



UNIVERSIDAD DE GRANADA

Departamento de Geodinámica

**La estructura de la región
occidental de la Sierra de los Filabres
(Cordilleras Béticas)**

Antonio Jabaloy Sánchez

TESIS DOCTORAL

Granada, Junio de 1991

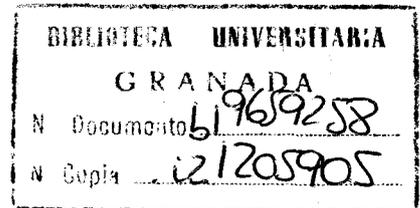


01533741

UNIVERSIDAD DE GRANADA
DEPARTAMENTO DE GEODINAMICA

T
UNIVERSIDAD DE GRANADA 12
Facultad de Ciencias
Fecha 13 MAY-1991 88
ENTRADA NUM. 2632

**LA ESTRUCTURA DE LA REGIÓN OCCIDENTAL DE
LA SIERRA DE LOS FILABRES (CORDILLERAS
BÉTICAS)**



Antonio Jabaloy Sánchez

TESIS DOCTORAL

Granada, Julio 1.991

Los trabajos contenidos en esta memoria que presenta el Licenciado en Ciencias Geológicas D. Antonio Jabaloy Sánchez para aspirar al grado de Doctor en Ciencias han sido realizados bajo mi dirección.

A handwritten signature in black ink, consisting of a large, stylized initial 'F' followed by a cursive 'G' and 'L'.

Granada, 7 de Mayo de 1.991

Fdo: Francisco González Lodeiro, Prof. Titular del Departamento de Geodinámica. Universidad de Granada.

AGRADECIMIENTOS

El escribir un apartado de agradecimientos en el que se dice que sin la ayuda y colaboración de numerosas personas este trabajo no habría sido posible, no constituye, en este caso, una formalidad sino una gran verdad. Deseo expresar mi agradecimiento a todas ellas y reconocer esta ayuda.

Son varias las personas que han tenido un papel principal durante el desarrollo de esta Tesis, María Teresa Gómez Pugnaire (Prof. Titular del Departamento de Mineralogía y Petrología) es una de ellas. Durante estos años me facilitó sus muestras y láminas delgadas e información no recogida en su Tesis Doctoral sobre estas rocas, y con ella he discutido bastante sobre las rocas y su metamorfismo. También debo agradecerle la revisión que efectuó de los primeros capítulos de este documento.

Francisco González Lodeiro (Prof. Titular del Departamento de Geodinámica) ha dirigido esta Tesis, desde los primeros días se han sucedido discusiones, días de campo e intentos de comprender una estructura un poco complicada y al final una pelea continua por mejorar mi estilo de escritura e intentar colocar un poco de orden en este texto. Debo agradecerle sinceramente por su ayuda durante los momentos difíciles, por el tiempo y el stress de compatibilizar su trabajo, primero en la Dirección del Departamento y luego en el Rectorado, con la dirección de la Tesis y por sus preocupaciones para que este trabajo reuniera un mínimo de calidad.

Estos agradecimientos son extensibles a los demás integrantes del Departamento de Geodinámica. Florencio Aldaya Valverde, por su revisión del texto y por su ayuda con las fotografías y con el montaje final. Fernando Simancas por su predisposición a discutir constantemente las características de la deformación en las rocas. Jesús Galindo por su compañía en las excursiones en el campo, las discusiones mantenidas durante ellas, y también aquí en Granada, sobre las diferencias y similitudes entre su área de trabajo en S^a Nevada y la S^a de los Filabres. Juan Ignacio Soto y sus seