_e de la fase anterior, de manera que son casi co-axiales; no obstante en cada afloramiento se ve que ambos (B_3 y L_e) forman ángulos agudos y que los pliegues P_3 pliegan a la lineación de estiramiento L_e . Ocasionalmente esta lineación forma ángulos mayores con los ejes de los pliegues B_3 , siendo casi perpendiculares.

Como ha quedado dicho, los pliegues P_3 son asimétricos y presentan perfiles transversales en S o en Z, dependiendo de que los encontremos en flancos normales o inversos, respectivamente, de otros de mayor escala.

El diagrama 2 muestra los polos de la foliación S_3 y en él se observa una distribución similar a la que mostraba la S_2 con dos máximos que evidencian los efectos de las fases de plegamiento tardías (D_4 principalmente), con ligeros alabeamientos de la esquistosidad S_3 que era subhorizontal.

CUARTA Y QUINTA FASES DE DEFORMACION (D_4 y D_5)

Análisis mesoestructural: En la mayoría de los afloramientos la fase dominante es la D_2 con desarrollo de una esquistosidad S_2 , que es la superficie de referencia más importante para la cronología relativa de las diferentes estructuras. Además de los pliegues P_3 , anteriormente descritos, la foliación principal está afectada por una serie de pliegues tardíos que afectan también a la S_3 (Foto 11).

En unos casos estos pliegues son de tipo angular ("chevron fold") y otras veces son pliegues en caja con charnelas múltiples ("box fold"). Son de estilo paralelo, abiertos, con fenómenos de colapso y amortiguamiento de su curvatura (fig. 4-11). Por lo general son de escala mesoscópica o mayores y no tienen microcrenulaciones asociadas, tan sólo muy ocasionalmente. Sólo en este último caso, cuando los pliegues van asociados con otros de escala microscópica, se desarrolla una incipiente esquistosidad de crenulación que es subvertical, al contrario que las foliaciones anteriores.

Análisis microestructural: De las 270 láminas delgadas estudiadas sólo 20 presentan micropliegues que puedan asignarse a estas fases tardías. Las características geométricas de estos

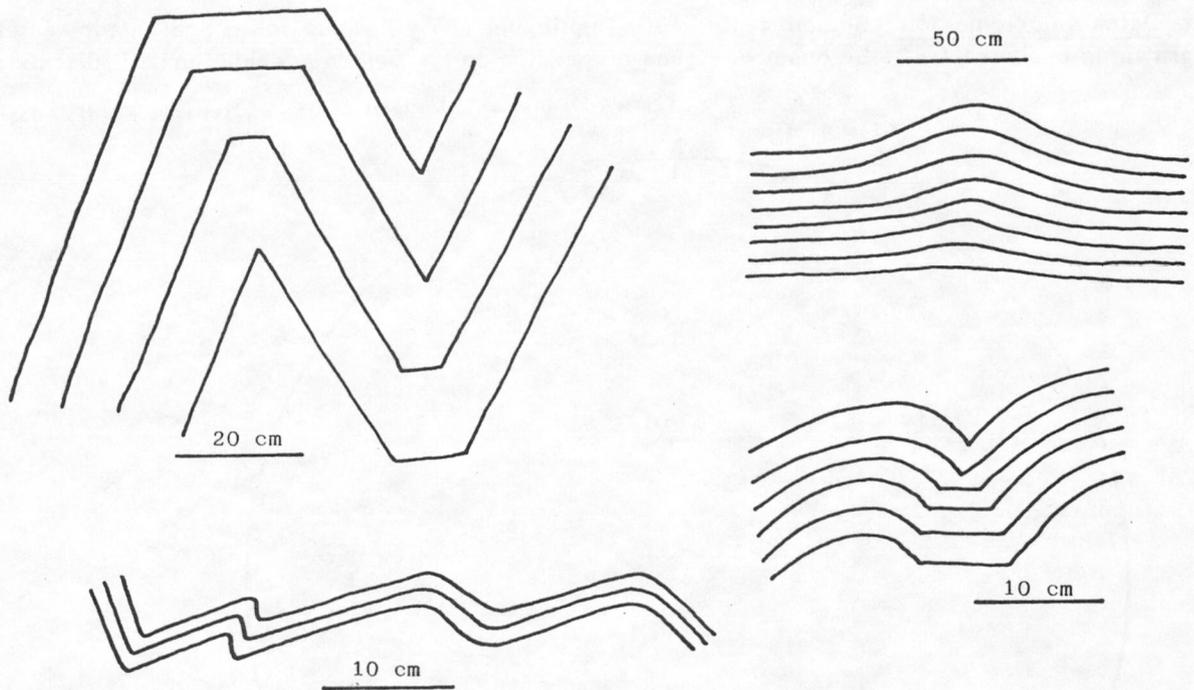


Figura 4-11: Trazas de pliegues P_4/P_5 .

pliegues dependen de la naturaleza y tipo de anisotropía a la que afectan, de manera que cuando la S anterior es un bandeado de segregación metamórfica de cuarzo y mica incolora se observa una crenulación con micropliegues abiertos, pero si la roca es una micacita, con una fuerte anisotropía planar, se desarrollan pliegues en "cofre" posteriores con planos axiales conjugados. La penetratividad de estas estructuras post- D_3 es tan escasa que incluso a escala de la lámina delgada se pueden observar bandas de esquistosidad, afectadas por una crenulación posterior, mientras que otras alternantes están indeformadas.

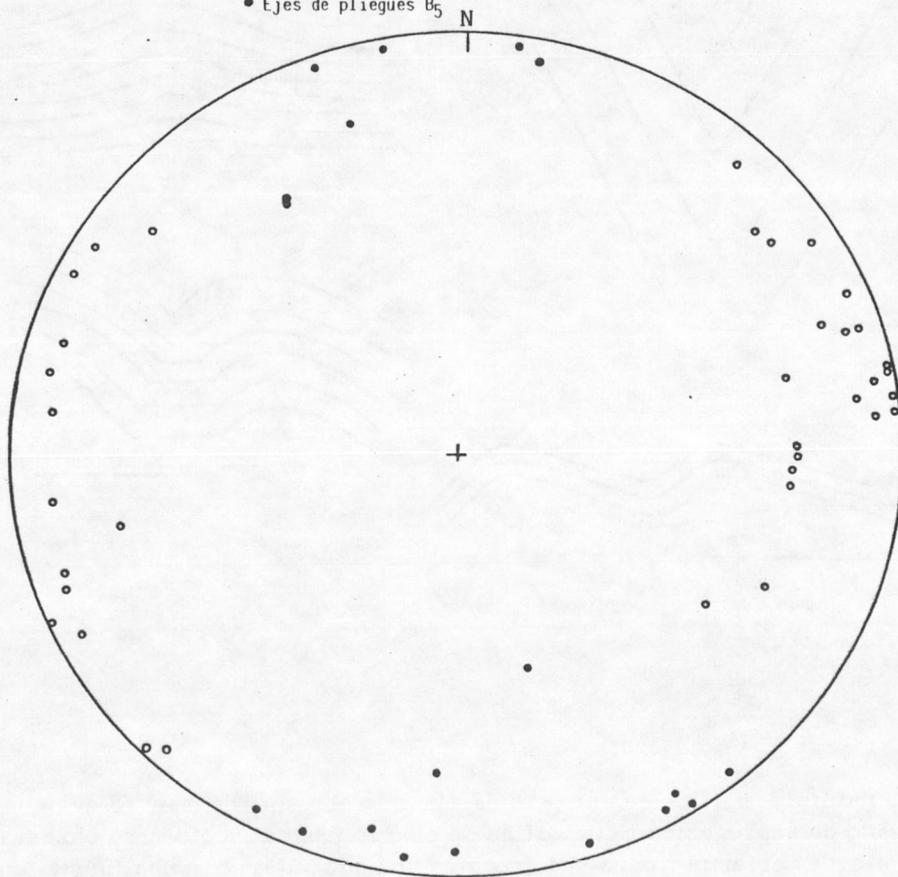
De los pliegues posteriores a la S_3 se pueden hacer dos grupos en función de sus orientaciones axiales. Las características geométricas son muy similares de ahí que los haya descrito juntos anteriormente. Hay un grupo de pliegues (P_4) que cuando afectan a los P_2 o P_3 se observa que sus

ejes son paralelos o forman ángulos menores de 10° ; el modelo de interferencia es del tipo 3 de RAMSAY (1967) que corresponde a la superposición de pliegues de ejes subparalelos y planos axiales perpendiculares. Otro grupo (P_5) muestran ejes aproximadamente perpendiculares a los P_2 o P_3 con un modelo de interferencia del tipo 2, que muestra las típicas formas de hongo (Foto 12).

No he observado en ningún punto interferencia entre ambos tipos de pliegues (P_4 y P_5) y la ordenación temporal en sólo una suposición, aunque probablemente ambas fases no estén muy separadas en el tiempo. DIAZ DE FEDERICO (1980) supone para estructuras similares a éstas que: "...pueden haberse sucedido sin gran lapso de tiempo entre ellas, y la perpendicularidad de sus direcciones axiales puede explicarse si, en un momento determinado, el esfuerzo máximo compresivo declina su lugar y éste es tomado por el hasta entonces esfuerzo compresivo intermedio" (pag 259).

Datos de orientación: Se han medido ejes de pliegues (B_4 y B_5) que son representados en el diagrama de la figura 4-12. Se observa alguna dispersión de las medidas, debido principalmente a

- Ejes de pliegues B_4 Figura 4-12. Diagrama estructural de ejes de pliegues B_4 y B_5 (F. Aulago).
- Ejes de pliegues B_5



las características geométricas de estos pliegues, que generalmente no son cilíndricos y muestran charnelas múltiples con diversas orientaciones de los ejes en el mismo afloramiento. A pesar de esta dispersión se puede observar una distribución bimodal de los polos, que deben corresponder respectivamente a cada una de las fases, D_4 y D_5 . Los B_4 orientados alrededor de $N90E$ y los B_5 , alrededor de $N180E$. Debo insistir en que estos subíndices no representan nada más que una cronología relativa supuesta, ya que en ningún caso he observado fenómenos de interferencia entre ambos tipos de pliegues.

SEXTA FASE DE DEFORMACION (D₆)

Está representada por pliegues de tipo "kink band", que encuentro esporádicamente afectando a la S₂ y con orientaciones muy diversas. No he podido encontrar afloramientos en los que aparecen junto a los pliegues P₄ y P₅ y dada su escasa importancia no han sido tomados en consideración en este trabajo.

RELACION ENTRE LA DEFORMACION Y EL METAMORFISMO

En secciones anteriores me he referido a la descripción de los diferentes litotipos de esta formación. En este apartado hablaré de cada uno de los minerales en relación a las fases de deformación, independientemente de la roca en que se encuentren, ya que en todos los casos las relaciones son muy similares. No obstante hay minerales específicos de un tipo de roca particular y serán mencionados expresamente.

GRANATE

Es un mineral abundante en las rocas de esta formación. En muchas muestras aparece en cristales diminutos, del orden de 100 μm, que, aunque numerosos, no permiten deducir claramente sus relaciones con la fábrica de la roca. No obstante frecuentemente son de mayor tamaño (desde 600 μm, hasta 1 mm), con una gran variedad de texturas que atestiguan su cristalización en todas las fases del metamorfismo alpino. Hay granates con texturas precinemáticas de la S₂, con fábricas internas rectas o sigmoidales, no coincidentes con la S_e (S₂), es decir formados en fases de deformación sin-D₁ a post-D₁. El número de granates con esta textura es pequeño y no se puede excluir la posibilidad de que sean granates de fase D₂ que han sido rotados durante la deformación progresiva. Se pueden considerar, por otra parte, como precinemáticos de S₂, los granates incluidos en plagioclasas rotacionales de fase D₂, que aparecen englobados por su fábrica interna (Foto 17). Se forma granate, de manera abundante, durante la fase D₂, con texturas rotacionales "en bola de nieve", sin-D₂ (Foto 15) y granates con fábrica interna plegada y coincidente con la externa (S₁) pero con pliegues más abiertos que en la matriz (sin-P₂). Además, podemos encontrar granates que crecen durante la fase estática post-D₂, que se muestran como bordes de crecimiento alrededor de granates rotacionales o cristales con textura helicítica de los pliegues P₂ o de la esquistosidad S₂ (Foto 16). La fábrica interna de los granates viene dada por la orientación de cuarzo, grafito, turmalina, circón, minerales opacos y micas. Finalmente, he observado granates relacionados con la fase de deformación D₃; se trata de granates con probables texturas helicíticas de los pliegues P₃, aunque su distribución es muy puntual, aparecen tan sólo en tres de las muestras estudiadas y con texturas muy dudosas.

Se ha analizado un granate rotacional sin-D₂ por microsonda, tanto en el núcleo como en la periferia. Los resultados analíticos son expresados en la tabla 4-III así como la composición en función de los términos externos.

PLAGIOCLASA

La plagioclasa es de composición albítica y presenta una serie de texturas que certifican el crecimiento de la misma en la fase de deformación D₂, en condiciones sincinemáticas y estáticas

Tabla 4-III: Composición química de un granate peciloblástico (sin-S₂).
Manto del Veleta.

	Muestra GL-12	
	(1)	(2)
	NUCLEO	PERIFERIA
% SiO ₂	37,01	37,56
% Al ₂ O ₃	20,93	21,26
% FeO	29,43	30,96
% MnO	2,85	1,30
% MgO	0,12	0,45
% CaO	9,15	8,74
ALM.	66,50	69,87
PIR.	0,47	1,82
ESP.	6,53	2,96
GROS.	26,50	25,25

(post-D₂). Son frecuentes los cristales de albita rotacionales con una fábrica interna constituida por grafito, cuarzo, minerales opacos, epidota y turmalina, de forma sigmoidal que se sigue con la Se (S₂) (Foto 18). También son sincinemáticas las plagioclasas que fosilizan pliegues P₂, pero los pliegues internos son más abiertos que en la matriz. Además hay plagioclasa con texturas helicítica de los pliegues P₂ o de la S₂. Se produce por transformación de la mica incolora; una transformación que es mimética. Son frecuentes los cristales zonados con núcleo rotacional y periferia estática sin inclusiones. También hay plagioclasas helicíticas zonadas con núcleo de albita y periferia algo más cálcica. Esta zonación se ha observado en una sola muestra y el borde es tan estrecho que no he podido calcular su composición por métodos ópticos.

Hay evidencias de cristalización de plagioclasa en fases posteriores. Tal es el caso de los recrecimientos de albita durante la fase de "flattening" de los últimos estadios de la fase de deformación D₂. También encontramos albita que cristaliza durante las fases posteriores a D₂, con textura helicítica de P₃ (Foto 19).

CLORITOIDE

Este mineral es frecuente en algunos niveles de esquistos de grano medio y lo normal es que aparezca en pequeños cristales (de alrededor de 80 μm) con pleocroismo en azul pálido e incoloro. Presenta a veces maclas bisintéticas. Los cristales se orientan con la S₁ y son plegados por P₂. En algunas muestras forma parte de rosetas de cristales dispuestos radialmente, de un tamaño superior a los anteriores (240 μm) y con inclusiones de grafito en "reloj de arena"; muestran textura helicítica de la S₂. Estas rosetas son pseudomorfizadas por cuarzo y mica incolora, pero se conserva la disposición radial de las inclusiones grafitosas. En estas muestras se observan también cristales de cloritoide grandes (de alrededor de 400 μm), aislados, con maclas polisintéticas y pleocroismo igual a los anteriores y con textura helicítica de la S₂.

En un afloramiento situado en la hoja Gérgal (22-42) con coordenadas U.T.M. aproximadas: 30SWG275087, he encontrado cristales de cloritoide con un tamaño considerablemente mayor que los anteriores (alrededor de 2 mm) con maclas polisintéticas y pleocroismo similar a ellos (Foto 20). Están rodeados por la S_2 y con una fábrica interna microplegada. Tienen un borde de recrecimiento a cloritoide sin inclusiones pero con continuidad óptica. Estas características son las mismas que presentan los cloritoides pre-alpinos de la Formación Montenegro, de los cuales se trata más ampliamente en el apartado 4.3.1. Hay una diferencia aparente entre ambos y es que mientras que los de la Formación Aulago tienen un hábito pseudo-hexagonal los de la formación Montenegro son prismas monoclinicos con secciones rómbicas; DIAZ DE FEDERICO (1980) observa este mismo hecho en Sierra Nevada Central.

Se han realizado análisis por microsonda de la composición química de dos cloritoides de los que constituyen las rosetas postcinemáticas de D_2 anteriormente aludidas. Los resultados se muestran en la tabla 4-IV. En ella podemos observar que tienen una composición similar a los cloritoides pre-alpinos de la unidad del Montenegro (tabla 4-IX) y que como éstos corresponden a la variedad de cloritoide ferroso.

Tabla 4-IV: Composición química de dos cloritoides (post- D_2). Manto del Veleta.

	Muestra AU-5	
	(1)	(2)
% SiO ₂	25,44	30,19
% Al ₂ O ₃	41,74	52,72
% FeO	24,67	14,72
% MnO	0,15	0,12
% MgO	1,41	2,18
% CaO	0,10	0,02

BIOTITA-ESTILPNOMELANA

La biotita es un mineral poco frecuente en las rocas de la formación Aulago. Ha sido encontrada sólo en los esquistos de grano fino, donde aparece en pequeños cristales (80 μ m) con texturas rotacionales, sin- S_2 (Foto 21) y helicíticas, post- S_2 . Muestra un pleocroismo en marrón y amarillo pálido. Varios análisis difractométricos de muestras purificadas de este mineral muestran efectivamente las reflexiones propias de la biotita (por ej. a 10Å).

Por el contrario, se ha encontrado un mineral con una amplia distribución en las rocas de esta formación, especialmente en las metapelitas de grano medio, con unas relaciones texturales similares a las de la biotita, pero con unas características ópticas diferentes y que de acuerdo con los datos de Rayos X es estilpnomelana. Muestra un pleocroismo en marrón-verdoso y amarillo pálido con texturas rotacionales sin- S_2 y también helicíticas de la S_2 o de los P_2 (Foto 22). En muchos casos se observan minerales de este tipo que crecen transversos o los pliegues P_2 en su estado inicial pero que son posteriormente rotados en un estadio más avanzado de la deformación, especial-

mente en aquellos puntos donde la transposición de la esquistosidad es más evidente. Sufren "flattening" con desarrollo de cuarzo en las sombras de presión. Invariablemente se encuentra alterada parcial o completamente a clorita y lo normal es que aparezca en los núcleos de cristales de este último mineral. He realizado varios difractogramas de rayos X sobre muestras purificadas y en ellos se observan las reflexiones características de la estilpnomelana (12,3 Å). NIJHUIS (1964) encuentra indicios de este mineral en rocas permotriásicas (Formación Tahal) de la parte oriental de la Sierra de los Filabres, aunque como producto de retrometamorfismo de la biotita. PUGA (1965) cita estilpnomelana en anfibolitas de la Mischungszone" en el borde NW de Sierra Nevada. No obstante es en la presente Tesis donde se cita por primera vez la presencia de estilpnomelana abundante en esquistos del Complejo Nevado-Filábride, con texturas que indican que su cristalización se produce en relación con la segunda fase de deformación alpina.

CLORITA

Es producto de transformación de la biotita y la estilpnomelana y presenta texturas similares, puesto que la transformación es mimética. Esta tuvo lugar en estadios últimos de la fase de deformación D_2 ya que afecta a minerales post- S_2 . Se forma además en las sombras de presión de los minerales que sufren "flattening", especialmente de grandes cristales de minerales opacos. La clorita desarrollada de esta forma aparece a veces plegada por los P_3 , hecho que parece confirmar la relación de la fase de "flattening" con la deformación progresiva durante D_2 , más que con fases de deformación subsiguientes.

Este proceso de cloritización generalizado confirma la existencia de una fase de retrometamorfismo relacionada con la fase de empilamientos C_1 de la cual el elemento estructural más característico es la lineación de estiramiento L_2 . No obstante se forma también clorita relacionada con los pliegues P_3 , con textura helicítica post- P_3 .

Posteriormente tiene lugar la oxidación parcial o total de la clorita de manera que ésta, con pleocroismo en tonalidades verdosas pálidas, pasa a ser un mineral-oxiclorita- con pleocroismo en marrón-rojizo y amarillo oro. He realizado difractogramas de rayos X de concentrados de este mineral, para lo cual he elegido muestras donde la transformación de la clorita era total. Estos diagramas muestran efectivamente las reflexiones propias de la clorita (14, 7, 4'5 Å).

MICA INCOLORA

Es el componente mineral más importante junto con el cuarzo de estas rocas y ha sufrido recristalización a lo largo de la historia metamórfica. Se reconoce mica incolora, que marca la esquistosidad S_1 , especialmente en las charnelas de los pliegues P_2 , y también como inclusión en los peciloblastos. Durante la fase D_2 la mica incolora crece orientada para dar la esquistosidad S_2 ; en algunas rocas muy micáceas, la orientación es tal que se extingue toda la lámina al mismo tiempo. También se pueden encontrar, aunque son escasas, algunas placas de mica incolora con textura helicítica, transversas a la esquistosidad S_2 ; durante esta misma fase se produce la sericitización parcial de algunos granates y de cloritoides; a veces la transformación es total y sólo se observa un agregado de pequeños cristales de sericita, agregado sericítico que recristaliza para dar placas de mayor tamaño de mica incolora. Finalmente, se produce mica incolora durante la fase D_3 con el desarrollo de la esquistosidad S_3 , que es un bandeado tectónico de lechos de cuarzo y mica incolora.

He realizado diagramas en el difractómetro de rayos X, a partir de muestras talladas paralela y perpendicularmente a la foliación, con el fin de calcular los valores de los espaciados lateral y basal, b_0 y d_{002} , de las micas incoloras de varias poblaciones de muestras. Los resultados

Tabla 4-V: Valores medios de b_0 (Å) = \bar{x} ; desviación típica = s; número de muestras = n.

GRUPO	SUBGRUPO	\bar{x}	s	n
I	IA	8,986	0,025	117
I	IB	8,994	0,007	15
I	IC	9,010	0,010	14
II		8,984	0,026	43

se expresan en las tablas 4-V, 4-VI y 4-VII. De estos diagramas se puede obtener una primera conclusión; tal es, que en las metapelitas de grano medio coexisten la moscovita y la paragonita; en cambio, en las metapelitas de grano fino la única mica incolora existente es la moscovita.

Tabla V-VI: Valores medios de d_{002} de la moscovita (Å) = \bar{x} ; desviación típica = s; número de muestras = n.

GRUPO	SUBGRUPO	\bar{x}	s	n
I	IA	9,9567	0,019	28
I	IB	9,9643	0,002	6
I	IC	9,9546	0,008	6
II		9,9496	0,028	15

Las muestras para este análisis pertenecen a diez localidades del Manto del Veleta, distribuidas en tres secciones transversales (Fig. 4-13). El muestreo está hecho de modo que se puedan observar las posibles variaciones de los parámetros analizados tanto en sentido vertical como horizontal. Del mismo modo se han recogido muestras en 3 localidades de la Formación Montenegro (figura 4-13) para confrontar con los datos obtenidos para la Formación Aulago (Manto del Veleta).

Resultados analíticos: Se observa que los b_0 de las moscovitas de las diversas localidades son muy similares, y que en aquellos puntos donde el b_0 varía, no se debe a que existan gradientes de presión en el área estudiada sino a otros factores que analizaremos seguidamente. Se han reunido las muestras estudiadas en dos grupos distintos: grupo I, muestras de la Formación Aulago y grupo II, muestras de la Formación Montenegro.

Las diversas localidades de muestras del grupo I, representadas en la figura 4-13 con los números del 1 al 10, se pueden dividir en 3 subgrupos dependiendo de su composición mineralógica:

Tabla 4-VII: $\Delta d = (d_{002} \text{ Mo} - d_{002} \text{ Pa})$ para las distintas localidades del grupo II (11, 12 y 13) y para varias del subgrupo IA.

Muestra	d	Localidad	Muestra	d	Localidad
ES-2	0,2865	1	AU-1	0,3440	9
ES-3	0,2985	1	AU-2	0,3715	9
ES-11	0,3280	1	AU-3	0,3450	9
ES-12	0,3350	1	AU-8	0,3805	9
GL-1	0,3585	4	AU-14	0,3595	9
GL-3	0,3390	4			
GL-5	0,3165	4	NA-1	0,3175	11
GL-9	0,3240	4	NA-3	0,3330	11
GL-31	0,3345	6	NA-6	0,3440	11
GL-34	0,3285	6	NA-12	0,3415	11
GL-37	0,3210	6	NA-14	0,3145	11
GL-40	0,3315	6	NA-20	0,3260	12
GL-41	0,3210	6	NA-21	0,2720	12
AU-32	0,3270	7	NA-25	0,3200	12
AU-38	0,3550	7	NA-27	0,3260	12
AU-40	0,3340	7	NA-29	0,3080	12
AU-41	0,3250	7	NA-31	0,3270	13
AU-43	0,3820	7	NA-37	0,3560	13
AU-17	0,3130	8	NA-39	0,3400	13
AU-20	0,3320	8	NA-40	0,3520	13
AU-21	0,3340	8	NA-41	0,3520	13
AU-27	0,3610	8			
AU-28	0,3270	8			

Subgrupo IA. A él corresponden las muestras de las localidades 1, 3, 4, 5, 6, 7, 8, y 9 de la figura 4-13. Son metapelitas grafitosas con la siguiente asociación mineral: cuarzo + moscovita + paragonita + granate + grafito + albita + cloritoide + clorita + estilpnomelana, que queda representada en un diagrama AKNa de THOMPSON (1957) en el campo "X" (Figura 4-14).

Subgrupo IB. Constituido por muestras de la localidad 2 de la figura 4-13. Se diferencia del anterior por la falta de paragonita y tiene la siguiente asociación mineral: cuarzo + moscovita + albita + estilpnomelana + granate + grafito, que se puede representar en el campo "Y" del citado diagrama (Figura 4-14).

Subgrupo IC. Pertenecen a él las muestras de la localidad 10. La característica que lo diferencia del resto es la falta de paragonita y de albita. Se trata de metapelitas grafitosas con un tamaño de grano muy fino y que están constituidas fundamentalmente por cuarzo + moscovita + biotita + grafito.



Figura 4-13: Esquema cartográfico con la distribución de las diferentes localidades de muestras en las que se han estudiado los espaciados b_0 y d_{002} de las micas incoloras.

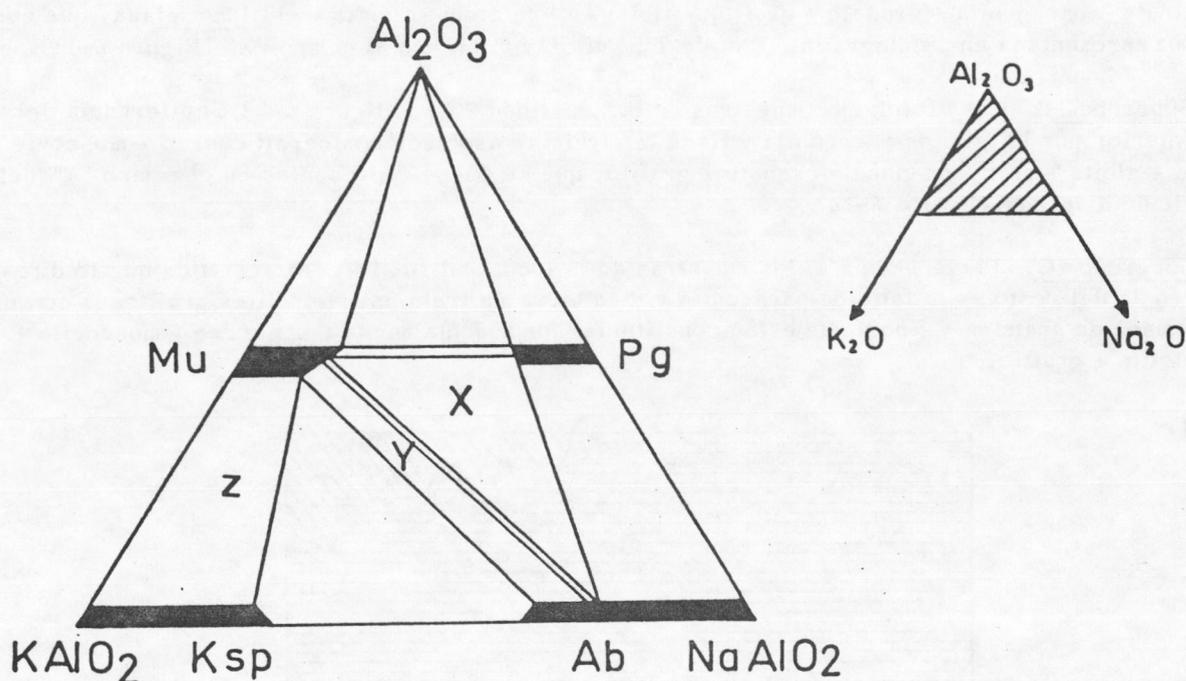


Figura 4-14: Diagrama AkNa de THOMPSON (1957) que muestra las compatibilidades de los minerales para metapelitas en facies de esquistos verdes (ver texto).

Los resultados sobre los valores medios de los parámetros b_0 y d_{002} de la moscovita para los diferentes grupos son mostrados en las tablas 4-V y 4-VI, respectivamente. En la tabla 4-VII quedan reflejados los diferentes $\Delta d = (d_{002} \text{ Mo} - d_{002} \text{ Pa})$ de micas de varias localidades del subgrupo IA y del grupo II, donde moscovita y paragonita son coexistentes.

Consideraciones Geobarométricas

Los cuatro grupos de muestras presentan valores medios de b_0 semejantes, salvo el subgrupo IC, como se observa en la tabla 4-V. En relación con esta tabla se pueden hacer las siguientes consideraciones:

1. Los valores de b_0 del grupo IB, ya que éste tiene la asociación mineral recomendada por SASSI (1972), SASSI y SCOLARI (1974) y GUIDOTTI y SASSI (1976), son probablemente los que tiene un mayor significado geobarométrico. En la figura 4-15 se compara la curva de frecuencias acumulativas de este subgrupo con la obtenida por DIAZ DE FEDERICO et al. (1979) sobre metapelitas del Manto del Veleta en otro área de Sierra Nevada y se observan valores similares, que por otra parte, son característicos del metamorfismo de baja presión. Este ambiente de baja presión ha sido puesto de manifiesto para este Manto en otras áreas de Sierra Nevada por MARTIN RAMOS (1976) y en Sierra de Baza por GOMEZ PUGNAIRE (1981). En toda la discusión hay que tener en cuenta que estos valores de b_0 reflejan las condiciones de mayor temperatura que ha afectado a estas rocas, en las cuales recrystalizó la mica incolora; salvedad que se hace necesaria dado que, como se describe anteriormente, estas rocas son polifásicas y probablemente también polimetamórficas.

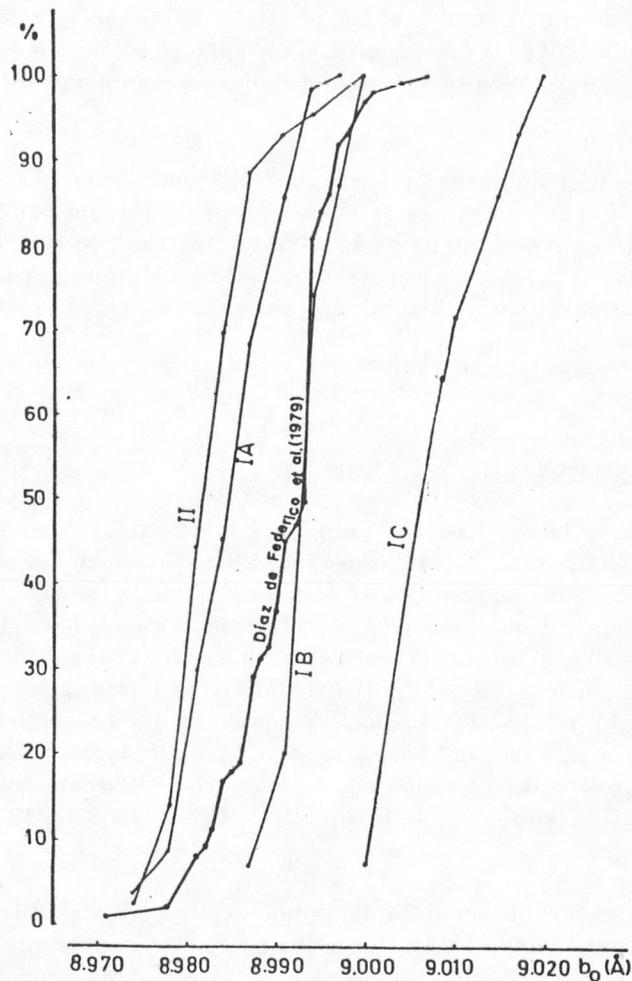


Figura 4-15: Curvas de frecuencias acumulativas de los valores de b_0 para los diferentes grupos estudiados. En trazo grueso los datos de DIAZ DE FEDERICO et al., (1979) para el Manto del Veleta.

2. En el subgrupo IA se observa un descenso de los valores de b_0 con respecto a los del subgrupo IB (figura 4-15, tabla 4-V), no atribuible a diferencias de temperatura, ya que, como se verá en el siguiente apartado, no existen diferencias sustanciales en la temperatura que han sufrido las rocas de las diferentes localidades de la figura 4-13 durante el "clímax" de metamorfismo. Este descenso es debido, por el contrario, a la descladonitización ocasionada en la moscovita por la coexistencia de ésta con la paragonita. No obstante, la variación con respecto al subgrupo IB no es excesivamente grande, con una diferencia en la media del b_0 de 0,008 Å, lo que puede indicar que en los dominios metamórficos de baja presión la presencia de paragonita no altera sustancialmente el significado geobarométrico, puesto que los valores de b_0 son ya bajos y un mayor descenso de los mismos no es posible.

3. Con respecto al subgrupo IC y en particular a los valores tan altos de b_0 que presenta, estos son debidos fundamentalmente a variables de tipo composicional. En efecto, a la vista de la com-

posición mineralógica, tan particular, que presenta este grupo, se induce que el sistema no estaría saturado en alúmina, de manera que la existencia de mayor o menor cantidad de Al en la red de la moscovita (o lo que es lo mismo, menor o mayor b_0 ; respectivamente) está únicamente ligada a variaciones de composición en la roca, permaneciendo siempre en el ámbito de un sistema infrasaturado en alúmina, como la falta de paragonita y de albita indica. En este caso, los valores de b_0 son independientes de la presión.

Dada la composición de este subgrupo, podría representarse en el campo de la moscovita en la figura 4-14. Con el fin de verificar si era la presencia de feldespato potásico la causa del aumento de b_0 en éstas micas, he realizado tinciones de varias muestras con resultados negativo. De cualquier manera, ya sea con o sin feldespato potásico, la composición tan particular de las rocas del subgrupo IC impide la comparación de los valores de b_0 de las micas correspondientes con respecto a los otros subgrupos.

Consideraciones Geotermométricas

Con el fin de verificar la existencia o no existencia de variaciones de temperatura entre las distintas localidades de la figura 4-13 se han medido los espaciados basales de la paragonita (a partir de la reflexión (006), usando cuarzo como "standard") y de la moscovita (a partir de la reflexión (00.10), usando Si metálico como "standard") para varias localidades del subgrupo IA y del grupo II (tabla 4-VII). Como se puede observar en dicha tabla, no existen diferencias significativas en el Δd , siendo $\Delta d = d_{002}$ (moscovita) - d_{002} (paragonita). Si tomamos este valor como indicativo de la temperatura (GUIDOTTI y SASSI, 1976), podemos decir que no existen variaciones importantes en la temperatura que ha afectado a las rocas de las diferentes localidades durante el "climax" de metamorfismo. El parámetro Δd ha sido considerado recientemente con mayor valor geotermométrico que la medida del espaciado basal de la moscovita (MARTIN RAMOS y RODRIGUEZ GALLEG0, 1980).

Este resultado era esperable en vista de que no existen grandes diferencias en la composición mineralógica de las distintas muestras y todas ellas se pueden representar en los mismos diagramas AKNa y AFM. La falta particular de cloritoide en algunas muestras no puede ser considerada como debida a un aumento de la temperatura, ya que esto podría implicar la aparición de estauroлита (DIAZ DE FEDERICO et. al., 1979).

En la tabla 4-VI se muestran los valores medios de espaciado d_{002} de la moscovita para los diferentes grupos. Se puede comprobar que estos valores son muy similares y que corresponden a unas condiciones de temperaturas bajas (zona de la biotita en la gráfica de ZEN y ALBEE (1964), representada en la figura 4-16). En ella se incluyen también los datos de d_{002} para micas de rocas de mayor grado de Sierra de Baza (GOMEZ PUGNAIRE, 1981).

CUARZO

Ha recrystalizado también a lo largo de la historia metamórfica en todas las fases. Aparece formando parte de los microlitones con textura granoblástica (límites de grano en punto triple) y adquiere una mayor orientación preferencial cuando el bandeo tectónico es más importante. Cuando los cristales de cuarzo aparecen inmersos o rodeados por la mica incolora, su forma está condicionada por la de este mineral, de manera que sus límites de grano se orientan en el mismo sentido que los planos (001) de la mica. Es frecuente también la recrystalización de cuarzo en las sombras de pre

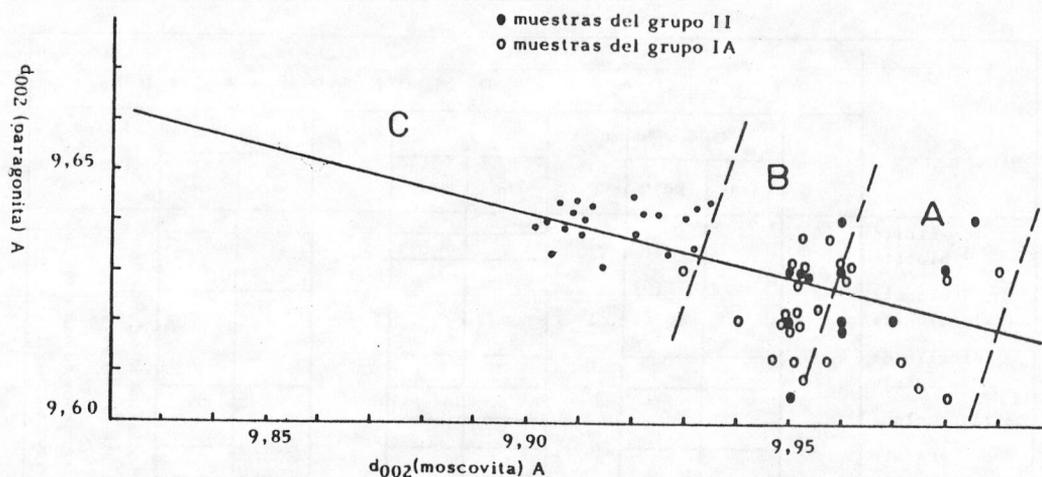


Figura 4-16: Espaciado basal de la moscovita y la paragonita en las rocas analizadas: Gráfica de ZEN y ALBEE (1964). A: Zona de la biotita; B: zona del almandino; C: zona de la estaurrolita + distena. Se representan también los datos de GOMEZ PUGNAIRE (1981) que se refieren a rocas con estaurrolita de la Sierra de Baza (círculos pequeños).

sión de los peciloblastos. En algunas metapsamitas el cuarzo muestra textura en "mortero" y a veces otras texturas, como "ribbon", que son texturas de deformación plástica intracristalina, deformación que afecta incluso a los cuarzos desarrollados en las sombras de presión de los peciloblastos. La deformación plástica en las rocas de la Formación Aulago, es poco importante y como hemos visto anteriormente predominan los mecanismos de disolución por presión. Estas texturas en el cuarzo se dan con mayor extensión en las Unidades Superiores, en las que las rocas son verdaderas milonitas y serán descritas con mayor detalle en los capítulos correspondientes.

ACCESORIOS

De los minerales accesorios, grafito, minerales opacos, turmalina, circón y apatito aparecen invariablemente en todas las muestras. El rutilo y la epidota son más ocasionales.

Los minerales opacos son generalmente idiomorfos, en prismas de color negro, orientados con la S_1 y plegados por pliegues P_2 . Hay una recristalización en la fase D_2 con grandes cristales helicíticos de S_2 . De forma ocasional se pueden encontrar cristales pecilíticos con inclusiones de cuarzo y texturas rotacionales sin- D_2 . En algunos casos hay reliquias de rutilo en los núcleos de cristales de minerales opacos.

La turmalina, el circón y el apatito aparecen con formas redondeadas, probablemente heredadas, que en el caso de turmalina y apatito recristalizan en una fase estática post- D_2 . También es frecuente encontrar cristales prismáticos de turmalina con textura helicítica de la S_2 .

La epidota aparece orientada con la S_1 en pequeños cristales prismáticos afectados por los pliegues P_2 . También hay epidotas zonadas con núcleo de alanita y periferia de clinozoisita, pero son de mayor tamaño y con textura helicítica de los pliegues P_2 y de la S_2 .

MINERALES	F A S E S D E D E F O R M A C I O N							
	D ₁		D ₂		D ₃		Fases Tardías	
	sin	post	sin	post	sin	post		
albita							Predomina la deformación sobre la blastesis. Fenómenos de oxidación importantes.	
biotita								
clorita (oxi-)clorita								
cloritoide		---						
cuarzo								
estilpnomelana								
granate		---						
mica incolora		---						

—— —blastesis, cierta y dudosa respectivamente.

Figura 4-17: Relación entre la blastesis y las diferentes fases de deformación en el Manto del Veleta.

En la figura 4-17 se resumen esquemáticamente las relaciones entre los distintos minerales y las fases de deformación.

4.3. MANTO DEL MULHACEN

Las rocas pertenecientes al Manto del Mulhacén (PUGA et al., 1974) han sido encuadradas en dos unidades tectónicas principales, la Unidad de Montenegro, que ocupa una posición inferior, y las U. Superiores, situadas encima. En el capítulo precedente se han explicado las razones que me han llevado a considerar esta división. Los criterios más importantes los recuerdo aquí; en primer lugar la evolución metamórfica de ambas, que en el caso de la Unidad del Montenegro es similar a la del Manto del Veleta en la segunda fase alpina (D₂) y en las Unidades Superiores se dan condiciones de más alta temperatura (zona de la estauroлита). Otro criterio diferenciador importante es el tipo de deformación que afecta a ambas unidades, de tipo "disolución por presión" en la Unidad del Montenegro y deformación plástica intracristalina en las rocas de las Unidades Superiores, que es particularmente importante en el contacto entre éstas y la Unidad del Montenegro, infrayacente. Las Unidades Superiores están constituidas por una zona compleja de escamas en la que se dan varias repeticiones tectónicas, que están afectadas por una intensa deformación milonítica en la fase D_m. Si utilizamos criterios stratigráficos se pueden reconocer al menos dos unidades superpuestas, cuyo contacto ha sido considerado como de cabalgamiento en cartografía (ver mapa geológico, subárea I). No obstante, hay otros contactos internos de cabalgamiento que se manifiestan por la presencia de ultramilonitas.

4.3.1. UNIDAD DEL MONTENEGRO

ESTRATIGRAFIA-LITOLOGIA

La unidad del Montenegro se sitúa inmediatamente encima del Manto del Veleta. Está constituida por una secuencia de rocas metamórficas de origen sedimentario, en la que se intercalan algunos cuerpos de rocas ortoderivadas. Consta de dos formaciones de características litológicas bastante diferentes: una que presenta una gran abundancia de metapelitas con grafito: la Formación Montenegro y otra constituida por una serie compleja de rocas, metapelitas sin grafito, mármoles, peridotitas, serpentinitas, metabasitas y gneises: la Formación Santillana.

Formación Montenegro

El nombre lo toma del pico Montenegro (1.710 m) que es el más oriental de Sierra Nevada, en la provincia de Almería. Esta formación aflora en una amplia extensión en el área. Ocupa las laderas Norte y Este del pico Montenegro, así como gran parte de la Sur. También aflora en las pequeñas alineaciones montañosas de la margen izquierda del río Nacimiento. Finalmente hemos encontrado materiales de esta formación en la esquina NE del área estudiada que se ubica en la cresta de la Sierra de los Filabres Occidental, unos 5 Km al SW del pico Calar Alto (2.168 m).

Consta de una sucesión de rocas metamórficas litológicamente comparables con las de la Formación Aulago, ya que en la que nos ocupa encontramos metapelitas grafitosas, metapsamitas y mármoles; no obstante la proporción en que aparecen cada uno de estos tipos de rocas en ambas formaciones es diferente, de manera que a la gran cantidad de intercalaciones metapsamíticas presentes en la Formación Aulago se contraponen la existencia de escasos niveles de estas rocas (de decímetros de espesor, no cartografiables), intercalados en una serie bastante monótona de esquistos en la Formación Montenegro. En estos esquistos se dan variaciones en el contenido en cuarzo de unos puntos a otros con composiciones pelíticas y semipelíticas, pero en ningún caso se alcanza el porcentaje de cuarzo necesario para poder llamarlos cuarcitas.

La evolución metamórfica sufrida por las rocas de esta formación es diferente a la sufrida por las de la Formación Aulago y les ha dejado una impronta diferente, aunque en determinados niveles tales diferencias son inapreciables. Básicamente, además de las características litológicas antes citadas, la Formación Montenegro se diferencia de la de Aulago en tres hechos:

1. Presencia en la primera de minerales tales como andalucita, estauroлита, biotita, cloritoide que se distribuyen en la serie para dar una zonación metamórfica de edad pre-alpina (PUGA y DIAZ DE FEDERICO, 1976a); mientras que en la Formación Aulago sólo aparece cloritoide de edad pre-alpina (DIAZ DE FEDERICO, 1980).
2. Diferentes condiciones de presión durante la primera fase de metamorfismo alpino reflejadas por la transformación a distena de la andalucita en la Formación Montenegro. En cambio la distena es un mineral que no aparece nunca en las rocas de la Formación Aulago. El carácter de presión de las rocas de la Formación Montenegro durante la primera fase alpina está apoyado por la existencia de eclogitas en rocas básicas de la Formación Santillana que pertenecen a la misma unidad.
3. En líneas generales el tamaño de los cristales es mayor que en la Formación Aulago ($500\mu\text{m}$ - $1.000\mu\text{m}$ para los cristales de cuarzo y mica de la matriz), aunque dicho tamaño varía dentro de un

intervalo que se solapa con las rocas más gruesas de la Formación Aulago (200 - 300 μ m) de ahí que en ocasiones encontremos rocas con idéntica composición y tamaño de grano en ambas formaciones.

En definitiva, las metapelitas grafitosas, con un tamaño de grano generalmente superior al de las metapelitas de la Formación Aulago, son el tipo de roca con mayor distribución en esta serie y son la base para el estudio de la evolución de las deformaciones y metamorfismo en esta formación. Por otra parte, son de interés algunos niveles de mármoles grafitosos intercalados en la serie, ya que presentan fenómenos de "skarn". Las características litológicas y petrográficas de ambos tipos serán descritas a continuación.

METAPELITAS GRAFITOSAS

Son rocas con un tamaño de grano que varía dentro de un margen poco significativo, de manera que, al contrario que en la formación anterior, no encontramos dos tipos de esquistos cuya diferencia esencial sea el tamaño de los cristales y la serie es mucho más monótona. Puede haber variaciones en el contenido en SiO_2 desde composiciones pelíticas a semipelíticas, que se refleja en variaciones en el contenido de mica incolora y cuarzo. Presentan la siguiente asociación de minerales: mica incolora (moscovita y paragonita), cuarzo, cloritoide, plagioclasa, granate, clorita, estilpnomelana, grafito, minerales opacos, apatito, turmalina, rutilo, carbonato, epidota y circón.

De estos minerales, cloritoide y plagioclasa no aparecen en la misma muestra. Esta incompatibilidad da lugar a la existencia de dos tipos de esquistos, cada uno de ellos caracterizado por contener uno u otro mineral. El resto de los minerales citados suelen aparecer en ambos tipos en mayor o menor proporción. El tipo predominante es el de esquistos grafitosos con cloritoide, que constituye una serie monótona en la que se intercalan unos pocos niveles de esquistos con plagioclasa.

Tabla 4-VIII: Composición química de 3 metapelitas grafitosas de la formación Montenegro.

	NA-11	NA-19	NA-35
	(1)	(2)	(3)
% SiO_2	73,50	72,77	60,02
% TiO_2	0,68	0,75	0,98
% Al_2O_3	13,92	15,18	19,55
% Fe_2O_3 + FeO	4,95	4,38	8,94
% MnO	0,07	0,06	0,10
% MgO	1,19	0,83	1,61
% CaO	0,44	0,20	0,32
% Na_2O	1,42	1,28	1,76
% K_2O	1,62	2,25	2,61
% P_2O_5	0,16	0,19	0,21
% H_2O^+	2,04	2,10	3,90
SUMA	99,99	99,99	100,00

La asociación mineral de estas muestras es: mosc + pag + Q + ctde + gr + clta + estilpnomelana.

Se han realizado 3 análisis químicos de esquistos con cloritoide que son expresados en la tabla 4-VIII.

ASOCIACION PRE-ALPINA EN LAS METAPELITAS

En toda la secuencia de la Formación Montenegro es frecuente la presencia de una serie de minerales de tamaño considerablemente mayor que el resto de los minerales de la roca y con unas características texturales que indican que han crecido en una fase anterior a la primera esquistosidad reconocida a escala mesoscópica. Esta esquistosidad ha sido interpretada, por otra parte, como la primera esquistosidad alpina. PUGA (1971) y PUGA y DIAZ DE FEDERICO (1976a), en base a argumentos texturales y petrológicos consideran como pre-alpina a una paragénesis constituida por andalucita, estauroлита, cloritoide y biotita. Esta asociación de minerales, que se conserva como reliquia en rocas que han sufrido los efectos de la orogenia alpina, no aparece completa en el área estudiada. El mineral más frecuente, casi omnipresente, es el cloritoide que aparece ampliamente distribuido y ubicuo a lo largo de toda la secuencia; en algunos niveles puede alcanzar los 3 cm según su máxima dimensión; presenta hábitos romboidales de prismas monoclinicos cortos generalmente, aunque en ocasiones pueden verse hábitos pseudo-hexagonales. Cuatro de estos cristales de cloritoide han sido analizados por microsonda; los datos analíticos expresados en la tabla 4-IX, corresponden a la variedad de cloritoide ferroso.

Tabla 4-IX: Análisis químicos de cloritoides pre-alpinos de la formación Montenegro.

	Muestra NA-5			
	(1)	(2)	(3)	(4)
% SiO ₂	29,64	26,34	26,56	25,90
% Al ₂ O ₃	43,41	44,14	43,80	43,38
% FeO	24,86	25,68	25,61	25,71
% MnO	0,21	0,24	0,23	0,26
% MgO	0,95	1,01	1,22	0,95
% CaO	0,00	0,05	0,13	0,03

El análisis microscópico revela que este mineral aparece rodeado por la esquistosidad (S₁ alpina) y fosiliza una fábrica anterior, constituida esencialmente por la orientación de grafito, que es tá microplegada (Fotos 23 y 24), con desarrollo ocasional de una esquistosidad de crenulación. Estas fábricas internas son anteriores a la S₁ alpina y por tanto constituyen reliquias de la deformación y metamorfismo regional acontecidos en orogenias anteriores. El cloritoide es estable durante las primeras fases del metamorfismo alpino, pero es transformado en agregados de mica incolora y principalmente de clorita en la fase estática post-D₂ alpina.

En la parte basal de la secuencia podemos encontrar ocasionalmente agregados de mica incolora que pseudomorfizan a otros minerales de la paragénesis pre-alpina. La distribución de estos pseudomorfos es bastante restringida y aparecen sólo en los niveles inferiores del afloramiento situado en la esquina NE del área (Sierra de los Filabres). En el resto de los afloramientos de la Formación, tales pseudomorfos, si es que existieron, están completamente obliterados por los procesos metamór-

ficos subsiguientes. Normalmente estos agregados micáceos parecen haber sido plegados durante la fase D_2 alpina, lo que indica que el pseudomorfismo tiene lugar con anterioridad. He reconocido formas de antiguos cristales de chiastolito con tamaño de 12 x 5 cm (Foto 25) pero no he observado reliquias de estauroлита pre-alpina que en el área está completamente sericitizada, ni de los agregados de granate que transforman a la biotita pre-alpina (PUGA y DIAZ DE FEDERICO, 1976a). Esto es debido a que en el área estudiada la fase de deformación D_2 desarrolla una esquistosidad de crenulación S_2 que es muy penetrativa en toda la secuencia, incluida su parte basal.

En la parte alta de la formación encontramos niveles de esquistos con tonalidades de color clara, generalmente color crema, que contienen cloritoide pre-alpino y que se diferencian del resto de los esquistos de dicha formación solamente en que carecen de grafito. Rocas similares a éstas y situadas en una posición similar han sido interpretadas por VISSERS (1981) como una zona de meteorización previa al metamorfismo, en un área adyacente a la de la presente Tesis, donde tales rocas aparecen en una banda con continuidad lateral importante y una potencia de 80-100 m. En el área estudiada sólo se observan en afloramientos discontinuos de niveles de varios metros alternantes con esquistos grafitosos en la parte superior de la secuencia de Montenegro y fuertemente laminados por la superposición de las Unidades Superiores.

ROCAS CARBONATADAS Y ROCAS DE "SKARN"

He encontrado algunos niveles de mármoles de 50 cm a 1 m de espesor, intercalados en la secuencia esquistosa. En un afloramiento llegan a alcanzar los 20 m de potencia. No tienen excesiva continuidad lateral y aparecen como lentejones, de algunos metros de extensión, en varios puntos a lo largo de la serie.

Son mármoles grafitosos con silicatos que además de calcita como constituyente fundamental contienen: mica incolora, cuarzo, clorita y minerales opacos.

Estas rocas sufren procesos metasomáticos y se transforman en mármoles con abundantes silicatos cálcicos: clinopiroxeno, epidota, anfíbol y titanita. Hay un caso extremo en la transformación que da como resultado la formación de epidotitas grafitosas, que tienen a la epidota como mineral más abundante y que conservan el grafito que contenían los mármoles originarios. Estas epidotitas están constituidas por un intercrecimiento de epidota y anfíbol. Se observa también abundante cuarzo intersticial, así como minerales opacos también intersticiales (Foto 26). La presencia de este cuarzo xenomorfo e intersticial aboga por un metasomatismo síliceo sobre rocas carbonatadas; en el caso de un exceso de SiO_2 se puede producir una roca como la últimamente descrita, en la que todo el carbonato se ha transformado en silicatos cálcicos y la sílice sobrante cristaliza en forma de cuarzo intersticial. También hay un exceso de aporte de soluciones ferruginosas.

Conviene precisar un poco las características de algunos de los minerales que encontramos en estas rocas:

El piroxeno por sus propiedades ópticas, se puede clasificar como perteneciente a la serie diópsido-hedenbergita.

El anfíbol aparece intercrecido con epidota en cristales hipidiomorfos con textura decusada. Según sus propiedades ópticas pertenece a la serie tremolita-actinolita.

La epidota, es el mineral más abundante con cristales hipidiomorfos a idiomorfos con una composición de clinozoisita.

Estos minerales, especialmente el anfíbol se encuentran parcialmente transformados en clorita y estilpnomelana.

El origen de estas rocas es claramente metasomático: un metasomatismo silíceo sobre mármoles. Existen, no obstante, dos incógnitas difíciles de resolver en este proceso con los datos que se poseen. En primer lugar, la edad relativa del mismo que es anterior a la fase de cizalla dúctil C_2 , ya que el cuarzo intersticial muestra deformación tipo "ribbon" cuando aparecen estas rocas en las inmediaciones del contacto con las Unidades Superiores, e incluso puede ser anterior a la segunda fase de deformación D_2 que afecta a las rocas de la unidad del Montenegro, ya que se forma estilp-momelana a partir de los minerales de "skarn", pero no sabemos si es pre-metamórfico o posterior. En segundo lugar queda la incógnita de la fuente de SiO_2 y Fe_2O_3 para producir tal metasomatismo ya que actualmente las rocas no están asociadas con ninguna posible intrusión (ni ácida, ni básica) e incluso aparecen a diferentes niveles en la columna y bastante dispersos unos afloramientos con respecto a otros, aunque esto último podría explicarse por el desmembramiento de un único nivel durante las diferentes fase de deformación que han sufrido estas rocas.

Formación Santillana

El nombre lo toma de una aldea situada en la parte medio-occidental del área, 3 Km al NW del pico Montenegro y en cuyas inmediaciones se encuentra el afloramiento más representativo de esta Formación.

Los materiales que la constituyen aparecen en afloramientos discontinuos intercalados entre rocas de la Formación Montenegro (ver mapa geológico). Además del citado en las inmediaciones de Santillana, encontramos otro cerca de la cima del Montenegro, en el cual afloran el mismo tipo de rocas. El resto de los afloramientos se encuentran distribuidos de una manera discontinua a lo largo del río Nacimiento; en estos últimos solo aparecen rocas metamórficas de composición pelítica y semipelítica mientras que en los dos primeros hay otros tipos de rocas como veremos seguidamente.

La litología es más variada que en la Formación Montenegro y consiste en una serie compleja de rocas metamórficas, unas de origen sedimentario: metapelitas, mármoles ... y otras de origen ígneo: gneises leucocráticos, eclogitas parcialmente anfibolitizadas, peridotitas parcialmente serpentinizadas. La distribución de los tipos de rocas en los afloramientos más completos (Santillana y Montenegro) así como la situación de las diferentes muestras analizadas puede verse en la figura 4-18.

METAPELITAS

Una primera característica que las diferencia de los esquistos de la Formación Montenegro es que no contienen grafito y su color por tanto muestra tonalidades claras: gris plateado, beige o blanco, con coloraciones verdosas cuando el contenido en clorita es importante.

Se distribuyen tanto en la parte interior como en la superior de la secuencia y el resto de los miembros aparecen intercalados en ellas. Hay algunos afloramientos en los que los únicos materiales presentes son las metapelitas.

La asociación de minerales que presentan es la siguiente: mica incolora (moscovita y paragonita), cuarzo, plagioclasa, cloritoide, granate, anfíbol verde-azul, epidota, estilpnomelana, clorita, minerales opacos, turmalina, circón, carbonato, rutilo y apatito.

Estos minerales se agrupan en una serie de asociaciones que constituyen diferentes tipos de esquistos. Los minerales más significativos de estos tipos son el cloritoide y la plagioclasa; estos

minerales no aparecen generalmente en la misma muestra, de manera que podemos encontrar esquistos con cloritoide y esquistos con plagioclasa, respectivamente. En ocasiones los he encontrado en la misma muestra pero no son paragenéticos sino que pertenecen a dos fases de metamorfismo diferentes. Esto parece indicar que no es la composición química de la roca la causa de esta no coexistencia sino que ésta es debida a otros factores, termodinámicos o de incompatibilidades con otros minerales presentes en la roca tales como paragonita, ya que según ZEN (1960) las asociaciones con cloritoide permiten sólo la existencia de una fase sódica con él.

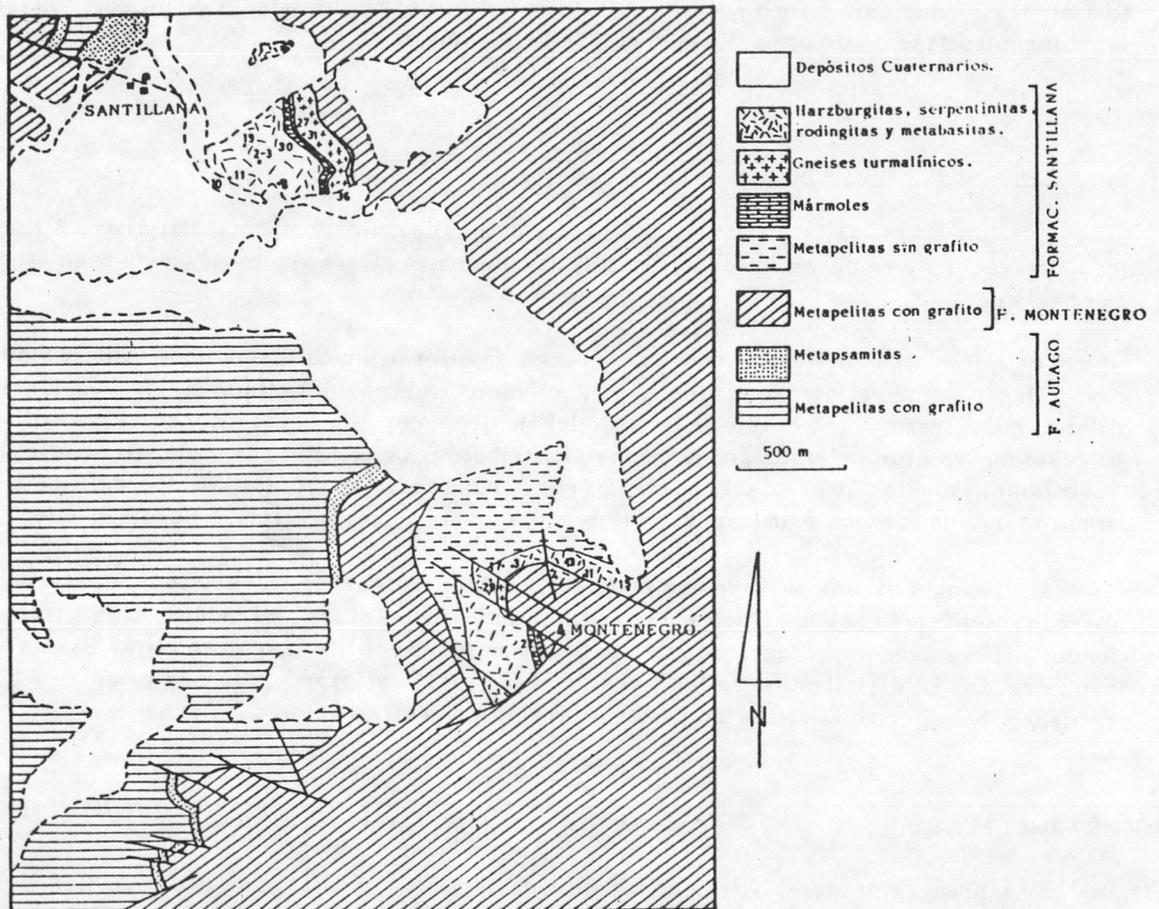


Figura 4-18: Esquema cartográfico del sector Santillana-Montenegro en el que aparecen detallados los dos afloramientos más significativos de la Formación Santillana. Los números corresponden a las muestras analizadas, con siglas SLL los del afloramiento de Santillana y MN los del afloramiento del Montenegro.

El anfíbol verde-azul aparece tan sólo en tres muestras, todas con plagioclasa, y en muy pequeña proporción.

El tamaño de los cristales en estas rocas es similar al de los esquistos de la Formación Montenegro con una matriz cuarzo-micácea de $500\mu\text{m}$ - $1000\mu\text{m}$ y unos peciloblastos, como granate y plagioclasa, que pueden alcanzar los 3 mm.

Desde el punto de vista geométrico y textural se puede decir que presentan una textura esquistosa con una esquistosidad dominante (S_2) que aparece generalmente como un bandeo tectónico de

mica incolora y cuarzo. A veces es posible ver charnelas de pliegues P_2 donde se dobla la esquistosidad S_1 , dada por la orientación de micas incoloras. La esquistosidad S_2 se encuentra ocasionalmente afectada por dos sistemas de esquistosidades de extensión conjugadas ("extensional crenulation cleavage") y por unos micropliegues P_4 , abiertos, muy localizados. No he visto pliegues P_3 en las rocas de esta Formación, probablemente debido a la pequeña extensión de los afloramientos y al carácter poco continuo de los P_3 .

GNEISES TURMALINICOS

Afloramientos de gneises se han encontrado en las áreas de Santillana y Montenegro solamente. Aparecen como tramos estratiformes intercalados en la serie, justamente encima del tramo de peridotitas y serpentinitas, con una potencia de alrededor de 20 m.

Se pueden clasificar como ortogneises "ojosos" con portiroblastos de feldespato K y plagioclasa en una matriz cuarzo-feldespática de alrededor de 1.5 mm de tamaño de grano. La mica incolora es muy abundante en estas rocas y aparece más o menos desorientada, rotada hacia la esquistosidad S_2 alpina. Algunas bandas de concentración de mica incolora confieren a las rocas una textura bandeada con lechos grises (ricos en mica) y lechos blancos (ricos en cuarzo y feldespato).

Los minerales que podemos encontrar en estas rocas son los siguientes: feldespato K, plagioclasa, cuarzo, mica incolora, turmalina, apatito, titanita, circón, minerales opacos y rutilo.

De ellos, la mayoría son de origen ígneo. Tan sólo los minerales opacos y el rutilo se pueden considerar metamórficos. Hay también blastesis de albita que se produce ocasionalmente a partir de la mica incolora durante el metamorfismo.

FELDESPATO POTASICO

Es microclina con macla en enrejado. A pesar de la deformación alpina se puede reconocer su hábito xenomorfo probablemente primario. Se encuentra parcial o totalmente pseudomorfizada por albita con macla en damero. En ningún caso he observado desmezclas peritéticas en estos cristales.

PLAGIOCLASA

Además de la citada albita con macla en damero, encontramos plagioclasas con maclas polisintéticas dispersas por la matriz, con hábito xenomorfo, no muy abundantes. Su composición es albitica. Ocasionalmente se observa albita metamórfica, producto de transformación de la mica incolora.

CUARZO

Aparece en grandes cristales (1.5 mm) con orientación preferente en la dirección de la esquistosidad debido a deformación y recristalización del mismo durante el metamorfismo a partir de los cristales de cuarzo ígneo; no obstante, la deformación sufrida es menos importante que en los gneises milonitizados y no muestra texturas de deformación plástica intracristalina.

MICA INCOLORA

De origen ígneo probable, aparece desorientada inicialmente pero es rotada hacia la foliación durante el metamorfismo. Muestra un ligero pleocroismo en verde pálido e incoloro. Los cristales pueden alcanzar tamaños de hasta 5 mm y no muestran reducción de tamaño durante la deformación. (Foto 27).

TURMALINA

Se encuentra como cristales de hasta 2 cm sin orientación preferencial con formas palmeadas, que en ningún caso presentan lineación. Muestran un pleocroísmo en colores verdosos o azul marino y tonalidades rosáceas. En ocasiones aparecen con textura esquelética con numerosas inclusiones de cuarzo.

TITANITA

Aparece ocasionalmente como reliquia parcialmente pseudomortizada por agregados de RUTILO. Estos pseudomorfos son de forma rómbica ya que la titanita originaria era idiomorfa.

CIRCON

En pequeños cristales idiomorfos dispersos por la matriz.

De estos gneises se han realizado 3 análisis químicos que son expresados en la tabla 4-X. La roca originaria de estos ortoderivados dada su composición mineralógica puede ser un granito de feldespatos alcalinos (albita-microclina), según la nomenclatura de STRECKEISEN (1976). Esta clasificación está apoyada por su composición química, expresada en dicha tabla.

Tabla 4-X: Análisis químicos y norma C.I.P.W. de gneises de la formación Santillana.

	MN-22 (1)	SLL-31 (2)	SLL-36 (3)
% SiO ₂	73,92	74,85	74,30
% TiO ₂	0,13	0,14	0,11
% Al ₂ O ₃	13,93	13,75	13,97
% Fe ₂ O ₃	0,15	0,47	0,42
% FeO	1,02	0,91	1,25
% MnO	0,02	0,02	0,02
% MgO	0,24	0,23	0,34
% CaO	0,49	0,42	0,22
% Na ₂ O	3,81	3,47	2,88
% K ₂ O	4,49	4,11	4,66
% P.C.	0,87	0,97	1,18
SUMA	99,07	99,34	99,35
Q	32,79	37,55	38,37
Or	26,77	24,52	27,89
Ab	32,49	29,61	24,62
An	2,43	2,08	1,09
Hy	2,15	1,80	2,72
Mt	0,22	0,40	0,49
Il	0,25	0,27	0,21
C	1,94	2,88	3,84

ROCAS CARBONATADAS

Intercaladas entre la masa de peridotitas serpentinizadas encontramos una serie de niveles carbonatados con espesores de decímetros hasta una intercalación de 10 a 15 m de potencia.

En general son mármoles bastante puros constituidos fundamentalmente por dolomita; presentan además algunos minerales opacos dispersos por la roca.

Hay un pequeño nivel (50 cm) de mármol silicatado constituido fundamentalmente por una matriz calcítica con desarrollo de blastos de dolomita, piroxeno, anfíbol, clorita, minerales opacos y apatito.

Los análisis químicos de algunos de estos minerales quedan expresados en la tabla 4-XI. El piroxeno es de la serie diópsido-hedenbergita ($En_{48}Fs_1Wo_{51}$). La clorita se puede clasificar como variedad clinocloro. El anfíbol es incoloro y no se ha realizado análisis químico del mismo, pero por sus propiedades ópticas se puede clasificar como tremolita.

La formación de estos silicatos cálcicos en el mármol parece estar conectada con el proceso de rodingitización, del cual hablaré ampliamente más adelante.

PERIDOTITAS, METABASITAS Y ROCAS RELACIONADAS

En la serie de la formación Santillana aparece un cuerpo de rocas ultramáficas parcialmente serpentinizadas que encaja en las metapelitas de dicha formación y que tiene unos 100 m de espesor. Dichas rocas son atravesadas por filones (diques o filones capa) de rocas básicas metamorfizadas.

Es frecuente encontrar también niveles de rodingitas que son rocas que se forman durante el proceso de serpentización (COLEMAN, 1977). Un afloramiento de ultramafitas parcialmente serpentinizadas ha sido citado por BURGOS et al. (1980) en el Cerro del Almirez, al Oeste de el que nos ocupa.

ROCAS ULTRAMAFICAS

Las rocas ultramáficas están en general bastante serpentinizadas pero muestran localmente sus mineralogía y textura primarias.

Desde el punto de vista textural se pueden distinguir dos tipos de rocas ultramáficas. Un primer grupo con textura granular de grano grueso constituido por grandes cristales de olivino granular, de 2-4 mm, aunque ocasionalmente pueden alcanzar 6-8 mm. Estos cristales contactan unos con otros con límites suturados, presentan puntos triples. En los huecos aparece ortopiroxeno xenomorfo, que a veces engloba totalmente a cristales más pequeños de olivino (1 mm). Es frecuente encontrar también grandes cristales (12 mm) idiomorfos de ortopiroxeno que mantienen límites rectos y equilibrados con el olivino; a veces se agrupan en agregados radiados y en las cuñas entre dos cristales adyacentes aparece olivino. Finalmente podemos encontrar pequeños prismas de ortopiroxeno (600 μ m) incluidos en olivinos granulares. El segundo tipo lo constituyen ultramafitas con textura palmeada similar a la textura "spinifex" de las komatiitas (NISBET et al., 1977; NALDREET y MASON, 1967; DICKEY, 1972). Presentan cristales de olivino tabulares que en sección aparecen como prismas alargados diversamente orientados con tamaños de alrededor de 4 mm según su máxima dimensión y que ocasionalmente pueden alcanzar tamaños mayores de 2 cm. El espacio entre el entramado de cristales de olivino está ocupado por ortopiroxeno con hábitos fibroso-radiados interpenetra-

dos con los olivinos, con tamaños similares a los de éstos. Se pueden encontrar a su vez algunos cristales de olivino granular en estas rocas (Fotos 28 y 29). En ambos tipos texturales se observan minerales opacos de hábito intersticial diseminados por la matriz, probablemente magnetitas. Rocas similares a éstas, que aparecen en el Cerro del Almirez, han sido interpretadas por MORTEN y PUGA (1984) como un cuerpo que fue emplazado o extruido como una papilla con enfriamiento rápido de su porción líquida que desarrollaría las rocas con textura "spinifex" mientras que las granulares representarían la porción sólida de esta papilla.

Se han analizado por microsonda el olivino y el ortopiroxeno de las ultramafitas granulares. El piroxeno es broncita con 83'5 % de Mg. El olivino es crisotilo con una composición obtenida de dos análisis de Fog7'5 y Fog9, respectivamente.

Según su mineralogía estas rocas se pueden clasificar como harzburgitas, aunque algunas muestras de ultramafitas granulares muestran una gran abundancia de olivino y escaso ortopiroxeno, acercándose a la composición dunítica.

Durante el metamorfismo alpino las rocas ultramáficas sufren procesos de hidratación y la paragénesis anhidra (olivino + ortopiroxeno) es transformada parcialmente a minerales hidratados. Hay una primera fase en este proceso de transformación en la cual el olivino se transforma parcialmente en crisotilo (textura mallada) y el ortopiroxeno en talco y clorita con menores cantidades de tremolita, como producto de esta transformación. La segunda fase de alteración es una fase de serpentinización estricta en la cual el olivino se sigue transformando a crisotilo y antigorita y los minerales que pseudomorfizan al piroxeno: talco, clorita y tremolita, son también serpentinizados. (Fotos 30 y 31). En este proceso hay pérdida de elementos tales como Ca, Na y K, que van a contribuir al metasomatismo, esencialmente cálcico, que da lugar a la formación de las rodingitas.

Desde el punto de vista textural, durante la serpentinización, las rocas ultramáficas granulares son transformadas en peridotitas cataclásticas en las que los granos de olivino llegan a perder su continuidad óptica; éstas, cuando el proceso avanza, dan lugar a serpentinitas con textura celular. Las rocas con textura "spinifex" son transformadas a peridotitas con textura "flaser". El resultado último en ambos casos es la formación ulterior de placas de antigorita que se orientan para dar estructuras penetrativas y rocas foliadas constituidas fundamentalmente por este mineral con escasos relictos de los minerales anteriores: esquistos antigoríticos. En algunos de los relictos aparece todavía crisotilo de alteración del olivino y no en la matriz, lo que hace pensar que la formación de la antigorita es posterior a la del crisotilo.

En una fase más tardía se da una removilización de las serpentinas a través de fracturas que son rellenadas por crisotilo fibroso, a veces de grandes tamaños y que son o han sido explotados comercialmente (canteras de asbestos).

METABASITAS

Las metabasitas aparecen como niveles estratiformes (filones capa o diques) que atraviesan la masa de ultramafitas. En general son de poco espesor, variable entre 50 cm y 1 m. Desde el punto de vista textural podemos encontrar 3 tipos: A. Anfibolitas que conservan una textura porfídica primaria. B. Anfibolitas con textura bandeada y C. Anfibolitas con textura granoblástica que conservan reliquias de minerales propios de eclogitas: onfacita y granate.

Anfibolitas con textura porfídica (metabasaltos): Geométricamente son cuerpos estratiformes de las dimensiones antes citadas que encajan en las ultramafitas. En su parte central están constituidos por una matriz anfibólica y grandes cristales de feldespato (1 - 2 cm, aunque pueden alcanzar los 5 cm) y hacia las zonas de contacto con las rocas encajantes suelen presentar bandas de algunos cms de roca de grano fino constituida esencialmente por anfíbol verde-azul y que pueden interpretarse como antiguos bordes enfriados. El análisis microscópico de muestras de este tipo revela que los "feldespatos" están completamente pseudomorfizados por agregados de epidota, aunque conservan perfectamente sus formas externas y están poco deformados. La matriz está constituida por anfíbol verde-azul, epidota, titanita y circón, que se orientan para dar una incipiente foliación.

Anfibolitas con textura bandeada: Son rocas en las que las bandas corresponden a lechos ricos de anfíbol verde-azul y lechos ricos en epidota, que además presentan los siguientes minerales: onfacita, simplectita, cuarzo, rutilo, titanita, apatito y minerales opacos.

La onfacita aparece en venas plegadas alterada parcialmente a simplectita. También se observa en cristales dispersos por la matriz, parcialmente corroídos por simplectita.

Anfibolitas con reliquias eclogíticas: Están constituidas por la siguiente asociación de minerales: onfacita, granate, anfíbol verde-azul, anfíbol violáceo, rutilo, apatito, turmalina, minerales opacos, plagioclasa, titanita, epidota y clorita.

ONFACITA

Aparece en cristales de hasta 2'5 mm parcialmente corroídos por un agregado simplectítico de grano muy fino. Asociada con el granate con límites entre ambos cristales rectos, en equilibrio. En general se encuentran bastante equilibradas y no muestran zonación. Se ha analizado por microsonda un cristal, que muestra una composición: $Ac_{4'2} Jd_{41'1} Tsch_{2,5} Hd_{9'2} Di_{43}$ (Fig. 4-19; Foto 32).

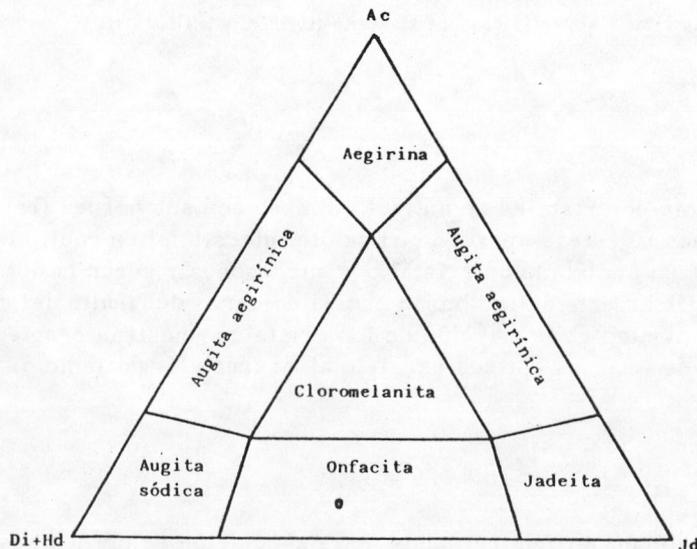


Figura 4-19: Representación de la onfacita analizada en el diagrama triangular Ac-Dio+Hd-Jd.

GRANATE

Los granates de estas rocas aparecen con dos tipos de texturas diferentes. Por una parte se pueden encontrar granates asociados con la onfacita, con interfases rectas, que no muestran inclusiones y que aparecen corroidos por anfíbol verde-azul o por un agregado de grano fino similar a la simplectita que altera a la onfacita. Son cristales que han crecido durante la primera fase de metamorfismo alpino y constituyen con la onfacita una asociación eclogítica. Otro tipo de granates son los que muestran textura helicítica respecto de la foliación, que está marcada por la orientación de los prismas de epidota y de anfíbol verde-azul (Foto 33). En la figura 4-20 se pueden observar las composiciones de ambos tipos de granate.

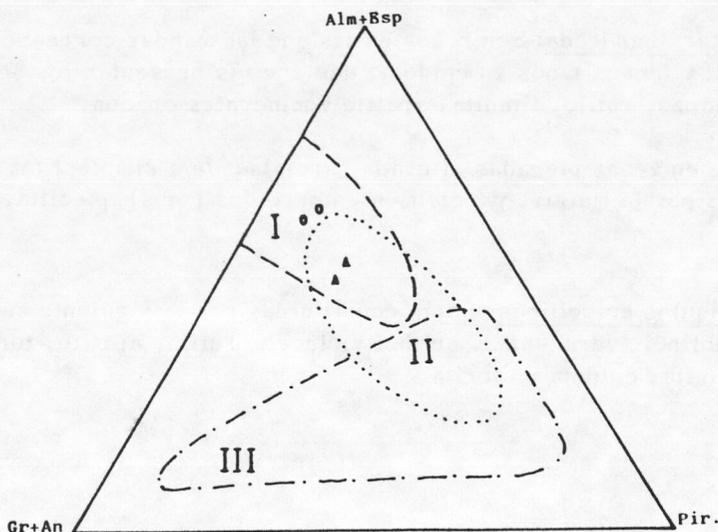


Figura 4-20: Composición de los granates de las metabasitas de la Formación Santillana. Con círculos los granates de la primera fase, con triángulos los de la segunda. Los campos I, II y III delimitan las composiciones de los granates de eclogitas relacionadas con esquistos de glaucofana, anfibolitas y kimberlitas, respectivamente (LOVERING y WHITE, 1969).

ANFIBOL VIOLACEO

Es común la presencia de cristales de anfíbol violáceo con sus bordes transformados en anfíbol verde-azul. En algunas muestras aparece con hábito intersticial en equilibrio con granates del primer tipo (Foto 34). Se ha analizado un cristal por microsonda y según la nomenclatura de LEAKE (1978), podemos clasificar este anfíbol como crossita, cerca del límite del campo de la glaucofana (Figura 4-21A). No obstante, la mayoría de los cristales muestran propiedades ópticas de la glaucofana, con el plano de los ejes ópticos paralelo al máximo alargamiento de los mismos.

ANFIBOL VERDE-AZUL

En las rocas con mayor número de reliquias de la asociación eclogítica aparece como bordes estrechos alrededor de los cristales de glaucofana. En rocas donde el grado de anfibolitización es

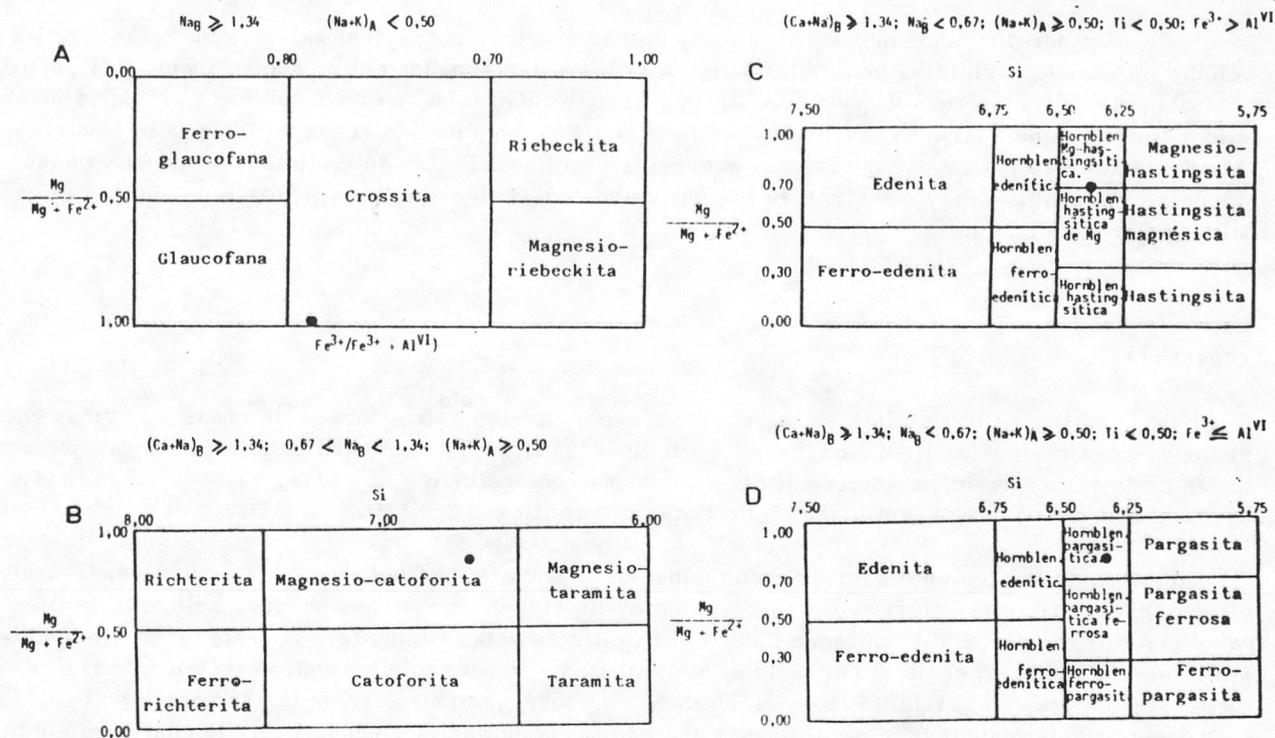


Figura 4-21: Representación en los diagramas de LEAKE (1978) de los anfíboles analizados de metabasitas de la Formación Santillana.

mayor podemos encontrar cristales enteros de anfíbol verde-azul o bien con un pequeño núcleo de glaucofana. En la figura 4-21 (B,C y D) muestro las composiciones de tres anfíboles analizados por microsonda. Se pueden clasificar, respectivamente como Magnesian-catoforita, aunque próxima a la Barroisita, Hornblenda hastingsítica magnésica y Hornblenda pargasítica (LEAKE, 1978).

PLAGIOCLASA

Además de constituir el intercrecimiento simplectítico de alteración de la onfacita, es frecuente encontrar albitas peciloblásticas con numerosas inclusiones de anfíbol, rutilo y titanita o bien intercrecida con anfíbol verde-azul, formando parte de la matriz.

EPIDOTA

Aparece en grandes cristales incoloros dispersos por la matriz y con unas características ópticas propias de la clinozoisita. En algunos casos muestran núcleos con pleocroísmo en amarillo intenso, propios de la epidota más férrica: pistacita.

ACCESORIOS

Como minerales accesorios podemos encontrar en estas rocas: Turmalina, con escasa nucleación y en grandes cristales peciloblásticos. A veces están zonados con el núcleo limpio y la periferia plagada de inclusiones de rutilo, titanita y granate. También son frecuentes los cristales de rutilo y titanita, que aparecen dispersos por toda la roca. En aquellas rocas en las que se conserva la asociación eclogítica, se observa la presencia de rutilo. En las anfibolitas muy transformadas encontramos titanita. Hay muestras en las que ambos minerales aparecen juntos, con núcleos de rutilo y periferia de titanita.

RODINGITAS

En la masa de ultramafitas se intercalan algunos niveles estratiformes de rocas muy ricas en granate, cuya composición y quimismo me permiten clasificarlas como rodingitas. Son rocas que proceden de la transformación metasomática - metasomatismo cálcico - de rocas, básicas sobre todo, durante el proceso de serpentinización de rocas ultramáficas (COLEMAN, 1977).

Presentan la siguiente asociación de minerales: granate, anfíbol incoloro, anfíbol verde-azul, clinopiroxeno, titanita, clorita, apatito y epidota. En algunas muestras aparecen reliquias de minerales constituyentes de la roca ígnea básica, protolito de estas rodingitas: se trata de un clinopiroxeno, que ha exsuelto el titanio durante el metamorfismo en forma de pequeños cristales de rutilo dispersos por todo el cristal (Foto 35). También se conservan reliquias de la asociación eclogítica, fundamentalmente glaucofanas parcialmente transformadas en anfíbol verde-azul, lo cual puede indicar que la rodingitización se produce más ampliamente durante la segunda fase de metamorfismo alpino, sin excluir la posibilidad de una incipiente rodingitización pre-metamórfica. Esto es congruente con los datos texturales aportados anteriormente que indicaban una fuerte serpentinización en relación con la segunda fase de deformación alpina.

GRANATE

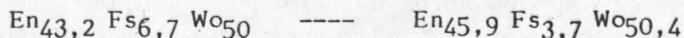
Es un mineral característico de estas rocas, que aparece generalmente como una pasta que engloba al resto de los minerales. Su proporción relativa es variable desde rocas en las que es muy escaso hasta rocas en las que el granate constituye más del 90%. Se han analizado dos cristales por microsonda. Uno de ellos muestra altos contenidos en grosularia (62,5%) y el otro es una hidro grosularia con una composición del 84% en grosularia y presencia de Ti ($TiO_2 = 1,12\%$) (Foto 37).

EPIDOTA

Es epidota incolora. Aparece en cristales idiomorfos e hipidiomorfos, que pueden encontrarse de forma puntual y dispersa, o bien pueden ser muy abundantes en la roca.

CLINOPIROXENO

En cristales hipidiomorfos a idiomorfos englobados por la masa de granate. Pertenecen a la serie diópsido-hedenbergita y presentan la siguiente composición (de dos análisis):



DEFORMACIONES ALPINAS

Salvo el caso de las fábricas incluidas en cloritoides pre-alpinos, anteriormente mencionadas, no he encontrado otras evidencias de deformación que pudiesen ser consideradas como pre-alpinas. En ningún caso he reconocido elementos estructurales a escala mesoscópica que se puedan interpretar como pre-alpinos, de manera que el esquema de deformaciones sufridas por las rocas de la Unidad del Montenegro es muy similar al deducido para el Manto del Veleta.

PRIMERA FASE DE DEFORMACION (D_1)

Análisis mesoestructural: Debido al predominio de rocas pelíticas en esta unidad, el desarrollo de un bandeo de segregación metamórfica importante durante la 2ª fase de deformación, ha borrado la mayoría de las evidencias estructurales a escala mesoscópica de fases anteriores. Tan sólo en aquellos puntos donde se ven pliegues P_2 se puede observar una esquistosidad S_1 plegada en las charnelas de dichos pliegues.

Análisis microestructural: Al microscopio se reconoce la esquistosidad S_1 allí donde no ha sido destruida por el bandeo de segregación metamórfica S_2 y aparece como micas incoloras dobladas en las charnelas de los micropliegues P_2 .

SEGUNDA FASE DE DEFORMACION (D_2)

Análisis mesoestructural: La existencia de un bandeo tectónico S_2 con "microlitones" de cuarzo y "septa" de mica incolora es la característica estructural más destacable en los esquistos de esta unidad, esquistosidad que es de crenulación, plano axial de pliegues P_2 . En los casos en los que se reconocen los pliegues P_2 , éstos son bastante apretados, en la mayoría de los casos isoclinales con ángulo entre flancos de 32° a 0° . Son de estilo similar como se observa en la figura 4-22 donde se han representado los $t\alpha$ de dos pliegues de esta fase. En la figura 4-23 se muestra el porcentaje de aplastamiento de estos pliegues (Foto 139).

En la mayoría de los afloramientos los únicos elementos estructurales que encontramos son una esquistosidad S_2 y una lineación L_2 , que por otra parte son elementos que aparecen en todo el área. La lineación es fundamentalmente de estiramiento (Le), subparalela a los ejes B_2 de los pliegues. También encontramos lineaciones de intersección (S_1/S_2) y de orientación de minerales.

Los pliegues P_2 están reorientados hacia la dirección de estiramiento Le . He encontrado, como en el Manto del Veleta, pliegues de charnela curva elongados en la dirección de la lineación de estiramiento; en esta unidad aparecen, no obstante, sólo en venas de cuarzo, ya que fundamentalmente está constituida por metapelitas que son rocas propicias para la destrucción de estructuras anteriores durante la deformación progresiva.

Análisis microestructural: En lámina delgada se observa también frecuentemente un bandeo de segregación metamórfica S_2 constituido por mica incolora y cuarzo con orientación preferencial.

ANFIBOLES

Hay dos tipos de anfíboles en estas rocas. Un anfíbol incoloro que aparece con hábito prismático hipidiomorfo a idiomorfo disperso por la roca y con propiedades ópticas propias de la tremolita. Un segundo tipo es un anfíbol pleocroico en verde-azul-incoloro- que generalmente aparece con hábito xenomorfo cristalizado en los intersticios que deja la masa de granate, aunque ocasionalmente puede aparecer como grandes cristales desorientados idiomorfos con interfase en equilibrio con el granate. El anfíbol verde-azul xenomorfo engloba a veces cristales idiomorfos de piroxeno diopsídico y anfíbol incoloro.

TITANITA

Aparece en cristales de hábito xenomorfo en los intersticios entre otros minerales, y hay también pequeños cristales idiomorfos dispersos por toda la roca.

CLORITA

Es un componente minoritario y aparece en placas idiomorfas englobados por anfíbol verde-azul mostrando con él interfases limpias. Es pleocroica en verde pálido e incoloro. Otras veces ocupa los huecos dejados por el granate.

APATITO

En grandes cristales ocasionales (1 mm), xenomorfos a hipidiomorfos que destacan en una matriz de menor tamaño constituida por epidota, diópsido y granate, esencialmente, con tamaños de grano desde 150 μm hasta 400 μm .

Hay un caso un tanto especial de rodingitas que se forman por alteración de mármoles dolomíticos durante la serpentinización. La asociación de minerales resultante es similar a la de las rodingitas procedentes de rocas básicas y consiste en: epidota, anfíbol verde-azul, granate, clorita titanita, minerales opacos, circón y carbonato.

No he encontrado ni diópsido ni tremolita en estas rocas, minerales por otra parte frecuentes en las rodingitas anteriores. Además las cantidades relativas de los otros minerales son muy diferentes ya que la epidota y el anfíbol verde-azul predominan sobre el granate al revés que en las primeras.

Un dato más significativo para deducir la naturaleza de la roca orginaria es que se conservan reliquias de mármol dolomítico corroidas por los minerales citados (Foto 38). En la literatura sobre rodingitas consultada no se citan rocas carbonatadas como protolitos de estas rocas y hay que suponer en este caso un aporte de SiO_2 durante el proceso de rodingitización procedente probablemente de las rocas ultramáficas.

DEFORMACIONES ALPINAS

Salvo el caso de las fábricas incluidas en cloritoides pre-alpinos, anteriormente mencionadas, no he encontrado otras evidencias de deformación que pudiesen ser consideradas como pre-alpinas. En ningún caso he reconocido elementos estructurales a escala mesoscópica que se puedan interpretar como pre-alpinos, de manera que el esquema de deformaciones sufridas por las rocas de la Unidad del Montenegro es muy similar al deducido para el Manto del Veleta.

PRIMERA FASE DE DEFORMACION (D_1)

Análisis mesoestructural: Debido al predominio de rocas pelíticas en esta unidad, el desarrollo de un bandeo de segregación metamórfica importante durante la 2ª fase de deformación, ha borrado la mayoría de las evidencias estructurales a escala mesoscópica de fases anteriores. Tan sólo en aquellos puntos donde se ven pliegues P_2 se puede observar una esquistosidad S_1 plegada en las charnelas de dichos pliegues.

Análisis microestructural: Al microscopio se reconoce la esquistosidad S_1 allí donde no ha sido destruida por el bandeo de segregación metamórfica S_2 y aparece como micas incoloras dobladas en las charnelas de los micropliegues P_2 .

SEGUNDA FASE DE DEFORMACION (D_2)

Análisis mesoestructural: La existencia de un bandeo tectónico S_2 con "microlitones" de cuarzo y "septa" de mica incolora es la característica estructural más destacable en los esquistos de esta unidad, esquistosidad que es de crenulación, plano axial de pliegues P_2 . En los casos en los que se reconocen los pliegues P_2 , éstos son bastante apretados, en la mayoría de los casos isoclinales con ángulo entre flancos de 32° a 0° . Son de estilo similar como se observa en la figura 4-22 donde se han representado los $\frac{1}{2}$ de dos pliegues de esta fase. En la figura 4-23 se muestra el porcentaje de aplastamiento de estos pliegues (Foto 139).

En la mayoría de los afloramientos los únicos elementos estructurales que encontramos son una esquistosidad S_2 y una lineación L_2 , que por otra parte son elementos que aparecen en todo el área. La lineación es fundamentalmente de estiramiento (Le), subparalela a los ejes B_2 de los pliegues. También encontramos lineaciones de intersección (S_1/S_2) y de orientación de minerales.

Los pliegues P_2 están reorientados hacia la dirección de estiramiento Le . He encontrado, como en el Manto del Veleta, pliegues de charnela curva elongados en la dirección de la lineación de estiramiento; en esta unidad aparecen, no obstante, sólo en venas de cuarzo, ya que fundamentalmente está constituida por metapelitas que son rocas propicias para la destrucción de estructuras anteriores durante la deformación progresiva.

Análisis microestructural: En lámina delgada se observa también frecuentemente un bandeo de segregación metamórfica S_2 constituido por mica incolora y cuarzo con orientación preferencial.

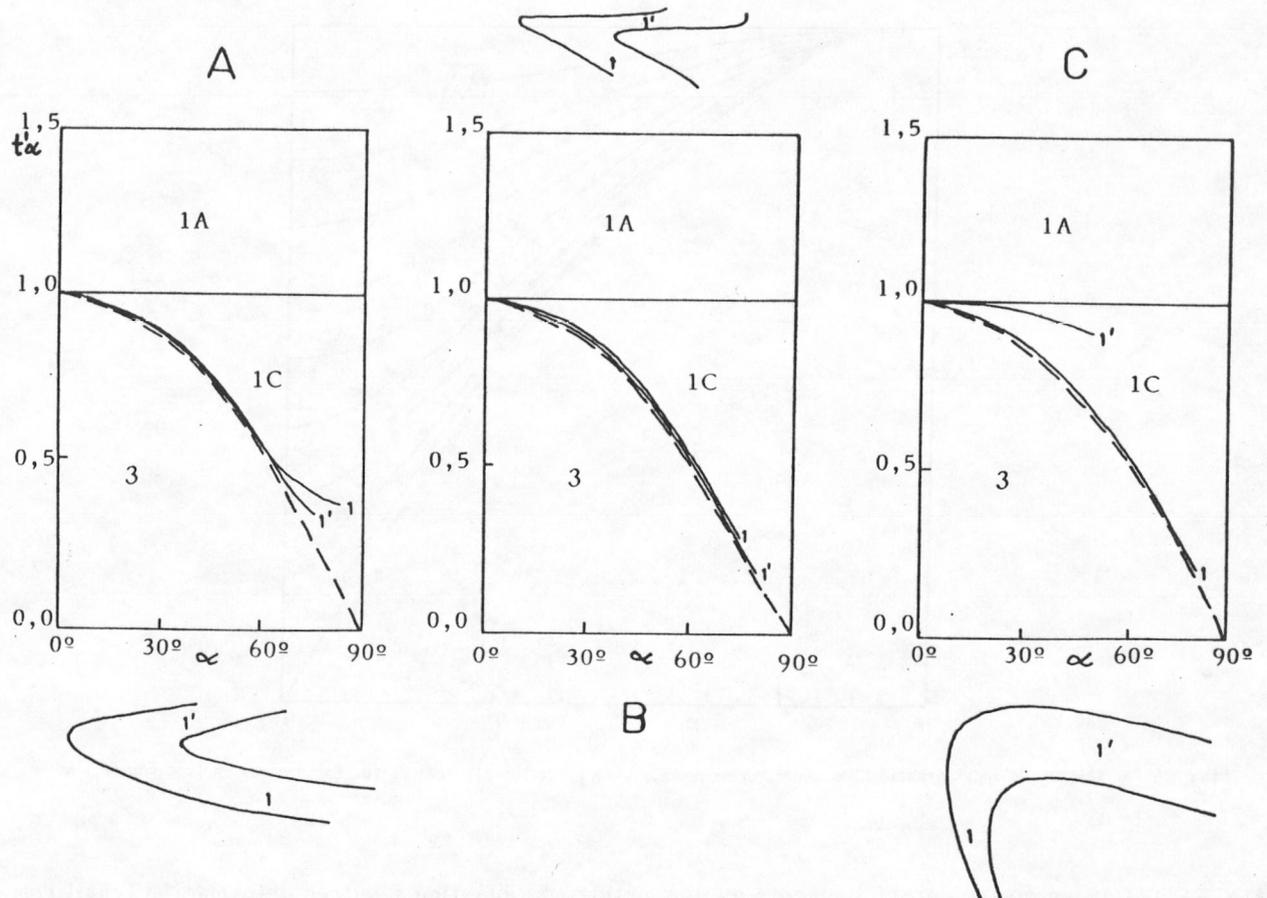


Figura 4-22: Trazas de pliegues P_2 de capas competentes en secciones perpendiculares a los ejes de los pliegues. Diagramas t/α de cada uno de ellos (Unidad del Montenegro).

Los pliegues P_2 son generalmente isoclinales con doblamiento de la mica incolora en las charnelas.

Como en el Manto del Veleta, en estas rocas es común la existencia de un "flattening" generalizado, con aplastamiento de la S_2 sobre los peciloblastos, relacionado con los últimos estadios de la deformación progresiva durante D_2 .

En la parte superior de la Unidad, y en una estrecha banda en el contacto con las Unidades Superiores se desarrollan estructuras que están íntimamente relacionadas con el empilamiento de éstas y que fundamentalmente se caracterizan por una lineación de estiramiento muy intensa, de dirección casi perpendicular a la L_2 , y una foliación milonítica muy plana. Al microscopio las rocas muestran texturas miloníticas con fuerte deformación plástica intracristalina del cuarzo y una considerable reducción del tamaño de grano de la mica incolora. Este tipo de deformación es común en las rocas de las Unidades Superiores y será tratada con mayor extensión en el apartado correspondiente; no obstante adelantamos ahora algunos aspectos como por ejemplo el comportamiento de cada uno de los minerales frente a esta deformación, que es diferente en cada uno de ellos. Así, por ejemplo, el CUARZO, sufre deformación plástica intracristalina con recristalización dinámica y muestra las típicas texturas "ribbon" de las zonas de milonitas. La MICA INCOLORA, sufre reducción del tamaño de grano. Los peciloblastos como GRANATE, PLAGIOCLASA, CLORITOIDE y la mayoría de los

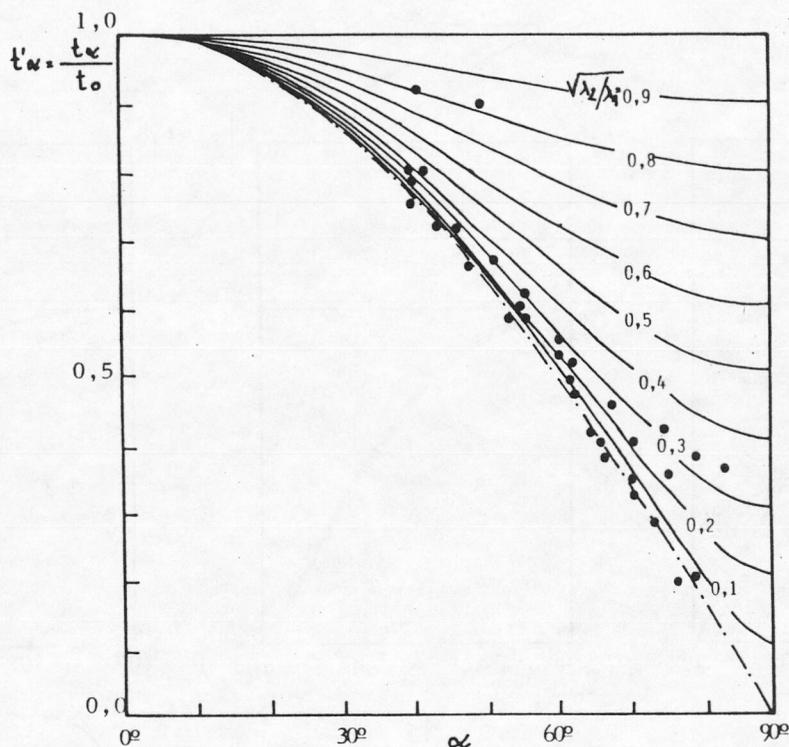


Figura 4-23: Valores de la deformación homogénea superpuesta, λ_2/λ_1 , de los pliegues P_2 (U. Montenegro) en función de $t'\alpha$:

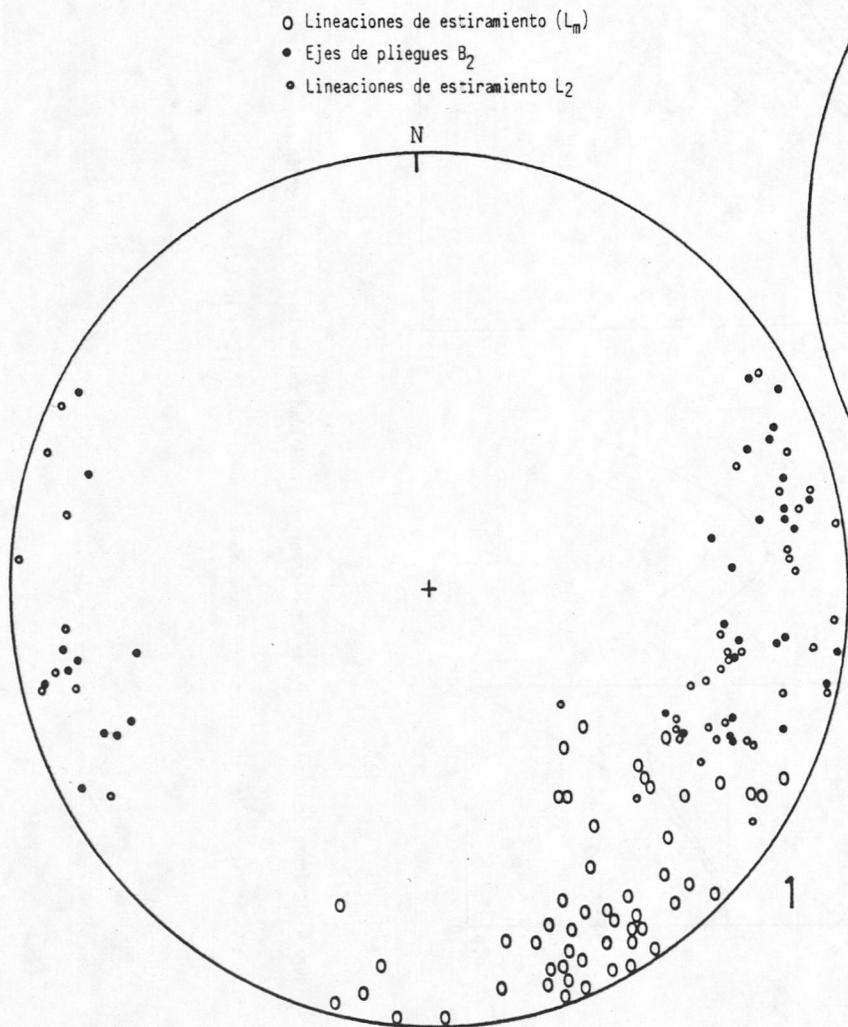
ACCESORIOS se comportan rígidamente en una matriz más plástica y sufren deformación frágil rompiéndose y fracturándose y pasan a constituir los porfiroclastos de una milonita.

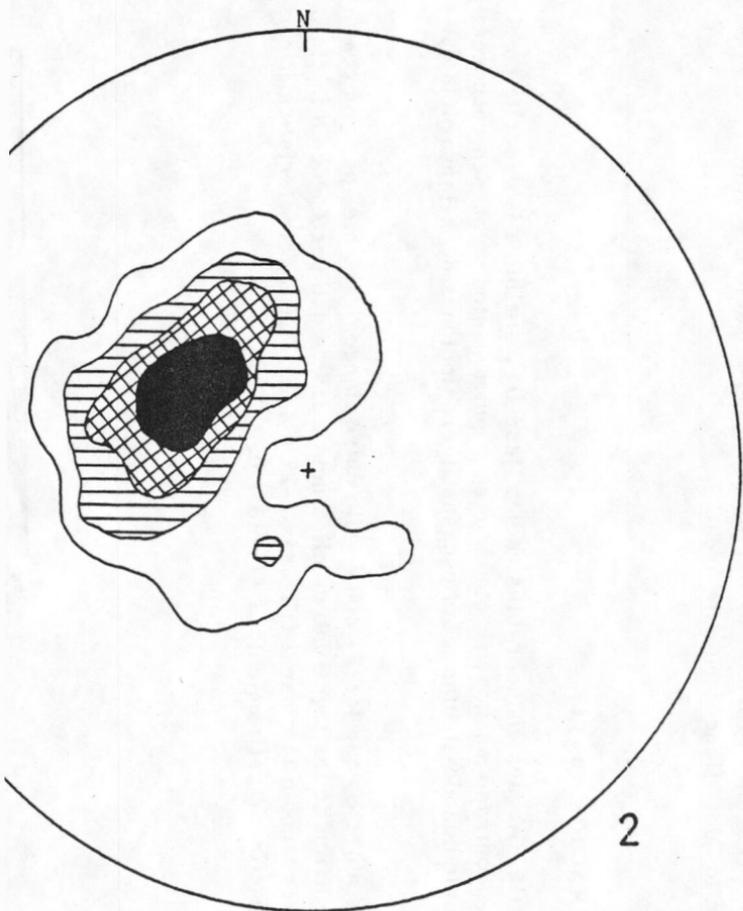
Es de destacar que esta deformación afecta a los peciloblastos helicíticos post- S_2 y que por tanto la deformación milonítica tiene lugar con posterioridad, en una fase de cizalla dúctil C_2 que es la responsable del empilamiento de las Unidades Superiores. Precisamente la existencia de esta zona de fuerte deformación en el contacto con estas Unidades, me ha llevado a interpretar el mismo como un contacto de cabalgamiento post-metamórfico, en una fase que he denominado C . Este argumento está apoyado por las diferencias de evolución metamórfica anteriormente comentadas.

Datos de orientación: He medido ejes de pliegues B_2 , lineaciones L_2 y la esquistosidad S_2 . Los datos se muestran en los diagramas de la figura 4-24. El diagrama 1 presenta los polos de ejes B_2 y de la lineación de estiramiento L_e (L_2). Podemos observar que la distribución de ambos, ejes y lineaciones es idéntica, ya que en la mayoría de los afloramientos los ejes B_2 están reorientados hacia la dirección de estiramiento. Se distribuyen en un intervalo de orientación entre $N60E$ y $N110E$ y son subhorizontales, aunque en algunos afloramientos han sido posteriormente plegados y muestran inclinaciones de $30-40^\circ$. En este mismo diagrama se han representado también las lineaciones de estiramiento medidas en la parte superior de la serie, en la zona de contacto bajo las Unidades Superiores. Los polos, en este caso, muestran una distribución diferente y van rotando hacia la dirección $N-S$, con máximos en la $N150E$, dirección que es congruente con la que muestra la lineación de estiramiento en las milonitas de las Unidades Superiores.

El diagrama 2 muestra los polos de la foliación S_2 que se distribuyen dando un máximo que re-

Figura 4-24:
Diagramas estructurales de la orientación de ejes de pliegues B_2 y lineación de estiramiento L_2 :nº1;
y de polos de la S_2 en la Unidad del Montenegro. El diagrama nº 1 muestra también las lineaciones de
estiramiento medidas en la zona de contacto con las Unidades Superiores (L_m).





75

2

(S₂) 200π : 2, 4, 6, 8 %

fleja la orientación bastante constante de la misma con una dirección aproximada de N30E y una inclinación de 30° SE y que representa el flanco Sur del pliegue de gran radio discutido para el Manto del Veleta, del que afloran los dos flancos en este área.

TERCERA FASE DE DEFORMACION (D₃)

Análisis mesoestructural: Pliegues encuadrables en una fase D₃, similar a la descrita en el Manto del Veleta, no se han encontrado muchos, no obstante en algunos puntos se pueden reconocer tales estructuras principalmente cuando afectan a las escasas intercalaciones de metapsamitas que aparecen en esta Unidad.

Los pliegues P₃ son más abiertos que los P₂ con ángulo entre flancos variable, pero es común un valor de 60°. La representación de los t' α de uno de ellos nos muestra que pertenecen a la clase 1C de RAMSAY (1967), cercanos a la clase 2 (Figuras 4-25 y 4-26). Otra característica importante es que pliegan a la lineación de estiramiento Le (Foto 40).

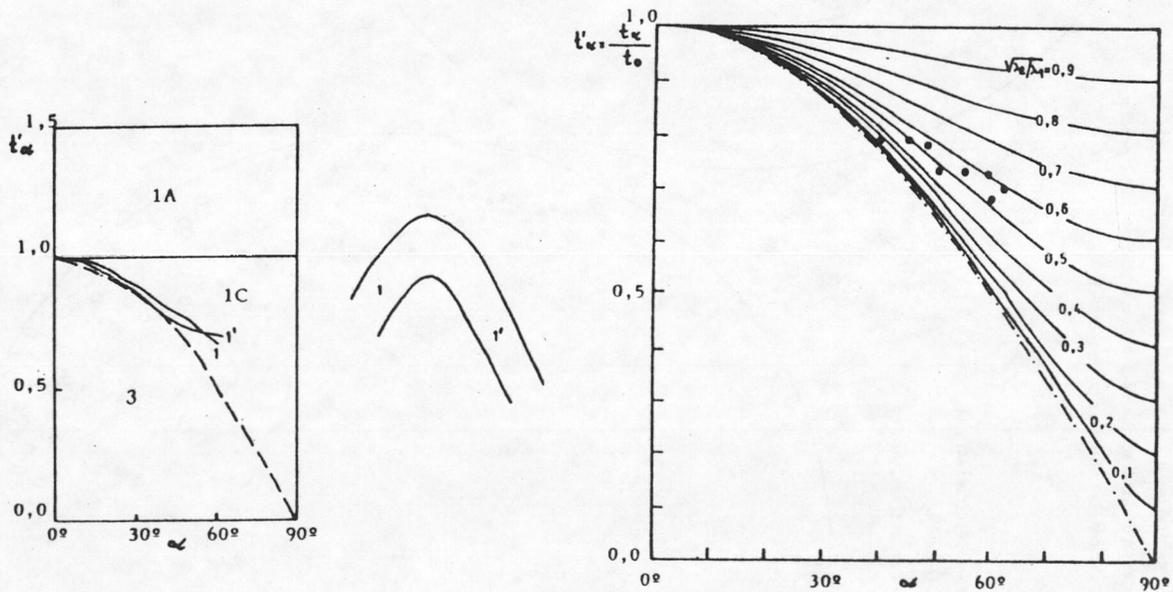


Figura 4-25: Traza de un pliegue P₃ de capas competentes (Unidad del Montenegro) en sección normal a su eje. Diagrama t' α del mismo.

Figura 4-26: Valores de la deformación homogénea superpuesta, λ_2/λ_1 , de los pliegues P₃ (Unidad del Montenegro) en función de t' α .

En relación con estos pliegues se desarrollan una esquistosidad de crenulación de plano axial, que es un bandeado tectónico ("tectonic banding"), subhorizontal.

Análisis microestructural: Las características microscópicas de las estructuras de esta fase descritas en la F. Aulago son aplicables a esta Unidad y no me extenderé aquí sobre ellas. Tan sólo es de destacar que en alguno de estos pliegues se puede observar que los minerales asociados (plagioclasas) son peciloblastos con inclusiones rotacionales con una simetría de un flanco al otro de los pliegues, que evidencia movimientos paralelos de la S_2 durante el plegamiento P_3 . (Figura 4-27). Los pliegues P_3 se inician pues, por un mecanismo de "buckling" con deslizamientos a favor de la esquistosidad previa ("Flexural slip fold") con un posterior aplastamiento durante la deformación progresiva.

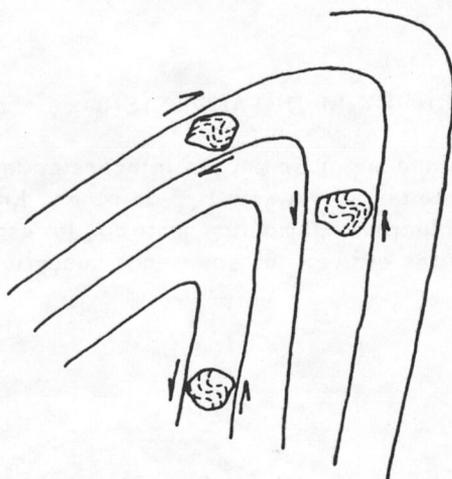


Figura 4-27: Peciloblastos de albita sincinemáticos en los flancos de un pliegue P_3 de la Unidad del Montenegro.

Datos de orientación: Son escasas las medidas de ejes B_3 de las que dispongo, pero en todos los casos caen dentro de los máximos obtenidos para los mismos pliegues en el Manto del Veleta y que igualmente son subparalelos a la L_e o forman ángulos agudos con ella.

CUARTA FASE DE DEFORMACION (D_4)

Como se deduce del estudio del diagrama estructural de polos S_2 en la figura 4-24, en el que hay un máximo definido con bajo ángulo (30°) y no demasiada dispersión de las medidas, las fases de plegamiento posteriores a la D_2 no son muy importantes para los afloramientos de materiales de la Unidad del Montenegro en el área de estudio.

Análisis mesoscópico: Además de por los pliegues P_3 , antes citados, la foliación S_2 se encuentra afectada de manera discontinua y ocasional por unos pliegues abiertos de escala mesoscópica que no llevan generalmente microplegado asociado.

La geometría de estos pliegues es de tipo angular o pliegues en "caja" ("box fold"). Son de



estilo paralelo con plano axial subvertical. Ocasionalmente se han visto interferencias de pliegues P_2 y P_4 con modelo del tipo 3 de RAMSAY (1967).

Análisis microscópico: De las 180 láminas estudiadas solamente 15 muestran micropliegues que puedan considerarse P_4 . Este dato da una idea de la escasa penetratividad de estas estructuras tardías. Estos micropliegues son abiertos con planos axiales perpendiculares a la S_2 , o sea subverticales y muestran una distribución muy puntual incluso a la escala de la lámina delgada. A veces tienen formas "en cofre" con planos axiales conjugados y muy ocasionalmente desarrollan una esquistosidad de crenulación incipiente S_4 que forma ángulos cercanos a 90° con la traza de la S_2 .

Datos de orientación: He hecho pocas medidas de ejes de pliegues B_4 , pero los que he medido muestran una distribución entre $N65^\circ E$ y $N100^\circ E$, más o menos horizontales.

RELACION ENTRE LA DEFORMACION Y EL METAMORFISMO

Puesto que en las metapelitas es donde mejor se pueden interpretar las relaciones blastesis-deformación, me referiré en este apartado tan sólo a este tipo de rocas, En secciones anteriores, he descrito ya las características de evolución metamórfica junto con la descripción litológica de otras rocas: peridotitas, gneises, eclogitas etc ... que son menos susceptibles a la deformación y formación de estructuras penetrativas.

Formación Montenegro

Como hemos vistos anteriormente, las rocas de esta formación son bastante monótonas con una composición mineralógica casi invariable a lo largo de la secuencia.

GRANATE

El granate presenta una amplia distribución y una gran variedad de texturas, consecuencia de haber cristalizado en varias fases de blastesis a lo largo del metamorfismo alpino.

Lo más frecuente es que presenten texturas que indican que ha cristalizado durante la segunda fase de deformación. Son en general cristales grandes con 1 o 2 mm, a veces 5 mm, idiomorfos a hipidiomorfos, aunque, cuando el contenido en cuarzo de la roca es muy abundante, son esqueléticos, con texturas rotacionales (fábricas internas sigmoidales o en "paréntesis"), sin- S_2 . También se observan granates que han crecido durante el aplastamiento de los pliegues P_2 , ya que incluyen fábricas plegadas con continuidad externa pero con un menor aplastamiento dentro que fuera. Por otra parte, a veces se observan granates con textura helicítica de la S_2 .

Son frecuentes los granates zonados que muestran su núcleo rotacional, sin- S_2 y la periferia estática, sin inclusiones y helicítica, post- S_2 . El límite entre ambas zonas puede ser gradual o muy neto.

Los granates de todos los tipos texturales antes citados se encuentran parcial o totalmente alterados a clorita (parcial o totalmente oxidada). Ocasionalmente son pseudomorfizados por agrega-

dos de mica incolora. Se dan granates en atolón cuando la alteración a clorita o mica incolora es selectiva en un granate zonado, respetando la periferia y transformando la zona central.

En algunas muestras hay granates con fábricas internas sigmoidales rodeados por la S_2 y sin continuidad externa ($S_i \neq S_e$), parece pues que son sincinemáticos de D_1 . También pueden haberse formado en la primera fase granates pequeños ($200\mu\text{m}$), incluidos en plagioclasas rotacionales, sin- S_2 .

Es frecuente observar fenómenos de aplastamiento ("flattening") de la S_2 sobre los granates con desarrollo de cuarzo y clorita en las sombras de presión de los mismos. En rocas con deformación milonítica dicho cuarzo está también deformado plásticamente.

Se han analizado 2 granates rotacionales, sin- S_2 por microsonda, tanto en su núcleo como en su periferia. Los resultados analíticos, así como su composición en función de los términos externos, se expresan en la tabla 4-XXI.

Tabla 4-XXI: Análisis químicos de granate (sin- D_2) de la formación Montenegro.

	Muestra NA-5		Muestra NA-10	
	NUCLEO	PERIFERIA	NUCLEO	PERIFERIA
% SiO_2	37,77	37,53	37,84	38,19
% Al_2O_3	21,55	21,76	21,60	21,35
% FeO	27,85	29,68	29,75	30,97
% MnO	2,84	0,87	1,37	0,62
% MgO	0,34	0,71	0,65	0,56
% CaO	10,40	10,17	9,89	9,28
ALM	62,37	66,15	66,16	69,63
PIR	1,35	2,82	2,58	2,24
ESP	6,44	1,98	3,09	1,42
GROS	29,85	29,05	28,16	26,71

CLORITOIDE

Además del cloritoide pre-alpino descrito anteriormente, podemos encontrar en estas rocas numerosos cristales de cloritoide de menor tamaño que los pre-alpinos ($200-500\mu\text{m}$ en su máxima dimensión) que se orientan con la esquistosidad S_1 y son plegados por los pliegues P_2 . No suelen presentar inclusiones grafitosas. Las características ópticas son similares a las del cloritoide pre-alpino. Frecuentemente hay recrecimientos del cloritoide pre-alpino durante la primera fase alpina, recrecimientos que carecen de inclusiones grafitosas y que pueden estar con o sin continuidad óptica con el núcleo. En ocasiones hay una zona de cuarzo que separa a ambos, núcleo pre-alpino y zona de recrecimiento, que puede reflejar una fase de "flattening" entre ambos.

Durante la primera fase de deformación alpina se desarrollan cloritoides pequeños a partir de los pseudomorfos de minerales prealpinos.

En algunas muestras he observado cloritoides con evidencias texturales que indican una cristalización durante la fase D_2 , con texturas rotacionales, sin- S_2 o bien cristales helicíticos con inclusiones de rutilo, minerales opacos y granates, que tienen tamaños de hasta 2 cm.

En general, los cloritoides aparecen parcial o totalmente transformados a mica incolora y/o clorita, mineral este último que aparece parcial o totalmente oxidado.

PLAGIOCLASA

La plagioclasa aparece en estas formación en escasos niveles con cristales de hasta 2 mm que se disponen con su máxima dimensión según la traza de la esquistosidad. Muestran textura rotacional sin- S_2 y helicítica post- S_2 . Es de composición albítica y en ningún caso se han observado cristales zonados.

Además de aparecer en escasos niveles, la plagioclasa presenta muy poca nucleación, al contrario que en las metapelitas de la Formación Aulago, donde este mineral es ubicuo y con muy abundante nucleación.

ESTILPNOMELANA-CLORITA.

Este par de minerales aparecen en estas rocas, como en las de la Formación Aulago, con texturas que evidencian transformación del primero en el segundo durante C_1 . Estas texturas son idénticas a las que presentan en dicha formación y no voy a insistir en su descripción (Fotos 41 y 42).

MICA INCOLORA:

La mica incolora se forma en estas rocas durante casi toda la historia metamórfica alpina y muestra unas relaciones texturales similares a las que este mineral presenta en los esquistos de la Formación Aulago. Cabe destacar que en la Formación Montenegro son abundantes las placas de mica incolora post-cinemáticas de la S_2 , que aparecen parcialmente transformadas en clorita (oxi-clorita).

Además son exclusivos de esta formación los agregados de mica incolora que pseudomorfizan a minerales de la paragénesis pre-alpina. Estos pseudomorfo se encuentran afectados por los pliegues P_2 .

En los esquistos miloníticos de la parte alta de la formación, la mica incolora sufre trituración y las placas postcinemáticas de S_2 aparecen con formas ojivales debido a la deformación.

En rocas muy micáceas la orientación de la mica incolora es muy acentuada, de manera que al microscopio se extingue toda la lámina a la vez.

Tal como hemos adelantado al hablar de las micas incoloras del Manto del Veleta, se han realizado análisis por difracción de Rayos X para el cálculo de los espaciados lateral y basal (b_0 y d_{002}) de las micas incoloras de varias poblaciones de muestras (localidades 11, 12 y 13 de la figura 4-13). Estas muestras han sido reunidas en un sólo grupo, ya que presentan la misma compo-

sición mineralógica, el grupo II, cuyos datos se muestran en las tablas 4-V, 4-VI y 4-VII y está constituido por los siguientes minerales: cuarzo + moscovita + paragonita + cloritoide + granate + estilpnomelana + clorita + grafito.

Con respecto a los resultados analíticos obtenidos para las rocas de este grupo podemos hacer las siguientes consideraciones:

1. En todas las muestras analizadas (43 en total) aparece siempre la paragonita coexistiendo con la moscovita. Esto puede plantear problemas en la utilización de b_0 como geobarómetro tal como suponen SASSI y SCOLARI (1974) y GUIDOTTI y SASSI (1976), de manera que estos datos deben ser utilizados con cautela. En el capítulo de Petrogénesis hago una breve discusión de estos resultados.

2. Los valores de b_0 que presentan las moscovitas de este grupo son similares a los del subgrupo IA, de la Formación Aulago, en el que también son coexistentes moscovita y paragonita (Figura 4-15; Tabla 4-V).

3. Los valores de $\Delta d = d_{002}(\text{moscovita}) - d_{002}(\text{paragonita})$ son similares a los que muestran los diferentes grupos de muestras de la Formación Aulago (Tabla 4-VII). Si como en el caso anterior, tomamos este parámetro como geotermómetro relativo, podemos decir que no existen variaciones importantes en la temperatura que ha afectado a las rocas de esta Formación durante el "climax" de metamorfismo respecto de la que afectó a las rocas de la Formación Aulago.

CUARZO

Además del cuarzo que cristaliza durante el metamorfismo alpino, tal como ha sido descrito para la formación Aulago, en esta Formación y especialmente en la parte alta, donde las rocas están afectadas por la deformación milonítica D_m , el cuarzo muestra una serie de texturas, tales como cuarzo "ribbon" y granos de recristalización dinámica, que son propias de mecanismos de deformación dúctil con deformación plástica intracristalina del cuarzo y que serán descritas con mayor detalle en páginas siguientes, dado que este tipo de deformación afecta ampliamente a rocas de las Unidades Superiores, que serán descritas más tarde. Tan sólo destacaré aquí que esta deformación milonítica afecta a los cristales de cuarzo que crecieron en los halos de presión de los granates durante la fase de "flattening", de manera que la milonitización ocurre con posterioridad a dicha fase.

ACCESORIOS

Los siguientes minerales accesorios: grafito, minerales opacos, apatito, turmalina y circón están casi siempre presentes en estas rocas. Rutilo y epidota son más ocasionales, especialmente el segundo mineral.

El rutilo, en cristales orientados con la S_1 y plegados por P_2 , se encuentra parcial o completamente pseudomorfizado por minerales opacos.

La turmalina aparece en cristales helicíticos de la S_2 y también con texturas rotacionales sin- S_2 . Más frecuentemente aparece con formas redondeadas, probablemente heredadas, al igual que el circón y el apatito.

La epidota es abundante en algunos niveles de la parte alta de la formación. Aparece orientada con la esquistosidad y extendida según la *Le.*, con fracturas de tensión perpendiculares a su máxima dimensión.

Formación Santillana

Las metapelitas de esta formación, como ha quedado dicho anteriormente, son rocas sin grafito de tonalidades de color claras, probablemente correlacionables con las series metapelíticas de edad permo-triásica de otras áreas del Complejo Nevado-Filábride ("Tahal schist" de NIJHUIS, 1964) o series permo-triásicas de la Unidad de la Caldera de PUGA (1971).

Las relaciones entre el crecimiento de los minerales que constituyen tales rocas y los elementos estructurales son expresadas a continuación:

GRANATE

Los granates aparecen en estas rocas de dos maneras fundamentales: como pequeños cristales ($100\mu\text{m}$) muy numerosos y en grandes cristales (3 mm) con escasa nucleación. Los del primer tipo son poco informativos en sus relaciones texturales dado su tamaño. En cambio cuando analizamos los grandes observamos que muestran una variada gama de texturas consecuencia de su cristalización a lo largo de casi toda la historia metamórfica alpina.

Podemos encontrar granates peciloblásticos con inclusiones (epidota, rutilo, minerales opacos) que se alinean dando una fábrica interna con formas de S o () con continuidad externa. Son rotacionales, sincinemáticos de S_2 . A veces muestran una zona externa carente de inclusiones. También encontramos granates helicíticos de la S_2 . Estos tipos suelen ser idiomorfos a hipidiomorfos, pero existen otros cristales bastante alterados a clorita y deformados que muestran inclusiones rotacionales no coincidentes con la esquistosidad externa (S_2) y que han cristalizado probablemente durante la fase D_1 . Este supuesto está apoyado por el tamaño de las inclusiones que generalmente son más pequeñas que los correspondientes minerales en la matriz.

CLORITOIDE

El cloritoide que aparece en estas rocas es diferente al de la Formación Montenegro, ya que es dispersivo y con un pleocroismo intenso en verde-azul violáceo-amarillo pálido. Estas propiedades ópticas son propias del cloritoide magnésico que aparece en otras áreas de Sierra Nevada (PUGA, 1970 a). Se puede observar en estas rocas en cristales de hasta $500\mu\text{m}$, aunque generalmente son más pequeños, orientados con la esquistosidad y dispersos por la matriz. En ciertas rocas con plagioclasa sin- S_2 no se encuentra cloritoide en la matriz, aunque sí como inclusiones en el granate, lo que hace pensar que se ha formado en la primera fase alpina, habida cuenta de la incompatibilidad de estos dos minerales junto a la paragonita.

PLAGIOCLASA

La plagioclasa es de composición albítica y se desarrolla a partir de la mica incolora mostran-

do bordes de reacción con ella. Aparece como peciloblastos con textura rotacional, sin-S₂ o bien helicíticos, post-S₂, con inclusiones de epidota, minerales opacos y granate. Algunos cristales están parcialmente cloritizados.

ANFIBOL

Este mineral se ha encontrado en muy pocas muestras y es pleocroico en verde-azul-amarillo pálido con agregados de cristales dispuestos al azar y presentado todo tipo de secciones.

En algún caso parecen mostrar bordes de corrosión con el granate. Se encuentran fracturados y en los huecos se desarrolla clorita que es posteriormente oxidada.

ESTILPNOMELANA

También en los esquistos sin grafito de la Unidad del Montenegro se ha reconocido este mineral que aparece con su pleocroismo característico en marrón-verdoso y amarillo o marrón pálido, aunque es muy minoritario ya que aparece como reliquia en algunos cristales de clorita.

CLORITA

La clorita en estas rocas aparece con unas características ópticas diferentes de las que muestran las cloritas de los esquistos grafitosos, con un pleocroismo de verde claro a amarillo pálido. Se dispone orientada con la esquistosidad por mimetismo de transformación de la mica incolora que en algunos cristales aparece como reliquia. Es producto de alteración de plagioclasa y granate. También la encontramos en grandes placas (600 μm) o agregados helicíticos de la S₂ que son afectados por los pliegues tardíos. En estas rocas la clorita aparece también oxidada pero en mucha menor extensión que en las rocas grafitosas, de forma que la mayoría de los cristales están inalterados y solamente algunos muestran un estrecho borde de oxidación.

MICA INCOLORA

Es abundante en las metapelitas de esta formación de manera que muchas muestras son micacitas. En esquistos forma parte del bandeo tectónico en lechos alternantes con otros ricos en cuarzo, que se formó por mecanismos de disolución por presión, tal como se ha explicado en las rocas de la F. Aulago.

Es de destacar la existencia de abundantes placas de mica incolora helicíticas, transversas a la esquistosidad que aparecen parcialmente cloritizadas.

En varias muestras analizadas por Rayos X se ha puesto de manifiesto la presencia de paragonita y moscovita coexistentes.

CUARZO

Como en anteriores esquistos el cuarzo muestra generalmente una orientación preferencial según la traza de la esquistosidad. En algunos puntos donde los niveles cuarcíticos son más gruesos presenta textura granoblástica, con límites de granos con puntos triples y ocasionalmente puede mostrar fenómenos de deformación plástica con cuarzo con tendencia a "ribbon" y alguna recristalización dinámica.

ACCESORIOS

En estas rocas el grafito está ausente. La epidota es en algunos niveles bastante abundante, al contrario que en la Formación Montenegro, donde es muy ocasional; aparece en cristales de variedad clinzoisita orientados con la S_1 y plegados por P_2 como constituyente importante de la matriz, así como incluida en la mayoría de los peciloblastos.

Otros minerales accesorios tales como opacos, turmalina, circón, apatito y rutilo son también bastante frecuentes; se presentan en cristales dispersos por la matriz y con orientación preferencial según la esquistosidad.

En la figura 4-28 se resumen esquemáticamente las relaciones entre los diversos minerales y las fases de deformación de las metapelitas en ambas formaciones, Montenegro y Santillana.

MINERALES	F A S E S D E D E F O R M A C I O N							
	D ₁		D ₂		D ₃		Fases Tardías	
	sin	post	sin	post	sin	post		
albita							Predomina la deformación sobre la blastesis.	
anfíbol v-a								
clorita								
(oxi-)clorita								
cloritoide	---							
cuarzo								
distena								
estilpnomelana								
granate								
mica incolora								

--- blastesis, cierta y dudosa respectivamente.

Figura 4-28A: Relación entre la blastesis y las diferentes fases de deformación en las metapelitas de la Unidad del Montenegro.

MINERALES	F A S E S D E D E F O R M A C I O N								Fases Tardías	
	D ₁			D ₂			D ₃			
	sin	post		sin	post		sin	post		
albita									Predomina la deformación sobre la blastesis.	
epidota										
glaucofana										
granate I										
granate II										
hornblenda										
onfacita										
rutilo										
titanita										

----- blastesis, cierta y dudosa, respectivamente.

Figura 4-288: Relación entre la blastesis y las diferentes fases de deformación en las metabasitas de la Unidad del Montenegro.

4.3.2. UNIDADES SUPERIORES

ESTRATIGRAFIA-LITOLOGIA

Bajo la denominación de Unidades Superiores se encuadra una secuencia de rocas, litológicamente compleja, más variada que las hasta ahora descritas que se dispone inmediatamente encima de los esquistos de la Formación Montenegro y es cubierta, bien por las rocas de la Unidad de Alboloduy, bien por las del Complejo Alpujárride.

La serie, de abajo a arriba, comienza con una formación fundamentalmente metapelítica, muy característica en el Complejo Nevado-Filábride en todas las áreas de la Cordillera, y en la que predominan los esquistos albiticos sin grafito. Ha sido denominada Formación Tahal (NIJHUIS, 1964) en la parte oriental de Sierra de los Filabres y es correlacionable con las series de cobertera del Manto del Mulhacén (PUGA et al., 1974) de la parte occidental de Sierra Nevada. Puesto que esta denominación está bastante extendida en la literatura y se refiere a rocas con idénticas características que las presentes, sigo conservándolo el nombre de Formación Tahal para las mismas. Sobre ella encontramos otra formación metapelítica, pero con grafito y con gneises en la base, perfectamente correlacionable con el "Graphite schist and tourmaline gneiss complex" de NIJHUIS (op. cit.) que posteriormente ha sido denominada Formación Nevada (KAMPSCHUUR, 1975), nombre de amplia difusión en la literatura. Es correlacionable de igual modo con las rocas de basamento de la Unidad de las Sabinas (PUGA, 1971). Por razones similares conservo el nombre de Formación Nevada para estas rocas en la presente Tesis. En algunos puntos del área estudiada sobre ella aparecen de

nuevos materiales de la Formación Tahal, aunque en la mayoría de los casos es la Unidad de Alboloduy la que se encuentra encima de la Formación Nevada.

Se ha supuesto una edad permotriásica para la primera y una edad paleozoica o más antigua para la Formación Nevada (ver capítulo 3).

Los contactos entre la Formación Nevada y las rocas de la Formación Tahal representan zonas de cizalla y en ellos se pueden observar desplazamientos diferenciales ocurridos durante la fase de deformación milonítica D_m . Se puede considerar que ambas formaciones constituyen dos unidades cabalgantes, ya que su disposición es tal, que una serie probablemente paleozoica (Formación Nevada) se superpone a otra de edad probablemente permotriásica (Formación Tahal). Por otra parte, estas formaciones pueden repetirse localmente e incluso hay numerosas superficies de cabalgamiento internas, representadas por zonas de cizalla con alta deformación (ultramilonitas) que aparecen a varios niveles en el interior de ambas formaciones, por lo que he considerado a toda la secuencia como constituyente de una zona de escamas a la que he denominado Unidades Superiores.

Las Unidades Superiores podemos por tanto decir que están constituidas por una secuencia de rocas metamórficas para y orto-derivadas, que se agrupan en las formaciones citadas, cuya característica común es que están afectadas por una fase de deformación dúctil intensa que desarrolla estructuras protomiloníticas y miloníticas, lo cual, junto a su evolución metamórfica, las diferencia de las Unidades Inferiores.

Formación Tahal

Aflora en la parte Sur del área estudiada en un afloramiento continuo desde Ohanes, en la parte occidental, hasta el Caracol (822 m), en la parte oriental. Su distribución cartográfica detallada se muestra en los mapas geológicos adjuntos. Las relaciones verticales con otras formaciones se pueden ver en la figura 3-3.

La secuencia está constituida fundamentalmente por metapelitas con menores cantidades de metapsamitas (cuarzitas y rocas cuarzo-feldespáticas) con una potencia máxima de alrededor de 300 m. En las partes bajas de la serie, unos 10-20 m por encima del contacto con la Formación Montenegro, hay niveles de metaconglomerados discontinuos con espesores de 1-2 m. En las partes altas aparecen niveles de mármoles de espesor variable, desde algunos decímetros hasta varios metros. También, intercalado entre metapelitas y muy cerca de los mármoles, encontramos un nivel de gneises turmalínicos de alrededor de 30 cm. de espesor, muy cerca del contacto con la Formación Nevada.

METAPELITAS

Son el tipo de roca más abundante con variaciones en el contenido en cuarzo desde composiciones propiamente pelíticas a semipelíticas. Son esquistos sin grafito como los de la Formación Santillana, con tonalidades claras: grises y más generalmente verdosas debido a su contenido en clorita.

La mayoría de ellas muestra una esquistosidad bien desarrollada S_2 que corresponde a un

bandeado de segregación metamórfica de mica incolora y cuarzo, modificado por la foliación milonítica S_m , que es subparalela. Esta foliación está afectada comúnmente por 2 sistemas de esquistosidades conjugadas ("extensional crenulation cleavage"). Otro elemento estructural importante y omnipresente que caracteriza a estas rocas es una lineación muy acentuada, que es de estiramiento (L_m).

La asociación de minerales que aparece en estas rocas es la siguiente: mica incolora (moscovita y paragonita), cuarzo, plagioclasa, cloritoide, estaurolita, distena, granate, clorita, biotita, epidota, minerales opacos, turnalina, apatito, rutilo, circón y carbonato.

Estos minerales se agrupan en una serie de asociaciones para dar diferentes tipos de esquistos. El tipo predominante es el de esquistos con plagioclasa que aparece ampliamente distribuido a lo largo de toda la secuencia y que contiene además al resto de los minerales enunciados excepto distena y estaurolita. El cloritoide está generalmente ausente en estos esquistos con plagioclasa, no obstante ha sido encontrado en 2 muestras de tales rocas (TC-20, TC-81) aunque aparece incluido en granates y falta en la matriz. Hay escasos niveles de esquistos con cloritoide-distena-estaurolita, de decímetros a pocos metros de potencia, intercalados en la serie de esquistos con plagioclasa en la partes baja y media de la secuencia.

METAPSAMITAS

Entre las metapelitas encontramos frecuentes intercalaciones de rocas cuarzo-feldespáticas, cuya única diferencia con ellas son los menores contenidos en mica incolora; su petrografía es muy similar aunque su comportamiento frente a la deformación milonítica es diferente debido precisamente a esta diferencia en composición. Esto se refleja en diferentes texturas que serán tratadas con más detalle en páginas sucesivas. Encontramos a su vez algunos niveles de cuarcitas y cuarzo-esquistos muy ricos en cuarzo de escasa potencia (algunos dms), que son milonitas cuarcíticas con texturas de deformación plástica intracristalina en el cuarzo muy interesantes.

METACONGLOMERADOS

En la parte baja de la formación aparecen niveles discontinuos de metaconglomerados de 1 a 2 m de espesor. Encontramos 2 tipos diferentes, aunque en la misma posición, similares a los descritos por GOMEZ PUGNAIRE et al. (1981), metaconglomerado de matriz básica y metaconglomerado de matriz pelítica. No obstante en el área de la presente Tesis el grado de deformación de estas rocas es mucho mayor. El alargamiento de los cantos es tal que en muchos casos es difícil distinguirlos de simples niveles cuarcíticos que alternan con niveles pelíticos.

METACONGLOMERADO DE MATRIZ BASICA

Los cantos están constituidos de material cuarcítico bastante puro con algunos cristales de mica incolora orientados en la dirección de máximo alargamiento de los cantos. La mica incolora está parcialmente transformada en biotita verde con pleocroismo de incoloro a verde-caqui, con un producto de transformación intermedio que es la clorita. Estos cantos están muy deformados con su máxima dimensión paralela a la lineación de estiramiento L_m y con unas dimensiones de 0,5 x 3 x (>12) cm. El tamaño de los cantos según su dimensión máxima no he podido determinarlo, ya que en la muestra de mano cogida a tal efecto, con ser grande, no lo es lo suficiente y no se observa

ningún canto completo. De cualquier manera con estos datos se comprende la intensa deformación unidimensional que han sufrido estos cantos en la dirección de estiramiento y que refleja un tipo de deformación plana, con una componente importante de cizalla simple.

El cuarzo que constituye estos cantos muestra bandas de deformación paralelas al máximo alargamiento de los cantos, así como subgranos o falsos granos y una abundante recristalización dinámica; texturas que son interpretadas como debidas a mecanismos de "creep de dislocación" (WHITE, 1976, 77; ETHERIDGE y WILKIE, 1979).

La matriz está constituida por los minerales propios de una anfibolita; es decir: epidota, anfíbol verde-azul y granate, con cantidades minoritarias de clorita, minerales opacos, rutilo y titanita.

La epidota muestra las características ópticas de la clinozoisita. Se presenta en cristales de 500 μm , según su máxima dimensión, orientados con la lineación de estiramiento L_m . El anfíbol muestra las características ópticas de la hornblenda y se encuentra en cristales de un tamaño similar a la epidota, que se deforman y se adaptan con sus formas lenticulares paralelamente a la foliación milonítica S_m . Esta queda resaltada, por otra parte, por la orientación de los planos XY de los cantos de cuarcita. Los granates aparecen fracturados, con tamaños de hasta 500 μm , parcialmente cloritizados. Parecen mostrar textura helicítica con respecto a la orientación de los anfíboles aunque han sido rotos y fracturados durante la deformación milonítica. Como mineral accesorio cabe destacar el rutilo que aparece parcialmente transformado a titanita y/o minerales opacos.

METACONGLOMERADO DE MATRIZ PELITICA

Los cantos son de cuarcita muy pura con cristales de cuarzo que muestran importante deformación plástica intracristalina, similar a los de los cantos del conglomerado básico.

La matriz es de una composición semipelítica con cuarzo abundante, igualmente deformado, y con mica incolora, cloritoide y distena como minerales fundamentales y cantidades menores de clorita, minerales opacos, turmalina, circón y apatito. Esta matriz presenta las mismas características petrográficas que ciertos niveles de metapelitas con cloritoide y distena de esta formación y que son descritos en páginas sucesivas.

GNEISES TURMALINICOS

En la parte alta de la Formación Tahal encontramos un nivel de gneises turmalínicos de muy poca potencia (30-50 cm), que es discontinuo aunque se puede seguir bastante a lo largo del contacto con la Formación Nevada, suprayacente, justo unos metros por debajo de la misma (ver mapa geológico). En algunos puntos encontramos un segundo nivel paralelo al anterior, de igual composición y de una potencia de alrededor de 15 cm, aunque lo más frecuente es que sólo aparezca el primero.

En realidad son milonitas cuarzo-feldespáticas producidas a partir de gneises turmalínicos durante una fase posterior a la D_2 . Presentan porfiroclastos de feldespato Na-K y plagioclasa (albita) en una matriz cuarzo-feldespática con clastos de feldespato del orden de las 100 μm , aunque su tamaño es muy variable, y cristales de cuarzo muy deformados con texturas "ribbon", que ro-

dean a los porfiroclastos anteriores. La mica incolora es muy abundante en estas rocas y se caracteriza por una distribución bimodal de tamaño de grano, con clastos en forma de "peces" y cristales de tamaño sericítico producto de trituración de los grandes y que pasan a formar parte de la matriz.

En estas rocas podemos encontrar los siguientes minerales: Feldespato Na-K, plagioclasa (albita), cuarzo, mica incolora, turmalina, granate, clorita, biotita, minerales opacos, circón, apatito, rutilo, epidota (alanita) y carbonato.

Algunos de estos minerales se conservan como reliquias de la paragénesis ígnea, rotos y fracturados pero sin apenas deformación interna: Feldespato Na-K, albita, mica incolora, turmalina, circón, apatito, alanita; otros han sido deformados, reestructurados y han recristalizado durante el metamorfismo alpino y no muestran signos de texturas originarias: cuarzo, ciertos minerales opacos y en algunos casos la mica incolora; finalmente encontramos minerales que se han formado durante el metamorfismo: granate, clorita, biotita, carbonato y ciertos minerales opacos.

FELDESPATO Na-K

En estos gneises encontramos cristales aislados, no muy abundantes, de microclina perítica de hasta 5 mm de tamaño con macla de Carlsbad y enrejado. La desmezcla de albita es "en manchas" con maclas polisintéticas orientadas según direcciones cristológicas del cristal huésped. A veces la desmezcla de albita es casi imperceptible, con diminutas pajillas de 5 μm de ancho. Presenta una transformación parcial a albita con macla en damero, que se observa en la mayoría de los cristales.

Texturalmente aparece como "ojos" fracturados y rodeados por la foliación milonítica con una corona de alteración por trituración en los límites de los cristales de clastos de albita y cuarzo.

PLAGIOCLASA

Los cristales de plagioclasa (albita) son más abundantes que los de feldespato Na-K. Aparecen como porfiroclastos con tamaño de hasta 700 μm . Sólo ocasionalmente he encontrado clastos de 2 mm. Muestran frecuentes maclas polisintéticas, según la ley de la albita, aunque algunos de ellos no presentan maclas. Son incorporados a la matriz por trituración al igual que los feldespatos Na-K con tamaños de los clastos variables hasta alcanzar las 100 μm por reducción.

CUARZO

Constituyente de la matriz junto con los clastos pequeños de feldespato producto de trituración de los porfiroclastos. Aparece muy deformado y se concentra a veces en niveles monominerálicos en los que se observa una fuerte deformación plástica intracristalina con textura "ribbon" y abundante recristalización dinámica.

MICA INCOLORA

Es de origen ígneo probablemente ya que se muestra sin orientación preferencial, con los planos basales oblicuos a la foliación milonítica, aunque aparece deformada con forma de "peces" con su máxima dimensión orientada según la traza de la foliación. Además tiene unas características ópticas, como es el pleocroismo suave desde incoloro a verde pálido, propias de micas fengíticas que pueden coexistir con feldespato K y que son por otra parte diferentes a las micas incoloras de las rocas metamórficas encajantes. Otro dato que apoya este origen es la existencia de inclusiones en la mica con halos pleocroicos.

Desde el punto de vista de la fábrica, destaca la distribución bimodal de tamaño de grano con porfiroclastos de hasta 3 mm y pequeños cristalillos de tamaño sericítico que por trituración de los grandes pasan a engrosar la matriz. La reducción de tamaño en la mica puede estar determinada por fenómenos de deslizamiento según los planos (OO1) de la misma, aunque en determinados casos se producen microfracturas frágiles paralelas a dichos planos que dejan huecos microscópicos que son rellenados por carbonato (Foto 43).

TURMALINA

En cristales de hasta 4 mm orientados con su mayor longitud según la lineación de estiramiento. Presenta fracturas tensionales perpendiculares a su máximo alargamiento. Se puede clasificar como chorlo con pleocroismo de rosa salmón (según n_e) a negro, azul marino o verde oscuro (según n_o), diferente al de las turmalinas metamórficas frecuentes en los esquistos asociados. En algunas muestras se han observado límites rectos con la mica incolora, lo que parece indicar que están en equilibrio; es decir, que ambos minerales son paragenéticos.

EPIDOTA

Hay prismas pequeños de alanita (150 μ m) con pleocroismo en marrón violáceo dispersos por la matriz, probablemente ígneos. Se han observado también algunos cristales de epidota férrica, con pleocroismo en amarillo, que es probablemente metamórfica.

GRANATE

Este mineral se encuentra distribuido muy puntualmente y muestra reliquias de mica incolora, mineral base para su formación en estas rocas. Puede alcanzar tamaños de hasta 1'5 mm. Algunos cristales aparecen parcialmente transformados en biotita y otros ligeramente cloritizados.

BIOTITA

Es una variedad con pleocroismo de verde oscuro a verde pálido que aparece fundamentalmente como producto de transformación del granate, aunque también corroe parcialmente a la mica incolora.

ACCESORIOS

Además de la epidota, granate, biotita y clorita encontramos otros minerales accesorios, como circón, minerales opacos, rutilo, apatito y carbonato.

El circón, se presenta en pequeños cristales idiomorfos dispersos por la matriz o bien incluidos en la mica.

Hay pseudomorfos de hábito rómbico compuestos por rutilo y carbonato probablemente sobre titanita, que se encuentran incluidos en la mica incolora junto con el circón. Parece que el circón y la titanita son primarios y ésta durante el metamorfismo se transforma en rutilo y carbonato, asociación que en una fase posterior se transforma en minerales opacos.

Datos químicos: Se han realizado dos análisis de roca total que son expresados en la tabla 4-XI. La composición química es similar a la de los gneises de la Formación Santillana, hay peque-

Tabla 4-XI: Análisis químicos y norma C.I.P.W. de gneises de la formación Tahal.

	TC-99	TC-102
	(1)	(2)
% SiO ₂	73,86	74,35
% TiO ₂	0,17	0,20
% Al ₂ O ₃	13,15	13,34
% Fe ₂ O ₃	0,65	0,70
% FeO	1,02	1,43
% MnO	0,02	0,02
% MgO	0,39	0,38
% CaO	1,16	0,86
% Na ₂ O	3,05	2,07
% K ₂ O	3,02	3,94
% P.C.	1,76	1,52
SUMA	98,25	98,81
Q	41,60	44,64
Or	18,20	23,64
Ab	26,31	17,77
An	5,85	4,32
Hy	2,34	2,95
Mt	0,49	0,63
Il	0,32	0,38
C	2,79	4,18

ñas variaciones en el contenido en K₂O que por otra parte se reflejan mineralógicamente en el menor contenido en feldespato K que tienen los gneises bajo consideración. Como aquellos y en virtud de su composición mineralógica parecen proceder de un granito de feldespato alcalino (albita -microclina), según la clasificación de STRECKEISEN (1976).

ROCAS CARBONATADAS

En la parte alta de la formación encontramos escasos niveles de mármoles, de espesor variable desde 50 cm a varios metros que no obstante tienen bastante continuidad lateral. La fase de deformación milonítica que ha afectado a estas rocas las ha convertido en milonitas carbonatadas con unas características texturales similares a las de las rocas carbonatadas de la Unidad de Alboloduy, por lo tanto no voy a hacer repeticiones innecesarias y remito al lector al apartado 4.4. Las características mineralógicas son también similares en ambos casos.

Formación Nevada

Aflora en la parte Sur del área y se sitúa inmediatamente encima de la Formación Tahal. Los afloramientos más interesantes aparecen en el sector SE; donde encuentro la serie completa. En la mitad SW está prácticamente reducida y queda limitada solamente a una intercalación gneílica discontinua acompañada de niveles de metapelitas grafitosas de espesores despreciables, aunque típicos de esta formación, los cuales me han llevado a considerar tales niveles de gneises como pertenecientes a la presente formación. La potencia máxima es de unos 150 m. Encima podemos encontrar de nuevo materiales de la Formación Tahal, o bien, de la Unidad de Alboloduy o del Complejo Alpujárride (ver cartografía geológica).

La serie está constituida por una secuencia de rocas esquistosas con grafito en las que hay frecuentes intercalaciones de cuarcitas con espesores variables entre decímetros y un metro, que destacan en el campo por sus colores claros en una secuencia muy oscura. Son cuarcitas muy puras con contenidos en grafito nulos o casi nulos. Hacia la parte basal de la secuencia encontramos un tramo de gneises turmalínicos con bastante continuidad lateral y espesores de 1 m a 10 m (ver mapa geológico). En la parte media de la serie hay un nivel de mármoles grises, de algunos cms de espesor, que puede considerarse como un nivel guía a la escala del área estudiada ya que sólo encontramos una intercalación de este tipo y con gran continuidad lateral. Están constituidos por calcita, mica incolora, cuarzo, grafito, minerales opacos, rutilo y turmalina.

METAPELITAS

Son esquistos grafitosos con variaciones en el contenido en cuarzo desde composiciones pelíticas a semipelíticas. Las características de fábrica son similares a las expresadas sucintamente para las metapelitas de la Formación Tahal en páginas anteriores y que serán ampliadas en la sección de deformaciones alpinas.

La asociación de minerales que aparece en estas rocas es la siguientes: mica incolora, (moscovita y paragonita), cuarzo, granate, estaurolita, distena, cloritoide, grafito, clorita, biotita, minerales opacos, turmalina, circón, rutilo, apatito y epidota. Estos minerales aparecen juntos a lo largo de toda la serie excepto en algunos niveles que no presentan ni cloritoide, ni distena, ni estaurolita y están constituidos por el resto de los minerales citados. Cabe destacar que la mineralogía y aspecto de estos esquistos es bastante similar a la de los esquistos negros de la Unidad del Montenegro, con una salvedad que desde el punto de vista petrológico es importante, y es la falta en estos últimos de distena y estaurolita (de la 2ª fase alpina), que son sin embargo muy frecuentes en la formación que nos ocupa.

La existencia de grafito, así como la total falta de plagioclasa, son las características mine-

ralógicas más importantes que diferencian estas metapelitas de las de la Formación Tahal, infrayacente.

METAPSAMITAS

Rompen un poco la monotonía de la serie la existencia de algunas intercalaciones de cuarcitas muy puras de color blanco y rosado con espesores de 50 cm - 1 m. Como en la formación anterior son cuarcitas miloníticas con fábricas muy típicas de estas rocas (ver página 102).

GNEISES TURMALINICOS

En la base de la Formación Nevada se intercala un tramo de rocas ortoderivadas de espesor variable, desde 1 m hasta 6-10 m, con bastante continuidad lateral, aunque desaparece en algunos puntos debido a fenómenos de "boudinage" durante D_2 . A veces aparecen como alternancias con niveles de esquistos grafitosos, que representan transposiciones del bandeado primario o simplemente del contacto esquisto-gneis hacia la esquistosidad S_2 , mediante pliegues isoclinales P_2 . El tramo está constituido por varios niveles de distinta composición: gneises leucocráticos con una banda central de gneises melanocráticos (con anfíbol y biotita verde). Estos últimos se acuñan lateralmente y en algunos afloramientos sólo aparecen los gneises leucocráticos.

Ambos tipos, aunque en realidad son milonitas cuarzo-feldespáticas, atendiendo a su textura pre-milonítica se puede clasificar como ortogneises "ojosos" con porfiroclastos de feldespato Na-K y plagioclasa en una matriz cuarzo-feldespática, a la que se suma la mica incolora reducida de tamaño durante la milonitización. Entre los dos tipos hay diferencias fundamentalmente de composición que son resaltadas a continuación.

GNEISES LEUCOCRATICOS

Muestran la siguiente asociación de minerales: Feldespato Na-K, plagioclasa, cuarzo, mica incolora, turmalina, granate, clorita, biotita, minerales opacos, circón, rutilo, epidota, carbonato y apatito.

A escala mesoscópica estos gneises son similares a los de la Formación Tahal; muestran, no obstante, algunas diferencias como son un mayor porcentaje de "ojos" de feldespato Na-K y un mayor tamaño de los mismos, que pueden alcanzar hasta los 3 cm. Diferencias que son probablemente heredadas del protolito ígneo de estos gneises.

FELDESPATO Na-K

Aparece como cristales (porfiroclastos) de microclina pertítica, a veces casi totalmente pseudomorfizados por albita en damero. Presentan macla de Carlsbad muy frecuentemente. Las pertitas son "en manchas" con la albita exsuelta que muestra maclas polisintéticas o también con formas plumosas, en venas, o en pajitas muy diminutas, casi imperceptibles. En ocasiones el mineral huésped es feldespato K sin maclar o con macla de enrejado desarrollada sólo en algunos puntos del cristal,

lo cual puede indicar que la maclación en enrejado es secundaria. Hay también porfiroclastos de microclina con maclas en enrejado y sin desmezcla. Invariablemente aparecen con una corona de alteración por trituración de plagioclasa y cuarzo. Es frecuente, por último, observar mirmekitas en las partes externas de los cristales con "burbujas" de albita en la que aparece incluido cuarzo vermicular, que atestiguan reacciones premetamórficas ocurridas entre cristales de plagioclasa y feldespato K adyacentes (Foto 44).

PLAGIOCLASA

Las plagioclasas son de composición albitica y son porfiroclastos con maclas lamelares, según la ley de la albita, generalmente, aunque en algunos casos pueden presentarse sin maclar o con macla de sólo dos individuos. Algunos cristales muestran inclusiones de mica incolora. Al igual que los feldespatos Na-K están muy deformadas y rotas incorporándose trozos de las mismas a la matriz. Las maclas lamelares son dobladas durante la milonitización lo que indica que junto a la ruptura frágil, también en los feldespatos se dan fenómenos de deformación intracristalina.

En algunas muestras podemos encontrar otro tipo de plagioclasas (de composición albitica igualmente, pero de hábito hipidiomorfo) incluidas en las pertitas.

Además destacamos la albita en damero citada, producto de albitización del feldespato potásico en una etapa post-magmática, probablemente (PUGA, 1970b).

GRANATE

Aparece sólo en 5 muestras de la 17 estudiadas. Se forma a partir de la mica incolora y a veces muestra textura "en atolón" conservándose reliquias de la mica en su interior. Se altera parcialmente a biotita verde junto con la mica incolora. En ocasiones vemos granates incluidos en los porfiroclastos de plagioclasa, formados probablemente a partir de las inclusiones micáceas que hay en ciertos cristales. Algunos granates muestran cuarzo, probablemente ígneo, en su interior; son granates esqueléticos que han crecido a partir de la mica incolora en zonas con abundante cuarzo y han preservado a éste de la deformación, de modo que el cuarzo muestra fracturas similares a las que presenta el granate pero no deformación interna. (Foto 45).

TURMALINA

Es un mineral abundante en estas rocas. Aparece con colores variados, normalmente con pleocroismo de rosa salmón (según n_g) a azul marino (según n_o); a veces es amarilla con tintes azulados y se presenta en venas, rodeada por un recrecimiento verde oliva similar a la turmalina de los esquistos encajantes. En secciones perpendiculares a "c" son azul oscuro o negras. Suelen tener tamaños de hasta 3 mm. En algunas muestras hay cristales de turmalina de menor tamaño (80 μ m) con pleocroismo en colores verdosos, similares a las de los esquistos encajantes y que son consideradas por tanto como metamórficas junto con el recrecimiento de igual color en las grandes turmalinas que son probablemente de origen ígneo. Aunque originariamente desorientados, los cristales de turmalina ígneos, al igual que los metamórficos, señalan una marcada lineación que es de estimamiento. Presentan fracturas perpendiculares a su dimensión máxima.

CLORITA-BIOTITA

La clorita en estas rocas es muy escasa y la encontramos siempre en agregados con pleocroismo intenso de verde a amarillo pálido como producto de alteración del granate. Esta alteración se produce en los bordes y en las fracturas de tensión de los granates.

Encontramos dos tipos de biotitas que se diferencian por su color y por sus relaciones texturales. Uno de ellos es una biotita con pleocroismo de marrón oscuro a marrón pálido que aparece en determinados niveles de gneises leucocráticos bien diferenciables en el campo del resto porque muestran algunas superficies de esquistosidad de color gris oscuro, casi negro, mientras que los otros son de colores claros, generalmente blancos. Esta biotita marrón es un producto de transformación metamórfica de la mica incolora en una fase anterior a la Dm, ya que aparece deformada durante la milonitización. El otro tipo es una biotita con pleocroismo de verde oscuro a verde pálido similar a la que aparece en los niveles de gneises melanocráticos pero en proporciones muy minoritarias. Es producto de transformación de granate, mica incolora y clorita. La clorita representa probablemente un producto intermedio en la transformación de granate y mica incolora a biotita verde. La edad relativa de estas transformaciones será comentada con mayor extensión al describir los gneises melanocráticos.

ACCESORIOS

Además de la clorita y biotita que aparecen en cantidades accesorias encontramos en estos gneises: apatito, rutilo, minerales opacos, circón, epidota y carbonato.

Los rutilos, en agregados que pseudomorfizan antiguos cristales de forma rómbica y de titanita probablemente, están a su vez transformados parcialmente a minerales opacos.

Datos químicos: Se han realizado tres análisis de roca total que son expresados en la tabla 4 - XII. La composición química es similar a los gneises de la Formación Santillana con valores de K_2O más parecidos que aquéllos que muestran los gneises leucocráticos de Tahal. Esta similitud de composición química se refleja en un mayor contenido en feldespato potásico tanto en los gneises de Santillana como en los de Nevada con respecto a los de Tahal. Por lo demás son bastante similares en cuanto a composición y se pueden clasificar como granitos de feldespato alcalino (albita - microclina).

GNEISES MELANOCRATICOS

Presentan la siguiente asociación de minerales: Feldespato Na-K, plagioclasa, cuarzo, biotita, epidota, mica incolora, anfíbol verde-azul, clorita, granate, turmalina, titanita, minerales opacos, circón, apatito, rutilo y carbonato. La mayoría de estos minerales aparecen en todas las muestras estudiadas. Algunos de ellos, como es el caso del anfíbol verde-azul, aparecen en pocas muestras debido a que están parcial o totalmente retromorfizados a clorita.

En el campo se distinguen bien de los gneises leucocráticos por su coloración verdosa oscura debido a sus altos contenidos en biotita verde. Cabe destacar también la gran abundancia de epidota que en estos últimos es muy minoritaria e incluso falta en la mayoría de las muestras. Otras di-

Tabla 4-XII: Análisis químicos y norma C.I.P.W. de gneises leucocráticos de la Formación Nevada.

	TC-44	TC-101	TC-108	TC-103
	(1)	(2)	(3)	(4)
% SiO ₂	72,42	73,74	72,46	72,74
% TiO ₂	0,29	0,17	0,24	0,31
% Al ₂ O ₃	14,87	13,65	14,79	12,88
% Fe ₂ O ₃	0,18	0,24	0,38	0,50
% FeO	1,79	1,26	1,41	1,43
% MnO	0,02	0,01	0,02	0,04
% MgO	0,60	0,22	0,25	0,37
% CaO	0,48	0,30	0,58	1,11
% Na ₂ O	2,90	2,41	2,31	3,62
% K ₂ O	5,19	5,54	5,71	5,06
% P.C.	0,85	0,81	0,75	0,89
SUMA	99,59	98,35	98,30	98,95
Q	32,88	37,01	34,98	29,18
Or	30,90	33,03	33,98	30,20
Ab	24,71	20,56	19,71	30,88
An	2,38	1,49	2,88	4,00
Hy	4,22	2,40	2,54	2,06
Mt	0,26	0,35	0,52	0,56
Il	0,55	0,32	0,46	0,59
C	3,66	3,17	3,79	0,00
Di	0,00	0,00	0,00	1,32

ferencias se pueden deducir comparando la descripción petrográfica que sigue con la hecha para los gneises leucocráticos anteriormente.

FELDESPATO Na-K

Todo lo dicho para este mineral en los gneises leucocráticos es aplicable aquí. Tan sólo destacaré que el tamaño de estos porfiroclastos suele ser menor, del orden de 7 mm. (excepcionalmente alcanzan 1'5 cm). Los clastos de feldespato Na-K que constituyen la matriz tienen tamaños del orden de 200 μ m.

PLAGIOCLASA

Aparece como porfiroclastos de alrededor de 1 mm de longitud, con maclas polisintéticas, según la ley de la albita. Su composición es albitica, aunque presentan numerosas inclusiones de epidota y mica incolora resultado de la transformación de una plagioclasa mucho más cálcica. Este hecho es diferencial con respecto a los gneises leucocráticos, en los que la plagioclasa es albita, con pocas (o ninguna) inclusiones de epidota y mica incolora.

Existen también plagioclasas idiomorfas incluidas en los fenoblastos de feldespato Na-K.

EPIDOTA

Es muy abundante en estas rocas con cristales de hasta 500 μm de tamaño, zonados con núcleo de alanita, pleocroica de rojo vino a rosa anaranjado y periferia incolora (clinozoisita). Se encuentra parcialmente corroída por la biotita.

BIOTITA

Mineral característico de estas rocas, aparece con pleocroismo de verde oscuro a amarillo verdoso. Es producto de transformación de la mica incolora, de la cual sólo quedan algunas reliquias. También corroe a la epidota, anfíbol y granate. Estas transformaciones se hacen probablemente vía clorita, que suele aparecer como un producto intermedio.

La biotita parece formarse con posterioridad al proceso de milonitización ya que aparece en cristales grandes (hasta 700 μm), no deformados y también en pequeños cristales ($< 20 \mu\text{m}$), textura que parece corresponder a la pseudomorfosis de la distribución bimodal de tamaño de la mica incolora debida a la milonitización. Otro dato que favorece esta interpretación es que altera a la clorita que se forma en las fracturas de los porfiroclastos.

CLORITA

Es fuertemente coloreada con pleocroismo de verde claro a verde limón. Producto de alteración de granate, epidota y anfíbol verde-azul como paso intermedio en la posterior transformación a biotita de estos minerales. Como en el caso de los esquistos encajantes, la cloritización afecta a minerales que han crecido en una fase post-D₂.

MICA INCOLORA

Es muy escasa en estas rocas, ya que ha sido casi completamente pseudomorfizada por la biotita y sólo quedan algunas reliquias. En algunas muestras aparece con los dos tamaños de grano ya descritos en otros gneises, con una particularidad y es que los granos pequeños están casi completamente transformados en biotita y por el contrario los grandes clastos están sólo biotizados incipientemente en sus bordes conservándose grandes reliquias de mica incolora.

ANFIBOL VERDE-AZUL

Sólo aparece en 4 muestras de las 13 estudiadas. En el resto puede estar completamente pseudomorfizado por clorita y biotita.

Tabla 4-XIII: Análisis químicos y norma C.I.P.W. de gneises melanocráticos de la formación Nevada.

	TC-8	TC-31	TC-64	TC-90	TC-91	TC-104	TC-106	TC-122
	(1)	(2)	(3)	(4)	(5)	(6)	(7)	(8)
% SiO ₂	66,00	53,85	63,22	58,58	59,28	64,60	64,07	65,85
% TiO ₂	1,03	1,44	1,27	1,63	1,49	1,12	1,57	0,99
% Al ₂ O ₃	14,88	14,70	14,36	15,19	14,32	14,61	14,33	14,31
% Fe ₂ O ₃	2,26	2,80	2,06	2,61	2,71	1,92	2,15	1,88
% FeO	2,21	5,47	3,90	5,09	4,15	3,36	4,01	3,72
% MnO	0,07	0,14	0,06	0,08	0,10	0,06	0,06	0,06
% MgO	1,72	4,35	2,38	2,63	2,70	1,82	2,03	2,27
% CaO	3,35	6,35	4,01	4,01	5,13	3,68	2,86	3,44
% Na ₂ O	3,24	3,12	3,69	3,95	3,91	3,50	3,65	3,49
% K ₂ O	4,12	1,79	3,07	1,87	2,05	3,26	3,22	2,09
% P.C.	0,89	4,66	1,82	3,15	3,80	1,24	0,65	1,35
SUMA	99,77	98,67	99,84	98,79	99,64	99,17	99,60	99,45
Q	21,67	8,63	17,69	14,31	14,54	20,69	32,22	25,18
Or	24,58	11,11	18,50	11,40	12,59	19,50	3,84	12,53
Ab	27,67	27,67	31,81	34,52	34,44	29,95	27,41	29,95
An	13,99	21,87	13,80	18,80	16,07	14,72	14,29	17,31
Di	2,23	9,08	5,27	1,43	8,44	3,10	0,00	0,00
Hy	4,89	13,58	7,61	11,64	7,06	6,55	8,87	10,06
Mt	1,31	2,52	1,76	2,31	2,07	1,55	1,80	1,65
Il	1,98	2,87	2,45	3,19	2,94	2,15	3,00	1,90
C	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	3,15	0,05

Muestra un pleocroismo en verde-azul-amarillo pálido y está parcialmente transformado a biotita verde.

En algunas muestras es muy abundante y se concentra en ciertos niveles.

GRANATE

Mineral frecuente; lo encontramos en 7 muestras de las 13 estudiadas en cristales de 200-600 μm con escasa nucleación y dispersos por la matriz, parcialmente transformados a biotita verde.

El cuarzo, turmalina, titanita y el resto de los accesorios aparecen con idénticas características que las descritas para estos minerales en los gneises de la Formación Tahal.

Datos químicos: He realizado nueve análisis de roca total que son expresados en la tabla 4-XIII. De esta tabla se pueden sacar unas primeras impresiones:

- El porcentaje en SiO_2 es menor que en los gneises leucocráticos con valores desde 53,85 hasta 66,00 %, valores propios de rocas de composición andesítica a dacítica.
- Es destacable, así mismo, el mayor porcentaje en CaO de estos gneises (2,86 - 6,35 %), que se refleja en un aumento del porcentaje en epidota, así como en la presencia de plagioclasas más cálcicas (actualmente albitizadas).
- El porcentaje en hierro y magnesio es también superior al de los gneises leucocráticos. Esto se manifiesta en la mayor abundancia en los melanocráticos de minerales ferromagnesianos.

DEFORMACIONES ALPINAS

Tanto las rocas de la Formación Tahal, como las de la Formación Nevada se encuentran afectadas por una fase de deformación milonítica importante (D_m), caracterizada por la existencia en ellas de una foliación S_m muy plana y una lineación de estiramiento L_m muy pronunciada. En las rocas con una fuerte anisotropía planar previa (micasquistos) se desarrollan también 2 sistemas de esquistosidades conjugadas que separan cuerpos de roca amigdalares y son del tipo de los producidos por "extensional crenulation cleavage" de PLATT y VISSERS (1981). En las páginas que siguen discutiré su relación con la fase milonítica D_m . Fase de deformación, que por otra parte, tiene lugar con posterioridad a la fase de blastesis estática post- D_2 , cuyos minerales-plagioclasa granate, estaurolita, distena, etc - se comportan rígidamente durante la deformación y constituyen porfiroclastos. La intensidad de la deformación durante la fase milonítica es muy importante y ha borrado prácticamente las huellas de deformaciones anteriores. El esquema de deformaciones en ambas formaciones, Tahal, de edad probablemente permo-triásica y Nevada, de edad presumiblemente Paleozoica o más antigua, es muy similar. No se han encontrado evidencias de campo ni petrográficas de la existencia de una fase de deformación y/o metamorfismo de edad pre-alpina en los materiales de la Formación Nevada.

PRIMERA Y SEGUNDA FASE DE DEFORMACION (D_1 , D_2)

El único testimonio de la segunda fase de deformación lo constituye una esquistosidad S_2 de crenulación que se manifiesta por un bandeado de segregación metamórfica de lechos ricos en cuarzo y lechos de mica incolora, si bien en la mayoría de los casos se encuentra cizallada hacia la foliación milonítica S_m , que es subparalela.

En zonas donde la deformación milonítica es menos importante es donde únicamente se han podido comprobar las relaciones entre ciertos porfiroclastos: estauroлита, distena, cloritoide, plagioclasa, y la esquistosidad S_2 . Estos minerales aparecen con textura helicítica con crecimiento estático posterior a dicha esquistosidad. En la mayoría de los casos han sido rotados durante la fase D_m y no muestran continuidad entre las fábricas interna (S_i) y externa (S_e).

Otro testimonio de la fase D_2 lo constituyen las charnelas de pliegues P_2 , cerrados a isoclinales, que podemos encontrar tanto a escala mesoscópica como microscópica y que en la mayoría de los casos son cizalladas por la foliación milonítica S_m y los ejes reorientados hacia la dirección de estiramiento L_m . Presumiblemente los ejes B_2 estaban orientados formando grandes ángulos con la dirección de L_m (N-S), como ocurre con las estructuras de la fase D_2 en las Unidades Inferiores, pero en este caso la deformación milonítica posterior ha modificado la orientación de estructuras anteriores y sólo encontramos ejes de pliegues reorientados en la dirección de L_m . Al microscopio las charnelas P_2 están representadas por micas incoloras dobladas en el arco externo y con límites serrados en el arco interno.

De la fase D_1 el único elemento estructural que podemos reseñar es, quizás, la existencia de micas incoloras dobladas en las charnelas P_2 , que pueden interpretarse como orientadas con una esquistosidad anterior S_1 plegada.

FASE DE DEFORMACION MILONITICA (D_m)

Desde que LAPWORTH (1885) utiliza por primera vez el término MILONITA han sido muchos los autores que han investigado sobre la génesis de este tipo de rocas y muchos de ellos han dado clasificaciones de las mismas. Hasta muy recientemente la mayoría de ellos utilizan los términos cataclasis y milonitización como equivalentes, extremo éste que es bien patente en la mayoría de las clasificaciones de uso común (SPRAY, 1969; HIGGINS, 1971; MIYASHIRO, 1973; ZECK, 1974), que incorporan a ellas la definición de LAPWORTH: «MILONITAS son rocas coherentes con estructura de flujo (foliación) de origen cataclástico» (En MIYASHIRO, op. cit.).

Desde los primeros años de la década de los 70 y especialmente en los años transcurridos de la década de los 80, el problema de las milonitas ha sido abordado por numerosos autores. La mayoría de ellos han cuestionado el concepto de milonita tal como fue utilizado por LAPWORTH (1885) y han establecido que las milonitas se forman fundamentalmente por procesos de deformación dúctil (semiplásticos) y que la deformación frágil es muy limitada. BELL y ETHERIDGE (1973) redefinen el término milonita (pag. 347): Una MILONITA es una roca foliada, comunmente lineada, que contiene megacristales que aparecen en zonas planares, estrechas, de intensa deformación. Es a menudo de grano más fino que las rocas encajantes hacia las cuales varía gradualmente.

La serie de las cataclasitas se formaría fundamentalmente por mecanismos de fricción elásticos (fracturación frágil) de manera que quedarían fuera del ambiente de formación de las milonitas; mientras que éstas se forman en zonas de cizalla dúctil, las anteriores lo hacen en zonas de cizalla frágil (SIBSON, 1977).

La evolución textural de una roca que se deforma en un medio dúctil ha sido ampliamente investigada, especialmente en rocas monominerálicas, sobre todo en cuarcitas (TULLIS et al., 1973; WHITE, 1976, 1977; LISTER et al., 1978). Estos autores inspirados en los trabajos experimentales de la metalurgia moderna (HAYDEN et al., 1965; HONEYCOMBE, 1968; KINGERY et al., 1976) intentan conocer y cuantificar la deformación natural de rocas monominerálicas desde el punto de vista mecánico (valor de la cizalla, componentes, posición real del plano de cizalla).

En la misma vía existen numerosos trabajos aplicados a rocas monominerálicas (cuarcitas o mármoles) o bien poliminerálicas (rocas cuarzo-feldespáticas): BELL y ETHERIDGE (1976); BOUCHEZ y PECHER (1976); BOUCHEZ (1977); LISTER (1977); LISTER y PRICE (1978); LISTER et al. (1978); BOULIER y BOUCHEZ (1978); MITRA (1978); ETHERIDGE y WILKIE (1979); VAUCHEZ (1980); BRUNEL (1980); BEHRMANN (1982). En todos ellos se asume que las milonitas se forman por mecanismos de deformación simplásticos e incluso superplásticos (ETHERIDGE y WILKIE, 1979; VAUCHEZ, 1980) y que su evolución textural obedece a fenómenos de recuperación ("recovery") y recristalización (neoblastesis) dinámicas simultáneas o ligeramente subsiguientes a la deformación; de este modo se pueden formar sucesivamente protomilonitas, milonitas y ultramilonitas, con un porcentaje de granulación sucesivamente mayor. Cuando se produce recristalización y crecimiento de blastos con posterioridad a la granulación se obtiene una roca que se denomina blastomilonita. Las gneis-milonitas son blastomilonitas de grano muy grueso.

En las páginas que siguen describiremos rocas del área que han sido sometidas a deformación plástica y que muestran una evolución textural similar a la de las milonitas descritas por los autores citados anteriormente. Las rocas milonitizadas son de variada composición y así encontramos de esquistos milonitizados (protomiloníticos) hasta filonitas (milonitas y ultramilonitas micáceas). También hay cuarcitas miloníticas y ultramiloníticas y gneises milonitizados que pueden ser milonitas o ultramilonitas cuarzo-feldespáticas.

Desde la Unidad del Montenegro hacia las Unidades Superiores hay un cambio gradual en las microestructuras, de manera que los esquistos de la primera están caracterizados por una esquistosidad de crenulación S_2 , formada probablemente por fenómenos de disolución por presión (RUTER, 1976; COSGROVE, 1976), que se manifiesta por un bandeado tectónico con microlitones en los que el cuarzo aparece con textura granoblástica, indeformado o con ligera deformación (extinción ondulante y ocasionalmente bandas de deformación de desarrollo muy local). En la parte Superior de la Unidad del Montenegro, en su contacto con las Unidades Superiores, el cuarzo en los microlitones muestra unas características que reflejan un aumento en la deformación intracristalina con textura "ribbon" y numerosas subestructuras como bandas lamelares de deformación abundantes, texturas poligonales (subgranos) y recristalización dinámica, texturas que evidencian un comportamiento plástico de estas rocas frente a la deformación (ETHERIDGE y WILKIE, 1979). Toda la serie de las Unidades Superiores muestran texturas de este tipo que son particularmente intensas en algunos horizontes, donde se desarrollan ultramilonitas. La distribución de éstas en el seno de las Unidades Superiores es irregular, siendo las rocas que alternan con ellas milonitas y protomilonitas. Esta fase de deformación que da lugar a rocas altamente deformadas está ligada al empilamiento de las Unidades Superiores sobre la Unidad del Montenegro, probablemente coetáneo con el emplazamiento del Complejo Alpujarride suprayacente (PLATT et al. 1984).

Las características texturales de las milonitas están fuertemente influenciadas por la naturaleza de la roca originaria que se deforma en un medio dúctil. En las páginas que siguen se hace una descripción textural considerado este extremo.

CUARCITAS Y CUARZO-ESQUISTOS

A escala mesoscópica las rocas muy ricas en cuarzo muestran como elementos estructurales más aparentes una foliación plana debida a la orientación de granos mono y poliminerálicos de cuarzo muy deformados, aplastados en la dirección perpendicular a la foliación y una lineación de estiramiento muy bien desarrollada (Foto 46).

Al microscopio se han estudiado las muestras en dos tipos de secciones: sección YZ, perpendicular a la foliación S_m y a la lineación L_m y sección XZ, perpendicular a S_m y paralela a L_m . La característica textural más importante es la distribución bimodal de tamaño de grano del cuarzo (BEHRMANN, 1982). Un primer tipo de granos lo constituyen cuarzoesquistos en cintas ("ribbon") muy deformados con tamaños medios de $1000 \times 80 \mu\text{m}$, medidos en secciones YZ (BOUCHEZ, 1977; BOULIER y BOUCHEZ, 1978; VAUCHEZ, 1980). Estos granos presentan una deformación intracristalina intensa, de manera que en las secciones XZ no se han podido identificar los límites de los granos deformados debido a las modificaciones que sufren durante la milonización. Estas modificaciones se reflejan en bandas lamelares de deformación que suelen ser paralelas a la máxima dimensión de las cintas o menos frecuentemente bandas de deformación oblicuas con un ángulo de alrededor de 30° con el máximo alargamiento de las cintas (Ave LALLEMANT y CARTER, 1971). Más comunes son otro tipo de subestructuras como son las texturas poligonales (falsos granos o subgranos), cuyo tamaño es variable aunque generalmente es de igual o ligeramente mayor tamaño que los granos de recristalización dinámica asociados a estos "ribbon". Este tipo de microestructuras se producen en un régimen de deformación plástico. Unas (falsos granos) son fruto de procesos de recuperación ("recovery") simultánea a la deformación o ligeramente tardía y otras (nuevos granos) son fruto de procesos de recristalización y neomineralización dinámica, favorecidos por rotaciones en los límites de las subestructuras anteriores. La deformación progresiva y continuada contribuye a la completa desorientación de los nuevos granos (POIRIER Y NICOLAS, 1975). En las secciones de tipo YZ se observan los granos de cuarzo deformados con formas elipsoidales fuertemente modificadas que le dan a los límites de los granos una apariencia suturada. En estos límites se desarrollan nuevos granos con formas elípticas y tamaños medios de $20 \times 8 \mu\text{m}$. En muchos de los casos y especialmente en el corte XZ, esta recristalización tiene lugar casi completamente. Los nuevos granos tienen formas externas poligonales modificadas a formas elípticas orientadas según la S_m y que muestran a su vez efectos de deformación intracristalina como extinción ondulante o subestructuras (subgranos), especialmente los granos de mayor tamaño, por lo que son considerados como granos de recristalización dinámica y no formados en un medio estático (WHITE, 1976, 1977) (Fotos 47, 48 y 49).

La mica incolora que acompaña al cuarzo en estas rocas muestra una completa reducción de tamaño de grano, con dimensiones similares a los nuevos granos de cuarzo.

En secciones YZ aparecen charnelas de pliegues P_2 , aunque muy cizalladas y reorientadas hacia la dirección de estiramiento L_m . En la mayoría de los casos han sido destruidas y borradas por la foliación milonítica.

MICASQUISTOS

Estas rocas muestran texturas diferentes a las cuarcitas debido esencialmente a la presencia de abundante mica incolora y ligado a ello, a la existencia de una fuerte anisotropía planar (esquistosidad) previa a la deformación. Lo más característico es un bandeo tectónico antiguo (S_2) fuertemente modificado hacia la foliación milonítica S_m , de manera que los antiguos microlitones son bandas con cuarzo "ribbon", cuya orientación marca la S_m . Los "septa" están también bas-

tante modificados. La mica incolora muestra una distribución bimodal de tamaño de grano, con clastos grandes deformados rodeados por una matriz de pequeños cristales producto de la trituración y reducción de tamaño de los anteriores (Foto 50). Es de destacar así mismo la existencia de una lineación de estiramiento L_m , que representa la dirección X del elipsoide de deformación finita como demuestra el hecho de que los cristales de turmalina, epidota, estauroлита, etc. presentan un alineamiento y reorientación con esa lineación, con fracturas de tensión perpendiculares a su máxima dimensión.

En determinados niveles estructurales las rocas micáceas aparecen con una completa reducción de tamaño de grano y muestran la apariencia de una filita, con tamaño de micas sericítico, pero que presentan además de la foliación plana S_m , la lineación de estiramiento característica de estas rocas tan deformadas; además, en los escasos niveles de cuarzo que aparecen en ellas, este mineral presenta las texturas típicas de las cuarzo-milonitas antes descritas. Son pues niveles de filonitas, en el sentido definido por SIBSON (1977), que aparecen irregularmente distribuidas a lo largo de la secuencia milonítica y probablemente corresponden a niveles de mayor valor de los esfuerzos de cizalla.

Por otra parte, lo más llamativo de las rocas micáceas de la zona de milonitas, aunque no exclusivo de esta zona como analizaremos posteriormente, es la existencia de estructuras extensionales que se superponen a la foliación milonítica: esquistosidades de crenulación extensionales (E.C.E.) y "Boudinage" de la foliación (B.F.) (Fotos 51 y 52).

Esquistosidad de crenulación extensional (E.C.E)

En secciones transversales a la foliación milonítica se observan frecuentemente 2 sistemas de esquistosidades conjugadas ("extensional crenulation cleavage") que intersectan formando ángulos de 30° con la S_m para producir una textura en "peces" o "almendras" de roca. En ocasiones hay un sistema mejor desarrollado que el otro, pero no es frecuente que aparezca sólo un sistema de E.C.E., como es lo normal en el caso de la zona de cizalla de Sierra Alhambilla (PLATT y VISSERS, 1980). El desarrollo de estas estructuras se da a todas las escalas, de modo que las distancias entre superficies de esquistosidad adyacentes pueden variar desde centímetros hasta varios metros.

Al microscopio las zonas de esquistosidad extensional tienen unas características que reflejan una intensa deformación a lo largo de ellas, son en realidad bandas de deformación de $15 \mu m$ de ancho más que una superficie de esquistosidad convencional. La mica incolora, que en los "peces" tiene tamaños de hasta $500 \mu m$, es reducida de tamaño hasta $5 \mu m$ en las inmediaciones de las zonas de esquistosidad. El cuarzo muestra también una considerable reducción de tamaño ($< 10 \mu m$). La clorita es un constituyente importante de estas zonas de cizalla.

Este tipo de esquistosidades de crenulación extensionales es genéticamente distinto a otras esquistosidades de crenulación formadas como esquistosidades de plano axial de pliegues (PLATT y VISSERS, op. cit); así, mientras que en éstas el mecanismo de deformación predominante es la "disolución por presión" (COSGROVE, 1976), cuyo resultado más evidente sería la formación de un bandeado tectónico, en el caso que nos ocupa no hay variaciones importantes de volumen y las zonas de esquistosidad son en realidad zonas de cizalla.

La orientación de los planos de esquistosidad puede no estar relacionada directamente con los ejes de la deformación finita (PLATT y VISSERS, op. cit). Los sistemas conjugados se han podido formar a 45° de la foliación milonítica S_m y rotar hacia ángulos menores durante la deformación progresiva. Actualmente el caso más frecuente es que formen 30° con la S_m . Existen, por

otra parte, sistemas de esquistosidades de extensión múltiples, en relevo; los sistemas iniciales son rotados hacia un paralelismo con la S_m y se desarrollan sucesivamente nuevos sistemas a ángulos de 45° con la foliación durante la deformación progresiva.

Una característica destacable de estas estructuras es que es exclusiva de las rocas micáceas.

Boudinage de la foliación (BF)

También en las rocas micáceas, especialmente en aquellas donde el contenido en mica incolora es importante (micacitas), se desarrollan unas estructuras similares al "boudinage" de capas competentes en una matriz más dúctil, salvo que en este caso no hay diferencia de competencia entre los niveles y si una fuerte anisotropía planar, por lo que han sido denominadas "boudinage" de la foliación (PLATT y VISSERS, op. cit). La formación de este tipo de "boudinage", tal como ha sido explicado por estos autores (figura 4-29) se debe a la iniciación y propagación de fracturas de tensión perpendiculares a la foliación, que son abiertas con la deformación progresiva dejando huecos que son cerrados por la cristalización de cuarzo y/o carbonato; la foliación se curva en torno a ellos y el resultado es una textura geoméricamente similar al "boudinage" (Foto 52).

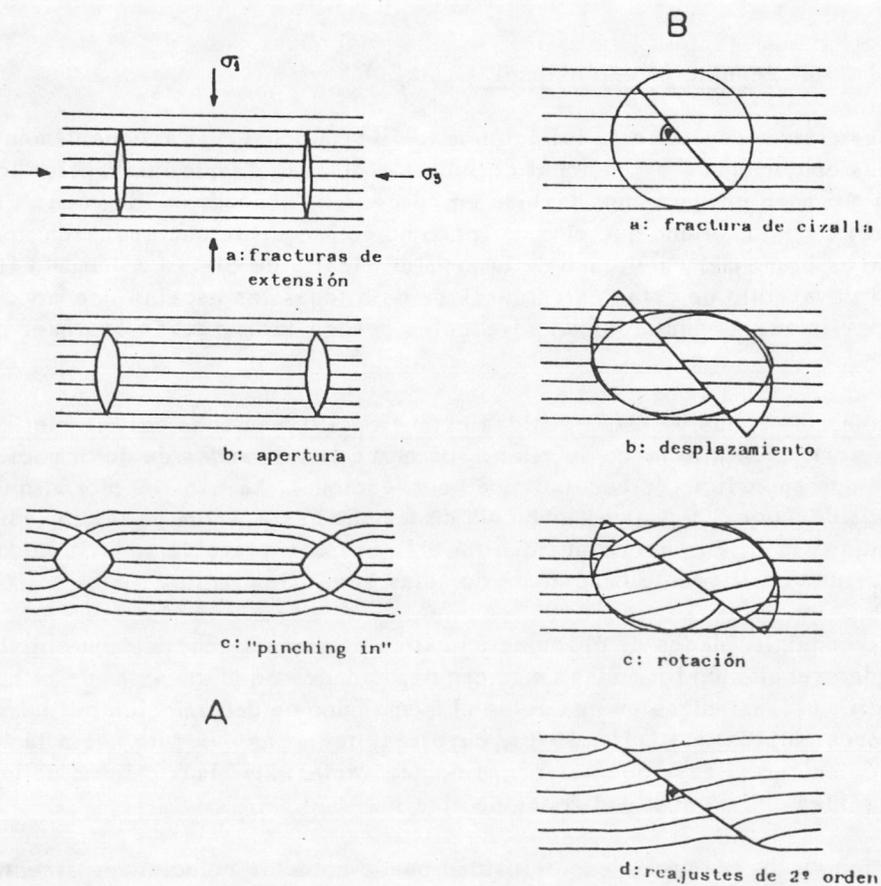


Figura 4-29: Origen del "boudinage" de la foliación según la interpretación de PLATT y VISSERS (1980). A = "boudinage" simétrico, B = "boudinage" asimétrico.

Este fenómeno no es exclusivo de las rocas micáceas ya que ha sido observado también, aunque con menor incidencia, en los niveles cuarcíticos con cuarzo "ribbon". No obstante, estos son también rocas foliadas ya que los cuarzos están muy deformados y son cintas que pueden llegar a constituir una anisotropía planar fuerte.

Como hemos dicho anteriormente, la casi exclusiva aparición de E.C.E. y B.F. en las rocas micáceas está determinada por el diferente comportamiento de estas rocas frente a la deformación y especialmente por la existencia en ellas de una fuerte anisotropía planar (foliación). COBBOLD et al. (1971) y COSGROVE (1976) aplicando las teorías de BIOT (1965) estudian el comportamiento mecánico de rocas foliadas y deducen la aparición de una serie de estructuras cuando la dirección de extensión principal cae dentro del plano de anisotropía. Estos autores sugieren que estructuras tales como "pinch-and-swell", "kink bands" normales, esquistosidades de crenulación conjugadas y ciertas estructuras similares a "boudines", pueden formarse de esta manera.

Por lo que respecta al área de la presente Tesis es interesante comprobar la relación entre las estructuras extensionales descritas y la formación de las milonitas.

PLATT y VISSERS (1980) han mostrado ejemplos naturales de E.C.E. y B.F., uno de ellos referido a las Cordilleras Béticas. Estos autores establecen una relación entre el desarrollo de tales estructuras y las zonas de milonitas, especialmente porque en su caso existe una coincidencia espacial entre ambos, milonitas y estructuras extensionales. Explican esta asociación teóricamente con la suposición de que la existencia de una fuerte foliación limita la cantidad de extensión dúctil en el sentido de la S_m , de manera que se desarrollan bandas de E.C.E. a 45° de la misma o bien fracturas tensionales perpendiculares a la S_m que darán lugar al B.F.

En un trabajo reciente (ALDAYA et al., 1984) se relacionan estructuras similares a las aquí descritas con un accidente tectónico posterior a la fase milonítica, la falla de Mecina: una falla de bajo ángulo (20° - 30°) y de dirección $N70^\circ$ - 90° E que afecta al contacto Alpujárride/Nevado-Filábride. Las superficies de falla tienen estrías de dirección $N 230^\circ$ - 250° E. Es sustractiva de manera que pone en contacto diferentes Mantos Alpujárrides con los materiales Nevado-Filábrides.

En el área bajo consideración debe de existir un accidente similar a la falla de Mecina, ya que aunque no he observado el plano de falla, se pueden constatar una serie de hechos que apoyan esta hipótesis:

1. Las estructuras extensionales afectan a la foliación milonítica y no sólo a las micas sino también a las bandas de cuarzo "ribbon" que sufren inflexiones en las inmediaciones de las E.C.E.
2. No son exclusivas de la zona de milonitas sino que por el contrario son bastante frecuentes a determinados niveles en la Unidad del Montenegro e incluso en el Manto del Veleta, ligadas a fallas de bajo ángulo con direcciones de plano y estrías correspondientes de varias de ellas: $N80^\circ E / 32^\circ S$ con estrías $N180^\circ E / 31^\circ S$; $N133^\circ E / 17^\circ S$ con estrías $N157^\circ E / 10^\circ S$; $N116^\circ E / 37^\circ S$ con estrías $N190^\circ E / 34^\circ S$. Estas rocas de las Unidades Superiores afectadas por E.C.E. no son miloníticas y en este caso no se puede aplicar el supuesto de que la foliación limita el grado de extensión dúctil, ya que ni siquiera se ha empezado a deformar plásticamente el cuarzo. Es de destacar, por otra parte, que este tipo de fallas afecta en numerosos puntos al contacto entre la Unidad del Montenegro y el Manto del Veleta, de manera que en tales lugares, el contacto que vemos no corresponde al de superposición tectónica original.

3. Por último, las características del contacto entre los Alpujárrides y la Unidad de Alboloduy abogan por que sea una falla como la de Mecina ya que es también sustractivo y hacia el E aparecen sobre la Unidad de Alboloduy y sobre el Complejo Nevado-Filábride términos cada vez más altos de los Alpujárrides, desde Lújar en las inmediaciones de Ohanes hasta mantos del Grupo Contraviesa (Adra) en el sector de Alboloduy. Esta falla se inclinaría hacia el Sur y en labio levantado (el Norte) es frecuente observar en todo el área isleos de materiales de Lújar que evidentemente han escapado de la sustracción (ver cartografía geológica).

El funcionamiento de esta falla y la formación consiguiente de la E.C.E. debe ser anterior a las fases de plegamiento tardías, ya que las bandas de cizalla aparecen afectadas por micropliegues P_4 . Las superficies de falla están afectadas por los mesopliegues P_6 , que invierten el contacto con el Alpujárride en la mayor parte de borde Sur de Sierra Nevada Oriental, y que pliegan incluso a los materiales miocenos de la cuenca Ugíjar-Canjáyar.

ROCAS CUARZO-FELDESPÁTICAS

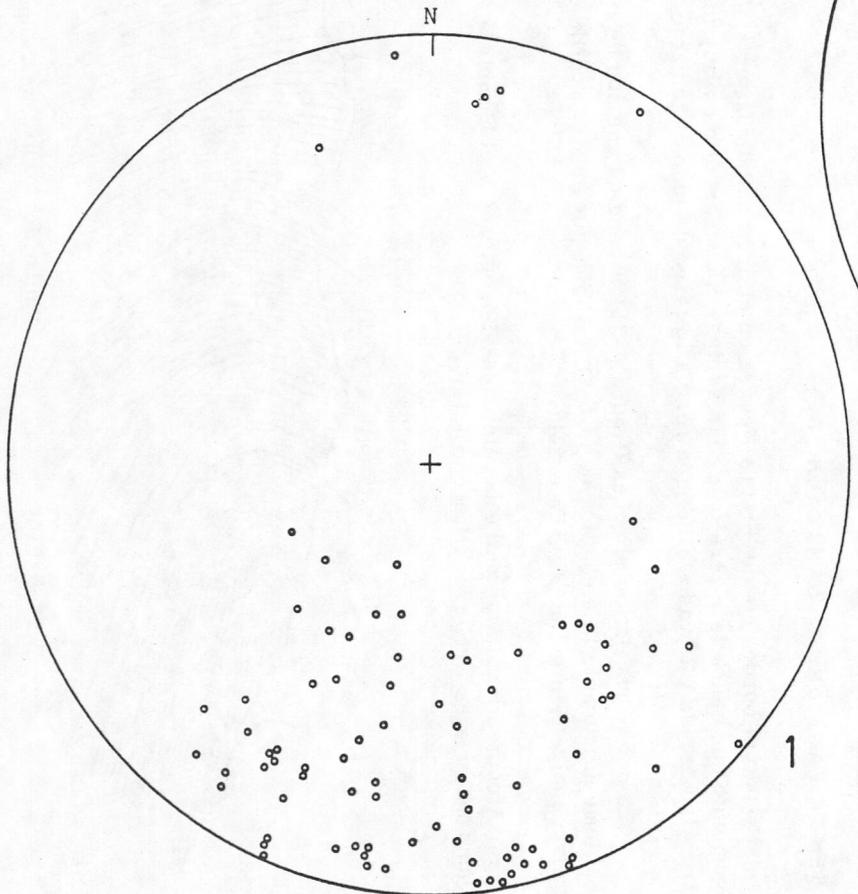
En este apartado he considerado tanto los gneises ortoderivados como los esquistos cuarzo-feldespáticos, puesto que su comportamiento frente a la deformación milonítica es muy similar.

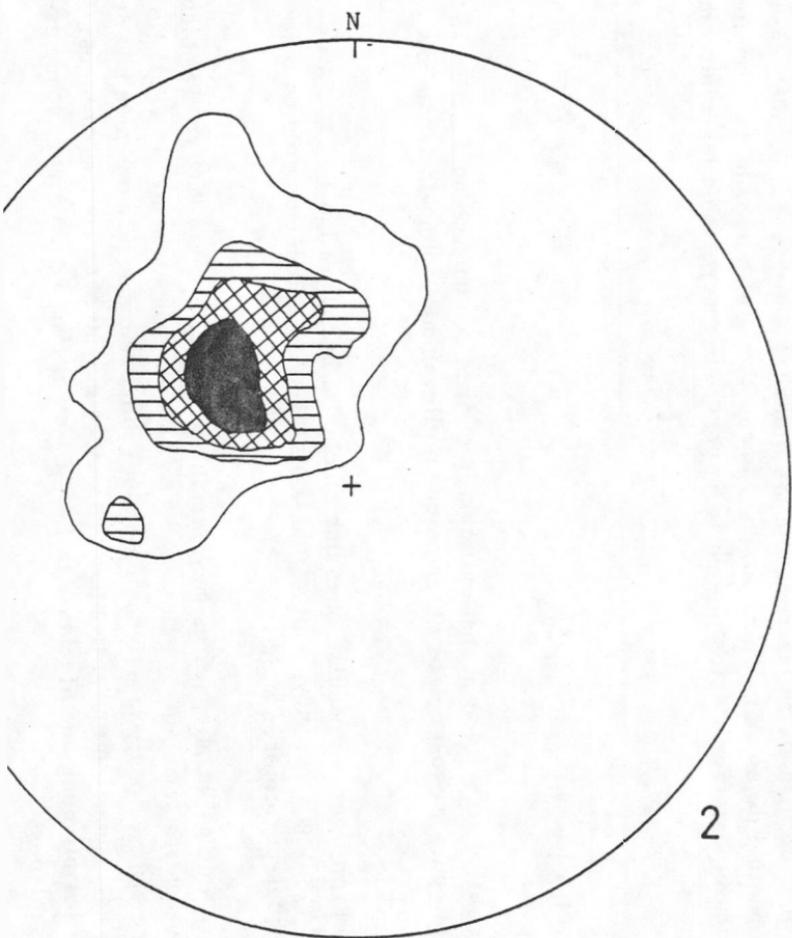
Son milonitas cuarzo-feldespáticas cuya característica textural más prominente, a escala mesoscópica, es una fuerte lineación L_m definida por varillas de feldespato granular, aplastadas y extendidas, que constan de clastos u "ojos" de feldespato. La lineación está acentuada por la reorientación de cristales de turmalina que aparecen fracturados perpendicularmente a la máxima dimensión de los mismos. La foliación milonítica S_m está definida por la extensión lateral de estas varillas, así como por niveles alternantes ricos en cuarzo y feldespato, respectivamente. El contenido en mica incolora es muy importante a veces y contribuye a la foliación. En el caso de los ortogneises; la mica incolora, probablemente heredada, se encuentra inicialmente desorientada pero es reorientada hacia la foliación durante la deformación progresiva y reducida de tamaño. Esta reorientación se hace con respecto a la forma externa de los cristales: peces de mica con su máxima dimensión paralela a la S_m , que generalmente no muestran una orientación cristalográfica preferencial.

Al microscopio observamos varias texturas dependiendo de la composición del área de la lámina que consideramos. Los niveles ricos en cuarzo muestran características idénticas a las descritas para las cuarcitas miloníticas. En la mayor parte de la matriz (cuarzo-feldespática) el comportamiento más frágil del feldespato frente a la deformación hace que el desarrollo de subestructuras y recristalización dinámica del cuarzo asociado quede limitado y no encontramos texturas de deformación plástica tan espectaculares como en los niveles puros.

Datos de orientación: En la figura 4-30 se muestran los diagramas estructurales de polos de la foliación milonítica S_m , así como los de la lineación de estiramiento L_m . La lineación muestra una distribución desde SSW hasta SE, que puede indicar una dirección NS para el empujamiento de los mantos, si consideramos esta lineación de estiramiento como la dirección de movimiento (PLATT, 1982). En el área de Sierra Alhambra, a partir de los esqueletos de fábricas de cuarzo en milonitas de características y edad similares a las aquí descritas, BEHRMANN y PLATT (1982) deducen un sentido hacia el Norte para la traslación de las unidades.

Figura 4-30: Diagramas estructurales de la orientación de la lineación de estiramiento L_m de la Fase milonítica D_m (nº 1) y de la foliación milonítica S_m (nº 2) en las Unidades Superiores.





107

(S_m) 124П : 2,5, 5, 7,5, 10 %.

No he encontrado pliegues de fase D_3 en las rocas de las Unidades Superiores, debido, probablemente, a la distribución puntual de estas estructuras en el área. Por otra parte, la deformación milonítica D_m , presumiblemente posterior a estos pliegues, ha borrado la mayoría de las evidencias de fases anteriores.

CUARTA Y QUINTA FASES DE DEFORMACION (D_4 y D_5)

Los efectos de las fases de deformación postmiloníticas en el área son muy reducidos. Están limitados a la aparición de pliegues mesoscópicos abiertos que no llevan microplegado asociado y que son poco penetrativos.

Al microscopio se observan ligeras crenulaciones que afectan a la S_m y a las E.C.E. A esta escala la aparición de estos pliegues es muy puntual: de la 160 láminas estudiadas sólo en 8 de ellas encontramos micropliegues posteriores a S_m .

La orientación de los ejes de estos pliegues es muy variable, desde NE hasta E (P_4). También se han encontrado pliegues de estilo semejante a estos pero con ejes aproximadamente NS (P_5). No se ha visto interfrecuencia entre ambos tipos y la asignación de un subíndice consecutivo a cada uno de ellos no significa que se dé esta sucesión en el tiempo, ni siquiera que no sean contemporáneos; tal como se ha indicado para los pliegues que afectan a la S_2 y S_3 en el Manto del Veleta, donde estas fases están mejor representadas.

SEXTA FASE DE DEFORMACION (D_6)

Todo el borde Sur de Sierra Nevada, en el área estudiada, está afectado por una fase de plegamiento que causa la inversión de las series. Su desarrollo es muy local, restringido al límite entre Alpujarride y Nevado-Filábride pero a lo largo de todo el contacto.

La geometría de los pliegues (figura 4-31) nos indica que son de tipo gravitativo ocurridos probablemente durante la elevación de la Sierra. Son pliegues en rodilla que en algún punto muestran retrocabalgamientos de pequeña escala.

Afectan al contacto entre las Unidades Superiores y el Complejo Alpujarride e incluso pliegan a materiales Neógenos (Mioceno Inferior).

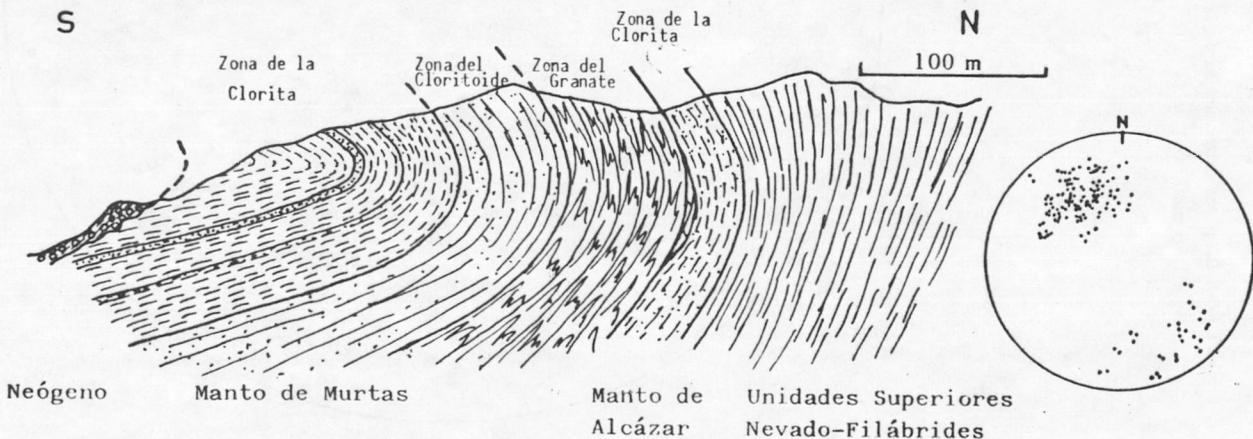


Figura 4-31: Macropliegues desarrollados durante la fase D_6 que invierten el contacto entre los Alpujarrides y el Complejo Nevado-Filábride y afectan a los materiales Neógenos de la Cuenca Ugíjar-Canjáyar.

RELACION ENTRE LA DEFORMACION Y EL METAMORFISMO

Tal como he hecho para las otras unidades, esta sección está destinada a analizar las relaciones entre las diferentes fases de blastesis y deformación que quedan registradas en las rocas bajo consideración, fundamentalmente en metapelitas, que son el tipo de roca más indicado a tal efecto por la posibilidad de contener asociaciones minerales diagnósticos, así como por ser más susceptibles al desarrollo de estructuras penetrativas.

Las rocas de las Unidades Superiores han sufrido una evolución de deformaciones durante la orogenia alpina hasta cierto punto similar a las de las Unidades Inferiores (Veleta y Montenegro). La diferencia estriba en que en éstas suele faltar la fase de deformación milonítica mientras que como hemos visto en la sección anterior, en las Unidades Superiores se desarrollan milonitas en una fase D_m posterior a la fase D₂ alpina. Esta fase D_m oscurece bastante las relaciones entre los diferentes minerales de estas rocas y los distintos elementos estructurales asignables a las diferentes fases de deformación y el análisis textural que describo a continuación se ha visto fuertemente entorpecido por este hecho. No obstante en algunos puntos he podido establecer las relaciones con claridad. Estas son esquematizadas en la figura 4-32.

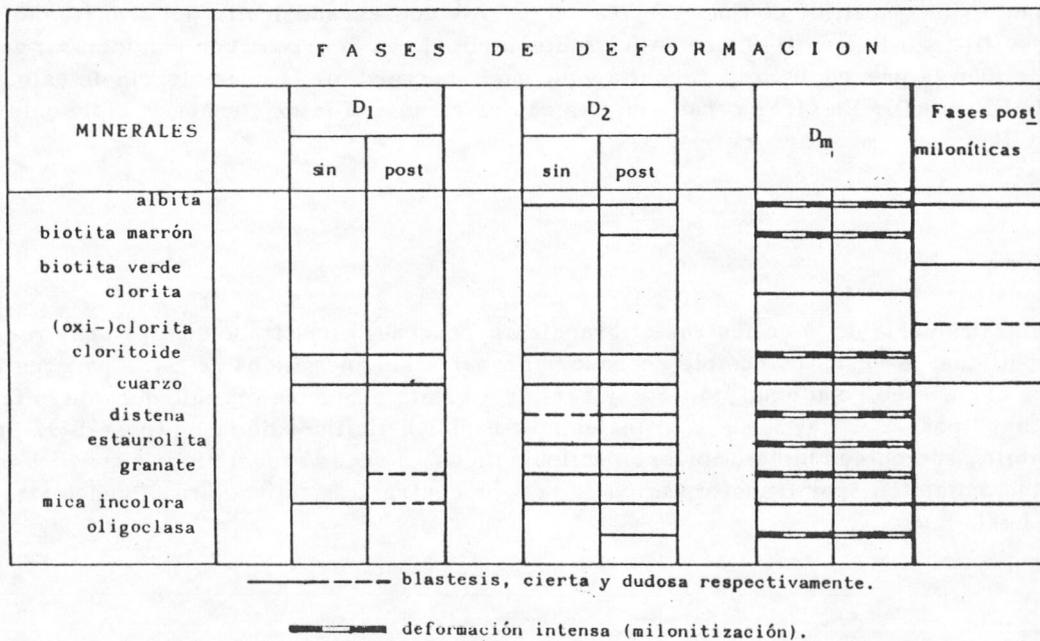


Figura 4-32: Relación entre blastesis y deformación en las rocas de las Unidades Superiores.

Formación Tahal

PLAGIOCLASA

La plagioclasa aparece generalmente como porfiroclastos, que pueden alcanzar los 2 mm de tamaño, con texturas helicíticas anteriores a la milonitización y que han sido rotados durante esta fase D_m. No presenta generalmente maclas; a veces macla simple según la ley de albita y muy ocasionalmente maclas polisintéticas. También aparece con texturas rotacionales con inclusiones de cuarzo, granate, rutilo, circón y epidota (Foto 53). Por lo que respecta a su composición es albí-

tica, aunque a veces aparece zonada con núcleo de albita y periferia más cálcica. Ambas zonas aparecen deformadas durante la fase de milonitización. Se forma a partir de la mica incolora.

En definitiva, es un mineral que crece en la fase D_2 en medio dinámico (sin- S_2) y en medio estático (post- S_2); que recrece durante los últimos estadios de esta fase con una composición más cálcica y que es deformado durante la fase de deformación milonítica D_m , en la cual se comporta de una manera frágil en una matriz más plástica.

CLORITOIDE

Es escaso en esta formación y aparece restringido a determinados niveles de las partes basal y media de la misma. Aparece siempre en su variedad fuertemente coloreada y dispersiva (cloritoide magnésico, NIJHUIS, 1964; PUGA, 1970a) con pleocroismo en azul-violáceo/verde oscuro/amarillopálido. Lo encontramos en cristales desorientados que muestran todo tipo de secciones, aunque la mayoría de los cristales han sido deformados y reorientados hacia la lineación de estiramiento. Son rodeados por la foliación milonítica. En algunas muestras con plagioclasa aparece incluido en granates sin- S_2 y está completamente ausente en la matriz de las mismas. Esto puede indicar que es incompatible con plagioclasa habiéndose conservado dentro del granate cloritoides de una fase D_1 . En la fase D_2 no se ha formado cloritoide en las rocas con plagioclasa; en estas rocas es común la presencia de paragonita, que hace incompatible la coexistencia de estos dos minerales (ZEN, 1960). En otras rocas sin plagioclasa es normal la existencia de cloritoide en una fase post- D_2 .

GRANATE

En la mayoría de las muestras el granate aparece muy cloritizado con texturas rotacionales premiloníticas. A veces es posible reconocer granates sincinemáticos de S_2 . Aparecen también zonados con núcleo rotacional, sin- S_2 y periferia estática, que ha crecido durante la fase de "flattening" post- S_2 . Hay también granates no zonados, helicíticos de la S_2 (post- S_2). En cuanto a su hábito, suelen ser hipidiomorfos, peciloblásticos, a veces esqueléticos y muy ocasionalmente granates en atolón, por transformación de la zona central a mica incolora. Pueden alcanzar tamaños de hasta 5 mm.

DISTENA

En cristales o agregados de pequeño tamaño (80 - 200 μm), muy deformados por la fase milonítica pero que parecen tener texturas helicíticas respecto de la esquistosidad S_2 .

CLORITA

La clorita de estas rocas aparece con características ópticas diferentes a las cloritas de los esquistos grafitosos, con pleocroismo de verde claro intenso a amarillo pálido. Es producto de transformación de la mica incolora y aparece orientada con la esquistosidad por mimetismo de la mica, aunque esta orientación no es cristalográfica ya que en muchos casos las líneas de exfolia-

ción basal no coinciden con la traza de la esquistosidad. También se pueden encontrar placas y agregados de clorita postcinemáticos y transversos a la esquistosidad S_2 , que son afectados por "kink bands" debido a deformación durante D_4 . Es producto de transformación de granate y cristaliza en los halos de presión del mismo; también en las fracturas tensionales de la plagioclasa. Finalmente encontramos clorita en las zonas de cizalla que hemos denominado "esquistosidades de crenulación extensionales" y en las "colas de pez" de los porfiroclastos.

BIOTITA

En general, en los esquistos la clorita está poco transformada, no obstante en algunos casos en sus bordes se observa la formación de biotita verde o marrón-verdosa, similar a la de los gneises y cuyas características texturales son idénticas a las de la biotita que aparece en ellos.

EPIDOTA

Aunque generalmente es un mineral accesorio, en algunos niveles puede ser un componente importante de la roca. Aparece en su variedad clinzoisita en cristales orientados con la S_1 y plegados por P_2 , muy elongados, con fracturas tensionales que alargan los cristales en el sentido de la lineación de estiramiento. Muestran algunos núcleos de epidota amarilla (pistacita) y ocasionalmente núcleos de epidota marrón-rojiza (alanita).

MICA INCOLORA

Como en todos los esquistos marca la esquistosidad predominante, que en este caso es la S_2 alpina, que se encuentra afectada por dos sistemas de esquistosidades conjugadas (E.C.E.). En las charnelas de los pliegues P_2 la mica incolora es doblada en el arco externo y muestra bordes serrados en el arco interno. Hay también placas de mica incolora desorientadas y helicíticas con respecto a la foliación S_2 , pero afectadas por la deformación milonítica. En ambos casos muestran una considerable reducción de tamaño de grano, con cristales de hasta $500 \mu\text{m}$, a veces de varios centímetros, que son reducidos a tamaños de $10 \mu\text{m}$. Los grandes clastos son peces de mica deformados con extinción ondulante (Foto 50).

Su composición es fundamentalmente de moscovita. En algunas muestras junto a ella aparece paragonita pero en cantidades minoritarias. Estas últimas son muestras sin estauroлита y pueden representar zonas de menor temperatura, caracterizadas por la ausencia de este mineral y la presencia de paragonita.

ACCESORIOS

En las metapelitas de la Formación Tahal podemos encontrar los siguientes minerales como accesorios: turmalina, minerales opacos, apatito, rutilo, circón y carbonato.

Muestran las mismas características texturales que presentan estos mismos minerales en las metapelitas de la Formación Santillana (apartado 4.3.1.), aunque en el caso que nos ocupa se encuentran más deformados, elongados en general según la lineación de estiramiento L_m .

Formación Nevada

ESTAUROLITA

Mineral frecuente en estas rocas con grandes cristales (600 - 800 μm) helicíticos de S_2 (Foto 54), a veces con inclusiones de pliegues isoclinales con continuidad externa con los P_2 o sin ella, debido a la fase de milonitización posterior (Foto 55). También muestran texturas rotacionales, sin- S_2 (Foto 56). Ocasionalmente alcanzan grandes tamaños (3'5 mm) y en determinadas muestras aparecen como pequeños cristales (75 μm) dispersos por la matriz. En todos los casos son deformadas, fracturadas y elongadas en la dirección de estiramiento, parcialmente retromorfizadas a clorita, que se desarrolla especialmente a partir de las fracturas de tensión.

CLORITOIDE

El cloritoide de los esquistos de Nevada es ópticamente diferente al de los esquistos de Tahal, con unas características propias de cloritoide ferroso (PUGA, 1970a). Lo encontramos con características texturales variadas. Por una parte hay cristales que se orientan con la S_1 y aparecen plegados en las charnelas P_2 . Son cloritoides que han cristalizado en la primera fase alpina y tienen dimensiones de 450 μm x 40 μm . Hay también cloritoides de mayor tamaño (500 μm - 1mm) con texturas helicíticas y rotacionales (post y sin- S_2), con fábricas internas plegadas que coinciden con la externa (Foto 57) o sigmoidales, también coincidentes con la S externa. Este segundo tipo ha cristalizado en la segunda fase alpina. No se aprecian diferencias en las características ópticas de ambos tipos de cloritoide.

Los cristales de cloritoide son deformados durante la fase milonítica con fracturas tensionales perpendiculares a su máxima dimensión, rellenas de clorita. A veces tienen formas externas sigmoidales, debido a la componente rotacional durante la deformación milonítica. Son retromorfizadas parcialmente a clorita, la cual es posteriormente oxidada.

DISTENA

En cristales de hasta 500 μm , con textura helicítica de S_2 (Foto 58); localmente fosiliza charnelas de pliegues P_2 (Foto 59). Está afectada por la deformación milonítica y se transforma parcialmente en sericita.

GRANATE

En algunas muestras que no contienen estaurólita, ni distena, ni cloritoide encontramos granates con abundante nucleación pero con tamaños muy pequeños (30-120 μm). Sus relaciones texturales son oscuras. En el resto de las muestras lo normal es que aparezcan granates de mayor tamaño (hasta 4 mm) deformados durante la fase milonítica con una gran gama de texturas pre-miloníticas (Foto 60). Hay granates rotacionales en los que, aunque deformados, se puede ver una continuidad entre la fábrica interna (S_i) y la externa (S_e), que es la S_2 ; algunos con borde de recrecimiento estático (post- S_2) y otros sin él. Encontramos granates sin zonación con textura helicítica (post-

S₂), que incluso fosilizan bandeados con y sin grafito paralelos a la S₂. En algunas muestras, junto a estos granates, aparecen otros de menor tamaño (50 μm) que aparecen incluidos en estauroлита sin-S₂ e incluso en granates de mayor tamaño, lo que puede indicar que son granates que han crecido en la primera fase de deformación D₁.

Como textura muy particular destacamos algunos granates en atolón, con placas de mica incolora en la parte central que aparecen indeformadas. Han sido protegidas por el granate de la milonización; en cambio la mica de la matriz aparece con una completa reducción de tamaño.

El granate se comporta de una manera frágil frente a la deformación milonítica desarrollando sistemas de microfracturas conjugadas que forman un ángulo $\approx 45^\circ$ con el esfuerzo máximo compresivo (\perp a S_m). A veces un sistema se desarrolla más que el otro y aparecen microfracturas antitéticas. Están parcialmente cloritizados.

CLORITA

Está ampliamente representada en estos esquistos como producto de retrometamorfismo de los minerales ferromagnesianos de la roca, probablemente durante la fase milonítica. Se forma en las fracturas de tensión de los porfiroclastos; pseudomorfiza al granate, a veces completamente; es producto de alteración de la mica incolora y se desarrolla en las zonas de cizalla de los sistemas de E.C.E.

Todos los tipos texturales de clorita citados se oxidan posteriormente y cambian sus propiedades ópticas, especialmente su pleocroismo: la oxiclорita muestra un pleocroismo de marrón-rojizo a amarillo, mientras que la clorita tiene un pleocroismo en colores verdosos. La oxidación de la clorita que se ha formado en las zonas de E.C.E. nos indica que este proceso es muy tardío, posterior al menos al funcionamiento de las fallas del tipo de la de Mecina. Hay que decir, no obstante, que la oxidación de la clorita en estas rocas no está muy avanzada, ya que, de las 60 muestras con clorita analizadas, hay solamente 22 con oxiclорita y ésta aparece solamente en los bordes de los cristales.

BIOTITA

En escasas muestras aparece una biotita con pleocroismo de marrón claro a amarillo-pálido que pseudomorfiza a la mica incolora aunque, al contrario que ocurriría con la biotita verde de los gneises melanocráticos, este pseudomorfismo parece anterior a la milonización, puesto que durante ésta la biotita es reducida de tamaño, conservándose reliquias de cristales mayores deformados con extinción ondulante.

MICA INCOLORA

Aparece con texturas similares a las descritas para otros esquistos de las Unidades Superiores y no voy a insistir en su descripción. Tan sólo es de destacar que pseudomorfiza a las estauroлита y que esta transformación parece ser anterior a la fase milonítica ya que los pseudomorfos son deformados por las bandas miloníticas y convertidos en clastos ovoides. Igual ocurre con la pseudomorfosis de la distena.

La mica incolora es fundamentalmente moscovita en todas las muestras analizadas, debido probablemente a que se inestabiliza la paragonita pues se alcanza la temperatura de su límite superior de estabilidad (en la mayoría de las muestras es abundante la estaurolita). Tan sólo en una muestra ha sido detectada la presencia de paragonita junto a la moscovita, y es una muestra sin estaurolita y con sólo cloritoide como mineral más significativo.

ACCESORIOS

En las metapelitas de la Formación Nevada podemos encontrar los mismos minerales accesorios que en la anterior: turmalina, minerales opacos, rutilo, circón, apatito y epidota. Este último es siempre muy minoritario.

4.4. UNIDAD DE ALBOLODUY

ESTRATIGRAFIA-LITOLOGIA

La Unidad de Alboloduy se sitúa entre los complejos Nevado-Filábride y Alpujárride. Está constituida por una secuencia de materiales principalmente carbonatados de diferente composición que constituyen una única formación: la Formación Alboloduy.

Este nombre hace mención a un pueblo situado en el vértice SE del área estudiada, en cuyas inmediaciones - 500 m al Norte del pueblo - aflora con todos sus términos.

Su distribución cartográfica se muestra en detalle en los mapas geológicos (escala 1:10.000). Aparece como una estrecha banda entre las Unidades Superiores y el Complejo Alpujárride, que hacia el W va acuniándose y aparece sólo como afloramientos discontinuos. En el sector de Ohanes (esquina SW del área) encontramos un gran afloramiento de rocas pertenecientes a esta formación con una extensión mayor que en el resto del área debido a una disposición casi horizontal con ligeros repliegues tardíos. También es frecuente encontrar numerosos isleos de esta unidad sobre materiales del Complejo Nevado-Filábride, tanto sobre las Unidades Superiores como sobre la Unidad del Montenegro (afloramiento al Sur del Cerro de la Cueva). Estos isleos presentan un contacto inferior de cizalla que ha laminado gran parte de la serie Nevado-Filábride infrayacente. En la mayoría de los casos sobre estos isleos es frecuente encontrar materiales pertenecientes al Complejo Alpujárride. Rocas similares a los mármoles de la Formación Alboloduy pueden aparecer intercaladas en la serie de las Unidades Superiores. Estos niveles podrían ser utilizados como guía en el reconocimiento de unidades tectónicas, a las cuales limitarían. No obstante, en la mayoría de los casos es imposible discernir si algunas intercalaciones de mármoles de poco espesor son realmente escamas tectónicas o más bien intercalaciones estratigráficas originales de rocas carbonatadas en la serie pelítica de las Unidades Superiores; las cuales, durante la fase de milonitización, han adquirido texturas idénticas a los mármoles carniolares y ultramilonitas carbonatadas de la Formación Alboloduy. La poten-

La potencia de esta formación es variable pero puede alcanzar los doscientos metros.

La serie es fundamentalmente carbonatada, con mármoles de varios tipos en los que se intercalan niveles de metapelitas y meyapsamitas de espesor variable (de cms a 10 m). A lo largo de toda la

formación encontramos numerosos afloramientos de metabasitas, con extensiones en planta generalmente pequeñas, salvo el caso del cuerpo más grande de todos, situado 1 km al SSE de Ohanes, que tiene una extensión de 250 x 75 m. Un elemento constituyente importante de esta formación es el yeso que aparece generalmente concentrado en bolsadas, las cuales han sido tradicionalmente explotadas (yeseras). También podemos encontrar yeso en las diaclasas y fracturas que afectan a la serie de mármoles.

ROCAS CARBONATADAS

Son el tipo de roca predominante y en muchos cortes donde no encontramos los otros tipos de rocas citados (metapelitas etc. ...) la Formación Alboloduy está constituida exclusivamente por la alternancia de diferentes tipos de mármoles.

Observaciones de campo: El paquete de mármoles está constituido por una alternancia estrecha de varios tipos de rocas carbonatadas. La potencia de las intercalaciones es variable, desde lechos de decímetros hasta varios metros del mismo material. Frecuentemente se dan también las alternancias microscópicas de distinta composición marmórea. Los tipos más frecuentes son: mármoles calcíticos (blancos, grises, fajeados), mármoles dolomíticos, mármoles carniolares y ultramilonitas carbonatadas, constituidos estos dos últimos fundamentalmente por una matriz calcítico-dolomítica y una serie de clastos de composición variada: metapelitas, cuarcitas, gneises etc ... Encontramos a su vez un nivel de mineralizaciones estratiformes de óxidos de Fe de bastante continuidad lateral y que representan niveles de mármoles sideríticos y ankeríticos parcial o totalmente oxidados.

Los mármoles calcíticos muestran frecuentemente abundantes cristales de mica incolora que suelen aparecer extendidos debido a la milonitización. Es común encontrar en ellos una lineación de estiramiento, que viene dada por la deformación y orientación preferencial de la calcita. Los cristales de mica incolora a veces se agrupan un agregados que son extendidos en la dirección de estiramiento Lm.

Los mármoles dolomíticos son de color amarillo ocre o pardo y se presentan como cuerpos lenticulares englobados por los niveles calcíticos. Son grandes clastos o más bien "boudines" rígidos en una matriz que se deforma de manera dúctil.

Los mármoles carniolares aparecen como niveles de espesor variable, intercalados a diferentes alturas en la serie carbonatada. Están constituidos por una matriz calcítico-dolomítica y una serie de clastos monominerálicos (plagioclasa, cuarzo) o de rocas (mármoles dolomíticos, calcíticos, metapelitas, metapsamitas, gneises ...). A visu parecen conglomerados (cantos > 2 mm) o litarenitas (cantos < 2 mm). No obstante si integramos todas las observaciones, como veremos más tarde (relaciones geométricas con las rocas encajantes, litología, petrografía, fábricas, elementos estructurales, etc ...) podemos comprobar que son rocas deformadas, con una evolución tectónica similar a la de los mármoles encajantes y con unas características diferentes debido básicamente a su naturaleza diferente. Incluso en algunos casos, la deformación es tan importante que se desarrollan ultramilonitas carbonatadas con una foliación milonítica (textura de flujo) muy fina y regular.

Es frecuente encontrar tránsitos graduales entre los diferentes tipos de mármoles de manera que podemos observar niveles en los que alternan bandeados de mármoles dolomíticos y calcíticos, niveles con bandas carniolares y bandas calcíticas, etc

Además de por su textura, podemos distinguir en el campo a los diferentes tipos de mármoles por su color. Los mármoles calcíticos puros son blancos; cuando contienen cantidades importantes de minerales opacos los mármoles calcíticos son grises y es frecuente observar mármoles fajeados: grises y blancos. Los mármoles dolomíticos son de colores amarillo ocre claro e incluso pardo similares a los que presentan los mármoles carniolares, aunque ambos se diferencian bien por su textura.

Observaciones al microscopio

MARMOLES CALCITICOS

Los mármoles más impuros además de calcita contienen: mica incolora, cuarzo, minerales opacos. En este tipo de mármoles, la CALCITA aparece en grandes blastos ($> 350 \mu\text{m}$) deformados, con subestructuras y una matriz de pequeños granos ($25 \mu\text{m}$) de recristalización dinámica que se concentran en los límites de los blastos mayores (Foto 61); muestra por tanto una distribución bimodal de tamaño de grano similar a la que presenta el cuarzo en las cuarzo-milonitas. Esta textura se produce por mecanismos de deformación plástica intracristalina de la calcita (WENK et al., 1973; RUTTER y RUSBRIDGE, 1977; LISTER, 1978). La MICA INCOLORA suele ser abundante en ciertos niveles. Se orienta en la dirección dada por el máximo alargamiento de la calcita. Es doblada en charnelas de pliegues P_2 . El CUARZO aparece con diferentes grados de deformación desde rocas en donde aparece ligeramente deformado con extinción ondulante hasta otras en las que desarrolla subestructuras, especialmente en aquellos niveles en los que la proporción de cuarzo es importante.

MARMOLES CALCITICO-DOLOMITICOS

Encontramos lechos con bandeo a pequeña escala de alternancia de niveles de mármol calcítico como los anteriores y mármoles dolomíticos. Además de los carbonatos pueden contener: cuarzo, plagioclasa, mica incolora, minerales opacos y rutilo. La CALCITA, como en los anteriores, aparece muy deformada con cristales aplastados de $200-300 \mu\text{m}$ con orientación preferencial y subestructuras. En algunas muestras la textura de la calcita es decusada, con cristales de $1.500 \mu\text{m}$ indeformados, probablemente por recristalización post-milonítica, ya que la calcita crece en las fracturas de la plagioclasa en continuidad con la matriz. La DOLOMITA se comporta de manera frágil frente a la deformación y aparece como pequeños clastos ($50 \mu\text{m}$) dispersos por la matriz calcítica y en los niveles más ricos en dolomita en clastos rotos de mayor tamaño ($400 \mu\text{m}$), que muestran exsolución del Fe a favor de sus líneas de exfoliación. La presencia de dolomita le da un color amarillento a la roca. La PLAGIOCLASA aparece en cristales hipidiomorfos a idiomorfos con maclas polisintéticas (ley de la albita) sin orientación preferencial, de tamaños variables ($50-100 \mu\text{m}$). En ocasiones pueden aparecer cristales con núcleo redondeado y un recrecimiento idiomorfo. La MICA INCOLORA en cristales de $50-75 \mu\text{m}$ orientados para dar una foliación grosera. El CUARZO en cristales idiomorfos, frecuentemente exagonales disperso por la matriz. Los MINERALES OPACOS en cristales prismáticos orientados con la foliación (hematites) aunque también son frecuentes los cristales equidimensionales, de hábito regular (piritas oxidadas). En algunas muestras de este tipo de mármoles encontramos clastos de rocas de las Unidades Superiores Nevado-Filábrides infra-yacentes, aunque en menor proporción que en los mármoles carniolares. Son clastos de esquistos milonitizados, albititas y cuarzo-milonitas con el cuarzo en "mortero" o también con textura "ribbon".

MARMOLES DOLOMITICOS

Aparecen como lentejones más o menos rígidos en una matriz calcítica más plástica. El espesor de los niveles es variable desde centímetros hasta varios metros. A veces aparecen fracturados con las fracturas rellenas de calcita que sirve de unión entre los clastos dolomíticos. La disolución preferencial de la calcita por meteorización les confiere a estas rocas el aspecto propio de dolomías cavernosas similares a las carniolas monomórficas de LEINE (1968). Este tipo de roca es poco abundante en el área de la presente Tesis y los mármoles dolomíticos aparecen mayormente como lentejones sin apenas deformación interna. Además de la dolomita como mineral fundamental, contienen cantidades variables de: calcita, plagioclasa, minerales opacos y cuarzo. La DOLOMITA se muestra en grandes cristales ($2.500\mu\text{m}$) que aparecen fracturados y los clastos soldados por la recristalización de calcita en las fracturas. Presenta una buena cristalinidad con romboedros desferrificados que exsuelven el Fe por las líneas de exfoliación. Hay grandes cristales de PLAGIOCLASA ($1.250\mu\text{m}$) idiomorfos con maclas polisintéticas según la ley de albíta, que aparecen fracturadas al igual que los cristales de dolomita y en ningún caso muestran redondeamiento como ocurre con las plagioclasas de los mármoles carniolares, probablemente debido a su diferente comportamiento mecánico frente a la deformación cuando se encuentran inmersas en matrices de diferente composición. Englobando a las plagioclasas encontramos grandes cristales de CUARZO ($> 3\text{ mm}$): pecilobláastos con hábito hipidiomorfo (secciones subhexagonales) (Fotos 62 y 63).

MARMOLES CARNIOLARES

Presentan la siguiente asociación de minerales: calcita, dolomita, mica incolora, cuarzo, plagioclasa, minerales opacos, turmalina, clorita, rutilo, pirita, escapolita y ankerita.

Estas rocas muestran una textura pseudoconglomerática con una matriz de grano fino ($< 25\mu\text{m}$) y una serie de clastos de tamaños variables y de diferente naturaleza.

La MATRIZ está constituida por una mezcla de granos de calcita y de dolomita del orden de $25\mu\text{m}$ producto de trituración de una roca calcítico-dolomítica en la que el porcentaje de dolomita es importante y cuyos cristales se encuentran dispersos por toda la roca. En ocasiones se ven en la propia matriz relictos de los cristales dolomíticos mayores con tamaños de alrededor de $50\mu\text{m}$. Son clastos de ferrodolomita que se oxida y confiere a la roca coloraciones ocreas y pardas. La calcita de la matriz en algunos casos está recristalizada y constituye un cemento con cristales de hasta $150\mu\text{m}$.

Los CLASTOS son de ROCAS: gneises, cuarcitas, esquistos, mármoles dolomíticos, mármoles calcíticos, filitas, con tamaños variables desde milímetros hasta más de 3 cm. Dentro de estos clastos hay que distinguir por una parte aquellos que proceden de rocas de fuera de la formación, especialmente de las Unidades Superiores Nevado-Filábrides, que han sido incorporados a los mármoles carniolares durante el proceso de milonitización; de ésta índole son los clastos de cuarcitas, esquistos y gneises. Y por otra, podemos encontrar clastos que pertenecen a rocas de la propia formación y que alternan con estos mármoles carniolares, tales son los clastos de metapelitas de grano fino (filitas), mármoles calcíticos, mármoles dolomíticos y mármoles ankeríticos.

Los clastos de esquistos, cuarcitas y gneises muestran diferentes grados de deformación milonítica, desde clastos poco deformados hasta otros en los que el cuarzo muestra una fuerte deformación plástica intracrystalina con textura "ribbon" y subestructuras, lo que parece indicar que han sido incorporados a estas rocas durante el proceso de deformación milonítica que ha afectado a las Unidades Superiores. Una vez en las rocas actuales los clastos se comportan como porfiroclastos en una matriz más dúctil y son redondeados y rodeados por la matriz. En algunos casos se pue-

den ver sombras de presión en los cantos que muestran una asimetría debido a la cizalla. En estos clastos podemos encontrar huellas de las mismas deformaciones que encontramos en las Unidades Superiores; y así, especialmente en los esquistos miloníticos, vemos pliegues isoclinales de una foliación S_1 que desarrollan una esquistosidad de crenulación S_2 , que se manifiesta por un bandeo de cuarzo y mica incolora.

La orientación de la foliación S_2 y de la foliación milonítica S_m en los cantos generalmente no coincide con la orientación de la foliación milonítica en los mármoles, lo que apoya la tesis de su incorporación en una etapa no anterior a la fase milonítica D_m . Estos cantos cuando la deformación prosigue se comportan de una manera frágil en una matriz más plástica, del mismo modo que un feldespato en una matriz cuarcítica. Finalmente un hecho a resaltar con respecto a la proporción relativa de estos cantos es que son abundantes en aquellos puntos en los que las rocas encajantes se encuentran cercanas y por otra parte la calidad de los fragmentos es diferente dependiendo del tipo de roca encajante más cercana; así, podemos ver mármoles carniolares ricos en clastos de la Formación Tahal cuando es esta formación la que se encuentra próxima o bien mármoles ricos en clastos de esquistos grafitosos o gneises de la Formación Nevada, por un razonamiento similar.

Son más frecuentes los clastos de rocas alternantes de la propia formación, como los clastos de mármol dolomítico o ankerítico que muestran diversos tamaños debido a diferentes grados de trituración y que en muchos casos tienen bordes ricos en granos finos ($< 20 \mu\text{m}$) de trituración mecánica, que se incorporan a la matriz. Hay clastos dolomíticos de hasta 2 cm. En algunas muestras hay numerosos clastos de filitas que provienen de la trituración y redondeamiento de niveles finos de este tipo de rocas que alternan con mármoles. Las filitas se encuentran también en lechos de mayor espesor, con más continuidad lateral. Los clastos aparecen con formas bastante esféricas, dado el escaso desarrollo en ellos de estructuras penetrativas. Finalmente, he encontrado, aunque en pequeña proporción, algunos clastos redondeados de mármol calcítico bastante puro. La calcita en el interior de los clastos muestra textura decusada lo que parece indicar que han sido incorporados a los mármoles carniolares desde el principio de la fase milonítica, en vista de que la mayoría de los niveles calcíticos alternantes aparecen deformados y que por otra parte tales clastos se han debido de comportar de una forma relativamente más frágil en una matriz calcítico-dolomítica más dúctil (BEHRMANN, 1983). Por otra parte es probable que otra variable que influya en el comportamiento más plástico de la matriz calcítico-dolomítica sea un tamaño de grano inicial más fino (SCHMID et al. 1980).

Además de los citados, encontramos CLASTOS MONOMINERALICOS, que son básicamente clastos de cuarzo y de plagioclasa. Los de cuarzo son globulosos con ligera deformación interna (extinción ondulante) y fracturados, las fracturas rellenas por calcita. Los de plagioclasa tienen formas redondeadas o de "ojo" (Foto 64) y se presentan con varios tamaños, desde 80 hasta 500 μm , en todos los casos mono-cristalinos. Muestran frecuentes maclas polisintéticas según la ley de la albita, con un recrecimiento post-milonítico a plagioclasa idiomorfa.

Como minerales accesorios encontramos en los mármoles carniolares minerales opacos que en la mayoría de los casos son de hábito regular. Se trata de piritas oxidadas que se conservan frescas localmente. En menor cantidad encontramos algunos cristales de rutilo, circón y turmalina, dispersos por la matriz. La turmalina es de color verde similar a la de los esquistos de la región. En alguna muestra aparece además una variedad de turmalina incolora (elbaita) con cristales de hasta 280 μm . El yeso, tal como se describe a continuación, aparece generalmente concentrado en bolsadas y en muy pocas muestras lo he encontrado en la matriz de los mármoles, y en todo caso son muestras procedentes de afloramientos cercanos a bolsadas de yeso. Por otra parte es frecuente la removilización tardía de este mineral que rellena fracturas y diaclasas.

ULTRAMILONITAS

En determinados niveles, las rocas de una composición similar a las anteriormente descritas muestran una fuerte deformación y un porcentaje de matriz muy alto (>90 %) de manera que podemos clasificarlas como ultramilonitas carbonatadas (SIBSON, 1977).

La asociación de minerales que aparece en estas rocas es la siguiente: calcita, dolomita, plagioclasa, mica incolora, cuarzo, minerales opacos, rutilo, turmalina, clorita.

Están constituidas mayoritariamente por una pasta calcítico-dolomítica, a veces casi isótropa, que aparece con una textura fluidal envolviendo a clastos dolomíticos muy pequeños ($35 \mu\text{m}$) que han sido progresivamente reducidos de tamaño e incorporados a la matriz (Foto 65). Los cristales de calcita de la matriz tienen tamaños menores de $25 \mu\text{m}$, a veces de $8 \mu\text{m}$.

Se han encontrado clastos dolomíticos envueltos por la matriz de sólo $1000 \mu\text{m}$ (el mayor clasto conservado).

Hay también clastos de otras rocas aunque en menor cantidad que en los mármoles carniolares. Podemos observar clastos de esquistos y cuarzo-milonitas, con el cuarzo deformado con textura "ribbon". El alargamiento de los "ribbon" no coincide en general con la orientación de la foliación milonítica en la matriz carbonatada, ya que éstos clastos se comportan de una manera rígida y son porfiroclastos que rotan en una matriz calcítico-dolomítica mucho más dúctil, desarrollando sombras de presión en las que se puede ver el sentido de giro del clasto (Figura 4-33).

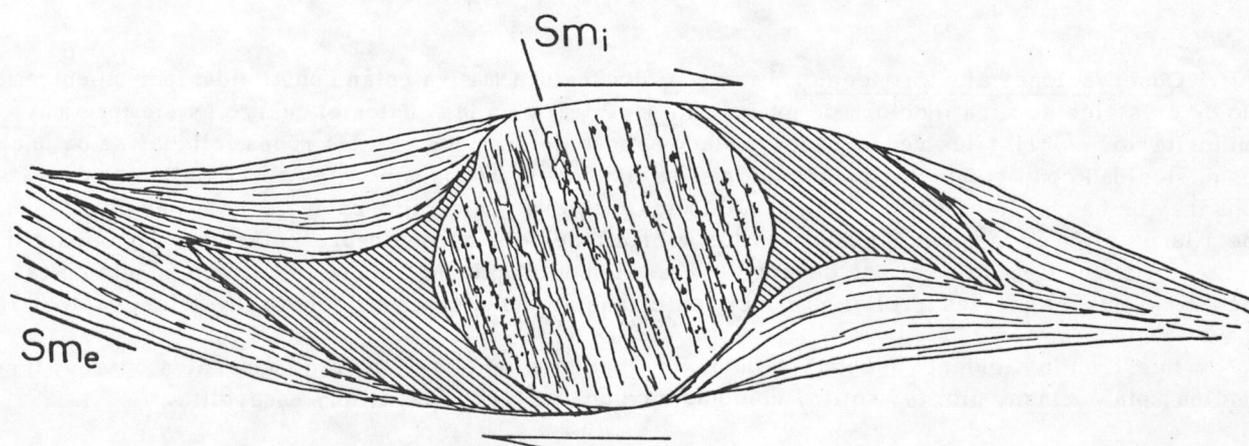


Figura 4-33: Porfiroclasto cuarcítico en una ultramilonita carbonatada. Muestra sombras de presión asimétricas que nos indican el sentido de rotación. La estructura interna del clasto es también milonítica con cuarzo "ribbon".

También encontramos clastos de plagioclasa y cuarzo como los citados en las anteriores rocas. Tan sólo destacaré aquí que el núcleo redondeado de las plagioclasas presenta inclusiones de rutilo y mica incolora que se alinean dando una fábrica interna S_i: son peciloblásticas y probablemente formadas durante la fase post-D₂, por correlación con las plagioclasas de las series Nevado-Filábrides, aunque en realidad lo único que podemos ver con certeza es que son premiloníticas. Como en los mármoles carniolares, los clastos de plagioclasa presentan en su mayoría un recrecimiento idiomorfo post-milonítico.

YESO

Aparece en bolsadas como una estructura interna similar a los mármoles carniolares, con una serie de clastos de idéntica naturaleza a los enumerados para estas rocas y una matriz que en vez de ser calcítico-dolomítica es de yeso. Este mineral muestra evidencias de deformación con subestructuras (Foto 66), aunque en muchos puntos parece haber recrystalizado y aparece con textura decusada.

METAPELITAS

Observaciones de campo: Intercalados en la secuencia carbonatada aparecen niveles discontinuos de metapelitas de grano fino, de espesor variable, desde niveles de cms que alternan con mármoles hasta paquetes de 5-10 m. La continuidad lateral de los afloramientos es pequeña, siendo el afloramiento mas grande de una extensión de 150 m. En general se muestran como lentejones en la serie carbonatada que representan grandes "boudines" más o menos rígidos deformados en una matriz más plástica. Son filitas de colores grises generalmente, aunque podemos encontrar niveles de color blanco e incluso verdosos.

La textura es variable desde niveles con textura foliada indiferenciada hasta niveles con un bandeado de segregación metamórfica que representa la esquistosidad de crenulación S_2 . En algunos casos se observan rocas con textura masiva. En las rocas foliadas es frecuente observar un microplegado posterior de pliegues abiertos con desarrollo de una esquistosidad de crenulación subvertical muy incipiente.

Observaciones al microscopio: Las rocas con textura masiva están constituidas por un entremado de cristales de mica incolora de grano fino ($< 20\mu\text{m}$) y en las cuales el cuarzo es siempre muy minoritario, en cristales redondeados aislados, poco deformados. En las rocas foliadas se da una esquistosidad con orientación planar de la mica incolora y de los minerales opacos. En ocasiones se observa un bandeado tectónico de lechos de mica incolora y microlitones de cuarzo, que corresponde a la S_2 alpina con micas dobladas en los microlitones que pueden representar una esquistosidad anterior (S_1). Generalmente se desarrollan también micropliegues sobre la S_2 (con ángulo apical de 90° o mayor) que desarrollan una incipiente esquistosidad de crenulación subvertical (Foto 67).

Muestran la siguiente asociación de minerales: mica incolora, cuarzo, minerales opacos, turmalina, plagioclasa, biotita, rutilo, epidota, carbonato, circón, apatito y escapolita.

La MICA INCOLORA muestra una distribución bimodal de tamaño de grano, ya que junto a la mica que forma la matriz ($8-12\mu\text{m}$) encontramos cristales orientados con la S_2 de mayor tamaño ($80-100\mu\text{m}$). Esto puede significar una reducción de tamaño debida a la deformación milonítica, aunque el tamaño de grano de partida es muy pequeño y no he podido observar al microscopio texturas en los cristales relictos que confirmen esta hipótesis (deformación interna, "bending", deslizamiento basal etc ...).

El CUARZO aparece en cristales de pequeño tamaño ($60\mu\text{m}$), más o menos redondeados, aislados en la matriz micácea que muestran ligera deformación con extinción ondulante y algunas bandas lamelares. En algunos puntos donde el cuarzo se concentra, (por ej. en venas), éste muestra un mayor grado de deformación con desarrollo de subestructuras. Ocasionalmente lo encontramos en cristales globulosos ($120\mu\text{m}$) con bandas de deformación y textura en mortero.

La PLAGIOCLASA no es muy abundante en estas rocas; en aquellas en las que se encuentra aparece en cristales aislados con textura peciloblástica, helicítica de la foliación S_2 . En muestras ricas en cuarzo hay plagioclasas con maclas polisintéticas probablemente heredadas similares a las plagioclasas habituales en las cuarcitas que son descritas a continuación.

La biotita está restringida a las muestras con textura masiva. Muestra un pleocroísmo de incoloro a marrón-verdoso o de incoloro a verde oliva. Se presenta en placas y agregados que parecen pseudomorfizar antiguos cristales aciculares. En las muestras con plagioclasa se observa como la biotita es peciloblástica con respecto a ésta.

Los MINERALES ACCESORIOS son abundantes especialmente en las rocas más ricas en cuarzo. La turmalina aparece en cristales de 20-40 μm con pleocroísmo en tonos verdes similar al de la turmalina de los esquistos de la región. Hay abundantes prismas de minerales opacos de hasta 80 μm orientados con la esquistosidad, aunque se ven afectados por los pliegues P_2 . Rutilo y epidota en pequeños cristales de alrededor de 20 μm dispersos por la matriz y ocasionalmente cristales heredados de circón de hasta 70 μm .

En la figura 4-34 se muestra la relación de estos minerales con respecto a las diferentes fases de deformación.

MINERALES	F A S E S D E D E F O R M A C I O N							
	D ₁			D ₂			D _m	Fases post-miloníticas
	sin	post		sin	post			
albita								
biotita verde								
clorita								
cuarzo								
escapolita								
mica incolora								

----- blastesis, cierta y dudosa respectivamente.

Figura 4-34: Relación entre la blástesis y las diferentes fases de deformación en las metapelitas de la Unidad de Alboloduy.

METAPSAMITAS

Observaciones de campo: Encontramos intercaladas en la secuencia carbonatada niveles de cuarcitas feldespáticas que aparecen como lentejones espacialmente ligadas a las metapelitas, aunque hay afloramientos en los que entre los mármoles sólo encontramos cuarcitas. El espesor de las intercalaciones es variable en intervalos desde algunos cms a varios metros.

Muestran una textura granoblástica con colores claros, normalmente blancos o crema.

Observaciones al microscopio: Presentan la siguiente asociación de minerales: cuarzo, plagioclasa, mica incolora, minerales opacos, circón, turmalina, carbonato y rutilo.

Son cuarcitas feldespáticas muy puras con textura granoblástica. Hay tan sólo algunas pequeñas placas de mica incolora ($200\ \mu\text{m}$) dispersas por la matriz.

El CUARZO muestra una distribución bimodal de tamaño de grano. En general aparece en cristales de alrededor de $160\ \mu\text{m}$ con límites de grano en punto triple indeformados, aunque en algunos casos está deformado con textura en "mortero" (Foto 68) y localmente puede mostrar subestructuras y recristalización dinámica con granos nuevos de alrededor de $8\ \mu\text{m}$. En puntos de deformación intermedia los cuarzos muestran bordes suturados y bandas de deformación.

La PLAGIOCLASA es abundante en cristales irregulares con maclas polisintéticas o en damero que son probablemente heredadas. Su forma externa es irregular con bordes angulosos y tienen tamaños de hasta $200\ \mu\text{m}$.

Los MINERALES ACCESORIOS son muy abundantes y muestran características semejantes a las descritas para estos minerales en las metapelitas.

METABASITAS

En la secuencia carbonatada de la Unidad de Alboloduy he encontrado varios cuerpos de metabasitas, con tamaños generalmente pequeños (de algunos metros cuadrados), salvo el cuerpo cercano al pueblo de Ohanes que tiene una extensión de $250\ \text{m} \times 75\ \text{m}$ (Figura 4-35).

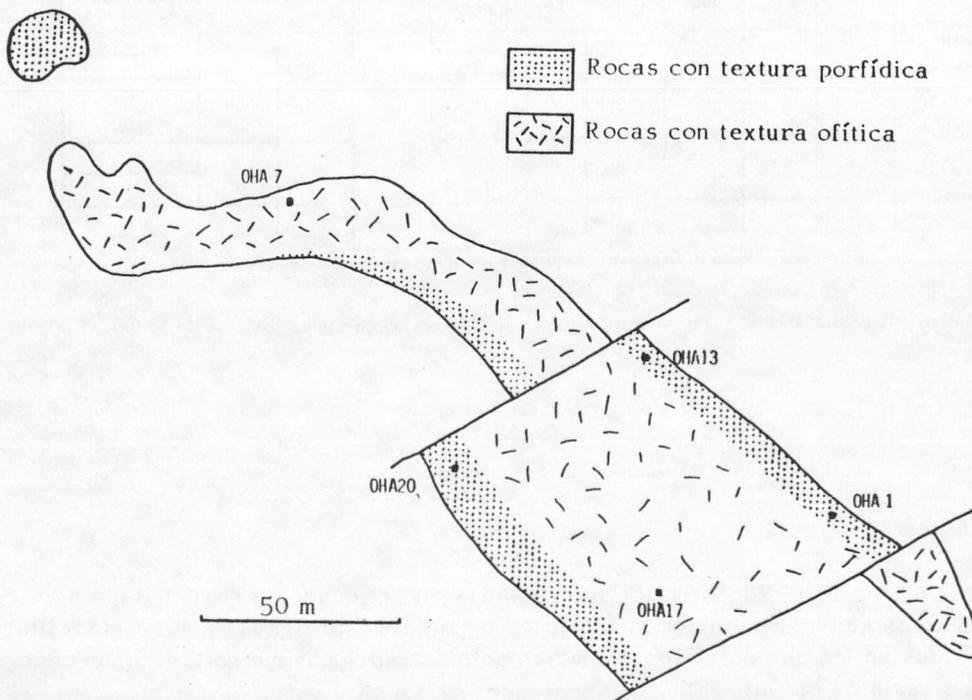


Figura 4-35: Esquema cartográfico del afloramiento de metabasitas de Ohanes, con la situación de las muestras analizadas.

Observaciones de campo: En el campo destacan bien los afloramientos de metabasitas debido a su color verde oscuro fácilmente distinguible de las rocas encajantes que son en general de tonos ocres amarillentos.

Son metabasitas que conservan su textura ígnea originaria. No desarrollan foliación durante el metamorfismo alpino; tan sólo se observan milonitas con una estructura de flujo (foliación milonítica) pero de desarrollo muy local, limitado a algunas partes del contacto con los mármoles encajantes.

En este cuerpo se da una variación textural desde el centro a los bordes, de manera que en el centro las rocas muestran una textura ofítica (Foto 69), con cristales de plagioclasa y anfíbol de tamaño de grano medio (2 mm). Existe una zona marginal en estos cuerpos en la que las rocas tienen un tamaño de grano fino (100-200 μm) y muestran textura porfídica o intersertal (Fotos 71 y 72). Esta zona puede ser interpretada como un margen enfriado. La roca encajante es probable que sea la misma que se encuentra actualmente asociada a estas metabasitas-- mármoles de la Formación Alboloduy-- ya que es una asociación generalizada en el área y por otra parte no se han citado, en el ámbito del Complejo Nevado-Filábride, rocas básicas calcoalcalinas asociadas a otras rocas.

Observaciones al microscopio: Describiré separadamente las rocas con textura ofítica de las rocas de grano fino de los márgenes.

Las metabasitas con textura ofítica contienen la siguiente asociación de minerales: anfíbol verde-azul, plagioclasa, clorita, epidota, minerales opacos, apatito, carbonato, mica incolora, rutilo, biotita y titanita.

Presentan una textura sub-ofítica a ofítica con una fase idiomorfa cumulítica, la plagioclasa y unas fases intercumulíticas, entre las que destacan el anfíbol y la plagioclasa.

PLAGIOCLASA

Es el mineral más abundante con tamaños de alrededor de 2 mm en las rocas del centro de los cuerpos. Aparecen dos tipos bien diferenciados: un primer tipo, el más abundante, que constituye un entramado de cristales idiomorfos, parcial o totalmente pseudomorfizados por clinzoisita y mica incolora; a veces también encontramos clorita en estos pseudomorfos. El segundo tipo de plagioclasa es minoritario y se trata de cristales de hábito xenomorfo e intersticial, que se encuentran muy poco alterados, probablemente debido a que su porcentaje en An es bastante menor que en las plagioclasas del primer tipo. En ambos casos son frecuentes las maclas polisintéticas, según la ley de la albita.

ANFIBOL

Muestra un pleocroísmo en verde oliva-azul-incoloro y otras propiedades ópticas propias de la hornblenda. Aparece en los intersticios dejados por el entramado de plagioclasas. Durante el metamorfismo se transforma parcialmente a otro anfíbol con pleocroísmo suave de verde pálido a incoloro y con otras características ópticas propias de la actinolita. La hornblenda verde está pseudomorfizada en algunos casos por agregados de clorita y epidota férrica.

RUTILO

Aparecen en los núcleos de cristales de minerales opacos. También es frecuente el rutilo sagénico que, asociado con minerales opacos, parece pseudomorfizar a antiguos minerales opacos ígneos ricos en Ti que presentaban hábitos intersticiales.

BIOTITA VERDE

Es un mineral que aparece en muchas muestras como producto de transformación de la clorita. Se encuentra siempre en relación con otros melanocratos, especialmente anfíbol verde-azul, pero parece claro que un producto intermedio de transformación es la clorita.

Las características de esta biotita son similares a las de la biotita verde de los gneises melanocráticos de la Formación Nevada; su edad de cristalización es también semejante por lo que se han debido formar ambas en el mismo proceso.

Las metabasitas con textura porfídica tienen la siguiente asociación de minerales: plagioclasa, anfíbol verde-azul, clorita, carbonato, biotita verde, minerales opacos, turmalina, circón, epidota, mica incolora, hornblenda marrón, cuarzo y rutilo.

Como se ve por su composición mineralógica son similares a los anteriores, lo cual se confirma a su vez por los datos de análisis químico. La única variación es pues textural, ya que son porfídicos con una matriz de grano fino (100-200 μm) constituida fundamentalmente por plagioclasa, anfíbol verde-azul, clorita y minerales opacos. La plagioclasa de la matriz se encuentra muy transformada en epidota (clinozoisita) y mica incolora. El anfíbol verde-azul aparece con hábitos fibroso-radiales y suele ser un constituyente importante de la matriz; sus características ópticas son las de la actinolita y parece reemplazar a una fase melanocrática ígnea que ocupase los huecos dejados por las plagioclasas de la matriz. Ocasionalmente el tamaño de la matriz es mucho más fino, criptocristalina, y en ella apenas se distinguen "cristalitos" de plagioclasa.

Los fenocristales son fundamentalmente plagioclasas con alrededor de 1'5 mm de tamaño en cristales individuales o en agregados con hábito idiomorfo y maclas polisintéticas, según la ley de la albita. Se encuentran parcialmente transformadas en clinozoisita y clorita. A veces son pseudomorfizadas completamente por agregados de mica incolora y algo de epidota (clinozoisita). El resto de los fenocristales aparecen completamente pseudomorfizados por minerales metamórficos y sólo se conservan sus formas; están constituidos por agregados de anfíbol verde-azul, epidota férrica, biotita verde, clorita. La proporción relativa en que aparecen estos minerales en los pseudomorfos es variable y así, hay casos en los que pueden coexistir todos ellos o algunos de ellos y casos en los que el pseudomorfo puede estar constituido exclusivamente por anfíbol verde-azul o epidota férrica. La naturaleza originaria de estos pseudomorfos es dudosa. Parece, por los productos de transformación, que todos eran minerales melanocráticos. En algunos casos se han observado reliquias de una probable hornblenda marrón. En general sus hábitos pueden corresponder perfectamente a anfíboles, aunque se han observado también secciones de hábito ditetragonal que podrían corresponder a piroxenos. Todas estas transformaciones quedan esquematizadas en la figura 4-36.

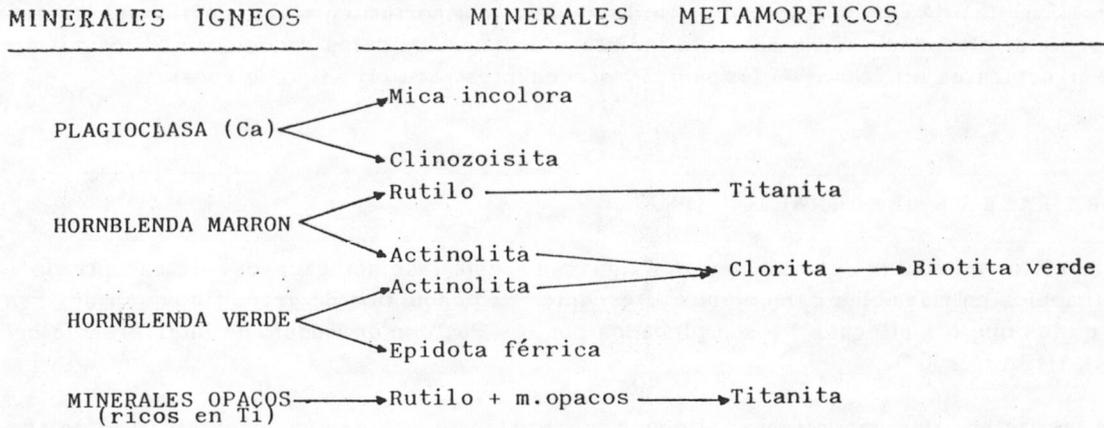


Figura 4-36: Evolución de las diferentes fases minerales que aparecen en las metabasitas de la Unidad de Alboloduy.

Datos químicos: Se han realizado análisis químicos de varias muestras de estas metabasitas. No se observan variaciones en la composición química de las rocas con textura ofítica a las rocas con textura porfídica, de manera que las diferencias texturales son efectivamente debidas a diferentes condiciones de enfriamiento: las rocas con textura porfídica corresponderían a bordes enfriados. La composición global es la misma de un basalto y según el diagrama de PECCERILLO y TAYLOR (1976), representado en la figura 6-2, muestran afinidades por los basaltos calco-alcalinos, o por las toleitas pobres en K_2O ; es decir, por los basaltos de arcos islas y márgenes continentales activos. En el capítulo de petrogénesis haré un mayor énfasis en las afinidades y origen de estas rocas.

DEFORMACIONES ALPINAS

En los mármoles de la Unidad de Alboloduy la característica tectónica más prominente es una foliación S_2 que viene dada por la orientación de la mica incolora, aunque en general lo que más puede llamar la atención es el bandeo composicional S_0 que obviamente, dado que la serie está afectada por varias fases de deformación sucesivas, está modificado por las estructuras subsiguientes. En los mármoles calcíticos es frecuente observar una lineación de estiramiento L_m y una foliación S_m que se puede considerar milonítica ya que viene dada por la orientación de los cristales lenticulares de calcita que han sido deformados plásticamente. En las ultramilonitas carbonatadas destaca la penetratividad de la foliación milonítica que borra completamente elementos estructurales anteriores.

En las metapelitas es común una fábrica planar que es una esquistosidad de crenulación de otra más antigua. Generalmente esta esquistosidad aparece microplegada con desarrollo de una in-

ciente esquistosidad subvertical. Las estructuras miloníticas apenas han afectado a los niveles de metapelitas que se han comportado como cuerpos rígidos durante esta fase de deformación.

El análisis estructural en materiales tales como los que constituyen mayoritariamente esta formación: mármoles de varios tipos, es difícil debido al comportamiento algo caótico que tienen estas rocas frente al plegamiento. No obstante intentaré ordenar los datos recogidos con los mismos criterios estructurales utilizados en las páginas precedentes para otro tipo de rocas.

PRIMERA FASE DE DEFORMACION (D_1)

Elementos estructurales que puedan asignarse a esta fase son escasos. He encontrado algunos testimonios en mármoles carniolares alternantes con esquistos de grano fino que muestran "ganchos", en los que los pliegues P_1 son plegados por los P_2 , con un modelo de interferencia del tipo 3 de RAMSAY (1967).

En las metapelitas encontramos pliegues isoclinales P_2 que dan una esquistosidad de crenulación S_2 . En las charnelas de dichos pliegues sevenmicas incoloras que son dobladas y que podrían representar una esquistosidad anterior S_1 plegada.

SEGUNDA FASE DE DEFORMACION (D_2)

En las metapelitas esta fase se traduce en el desarrollo de una esquistosidad de crenulación S_2 que se manifiesta por un bandeado tectónico de lechos de mica incolora y microlitones de cuarzo. Ocasionalmente se han encontrado charnelas de pliegues P_2 , aunque en la mayoría de los casos el desarrollo de la esquistosidad de crenulación (bandeado tectónico) hace desaparecer tales charnelas.

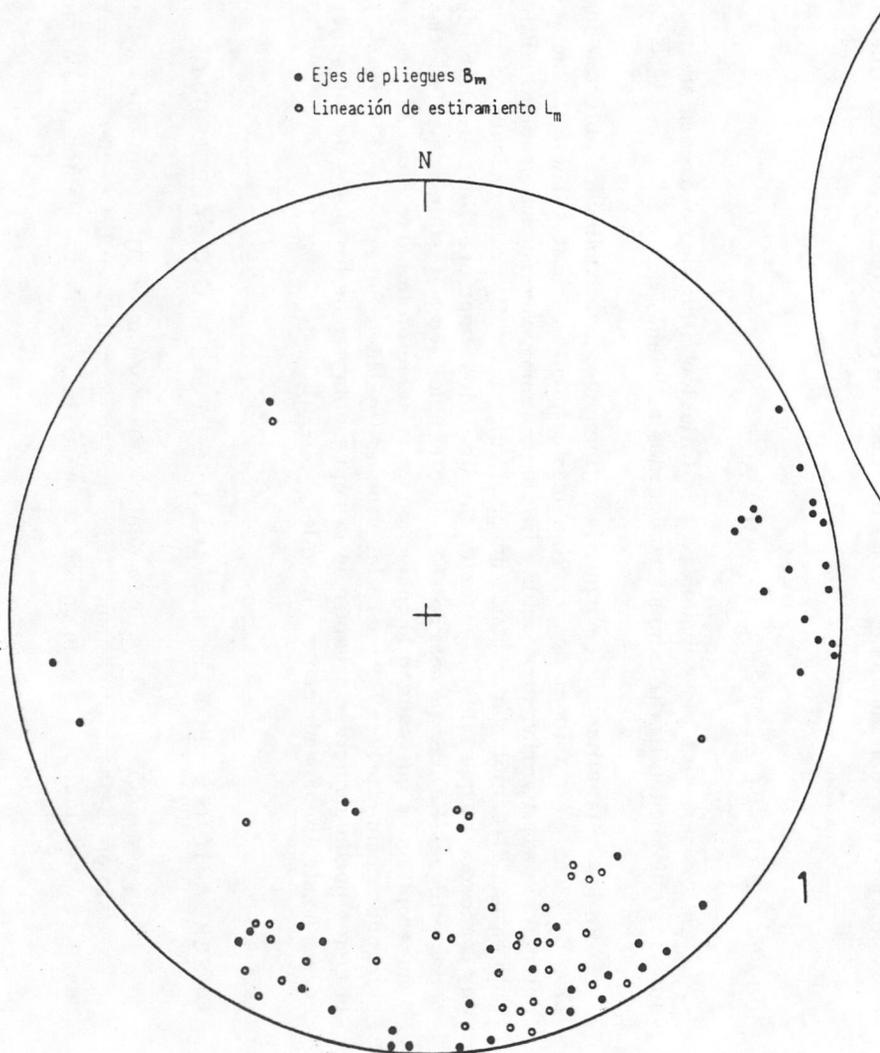
En los mármoles pueden corresponder a esta fase pliegues isoclinales o con ángulo entre flancos $< 20^\circ$ que afectan al bandeado composicional y a una foliación anterior (S_1) dada por la orientación de micas incoloras que son dobladas en las charnelas de estos pliegues.

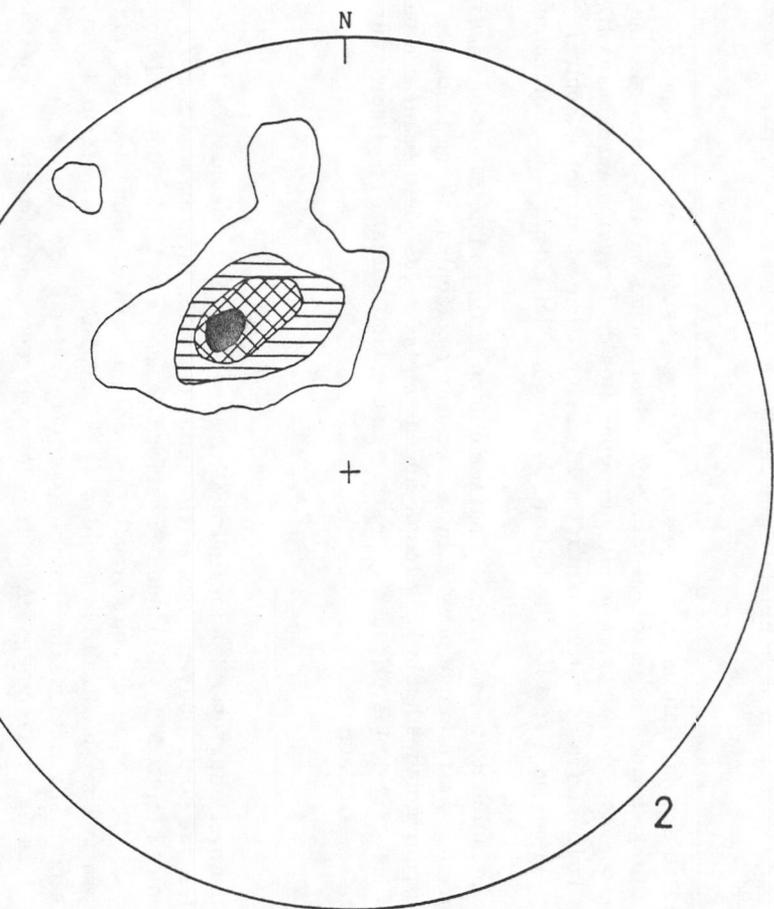
No poseo datos representativos sobre la orientación de los ejes de estos pliegues ya que no he hecho un análisis sistemático de los mismos. Algunas medidas realizadas muestran una orientación de alrededor de $N60E$ que parece congruente con los ejes de los pliegues P_2 en el resto de las unidades estudiadas. Por otra parte, he encontrado algunos pliegues que afectan a los P_2 y que muestran unas características geométricas similares a las de los P_3 en las Unidades Inferiores. Tampoco han sido estudiados. He hecho un mayor énfasis en el estudio de las estructuras desarrolladas en la siguiente fase de deformación; estructuras, que como en el caso de las que aparecen en las Unidades Superiores Nevado-Filábrides, son miloníticas y muestran características que evidencian mecanismos de deformación plástica intracrystalina.

FASE DE DEFORMACION MILONITICA (D_m)

El elemento más característico de esta fase es una lineación de estiramiento que viene dada por la extensión de agregados de mica incolora que forman porfiroclastos en los mármoles calcíticos, así como por el estiramiento de la calcita que se deforma plásticamente. En los mármoles calcítico-dolomíticos y en algunas carniolas esta lineación viene marcada por varillas ("rods") de

Figura 4-37: Diagramas estructurales de la orientación de los ejes de pliegues B_m y de la lineación de estiramiento L_m ($n^{\circ} 1$) y de polos de la S_0 y S_m en los mármoles de la Unidad de Alboloduy ($n^{\circ} 2$).





127

$(S_0 - S_m) 40\pi : 5, 10, 15, 20 \%$

cuarzo y fragmentos de rocas o de clastos dolomíticos. Además es también característica una foliación milonítica S_m subparalela a la S_2 que está representada por un bandeado fluidal en las ultramilonitas carbonatadas y por la orientación de cristales de calcita deformados, lenticulares, según el plano XY de la deformación.

Los pliegues P_m que se desarrollan en esta fase son cerrados a isoclinales con ángulos entre flancos variable entre 60–20° y en muchos casos menor. Sus orientaciones axiales muestran una distribución bimodal. El caso más general es el de pliegues con ejes de dirección aproximada N75E que son perpendiculares a la lineación de estiramiento L_m . Ocasionalmente podemos encontrar pliegues tubulares con ejes en la misma dirección que la L_m ; son pliegues del primer tipo reorientados.

Con respecto a la orientación de los pliegues P_3 parece que en la Unidad de Alboloduy muestran características intermedias entre lo que ocurre en las rocas infrayacentes, donde todos los pliegues medidos aparecen reorientados hacia L_m y lo que sucede en las rocas del Complejo Alpujárride, donde la inmensa mayoría de los pliegues P_m están en su estado inicial o con ligeras curvaturas hacia la dirección de estiramiento.

Datos de orientación: En el diagrama 2 de la figura 4-37 se muestran las medidas de los polos de S_0 de estos mármoles que se distribuyen en un máximo de orientación idéntica a la S_2 y/o S_m en las rocas infrayacentes, tanto de las Unidades Superiores como de la Unidad del Montenegro. Representa la orientación del flanco Sur de una estructura anticlinal tardía, probablemente relacionada con D_4 . En el diagrama 1 se muestran las medidas de la lineación de estiramiento L_m que dan un máximo en la dirección SSE. Este máximo coincide con la orientación de algunas medidas de ejes de pliegues, que son ejes B_m reorientados. Aunque éstos aparecen generalmente con ejes perpendiculares que dan un máximo en N75E, como se puede observar en el citado diagrama.

CUARTA FASE DE DEFORMACION (D_4)

En los mármoles los pliegues P_m y la foliación milonítica aparecen afectados por mesopliegues abiertos que pueden llevar o no microplegados asociado.

En las metapelitas es frecuente la existencia de microplegues abiertos que afectan a la foliación S_2 y que en ocasiones desarrollan una incipiente esquistosidad de crenulación subvertical. La orientación axial varía entre N60E y EW, aunque no poseo muchas medidas. Pliegues con eje orientado en una dirección más o menos perpendicular a los P_4 no he encontrado en la Formación Alboloduy (recordemos que tales pliegues en las Unidades Superiores Nevado-Filábrides han sido denominados pliegues P_5). Sin embargo sí están afectados los materiales de esta formación por los meso y macro pliegues que causan la inversión de la serie en la parte Sur del área y que han sido considerados como pliegues P_6 para las citadas Unidades Superiores (Figura 4-31). El eje de estos pliegues puede deducirse a partir de la representación de los polos de las superficies plegadas y corresponde aproximadamente a un valor N50–70E.

OBSERVACIONES SOBRE EL ORIGEN DE LA FORMACION ALBOLODUY

En la secuencia de rocas de la denominada Formación Alboloduy en esta Tesis existen, como se ha visto en la descriptiva, unos tipos que son comunes en las series de cobertera de las Unidades Nevado-Filábrides o bien en los tramos triásicos de los Mantos Alpujárrides superiores. Me

refiero concretamente a los mármoles calcíticos y dolomíticos, muy abundantes en relación al resto de las rocas que constituyen la formación. Incluso aquí encontramos niveles estratiformes de óxidos de Fe, que se originan por la oxidación de lechos de mármol siderítico y ankerítico (TORRES RUIZ, 1983), mineralizaciones frecuentes tanto en las rocas carbonatadas Nevado-Filábrides como en las Alpujárrides. Con estas características parece tentador correlacionar estas rocas con las correspondientes en ambos Complejos de manera que podrían considerarse como rocas triásicas en ausencia de otras dataciones. Sin embargo en la Formación Alboloduy se intercalan unos niveles de composición especial y aspecto conglomerático sobre cuyo origen se ha escrito mucho desde las primeras investigaciones en las Cordilleras Béticas: la "Konglomeratische Mergel". Existen dos grupos de hipótesis principales que han sido consideradas para el origen de estas rocas. La primera supone un origen sedimentario para explicar la estructura brechoide o conglomerática de las mismas (ZEYLMANS VAN EMMICHOVEN, 1925; VAN BEMMELEN, 1927; ZERMATTEN, 1929) y más recientemente: DIAZ DE FEDERICO y PUGA (1974), PUGA y DIAZ DE FEDERICO (1984b) y PUGA et al (en preparación), que consideran a rocas de este tipo conglomerados de edad post-triásica, concretamente depositados en una fase erosiva entre los dos acontecimientos principales de la orogenia alpina. GONZALEZ LODEIRO et al (1984) suponen también un origen sedimentario para estas rocas, pero con una edad relativa posterior al segundo acontecimiento metamórfico e incluso a la subsiguiente etapa de empilamientos, de manera que este "conglomerado", pese a su tectonización ulterior, separaría dos procesos de empilamiento de mantos. La hipótesis tectónica ha sido defendida por BROUWER (1926), WESTERVELD (1929), JANSEN (1936), PATIJN (1937) que consideran a estas rocas como brechas tectónicas, extremo que ha sido asumido también por LEINE (1968).

Las características de las rocas que podrían corresponder a la "Konglomeratische Mergel" en la presente Tesis las he descrito anteriormente (mármoles carniolares y ultramilonitas carbonatadas). Aunque es obvio que en esta descripción me inclino por una hipótesis determinada, en las páginas que siguen intentaré resumir los criterios que justifican esta toma de posición. Es necesario decir que las conclusiones a las que se llega en el área de la presente tesis pueden ser correlacionables o no con otras áreas en las que aparecen rocas aparentemente similares, de forma que aunque las que aquí describo (Formación Alboloduy) son rocas miloníticas, en otras áreas puede haber rocas texturalmente parecidas pero con un origen diferente.

En primer lugar me interesa sentar una base en el inicio de la discusión sobre el origen de estas rocas: se trata de la cuestión de si los niveles de aspecto conglomerático han tenido un origen común al resto de la secuencia; es decir, si pertenecen a la misma secuencia sedimentaria que los mármoles calcíticos y dolomíticos. En este sentido cabe destacar que los niveles conglomeráticos se intercalan en la secuencia a todos los niveles, con espesores variables desde lechos de centímetros hasta decenas de metros. El tránsito de unos a otros es gradual e incluso a la escala de la lámina delgada se observan transiciones desde zonas conglomeráticas hasta zonas que muestran las características de un mármol calcítico normal. Por lo tanto considero que dichos niveles alternan con el resto de la serie y forman parte de una secuencia litológica, por lo que he utilizado una terminología estratigráfica para la misma: Formación Alboloduy. El dato principal que ha llevado a esta discusión es el aspecto conglomerático de las rocas. Para llegar a alguna conclusión es necesario analizar con cuidado esta textura. En mi opinión las rocas denominadas aquí ultramilonitas carbonatadas son efectivamente rocas muy deformadas con estructura de flujo milonítica y clastos (porfiroclastos) con sombras de presión; sin embargo cabe la posibilidad de que a partir de las rocas menos deformadas, los mármoles carniolares, se pueda averiguar la roca sedimentaria original. En estas rocas es de gran interés la naturaleza y evolución de los cantos para resolver el problema. Estos cantos pueden ser de rocas de la misma formación: mármoles dolomíticos y calcíticos, filitas etc. Los cantos de filitas son redondeados y muestra las mismas texturas que los niveles de filitas intercalados en la formación, por lo que parece indiscutible que el origen de estos cantos es posterior al depósito de las pelitas,

protolito de estas filitas. Por tanto, dentro del contexto en que aparece esta formación es más que probable que estos cantos sean el resultado de la trituración y redondeamiento de niveles finos de este material que se encontraban alternantes con los mármoles durante la deformación milonítica (DIAZ DE FEDERICO, 1980). Existen además cantos de rocas de fuera de la formación, especialmente de rocas de las Unidades Superiores Nevado-Filábrides:gneises, cuarcitas y esquistos. En estos cantos se observan texturas que evidencian que han sufrido toda la historia de deformaciones alpinas hasta la fase milonítica por lo que su incorporación a la roca en la que se encuentran actualmente, ya sea por vía sedimentaria o por vía tectónica, no ha sido anterior en ningún caso a la fase D_m . Por otra parte estos cantos especialmente los cuarcíticos y cuarzo-feldespáticos muestran diferentes grados de deformación plástica desde cantos en los que el cuarzo está ligeramente deformado hasta cantos con cuarzo "ribbon", pasando por cuarzo con textura "en mortero", lo que sugiere que han sido incorporados a estas rocas desde el comienzo y durante todo el proceso de milonización; una vez los cantos en su nueva posición se han comportado como porfiroclastos en una matriz calcítico-dolomítica más plástica y ha cesado su deformación interna. Con estas características podríamos contemplar el origen de estos cantos como sedimentarios incorporados durante una fase post- D_2 , antes del empilamiento del Alpujarride como sugieren GONZALEZ LODEIRO et al. (1984). Sin embargo los datos aportados indican que la incorporación de los cantos es posterior, ya que como hemos visto muestran texturas miloníticas. Llegado a este punto, parece difícil una incorporación por vía sedimentaria en esta fase D_m ya que los niveles conglomeráticos están alternantes a todas las escalas y son paralelos a la foliación dominante (S_m y/o S_2) de toda la secuencia y están involucrados en las fases de deformación que afectan a la misma (ver sección de deformaciones alpinas) por lo que con un origen sedimentario tan tardío, necesariamente deberían estar únicamente afectados por los pliegues P_4 y P_5 (abiertos de planos axiales subverticales). Hay que destacar que si hemos considerado a los cantos de filitas de la formación como de origen tectónico no es imposible la incorporación tectónica de cantos de rocas originariamente algo más distantes; hipótesis que parece confirmarse por el hecho de que las rocas conglomeráticas son especialmente ricas en fragmentos de rocas que se encuentran adyacentes, con lo que el transporte ha sido corto. Este transporte ha debido de ser tectónico ya que en general los cantos son bastante redondeados y por vía sedimentaria requerirían una mayor distancia del área fuente. También cabe destacar en este sentido la naturaleza y textura de los cantos mononimerálicos, especialmente los de plagioclasa; que son de varios tamaños de $80 \mu m$ a $500 \mu m$ y son redondeados. Parece difícil que por una vía sedimentaria se llegue a ese grado de concentración y de redondeamiento en minerales como las plagioclasas que se destruyen generalmente con escaso transporte. Por otra parte las plagioclasas son minerales frecuentes en la matriz de las rocas carbonatadas de la secuencia y en aquellas donde la deformación interna ha sido frágil (por ejemplo en los mármoles dolomíticos) las plagioclasas aparecen idiomorfas, afectadas por fracturas de igual modo que la dolomita peciloblástica que las incluye.

La pregunta inmediata que surge al considerar a estas rocas como tectónicas es que tipo de mecanismos de deformación han dado lugar a esta textura. Son pocos los trabajos que conozco sobre deformación plástica de rocas carbonatadas, se pueden citar: WENK et al. (1973), RUTTER y RUSBRIDGE (1977), KERN (1977), LISTER (1978), SCHMID et al. (1980), VERNON (1981) y BEHRMANN (1983). Este último autor ha realizado un estudio sobre tectonitas calcíticas en Sierra Alhamilla (Cordilleras Béticas). Muchos de estos autores creen que una mezcla calcítico-dolomítica y un tamaño de grano inicial fino pueden favorecer el comportamiento superplástico de las rocas carbonatadas frente a la deformación. En las rocas bajo consideración la textura conglomerática se da únicamente en aquellas rocas donde existe una matriz calcítico-dolomítica, mientras que las rocas calcíticas muestran una textura similar a la "ribbon" y las rocas dolomíticas sólo se han deformado de manera frágil, con fracturas que le dan un aspecto brechoide (dolomía cavernosa) pero ninguna deformación interna. Este fenómeno de superplasticidad y la formación de la textura conglomerática podría ser similar a un modelo en el que considerásemos una capa de mantequilla (pasta calcítico-dolomítica) junto a una capa de arena (rocas encajantes metapelíticas y cuarcíticas) que se deforman conjuntamente; el resultado sería similar a la textura observada.

Finalmente hay que tratar sobre el origen de toda la Unidad de Alboloduy como un conjunto. En este sentido, dado que muestra una evolución de deformaciones similar tanto a las rocas del Complejo Nevado-Filábride como a las rocas Alpujarrides y dada su estratigrafía: rocas carbonatadas con yeso, es probable que sea correlacionable con las rocas triásicas con similares características en ambos complejos. Por otra parte las rocas de esta unidad muestran un metamorfismo de grado bajo, similar al que presentan las rocas triásicas Alpujarrides en esta transversal. Se diferencia de éstas en el gradiente, que es más bajo en la Unidad Alboloduy: en el Complejo Alpujarride se pasa de la zona de la clorita a la zona de la estauroлита con potencias de sólo 250 m, mientras que toda la secuencia de la Unidad de Alboloduy (200 m) está afectada por el mismo grado metamórfico (grado bajo). En esto es similar a las rocas del Complejo Nevado-Filábride, pero se diferencia de ellas en que no ha sufrido metamorfismo de alta presión.

En un esquema de cadenas pareadas como el propuesto por DIAZ DE FEDERICO et al. (1978) para las Zonas Internas de las Béticas, es posible ubicar a la Formación Alboloduy en la placa cabalgante, lo que explicaría la ausencia de metamorfismo de alta presión y la existencia de rocas intrusivas, básicas, calcoalcalinas, que pueden ser sin-orogénicas. No obstante, el modelo, tal como ha sido articulado por los citados autores, está en contradicción con muchos de los datos aportados en la presente Tesis, particularmente con la dirección de transporte de los mantos (E-W durante la primera fase importante de cizalla dúctil-- ver capítulo 5) y también con la edad, relativamente más tardía, de la superposición del Complejo Alpujarride sobre el Nevado-Filábride.

En la figura 4-38, sobre el esquema de margen activo de ERNST (1976), muestro una posible distribución de las Unidades Nevado-Filábrides. El dominio Alpujarride-Maláguide se situaría en un surco al sur o al W del Nevado-Filábride. Además, hay que resaltar que de este esquema falta la placa cabalgante, que estaría representada exclusivamente por los escasos afloramientos de Formación Alboloduy que encontramos actualmente entre los Nevado-Filábrides y los Alpujarrides.

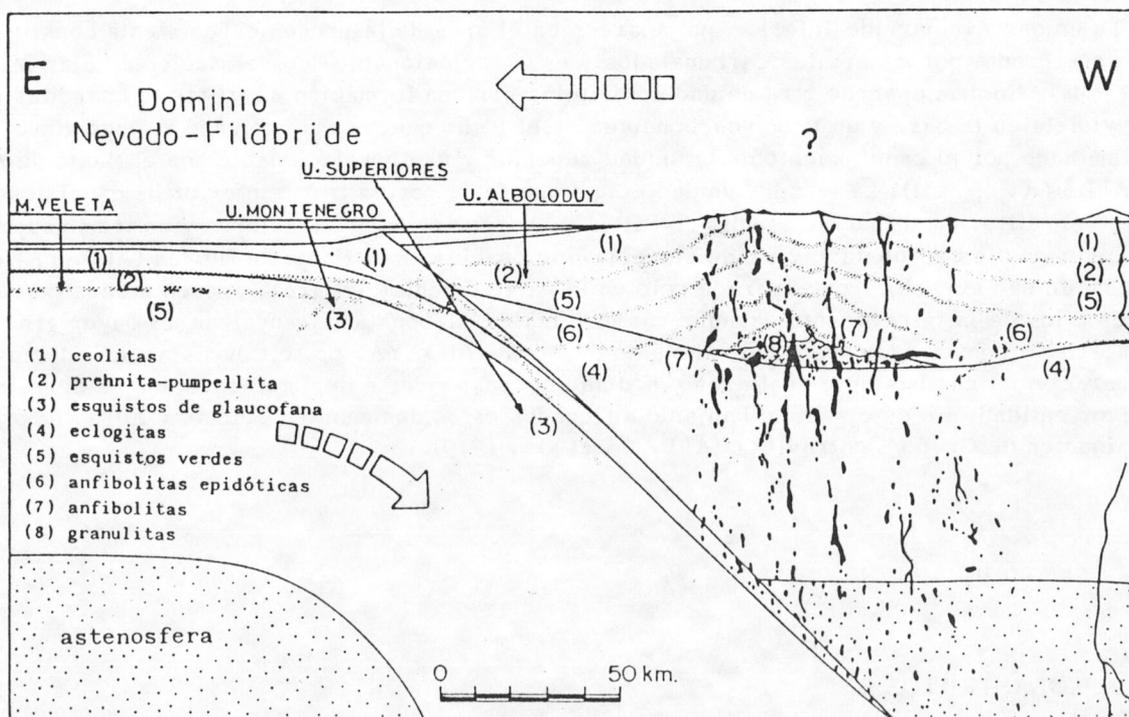


Figura 4-38: Distribución esquemática de los diferentes tipos de facies metamórficas en un margen de placas convergentes según ERNST (1976). En este esquema se muestra la posición que supuestamente ocuparían cada una de las unidades tectónicas que aparecen en el área.

4.5. COMPLEJO ALPUJARRIDE

Al inicio de las investigaciones en el área de la presente Tesis no había previsto y no estaba dentro de mis objetivos el estudio de los materiales Alpujárrides. No obstante durante el desarrollo de la campaña de campo sobre las Unidades Superiores Nevado-Filábrides y la Unidad de Alboloduy, infrayacentes al Complejo Alpujárride, he ido haciendo acopio de distintos datos sobre el mismo, datos que incluyen la cartografía detallada de las distintas formaciones y unidades, así como de las zonas de metamorfismo que aparecen, entre otros. He realizado medidas de los elementos estructurales reconocidos y un muestreo, que, aunque escaso, es bastante representativo de los diferentes tipos de rocas. Estos datos los incluyo en la presente Tesis como un complemento al estudio realizado para los materiales Nevado-Filábrides y especialmente como apoyo a la interpretación sobre la naturaleza y evolución del contacto Alpujárride/Nevado-Filábride.

4.5.1. UNIDADES TECTONICAS

Aunque los materiales pertenecientes al Complejo Alpujárride son poco potentes en este área y afloran sólo en una estrecha banda en la parte Sur, podemos distinguir, no obstante, 4 unidades tectónicas o mantos de corrimiento que correlacionaremos con los definidos por OROZCO (1972) en Sierra de Gádor, al SW del área estudiada y que son con los que únicamente tienen continuidad ya que hacia el N está el Complejo Nevado-Filábride y hacia el Sur y el Este están cubiertos por materiales Neógenos. Este autor correlaciona a su vez los mantos de su área de Tesis (Sierra de Gádor Occidental) con los definidos por ALDAYA (1969a) en la transversal de Motril.

La unidad Alpujárride Inferior que aparece en el área de la presente Tesis está constituida fundamentalmente por materiales carbonatados y es correlacionable con el Manto de Lújar (ALDAYA, 1969a). Encima aparece otra unidad constituida por una formación de filitas y cuarcitas de color violeta en la base y un tramo carbonatado en el techo que es muy delgado y discontinuo pues está laminado por el empilamiento de la unidad superior y es correlacionable con el Manto de Alcázar (ALDAYA, op. cit). La tercera unidad está constituida por un tramo inferior de esquistos y cuarcitas con grafito, un tramo intermedio de filitas y cuarcitas de varios colores y un tramo superior fundamentalmente carbonatado y puede ser correlacionable con el Manto de Murtas (ALDAYA, op. cit.). La unidad superior, que aparece sólo en la parte oriental del área, presenta unos tramos similares a los de la infrayacente, aunque sus materiales carbonatados muestran un mayor grado de metamorfismo y podría corresponder al Manto de Adra (ALDAYA, op. cit.). Estas dos últimas muestran características bastante similares y podrían corresponder a duplicaciones dentro de un manto de mayor entidad. En este sentido han sido agrupados estos dos mantos, Murtas y Adra, bajo la denominación de Grupo Contraviesa (ALDAYA et al., 1979).

4.5.2. MANTO DE LUJAR

AFLORAMIENTOS

Materiales pertenecientes a este manto afloran con gran extensión sólo en la parte SW del área, en las inmediaciones de Tajo Negro (897 m), aunque también en pequeños isleos sobre materiales Nevado-Filábrides a lo largo de toda el área Sur. En el primer caso los materiales es-

tán al Sur del contacto Alpujárride/Nevado-Filábride, es decir en el labio hundido de la falla, que voy a llamar en la descripción Falla de Mecina (ALDAYA et al. , 1984), aunque no he comprobado la continuidad entre una y otra. Los materiales que encontramos como isleos aparecen en el labio levantado de la falla, lo que indica que durante el funcionamiento de la misma son cizallados los materiales del Manto de Lújar hacia el E.

MATERIALES

Observaciones de campo: Este manto está constituido básicamente por una secuencia carbonatada que consta de diversos tramos de calizas grises recristalizadas, dolomías negras, calizas color crema recristalizadas y dolomías brechificadas. Dado que el estudio de estas rocas en profundidad requeriría el análisis sedimentológico y estratigráfico detallado, objetivos que están fuera de los de esta Tesis, ha sido de esta formación de la que menos datos he obtenido; tan sólo he recogido algunas muestras de su parte basal para comprobar el tipo de deformación que aparece en ellas.

La potencia de esta formación es variable, ya que está completamente laminada en casi todo el área como hemos dicho anteriormente. En la parte SW puede alcanzar los 200 m.

Observaciones al microscopio: De esta formación me han interesado particularmente las calizas recristalizadas que están constituidas por calcita, ferro-dolomita y minerales opacos. El mineral más abundante es la calcita que aparece en grandes cristales (800 μm) muy deformados con subestructuras: bandas de deformación paralelas al máximo alargamiento de los cristales, subgranos, fenómenos de "bending" de los planos de macla y muestran una gran proporción de granos de recristalización dinámica con tamaños de 16 μm (Foto 74). Estas texturas reflejan una importante deformación plástica intracristalina de la calcita, tal como ocurre con las rocas de la Unidad de Alboloduy. Dispersos por la matriz calcítica hay romboedros aislados o agregados de cristales de ferro-dolomita que aparecen alargados y deformados frágilmente con fracturas de tensión.

También encontramos en la secuencia, intercalados entre calizas, bancos discontinuos ("boudines") de dolomías negras con estructura masiva. Están constituidas fundamentalmente por dolomita, cuarzo y minerales opacos. La dolomita se presenta en cristales idiomorfos o hipidiomorfos, con textura granoblástica y tamaños de 50 μm .

4.5.3. MANTO DE ALCAZAR

AFLORAMIENTOS

Los materiales pertenecientes a este manto son bastante continuos en el área estudiada, aunque también desaparecen hacia la parte E de la misma. Afloran en una estrecha banda continua desde la Rambla de los Términos hasta la Rambla de los Yesos. En el sector de Ohanes hay algunos retazos de materiales de este Manto sobre los del Manto de Lújar y cubiertos por materiales Neógenos.

MATERIALES

Observaciones de campo: La casi totalidad de los materiales de este manto consisten en filitas de color violeta que muestran localmente intercalaciones de filitas verdes muy ricas en clorita, en bancos de alrededor de 50 cm de espesor. La potencia del tramo filítico llega a ser en conjunto de 70 m. En algunos puntos sobre las filitas encontramos materiales carbonatados: calizas y dolomías similares a las descritas en el Manto de Lújar, pero que han sido fuertemente laminadas por el empilamiento de los mantos del Grupo Contraviesa. suprayacentes y sólo quedan un par de retazos de muy poca extensión (ver mapa geológico).

Las filitas de color violeta son muy homogéneas y con características bien diferenciadas del resto de las rocas Alpujarrides del área cartografiada. Suelen ser bastante ricas en mica aunque contienen algunas intercalaciones cuarcíticas. Su color, que varía desde violáceo a rojo vino, no lo presentan ninguno de los otros niveles de filitas del área.

Observaciones al microscopio: Las filitas muestran la siguiente asociación de minerales: mica incolora, cuarzo, clorita, carbonato, yeso, minerales opacos, rutilo y turmalina.

Como fábrica predominante tienen una esquistosidad dada por la orientación de la MICA INCOLORA, que es mayoritaria con respecto al resto de los minerales.

El CUARZO es minoritario en pequeños cristales (20 μm) dispersos por la matriz. En algunos casos se observan granos de cuarzo de mayor tamaño (160 μm) redondeados o alargados en la dirección de la esquistosidad, que pueden ser heredados. También aparecen ocasionalmente niveles aislados de cuarzo, policristalinos, con tamaños variables pero que muestran secciones de un tamaño medio de 900 x 200 μm . Estos niveles recuerdan cantos deformados. En estos casos, en los que el cuarzo presenta mayores tamaños, es donde muestra fenómenos de deformación plástica intracristalina, especialmente los agregados policristalinos, donde aparecen numerosas subestructuras y recristalización dinámica.

La CLORITA aparece en placas deformadas o en agregados de forma ovoide, escasos, dispersos por toda la matriz.

Hay abundantes MINERALES OPACOS que en su mayoría son prismas de color rojo vivo, con tamaños de alrededor de 16 μm , orientados con la esquistosidad, que son los que le confieren el color tan particular a estas rocas.

Ocasionalmente encontramos venas de ferrodolomita y yeso que atraviesan la roca.

Los niveles verdes alternantes con las filitas son cloritoesquistos que contienen: clorita, cuarzo, carbonato y minerales opacos. Las texturas son similares a las descritas para las filitas, tan sólo destacaré aquí la ausencia de mica incolora y el predominio de la CLORITA que aparece con un pleocroismo de verde claro a amarillo pálido y que se orienta para dar la esquistosidad predominante en la roca.

4.5.4. MANTO DE MURTAS

AFLORAMIENTOS

Materiales de este Manto afloran en toda la parte Sur del área sobre los del Manto de Alcázar o bien sobre la Unidad de Alboloduy en la parte oriental. Están cubiertos por materiales Neógenos o por materiales del Manto de Adra, ambos pertenecientes al Grupo Contraviesa (ALDAYA et al., 1979).

MATERIALES

Este Manto es el que aparece más completo de todos los Alpujárrides que afloran en el área y está constituido, de abajo a arriba, por una secuencia de esquistos y cuarcitas con grafito, considerados de edad paleozoica en la literatura, sobre la que se dispone una formación de filitas y cuarcitas claras, multicoloreadas, de edad probablemente permo-triásica, y finalmente culminada por una formación carbonatada constituida esencialmente por calcoesquistos, calizas y dolomías, que en otros sectores ha sido datada como del Trías medio-superior.

Los materiales de este manto reflejan, dada su mayor potencia, los efectos del metamorfismo regional alpino que es progresivo (TORRES ROLDAN, 1974) y que les deja una impronta consistente en una serie de zonas de metamorfismo desde la zona de la clorita hasta la del granate.

ZONA DEL GRANATE

Observaciones de campo: Las rocas afectadas por el metamorfismo alpino en la zona del granate son fundamentalmente metapelitas con grafito con variaciones de composición en el contenido en cuarzo hasta cuarzo-esquistos. No se han encontrado cuarcitas muy puras. El color que presentan estas rocas es gris muy oscuro, frecuentemente negro, debido al alto contenido en grafito. La potencia de los materiales de esta zona, medida perpendicularmente a la S_2 , es de alrededor de 60 m; se llegan a acuñar hacia el E por la acción de la Falla de Mecina (ver mapa geológico).

Observaciones al microscopio: Estas rocas muestran como fábrica más frecuente una esquistosidad S_2 que es un bandeado tectónico de mica y cuarzo con frecuentes pliegues isoclinales P_2 .

La asociación de minerales que encontramos en esta zona es la siguiente: mica incolora, cuarzo, granate, biotita, cloritoide, clorita, grafito, plagioclasa, minerales opacos, turmalina, rutilo, circón, apatito y carbonato.

GRANATE

Encontramos granates de hasta 1 mm con núcleo rotacional, sin- S_2 y periferia estática, post-

S_2 que suelen ser hipidiomorfos, a veces esqueléticos y que se encuentran parcialmente cloritizados. Ocasionalmente hay cristales ($1.200\mu\text{m}$) que muestran textura helicítica, post- S_2 .

A su vez hay otro tipo de granates que suelen ser más pequeños que los anteriores ($120-350\mu\text{m}$) y que aparecen asociados con la biotita, con límites rectos, en equilibrio con ella. Son truncados por la foliación S_2 y a veces muestran textura en atolón con biotita en el núcleo de los cristales (Foto 75). Pueden haberse formado en una fase D_1 , al igual que la biotita. También pueden corresponder a esta fase algunos granates que aparecen rodeados por la S_2 y que muestran inclusiones alineadas (Si), no coincidentes con la S_e .

BIOTITA

Muestra un pleocroismo de marrón anaranjado a marrón pálido o incoloro. Aparece orientada con la foliación con límites rectos con los granates anteriores. Hay algunos cristales con sus líneas de exfoliación no orientadas con la S_2 y rodeados por ella; esto puede indicar que la biotita cristaliza en una fase anterior a la D_2 (sin a post- D_1), paragenética con el granate descrito en segundo lugar. Por otra parte, en algunas muestras, la biotita aparece claramente plegada por los pliegues P_2 .

CLORITA

La clorita aparece en placas de hasta $900\mu\text{m}$ con textura helicítica de la S_2 , producto de transformación de la mica incolora y de la biotita (Foto 76). Esta transformación es también mimética. Es producto de transformación de otros minerales ferromagnésianos como el granate. Frecuentemente aparece afectada por "kinking" con las inclusiones microplegadas, si bien la matriz circundante no parece afectada por tales pliegues. Ocasionalmente se pueden observar placas de clorita transversas a la S_2 y con formas romboidales, con inclusiones sigmoidales que pueden indicar crecimiento de clorita durante la fase de cizalla dúctil C_2 en la que los Alpujárrides se empujan sobre los Nevado-Filábrides.

La clorita en las rocas grafitosas del Complejo Alpujárride se oxida parcialmente y se transforma en una oxiclорita con características similares a la de los materiales Nevado-Filábrides, entre las que destaca el pleocroismo: marrón-rojizo/amarillo oro. En algunas muestras esta oxidación se encuentra muy avanzada y afecta a los cristales de clorita casi en su totalidad.

CLORITOIDE

Es poco habitual en los materiales de esta zona; no obstante, ha sido encontrado en dos muestras en cristales de gran tamaño ($900 \times 120\mu\text{m}$) con maclas polisintéticas y textura helicítica de S_2 o con fábricas internas sigmoidales que atestiguan crecimientos sin- S_2 . También aparecen en cristales diminutos ($120 \times 15\mu\text{m}$) que se orientan con la S_1 y son plegados por P_2 . En ambos casos se trata de la variedad ferrosa, poco coloreada.

PLAGIOCLASA

Es un mineral también poco frecuente que aparece en determinados niveles en grandes cristales (1.600 μm) con textura helicítica post- P_2 . En algunos casos parece rotacional sin- S_2 . Tiene una composición albítica.

CUARZO

En la mayoría de las muestras aparece formando parte de los microlitones, casi indeformado con límites de grano en punto triple y solamente con extinción ondulante y algunas bandas de deformación transversales como únicos signos de deformación intracristalina. El tamaño de los granos más normal es de 200 μm , aunque éste puede variar entre 120 y 400 μm . Ocasionalmente puede mostrar texturas de deformación plástica más intensas, como subestructuras (subgranos) y granos de recristalización dinámica de alrededor de 40 μm .

MICA INCOLORA

Es un mineral que se forma y recristaliza en todas las fases de metamorfismo, incluso en las fases tardías en las que se desarrolla una incipiente esquistosidad de crenulación subvertical, según la cual se da neoformación de mica incolora por fenómenos de disolución por presión.

El tamaño de los cristales en esta zona es del orden de los del cuarzo, tamaño que va disminuyendo progresivamente hacia zonas metamórficas de grado más bajo.

ACCESORIOS

Además del grafito, que aunque muy disperso y ubicuo en todas las rocas, se puede considerar como accesorio, encontramos: minerales opacos, turmalina, rutilo, circón, apatito y carbonato.

Destacan a veces grandes cristales de turmalina verde (200 μm) redondeados, probablemente heredados, a veces idiomorfos, y ocasionalmente zonados con núcleo redondeado y periferia idiomorfa, que se produce por recristalización durante el metamorfismo.

En resumen, las características distintivas de la zona del granate, además de la presencia abundante de este mineral, consisten en un mayor tamaño de grano de la matriz que el de las rocas de zonas superiores y la presencia de biotita marrón junto al granate.

ZONA DEL CLORITOIDE

Observaciones de campo: Las rocas que aparecen en esta zona son esquistos y cuarzo-esquistos con grafito con colores grises más o menos oscuros y pardo-rojizos, siendo este color el que predomina si vemos los afloramientos a cierta distancia, aunque en detalle las rocas de esta zona son mayoritariamente de color gris. La potencia de los materiales de esta zona es de alrededor de

100 m, aunque también se acuña y desaparece hacia el E en las inmediaciones de la Rambla de los Yesos por la acción de la Falla de Mecina.

Observaciones al microscopio: La fábrica dominante es una esquistosidad S_2 , bandeado tectónico de mica y cuarzo con frecuentes charnelas de pliegues isoclinales P_2 en las que se dobla la esquistosidad S_1 . En algunas muestras se han reconocido pliegues P_3 angulares, asimétricos que afectan a la S_2 y que desarrollan una esquistosidad de crenulación S_3 subhorizontal. Estos pliegues son probablemente coetáneos con el empilamiento de los Alpujárrides sobre los Nevado-Filábrides como veremos en páginas sucesivas.

La asociación de minerales que encontramos en estas rocas en la siguiente: mica incolora, cuarzo, cloritoide, estilpnomelana, carbonato, clorita, plagioclasa, minerales opacos, turmalina, circón, grafito, rutilo y apatito.

CLORITOIDE

Aparece como pequeños cristales ($80 \times 8 \mu\text{m}$) orientados con la S_1 y plegados por P_2 . Son de la variedad ferrosa, poco coloreada.

ESTILPNOMELANA

En esta zona encontramos un mineral de características ópticas similares a la estilpnomelana identificada en las Unidades Inferiores Nevado-Filábrides que he clasificado también como estilpnomelana. En general está muy cloritizada y desde el punto de vista textural parece haberse formado durante la primera fase, ya que aparece orientada con la S_1 y plegada por P_2 .

PLAGIOCLASA

Es albita en "manchas" con cristales de bordes difusos, peciloblásticos, posteriores a la foliación y que fosilizan charnelas P_2 .

CLORITA

Es producto de transformación de la mica que marca la esquistosidad, a la cual mimetiza. También lo hace con la estilpnomelana. Como en la zona del granate, muestras signos de oxidación especialmente en zonas próximas a fracturas rellenas por óxidos de Fe. A veces esta oxidación es total.

CUARZO

En algunas muestras aparece indeformado con tamaño de grano menor que en la zona precedente, del orden de $60-80 \mu\text{m}$.

En las muestras especialmente ricas en cuarzo aparece tanto en la matriz como en porfiroclastos. En la matriz lo encontramos a veces bastante deformado con subestructuras y granos de recristalización dinámica ($32 \mu\text{m}$), que muestran a su vez subestructuras de menor tamaño. El cuarzo porfiroclástico, con tamaños de alrededor de $100 \mu\text{m}$, presenta bordes indentados y menor deformación que la matriz, con granos globulosos que tienen extinción ondulante y bandas de deformación paralelas o inclinadas al máximo alargamiento de los clastos..

MICA INCOLORA

Muestra unas características texturales similares a las descritas en la zona del granate pero con un tamaño de grano menor, del orden de los cristales de cuarzo.

ACCESORIOS

El carbonato es abundante en algunos niveles, se orienta con la foliación y en algunos casos muestra deformación plástica con subestructuras. Es calcita con maclas conjugadas que forman ángulos de 45° .

Hay turmalinas verdes de hasta $200 \mu\text{m}$ y también minerales opacos de hábito rómbico, probables sideritas oxidadas con tamaños de $80 \mu\text{m}$.

En resumen, la zona del cloritoide se caracteriza, además de por la presencia de este mineral, por la ausencia de granate y biotita marrón, así como por la presencia de estilpnomelana, exclusiva de esta zona. El tamaño de grano de la matriz es sensiblemente menor que en la zona del granate y mayor que en la zona de la clorita hacia la que disminuye gradualmente.

ZONA DE LA CLORITA

Observaciones de campo: Los tipos de rocas más habituales de esta zona son filitas, cuarzo-filitas y cuarcitas micáceas con colores grises, azulados, verdes y blancos. Ocasionalmente intercalados con ellas encontramos niveles de metaconglomerados de poco espesor (menos de 50 cm) de color amarillo ocre, que presentan cantos carbonatados en una matriz pelítica. La potencia de los materiales de esta zona es mayor de 100 m. En la mayoría de los afloramientos no se ve el techo ya que está cubierta por el Neógeno. En la parte E del área sí aparece el techo de la zona en contacto con la formación carbonatada superior, pero en cambio no encontramos con certeza el muro, ya que la formación ha sido laminada por la Falla de Mecina, aunque no llega a desaparecer del todo.

Observaciones al microscopio: Los elementos estructurales que aparecen en las rocas de esta zona son los mismos que encontramos en las anteriores. Destaca, por otra parte, la disminución del tamaño de grano de la matriz.

METAPELITAS

En estas rocas podemos encontrar la siguiente asociación de minerales: mica incolora, cuarzo, clorita, plagioclasa, minerales opacos, turmalina, carbonato, rutilo, circón y apatito.

CUARZO

Puede aparecer indeformado en cristales de $40\ \mu\text{m}$ dispersos por la matriz; aunque si es abundante presenta mayores síntomas de deformación. Aparece otras veces con una distribución bimodal de tamaño de grano, con clastos globulosos ($120\text{--}200\ \mu\text{m}$) de bordes indentados (probablemente heredados) y una matriz de grano fino ($40\ \mu\text{m}$). Los clastos globulosos muestran bandas de deformación y en menor proporción subestructuras.

MICA INCOLORA

Muestra un tamaño de grano menor que el de las rocas de la zona del cloritoide, tamaño que es similar al del cuarzo.

CLORITA

Aunque en la mayoría de las muestras no es muy abundante, es un mineral característico de esta zona. Aparece en agregados ovoides rodeados por la S_2 y deformados, con extinción ondulante y tamaños de alrededor de $200\ \mu\text{m}$. En algunas muestras en las que es abundante se orienta con la foliación, aunque parece plegada por los P_2 .

PLAGIOCLASA

En las muestras cuarcíticas encontramos plagioclasas en clastos de $200\ \mu\text{m}$, con maclas polisintéticas, probablemente heredadas. En algunas metapelitas puede haber abundantes cristales de plagioclasa, pequeños ($60\ \mu\text{m}$), con textura helicítica de S_2 , a veces rotacional, sin- S_2 .

METACONGLOMERADOS

Estas rocas están constituidas por clastos carbonatados y una matriz pelítica compuesta por: cuarzo, mica incolora, carbonato, plagioclasa, minerales opacos, turmalina.

La MICA INCOLORA marca la esquistosidad S_2 , que es paralela al máximo alargamiento de los cantos, a veces corta longitudinalmente a los mismos debido a fenómenos de disolución por presión.

El CUARZO muestra una distribución bimodal de tamaño de grano: clastos globulosos de $140\ \mu\text{m}$ deformados con subestructuras y una matriz de grano más fino ($32\ \mu\text{m}$) debido a la deformación y subsiguiente recristalización dinámica de los anteriores.

Las PLAGIOCLASAS tienen maclas polisintéticas y tamaños de 140 μm , probablemente heredadas.

En la matriz encontramos además cristales de CALCITA con tamaños de alrededor de 120 μm con bandas de deformación y recristalización dinámica.

Los cantos del metaconglomerado tienen dimensiones variables: hay cantos con 1 x 0,6 mm, pero pueden alcanzar tamaños de 10 x 2,5 mm. Son de composición dolomítica con tamaño de grano micrítico; aunque, en algún caso, en el centro de los cantos hay calcita, que podría representar reliquias de una dolomitización, en cualquier caso anterior a la formación del conglomerado.

En resumen, la zona de la clorita se caracteriza además de por la presencia de este mineral con texturas sincinemáticas, por la ausencia de cloritoide y estilpnomelana. Es característica de esta zona la asociación clorita-albita. El tamaño de grano de la matriz es muy fino, alrededor de 40 μm y menor.

TRANSICION HACIA ZONAS NO METAMORFICAS

Desde la zona de la clorita hacia arriba se pasa a una zona de metamorfismo nulo de manera gradual. Esta zona no metamórfica está ocupada por materiales fundamentalmente carbonatados con características similares al tramo carbonatado del Manto de Lújar y del Manto de Alcázar. No obstante en este caso hay niveles de tránsito entre las filitas y las calizo-dolomías que no se han visto en los anteriores; se trata de niveles de varios metros de calcoesquistos.

4.5.5. MANTO DE ADRA

En el sector de Alboloduy podemos encontrar sobre los materiales del Manto de Murtas una secuencia de materiales comparables a los de dicho Manto, aunque con ciertas diferencias en el grado de metamorfismo, que me han llevado a considerarla correlacionable con el Manto de Adra (ALDAYA, 1969 a). Las características diferenciales que presenta el Manto de Adra con respecto al de Murtas en el área estudiada son básicamente las siguientes:

1. En la parte inferior de la zona del granate se ha encontrado ESTAUROLITA, en cristales de hasta 1 mm con textura helicítica de la S_2 . La única diferencia que existe entre estas rocas con estaurolita y las de la zona del granate, que están inmediatamente encima, es sólo la presencia de aquél mineral y podríamos estar en la zona de GRANATE-ESTAUROLITA, aunque el espesor que aflora de ella es minúsculo, ya que están en la base del Manto (Foto 73).
2. La zona del cloritoide afecta no sólo a la parte superior de la formación de esquistos y cuarcitas con grafito, sino también a la parte basal de la formación permo-triásica, que en este manto está constituida por esquistos y cuarcitas sin grafito que pasan gradualmente a filitas y cuarcitas.
3. La formación carbonatada de este Manto es más metamórfica y está constituida fundamentalmente por mármoles dolomíticos muy brechificados entre los que se intercalan algunos niveles (con espesores de decímetros a metros) de mármoles calcíticos fajeados, con bandas gri-

ses y blancas. En el contacto inferior con las filitas, encontramos también un nivel de calcoesquistos. La formación carbonatada de este Manto está afectada por la zona de la clorita.

En la figura 4-39 se resumen las relaciones entre la blástesis y las fases de deformación en cada una de las zonas metamórficas del grupo Contraviesa que es el que aparece más completo en el área.

MINERALES	F A S E S D E D E F O R M A C I O N								Fases Tardías
	D ₁		D ₂		D ₃				
	sin	post	sin	post	sin	post			
albita									
biotita marrón									
clorita									
(oxi-)clorita									
cloritoide									
cuarzo									
estilpnomelana									
estauroлита									
granate									
mica incolora									

----- blástesis, cierta y dudosa respectivamente

A

ZONAS MINERALES	Zona de la Clorita	Zona del Cloritoide	Zona del Granate	Z. Granate-Estauroлита
albita				
biotita marrón				
clorita				
cloritoide				
cuarzo				
estilpnomelana				
estauroлита				
granate				
mica incolora				

B

Figura 4-39: Relación entre la blástesis y las diferentes fases de deformación en las rocas del Complejo Alpujarride (A). En la 4-39B se muestran las asociaciones de minerales que se forman en cada una de las Zonas de Metamorfismo en los Mantos del Grupo Contraviesa.

DEFORMACIONES ALPINAS

No he realizado un estudio sistemático de todos los afloramientos sino que he elegido varios cortes transversales en los que he analizado cada uno de los elementos estructurales encontrados y he medido la orientación de los mismos.

PRIMERA Y SEGUNDA FASES DE DEFORMACION (D_1 y D_2)

El elemento estructural más característico en las metapelitas y cuarcitas del Complejo Alpujárride es una foliación predominante S_2 , que consiste en un bandeo tectónico de cuarzo y mica incolora. Esta foliación está genéticamente relacionada con pliegues asimétricos, cerrados a isoclinales, con ángulo entre flancos de 20° - 0° . Estos elementos se han formado durante la segunda fase de deformación D_2 , y los P_2 pliegan a una esquistosidad anterior S_1 , que se manifiesta por micas incoloras dobladas en las charnelas P_2 . A veces se observa una lineación de estiramiento Le paralela a los ejes B_2 de los pliegues, que aunque no es muy pronunciada, salvo en casos excepcionales, parece indicar que los P_2 se iniciaron a grandes ángulos de Le y han sido reorientados a esa dirección durante la deformación progresiva D_2 .

Datos de orientación: En la figura 4-40 se muestra el diagrama estructural de polos de la S_2 que presenta un máximo bastante inclinado debido a que esta foliación está verticalizada e incluso invertida por la acción de los pliegues volcados retrovergentes que afectan al contacto Alpujárride/Nevado-Filábride y de los cuales haré mención en las páginas siguientes.

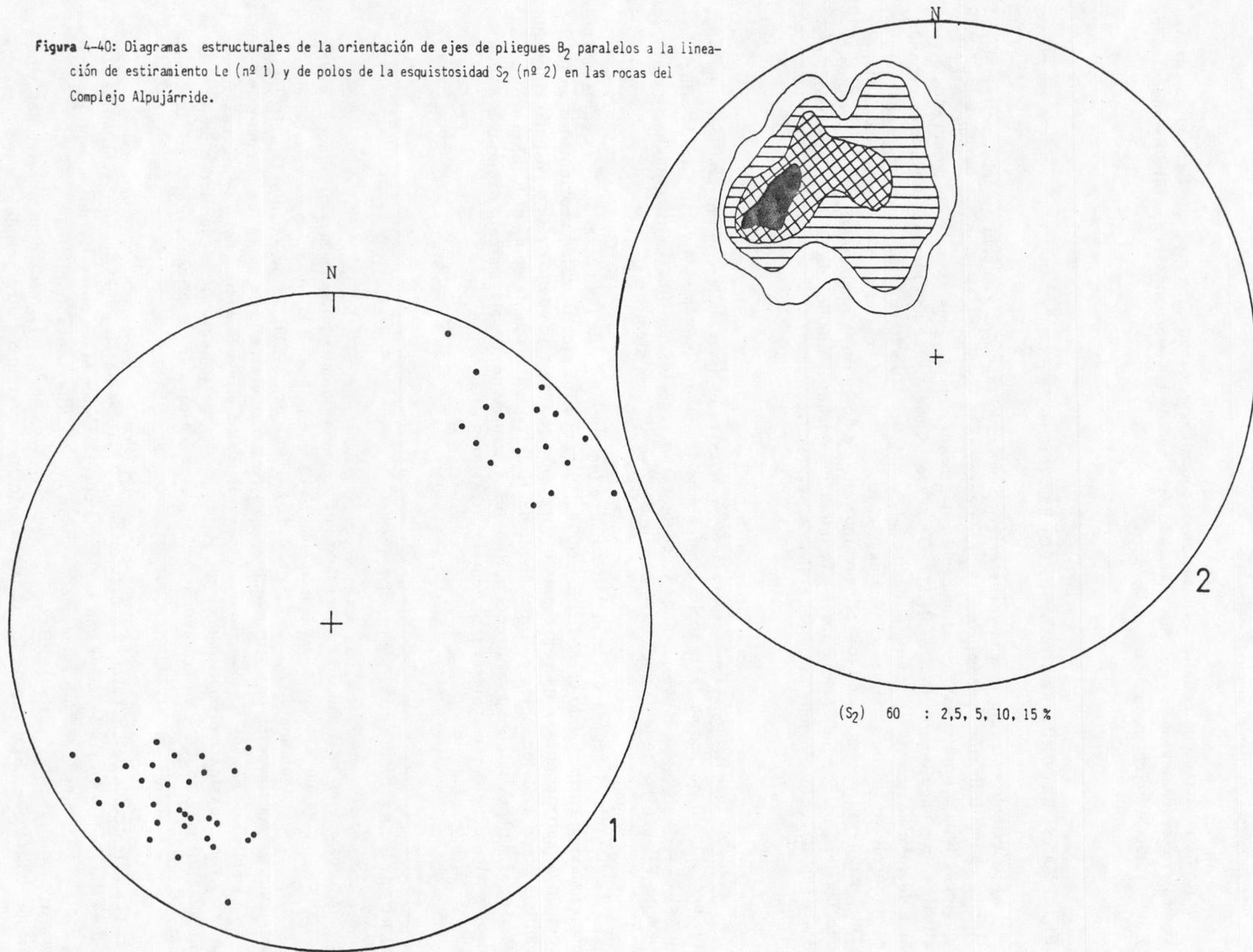
El diagrama 1 representa la distribución de los ejes B_2 y de las pocas Le (L_2) medidas. Tienen un máximo comprendido entre $N40E$ y $N60E$. Dado que los ejes B_2 están reorientados en la dirección de estiramiento, ésta representa la dirección de traslación de los Mantos Alpujárrides durante la etapa de deformación y cizallamiento dúctil D_2 . Recientemente se ha deducido para una etapa similar de traslaciones una dirección $N60-70E$ y sentido de desplazamiento hacia el E en los Mantos Alpujárrides Centrales y Occidentales (CAMPOS et al., 1984).

TERCERA FASE DE DEFORMACION (D_3)

En los cortes realizados he observado la presencia de unos pliegues muy apretados, cerrados a isoclinales que afectan a la esquistosidad S_2 y que pliegan a la lineación de estiramiento Le' . Sus ejes B_3 muestran una dirección aproximada E-W (Figura 4-41). Es destacable la existencia ocasional de una lineación de estiramiento que es perpendicular a los ejes de los pliegues P_3 , aunque en general no es muy intensa. Las charnelas de estos pliegues suelen mostrar ligeras curvaturas, a veces bastante pronunciadas, por su inicio de reorientación hacia la dirección de la lineación de estiramiento Le' ; en la mayoría de los casos los ejes de los pliegues P_3 están poco reorientados.

La orientación de Le' (Figura 4-41) coincide con la orientación de la Lm en las milonitas Nevado-Filábrides y se puede hacer una perfecta correlación de fases entre los dos Complejos por lo que pienso que ambas están relacionadas y que las milonitas Nevado-Filábrides se han podido formar en una fase de cizalla dúctil C_2 correlacionable con la deformación progresiva del Alpujárride durante D_3 . El distinto carácter de la deformación en uno y otro complejo puede estar

Figura 4-40: Diagramas estructurales de la orientación de ejes de pliegues B_2 paralelos a la línea de estiramiento L_e ($n^{\circ} 1$) y de polos de la esquistosidad S_2 ($n^{\circ} 2$) en las rocas del Complejo Alpujarride.



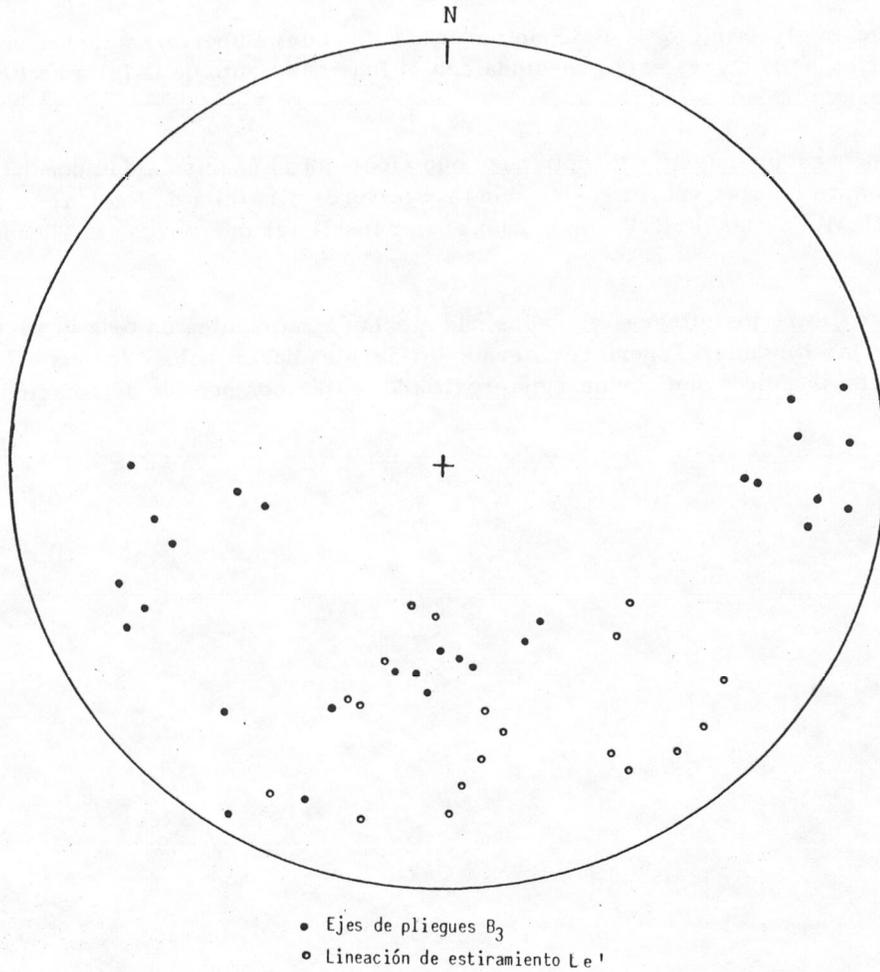


Figura 4-41: Diagrama estructural de ejes de pliegues B₃ y de lineación de estiramiento Le' en las rocas del Complejo Alpujárride.

conectado, además de las diferencias en tamaño de grano comentadas en el apartado 4.2. para las Unidades Inferiores y las Superiores Nevado-Filábrides, con la menor intensidad de la cizalla en el Complejo Alpujárride, que se manifiesta en una menor deformación plástica intracristalina, que tan sólo en algunos niveles llega a ser bastante importante.

FASES DE DEFORMACION TARDIAS (Post-D₃)

No hay muchos datos con respecto a estas fases dado que en los cortes realizados no han aparecido muchos elementos estructurales posteriores a la fase D₃.

Cabe destacar que las rocas alpujárrides en las inmediaciones del contacto Alpujárride/Nevado-Filábride (Falla de Mecina) se encuentran afectadas por texturas extensionales (E.C.E. y B.F.), aunque su efecto está limitado a un espesor de materiales de alrededor de 100 m., considerable-

mente menor que en el Complejo N-F donde todas las Unidades Superiores aparecen afectadas. La formación de estas estructuras está conectada con el funcionamiento de la falla de Mecina, que tiene lugar con posterioridad a la fase D₃.

He observado mesopliegues y micropliegues que afectan a la esquistosidad dominante y que son abiertos y de planos axiales subverticales. Son posteriores a la falla de Mecina, ya que pliegan a las bandas de cizalla de las E.C.E., así como a las superficies que marcan el "boudinage" de la foliación.

Finalmente citaré los pliegues volcados que afectan a materiales de toda la parte Sur del área estudiada desde las Unidades Superiores Nevado-Filábrides hasta incluso los materiales Neógenos que cubren al Alpujarride y que son de eje aproximado N60E, con sentido de rotación al Sur (Figura 4-31),

ETAPAS DE EMPILAMIENTO

Desde las primeras décadas de este siglo se considera que la estructura de las Cordilleras Béticas es el resultado de cabalgamientos de gran escala (BROUWER, 1926). Uno de los temas sometidos a discusión y debate ha sido, desde entonces, la cuestión sobre la dirección y transporte de los mantos sobre el que han investigado y especulado la mayoría de los geólogos que estudian la Zona Bética.

Algunos autores para resolver este problema utilizan criterios paleogeográficos, que dependen principalmente de la distribución de las facies Paleozoicas y Permotriásicas (EGELER y SIMON, 1969; BOURROUILH y GORALINE, 1979). Estos criterios han llevado a controversias importantes, ya que algunos autores (DURAND DELGA, 1966; PAQUET, 1967) deducen un emplazamiento hacia el Sur de los mantos, mientras que otros (EGELER y SIMON, 1969) deducen un emplazamiento hacia el Norte.

Otros autores utilizan criterios de tipo geodinámico (ANDRIEUX et al., 1971; TORRES ROLDAN, 1979). Este último autor sugiere que los Mantos Alpujárrides fueron emplazados hacia el Norte sobre los Nevado-Filábrides debido a deslizamientos gravitacionales inducidos por la elevación diapírica del Manto en la región de Alborán.

La mayoría de los autores han utilizado, sin embargo, criterios de tipo estructural que son menos hipotéticos y por lo tanto menos especulativos. También con estos criterios ha habido controversias entre los diferentes autores probablemente debido a interpretaciones erróneas de los diferentes datos estructurales analizados. Así, KAMPSCHUUR (1972), KAMPSCHUUR y RONDEEL (1975) y VISSERS (1981), a partir de la asimetría y vergencia de los pliegues deducen un sentido de movimiento hacia el Sur. ALDAYA (1969b) y OROZCO (1973) en virtud de la simetría de los pliegues de arrastre en relación a las superficies de corrimiento, o bien en virtud de la geometría de las superficies de corrimiento (ALDAYA, 1970) deducen un sentido de movimiento hacia el Norte. PLATT (1982) es coincidente con estos últimos autores en base a criterios de relación entre estructuras menores y grandes pliegues recumbentes.

Se han utilizado también otro tipo de criterios estructurales, de uso más reciente, que contemplan la existencia de lineaciones de estiramiento que representan la dirección de movimiento de los mantos (ESCHER y WATTERSON, 1974). En este sentido han sido analizadas por PLATT (1982), BEHRMANN y PLATT (1982) y PLATT et al. (1984) milonitas relacionadas con el empilamiento de los mantos y deducen un sentido de transporte hacia el Norte. Recientemente GONZALEZ LODEIRO et al. (1984) han distinguido una serie de estructuras entre las que destaca también una lineación de estiramiento (en los Nevado-Filábrides) de dirección N50-60E y que interpretan como una dirección de traslación con sentido hacia el NE. CAMPOS et al. (1984) distinguen varias etapas de traslación en

los Mantos Alpujárrides, la primera de dirección N60-70E y desplazamiento hacia el E y la segunda, en la que tiene lugar la superposición Alpujárride/Nevado-Filábride, "... con desplazamientos importantes intra-alpujárrides cuya dirección es desconocida, aunque pensamos estarán comprendidos entre N y ENE, con sentido de traslación al N" (CAMPOS et al., op. cit. pág. 17).

En este capítulo se resumen las evidencias de las que se deduce como ha tenido lugar la superposición de unidades en el Complejo Nevado-Filábride, con algunas referencias al empilamiento del Alpujárride.

La pila de materiales nevado-filábrides se consigue en dos etapas principales de cabalgamiento, que ocurren en relación con dos de las fases de deformación de la historia estructural alpina; las que he denominado D_2 y D_m . En la figura 5-1 se resumen las características geométricas y de orientación de las estructuras desarrolladas durante las fases de deformación en cada una de las Unidades.

FASES DE DEFORMACIÓN	UNIDADES INFERIORES			UNIDADES SUPERIORES			UNIDAD DE ALBOLODUY		
	ESTRUCTURAS	ORIENTACION DE EJES	OBSERVACIONES	ESTRUCTURAS	ORIENTACION DE EJES	OBSERVACIONES	ESTRUCTURAS	ORIENTACION DE EJES	OBSERVACIONES
D_1	P_1 isoclinales S_1 : micas en las charnelas P_2	?	"ganchos": P_1 plegados por P_2 . modelo de interferencia 3.	Detectada sólo por una esquistosidad S_1 que es doblada en las charnelas de los P_2 .			P_1 isoclinales S_1 : micas dobladas en las charnelas P_2 .	?	"ganchos": P_1 plegados por P_2 . modelo de interferencia 3.
D_2	P_2 isoclinales (IC a 2), asimétricos S_2 de crenulación subhorizontal. L_2 lineación de estiramiento: L_2 penetrativa en toda la secuencia	N40E a N100E	Ejes reorientados hacia L_2 (pliegues en vaina). Cizalla dúctil heterogénea. S_2 por mecanismo de disolución por presión.	P_2 isoclinales (IC a 2). S_2 de crenulación (bandeado tectónico).	?	La orientación de los ejes es modificada durante la fase D_m .	P_2 apretados a isoclinales. S_2 de crenulación (bandeado tectónico).	N60E	Las estructuras se encuentran en general obliteradas por la fase D_m .
D_3	P_3 cerrados a isoclinales (IC), asimétricos. S_3 de crenulación subhorizontal. L_3 de crenulación e intersección.	N50E a N100E	S_3 bandeado tectónico por mecanismos de disolución por presión. Estructuras generalizadas pero de desarrollo puntual	NO DETECTADA EN EL AREA DE ESTUDIO			NO DETECTADA		
D_m	Sólo afecta a la Unidad del Montenegro en una estrecha banda bajo el contacto con las Unidades Superiores. Las estructuras desarrolladas son similares a las que aparecen en éstas últimas.			P_m isoclinales (IC a 2), asimétricos. S_m foliación milonítica. L_m lineación de estiramiento.	N135E a N200E	Ejes paralelos a L_m (pliegues en vaina). Cizalla dúctil heterogénea. S_m mecanismos de formación plástica "dislocation creep"	P_m cerrados a isoclinales. S_m foliación milonítica. L_m lineación de estiramiento.	B_m : N75E B_m L_m : N165E	Orientación binodal de B_m ; los P_m no reorientados y los S_m reorientados hacia L_m . S_m por mecanismos de deformación plástica "dislocation creep"
D_4 D_5	P_4, P_5 abiertos, "chevron y box folds". S_4, S_5 subverticales de escaso desarrollo.	N90E a N130E	Mesopliegues que no llevan generalmente microplegado asociado.	Pliegues abiertos Esquistosidades incipientes subverticales.	N90E a N130E	Mesopliegues que no llevan generalmente microplegado asociado.	Pliegues abiertos Esquistosidades incipientes subverticales.	N60-90E No detectada.	
D_6	"kink bands"	variable		Meso y macropliegues en rodilla.	N50E a N70E	Invierten la gris en la parte sur del área. No son necesariamente correlacionables con los "kink bands"	Idénticas características que las que muestran las estructuras de esta fase en las Unidades Superiores.		

Figura 5-1: Cuadro que resume las características geométricas de las estructuras desarrolladas en las diferentes fases de deformación en las Unidades Nevado-Filábrides.

La superposición de unidades nevado-filábrides tiene lugar con dos vectores cinemáticos, E-W y NW-SE, que se deducen de la distribución bimodal de la orientación de la lineación de estiramiento en el área estudiada, con máximos en N80E y N145E. Estos máximos pueden ser una consecuencia de la existencia de dos lineaciones de estiramiento que se forman en fases diferentes, D_2 y D_m , respectivamente. Esta conclusión está apoyada por los rasgos microestructurales de las tectonitas que se desarrollan en cada fase, así como por la relación entre las estructuras y la asociación de minerales metamórficos.

5.1 FASE DE CIZALLA C_1 : Apilamientos hacia el E.

En esta fase ocurren cabalgamientos relacionados con la deformación progresiva D_2 , en la que los pliegues son reorientados hacia la lineación de estiramiento L_e , de modo que podemos encontrar pliegues en vaina y pliegues rotados. Esta lineación es una dirección cinemática e indica la dirección de transporte de los mantos (ESCHER y WATTERSON, 1974). Es penetrativa en toda la secuencia del Manto del Veleta y de la Unidad del Montenegro, por lo que es probable que ambos sean alóctonos y cabalgantes respecto de un autóctono no aflorante (PUGA et al., 1974; GONZALEZ LODEIRO et al., 1984).

La lineación de estiramiento L_e es particularmente intensa en el contacto entre la Unidad del Montenegro (Manto del Mulhacén) y el Manto del Veleta, y las microestructuras indican un mayor grado de deformación asociada a ese contacto. La dirección de L_e varía entre N40E y N100E, con un máximo en N80E. Las cuarcitas analizadas en el contacto muestran una orientación de ejes "c" del cuarzo bien desarrollada, con un modelo de fábrica de guirnalda cruzada del tipo I de LISTER (1977). Las fábricas tienen una simetría monoclinica e indican un sentido de movimiento hacia el E para el suprayacente.

Esta lineación no aparece en las rocas de las Unidades Superiores, debido probablemente a que éstas han sido deformadas intensamente durante la fase milonítica D_m ; en ellas la lineación predominante es la L_m (N-S) y las estructuras anteriores son reorientadas hacia la dirección de esta segunda lineación de estiramiento. Se puede comprobar que estas rocas han sido afectadas por la fase D_2 ya que en algún caso se observa una lineación de estiramiento L_e en reliquia y, por otra parte, en otros sectores del Complejo Nevado-Filábride (Sierra de los Filabres Oriental) niveles equivalentes a las Unidades Superiores de este trabajo, cuando no están afectados por la fase milonítica D_m , muestran como estructuras predominantes una foliación S_2 y una lineación de estiramiento L_e (E-W).

En el Complejo Alpujarride existe una lineación de estiramiento con una dirección similar a la observada en el Nevado-Filábride y con una edad relativa verosímilmente semejante (L_2). Esta lineación puede indicar una etapa de traslaciones en el Alpujarride en la misma dirección y puede ser que coetánea con la C_1 en el Complejo Nevado-Filábride. No se puede descartar, por el momento, la hipótesis de superposición Alpujarride/Nevado-Filábride en esta fase, aunque no se han encontrado otros datos que la confirmen. La búsqueda de tales evidencias es particularmente difícil debido a que el contacto actual entre Alpujarrides y Nevado-Filábrides es una falla normal de bajo ángulo, que es probablemente la continuación hacia el E de la Falla de Mecina (ALDAYA et al., 1984).

VISSERS (1981) para una etapa de empilamientos similar a la C_1 -- que este autor denomina T_A -- deduce una dirección NS y sentido hacia el S para el desplazamiento de las Unidades Nevado-Filábrides. Para llegar a esta conclusión utiliza criterios estructurales basados en las vergencias de los pliegues mayores P_2 . Sin embargo, tal como se puede ver en el área de la presente T_e

sis, muy cercana al área investigada por este autor, los ejes de los pliegues P_2 están rotados hacia la dirección de estiramiento y por lo tanto las vergencias son poco significativas y no indican dirección de movimiento, ya que ésta se obtiene justamente por la dirección de los ejes de los pliegues que son paralelos a la lineación de estiramiento.

5.2. FASE DE CIZALLA C_2 : Apilamientos hacia el NW.

Esta fase de cizalla está relacionada con la deformación progresiva durante D_m y afecta de manera importante a las Unidades Superiores Nevado-Filábrides que se empilan sobre las Inferiores. Es posible que también en esta fase se desplacen hacia el N los materiales de la Unidad de Alboloduy y los Alpujárrides.

En las Unidades Superiores se desarrollan milonitas con una foliación plana S_m y una lineación de estiramiento L_m , muy pronunciada. La dirección de la lineación es variable entre SSW y SE, con un máximo en N145E. Las cuarcitas estudiadas muestran también una orientación de ejes "c" del cuarzo bien desarrollada, con fábricas similares a las anteriores, asimétricas, que indican un sentido de movimiento hacia el NW para el suprayacente.

En la Unidad de Alboloduy y en el Complejo Alpujárride es frecuente encontrar pliegues muy apretados, con charnelas orientadas E-W, aunque hay una gran dispersión debido a que son pliegues de charnelas curvas. Ocasionalmente aparece una lineación de estiramiento transversa a dichas charnelas. Estos pliegues son congruentes en edad y orientación con las estructuras miloníticas desarrolladas en las Unidades Superiores Nevado-Filábrides, y es posible que se hayan formado en el proceso que culmina con el empilamiento de los Alpujárrides sobre los Nevado-Filábrides. No obstante, el tipo de deformación en esta fase es diferente, mientras que en las Unidades Superiores predomina la deformación plástica intracristalina, en el Alpujárride las rocas han sido deformadas fundamentalmente por mecanismos de disolución por presión. Algunas rocas Alpujárrides cercanas al contacto Alpujárride/Nevado-Filábride muestran texturas de deformación plástica, que podrían estar relacionadas con las milonitas de la fase D_m en los Nevado-Filábrides. La diferencia en los mecanismos de deformación puede deberse a varios factores, como: diferencias en el tamaño de grano, grado de metamorfismo, o quizás mayormente con distintos valores diferenciales de los esfuerzos de cizalla según el nivel que estudiemos en la secuencia Alpujárride. Por otra parte, es difícil relacionar las estructuras dentro de los Alpujárrides y la Unidad de Alboloduy con las de las Unidades Superiores Nevado-Filábrides, ya que el contacto entre éstas y aquellos, como he dicho anteriormente, es una falla normal de bajo ángulo que modifica las relaciones de cabalgamiento anteriores.

Podemos concluir en este capítulo que la pila de materiales Nevado-Filábrides se consigue en dos etapas principales de cabalgamiento. Una primera etapa, en la que se dan cabalgamientos a escala cortical, con sentido de movimiento hacia el E para el suprayacente, en la que los materiales de alta presión del Manto del Mulhacén se empilan sobre los del Manto del Veleta, de baja presión. En una segunda etapa se dan cabalgamientos que afectan sólo a la parte superior de los Nevado-Filábrides y el sentido de movimiento es hacia el NW para el suprayacente.

6.1. MAGMATISMO PREOROGENICO

En el área estudiada encontramos rocas metamórficas ortoderivadas que son la única evidencia de un magmatismo anterior a la orogenia alpina. Hay dos grupos bien diferenciados en cuanto a naturaleza y origen. Por un lado tenemos las manifestaciones magmáticas que son fundamentalmente de carácter ácido o intermedio y de una edad probablemente tardihercínica, si es que son correlacionables con otras rocas ortoderivadas similares a éstas y bien datadas en otras áreas de la Cordillera. En segundo lugar, las manifestaciones magmáticas de carácter básico que están relacionadas con ultramafitas y que representan probablemente partes de un cortejo ofiolítico desmembrado (PUGA, 1977; PUGA y DIAZ DE FEDERICO, 1984). En la Sierra de los Filabres HEBEDA et al. (1977) han datado el emplazamiento del magma que da origen a rocas básicas similares a éstas y obtienen una edad de 146 ± 3 m.a., por lo que se puede considerar en sentido amplio que este complejo ofiolítico es de edad mesozoica.

MAGMATISMO TARDIHERCINICO

En las Cordilleras Béticas existen varias dataciones sobre rocas ortoderivadas de composición granítica. En la parte oriental de Sierra de los Filabres, PRIEM et al. (1966) obtienen edades de 269 m.a. (Pérmico Inferior) y 240 m.a. (Pérmico Superior) para el emplazamiento del magma originario de rocas de la Formación Nevada. En la parte occidental de Sierra Nevada, PUGA (1971) cita edades de 205 y 215 m.a. para rocas ortoderivadas similares a las anteriores, intercaladas y/o alternantes con rocas de las coberteras del Manto del Mulhacén. Si todas estas dataciones son correctas, (todas han sido realizadas en el mismo laboratorio) parece que el magmatismo tardihercínico se ha desarrollado en un lapso grande de tiempo.

En el área estudiada existen rocas metagraníticas correlacionables tanto con las de la Formación Nevada como con las que encajan en esquistos de las coberteras permotriásicas (Formaciones Tahal y Santillana).

Desde el punto de vista mineralógico, como hemos visto en el capítulo 4, estos granitoides presentan una composición muy parecida en las tres formaciones en que aparecen y se pueden clasificar como granitos de feldespato alcalino. Tan sólo hay que resaltar la presencia en la Formación Nevada de términos menos diferenciados: andesitas y dacitas, aunque en estas rocas las transformaciones mineralógicas durante el metamorfismo han sido más importantes que en los graníticos y sólo se pueden clasificar desde el punto de vista químico.

La representación de los datos químicos en el diagrama AFM nos muestra una tendencia calcoalcalina para la diferenciación de estas rocas (círculos llenos en figura 6-1).

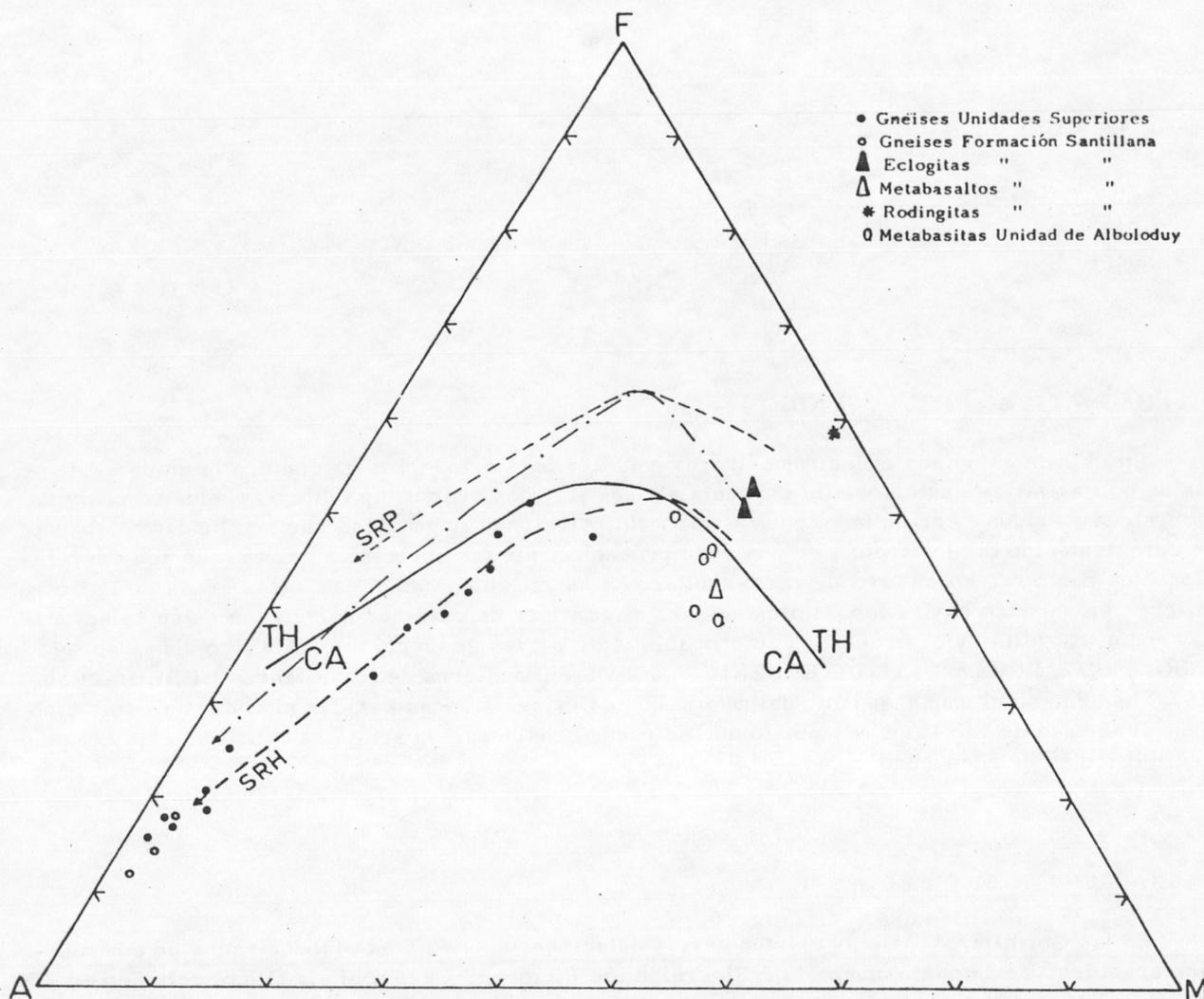


Figura 6-1: Diagrama AFM con la representación de las diferentes metabasitas y gneises analizados. TH = Basaltos toleíticos, CA = Basaltos calcoalcalinos; SRP = Serie de rocas pigeoníticas; SRH = Serie de rocas hipersténicas o calcoalcalinas; la línea de puntos y rayas representa las andesitas no orogénicas de Islandia.

La relación K_2O/SiO_2 (PECCERILLO y TAYLOR, 1976) muestra que estas rocas pertenecen mayoritariamente a la serie calcoalcalina s. str. (Figura 6-2, campo II) o a la serie calcoalcalina rica en K_2O (campo III).

La relación $FeO: MgC/SiO_2$ (MIYASHIRO, 1974) también parece indicar afinidades calcoalcalinas para estas rocas (Figura 6-3).

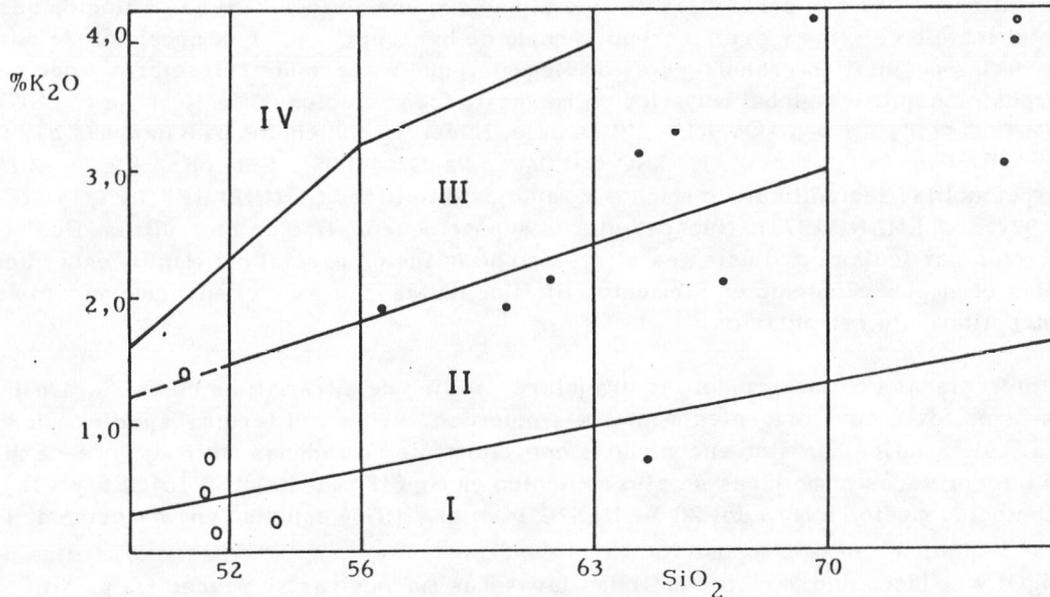


Figura 6-2: Diagrama K_2O/SiO_2 (PECCERILLO y TAILOR, 1976) que discrimina varios campos: I, serie toleítica de bajo % K_2O ; II, serie calcoalcalina s.str.; III, serie calco-alcalina potásica y IV, serie shoshonítica. Los símbolos son los mismos que los de la figura 6-1.

En el diagrama de KUNO (1959) en el que se muestra la variación de los álcalis en función de la sílice, las rocas analizadas caen en el campo de la serie de la hiperstena, considerada por este autor como calco-alcalina (Figura 6-5).

Las rocas más diferenciadas (gneises leucocráticos) han sido clasificadas como granitos de feldespato alcalino (albita-microclina), según la nomenclatura de STRECKEISEN (1976). La clasificación se ha hecho en función de su composición mineralógica ya que ésta no ha sido modificada durante el metamorfismo alpino. En cambio los gneises melanocráticos muestran una recristalización metamórfica importante con abundantes minerales nuevos como epidota, biotita verde y anfíbol verde-azul y por lo tanto la roca ígnea originaria no puede obtenerse a partir de la clasificación modal y hay que recurrir a los datos químicos. En la Figura (6-2) las muestras analizadas caen en los campos de andesitas y dacitas.

El magmatismo tardihercínico es pues de carácter calco-alcalino y aparece la serie de diferenciación casi completa: andesitas-dacitas-riolitas o sus equivalentes plutónicos: dioritas - tonalitas - leucogranitos. En general los términos de composición andesítica son menos abundantes y predominan los términos más ácidos. Esto es así también en el ámbito global del Complejo Nevado-Filábride ya que en la mayoría de las áreas sólo aparecen términos de composición granítica.

MAGMATISMO MESOZOICO

Son de esta edad probablemente las rocas básicas que aparecen como eclogitas y anfibolitas incluidas en cuerpos de ultramafitas en el área estudiada, que a su vez están relacionadas con metapelitas sin grafito de la Formación Santillana.

Las rocas ultramáficas son peridotitas de tipo alpino con una composición mineralógica que consiste fundamentalmente en olivino y ortopiroxeno, propia de harzburgitas. La composición de olivino y ortopiroxeno de las peridotitas granulares es de Mg_{85-89} , que es bastante refractaria y que se refleja en su composición química global muy rica en magnesio (con relaciones $Mg/Mg + Fe \approx 0.85$). Su contenido en $CaO \approx 0.5 - 1$ y $Al_2O_3 = 1 - 2.5$ es bajo. Muestran contenidos bastante más bajos en otros elementos litófilos ($TiO_2 \approx 0.05$, $K_2O \approx 0.04$, $Na_2O \approx 0.05$). Esta composición es similar a la de las peridotitas tectoníticas de muchos complejos ofiolíticos (HIMMELBERG y LONEY, 1973; DICK, 1977; COLEMAN, 1977). Muchos autores suponen que un tipo de roca ultramáfica con una composición tan particular como ésta es el residuo de la fusión parcial del Manto, esta interpretación explica el empobrecimiento en elementos litófilos de las mismas y el enriquecimiento relativo en minerales altamente refractarios.

Existen intercaladas con las peridotitas granulares un tipo de ultramafitas con textura palmeada, similar a la "spinifex"; cuyo origen es mucho más polémico. Rocas con textura "spinifex" de composición máfica y ultramáfica han sido encontradas especialmente en cadenas antiguas (pre-cámbricas). Han sido interpretadas como lavas de alto contenido en Mg ("Komatiitas", VILJOEN y VILJOEN, 1969) con un contenido medio en MgO del 20%. NISBET et al. (1977) estudian una sucesión de lavas con texturas "spinifex" cuya composición varía desde andesitas (4% MgO) hasta komatiitas peridotíticas (32% MgO) y deducen que para producir las lavas más magnésicas se requeriría un alto grado de fusión parcial (33-55%) si se parte de un Manto con contenido en MgO de alrededor del 40%. Algunos modelos físicos sobre el origen de estas lavas exigen profundidades de formación de 150 Km o más, a temperaturas de 1600-2000 °C.

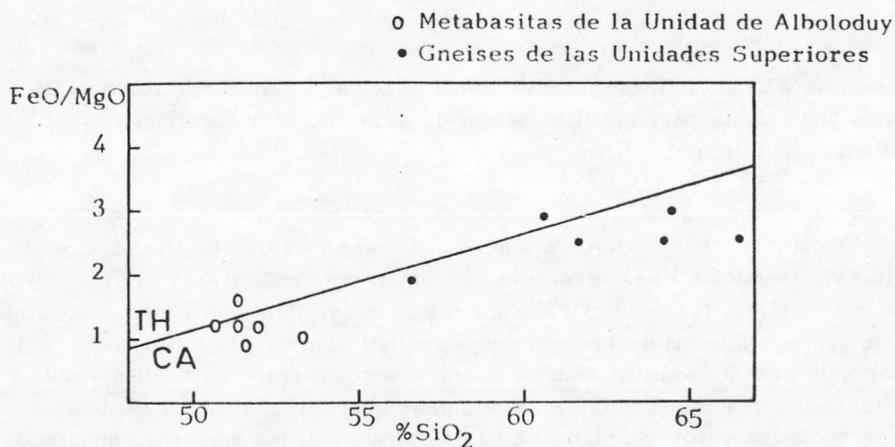


Figura 6-3: Diagrama FeO/MgO - SiO₂ (MIYASHIRO, 1974) que marcan la diferenciación entre basaltos toleíticos y calcocalcalinos en función de estos óxidos.

Las ultramafitas con textura "spinifex" en el área de la presente Tesis, muestran contenidos en MgO mucho más altos que las estudiadas por los anteriores autores, con valores de alrededor del 35%, valores que si son recalculados anhidros aumentan hasta el 37% de manera que si el Manto probable fuente de estas rocas tuviese una composición del 40% MgO serían necesarias unos mayores porcentajes de fusión parcial que implicarían unas temperaturas altísimas, superiores a los 2000 °C deducidos para una fusión parcial del 55% (CAWTHORN, 1975). Esta composición del Manto es probable a la vista de la composición de las ultramafitas granulares (40-45% MgO) que como hemos dicho representan el residuo refractario enriquecido relativamente en MgO respecto del Manto original. No obstante son necesarios más datos analíticos y estudio textural de este tipo de rocas en otros afloramientos mejor representados para resolver con más garantías el problema. Es-

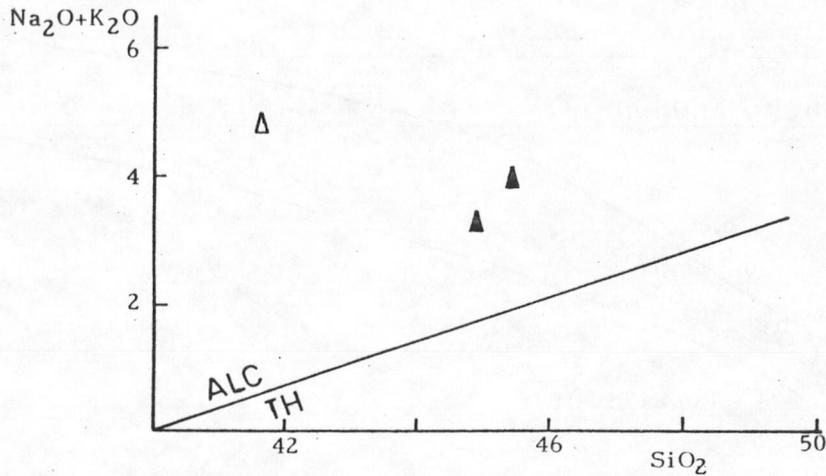


Figura 6-4: Distribución de las metabasitas de la Formación Santillana analizadas en el diagrama de KUNO (1960). Triángulos = metabasaltos; triángulos llenos = eclogitas.

to se está llevando a cabo en un afloramiento (Cerro del Almirez) en un área cercana a la de la presente Tesis (BURGOS et al., 1980; MORTEN y PUGA, 1984; PUGA et al., en preparación).

En los cuerpos de ultramafitas encontramos diques de metabasitas que muestran contactos intrusivos primarios (márgenes enfriados). Estas rocas se pueden interpretar en términos de una secuencia ofiolítica como parte de los enjambres de diques comunes en las partes altas de la secuencia pero que comunmente se extienden hacia los cumulos gabro-peridotita (PARROT, 1973), lo que indica que el foco magmático de los diques no es el mismo que el de gabros y peridotitas. En el caso que nos ocupa, los diques afectan a la parte más basal de la secuencia ofiolítica, las peridotitas residuales. La intrusión de diques básicos en estas rocas se puede comprender si consideramos que éstas representan porciones del manto residual más antiguas que el resto de la secuencia ofiolítica que se han movido tectónicamente para formar la base sobre la que se desarrolla el resto de la secuencia (COLEMAN, 1977).

Las características mineralógicas de las metabasitas han sido descritas ampliamente en capítulos precedentes. Son rocas que han sufrido profundas transformaciones mineralógicas durante el metamorfismo alpino, desde una paragénesis eclogítica hasta una paragénesis anfibolítica. Su composición química es probable que haya variado también especialmente en lo que se refiere a sus elementos mayoritarios más móviles. Esta variación en la composición química a veces es extrema de manera que se obtienen unas rocas completamente diferentes de las que cabría esperar a partir del metamorfismo isoquímico de una roca básica; este es el caso de las rodingitas, que se producen durante el proceso de serpentinización de las ultramafitas encajantes con un aumento considerable del contenido en CaO y una disminución de la sílice.

Datos químicos: Se han analizado las composiciones químicas de 3 metabasitas y 1 rodingita. De las metabasitas, una de ellas es un metabasalto (SLL-11) y las otras son eclogitas parcialmente anfibolitizadas (MN-3, MN-17).

La composición química global de las 3 metabasitas es semejante a la de un basalto. La repre-

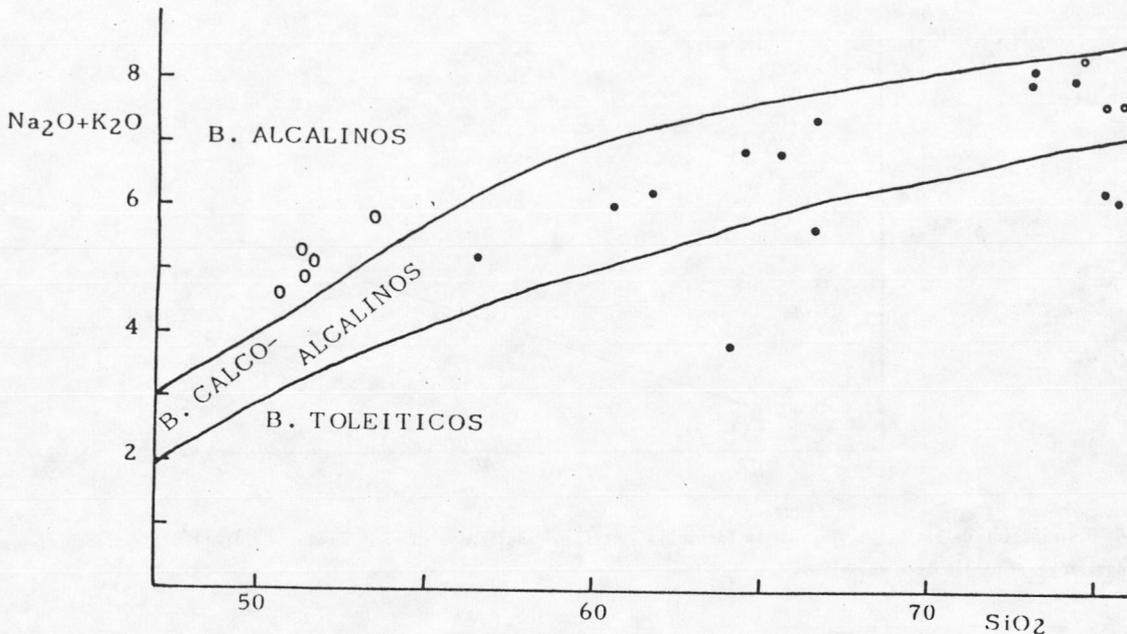


Figura 6-5: Distribución de las metabasitas de la Unidad de Alboloduy (elipses), de los gneises de las Unidades Superiores (círculos llenos) y de los gneises de la Formación Santillana (círculos) en el diagrama de KUNO (1959).

sentación de estos análisis en el diagrama AFM muestra afinidad con los basaltos toleíticos de los dos eclogitas mientras que el metabasalto cae en el campo de los basaltos alcalinos (Figura 6-1).

En el diagrama de KUNO (1960) las rocas muestran en cambio afinidad con los basaltos alcalinos (Figura 6-4). Su norma C.I.P.W. muestra la existencia de nefelina + olivino ($\text{Ne} = 4.8\%$) que puede indicar que son basaltos alcalinos con olivino (YODER y TILLER, 1962).

Los resultados contradictorios a que se llega a partir de los elementos mayoritarios pueden ser debidos a variaciones en los mismos durante el metamorfismo. En estas variaciones no sólo hay que tener en cuenta la movilidad de los elementos de la propia roca básica sino también la incorporación de otros desde la roca encajante que en el caso que nos ocupa puede ser muy importante (rodingitización). En este sentido cabe destacar que la muestra SLL-11 a pesar de conservar la textura de un basalto y sin llegar a ser una rodingita (como SLL-19) parece haber sufrido parcialmente este proceso ya que muestra un alto contenido en CaO (15 %) y un % SiO_2 de 41.5 %, propio de una roca ultrabásica. Las eclogitas (MN3 y MN17) parecen ser las rocas que menos variación química han sufrido durante el metamorfismo.

En vista de estas dificultades es necesario analizar los contenidos en elementos minoritarios y en traza, muchos de los cuales han sido considerados por los geoquímicos y petrólogos como inmóviles o poco móviles durante el metamorfismo por lo cual nos pueden dar una información más fiable sobre el origen de estas rocas.

En el diagrama P_2O_5 (% en peso)/Zr (p.p.m.) de WINCHESTER y FLOYD (1976) todas las muestras presentan afinidades con los basaltos alcalinos incluida la rodingita (SLL-19), (Figura 6-6).

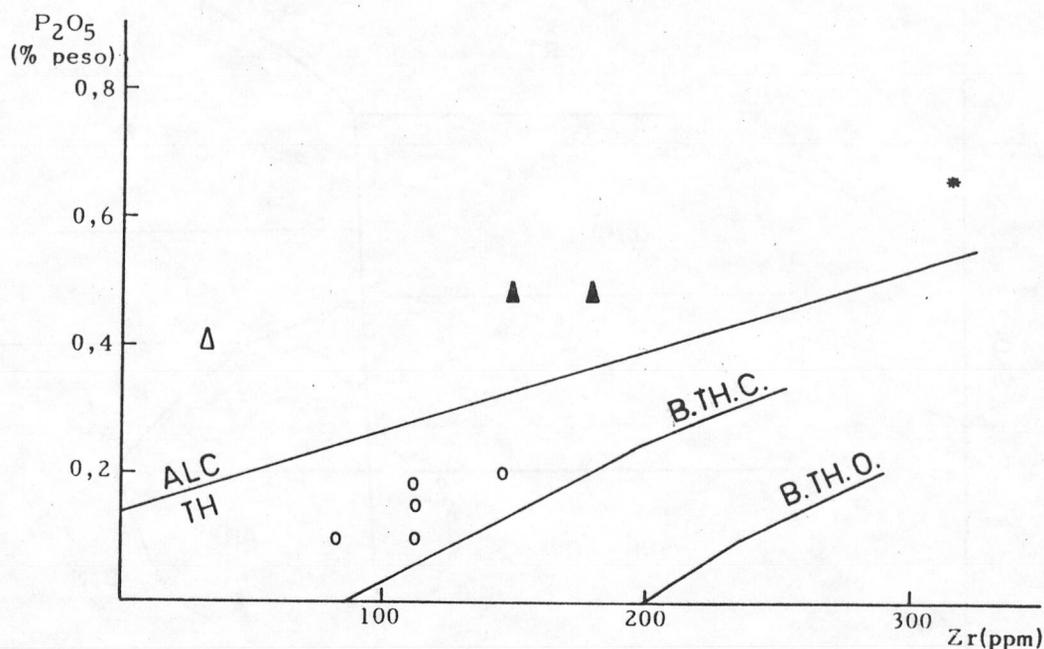


Figura 6-6: Distribución de las muestras en el diagrama P_2O_5/Zr (WINCHESTER y FLOYD, 1976). Elipses = metabasitas F. Alboloduy; triángulos = metabasaltos F. Santillana; triángulos llenos = eclogitas; asteriscos = rodingitas.

El diagrama $SiO_2 - Nb/Y$ muestra la relación entre la acidez (% SiO_2) y la relación Nb/Y , que es considerada por muchos autores (entre ellos, PEARCE y CANN, 1973) como un índice de la alcalinidad. Las rocas analizadas caen en el campo de los basaltos alcalinos o bien en una zona transicional entre estos y los basaltos sub-alcalinos (Figura 6-7).

En lo que se refiere al contexto geológico en que se han formado los magmas originales: PEARCE y CANN (1973) han utilizado análisis de elementos en traza (Ti, Zr, Nb, Sr, Y) para caracterizar la situación tectónica de magmas de composición basáltica.

En el diagrama Ti/Zr estos autores representan los campos propios de basaltos de tres situaciones diferentes: basaltos de fondo oceánico, toleitas de bajo % K_2O y basaltos calcoalcalinos. Las muestras analizadas caen fuera de los 3 campos (Figura 6-8) debido probablemente a que no son comparables con ninguno de ellos.

En cambio en el diagrama triangular $Ti/100, Zr, Y \cdot 3$ (Figura 6-9) las muestras analizadas, incluida la rodingita, caen en el campo de los basaltos de intraplaca (basaltos continentales o de islas oceánicas). La muestra SLL-11 (metabasalto) cae fuera de todos los campos que se discriminan. Igual ocurre en el diagrama de PEARCE y NORRY (1979) donde las eclogitas y la rodingita caen en el campo de los basaltos continentales (Figura 6-10).

En definitiva, los datos analíticos parecen indicar que las metabasitas son rocas que proceden de basaltos alcalinos probablemente de origen continental, algunos de ellos con características transicionales a basaltos sub-alcalinos. Aunque esto podría no ser consecuente con los modelos geodinámicos que invocan la formación de un suelo oceánico, es probable que en el caso de las Cordilleras Béticas el proceso de oceanización haya sido inmaduro y las rocas bajo consideración se han podido formar en un rift con poca extensión (ver PUGA, 1977 y PUGA y DIAZ DE FEDERICO, (1984a).

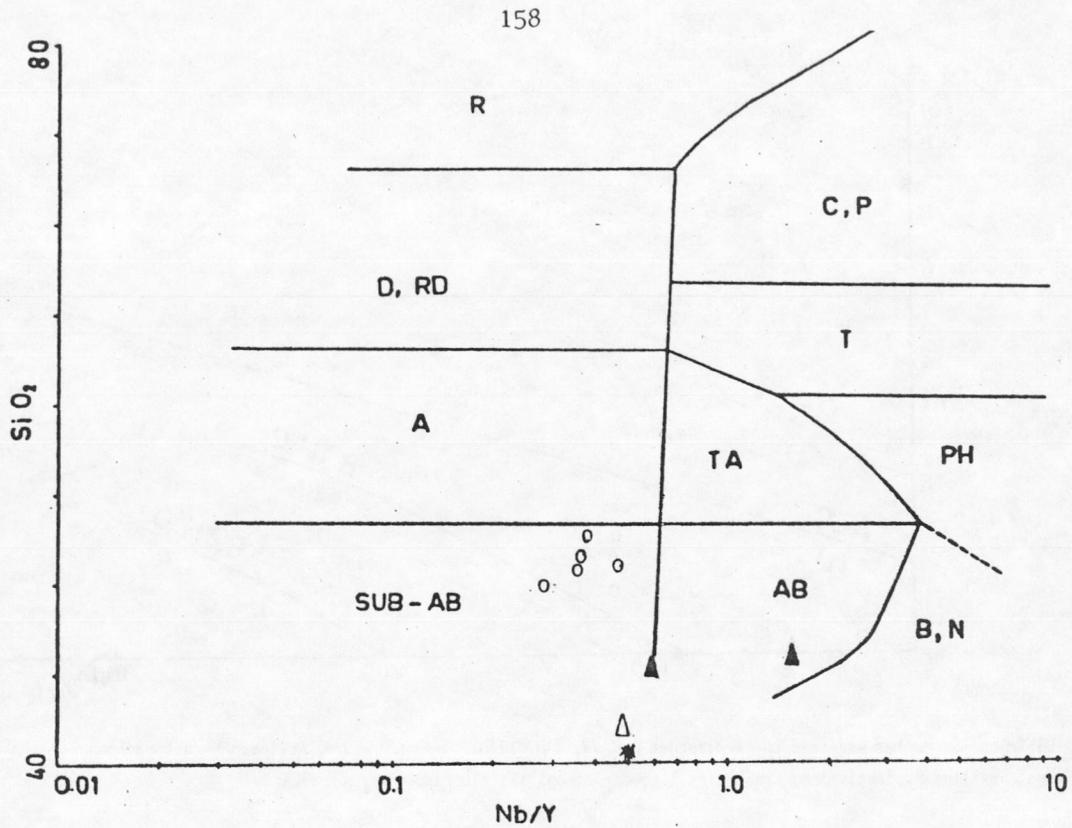


Figura 6-7: Diagrama de clasificación de rocas que muestra la relación $\text{SiO}_2 - \text{Nb/Y}$ con la representación de las muestras analizadas. Los símbolos son los mismos que en la figura 6-6.

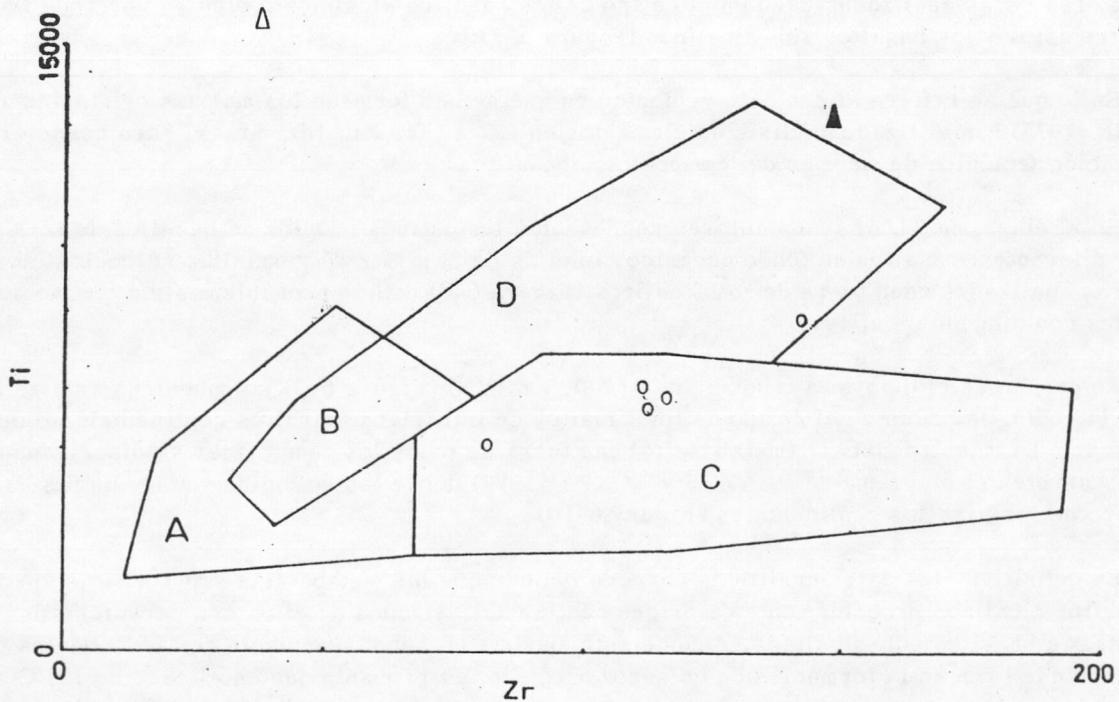


Figura 6-8: Diagrama discriminante para Ti y Zr de PEARCE y CANN (1973). D y B = basaltos de fondo oceánico; A y B = toleitas pobres en potasio; B y C = basaltos calcoalcalinos; elipses = metabasitas de la F. Alboloduy; triángulos = metabasaltos de la F. Santillana; triángulos llenos = eclogitas.

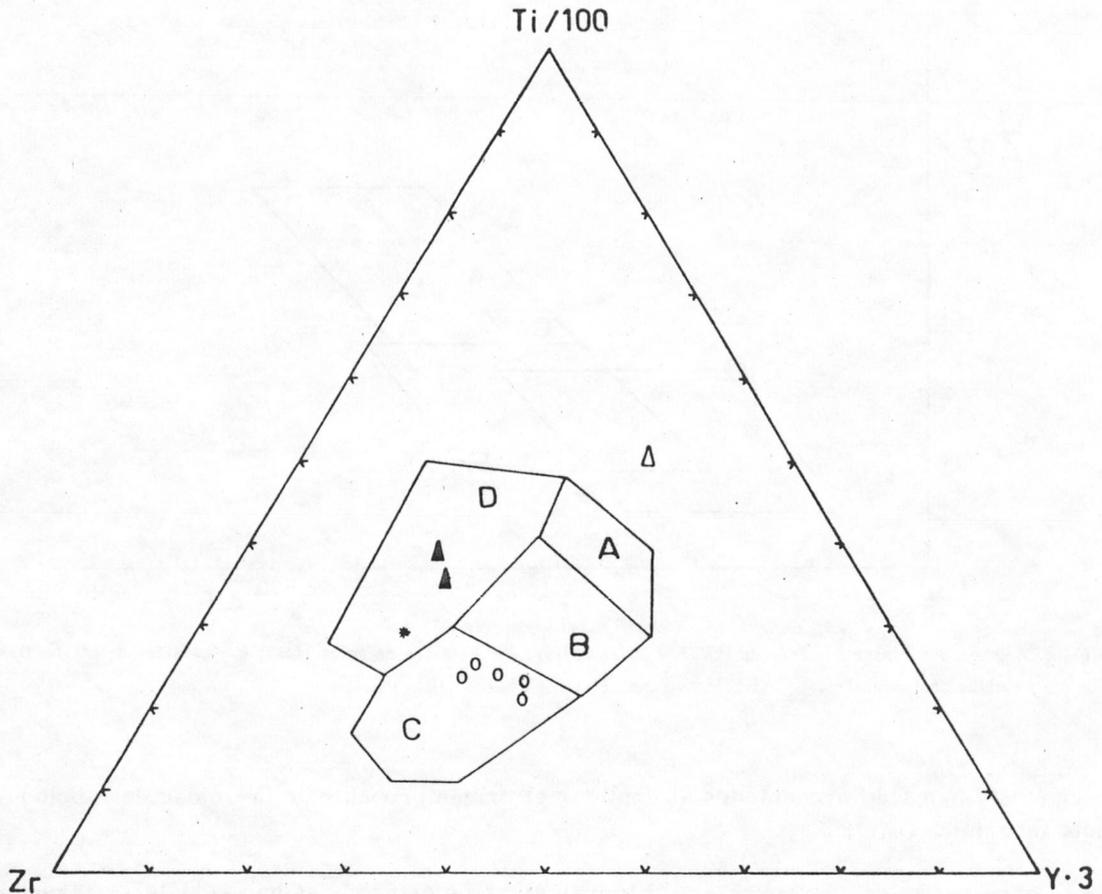


Figura 6-9: Diagrama triangular Ti-Zr-Y de PEARCE y CANN (1973). A y B = toleitas pobres en K; B = basaltos de fondo oceánico; C = basaltos calcoalcalinos; D = basaltos de intra-placa (continentales o de islas oceánicas). Elipses = metabasitas de la Formación Alboloduy; triángulos = metabasaltos F. Santillana; triángulos llenos = eclogitas; asteriscos = rodingitas.

La afinidad toleítica que muestra el diagrama AFM para algunas de estas rocas (Figura 6-1) puede ser debida a un enriquecimiento en FeO durante el metamorfismo. Esto ha sido comprobado, por otra parte, en otras áreas del Complejo Nevado-Filábride en las que junto a las rocas eclogíticas aparecen sus protolitos en una reliquia que se ha librado del metamorfismo (MORTEN et al. en preparación).

Cabe destacar finalmente que la rodingita analizada, si bien muestra una gran variabilidad en cuanto a sus componentes mayoritarios, sus elementos minoritarios aparecen en una concentración muy similar a la de las metabasitas.

6.2. MAGMATISMO SIN-OROGENICO

Aunque no se poseen dataciones radiométricas sobre las metabasitas de la Formación Alboloduy he considerado que las rocas originarias se han formado durante un periodo de magmatismo en relación con la orogenia alpina. Los argumentos han sido de tipo tectonometamórfico y también

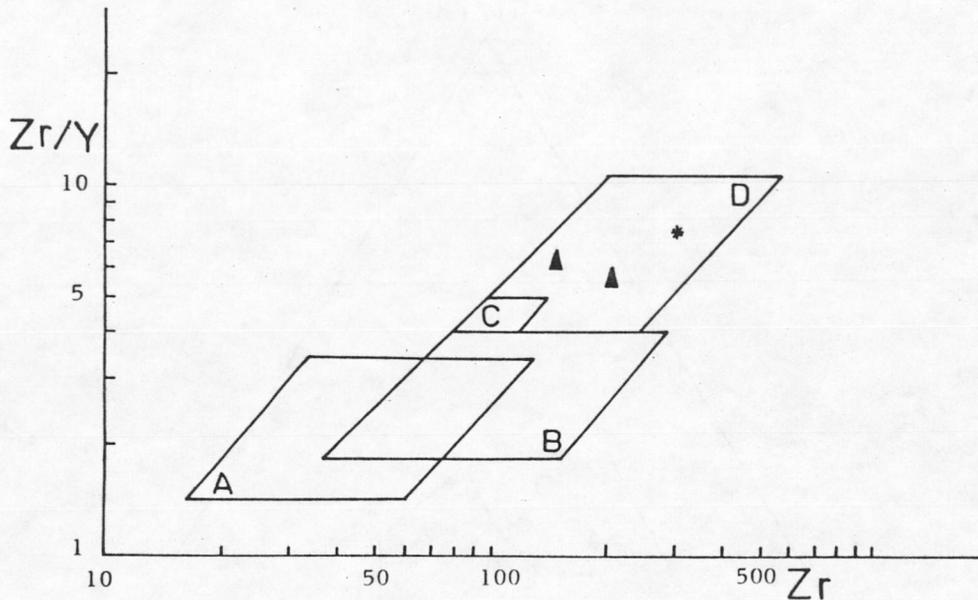


Figura 6-10: Diagrama discriminante Zr/Y de PEARCE y NORRY (1979). A = basaltos de arcos islas; B = basaltos de cresta atlántica, C + D = basaltos continentales. Los símbolos como en la figura 6-9.

geodinámicos y han sido presentados al explicar el origen probable de la Unidad de Alboloduy en su conjunto (apartado 4.4.).

Las características geométricas y mineralógicas de estas rocas han sido descritas en el capítulo 4. Se trata de cuerpos que muestran estructuras que indican una relación de intrusión primaria con sus rocas encajantes (márgenes enfriados). Su mineralogía ha sido transformada durante el metamorfismo alpino; que, aunque ha sido de grado bajo en estas rocas, ha borrado todas las reliquias de sus minerales máficos más significativos de manera que el protolito ígneo no puede ser clasificado desde un punto de vista modal, y al igual que las metabasitas anteriores hay que utilizar los datos de análisis químico.

Datos químicos: Se han analizado las composiciones químicas de cinco metabasitas: dos de ellas pertenecientes al centro de los cuerpos (OHA-7 y OHA-17) y tres (OHA-1, OHA-13 y OHA-20) de las zonas marginales de grano fino.

ELEMENTOS MAYORITARIOS: Las conclusiones a las que se llega a partir de los elementos mayoritarios son bastante coincidentes en las 5 muestras y son confirmadas por los elementos minoritarios. No parece haber una diferencia de composición importante, lo cual era de esperar, entre los dos tipos texturales analizados. En el diagrama AFM (Figura 6-1) las muestras caen por debajo de la línea de separación entre los basaltos toleíticos y los calcoalcalinos.

La relación K_2O/SiO_2 (PECCERILLO y TAYLOR, 1976) muestra que la mayoría de las rocas pertenecen a la serie calcoalcalina s.str. (campo II, Figura 6-2) o a la serie toleítica de bajo % K_2O (campo I).

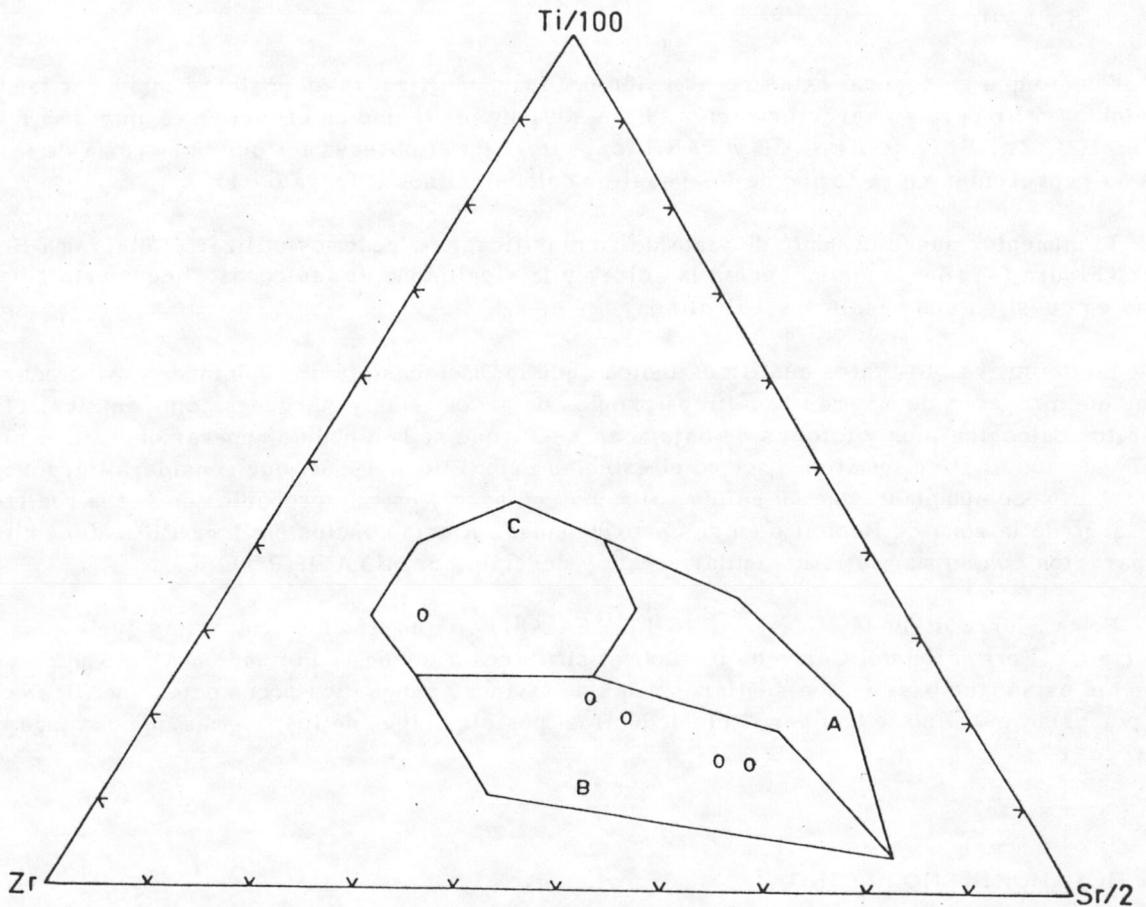


Figura 6-11: Diagrama triangular Ti - Zr - Sr de PEARCE y CANN (1973). A = toleitas pobres en potasio; B = basaltos calcoalcalinos; C = basaltos de fondo oceánico. Se representan sólo los análisis de metabasias de la F. Alboloduy.

El diagrama Feo/MgO - SiO₂ (MIYASHIRO, 1974) también muestra en general un carácter calcoalcalino para estas rocas (Figura 6-3).

Por lo que respecta a los elementos mayores, únicamente en el diagrama de KUNO (1959) las rocas aparecen en el campo de los basaltos alcalinos aunque muy cerca del límite con el campo de los calcoalcalinos, lo que es explicable con ligeros enriquecimientos en Na₂O de estas rocas durante el metamorfismo (Figura 6-5).

ELEMENTOS MINORITARIOS: Su cantidad relativa en estas rocas confirma las afinidades deducidas a partir de los elementos mayoritarios.

El diagrama de WINCHESTER y FLOYD (1976) muestra que las rocas caen en el campo de los basaltos no alcalinos, concretamente en el campo de las toleitas continentales (Figura 6-6).

En cuanto a su representación en los diagramas discriminitorios de PEARCE y CANN (1973) las muestras caen en todos los casos en los respectivos campos de los basaltos calcoalcalinos (Figuras 6-8 y 6-9).

Puesto que en general estas rocas están poco metamorfizadas es posible considerar también el contenido en Sr para su caracterización. Este elemento es tenido en cuenta en el diagrama triangular Ti/100, Zr, Sr/2 de PEARCE y CANN (op. cit.). En el observamos que la mayoría de las muestras se representan en el campo de los basaltos calcoalcalinos (Figura 6-11).

Finalmente, desde el punto de vista de su clasificación, podemos utilizar el diagrama SiO₂ - Nb/Y (Figura 6-7) que tiene en cuenta la acidez y la alcalinidad de las rocas. Según esta relación, las rocas en cuestión son basaltos subalcalinos.

En definitiva, los datos analíticos indican que las metabasitas de la Unidad de Alboloduy son rocas que proceden de magmas basálticos propios de arcos islas y márgenes continentales activos (basaltos calcoalcalinos y toleitas de bajo % en K₂O), que se han podido generar durante el proceso de subducción. Este magmatismo, como el estudiado por PUGA (1980), que considera intraorogénico, es tan poco abundante que su salida, al menos en parte, es muy probable que pueda realizarse a lo largo de la zona de Benioff o en sus proximidades. A esta conclusión llega PUGA (op. cit.) por comparación con un magmatismo similar a éste y descrito por MIYASHIRO (1967).

En la Sierra de Baza, GOMEZ PUGNAIRE (1981) cita un tipo de metabasitas que encajan en materiales (Formación del Cerro de los Lobos) similares a los de la Formación Alboloduy. Probablemente estas metabasitas son similares a las de Ohanes, aunque los pocos datos analíticos obtenidos por esta autora no le han permitido deducir el posible origen de los magmas que dan lugar a estas rocas.

6.3. METAMORFISMO ALPINO

Las reliquias de minerales y estructuras que son de edad probablemente prealpina son escasas en el área de la presente Tesis. Su descripción y evolución han sido explicadas en el capítulo anterior. En otras áreas de Sierra Nevada, la paragénesis prealpina se encuentra mejor conservada (PUGA et al., 1975; PUGA y DIAZ DE FEDERICO, 1976a) y puesto que no se aportan nuevos datos sobre este acontecimiento prealpino, no insistiré más sobre ello en este capítulo.

La evolución de los materiales Nevado-Filábrides durante la orogenia alpina ha sido y está siendo estudiada ampliamente por diferentes autores en diversas áreas de la Cordillera. NIJHUIS (1964), en la parte oriental de Sierra de los Filabres, concluye que el metamorfismo alpino es plurifacial con una evolución en cuatro estadios sucesivos, los dos primeros de carácter sincinemático y los dos últimos de carácter estático. El estadio 1 en facies de esquistos de glaucófana. El estadio 2 en facies de esquistos verdes (subfacies almandino - epidota - albita - cuarzo). El estadio 3 en facies de esquistos verdes (subfacies clorita - moscovita - albita - cuarzo). El estadio 4 en facies de anfibolitas almandínicas. PUGA (1971), PUGA y DIAZ DE FEDERICO (1976b) y DIAZ DE FEDERICO (1980) en las partes central y occidental de Sierra Nevada establecen una evolución durante la orogenia alpina similar a la expuesta por el anterior autor, que se inicia con un acontecimiento eoalpino, caracterizado por la facies de los esquistos verdes glaucofaníticos, seguido por un acontecimiento alpino s.str., que es progresivo desde la facies de las anfibolitas epidóticas hasta la facies de las anfibolitas almandínicas. Entre ambos acontecimientos tiene lugar una fase de metamorfismo retrógrado en facies de esquistos verdes. En el área de Sierra Nevada afloran materiales que no se encuentran en Sierra de los Filabres Oriental; pertenecen al Manto del Veleta, con una evolución di-

ferente a la descrita (correspondiente al Manto del Mulhacén de PUGA et al., 1974). En ellos la orogenia alpina se inicia con un acontecimiento eoalpino, en facies de esquistos verdes y continúa con un acontecimiento alpino s. str., progresivo desde la facies de esquistos verdes hasta la facies de las anfibolitas epidóticas. GOMEZ PUGNAIRE (1981) llega a conclusiones similares a las de NIHJUIS (op. cit.) sobre el metamorfismo alpino del Complejo Nevado-Filábride en la Sierra de Baza; sin embargo, diferencia también dos basamentos con características similares a los descritos por PUGA et al. (op. cit.).

En el área estudiada en la presente Tesis, el metamorfismo alpino afecta de manera desigual a las diferentes unidades tectónicas contempladas y su evolución será analizada separadamente para cada una de ellas. Con los datos obtenidos se ponen de manifiesto algunas diferencias con las interpretaciones de la evolución metamórfica del Complejo Nevado-Filábride en otras áreas, que serán resaltadas a continuación.

6.3.1. MANTO DEL VELETA

Tal como hemos visto en la descriptiva del capítulo 4, el metamorfismo alpino se ha desarrollado en varios acontecimientos cada uno de ellos relacionado con una fase de deformación. La atribución de los diferentes minerales a cada acontecimiento metamórfico la he realizado mediante criterios texturales, en base a su relación con los diferentes elementos estructurales que aparecen en las rocas.

PRIMER ACONTECIMIENTO METAMORFICO (M_1)

Los materiales del Manto del Veleta son fundamentalmente de naturaleza pelítica y psamítica y son pocos los testimonios de minerales que se hayan formado en este acontecimiento ya que la blastesis durante el segundo (M_2) es muy importante y borra casi completamente las paragénesis y estructuras anteriores.

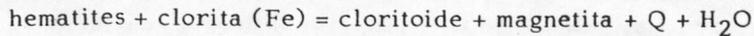
Se forman mica incolora y cuarzo desde el comienzo del acontecimiento probablemente por recristalización de los filosilicatos y el cuarzo que constituían las foliaciones prealpinas (encontradas como reliquias fosilizadas en los cloritoides) y como consecuencia de la formación de la primera esquistosidad alpina S_1 .

El cloritoide es un mineral abundante en esquistos de composición adecuada. Se forma en este primer acontecimiento y permanece estable a lo largo de casi toda la historia metamórfica, durante la cual recrece o se forma de nuevo en las diferentes fases de blastesis hasta que se inestabiliza durante la fase de cizalla dúctil y empilamiento C_1 . Con el granate ocurre algo similar, si bien su abundancia relativa es inversa, ya que en el primer acontecimiento predomina el cloritoide, mientras que en el segundo la cantidad modal de granate es más importante.

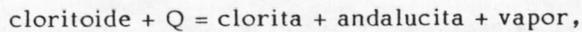
El CLORITOIDE se ha podido formar a partir de la clorita y pirofilita según la reacción propuesta por HOSCHEK (1969):

clorita + silicato-Al (caolinita, pirofilita) = cloritoide + Q + vapor equilibrio que ha sido estudiado también por FREY (1972) y FREY y WIELAND (1975).

THOMPSON y NORTON (1968) proponen otra reacción de formación del cloritoide:



La curva de la primera reacción, contenida en HOSCHEK (1969), es casi independiente de la presión y tiene lugar a 425 °C. A más altas temperaturas se daría la reacción:



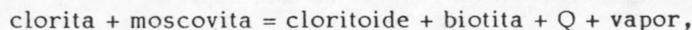
el hecho de que no encontremos ni distena ni andalucita en estas rocas puede estar conectado con la total transformación de la pirofilita en cloritoide y/o con la permanencia dentro de ese ámbito de bajas temperaturas.

Otra reacción propuesta por HOSCHEK (1969): clorita + moscovita = cloritoide + biotita + Q + H₂O, parece no haberse dado en el área estudiada. La rara aparición de la asociación cloritoide + biotita (HOSCHEK, 1967; ALBEE, 1965; CHINNER, 1967) parece indicar que esta reacción tiene lugar a las temperaturas más altas de la facies de esquistos verdes, cerca del límite de estabilidad del cloritoide. Esto se confirma en el área de la presente Tesis, ya que en las rocas del Manto del Veleta no aparece biotita coexistente con cloritoide.

La reacción: clorita + paragonita + cuarzo = cloritoide + albita + vapor (también en HOSCHEK, 1969) no parece haberse dado tampoco durante la formación del cloritoide, ya que la paragonita es estable y cloritoide y albita no aparecen nunca coexistentes. Normalmente tenemos la asociación cloritoide + paragonita o albita + paragonita, pero nunca los tres coexistiendo de forma estable CHINNER (1967) indica que la asociación albita + cloritoide puede aparecer en la parte alta de la facies de esquistos verdes, por lo tanto la reacción anterior se da a esas temperaturas. En el área estudiada, las rocas del Manto del Veleta se han mantenido por debajo de ellas durante el primer acontecimiento metamórfico alpino M₁.

El GRANATE es escaso con texturas indicativas de su formación en este acontecimiento. Tan sólo encuentro algunos cristales rodeados por la S₂ y cuyas fábricas internas no coinciden con la externa, y no podemos descartar la posibilidad de que sean granates de fase D₂ rotados durante la deformación progresiva. Granates más claros del primer episodio son aquellos que se encuentran incluidos en albitas rotacionales sin-S₂, que aparecen rodeados por la fábrica interna. De cualquier manera parece que la formación de este mineral en el primer acontecimiento es menos importante que en el segundo. Las reacciones que dan lugar al granate en estas rocas se discutirán para los de segunda fase en las páginas que siguen.

En resumen, durante el primer acontecimiento metamórfico las rocas del Manto del Veleta han estado sometidas a las condiciones termo-dinámicas propias de la facies de esquistos verdes, a temperaturas más altas que las propias de la zona de la clorita, que se inestabiliza en favor del cloritoide y el granate, probablemente mayores de 425°C y sin alcanzar las propias del equilibrio:



que, como hemos dicho anteriormente, progresa hacia la derecha en las temperaturas más altas de la facies de los esquistos verdes. Por cuanto respecta a las condiciones de presión reinantes los datos obtenidos son nulos ya que no existen minerales indicativos sensibles a esta variable.

SEGUNDO ACONTECIMIENTO METAMORFICO (M₂)

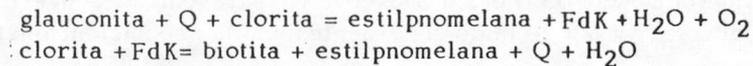
En este acontecimiento se desarrolla una serie de minerales en dos fases de blastesis principales que tienen características sincinemáticas y posteriormente estáticas. Estos minerales son re-tromorfizados, especialmente los ferromagnesianos, a clorita durante la fase de cizalla dúctil C₁. Se forma la siguiente asociación de minerales: moscovita, paragonita, cuarzo, cloritoide, granate, estipnomelana, albita (en las rocas sin cloritoide), biotita (en rocas sin cloritoide ni estipnomelana).

El CLORITOIDE es minoritario y se limita a algunos cristales helicíticos, post-S₂. Esto se debe probablemente a la mayor cristalización de este mineral en el primer acontecimiento y a su estabilidad a lo largo de la historia metamórfica, que ha agotado casi todos los productos reactivos capaces de dar cloritoide.

La ALBITA se forma especialmente en este acontecimiento y no se ha encontrado cristalización de este mineral en fases más antiguas. El mineral base para su formación es la mica incolora, probablemente debido a un proceso de feldespatización isoquímico (GOMEZ PUGANIRE, 1981) por el que la mica incolora se transforma en plagioclasa dentro de su campo PT de estabilidad, en el cual juega un papel importante la actividad de los alcalinos en la fase fluida durante M₂.

La ESTILPNOMELANA es un mineral que aparece ampliamente distribuido en toda la secuencia del Manto del Veleta. Se forma en dos fases de blastesis, una sincinemática y otra estática, durante M₂. Según FREY (1970) este mineral es común en las rocas de grado muy bajo, de especial composición, tales como horizontes glauconíticos y de hierros oolíticos. Suele aparecer a aproximadamente las mismas condiciones que pirofilita y paragonita en las rocas de otras composiciones. En las rocas del área estudiada coexisten paragonita y estilpnomelana.

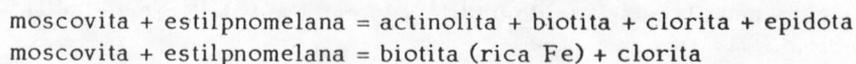
FREY et al. (1973) han supuesto para la primera aparición de estilpnomelana en metasedimentos las siguientes reacciones:



No obstante, estas reacciones, deducidas por este autor según análisis petrográficos, implican que la fengita está ausente de tales rocas.

En las rocas de la presente Tesis, la primera reacción no parece probable dada la ausencia de feldespato K y la segunda tampoco ya que además no encontramos nunca estilpnomelana y biotita coexistentes. La presencia de moscovita puede indicar que se han dado otro tipo de reacciones para la formación de la estilpnomelana en rocas de composición química diferentes a la de las analizadas por FREY (1973). Por mis observaciones petrográficas deduzco que este mineral se ha podido formar a partir de la moscovita con la contribución de la clorita.

La desaparición de la estipnomelana en el metamorfismo progresivo de pelitas ha sido investigada por BROWN (1971). Este autor propone varias reacciones:



Esta segunda reacción ha sido investigada experimentalmente por NITSCH (en WINKLER, 1974) que obtiene un margen de condiciones para el equilibrio de:

4 Kb y 445 ° C \pm 10 ° C
 7 Kb y 460 ° C \pm 10 ° C

La estilpnomelana es, por otra parte, estable en rocas sin moscovita a lo largo de la zona de biotita, incluso en rocas de más alto grado, y en estas condiciones, ambos minerales pueden coexistir.

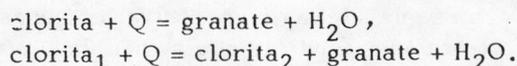
En el caso de las rocas que nos ocupan las condiciones de este equilibrio no se han alcanzado ya que encontramos coexistiendo los minerales de la izquierda: moscovita y estilpnomelana.

En general, las dos reacciones anteriores complementan el reconocimiento de la isograda de la biotita tal como fue definida por TILLEY (1925 p. 102): "... la primera aparición de biotita marrón en sedimentos pelíticos o psammo-pelíticos". WINKLER (1974) recoge todos estos datos y construye una isograda de reacción a la que designa: estilpnomelana + moscovita - out/biotita + moscovita-in, con unos márgenes de condiciones similares a los deducidos por NITSCH (op. cit.).

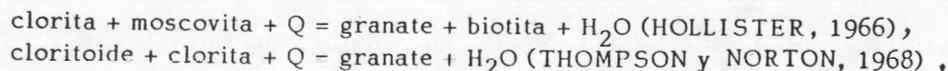
La existencia de BIOTITA en algunos niveles podría hacernos pensar en la posibilidad de una zonalidad metamórfica, con niveles de mayor temperatura (con biotita) y otros de menor (con estilpnomelana). Sin embargo la aparición de este mineral exclusivamente en las metapelitas de grano fino, que tienen una composición química diferente al resto de las metapelitas, parece indicar que está controlada por variables de tipo composicional. La biotita se ha podido formar a temperaturas más bajas de las que se dan en la isograda antes descrita para rocas de una composición determinada.

Las micas incoloras que encontramos en estas rocas son MOSCOVITA y PARAGONITA, coexistentes. Los valores de b_0 de las moscovitas del grupo de muestras IB, cuya composición es óptima para su uso como geobarómetro (SASSI y SCOLARI, 1974), se comparan con los valores de b_0 de áreas de carácter bórico conocido (Figura 6-12), en ella vemos que coinciden con los valores de áreas de baja presión. Con respecto a los valores de espaciado basal, utilizados como geotermómetro, ya sea el d_{002} de la moscovita o el Δd (moscovita - paragonita), representan valores propios de zonas de baja temperatura, y por lo tanto congruentes con la asociación mineralógica encontrada en estas rocas.

El GRANATE aparece también formado en dos fases de blastesis sin y post- D_2 y de las observaciones petrográficas cabe pensar que ha cristalizado en virtud de las siguientes reacciones propuestas por RAMBERG (1952):



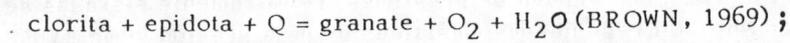
Otro tipo de reacciones recogidas en la literatura:



parecen descartadas dada la ausencia de biotita y la estabilidad de cloritoide en el segundo acontecimiento metamórfico M_2 .

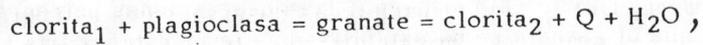
Tan sólo poseo datos analíticos de un cristal de granate (Tabla 4-III), pero en él se observa que el contenido en CaO es importante, igual que ocurre en los granates analizados por VELILLA SANCHEZ (1983) pertenecientes al Manto del Veleta. Las reacciones anteriores justifican la existencia de granates de composición almandínica con cantidades pequeñas en Mn, Mg y Ca, para explicar este alto % en CaO en los granates de este Manto es necesario implicar a una fase cálcica en

las reacciones de formación de los mismos. Se han propuesto reacciones que implican a la epidota:



esta reacción es bastante probable en las rocas estudiadas dada la escasez o total ausencia de epidota en ellas, que sólo aparece como cristales aislados en muy pocas muestras.

Otro tipo de reacciones que implican a la plagioclasa (HOFFER, en WINKLER, 1974):



parecen improbables habida cuenta del crecimiento de este mineral sincrónico con la formación de granate.

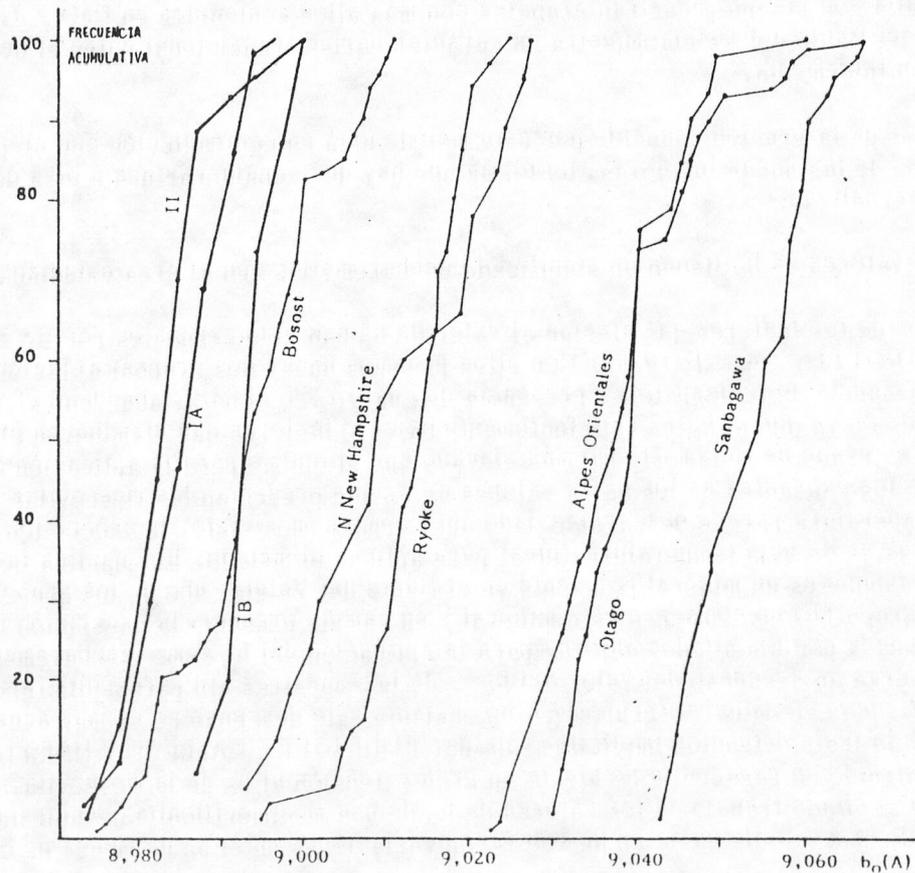


Figura 6-12: Curvas de frecuencia acumulativa de los valores de b_0 para diferentes regiones (SASSI y SCOLARI, 1974). En trazo grueso las curvas de los grupos de muestras aquí analizados que coinciden con las regiones de presión más baja.

Los valores de temperatura más bajos a los que aparece el granate son poco conocidos. En general, aunque la presencia de granate almandínico no está restringida a ambientes metamórficos de presiones medias o altas, en un régimen de presiones relativamente elevadas se amplía el campo de estabilidad del almandino. En regiones metamórficas de baja presión como Ryoke, Abukuma, Aracena, Bosost etc ... (MIYASHIRO, 1973) el granate almandínico es poco frecuente o está restringido a las rocas de grado medio a alto.

Las condiciones PT a las que aparece el granate rico en almandino dependen, por otra parte, de su composición. WINKLER (1974) cree que en rocas pelíticas puede aparecer a las temperaturas más altas del grado bajo de metamorfismo, es decir por encima de la isograda de reacción: "estilp. + mosc. (out) / bio + mosc. (in)"; sin embargo, las observaciones petrográficas en la presente Tesis parecen indicar que el granate se ha estabilizado a temperaturas más bajas que las de tal reacción, como indica la asociación de minerales que coexisten con el granate. En cuanto a la presión mínima de estabilización de granate, VELILLA SANCHEZ (1983) supone que los contenidos en CaO relativamente elevados podrían ser debidos a un ambiente de presión más elevado del que se creía tradicionalmente para este Manto (DIAZ DE FEDERICO et al., 1979). Por comparación de la composición de los granates con la de otros terrenos metamórficos de grado bajo (Sanbagawa, Otago, Highland, Guadarrama E), VELILLA SANCHEZ (op. cit., pag. 294) observa que las áreas de presión intermedia y alta son las que muestran granates con más altos contenidos en CaO y deduce que el metamorfismo del Manto del Veleta muestra un carácter bórico transicional entre el de baja presión y el de presión intermedia.

El valor de la presión deducido por este método está en contradicción con el que indican los valores de b_0 de las micas incoloras, de forma que hay que considerar una u otra de las siguientes hipótesis alternativas:

1. Los valores de b_0 tienen un significado geobarométrico en el área estudiada.

Algunos de los factores que afectan al valor de b_0 han sido expuestos por SASSI y SCOLARI (1974) y GUIDOTTI y SASSI (1976). Con ellos podemos hacer dos grupos: a) factores que aumentan el b_0 (presencia de feldespato K, presencia de cuarzo y/o clorita, abundantes), que no interesan en esta discusión ya que el b_0 es suficientemente bajo; b) factores que disminuyen el b_0 (presencia de paragonita, grado de metamorfismo más elevado que el óptimo para la aplicación del método) que pudieran ser los causantes de los bajos valores de b_0 que presentan las moscovitas analizadas. El factor de temperatura parece descartado dado que, como hemos visto, la asociación de minerales de estas rocas es de baja temperatura, ideal para aplicar el método. En cuanto a la presencia de paragonita, aunque es un mineral frecuente en el Manto del Veleta, uno de los grupos de muestras analizadas (grupo IB) no contienen este mineral y en cambio presenta la asociación mineralógica óptima recomendada por los citados autores para la aplicación del b_0 como geobarómetro. Efectivamente se observa un descenso del valor del b_0 de las muestras sin paragonita (grupo IB) a las que contienen este mineral (grupo IA); no obstante este descenso no es muy acusado, lo cual puede apoyar la tesis defendida implícitamente por RODRIGUEZ GALLEGO y MARTIN RAMOS (1977) de que el contenido en paragonita no afecta en gran extensión al b_0 de la moscovita. Conclusión que se deduce en el citado trabajo de los valores de b_0 de una montmorillonita deshidratada, en la que han sustituido el K por Na hasta en un 100 % con variaciones en el b_0 de menos de 0'005 Å.

Parece pues, al menos por lo que respecta al grupo de muestras sin paragonita, que esta primera conclusión puede ser válida. No obstante hay que considerar la segunda.

2. Los valores de b_0 no tienen significado geobarométrico en el área.

En este caso el contenido en CaO de los granates podría ser un indicador de la presión, de ma-

nera que el alto contenido en este componente sería debido a unas condiciones de presión diferentes a las deducidas mediante el b_0 . Condiciones que podrían haber sido similares a las propias de otras regiones como Sanbagawa (Japón), Otago (Nueva Zelanda) o Highlands (Escocia) en las que los granates muestran similares contenidos en CaO, es decir presiones que oscilan entre los 4 y 7 Kb.

Por otra parte, el contenido en CaO de los granates puede ser independiente de la presión y estar influenciado por otros factores, entre ellos la composición global de la roca. En las rocas estudiadas no existe otra fase cálcica coexistente con el granate de manera que este mineral puede incorporar a su red tanto calcio como le permita la composición de la roca. El alto % CaO puede ser, por lo demás, la causa de la estabilización de altos contenidos en almandino a pesar de formarse en un ambiente de bajas temperaturas.

En resumen, durante el segundo acontecimiento metamórfico M_2 las rocas del Manto del Veleta han estado sometidas a las condiciones termodinámicas propias de la facies de esquistos verdes, con temperaturas, que no han variado mucho con respecto al episodio anterior, superiores a los 425°C pero que no alcanzan la isograda de reacción: "mosc + estilp. (out)/bio. + mosc. (in)", que a bajas presiones se sitúa a 450 °C. Este margen de temperatura tan pequeño deducido para las rocas del Manto del Veleta en todo el área estudiada está en concordancia con la escasa variación de los diferentes Δd (moscovita-paragonita) medidos a lo largo del área (tabla 4-VII) que son un buen geotermómetro (MARTIN RAMOS y RODRIGUEZ GALLEGO, 1980). El carácter bórico de este acontecimiento es de bajas presiones, aunque algunos datos indican la posibilidad de un ambiente de presiones algo mayores, entre bajas e intermedias.

TERCER ACONTECIMIENTO METAMORFICO (M_3)

Corresponden a este acontecimiento las asociaciones minerales que se han formado en relación con la tercera fase de deformación D_3 . La blástesis en esta fase es escasa, como se ha indicado en el capítulo anterior. Se desarrollan fundamentalmente mica incolora y cuarzo, formadores del bandeado tectónico y algunos peciloblastos como albita y clorita. Las condiciones de formación de esta asociación deben ser las propias de la facies de esquistos verdes probablemente en las partes de temperatura más baja.

Entre ambos episodios (M_2 y M_3) se da una fase de retrometamorfismo importante causada por el empilamiento de las Unidades durante la deformación progresiva D_2 (fase de cizalla dúctil C_1) y en la cual los minerales ferromagnesianos son ampliamente cloritizados.

6.3.2. UNIDAD DEL MONTENEGRO

En esta unidad encontramos rocas de variada composición y proporcionan datos sobre la evolución metamorfica alpina más completos que las rocas del Manto del Veleta.

PRIMER ACONTECIMIENTO METAMORFICO (M_1)

En las METAPELITAS son pocos los datos que se pueden aportar dada la importancia y penetratividad de la 2ª fase de deformación D_2 . No obstante cabe destacar la inestabilización de la andalucita pre-alpina para dar distena como consecuencia de un aumento de la presión durante M_1 en

estas rocas (PUGA y DIAZ DE FEDERICO, 1976b). Aparte de la distena, el resto de los minerales formados en metapelitas en este episodio son los mismos que encontramos en el Manto del Veleta: cloritoide, granate, moscovita, paragonita

En las METABASITAS aparecen bastantes reliquias de los minerales formados durante el primer acontecimiento: onfacita, granate y anfíbol sódico, minerales que constituyen una paragénesis eclogítica. Estas eclogitas se pueden clasificar como eclogitas C (COLEMAN et al., 1965), que son las eclogitas asociadas con esquistos de glaucofana de las zonas orogénicas de tipo alpino, en virtud de la composición de sus minerales componentes: el granate, con contenidos muy bajos en piropero (Figura 4-20) y la onfacita, con un porcentaje en jadeita de alrededor del 40 % (SMULIKOWSKI, 1965). Aunque están asociadas con rocas ultramáficas, aparecen como diques o filones capa y no como inclusiones de origen profundo.

La temperatura de equilibrio de la asociación onfacita-granate se puede deducir a partir del coeficiente de reparto $K_D = \text{Fe}^{2+}/\text{Mg}_{\text{Gr}}/\text{Fe}^{2+}/\text{Mg}_{\text{Cpx}}$, que puede utilizarse como geotermómetro.

Existen numerosas calibraciones de temperatura basadas en el coeficiente de reparto Fe^{2+}/Mg entre granate y clinopiroxeno, entre otros: RAHEIM Y GREEN (1974), MORI y GREEN (1978), SAXENA (1979), GANGULY (1979), ELLIS y GREEN (1979). En este trabajo he utilizado el geotermómetro de estos últimos autores que considero el más aceptable ya que tiene en cuenta la influencia de la $X_{\text{Ca}}^{\text{granate}}$ sobre el K_D , que calculan en función de la P, T y $X_{\text{Ca}}^{\text{granate}}$ y que se deriva de la siguiente relación empírica:

$$T (^{\circ}\text{K}) = \frac{3.104 X_{\text{Ca}}^{\text{granate}} + 3.030 + 10.86 P (\text{Kb})}{\ln K_D + 1.9034}$$

Para el par onfacita - granate analizado el $K_D = 31.9$ que si suponemos una presión de 10 Kb - valor que es citado para el primer acontecimiento alpino en otras áreas del Complejo Nevado-Filábride (PUGA y DIAZ DE FEDERICO, 1976b; MARTINEZ MARTINEZ, 1980) - se obtiene una temperatura de 465 $^{\circ}\text{C}$.

La estimación de la presión puede hacerse a partir de las rocas que tienen jadeita + cuarzo. Puesto que el clinopiroxeno tiene una composición de aproximadamente 40 % de jadeita, podemos utilizar el equilibrio de la reacción: onfacita (40 % Jd) + Q = albita + diópsido, investigado por RINGDWOOD y GREEN (1966), que a una temperatura de 465 $^{\circ}\text{C}$ se corta a presiones de 10.5 Kb.

Junto a la onfacita y granate es común la presencia de anfíbol sódico, que aparece con límites en equilibrio con el granate. El análisis de un cristal por microsonda muestra la composición de la crossita próxima al campo de la glaucofana (Figura 4-20 A); no obstante, como se ha discutido en el capítulo 4, parecen ser glaucofanas s.str. Aunque las condiciones de formación de la glaucofana han sido muy discutidas y el problema no está aún definitivamente resuelto (DE ROEVER, 1970; ERNST, 1961, 63; MARESH, 1973, 77), recientes investigaciones sobre el comportamiento de los anfíboles en el sistema $\text{Na}_2\text{O} - \text{MgO} - \text{Al}_2\text{O}_3 - \text{SiO}_2 - \text{H}_2\text{O}$ a altas presiones (KOONS, 1982) indican que los anfíboles de tipo glaucofana son estables sólo en condiciones infrasaturadas de agua. En sistemas en los que el agua está en exceso es estable una mica de Na más que el anfíbol de la composición de la glaucofana. Estos resultados pueden explicar la relación de equilibrio entre glaucofana y la asociación onfacita + granate de las eclogitas, ya que la formación de esta asociación en la corteza requiere que la actividad del agua sea muy baja. Cuando la $P_{\text{H}_2\text{O}} < P_{\text{TOTAL}}$, las rocas de composición basáltica, en régimen de alta presión, son eclogitas; si la $P_{\text{H}_2\text{O}} = P_{\text{TOTAL}}$, estas rocas son anfíbolitas (RINGDWOOD y GREEN 1966; FRY y FYFE, 1969; ESSENE et al., 1970;

BRYHNI et al., 1977); lo que significa que anfibolitas y eclogitas pueden ser estables en idénticos márgenes de PT pero en condiciones muy diferentes respecto de la actividad del H₂O. De cualquier manera, el proceso de anfibolitización que tiene lugar durante el segundo episodio de metamorfismo M₂, que es un proceso de hidratación, está ligado además con una descompresión por el ascenso de las rocas a posiciones corticales superiores.

En resumen, durante el primer acontecimiento metamórfico M₁ las rocas de la Unidad del Montenegro han estado sometidas a las condiciones propias de la facies de esquistos verdes glaucofaníticos, con temperaturas de alrededor de 460 °C y presiones del orden de 10'5 Kb, datos deducidos a partir de las metabasitas que son las rocas que contienen los minerales índice más significativos para este acontecimiento.

SEGUNDO ACONTECIMIENTO METAMORFICO (M₂)

En METAPELITAS se desarrolla una asociación de minerales idéntica a la que aparece en el Manto del Veleta durante este episodio: moscovita, paragonita, cuarzo, granate, cloritoide, estilpnomelana, albita, de manera que todas las consideraciones hechas para este Manto son aplicables aquí. Las condiciones termodinámicas que se deducen de esta asociación son por tanto las mismas deducidas para el Manto del Veleta: bajas presiones, en un intervalo de temperaturas de 425-450 °C. Cabe resaltar, que también en las rocas de la Unidad del Montenegro se forma estilpnomelana en este segundo acontecimiento metamórfico. Por lo que respecta a las condiciones de presión los resultados son similares a los deducidos para el Manto del Veleta:

- Los b₀ de la mica incolora son equivalentes a los del Manto del Veleta, aunque las muestras analizadas contienen paragonita. No obstante presentan valores idénticos que las rocas con paragonita de dicho Manto.
- No se forma distena en este acontecimiento como ocurre en el Manto del Veleta.
- El contenido en CaO de los granates es también similar al que presentan estos minerales en el Manto del Veleta.

En las METABASITAS la paragénesis eclogítica se transforma en una asociación de minerales más hidratados, la onfacita se transforma en simplectita, los anfíboles sódicos son transformados en anfíboles cálcicos o sódico-cálcicos y el granate es corroído bien por un agregado simplectítico o bien por anfíboles cálcicos. En definitiva las eclogitas se transforman en anfibolitas en cuya matriz encontramos además de los minerales citados: epidota, mica incolora, albita y un segundo tipo de granate.

Los granates que se forman en este episodio son comparativamente más ricos en piropero que los del primero (Figura 4-19); este enriquecimiento se hace a expensas de una disminución en el contenido de almandino permaneciendo más o menos constante el contenido en grosularia. Con igualdad de otras variables el aumento de la relación Mg/Fe en el granate significa un aumento en el grado de metamorfismo, de manera que en este segundo acontecimiento las condiciones de temperatura han podido ser más elevadas que en el primero. Sin embargo, las temperaturas deducidas a partir de las rocas encájantes son similares a las del primer acontecimiento (alrededor de 450 °C). Si suponemos como datos más fiables estos últimos, el aumento en piropero de los granates puede ser debido a otros factores:

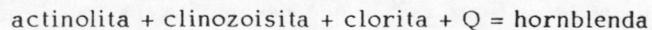
1. Los granates de primer y segundo acontecimiento analizados pertenecen a muestras diferentes, con lo cual la composición química de la roca puede ser un factor a considerar.

2. La variación observada (Figura 4-20) está dentro del margen de variación propio de los granates de la paragénesis eclogítica en otras áreas de la Cordillera. Así, GOMEZ PUGNAIRE (1981) encuentra granates eclogíticos con una relación Mg/Fe de 0'35 (media de 6 análisis) superior a la relación Mg/Fe = 0'23 de los granates pertenecientes al segundo acontecimiento en anfibolitas de este área.

3. Finalmente, la escasez de estos análisis (solamente dos cristales analizados) parece aconsejar la utilización de estos datos con cautela, ya que incluso los granates de la primera fase se pueden mostrar una zonalidad, que como en el caso de los estudiados por VELILLA SANCHEZ (1983) pueden presentar variaciones en el contenido en piropero del centro a la periferia de más del 50 %.

Los anfíboles muestran composiciones variadas, pero todos los analizados pertenecen al grupo de los cálcicos o sódico-calcicos de LEAKE (1978) (Fig. 4-21). Se pueden clasificar, respectivamente, como magnesio-catoforita, hornblenda hastingsítica-magnésica y hornblenda pargasítica.

WINKLER (1974) sugiere que la actinolita cambia a hornblenda a alrededor de los mismos valores de temperatura en los que aparece el almandino en metapelitas a presiones altas y medias. Por observaciones de campo deduce que este cambio tiene lugar probablemente a 500 °C, aunque no posee datos experimentales al respecto. A pesar de ello, establece una isograda de reacción a la que denomina "hornblenda-in", teniendo en cuenta la reacción:



Las condiciones de este equilibrio no son conocidas, pero WINKLER (1974) supone, en base a otros cambios metamórficos, que la hornblenda se forma a temperaturas de alrededor de 500 °C, temperaturas que aumentan suavemente con la presión.

BROWN (1977) ha presentado datos que parecen indicar que el contenido en crossita (Na_{M4}) de los anfíboles cálcicos puede ser una guía para el carácter de presión del metamorfismo. También ha observado que el Na_{M4} (contenido en crossita) en los terrenos de alta presión decrece abruptamente con el aumento del contenido en Al^{IV} , de manera que para altos contenidos en este elemento el carácter discriminatorio del Na_{M4} es menos evidente (Figura 6-13). Como se observa en esta figura, los anfíboles analizados caen en un campo en el que es difícil precisar el carácter bórico, aunque se puede estimar que las condiciones de presión están comprendidas entre 4 y 7 Kb. Por otra parte, recientes investigaciones realizadas por HYNES (1982) indican que no hay una variación sistemática en los contenidos en Na_{M4} o Al^{IV} de los anfíboles cálcicos en función de la presión.

En el área estudiada los anfíboles que se forman en las metabasitas durante el segundo acontecimiento metamórfico son del tipo hornblenda. Según lo expuesto anteriormente la temperatura de formación mínima sería de 500 °C, que está en contradicción con la deducida a partir de las rocas encajantes, ligeramente menor (425-450 °C). Esto puede ser debido a los defectos de calibrado de la reacción de aparición de la hornblenda antes mencionada, cuya temperatura de equilibrio pudiera ser menor de la deducida. Por otra parte los anfíboles que cambian a hornblenda en las rocas estudiadas no son actinolitas sino anfíboles sódicos y en este caso las condiciones de la transformación no tienen porqué ser similares a las de la citada reacción.

En resumen, durante el segundo acontecimiento metamórfico M_2 las rocas de la Unidad del Montenegro han estado sometidas a unas condiciones similares a las del Manto del Veleta, en facies de esquistos verdes con temperaturas entre 425-450 °C y condiciones de presión que pueden ser bajas, aunque algunos datos apuntan a un régimen de presiones de bajas a intermedias.

Entre ambos episodios de metamorfismo alpino (M_1 y M_2) tiene lugar una fase de retrometamorfismo probablemente como consecuencia del empilamiento de la Unidad del Montenegro sobre el Manto del Veleta y de la cual el único testimonio mineral que encontramos es la transformación de la distena del primer episodio en las rocas basales de la Formación Montenegro a un agregado sericítico que es afectado por los pliegues P_2 .

TERCER ACONTECIMIENTO METAMORFICOS (M_3)

Al igual que en el Manto del Veleta está representado por la blástesis mineral acontecida en relación con los pliegues P_3 y que es idéntica a la de dicho manto, por lo que no haremos repeticiones innecesarias.

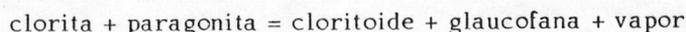
Así mismo, también en esta Unidad es abundante la cloritización de los minerales ferromagnesianos que tiene lugar entre el segundo y tercer episodios metamórficos por idénticas causas aludidas anteriormente para el Manto infrayacente.

6.3.3. UNIDADES SUPERIORES

PRIMER ACONTECIMIENTO METAMORFICO (M_1)

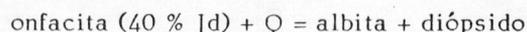
En las rocas de las Unidades Superiores la fase de deformación milonítica D_m ha borrado la mayoría de las evidencias minerales significativas del primer acontecimiento metamórfico y no puede aportar nuevos datos sobre el particular.

En otras áreas hay buena documentación sobre lo sucedido en este acontecimiento y en este sentido se pueden consultar los trabajos de NIJHUIS (1964), PUGA (1971, 77), PUGA y DIAZ DE FEDERICO (1976b), DIAZ DE FEDERICO (1980), GOMEZ PUGNAIRE (1981). Por otra parte, tengo conocimiento de la parte oriental de la Sierra de los Filabres donde las paragénesis del primer episodio de metamorfismo alpino en rocas de posición y litología similares a las de las Unidades Superiores están muy bien conservadas (MARTINEZ MARTINEZ, 1980). En este sector, en rocas de composición intermedia entre metapelitas y metabasitas, que han sido interpretadas por NIJHUIS (1964) como metatufitas básicas, podemos encontrar la asociación glaucofana + cloritoide, formada probablemente por la reacción recogida por HOSCHEK (1969):



Este equilibrio se produce a $410^\circ\text{C} - 11.5 \text{ Kb}$ y $520^\circ\text{C} - 7 \text{ Kbs}$. El campo de estabilidad de la asociación citada puede caer a temperaturas por encima del límite de estabilidad de la lawsonita (curva 1, figura 6-14) y a presiones por encima de la región de estabilidad de la glaucofana I, polimorfo de baja presión de ERNST (1963) (curva 2) y más bajas que la del aragonito (curva 3).

En estas rocas es frecuente además la asociación onfacita (40 % Jd) + cuarzo, que se ha podido formar según el equilibrio:



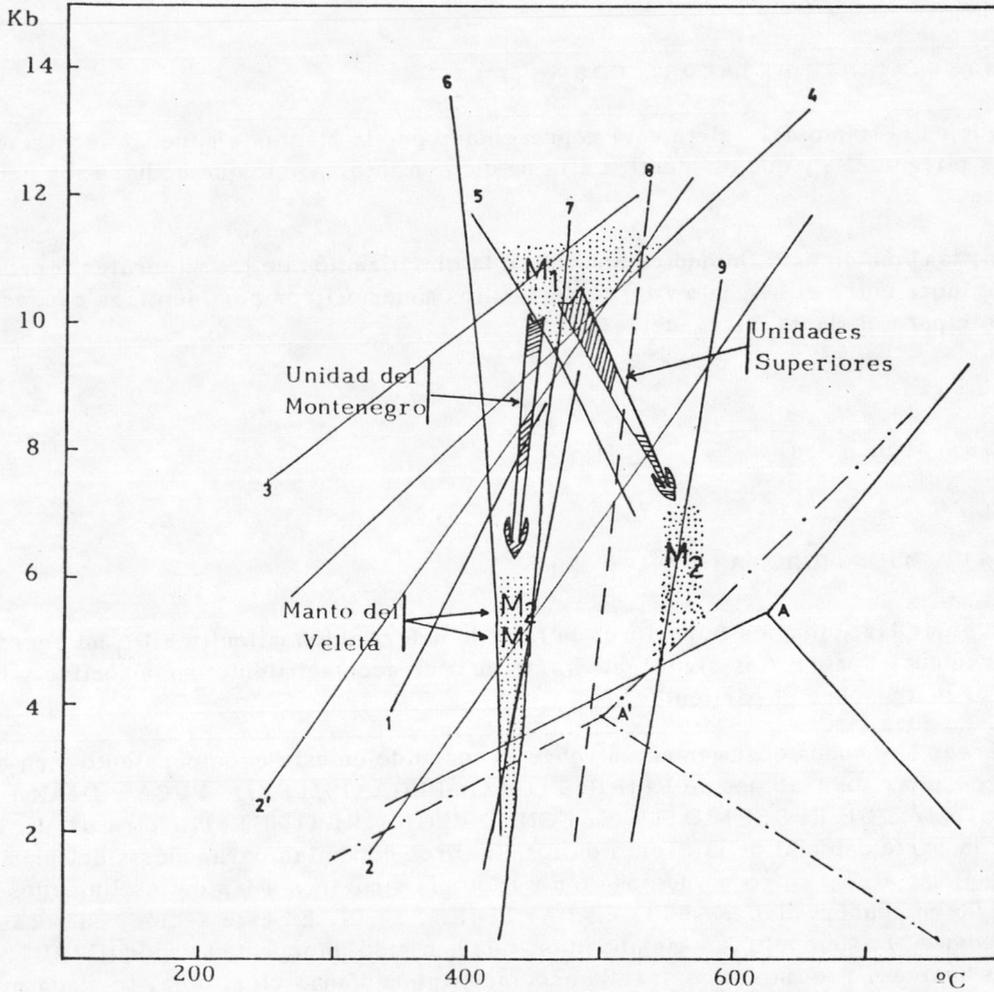


Figura 6-14: Evolución de las condiciones de metamorfismo durante los dos acontecimientos metamórficos alpinos principales (M_1 y M_2) en cada una de las Unidades Nevado-Filábrides. En el Manto del Veleta no se detecta variación, mientras que en la Unidad del Montenegro y en las Unidades Superiores la evolución de M_1 a M_2 es como marcan las flechas. Se representan las curvas de equilibrio de las reacciones más significativas que tienen lugar durante el metamorfismo alpino. 1: Lawsonita-out (Winkler, 1974). 2 y 2': Glaucofana I y II de Ernst(1963). 3: Aragonito-Calcita (en Hoschek, 1969). 4: Onfacita(40%Jd) + cuarzo = albita + diópsido (Ringwood y Green, 1966). 5: Clorita + paragonita + cuarzo = cloritoide + glaucofana + vapor (Hoschek, 1969). 6: Clorita + silicato de Al (caolinita, pirofilita) = cloritoide + cuarzo + vapor (Hoschek, 1969). 7: Estilpnomelana-out (Brown, 1971; Winkler, 1974). 8: Hornblenda-in (Winkler, 1974). 9: Isograda de la estaurólita (Hoschek, 1969). A = punto triple del silicato de Al (Richardson et al., 1969). A' = Id. para Holdaway (1971).

investigado por RINGWOOD y GREEN (1966) y que aparece representado por la curva 4 de la citada figura.

Según éstos dos equilibrios, la presión no pudo ser inferior a 10 Kb, que es la presión a la que se cortan las curvas de ambos equilibrios (4 y 5).

La existencia en el área de numerosos cuerpos de metabasitas (eclogitas parcialmente anfibolitizadas) nos da también gran información sobre las condiciones termodinámicas reinantes en este primer episodio metamórfico alpino. En ellas es frecuente la asociación onfacita (40 % Jd) y granate. El K_D Fe/Mg para el par granate-clinopiroxeno varía desde 13 a 21. Si usamos el geotermómetro de ELLIS y GREEN (1979) se pueden calcular unas temperaturas de equilibrio entre 520-599 °C, suponiendo una presión de 10 Kb (MORTEN et al, en preparación).

En resumen, durante el primer acontecimiento metamórfico M_1 las rocas de las Unidades Superiores, comparables a las citadas de la parte oriental de Sierra de los Filabres, han estado sometidas a las condiciones termodinámicas propias de la facies de esquistos verdes glaucofaníticos, introducida por WINKLER (1965) para designar a la región de más alta T de la facies de esquistos de glaucofana de ESKOLA (1939). El margen de condiciones termodinámicas es de presiones no inferiores a 10 Kb y temperaturas no inferiores a 400 °C y probablemente del orden de 520-550 °C.

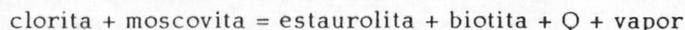
SEGUNDO ACONTECIMIENTO METAMORFICO (M_2)

Al contrario que ocurre con los minerales de la asociación M_1 , en el área estudiada se han conservado numerosos testimonios de la paragénesis formadas durante M_2 , aunque están muy deformados y parcial o totalmente cloritizados.

Se desarrollan los minerales en dos fases de blastesis, una sincinemática y la otra estática, en la que recrystalizan los minerales anteriores sobre núcleos sincinemáticos o bien se nuclean completamente.

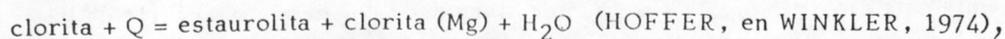
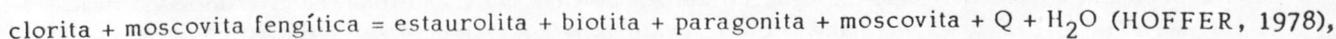
La asociación más interesante de las metapelitas de esta unidad es la coexistencia de estaurolita, distena y cloritoide.

La ESTAUROLITA se ha debido formar por la reacción estudiada experimentalmente por HOSCHEK (1969):



Las condiciones de este equilibrio son: 565 \pm 15 °C a 7 Kb y 540 \pm 15 °C a 4 Kb.

Otro tipo de reacciones citadas en la literatura, como:



no parecen indicadas; la primera dada la inestabilidad e inexistencia de paragonita en las rocas con estaurolita. La segunda, que se produce a temperaturas ligeramente inferiores a las del equilibrio

primero, tampoco parece haberse dado ya que no se ha visto clorita asociada con la estaurolita.

En cuanto al cloritoide como producto reactante para dar estaurolita se han propuesto numerosas reacciones, entre las que cabe destacar:

cloritoide = estaurolita + magnetita + Q (GANGULY y NEWTON, 1968)

cloritoide + silicato Al = estaurolita + Q + H₂O (HOSCHEK, 1969)

cloritoide + Q = estaurolita + granate + vapor (GANGULY, 1968; HOSCHEK, 1969)

cloritoide + clorita + moscovita = estaurolita + biotita + Q + H₂O (BALTAZIS, 1979)

No son aplicables al área estudiada ya que el cloritoide es estable junto a la estaurolita en este acontecimiento y puede aparecer intercrecido con este mineral con límites entre los cristales en equilibrio.

La DISTENA se ha podido formar en las metapelitas de las Unidades Superiores según el equilibrio bastante conocido:



Las condiciones del mismo han sido investigadas por numerosos autores y WINKLER (1974) recoge los que a su juicio son los datos más fiables, los deducidos por HEMLEY (1967) y KERRICK (1968): 1 Kb y 400 °C \mp 15 °C y 3'9 Kb y 430 °C \mp 15 °C.

Las micas incoloras que aparecen en estas rocas son básicamente MOSCOVITAS. En escasas muestras de las analizadas junto a la moscovita encontramos cantidades minoritarias de PARAGONITA. Esto ocurre en rocas de temperatura de formación probablemente más baja, en las cuales no hay estaurolita junto al cloritoide. Las rocas con estaurolita no presentan paragonita.

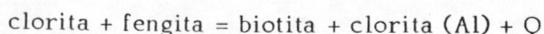
Durante este episodio M₂ se puede detectar la existencia de una zonalidad metamórfica en las rocas de las Unidades Superiores, con una zona de más baja temperatura caracterizada por la coexistencia de moscovita + paragonita + cloritoide (sin estaurolita) y otra zona de mayor temperatura caracterizada por la asociación cloritoide + estaurolita + moscovita (sin paragonita). En ambos casos el carácter bárico es de presiones intermedias con distena como mineral significativo. La distribución espacial de ambas zonas no es conocida en detalle ya que la mayor parte de las rocas son esquistos con plagioclasa con una mineralogía poco significativa y habría que hacer un análisis estadístico con numerosos puntos sobre la distribución de moscovita y paragonita en todo el área. Con los datos que se poseen se puede observar que estas zonas están muy deformadas y superpuestas tectónicamente una sobre la otra, como cabría esperar dado que esta zonalidad es anterior a la fase milonítica D_m en la que las Unidades Superiores se configuran como una zona de escamas, tal como aparecen en la actualidad.

En resumen, durante el segundo acontecimiento metamórfico M₂ las rocas de las Unidades Superiores han estado sometidas a las condiciones propias del tránsito entre el grado bajo y medio de WINKLER (1974), en una banda de temperatura de coexistencia entre cloritoide y estaurolita, alrededor del equilibrio de transformación de ambos minerales (540 °C a 4 Kb y 565 °C a 7 Kb). La presión mínima durante este episodio fue de 4'5 Kb, que viene dada por el punto de corte de la isograda "estaurolita-in" con el límite del campo de estabilidad de la distena con respecto a los otros dos polimorfos, independientemente de si este lo tomamos según RICHARDSON et al. (1969) o según HOLDAWAY (1971).

TERCER ACONTECIMIENTO METAMORFICO (M₃)

Durante este acontecimiento predomina la deformación sobre la blastesis ya que es en este momento cuando tiene lugar la superposición del Complejo Alpujarride sobre los Nevado-Filábrides con desarrollo de milonitas en las Unidades Superiores que han sido descritas en el capítulo 4. No obstante se da recristalización de cuarzo, mica incolora y clorita, asociación propia de las zonas de más baja temperatura de la facies de los esquistos verdes. Inmediatamente después del empilamiento tiene lugar un ligero aumento de la temperatura con la transformación de la mica incolora y la clorita en biotita verde.

La BIOTITA VERDE se ha podido formar por la reacción:



que ha sido sugerida por WINKLER (1974), aunque nunca ha sido reconocida.

En anteriores páginas hemos hablado de la isograda de reacción: "mosc. + estilp. (out) / bio. + mosc. (in)" de WINKLER (1974), cuyas condiciones eran 4 Kb a 445 °C y 7 Kb a 460 °C, como un complemento a la isograda de la biotita de TILLEY (1925), definida como la primera aparición de biotita marrón en metasedimentos. Sin embargo muchos autores piensan que la biotita verde se puede dar a temperaturas más bajas que las de la biotita marrón (BROWN, 1971).

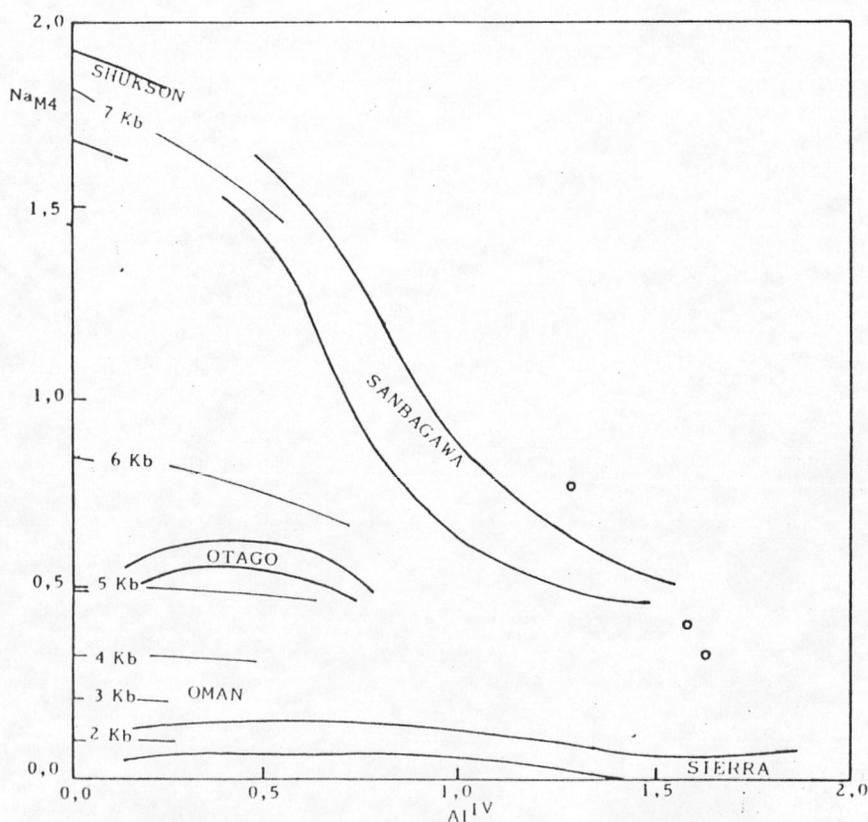


Figura 6-13: Diagrama Na_{M4} - Al^{IV} para anfíboles cálcicos (BROWN, 1977). Los círculos corresponden a tres análisis de anfíboles de las metabasitas de la Formación Santillana.

CONCLUSIONES

El área estudiada se encuentra, en su mayor parte, en el dominio del Complejo Nevado-Filábride. He distinguido tres unidades tectónicas dentro del mismo: Manto del Veleta, Unidad del Montenegro y Unidades Superiores.

En la parte Sur aflora una estrecha banda de materiales pertenecientes al Complejo Alpujárride. He distinguido cuatro mantos de corrimiento en este complejo: Manto de Lújar, Manto de Alcázar, Manto de Murtas y Manto de Adra.

Entre ambos, Alpujárride y Nevado-Filábride, aparece una secuencia de rocas metamórficas, principalmente carbonatadas, con intensa deformación milonítica, que es también alóctona: la Unidad de Alboloduy.

La historia metamórfica alpina se ha desarrollado en tres acontecimientos sucesivos, cada uno de ellos relacionado con una fase de deformación. La evolución de las condiciones de metamorfismo ha sido diferente en cada una de las unidades contempladas:

En el Manto del Veleta se desarrollan asociaciones minerales que indican que durante los dos primeros acontecimientos M_1 y M_2 reinaron unas condiciones de presión bajas (aunque algunos datos pueden indicar presiones ligeramente más altas: 4-7 Kb) y temperaturas del orden de 450 °C. En el segundo acontecimiento destaca la cristalización generalizada de estilpnomelana, mineral característico de las rocas de este manto. Durante el tercer acontecimiento M_3 la blastesis es escasa; se desarrollan minerales propios de la zona de más baja temperatura de la facies de los esquistos verdes.

En la Unidad del Montenegro se forman asociaciones minerales que indican que durante el primer acontecimiento M_1 reinaron unas condiciones de presión altas (> 10 Kb) y temperaturas del orden de 460 °C. En cambio, durante el segundo acontecimiento M_2 , las condiciones termodinámicas fueron similares a las deducidas para el Manto del Veleta: bajas presiones (aunque algunos datos que apor^{to} pueden indicar presiones algo mayores: 4-7 Kb) y temperaturas del orden de 450 °C. En este acontecimiento se da estilpnomelana en las rocas de la Unidad del Montenegro, como en el caso anterior. Entre ambos, M_1 y M_2 , he detectado una fase de retrometamorfismo que se traduce en la inestabilización de los minerales del primer acontecimiento. Durante el tercero (M_3), las condiciones termodinámicas han sido las mismas que las que se dan en el Manto del Veleta.

En las Unidades Superiores no he encontrado minerales indicadores de condiciones termodinámicas que correspondan a M_1 . Durante M_2 se desarrolla una asociación: cloritoide + estauroilita + distena que indica unas condiciones de temperatura de 540 °C a 4 Kb y 565 °C a 7 Kb, superiores a las registradas en la Unidad del Montenegro durante este acontecimiento, y unas presiones

que no fueron nunca inferiores a los 4'5 Kb. Durante el tercer acontecimiento M_3 predomina la deformación sobre blastesis y en él tiene lugar la cloritización de los minerales de la fase anterior de más alto grado, aunque en los últimos estadios se da un ligero aumento de la temperatura con la transformación de la clorita en biotita verde.

En la Unidad de Alboloduy se desarrollan asociaciones minerales propias de la zona de más baja temperatura de la facies de los esquistos verdes durante los dos primeros acontecimientos metamórficos M_1 y M_2 . El tercero (M_3) está caracterizado por el predominio de la deformación sobre la blastesis aunque, cuando cesa aquella, se produce la recrystalización de minerales como cuarzo, albita y calcita y la transformación de la clorita en biotita verde.

En el Complejo Alpujárride el metamorfismo alpino es progresivo durante el primer acontecimiento M_1 y se da una zonalidad metamórfica, desde la zona de la estaurilita hasta la zona de la clorita; incluso aparecen rocas con ningún metamorfismo. Durante el segundo acontecimiento la blástesis no es muy importante y no altera sustancialmente la zonalidad anterior. Durante el tercero la blástesis es también escasa; se desarrollan minerales propios de la zona de más baja temperatura de la facies de los esquistos verdes, especialmente clorita. Este acontecimiento afecta por igual a toda la secuencia de rocas alpujárrides.

He reconocido seis generaciones de pliegues en las rocas del área, que corresponden a seis fases de deformación sucesivas. En general se pueden ver estructuras de cada una de estas fases en todas las unidades, pero existen diferencias que conviene resaltar:

En las Unidades Inferiores (Manto del Veleta y Unidad del Montenegro) la evolución y el tipo de deformación es idéntica en toda la secuencia. Están afectadas por una primera fase de deformación D_1 reconocida por "ganchos" (pliegues P_1 afectados por P_2) o por una esquistosidad S_1 doblada en las charnelas P_2 . La segunda fase de deformación D_2 se caracteriza por el desarrollo de pliegues isoclinales que llevan asociada una esquistosidad de crenulación sub-horizontal S_2 , que se forma por mecanismos de "disolución por presión". Los pliegues P_2 son "en vaina" y presentan sus ejes reorientados hacia la dirección de estiramiento L_e , cuya orientación está comprendida entre $N40E$ y $N100E$, por un mecanismo de cizalla simple. Durante la tercera fase de deformación se desarrollan pliegues P_3 con una esquistosidad de crenulación subhorizontal S_3 (bandeado tectónico), que son generalmente menos apretados por los P_2 y tienen sus ejes orientados entre $N50E$ y $N100E$; son asimétricos con sentido de rotación hacia el Sur. Las fases de deformación D_4 y D_5 desarrollan pliegues P_4 y P_5 abiertos de planos axiales subverticales cuyos ejes se orientan según direcciones $N90E$ y $N180E$, respectivamente. La fase D_6 está representada por pliegues de tipo "kink bands", que son ocasionales.

En las Unidades Superiores la fase de deformación D_m es muy intensa y se caracteriza por el desarrollo de una lineación de estiramiento muy acusada. Los ejes de pliegues anteriores se encuentran obliterados y reorientados hacia la dirección de tal lineación. Los pliegues P_m son pliegues "en vaina" con los ejes reorientados hacia la dirección de estiramiento L_m . Además de esta lineación destaca la presencia de una foliación milonítica muy plana. En esta fase los mecanismos de deformación predominantes son los que tienen lugar por dislocaciones ("dislocation creep"). Las estructuras desarrolladas en las fases D_4 y D_5 muestran características similares a las de las Unidades Inferiores. La fase denominada aquí D_6 no corresponde a la de los "kink bands" citados sino que se manifiesta por meso y macropliegues volcados que invierten la serie en todo el borde Sur de Sierra Nevada Oriental.

En la Unidad de Alboloduy he observado una evolución estructural similar a la de las Unidades superiores. Las estructuras desarrolladas durante la fase D_m muestran, no obstante, una particularidad, que consiste en que los ejes de los pliegues muestran una distribución bimodal en su orientación, que refleja diferentes grados de reorientación de éstos hacia la dirección de estiramiento L_m . Tenemos un grupo de ejes B_m con una orientación entre SSW y SSE subparalelos a la L_m y otro grupo de ejes B_m con una orientación alrededor de N75E en los que la L_m aparece perpendicular a los mismos.

En las rocas del Complejo Alpujárride se presentan estructuras similares a las desarrolladas en la Unidad de Alboloduy infrayacente. Se ha puesto un énfasis especial en las estructuras desarrolladas en la fase D_3 , que se caracteriza por pliegues muy apretados P_3 cuyos ejes muestran una dirección aproximada E-W; ocasionalmente se desarrolla una lineación de estiramiento perpendicular a estos ejes, los cuales están sólo ligeramente reorientados hacia dicha lineación ya que presentan en general charnelas rectas y sólo ocasionalmente curvadas. El mecanismo de deformación predominante es la "disolución por presión" y únicamente de forma local se dan fenómenos de deformación plástica.

He reconocido dos etapas de empilamientos que afectan a las rocas del área:

Fase de cizalla C_1 , en la que se dan cabalgamientos de escala cortical, de dirección N80E y sentido de desplazamiento hacia el E para el suprayacente. La superficie de cabalgamiento principal es la que separa las rocas del Manto del Veleta de las del Manto del Mulhacén.

Fase de cizalla C_2 , en la que se dan cabalgamientos de dirección NW-SE y sentido de desplazamiento hacia el NW. El resultado es la imbricación de unidades en la parte alta del Complejo Nevado-Filábride. Es posible que la superposición Alpujárride/Nevado-Filábride tenga lugar en esta fase, pero esto es difícil de comprobar ya que el contacto actual es una falla.

Finalmente me referiré a las rocas ortoderivadas que aparecen a distintos niveles a lo largo de toda la secuencia de las diferentes unidades. He llegado a la conclusión de que estas rocas se han originado en virtud de una serie de manifestaciones magmáticas que se pueden agrupar en varios conjuntos atendiendo a su naturaleza y origen:

1. Magmatismo preorogénico, que incluye a su vez dos grupos de manifestaciones diferentes. En primer lugar las que dan lugar a las rocas ortoderivadas de carácter ácido a intermedio y de afinidades calcoalcalinas (magmatismo tardi-hercínico). Por otra parte las que originan las metabasitas asociadas con ultramafitas parcialmente serpentinizadas y que pueden representar parte de un cortejo ofiolítico desmembrado que se ha formado en un "rift" de poca extensión (magmatismo mesozoico). Estas metabasitas muestran afinidades con los basaltos alcalinos.

2. Magmatismo sinorogénico, que da lugar a las metabasitas de la Unidad de Alboloduy. Estas muestran afinidades con los basaltos calcoalcalinos y se han podido generar durante el proceso de subducción. Su salida o ascenso es probable que se haya realizado a lo largo de la zona de Benioff o en sus proximidades.

B I B L I O G R A F I A

- ALBEE, A.L. (1965). "A petrogenetic grid for the Fe-Mg silicates of pelite schists". *Am. J. Sci.* 263: 512-536.
- ALDAYA, F. (1969 a). "Los Mantos Alpujárrides al Sur de Sierra Nevada". Tesis. Univ. Granada (inédita). 527 pp.
- ALDAYA, F. (1969 b). "Sobre el sentido de los corrimientos de los Mantos Alpujárrides al Sur de Sierra Nevada (Zona Bética, provincia de Granada)". *Bol. Geol. Min. España*, 80: 212-217.
- ALDAYA, F. (1970). "Sobre la geometría de las superficies de corrimiento de los Mantos Alpujárrides del Sur de Sierra Nevada (Zona Bética, provincia de Granada)". *Cuad. Geol., Univ. Granada*, 1: 159-181.
- ALDAYA, F.; GARCIA DUEÑAS, V. y NAVARRO-VILA, F. (1979). "Los Mantos Alpujárrides del tercio central de las Cordilleras Béticas. Ensayo de correlación tectónica de los Alpujárrides". *Acta Geológica Hispánica*. 14: 154-166.
- ALDAYA, F.; CAMPOS, J.; GARCIA DUEÑAS, V.; GONZALEZ LODEIRO, F. y OROZCO, M. (1984). "El contacto Alpujárrides/Nevado-Filábrides en la vertiente meridional de Sierra Nevada. Implicaciones tectónicas". (En prensa).
- ANDRIEUX, J.; FONTBOTE, J.M. y MATTAUER, M. (1971). "Sur un modèle explicatif de l'arc de Gibraltar". *Earth Planet. Sci. Lett.*, 12: 191-199.
- ASHBY, M.F. (1972). "A first report on deformation-mechanism maps". *Acta Metall.*, 20: 887-897.
- Avé LALLEMANT, H.G. y CARTER, N.L. (1971). "Pressure dependence of quartz deformation lamellae orientations". *Am. J. Sci.*, 270: 218-235.
- BALTATZIS, E. (1979). "Staurolite-forming reactions in the eastern Dalradian rocks of Scotland". *Contr. Min. Petrol.* 69: 193-200.
- BEHRMANN, J.H. (1982). "Structural and deformational processes in a zone of contact strain beneath a nappe, Sierra Alhamilla, Spain". Thesis. Univ. of Oxford. 290 pp.
- BEHRMANN, J.H. (1983). "Microstructure and fabric transitions in calcite tectonites from the Sierra Alhamilla (Spain)". *Geol. Rundschau*, 72: 605-618.
- BEHRMANN, J.H. y PLATT, J.P. (1982). "Sense of nappe emplacement from quartz c-axis fabrics; an example from the Betic Cordilleras (Spain)". *Earth and Planet. Sci. Lett.* 59: 208-215.
- BELL, T.H. y ETHERIDGE, M.A. (1973). "Microstructure of mylonites and their descriptive terminology". *Lithos.*, 6: 337-348.
- BELL, T.H. y ETHERIDGE, M.A. (1976). "The deformation and recrystallization of quartz in a mylonite zone, Central Australia". *Tectonophysics*, 32: 235-267.
- BIOT, M.A. (1965). "Mechanics of Incremental Deformation". Wiley, New York.
- BLUMENTHAL, M. (1935). "Reliefüberschiebungen in den Westlichen Betschen Kordilleren". *Géologie Méditerranéenne Occidentale*, 4: 3-29.
- BONINI, W.E.; LOOMIS, T.P. y ROBERTSON, J.D. (1973). "Gravity anomalies, ultramafic intrusions and the tectonics of the region around the Strait of Gibraltar". *J. Geophys. Res.*, 78: 1372-83.

- BOUCHEZ, J.L. (1977). "Plastic deformation of quartzites at low temperature in an area of natural strain gradient". *Tectonophysics*, 39: 25-50.
- BOUCHEZ, J.L. y PECHER, A. (1976). "Plasticité du quartz et sens de cisaillement dans des quartzites du Grand Chevauchement Central himalayen". *Bull. Soc. Géol. France*, XVIII: 1377-85.
- BOULLIER, A.M. y BOUCHEZ, J.L. (1978). "Le quartz en rubans dans les mylonites". *Bull. Soc. Géol. France*, XX: 253-262.
- BOURROUILH, R. y GORSLINE, D.S. (1979). "Pre-Triassic fit and Alpine tectonics of continental blocks in the western Mediterranean". *Geol. Soc. Am. Bull.*, 90: 1074-1083.
- BROUWER, H.A. (1926 a). "Overthrust structure in the Eastern Betic Cordillera". XIV *Congrès Géol. int. Madrid*, pp. 1885-1888.
- BROUWER, H.A. (1926 b). "The structure of the Sierra Nevada". *Proc. Kon. Ned. Akad. v. Wet.*, XXIX: 878-882.
- BROWN, E.H. (1969). "Some zoned garnets from the greenschist facies". *Am. Mineral.*, 54: 1662-1677.
- BROWN, E.H. (1971). "Phase relations of Biotite and Stilpnomelane in the Greenschist facies". *Contr. Min. Petrol.*, 31: 275-299.
- BROWN, E.H. (1977). "The crossite content of Ca-Amphibole as a guide to pressure of metamorphism". *Jour. Petrol.*, 18: 53-72.
- BRUNEL, M. (1980). "Quartz fabrics in shear-zone mylonites: evidence for a major imprint due to late strain increments". *Tectonophysics*, 64: T33-T44.
- BRYHNI, I., KROGH, E.J. y GRIFFIN, W.L. (1977). "Crustal derivation of Norwegian eclogites: a review". *N. Jb. Mineral. Abh.*, 130: 49-68.
- BURGOS, J.; DIAZ DE FEDERICO, A.; MORTEN, L. y PUGA, E. (1980). "The ultramafic rocks from the Cerro del Almirez, Sierra Nevada Complex, Betic Cordilleras, Spain: preliminary report". *Cuad. Geol. Univ. Granada*, 11: 157-165.
- CAMPOS, J.; GARCIA DUEÑAS, V., GONZALEZ LODEIRO, F. y ALDAYA, F. (1984). "Direcciones de traslación y apilamiento de unidades en los Mantos Alpujárrides centrales y orientales". (en prensa).
- CAWTHORN, R.G. (1975). "Degrees of melting in mantle diapirs and the origin of ultrabasic liquids". *Earth Planet. Sci. Lett.*, 27: 113-120.
- COBBOLD, P.R.; COSGROVE, J. W. y SUMMERS, J.M. (1971). "The development of internal structures in deformed anisotropic rocks". *Tectonophysics*, 12: 23-53.
- COBLE, R.L. (1963). "A model for boundary diffusion controlled creep in polycrystalline materials". *J. Appl. Phys.*, 34: 1679-1682.
- COLEMAN, R.G. (1977). "Ophiolites". Springer-Verlag. New York. 229 pp.
- COLEMAN, R.G.; LEE, D.E.; BEATTY, L.B. y BRANNOCK, W.W. (1965). "Eclogites and Eclogites: their differences and similarities". *Geol. Soc. Am. Bull.*, 76: 483-508.
- COSGROVE, J.W. (1976). "The formation of crenulation cleavage". *J. Geol. Soc. London*, 132: 155-178.
- CHATTERJEE, N.D. (1961). "The alpine metamorphism in the Simplon area, Switzerland and Italy". *Geol. Rundschau*, 51: 1-72.

- CHINNER, G.A. (1967). "Chloritoid, and the isochemical character of Barrow's zones". *J. Petrol.*, 8: 268-282.
- DE ROEVER, W.P. (1970). "Some problems concerning the origin of glaucophane and lawsonite". (En Ruso con resumen en Inglés), *Sobolev Volume*, v.II: 24-40. "Nauka". Moscú.
- DE ROEVER, W.P.; EGELER, C.G. y NIJHUIS, H.J. (1961). "Nota preliminar sobre la geología de la llamada zona mixta tal como se desarrolla en el extremo este de la Sierra de los Filabres (SE de España). *Not. y Com. Inst. Geol. Min. España*, 63: 223-232.
- DEWEY, J.F.; PITMAN III, W.C.; RYAN, W.B.F. y BONNIN, J. (1973). "Plate tectonics and the evolution of the Alpine system". *Geol. Soc. Am. Bull.*, 84: 3137-3180.
- DIAZ DE FEDERICO, A. (1980). "Estudio geológico del Complejo de Sierra Nevada en la transversal del Puerto de la Ragua (Cordillera Bética)". Tesis. Univ. Granada (inédita), 602 pp.
- DIAZ DE FEDERICO, A. y PUGA, E. (1974). "Nuevas observaciones sobre la formación de mármoles conglomeráticos de la Zona Bética (Cordilleras Béticas-España)". *Tecniterrae*, 1: 17-24.
- DIAZ DE FEDERICO, A.; GOMEZ PUGNAIRE, M.T.; PUGA, E. y TORRES ROLDAN, R. (1978). "Igneous and metamorphic processes in the geotectonic evolution of the Betic Cordilleras (Southern Spain)". *Cuad. Geol. Univ. Granada.*, 8: 37-60.
- DIAZ DE FEDERICO, A.; GOMEZ PUGNAIRE, M.T.; PUGA, E. y SASSI, F.P. (1979). "New problems in the Sierra Nevada Complex (Betic Cordilleras, Spain)". *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.* pp. 577-585.
- DIAZ DE FEDERICO, A. y PUGA, E. (1984 a). "Correlación de los materiales nevado-filábrides de Sierra Nevada y Sierra de los Filabres. Estado de la cuestión y perspectivas", (en prensa).
- DIAZ DE FEDERICO, A. y PUGA, E. (1984 b). "To different basement histories in the Nevado-Filábride Complex (Betic Cordillera, Spain). *Newsletter*, v. 6. (en prensa).
- DICK, H.J.B. (1977). "Partial melting in the Josephine Peridotite 1, the effect on mineral composition and its consequence for geobarometry and geothermometry". *Am. J. Sci.*, 277: 801-832.
- DICKEY, J.S.Jr. (1972). "A primary peridotite magma revisited: olivine quench crystals in a peridotite lava". *Geol. Soc. Am. Mem.*, 132: 289-297.
- DIDON, J.; DURAND DELGA, M. y KORNPBST, J. (1973). "Homologies géologiques entre les deux rives du détroit de Gibraltar". *Bull. Soc. Geol. France.* (7). 15: 78-105.
- DURAND DELGA, M. (1966). "Titres et Travaux scientifiques" *Priester*, Paris, 43 pp.
- EGELER, C.G. (1964). "On the tectonics of the eastern Betic Cordilleras (SE Spain). *Geol. Rundschau*, 53: 260-269.
- EGELER, C.G. y SIMON, O.J. (1969). "Sur la tectonique de la Zone Bétique (Cordillères Bétiques, Espagne)". *Verh. Kon. Ned. Akad. v.Wet., Afd. Nat., eerste reeks*, 25, 3, 90 pp.
- EGELER, C.G.; RONDEEL, H.E. y SIMON, O.J. (1971). "Considerations on the grouping of the tectonic units of the Betic Zone, Southern Spain". *Est. Geol.*, 27: 467-473.
- EGELER, C.G. y FOTBOTE, J.M. (1976). "Aperçu géologique sur les parties centrale et orientale des Cordillères Bétiques". *Bull. Soc. Geol. France*, 18: 571-582.

- ELLIS, D.J. y GREEN, D.H. (1979). "An experimental study of the effect of Ca upon Garnet-Clinopyroxene Fe-Mg exchange equilibria". *Contr. Min. Petrol*, 71: 13-22.
- ERNST, W.G. (1961). "Stability relations of glaucophane". *Am. J. Sci.*, 259: 735-765.
- ERNST, W.G. (1963). "Polymorphism in alkali amphiboles". *Am. Mineral.*, 48: 241-260.
- ERNST, W.G. (1976). "Petrologic phase equilibria". W.H. Freeman and Company ed., 333 pp.
- ESCHER, A. y WATTERSON, J. (1974). "Stretching fabrics, fold and crustal shortening". *Tectonophysics*, 22: 223-231.
- ESKOLA, P. (1939). En Barth, Correns y Skola. "Die Entstehung der gesteine". Springer-Verlag, Berlin.
- ESSENE, E.J., HENSEN, B.J. y GREEN, D.H. (1970). "Experimental study of amphibolite and eclogite stability". *Phys. Earth Planet. Interiors*, 3: 378-384.
- ETHERIDGE, M.A. y WILKIE, J.G. (1979). "Grainsize reduction, grain boundary sliding and the flow strength of mylonites". *Tectonophysics*, 58: 159-178.
- FALLOT, P. (1948). "Les Cordillères Bétiques". *Est. Geológicos*, 8: 83-172.
- FALLOT, P.; FAURE MURET, A.; FONTBOTE, J.M. y SOLE SABARIS, L. (1960). "Estudios sobre las series de Sierra Nevada y de la llamada Mischungszone". *Bol. Inst. Min. España*, 71: 347-557.
- FLEUTY, M.J. (1964). "The description of folds". *Geol. Assoc. Proc.*, 75: 461-492.
- FREY, M. (1970). "The step from diagenesis to metamorphism in pelitic rocks during alpine orogenesis". *Sedimentology*, 15: 261-279.
- FREY, M. (1972). "Progressive low-grade metamorphism of a black-shale formation, Central Swiss Alps". *Geol. Soc. Am. Ann. Meeting (abstr.)*.
- FREY, M.; HUNZIKER, J.C.; ROGGWILLER, P. y SCHINDLER, G. (1973). "Progressive niedriggrade metamorphose glaukonitführender horizontale in den helvetischen Alpen der Ostschweiz". *Contr. Min. Petrol.*, 39: 185-218.
- FREY, M. y WIELAND, B. (1975). "Chloritoid in autochthon-parautochthone sedimenten des Aar Massivs". *Schweiz. Min. Petrol. Mitt.*, 55: 407-418.
- FRY, N. y FYFE, W.S. (1969). "Eclogites and water pressure". *Contr. Min. Petrol.*, 24: 1-6.
- GANGULY, J. (1968). "Analysis of the stabilities of chloritoid and staurolite and some equilibria in the system $FeO-Al_2O_3-SiO_2-H_2O-O_2$ ". *Am. J. Sci.*, 266: 277-298.
- GANGULY, J. (1979). "Garnet and clinopyroxene solid solutions, and geothermometry based on Fe-Mg distributions coefficient". *Geochim. Cosmochim. Acta*, 43: 1021-1029.
- GANGULY, J. y NEWTON, R.C. (1968). "Thermal stability of chloritoid at high pressure and relatively high oxygen fugacity". *Jour. Petrol.*, 9: 444-466.
- GARCIA DUEÑAS, V. y AVIDAD, J. (1981). "Motril (1.055)". *Mapa Geológico de España 1:50.000 (2ª serie)*. I.G.M.E. Madrid.
- GARCIA HERNANDEZ, M.; LOPEZ GARRIDO, A.C.; RIVAS, P.; SANZ DE GALDEANO, C. y VERA, J.A. (1980). "Mesozoic paleogeographic evolution of the external zones of the Betic Cordillera". *Geol. Mijnbouw*, 59: 155-168.

- GOMEZ PUGNAIRE, M.T. (1981). "Evolución del metamorfismo alpino en el Complejo Nevado-Filábride de la Sierra de Baza (Cordilleras Béticas, España)". *Tecniterrae*, 41: 5-130.
- GOMEZ PUGNAIRE, M.T.; PUGA, E. y SASSI, F.P. (1977). "New data on the alpine metamorphic history in the Nevado-Filábride Complex in the Sierra de Baza area (Cordilleras Béticas, Spain)". *Miner. Petrogr. Acta*, 21: 29-41.
- GOMEZ PUGNAIRE, M.T.; FONTBOTE, J.M. y SASSI, F.P. (1981). "On the occurrence of a metaconglomerate in the Sierra de Baza. (Nevado-Filábride Complex, Betic Cordilleras, Spain)". *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, 1981 (7): 405-418.
- GOMEZ PUGNAIRE, M.T.; CHACON, J.; MITROFANOV, F. y TIMOFEEV, V. (1982). "First report on pre-Cambrian rocks in the graphite-bearing series of the Nevado-Filábride Complex (Betic Cordilleras, Spain)". *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, 1982 (3): 176-180.
- GONZALEZ LODEIRO, F.; OROZCO, M.; CAMPOS, J. y GARCIA DUEÑAS, V. (1984). "Cizallas dúctiles y estructuras asociadas en los Mantos del Mulhacén y Veleta: primeros resultados sobre Sierra Nevada y Sierra de los Filabres". (en prensa).
- GUIDOTTI, G.V. y SASSI, F.P. (1976). "Muscovite as a petrogenetic indicator mineral in pelitic schists". *N. Jb. Miner. Abh.*, 127: 97-142.
- HAYDEN, H.W.; MOFFATT, W.G. y WULFF, J. (1965). "The structure and properties of materials". v. III, mechanical behaviour. Wiley, 247 pp.
- HEBEDA, E.H.; BOELRIJK, N.A.I.M.; PRIEM, H.N.A.; SIMON, O.J.; VERDURMEN, A.E.T. y VERSCHURE, R.H. (1977). "Excess radiogenic Ar versus undisturbed Rb-Sr systems in unaltered dolerite relics within late Jurassic metabasites in the alpine belt of SE Spain". *E.C.O.G. 5* (Pisa, Italy).
- HEMLEY, J.J. (1967). "Stability relations of pyrophyllite, andalusite and quartz at elevated pressures and temperatures". *Am. Geophys. Union Trans.* 48: 224 (abstr.).
- HIGGINS, M.W. (1971). "Cataclastic Rocks". *Geol. Surv. Prof. Paper*, 77 pp.
- HIMMELBERG, G.R. y LONEY, R.A. (1973). "Petrology of Vulcan Peak alpine-type peridotite, southwest Oregon". *Geol. Soc. Am. Bull.*, 84: 1585-1600.
- HOFFER, E. (1978). "On the late formation of paragonite and its breakdown in pelitic rocks of the southern Dawa Orogen (Namibia)". *Contr. Min. Petrol.*, 67: 209-219.
- HOLDAWAY, M.J. (1971). "Stability of andalusite and the aluminium silicates phase diagram". *Am. J. Sci.*, 271: 91-131.
- HOLLISTER, L.S. (1966). "Garnet zoning: an interpretation based on the Rayleigh fractionation model". *Science*, 154: 1647-1651.
- HONEYCOMBE, R.W.K. (1968). "The plastic deformation of metals". Arnold, 477 pp.
- HOSCHEK, G. (1967). "Untersuchungen zum Stabilitätsbereich von Chloritoid und Stauroolith". *Contr. Min. Petrol.*, 14: 123-162.
- HOSCHEK, G. (1969). "The Stability of Stauroilite and Chloritoid and their significance in metamorphism of pelitic rocks". *Contr. Min. Petrol.*, 22: 208:232.
- HYNES, A. (1982). "A comparison of amphiboles from medium and low-pressure metabasites". *Contr. Min. Petrol.*, V 81: 119-125.
- JANSEN, H. (1936). "De geologie van de Sierra de Baza en van de aangrenzende gebieden der Sierra Nevada en Sierra de los Filabres (Zuid-Spanje). Proefschrift Amsterdam, 99 pp.

- KAMPSCHUUR, W. (1972). "Geology of the Sierra de Carrascoy (SE Spain) with emphasis on alpine polyphase deformation". GUA papers of Geology, serie 1, nº 4, 113 pp.
- KAMPSCHUUR, W. (1975). "Data on thrusting and metamorphism in the eastern Sierra de los Filabres: higher Nevado-Filábrides units and the glaucophanitic greenschists facies". Tectonophysics, 27: 57-81.
- KAMPSCHUUR, W. y RONDEEL, H.E. (1975). "The origin of the Betic Orogen, southern Spain". Tectonophysics, 27: 38-56.
- KERN, H. (1977). "Preferred orientation of experimentally deformed limestone marble, quartzite and rock salt at different temperatures and states of stress". Tectonophysics, 39: 103-120.
- KERRICH, R. (1977). "An historical review and synthesis of research on pressure solution". Zbl. Geol. Paläont, I: 512-550.
- KERRICH, R.; FYFE, W.S.; GORMAN, B.E. y ALLISON, I. (1977). "Local modification of rock chemistry by deformation". Contr. Mineral. Petrol., 65: 183-190.
- KERRICK, D.M. (1968). "Experiment on the upper stability limit of pyrophyllite at 1'8 and 3'9 Kb water pressure". Am. J. Sci., 26: 204-214.
- KINGERY, W.D.; BOWEN, H.K. y UHLMANN, D.R. (1976). "Introduction to ceramics". Wiley, 1.032 pp.
- KOONS, P.O. (1982). "An experimental investigation of the behaviour of amphibole in the system $\text{Na}_2\text{O}-\text{MgO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{H}_2\text{O}$ at high pressures". Contr. Min. Petrol., 79: 258-267.
- KUNO, H. (1959). "Origin of Cenozoic petrographic provinces of Japan and surrounding areas". Bull. volcanologique, t. 2: 37-76.
- KUNO, H. (1960). "High-alumina basalts". Journ. Petrol., 1:121-145.
- LAFUSTE, M.J. y PAVILLON, M.J. (1976). "Mise en évidence d'Eifélien daté au sein des terrains métamorphiques des zones internes des Cordillères bétiques. Intérêt de ce nouveau repère stratigraphique". C.R. Acad. Sc. Paris, t. 283: 1.015-1.018.
- LAIRD, J. y ALBEE, A.L. (1981). "High pressure metamorphism in mafic schists from northern Vermont". Am. J. Sci., 281:97-126.
- LANGENBERG, G.W. (1972). "Polyphase deformation in the eastern Sierra de los Filabres North of Lubrín, SE Spain". GUA papers of Geology. serie 1, nº 2, 81 pp.
- LAPWORTH, C. (1885). "The highland controversy in British geology; it causes, course and consequences". Nature, 32: 558-559.
- LEAKE, B.E. (1978). "Nomenclature of amphiboles". Miner. Petrogr. Acta, 22: 195-224.
- LEINE, L. (1968). "Rauwackes in the Betic Cordilleras, Spain". Thesis Univ. of Amsterdam, 112 pp.
- LISTER, G.S. (1977). "Discussion: crossed-girdle c-axis fabrics in quartzites plastically deformed by plain strain and progressive simple shear". Tectonophysics, 39: 51-54.
- LISTER, G.S. (1978). "Texture transitions in plastically deformed calcite rocks". In: G. Gottstein y K. Lücke (ed.) Textures of materials, Springer Verlag, pp. 199-210.
- LISTER, G.S. y PRICE, G.P. (1978). "Fabric development in a quartz-feldspar mylonite". Tectonophysics, 49: 37-78.

- LISTER, G.S.; PATERSON, M.S. y HOBBS, B.E. (1978). "The simulation of fabric development in plastic deformation and its application to quartzite: I the model". *Tectonophysics*, 47: 107-158.
- LOOMIS, T.P. (1975). "Tertiary mantle diapirism, orogeny and plate tectonics east of the Strait of Gibraltar". *Am. J. Sci.*, 275: 1-30.
- LOVERING, J.F. y WHITE, A.J.R. (1969). "Granulitic and eclogitic inclusions from basic pipes at Delegate, Australia". *Contr. Min. Petrol.*, 21:9-52.
- MARESCH, W.V. (1973). "New data on the synthesis and stability of glaucophane". *Earth Planet. Sci. Lett.*, 20: 385-390.
- MARESCH, W.V. (1977). "Experimental studies on glaucophane: An analysis of present knowledge". *Tectonophysics*, 43: 109-125.
- MARTIN RAMOS, J.D. (1976). "Las micas de las Cordilleras Béticas, Zonas Internas". Tesis Doctoral. Univ. Granada (inédita), 244 pp.
- MARTIN RAMOS, J.D. y RODRIGUEZ GALLEGRO, M. (1980). "Medidas del grado de solución sólida moscovita-paragonita". *Cuad. Geol. Univ. Granada.*, 11: 41-48.
- MARTINEZ MARTINEZ, J.M. (1980). "Evolución de deformaciones y metamorfismo alpinos en el Complejo Nevado-Filábride de la Sierra de los Filabres, SE de España". *Cuad. Geol. Univ. Granada*, 11: 85-106.
- MITRA, G. (1978). "Ductile deformation zones and mylonites: the mechanical processes involved in the deformation of cristaline basement rocks". *Am. J. Sci.*, 278: 1.057-1.084.
- MIYASHIRO, A. (1967). "Orogenia, regional metamorphism and magmatism in the Japanese Islands". *Mdd. Dansk. Geol. Foren.*, v. 17, n° 4:390-466.
- MIYASHIRO, A. (1973). "Metamorphism and metamorphic belts". Allen and Unwin, Londres, 429 pp.
- MIYASHIRO, A. (1974). "Volcanics rock series in island arcs and active continental margins". *Am. J. Sci.*, 274: 321-355.
- MORI, T. y GREEN, D.H. (1978). "Laboratory duplication of phase equilibria observed in natural garnet lherzolites". *Journ. Geology*, 86: 83-97.
- MORTEN, L. y PUGA, E. (1984). "Blades of olivines and ortopyroxenes in ultramafic rocks from the Cerro del Almirez, Sierra Nevada Complex, Spain: relics of quench-textured harzburgites?". *Nenes Jahrbuch für Mineralogie* (en prensa).
- MORTEN, L., BARGOSI, G.M.; MARTINEZ MARTINEZ, J.M.; PUGA, E. y DIAZ DE FEDERICO, A. "The metagabbro and associated eclogites in the Lubrín area, Sierra Nevada Complex, Spain: the role of shear deformation and of fluids". (en preparación).
- NALDRETT, A.J. y MASSON, G.D. (1968). "Contrasting Archaean ultramafic igneous body in Dundonald and Clerdue Townships, Ontario". *Can. J. Earth. Sci.*, 5: 11-145.
- NAVARRO VAZQUEZ, D. y VELENDO MUÑOZ, F. (1979a). "Gérgal (1.029)". Mapa Geológico de España 1:50.000 (2ª serie) I.G.M.E. Madrid.
- NAVARRO VAZQUEZ, D. y VELENDO MUÑOZ, F. (1979b). "Fiñana (1.012)". Mapa Geológico de España 1:50.000. (2ª serie) I.G.M.E. Madrid.
- NAVARRO VILA, F. (1976). "Los Mantos Alpujarrides y Malaguides al N de Sierra Nevada". Tesis Doctoral Univ. Bilbao (inédita), 288 pp.

- NIJHUIS, H.J. (1964). "Plurifacial alpine metamorphism in the south-eastern Sierra de los Filabres, South of Lubrín, SE Spain". Thesis Univ. Amsterdam, 151 pp.
- NISBET, E.G.; BICKLE, M.J. y MARTIN, A. (1977). "The mafic and ultramafic lavas of the Belingwe Greenstone Belt, Rhodesia". Jour. Petrol., 18: 521-566.
- OROZCO, M. (1972). "Los Alpujárrides en Sierra de Gádor Occidental". Tesis Doctoral. Univ. Granada. 379 pp.
- OROZCO, M. (1973). "Superposición de estructuras de plegamiento y corrimiento en el Complejo Alpujárride (sector de Sierra de Gádor Occidental, Zona Bética)". Cuad. Geol. Univ. Granada, 4: 27-38.
- PAQUET, J. (1967). "Etude géologique de l'Ouest de la province de Murcie. (Espagne)". Thesis Lille, 593 pp.
- PAQUET, J.; AUDDIN, J. y RADULT, J.F. (1974). "Tectonique Eocène dans les Cordillères Bétiques; vers une nouvelle conception de la paléogéographie en Méditerranée occidentale". Bul. Soc. Geol. France, 16: 58-73.
- PARROT, J.F. (1973). "Petrologie de la coupe du Djebel Moussa, massif basique-ultrabásique du Kizil Dag (Hatay, Turquie)". Science de la Terre, Nancy, 18: 143-172.
- PATIJN, R.J.H. (1937). "Geologische onderzoekingen in de oostelijke Betische Cordilleren". Proefschrift Amsterdam, 130 pp.
- PEARCE, J.A. y CANN, J.R. (1973). "Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace elements analysis". Earth. Planet. Sci. Lett., 19: 290-330.
- PEARCE, J.A. y NORRY, M.J. (1979). "Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y and Nb variations in volcanic rocks". Contr. Min. Petrol., 69: 33-47.
- PECCERILLO, A. y TAYLOR, S.R. (1976). "Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamos area, northern Turkey". Contr. Min. Petrol., 58: 63-81.
- PLATT, J.P. (1982). "Emplacement of a fold-nappe, Betic orogen, southern Spain". Geology, 10: 97-102.
- PLATT, J.P. y VISSERS, R.L.M. (1980). "Extensional structures in anisotropic rocks". Journ. Struct. Geol., 2: 397-410.
- PLATT, J.P.; BEHRMANN, J.H.; MARTINEZ MARTINEZ, J.M. y VISSERS, R.L.M. (1984). "A Zone of Mylonite and Related Ductile Deformation Beneath the Alpujárride Nappe Complex, Betic Cordilleras, SE Spain". Geologische Rundschau, V. 73, nº 2:
- POIRIER, J.P. y NICOLAS, A. (1975). "Deformation-induced recrystallization due to progressive misorientation of subgrains, with special reference to mantle peridotites". Journ. Geol., 83: 685-705.
- PRIEM, H.N.A.; BOELRIJK, N.A.I.M., HEBEDA, E.H. y VERSCHURE, R.H. (1966). "Isotopic age determinations on tourmaline granite-gneisses and a metagranite in the eastern Betic Cordilleras (southeastern Sierra de los Filabres), SE Spain". Geol. Mijnbouw, 45: 184-187.
- PUGA, E. (1965). "Nuevos datos sobre las anfibolitas del borde NW de Sierra Nevada". Not. y Com. Inst. Geol. Min. España, 80: 137-156.
- PUGA, E. (1970 a). "Tres variedades de cloritoide en Sierra Nevada (Cordilleras Béticas, España)". Cuad. Geol. Univ. Granada, 1: 65-70.

- PUGA, E. (1970 b). "Sobre la existencia de "ortogneises porfiroides" en Sierra Nevada (Cordilleras Béticas, España)". Bol. Geol. Min., XXXI-II-III: 174-184.
- PUGA, E. (1971). "Investigaciones petrológicas en Sierra Nevada Occidental". Tesis Doctoral, Univ. Granada, nº 133, 257 pp.
- PUGA, E. (1977). "Sur l'existence dans le complexe de la Sierra Nevada (Cordillère Bétique, Espagne du Sud) d'eclogites et sur leur origine probable à partir d'une croûte océanique mésozoïque". G.R. Acad. Sci. Paris, 285: 1.379-1.382.
- PUGA, E. (1980). "Hypothèses sur la genèse des magmatisme calcoalcalins, intra-orogénique et postorogénique alpins, dans les Cordillères bétiques. Bull. Soc. géol. France (7), XXII, 2:243-250.
- PUGA, E.; DIAZ DE FEDERICO, A. y FONTBOTE, J.M. (1974). "Sobre la individualización y sistematización de las unidades profundas de la Zona Bética". Est. Geol., XXX: 543-548.
- PUGA, E.; FONTBOTE, J.M. y MARTIN VIVALDI, J.L. (1975). "Kyanite pseudomorphs after andalusite in polymetamorphic rocks of the Sierra Nevada (Betic Cordillera, Southern Spain)". Schweiz. Min. Petr. Mitt., 55: 227-241.
- PUGA, E. y DIAZ DE FEDERICO, A. (1976 a). "Pre-alpine metamorphism in the Sierra Nevada Complex (Betic Cordilleras, Spain). Cuad. Geol. Univ. Granada, 7: 161-171.
- PUGA, E. y DIAZ DE FEDERICO, A. (1976 b). "Metamorfismo polifásico y deformaciones alpinas en el Complejo de Sierra Nevada (Cordillera Bética). Implicaciones geodinámicas". Reun. Geod. Cord. Bét. y Mar de Alborán. Granada, pp. 79-111.
- PUGA E. y DIAZ DE FEDERICO, A. (1984a). "Materiales indicativos de una asociación ofiolítica en el Complejo de Sierra Nevada y su significado geodinámico". (en prensa).
- PUGA, E. y DIAZ DE FEDERICO, A. (1984b). "La formación de metatufitas del Complejo de Sierra Nevada y sus implicaciones en la evolución de este complejo". (en prensa).
- PUGA, E.; DIAZ DE FEDERICO, A.; MORTEN, L. y BARGOSI, G. "The intraorogenic formation of the Sierra Nevada Complex, Betic Cordilleras, Spain". (en preparación).
- PUGA, E.; MORTEN, L. y DIAZ DE FEDERICO, A. "Petrological and geochemical study of the harzburgite from the Cerro del Almirez, Betic Cordilleras, Spain". (En preparación).
- PULGAR, J.A. (1980). "Análisis e interpretación de las estructuras originadas durante las fases de replegamiento en la Zona Asturoccidental-Leonesa (Cordillera herciniana, NW de España)". Tesis Doctoral. Univ. Oviedo (inédita). 334 pp.
- QUINQUIS, H.; AUDREN, Cl.; BRUN, J.P. y COBBOLD, P.R. (1978). "Intense progressive shear in Ile de Groix blueschists and compatibility with subduction or obduction". Nature, 273: 43-45.
- RAHEIM, A. y GREEN, D.H. (1974). "Experimental determination of the temperature and pressure dependence of the Fe-Mg partition coefficient for coexisting garnet and clinopyroxene". Contr. Mineral. Petrol., 48: 179-203.
- RAMBERG, H. (1952). "The origin of Metamorphic and Metasomatic Rocks". Univ. Chicago Press.
- RAMSAY, J.G. (1967). "Folding and fracturing of rocks". McGraw-Hill, New York, 568 pp.
- RAMSAY, J.G. (1980). "Shear zone geometry: a review". Journ. Struct. Geol., 2: 83-99.

- RAST, N. (1958). Metamorphic history of the Schichallion complex (Perthshire)". Trans. Royal Soc. Edimburgo, 63: 413-431.
- RICHARDSON, St. W.; GILBERT, M.C. y BELL, P.M. (1969). "Experimental determination of kyanite-andalusite and andalusite-sillimanite equilibria; the aluminium silicate triple point". Am. J. Sci., 267: 259-273.
- RINGWOOD, A.E. y GREEN, D.H. (1966). "An experimental investigation of the gabbro-eclogite transformation and some geophysical implications". Tectonophysics, 3: 383-427.
- RODRIGUEZ GALLEGO, M. y MARTIN RAMOS, J.D. (1977). "The axial dimension of montmorillonite as a function of the exchange cation". Geologia applicata e idrogeologia. Bari. V. XII: 57-61.
- RUTTER, E.H. (1976). "The kinetics of rock deformation by pressure solution". Phil. Trans. R. Soc. London, 283: 203-219.
- RUTTER, E.H. y RUSBRIDGE, M. (1977). "The effect of non-coaxial strain paths on crystallographic preferred orientation development in the experimental deformation of a marble". Tectonophysics, 39: 73-85.
- SANZ DE GALDEANO, C. (1983). "Los accidentes y fracturas principales de las Cordilleras Béticas". Estud. Geol., 39: 157-165.
- SASSI, F.P. (1973). "The petrological and geological significance of the values of potassic white micas in low-grade metamorphic rocks. An application to the eastern Alps". Tschermarks Min. Petr. Mitt., 18: 105-113.
- SASSI, F.P. y SCOLARI, A. (1974). "The value of the potassic white micas as a barometric indicator in low-grade metamorphism of pelitic schists". Contr. Min. Petrol., 45: 143-152.
- SAXENA, S.K. (1979). "Garnet-Clinopyroxene geothermometer". Contr. Min. Petrol., 70: 229-235.
- SCHMID, S.M.; PATERSON, M.S. y BOLAND, J.N. (1980). "High temperature flow and dynamic recrystallization in Carrara marble". Tectonophysics, 65: 245-280.
- SIBSON, R.H. (1977). "Fault rocks and fault mechanisms". Jour. Geol. Soc. London, 133: 191-213.
- SIMON, O.J. (1963). "Geological investigations in the Sierra de Almagro, south-eastern Spain". Tesis, Univ. Amsterdam, 164 pp.
- SMULIKOWSKI, K. (1965). "Chemical differentiation of garnets and clinopyroxenes in eclogites". Bull. Acad. Pol. Sci., XIII: 11-18.
- SPRY, A. (1963). "Chronological analysis of crystallization and deformation of some Tasmanian Precambrian rocks". Journ. Geol. Soc. Austr., 10: 193-208.
- SPRY, A. (1969). "Metamorphic textures". Pergamon Press, London, 350 pp.
- SPURR, J.E. (1900). "Classification of igneous rocks according to composition". Am. Geol., 25: 229-231.
- STRECKEISEN, A. (1976). "To each plutonic rock its proper name". Earth-Science Reviews, 12: 1-33.
- THOMPSON, J.B.Jr. (1957). "The graphical analysis of mineral assemblages in pelitic schists". Am. Mineral., 42: 842-858.

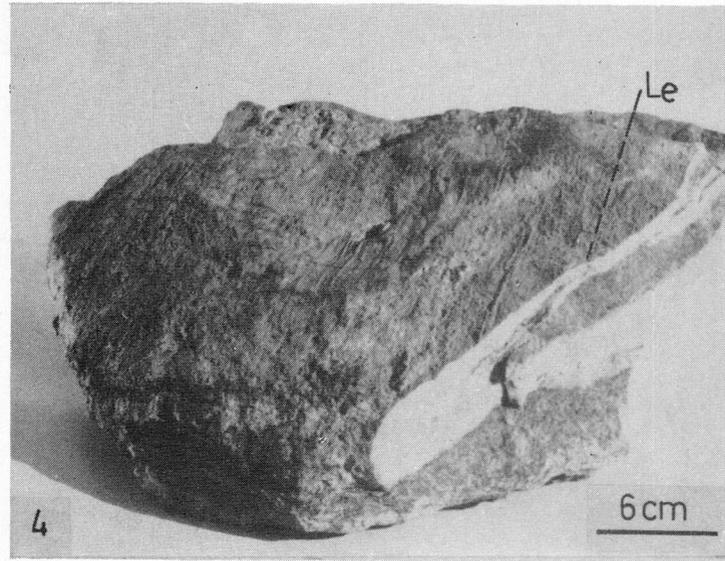
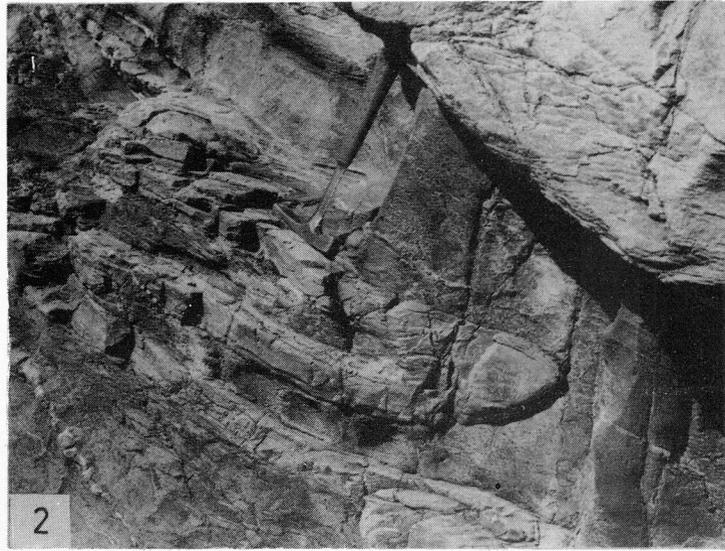
- THOMPSON, J.B. Jr. y NORTON; S.A. (1968). "Paleozoic regional metamorphism in New England and adjacent areas". In: Studies of Appalachian Geology. Zen, E-an (ed.), New York, 319-327.
- TILLEY, C.E. (1925). "A preliminary survey of metamorphic zones in the southern Highlands of Scotland". *Quart. J. Geol. Soc. London*, 81: 100-112.
- TORRES ROLDAN, R.L. (1974). "El metamorfismo progresivo y la evolución de la serie de facies en las metapelitas alpujárrides al SE de Sierra Almirajara (Sector Central de las Cordilleras Béticas, S. de España)". *Cuad. Geol. Univ. Granada*, 5: 21-77.
- TORRES ROLDAN, R.L. (1979). "The tectonic subdivision of the Betic Zone (Betic Cordilleras, Southern Spain): its significance and one possible geotectonic scenario for the westernmost alpine belt". *Am. J. Sci.* 279: 19-51.
- TORRES ROLDAN, R.L. (1981). "Plurifacial metamorphic evolution of the Sierra Bermeja Peridotite Aureole (southern Spain)". *Estud. Geol.*, 37: 115-133.
- TORRES RUIZ, J. (1983). "Genesis and evolution of the Marquesado and adjacent iron ore deposits, Granada, Spain". *Economic. Geology*, 78: 1.657-1.673.
- TULLIS, J.; CHRISTIE, J.M. y GRIGGS, D.T. (1973). "Microstructures and preferred orientations of experimentally deformed quartzites". *Geol. Soc. Am. Bull.*, 84: 297-314.
- TURNER, F.J. y WEISS, L.E. (1963). "Structural analysis of metamorphic tectonites". MacGraw-Hill, New York.
- VAN BEMMELEN, R.W. (1927). "Bijdrage tot de geologie der Betische Ketens in de provincie Granada". Thesis Delft, 176 pp.
- VAUCHEZ, A. (1980). "Ribbon texture and deformation mechanism of quartz in a mylonitized granite of Great Kabylia (Algeria)". *Tectonophysics*, 67: 1-12.
- VELILLA SANCHEZ, N. (1983). "Los granates del Complejo de Sierra Nevada (Cordillera Bética)". Tesis Doctoral. Univ. Granada, 441 pp.
- VERNON, R.H. (1978). "Porphyroblast-matrix microstructural relationships in deformed metamorphic rocks". *Geol. Rundschau*, 67: 288-305.
- VERNON, R.H. (1981). "Optical microstructure of partly recrystallized calcite in some naturally deformed marbles". *Tectonophysics*, 78: 601-612.
- VILJOEN, M.J. y VILJOEN, R.P. (1969). "The geology and geochemistry of the Lower Ultramafic Unit of the Onverwacht Group and a proposed new class of igneous rocks". *Spec. Publ. Geol. Soc. S. Africa*, 2: 55-86.
- VISSERS, R.L.M. (1977). "Deformation of pre-alpine age in the Nevado-Filábride Complex of the central Sierra de los Filabres, SE Spain. Macroscopic and microtextural evidence". *Proc. Kon. Ned. Akad. v. Wet. ser. B*, 80: 302-311.
- VISSERS, R.L.M. (1981). "A structural study of the central Sierra de los Filabres (Betic Zone, SE Spain), with emphasis on deformational processes and their relation to the alpine metamorphism". GUA Papers of Geology, serie 1, nº 15-1981, 154 pp.
- WENK, H.R.; VENKITASUBRAMANYAN, C.S. y BAKER, D.W. (1973). "Preferred orientation in experimentally deformed limestone" *Contr. Mineral. Petrol*, 38: 81-114.
- WESTERVELD, J. (1929). "De bouw der Alpujarras en het tektonisch verband der oostelijke betische ketens". Proefschrift Delft, 120 pp.

- WHITE, S. (1976). "The effects of strain on the microstructures, and fabrics and deformation mechanism in quartzites". Roy. Soc. Lond. Phil. Trans., A 283: 69-86.
- WHITE, S.H. (1977). "Geological significance of recovery and recrystallization processes in quartz". Tectonophysics, 39: 143-170.
- WINCHESTER, J.A. y FLOYD, P.A. (1976). "Geochemical magma type discrimination: application to altered and metamorphosed basic igneous rocks". Earth Planet. Sci. Lett. 28: 459-469.
- WINKLER, H.G.F. (1965). "Petrogenesis of metamorphic rocks". Springer Verlag Berlin, (1ª ed) 320 pp.
- WINKLER, H.G.F. (1974). "Petrogenesis of metamorphic rocks". Springer Verlag, Berlin, (3ª ed.), 320 pp.
- YODER, H.S. y TILLEY, C.E., (1962). "Origin of basalt magmas: an experimental study of natural and synthetic rocks systems". Journ. Petrol., 3: 342-352.
- ZECK, H.P. (1974). "Cataclastites, hemiclastites, holoclastites, blasto-ditto and myloblastites-cataclastic rocks". Am. J. Sci, 274: 1.054-1.073.
- ZEN, E-an (1960). "Metamorphism of lower paleozoic rocks in the vicinity of the Taconic Range in west-central Vermont". Am. Mineral., 45: 129-175.
- ZEN, E-an y ALBEE, A.L. (1964). "Coexisting muscovite and paragonite in pelitic schists". Am. Mineral., 49: 904-923.
- ZERMATTEN, H.L.J. (1929). "Geologische onderzoekingen in de randzone van het venster der Sierra Nevada (Spanje)". Proefschrift Delft, 104 pp.
- ZEYLMANS VAN EMMICHOVEN, C.P. (1925). "Geologische onderzoekingen in de Sierra de los Filabres (provincia Almería, Spanje)". Proefschrift Delft, 160 pp.
- ZWART, H.J. (1962). "On the determination of polymetamorphic mineral associations and its application to the Bosost area (Central Pyrenees)". Geol. Rundschau, 52: 38-65.
- ZWART, H.J. (1963). "The structural evolution of the Paleozoic of the Pyrenees". Geol. Rundschau, 53: 170-205.

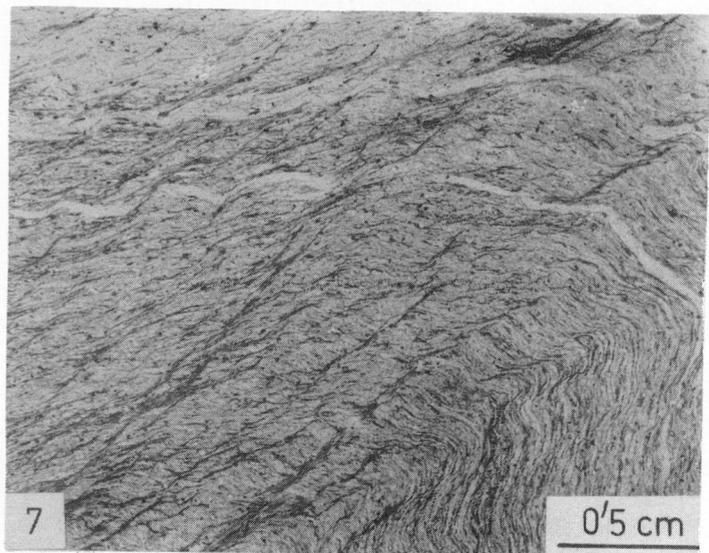
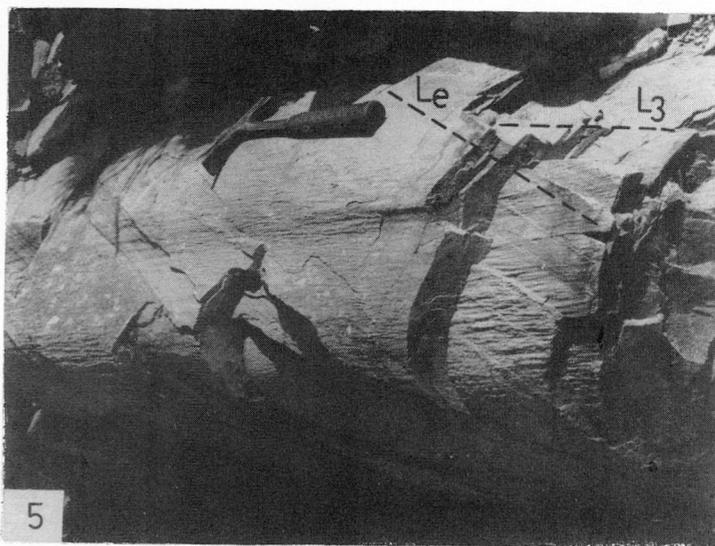
REFERENCIAS ADICIONALES:

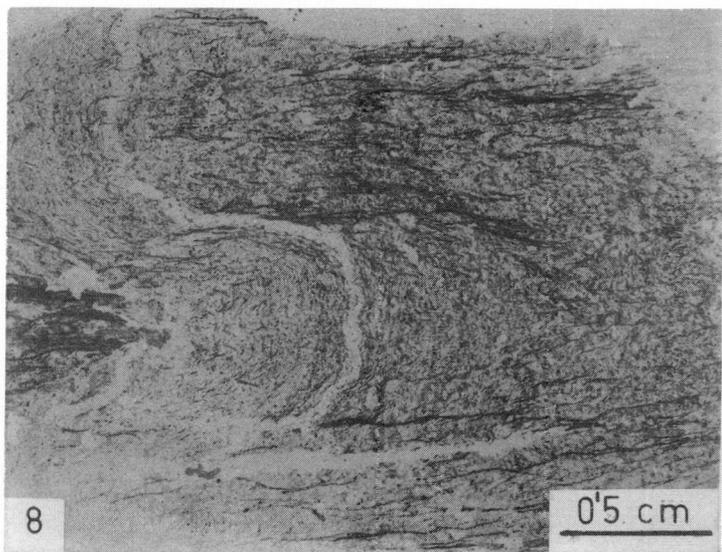
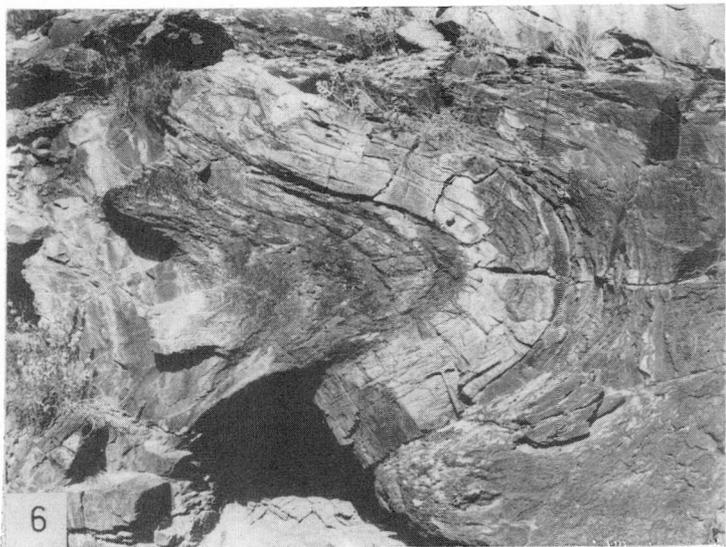
- DURAND DELGA, M. (1980). "La anée occidentale: étapes de sa genèse et problèmes structuraux liés à celle-ci". Mém. Soc. Géol. France, Hors-Sér., 10: 203-224.
- LEBLANC, D. y OLIVIER, PH. (1984). "Role of strike-slip faults in the Betic-Rifian orogeny". Tectonophysics, 101: 345-355.

1. Pliegues P_2 , isoclinales, en alternancias de metapelitas y metapsamitas de la Fm. Aulago, con desarrollo de esquistosidad de crenulación de plano axial S_2 .
2. Detalle de la fotografía anterior.
3. Pliegue P_2 , isoclinal, en metapsamitas de la Fm. Aulago.
4. Pliegue P_2 de charnela curva. Obsérvese la lineación de estiramiento transversa a la charnela. Metapsamitas de la Fm. Aulago.

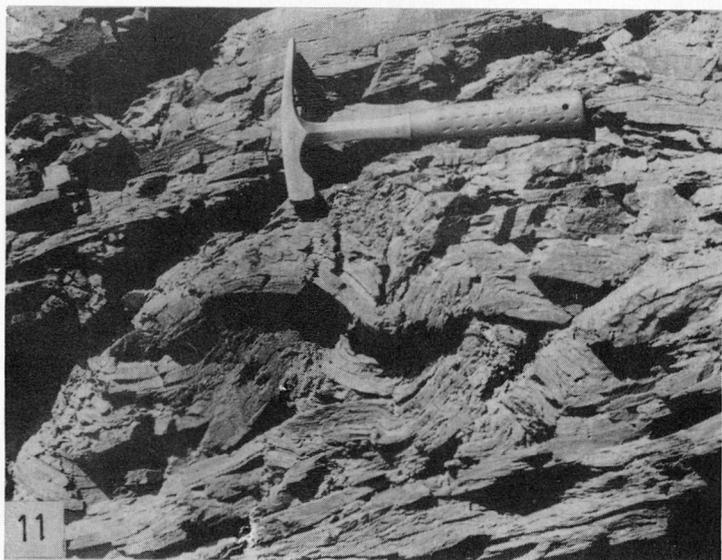
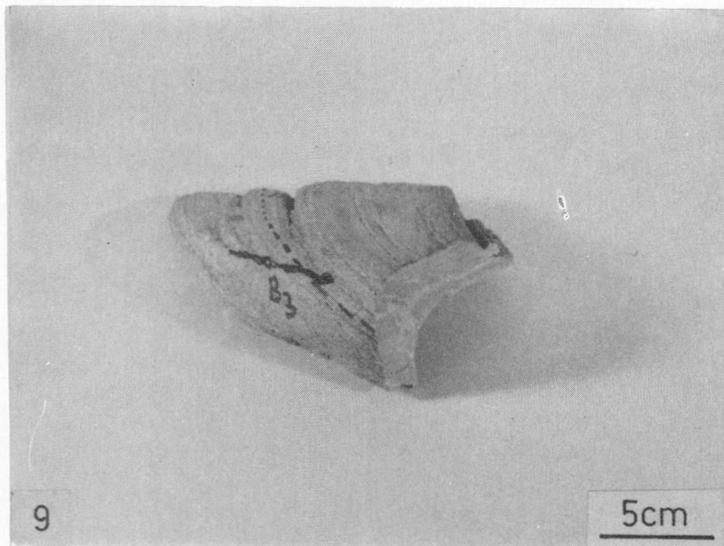


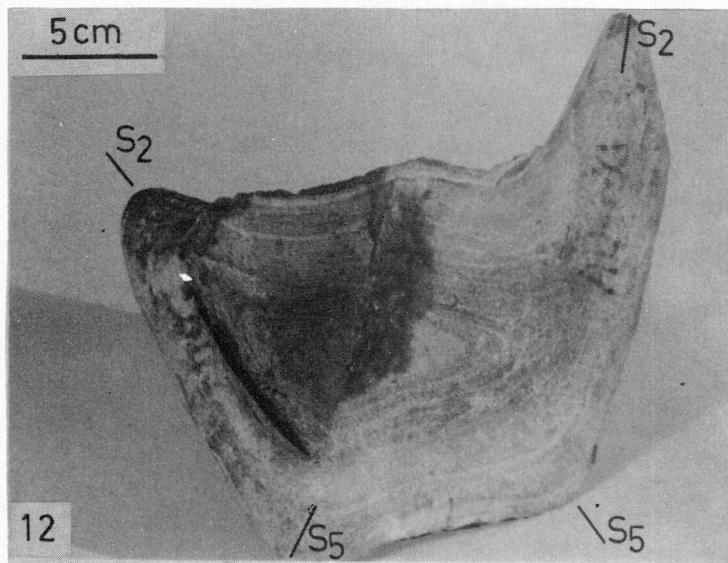
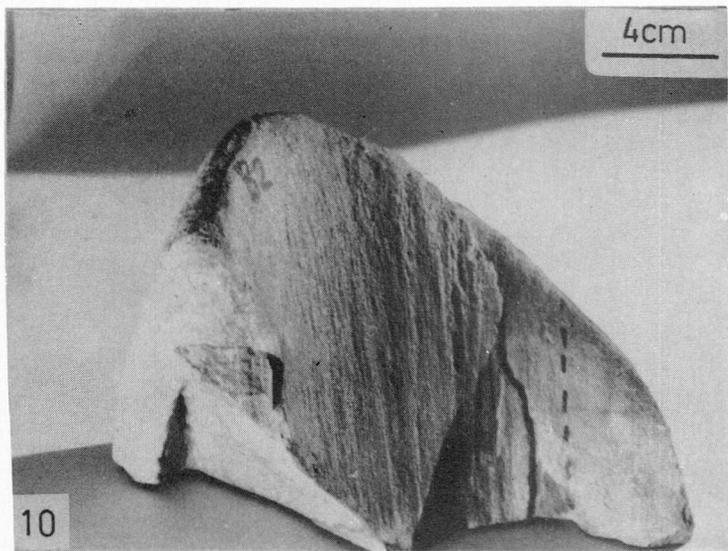
5. Pliegue P_3 cerrado con desarrollo de lineación de crenulación L_3 paralela al eje del pliegue y que afecta a la lineación de estiramiento L_e . Metapsamitas de la Fm. Aulago.
6. Pliegue P_3 con desarrollo de esquistosidad de crenulación de plano axial S_3 subhorizontal. Niveles de metapsamitas intercalados en metapelitas de la Fm. Aulago.
7. Micropliegues P_3 abiertos con desarrollo de una incipiente esquistosidad de crenulación S_3 . Metapelitas de la Fm. Aulago.
8. Desarrollo de un bandeo tectónico S_3 cuando los pliegues P_3 son más apretados que en los casos como el de la fotografía anterior.



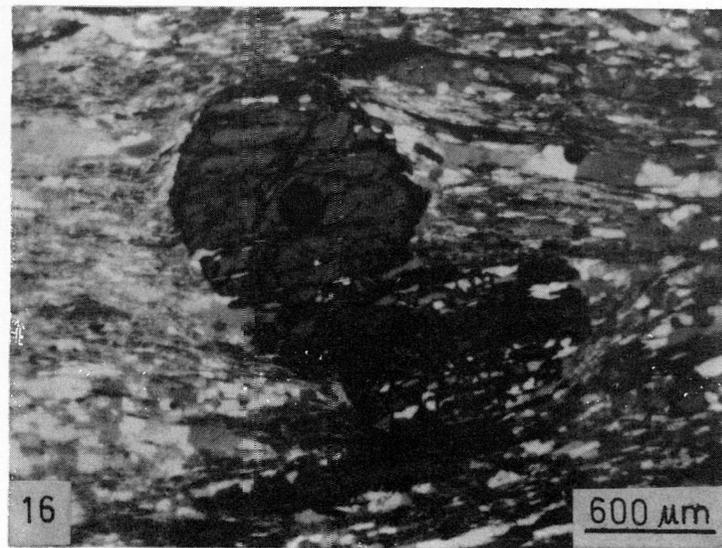
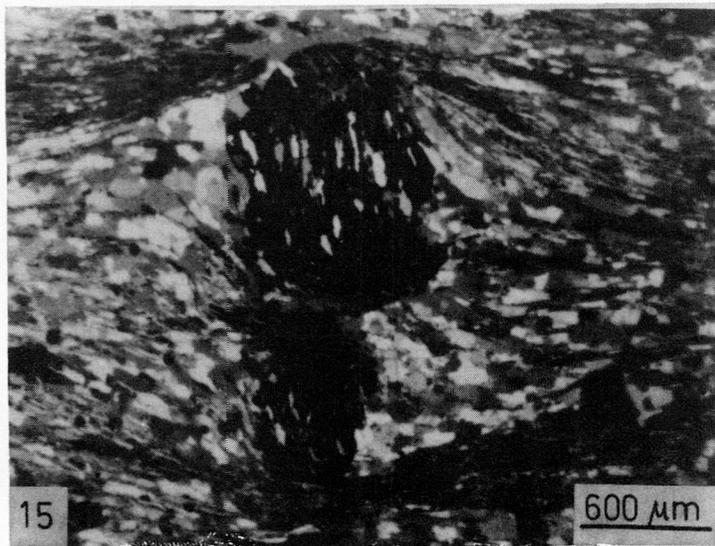
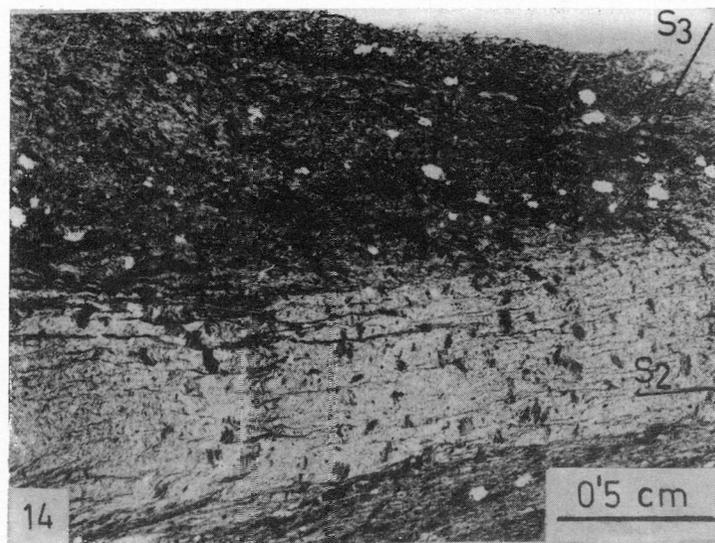
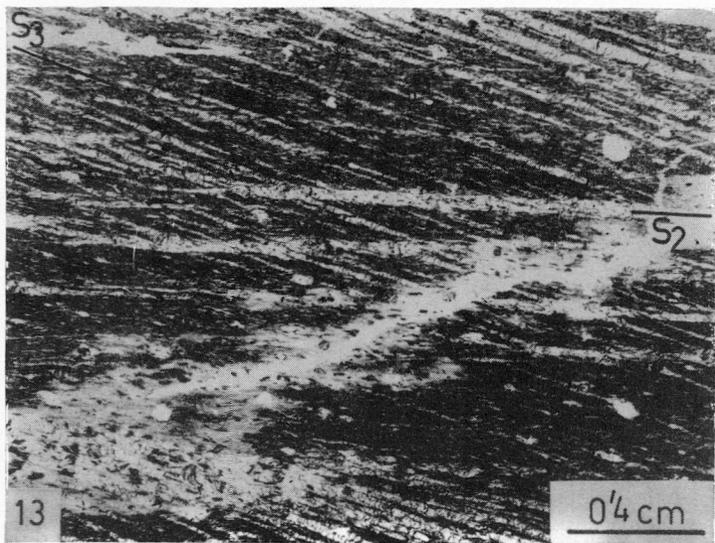


9. Pliegue P_3 abierto que afecta a la lineación de estiramiento Le. Metapsamitas de la Fm. Aulago.
10. El mismo ejemplo de la fotografía 12 en el que se observa mejor la charnela de los pliegues P_2 doblada por los P_5 .
11. Pliegues P_4 con charnelas múltiples ("box fold"). Metapelitas de la Fm. Aulago.
12. Formas lobuladas, "en cuerno" o "de media luna" correspondientes a un modelo de interferencia del tipo 2 de Ramsay (1967) por superposición de pliegues P_5 sobre P_2 . Metapsamitas de la Fm. Aulago.

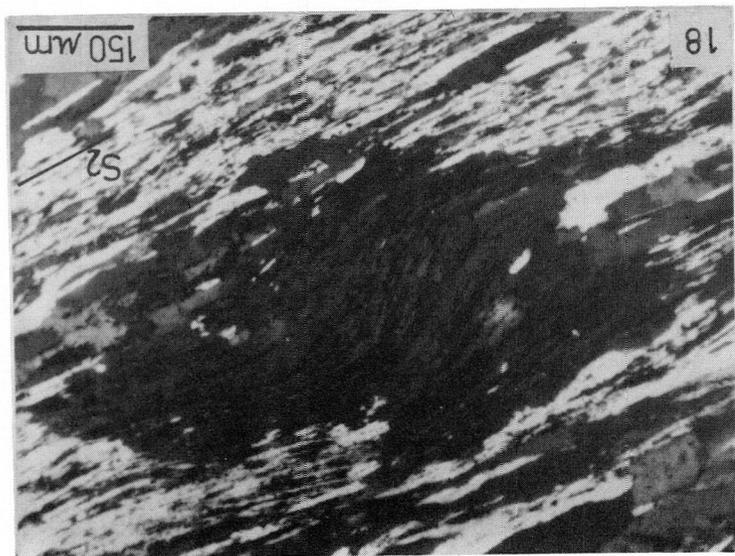
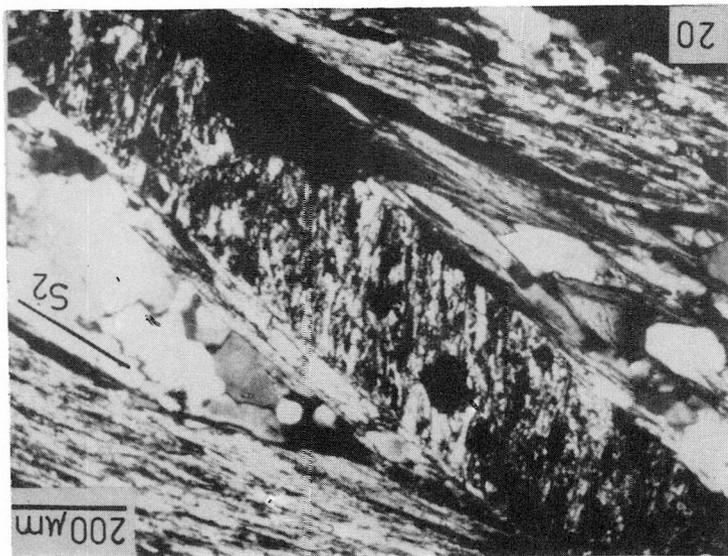


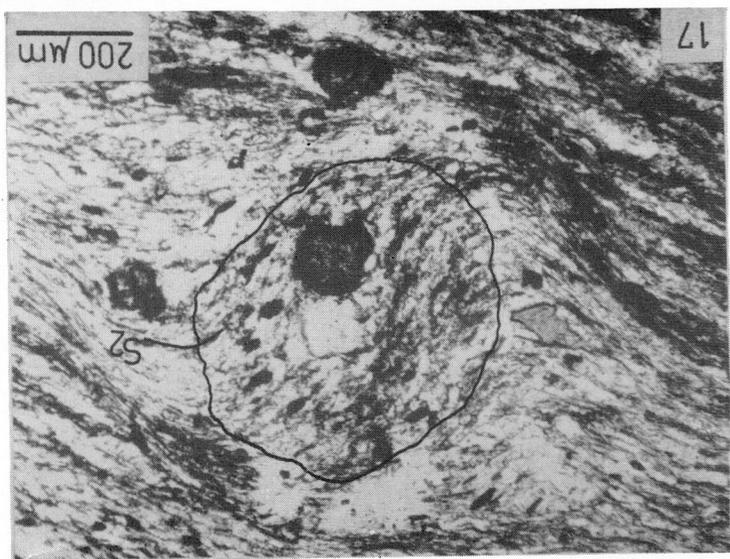
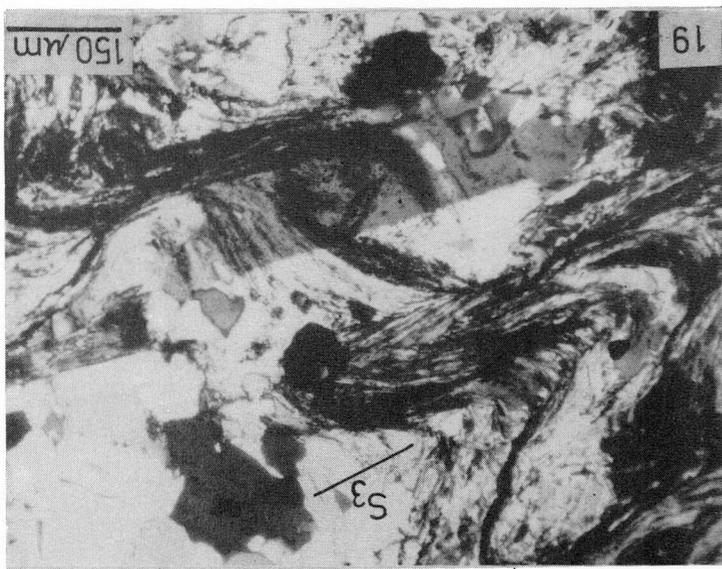


13. Interferencia de dos bandeados tectónicos formados en dos fases de deformación sucesivas: S_2 y S_3 . Metapelitas de la Fm. Aulago.
14. Depósito preferencial de cuarzo en las charnelas de los pliegues P_2 (microlitones) para dar el bandeadado tectónico S_2 , que aparece afectado por un microplegado P_3 con desarrollo de un clivaje de crenulación incipiente S_3 . Metapelitas de la Fm. Aulago.
15. Peciloblastos de granate con textura "en bola de nieve", sin- D_2 . Metapelitas de la Fm. Aulago.
16. Peciloblastos de granate con textura helicítica de la S_2 . Metapelitas de la Fm. Aulago.

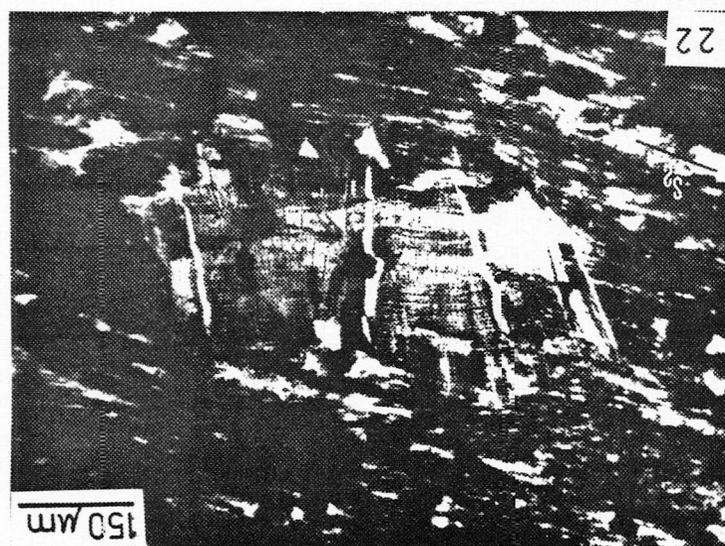
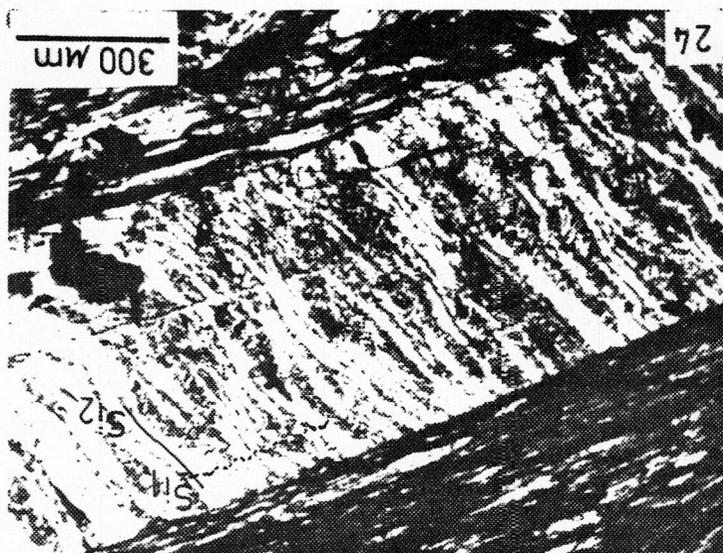


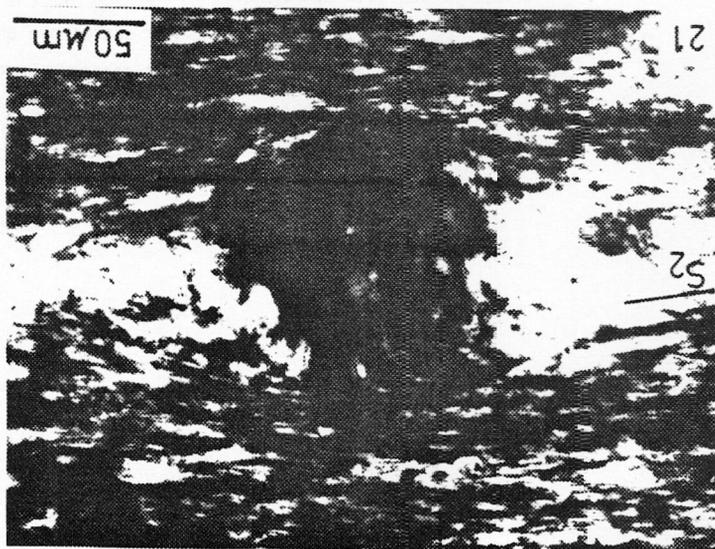
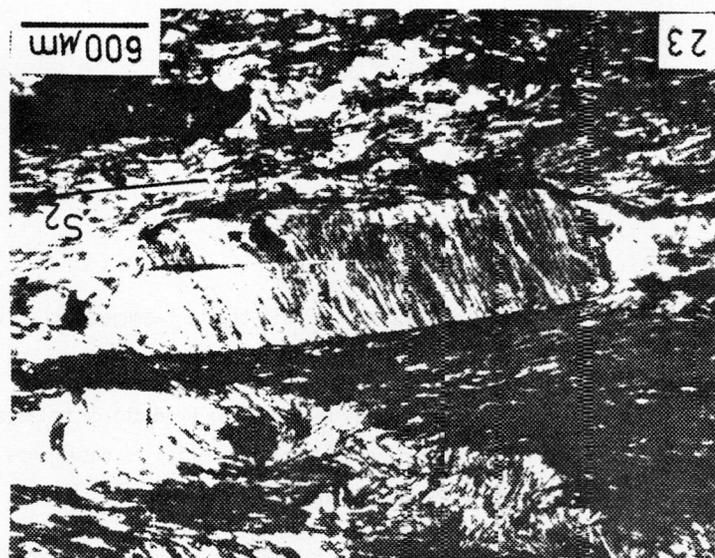
17. Peciloblasto de albita rotacional, sin-D₂, con inclusiones de granate de la 1ª fase. Metapelitas de la Fm. Aulago.
18. Peciloblasto de albita rotacional, sin-D₂. Metapelitas de la Fm. Aulago.
19. Peciloblasto de albita con textura helicítica de los pliegues P₃. Metapelitas Fm. Aulago.
20. Peciloblasto de cloritoide pre-alpino con inclusiones microplegadas, que aparece rodeado por la esquistosidad S₂. Metapelitas de la Fm. Aulago.



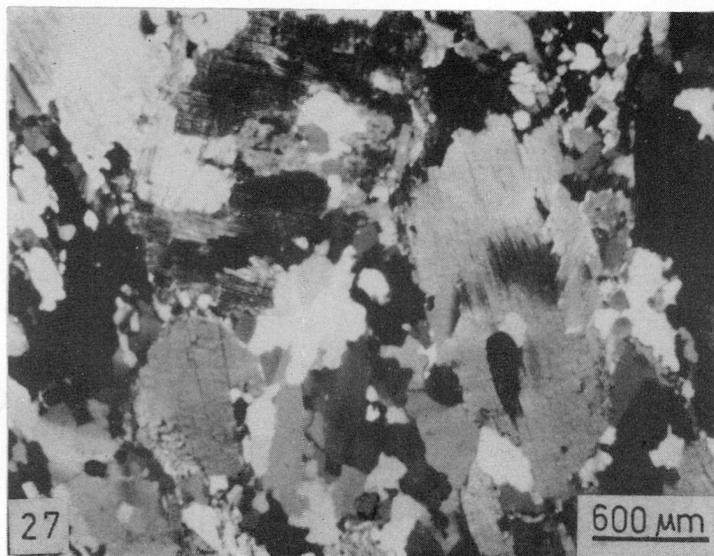
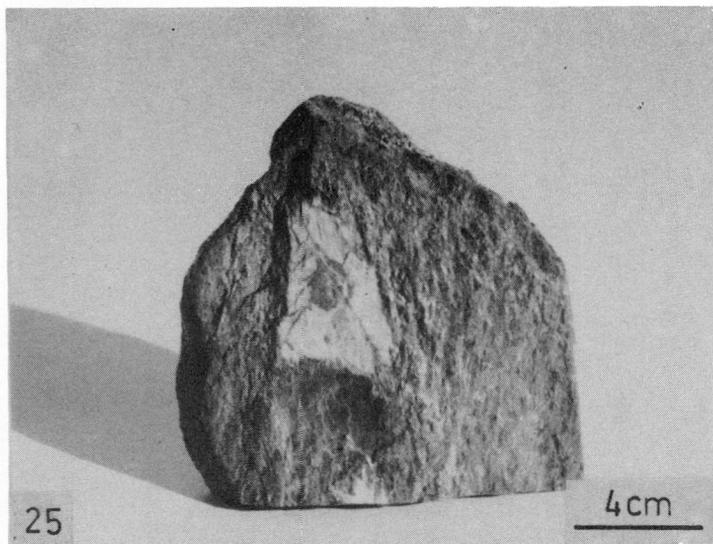


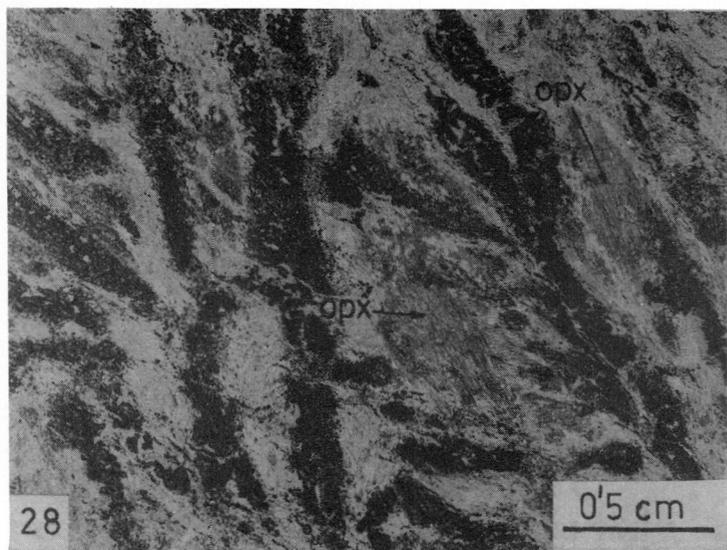
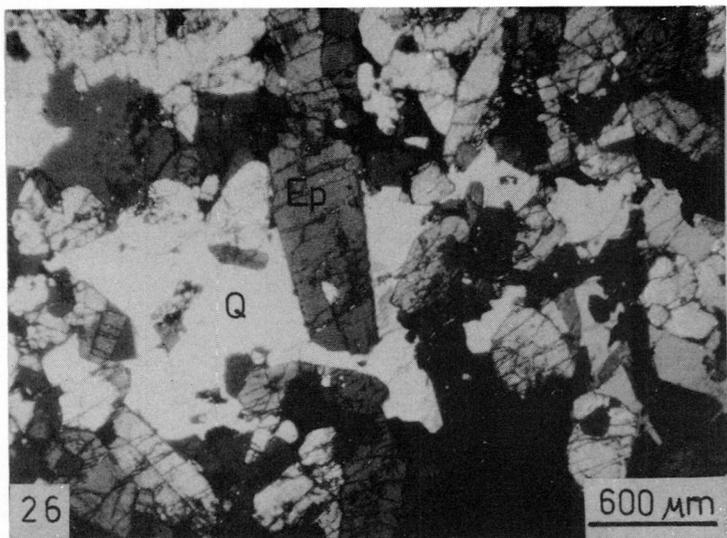
21. Peciloblasto de biotita marrón con textura rotacional, sin-D₂. Metapelitas de grano fino de la Fm. Aulago.
22. Peciloblasto de estilpnomelana con textura helicítica de la S₂. Metapelitas de la Fm. Aulago.
23. Peciloblasto de cloritoide pre-alpino con inclusiones microplegadas. Metapelitas de la Fm. Montenegro.
24. Detalle de la fotografía anterior que muestra las dos fábricas internas del cloritoide.





25. Pseudomorfo de chiastolito (agregado de sericita) que conserva la cruz de grafito. Metapelitas de la Fm. Montenegro.
26. Agregado de epidota (Ep) producto de metasomatismo silíceo de mármoles grafitosos de la Fm. Montenegro. La transformación es en algunos puntos total y la sílice en exceso se deposita como cuarzo intersticial (Q).
27. Cristales de mica incolora con textura decusada en gneises turmalínicos de Fm. Santillana.
28. Harzburgita con textura "spinifex". Los olivinos muestran una disposición palmeada (en negro). Las zonas más claras corresponden a un agregado de talco y minerales de la serpentina, producto de alteración del ortopiroxeno, que se conserva como reliquia en algunos puntos (opx). Ultramafitas de la Fm. Santillana.



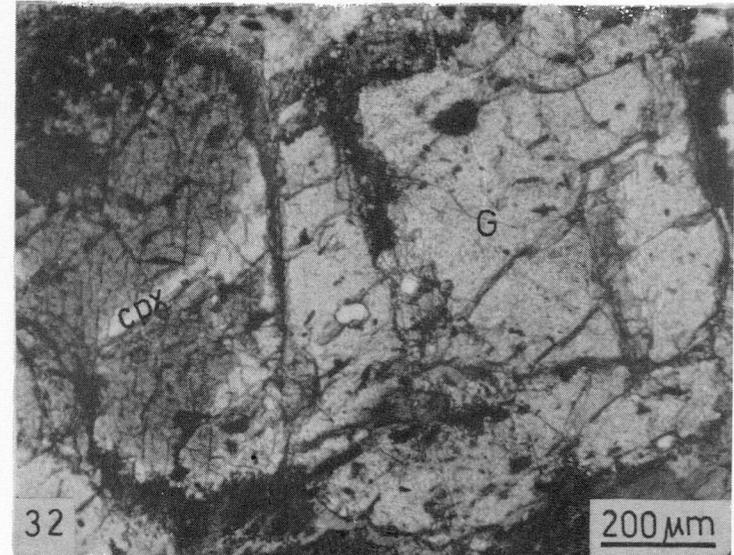
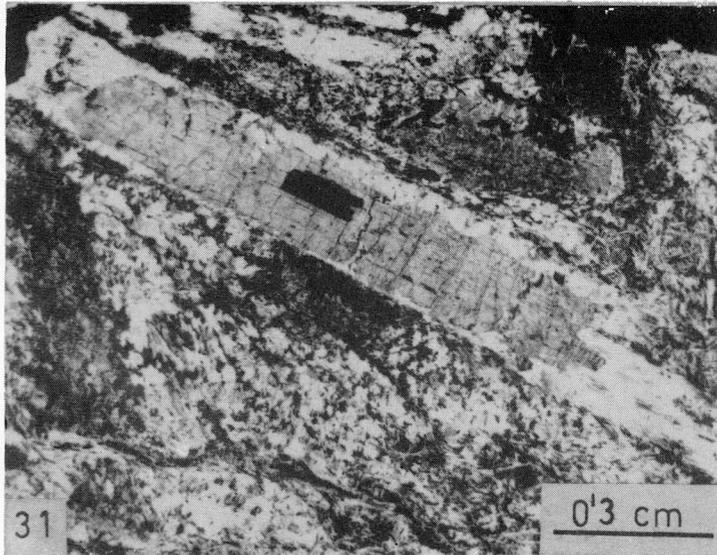
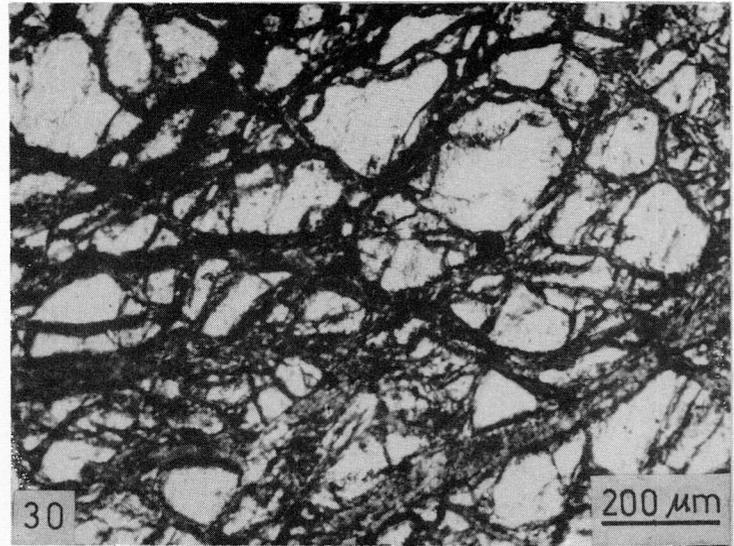
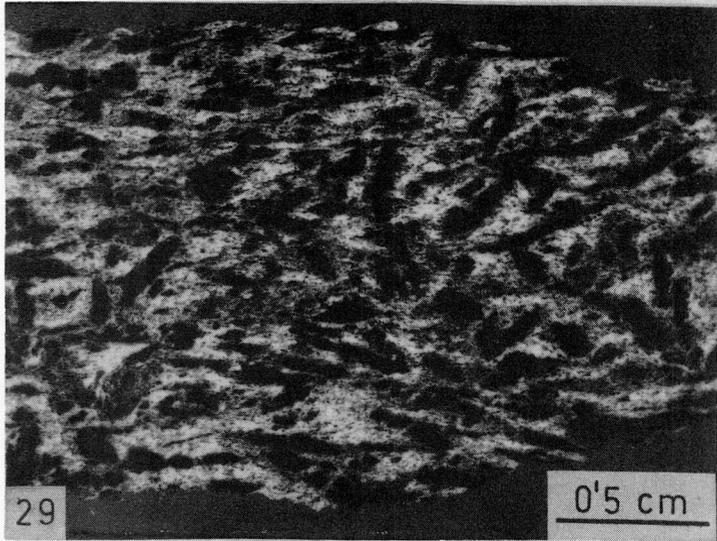


29. Id. a la 28.

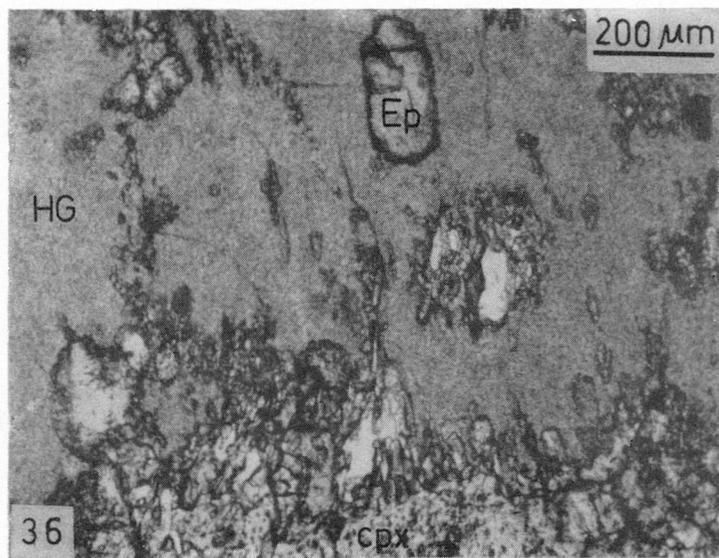
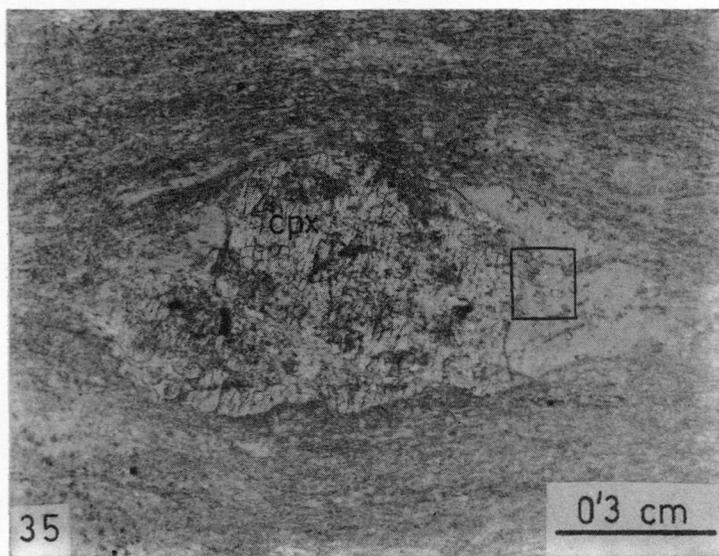
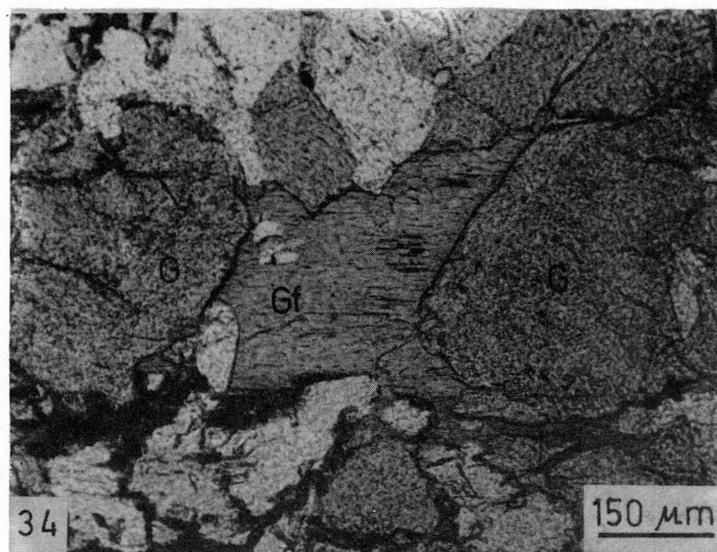
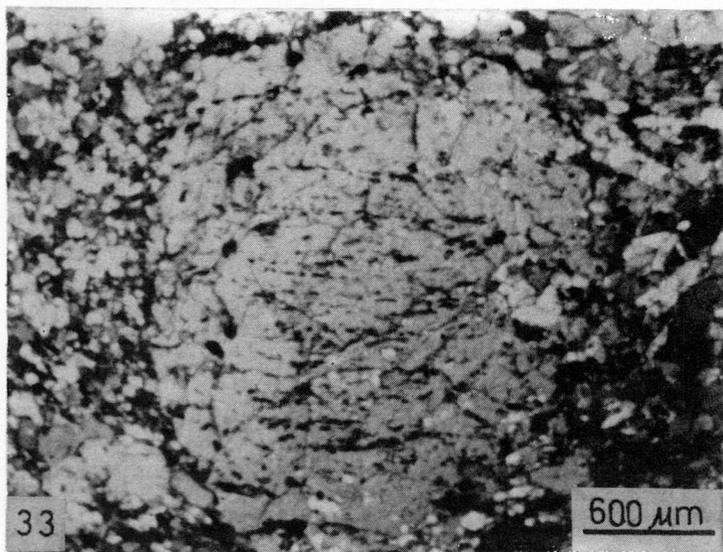
30. Olivino con textura mallada en una ultramafita granular de la Fm. Santillana.

31. Cristal de ortopiroxeno parcialmente alterado a talco en una ultramafita serpentizada de la Fm. Santillana.

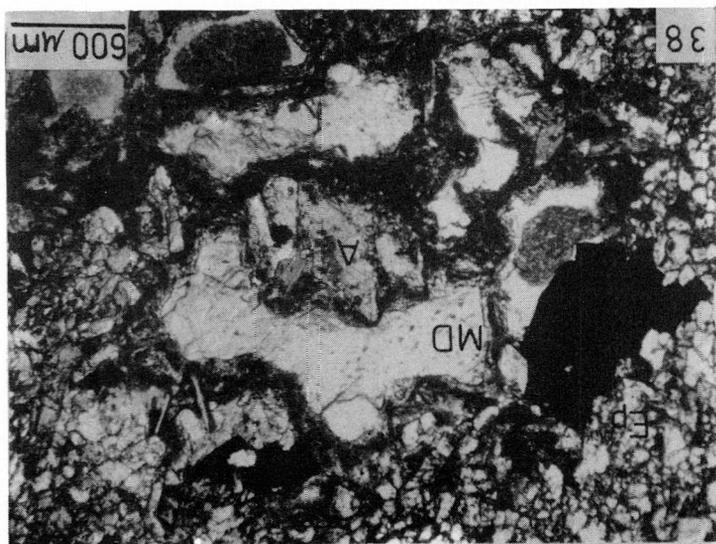
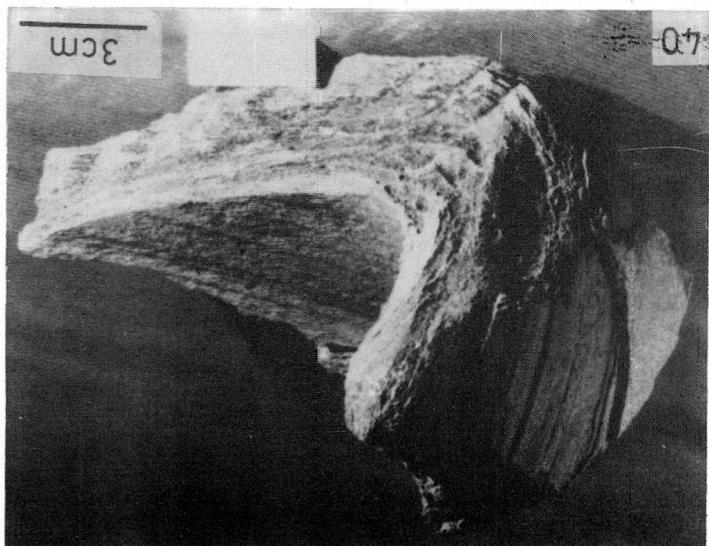
32. Cristal de onfacita (cpx) que muestra una interfase recta con el granate (G). Eclogita anfibolitizada de la Fm. Santillana.

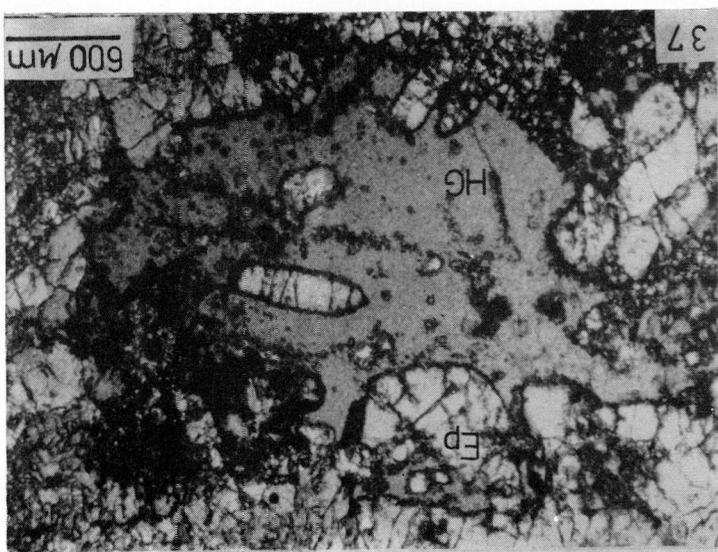
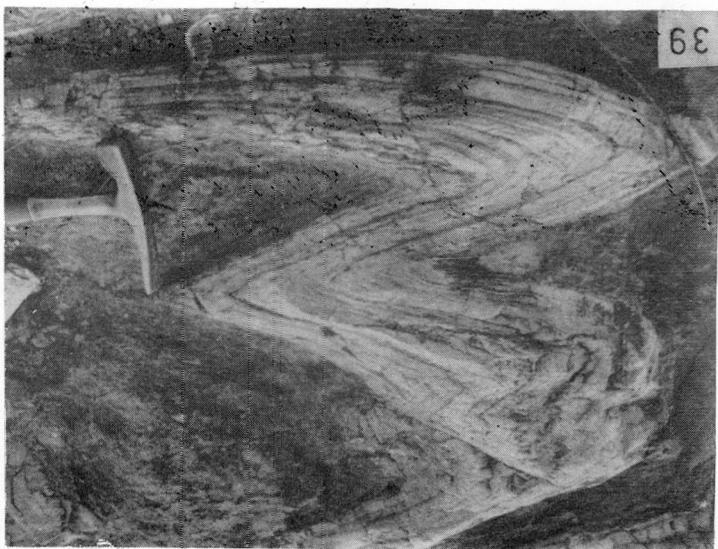


33. Peciloblasto de granate con textura helicítica de la S_2 . Anfibolita de la Fm. Santillana.
34. Glaucofana de hábito intersticial (Gf) con límites de equilibrio con el granate (G). Eclogita anfibolitizada de la Fm. Santillana.
35. Reliquia de clinopiroxeno ígneo (cpx) en una rodingita de la Fm. Santillana.
36. Detalle de la anterior en el que se observa la transformación del clinopiroxeno (cpx) en una masa de hidrogrosularia (HG) y cristales de epidota dispersos (Ep). Rodingita de la Fm. Santillana.

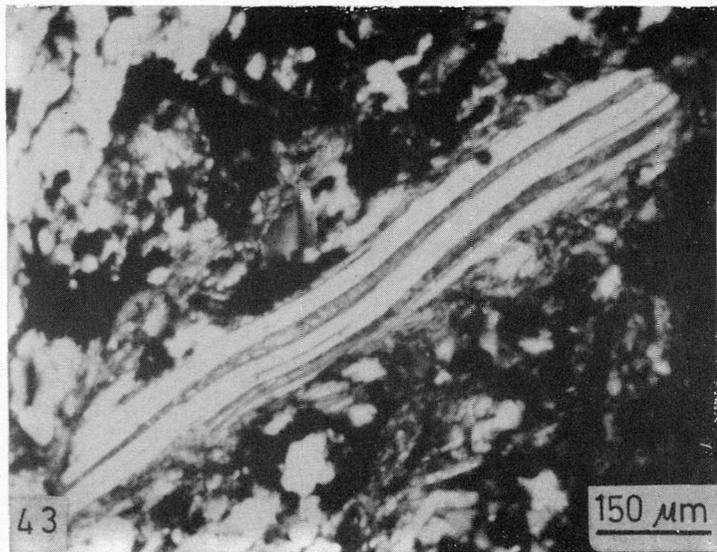
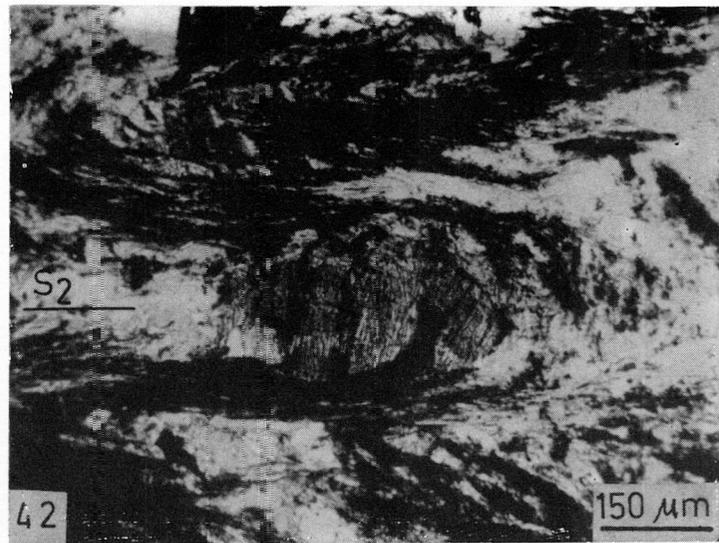
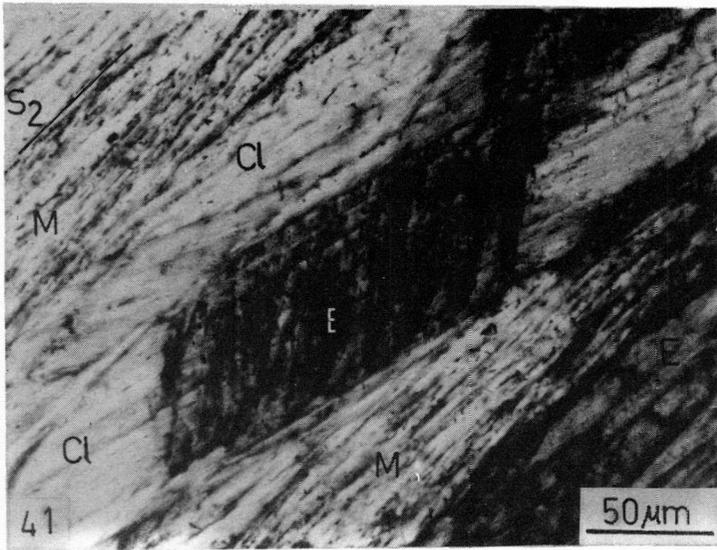


37. Agregado de epidota (Ep) embebido en una pasta intersticial de hidrogrosularia (HG) en una rodingita de la Fm. Santillana.
38. Reliquia de mármol dolomítico (MD) con bordes de corrosión en una rodingita de la Fm. Santillana. Se observan cristales de epidota (Ep) y de anfíbol verde-azul (A), que son dos constituyentes importantes de estas rocas.
39. Pliegue P_2 en metapelitas de la Fm. Santillana. El eje B_2 es paralelo a la lineación de estiramiento L_e (perpendicular a la fotografía).
40. Pliegue P_3 que afecta a la lineación de estiramiento L_e . Metapelitas Fm. Montenegro.



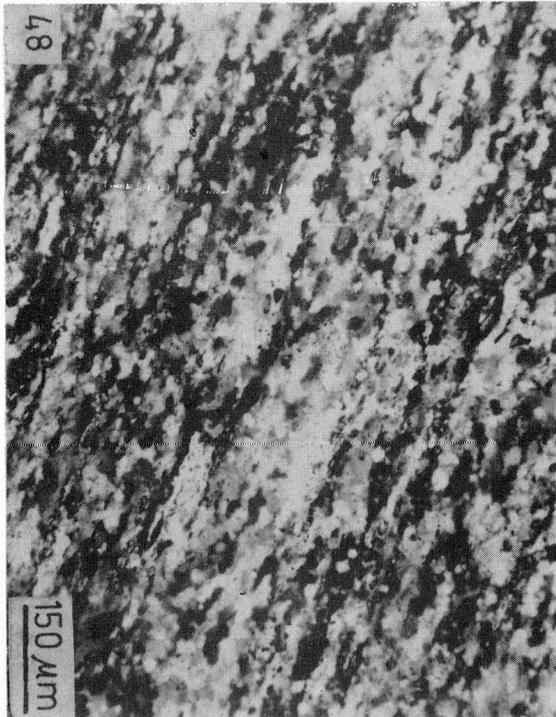
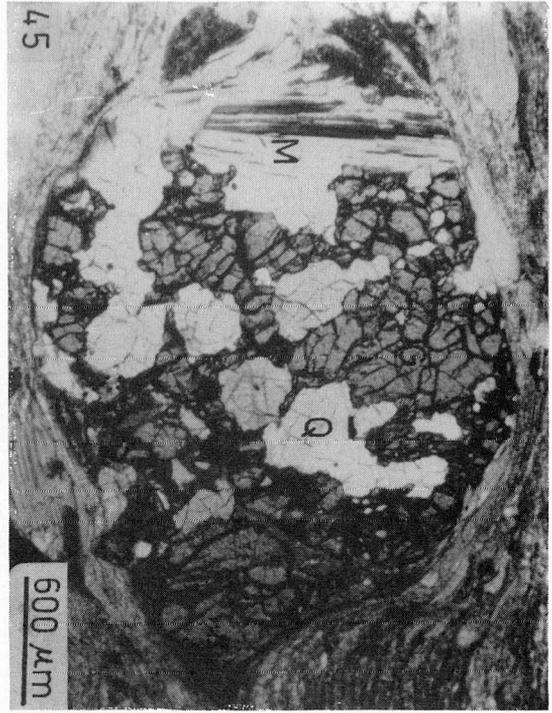
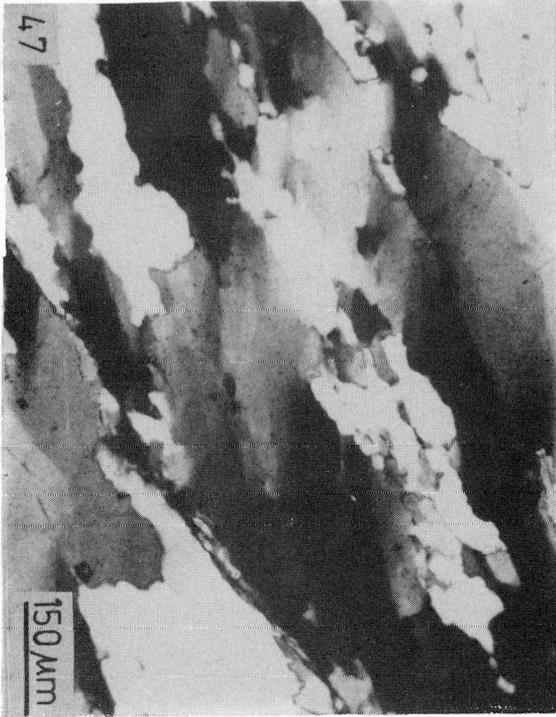


41. Peciloblasto de estilpnomelana (E) con textura rotacional, sin-D₂, en metapelitas de la Fm. Montenegro. Se encuentra parcialmente cloritizado (Cl).
42. Peciloblasto de clorita con textura helicítica de los pliegues P₂. Metapelitas de la Fm. Montenegro.
43. Cristal de mica incolora con fracturas tensionales paralelas a los planos (001), que son rellenas por carbonato. Gneises turmalínicos de la Fm. Tahal.
44. Textura mirmekítica: burbujas de albita con inclusiones de cuarzo vermicular en el borde de un cristal de microclina peritítica (MP). Gneises turmalínicos de la Fm. Nevada.

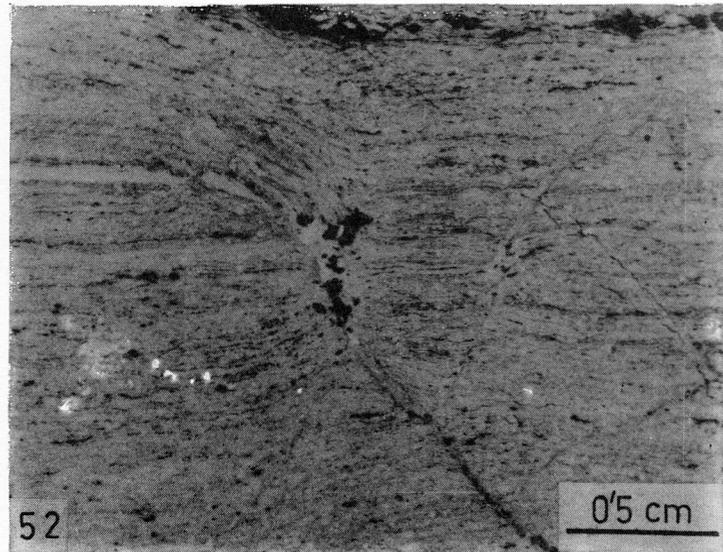
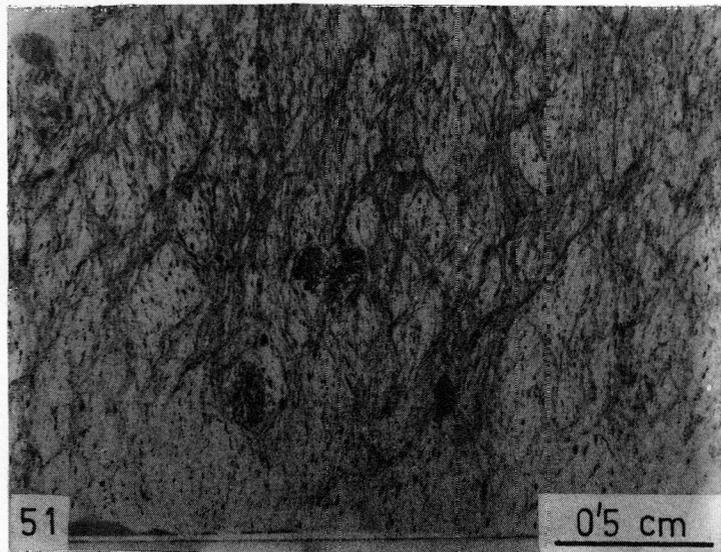
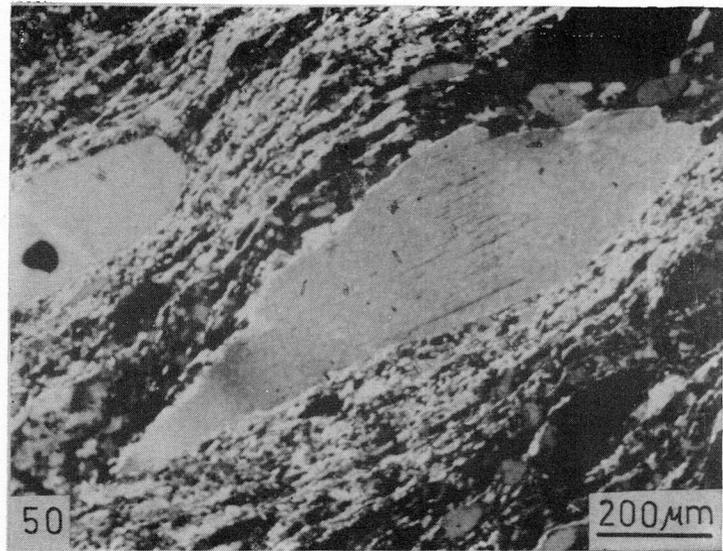
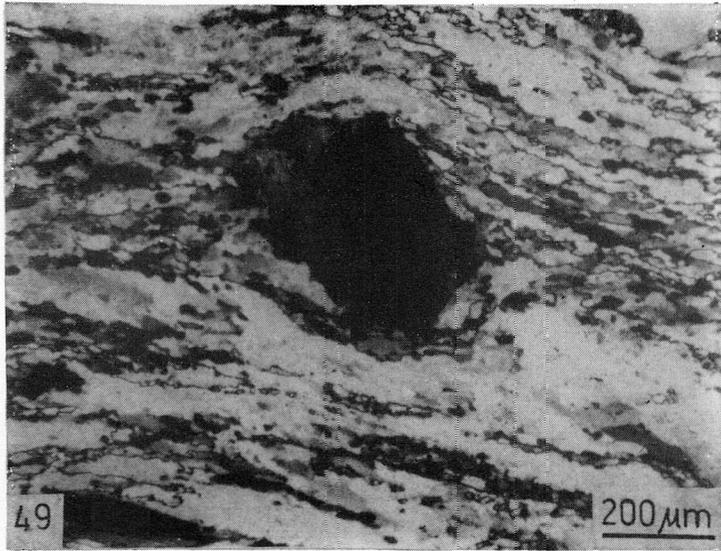


UNIVERSIDAD DE GRANADA
ÁREA DE CIENCIAS
GRANADA

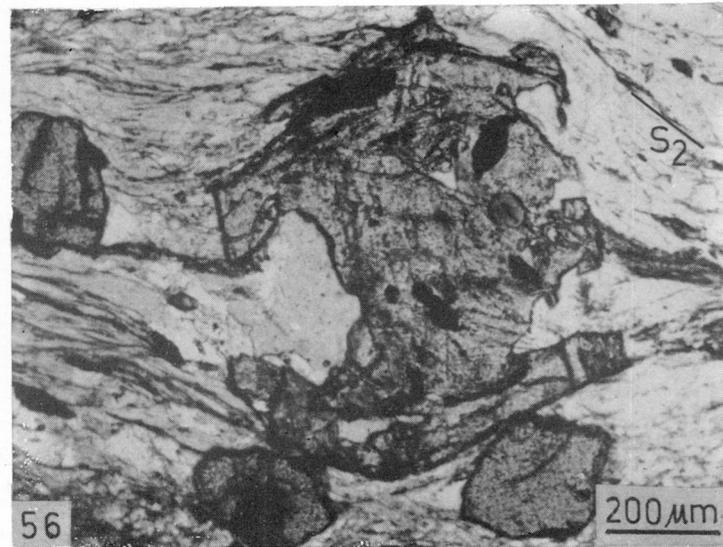
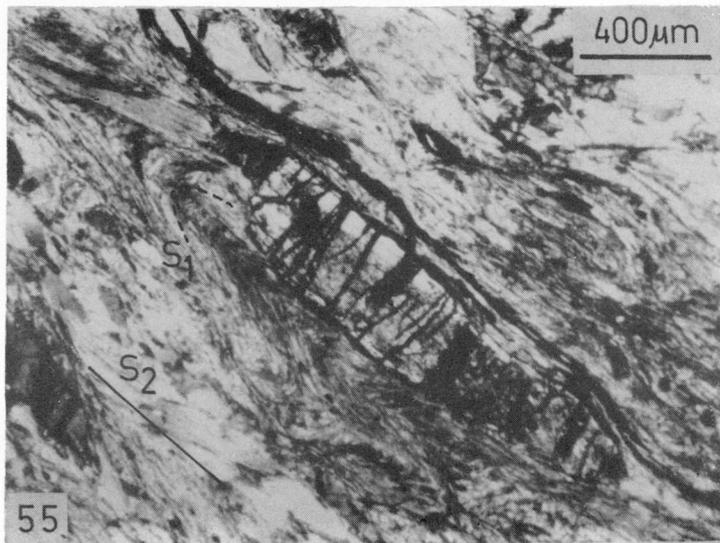
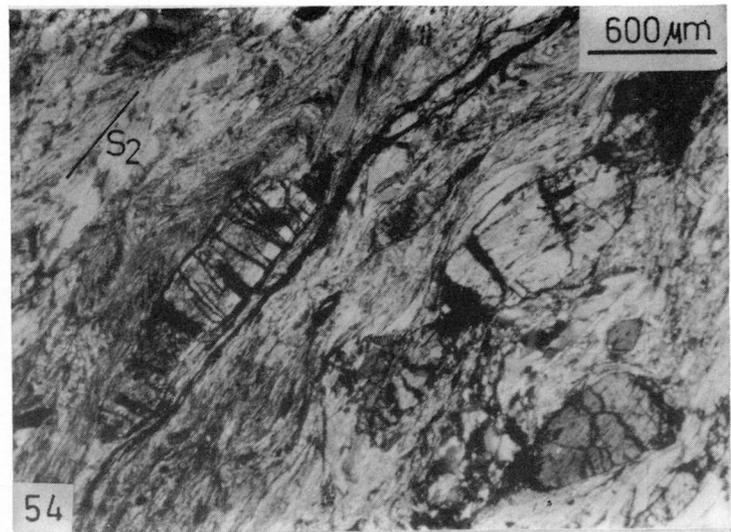
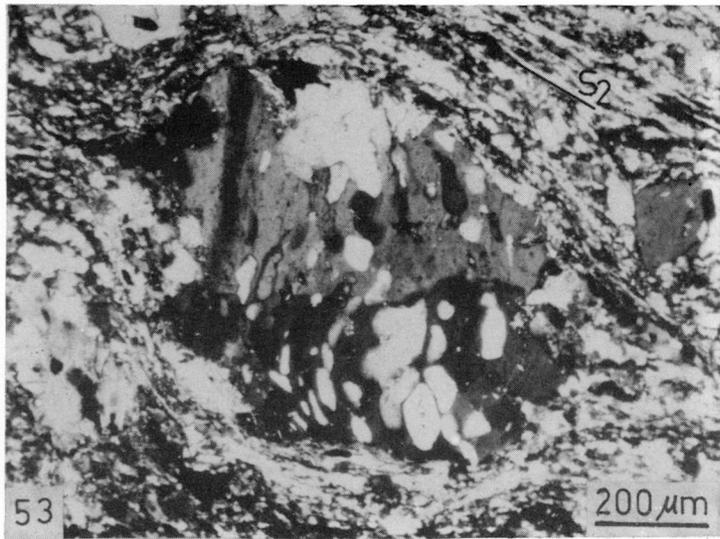
45. Granate esquelético (G) en gneises melanocráticos de la Fm. Nevada. El granate preserva al cuarzo incluido (Q) de la deformación plástica que sufre la matriz.
46. Fábrica plano-lineal con una fuerte lineación de estiramiento L_m en cuarzo-milonitas de la Fm. Tahal.
47. Subestructuras en cristales de cuarzo deformados plásticamente: muestran bordes indentados y bandas de deformación. Esquisto protomilonítico de la Fm. Nevada.
48. Subestructuras en cristales de cuarzo de cuarzo-milonitas de la Fm. Nevada: se observan sub-granos o falsos granos y un porcentaje importante de granos de recristalización dinámica, desarrollados preferentemente en los límites de granos mayores .



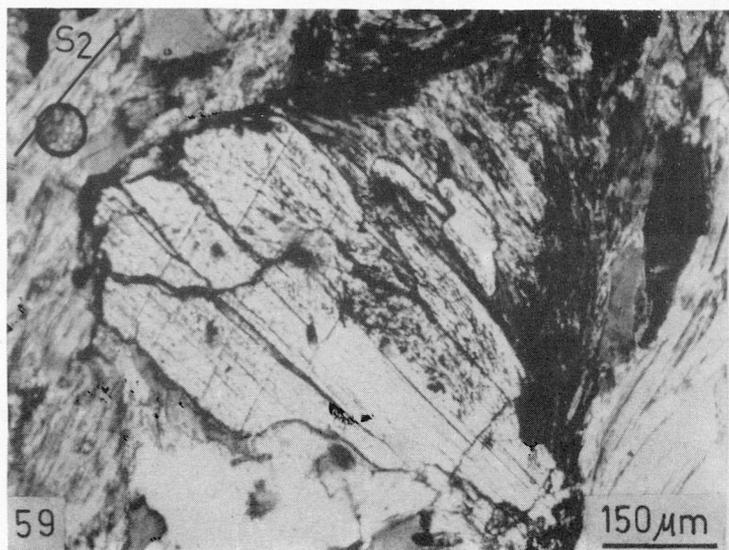
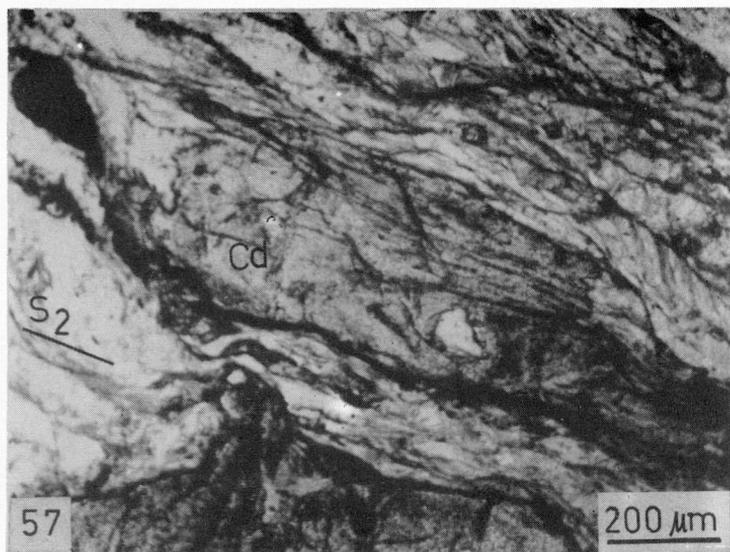
49. Cuarcita con textura del cuarzo en "ribbon" muy alargados. Son grandes cintas con una misma orientación óptica. Los límites de los granos aparecen indentados y se observan sub-granos. En el centro de la fotografía hay un cristal de cuarzo porfiroclástico con sombras de presión asimétricas. Cuarzo-milonitas de la Fm. Nevada.
50. Porfiroclasto de mica incolora que ha sido parcialmente reducido de tamaño por trituración de sus bordes e incorporación de micas de tamaño sericítico a la matriz. Esquistos cuarzo-feldespáticos de la Fm. Tahal.
51. Clivajes de crenulación extensional conjugados que dan una textura en "peces" o "almendras" de roca. Metapelitas de la Fm. Tahal.
52. "Boudinage" de la foliación simétrico. Metapelitas de la Fm. Tahal.

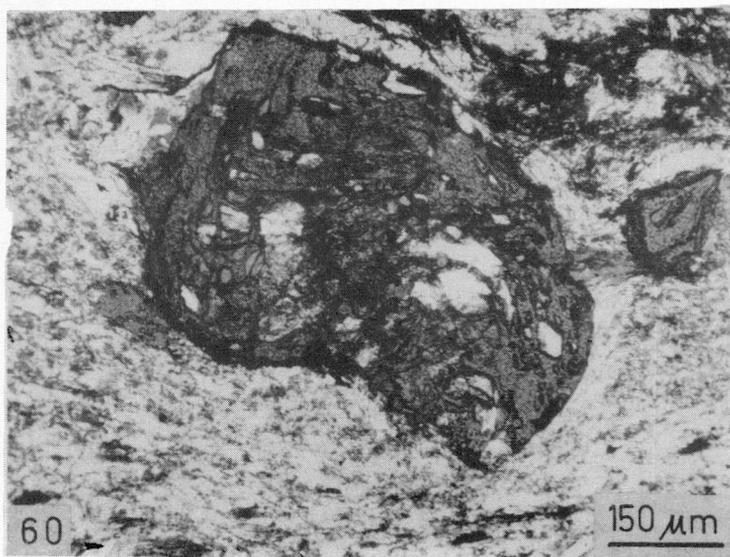
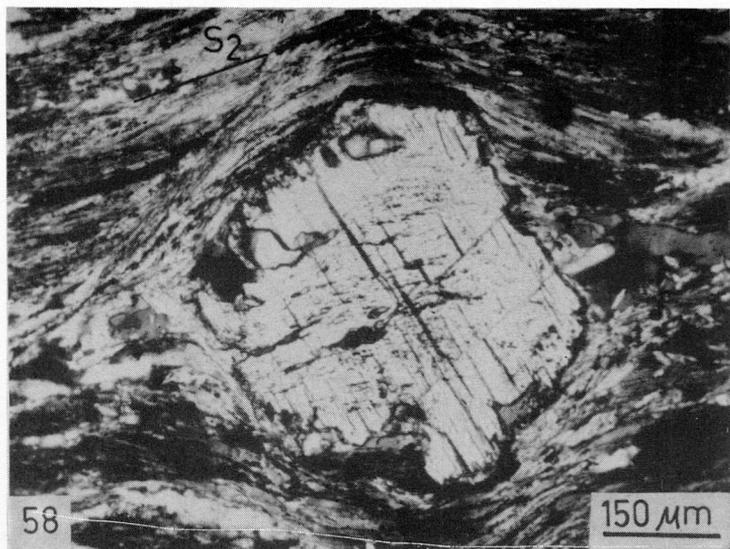


53. Peciloblasto de albita rotacional, sin-D₂. Metapelitas de la Fm. Tahal.
54. Peciloblastos de estaurolita con textura helicítica de la S₂. Metapelitas de la Fm. Nevada.
55. Detalle de la fotografía anterior que muestra un cristal de estaurolita con textura helicítica de la S₂ y con fracturas tensionales debido a estiramiento durante la fase de deformación milonítica D_m.
56. Peciloblasto de estaurolita rotacional, sin-D₂. Metapelitas de la Fm. Nevada.

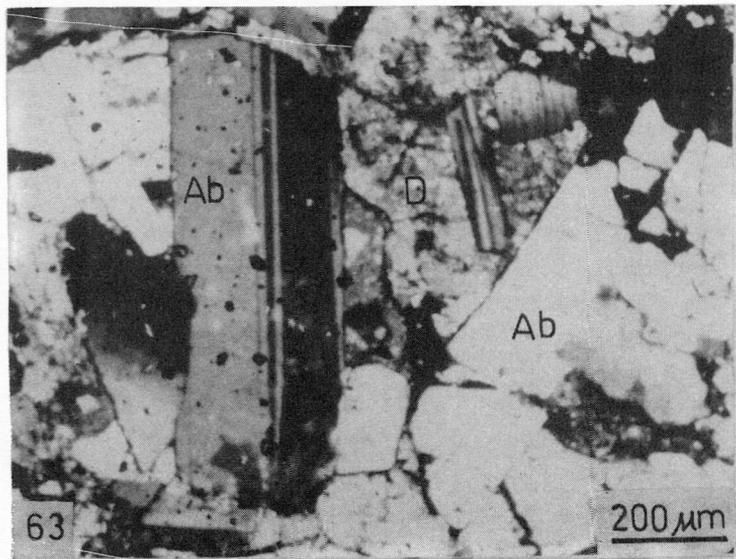
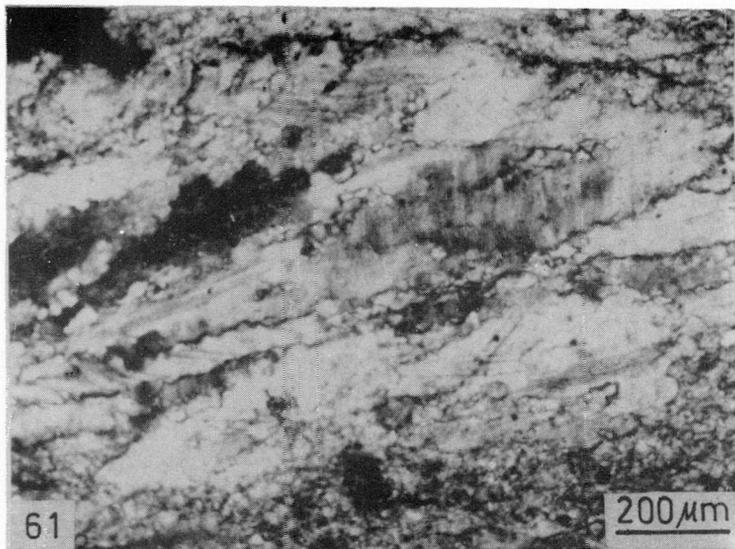


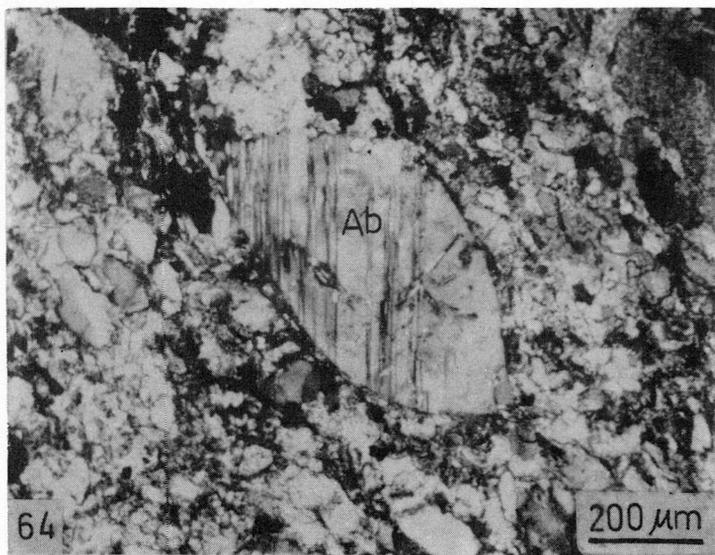
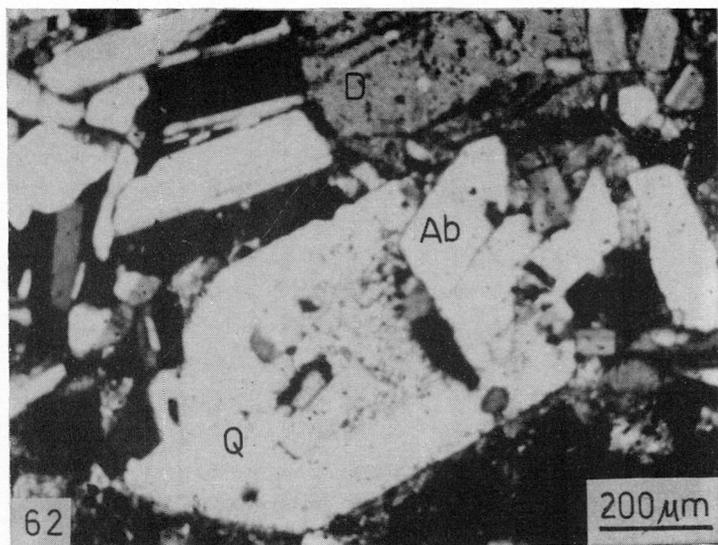
57. Peciloblasto de cloritoide con textura helicítica de la S_2 . Metapelitas de la Fm. Nevada.
58. Peciloblasto de distena con textura helicítica de la S_2 . Metapelitas de la Fm. Nevada.
59. Peciloblasto de distena con textura helicítica de los pliegues P_2 . Metapelitas Fm. Nevada.
60. Porfiroclasto de granate, deformado durante la fase milonítica D_m , con texturas rotacionales pre-miloníticas. Metapelitas de la Fm. Nevada.



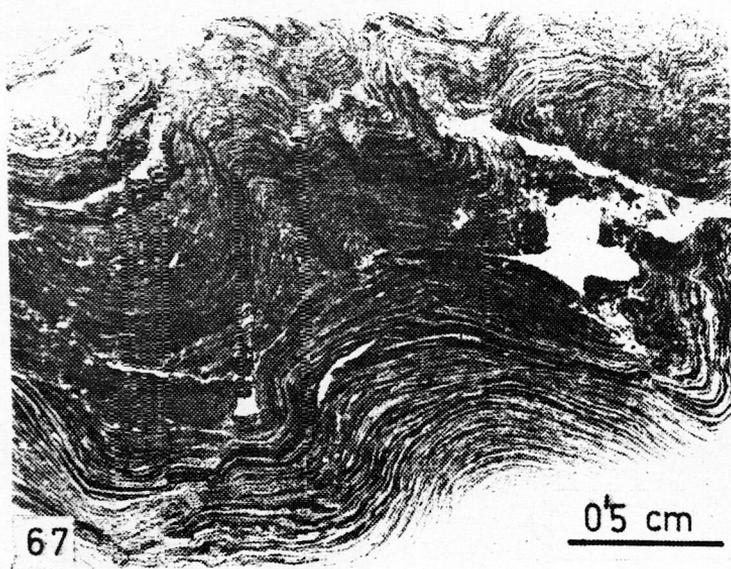
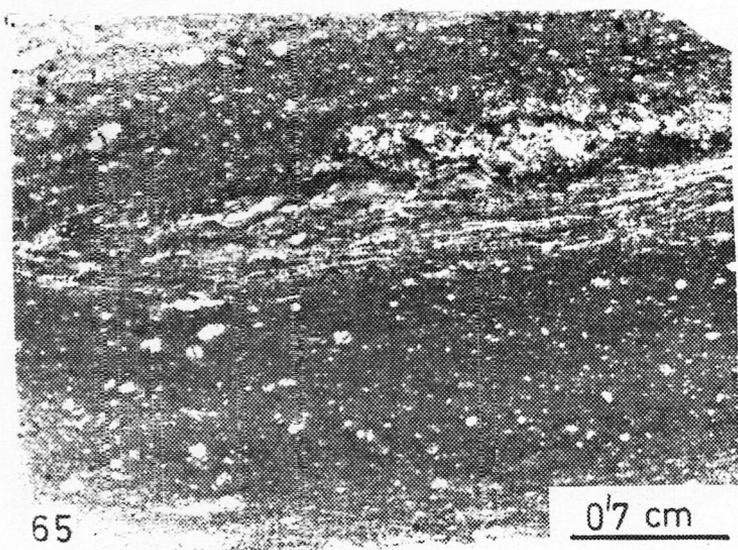


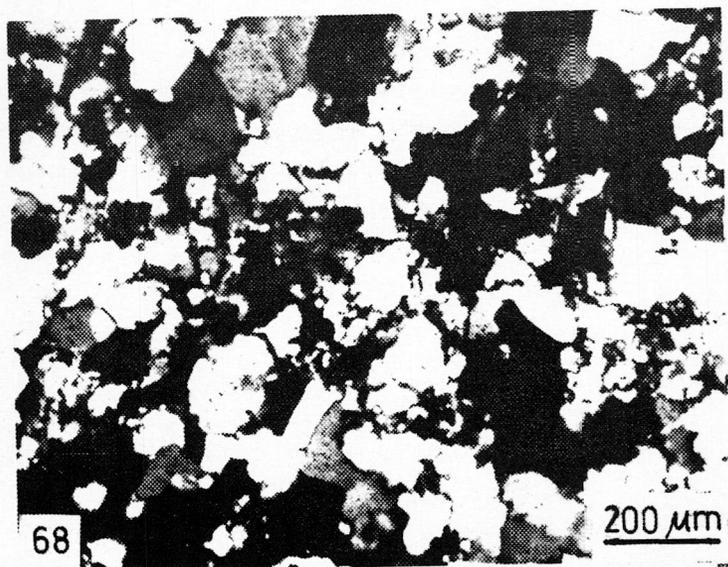
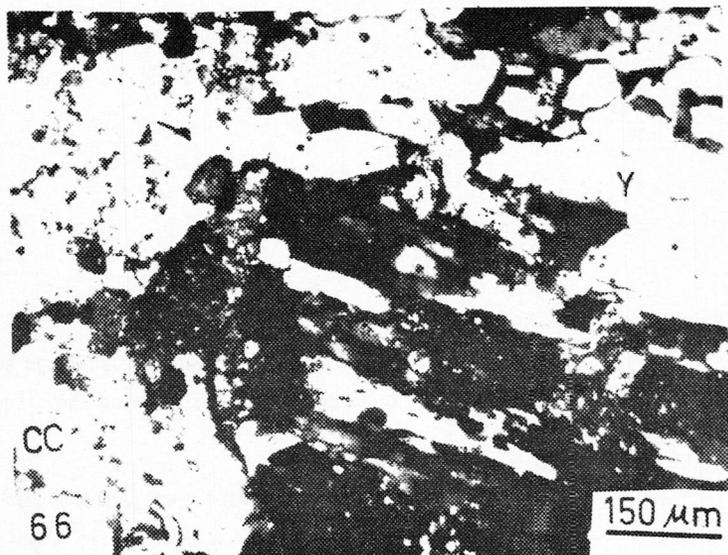
61. Texturas de deformación plástica de la calcita: grandes blastos alargados con bordes indentados y pequeños granos de recristalización dinámica. Mármol calcítico de la Fm. Alboloduy.
62. Peciloblasto de cuarzo hipidiomorfo que engloba cristales de albita en una matriz dolomítica. Mármol dolomítico de la Fm. Alboloduy.
63. Cristales de albita hipidiomorfos (Ab) que se comportan frente a la deformación milonítica de igual modo que la matriz dolomítica en la que se encuentran: se fracturan y en ningún caso muestran redondeamiento. Mármoles dolomíticos de la Fm. Alboloduy.
64. Porfiroclasto de albita (Ab) con forma de "ojo" por redondeamiento de un cristal idiomorfo durante la deformación milonítica de una roca con matriz calcítico-dolomítica. Mármoles carnolares de la Fm. Alboloduy.



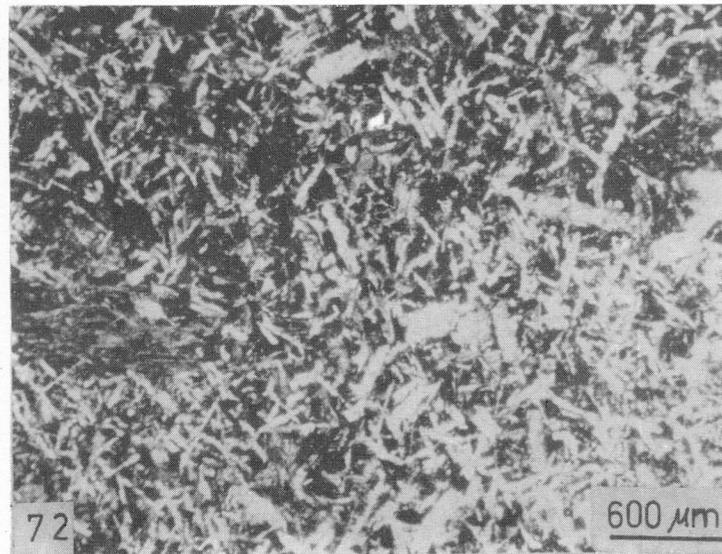
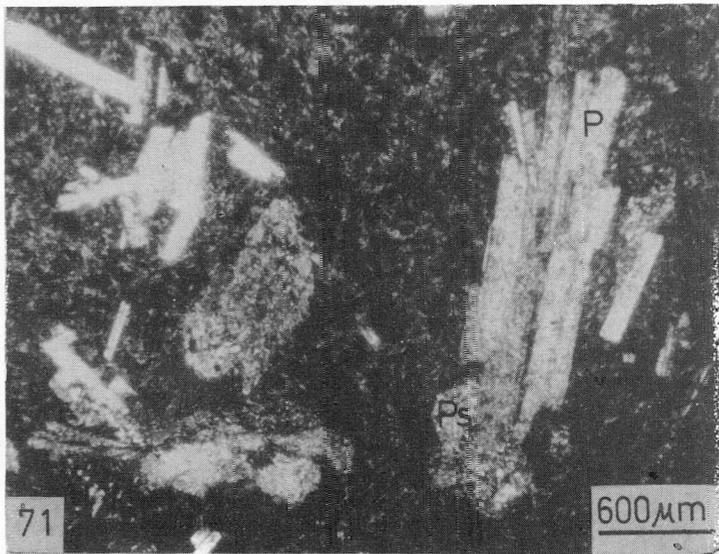
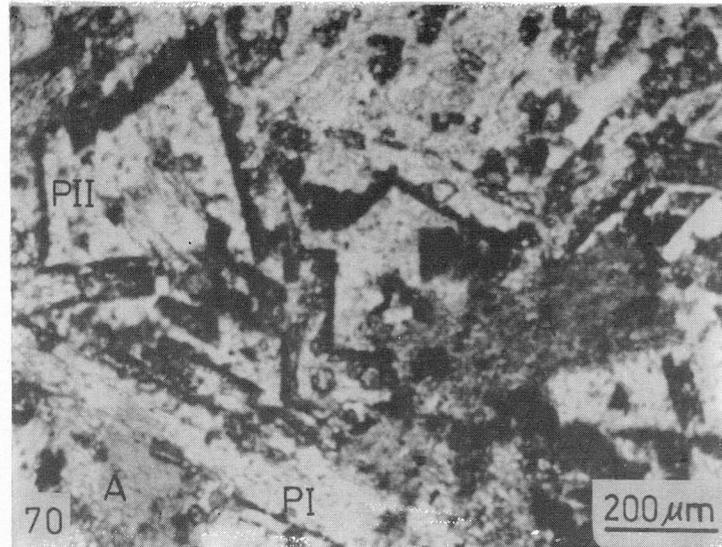
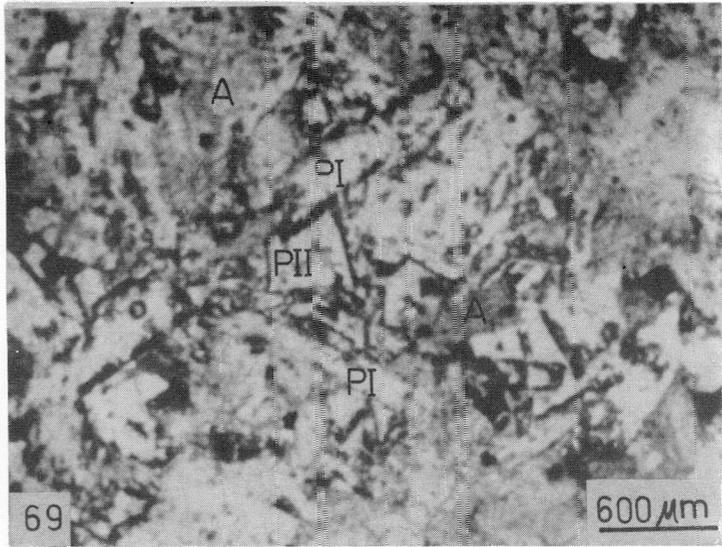


65. Textura "fluidal" en ultramilonita carbonatada de la Fm. Alboloduy. Se observan clastos dolomíticos inmersos en una matriz calcítico-dolomítica de grano muy fino, a veces criptocrystalina.
66. Cristales de yeso (Y) que presentan texturas de deformación plástica, con subestructuras. Es una muestra de las concentraciones locales de yeso de la Fm. Alboloduy, que engloban numerosos clastos carbonatados, especialmente dolomíticos (CC).
67. Micropliegues P_4 que afectan al bandeo tectónico S_2 , que es una esquistosidad de crenulación de otra anterior S_1 . Metapelitas de la Fm. Alboloduy.
68. Cuarzo con textura en "mortero". Cuarcitas de la Fm. Alboloduy.

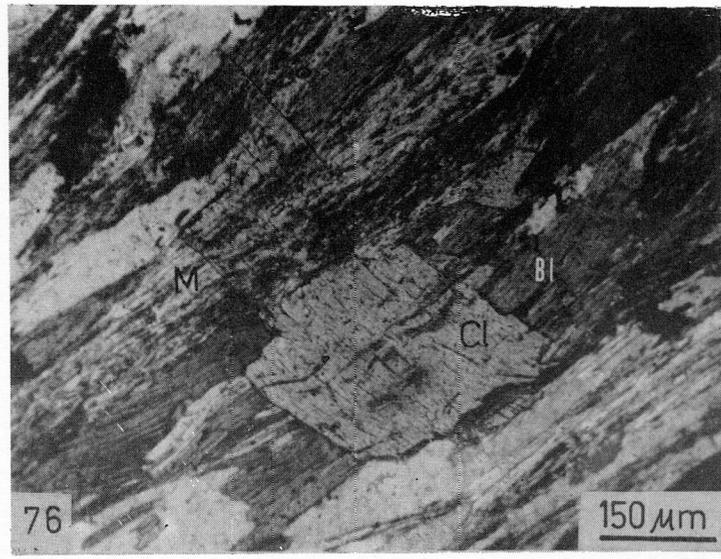
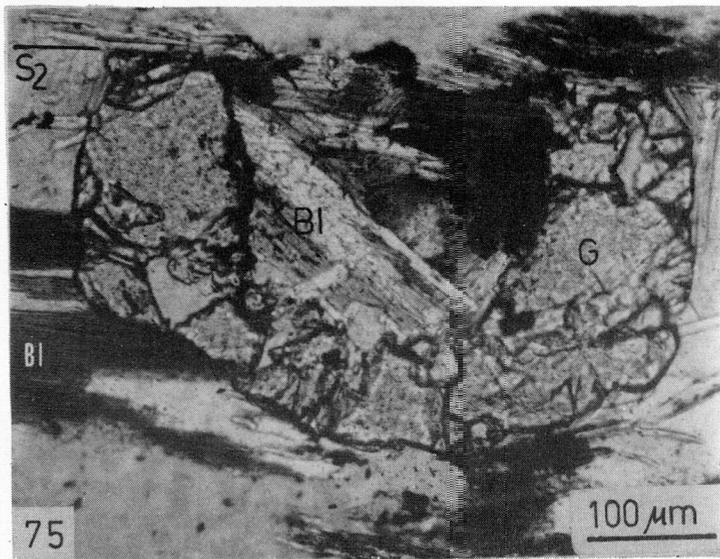
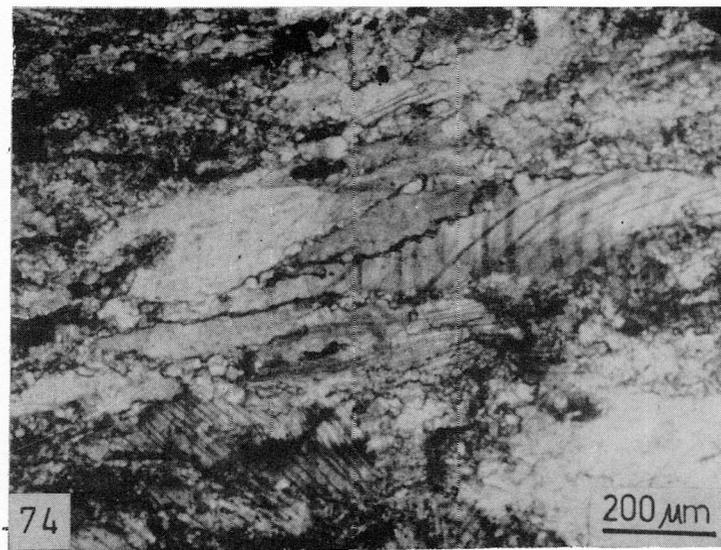
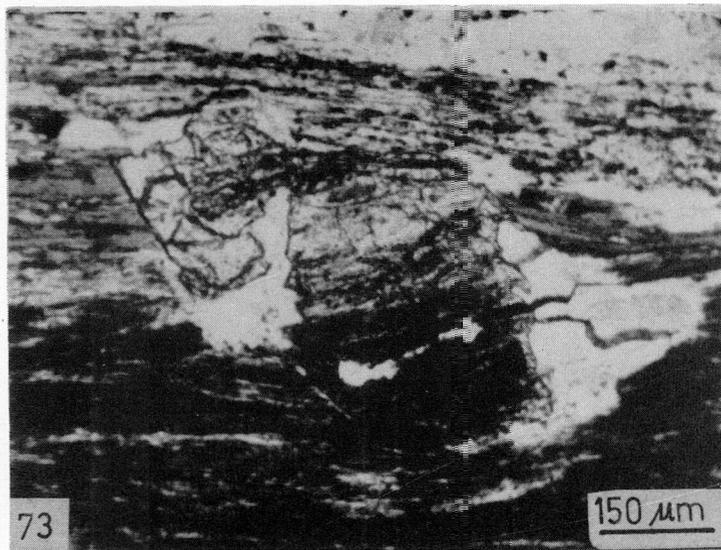




69. Textura cumulítica en metabasitas de la Fm. Alboloduy. Se observan dos tipos de plagioclasa: PI, de cristales idiomorfos y PII, de hábito intersticial. El anfíbol verde-azul (A) muestra también hábito intersticial, aunque la recristalización metamórfica ha modificado ligeramente la textura. Las plagioclasas idiomorfas están parcialmente transformadas en epidota y mica incolora.
70. Detalle de la fotografía anterior que muestra ambos tipos de plagioclasa, PI y PII.
71. Textura porfídica en metabasitas de la Fm. Alboloduy. Se observan fenocristales de plagioclasa (P) y de un agregado de anfíbol verde-azul que pseudomorfiza a piroxenos ígneos (PS), en una matriz micro o criptocristalina.
72. Textura intersertal en metabasitas de la Fm. Alboloduy. Se observa un entramado de plagioclasas idiomorfas que dejan huecos que son ocupados por minerales opacos y clorita.



73. Peciloblasto de estaurolita con textura helicítica de la S_2 . Metapelitas en Zona de granate-estaurolita. Manto de Adra.
74. Texturas de deformación plástica de la calcita: grandes blastos alargados con bordes indentados y granos pequeños de recristalización dinámica. Los dos sistemas de maclas de los cristales de calcita aparecen doblados. Calizas recristalizadas del Manto de Lújar.
75. Granate "en atolón" (G) con su zona central ocupada por biotita marrón (BI). El granate aparece truncado por la S_2 , aunque parece posterior a la biotita. Metapelitas en Zona del granate. Manto de Murtas.
76. Peciloblasto de clorita (Cl) con textura helicítica de la S_2 que aparece marcada por la orientación de la mica incolora (M) y de la biotita marrón (BI). Metapelitas en Zona del granate. Manto de Murtas.



BIBLIOTECA UNIVERSITARIA DE GRANADA



000428448
FACULTAD DE CIENCIAS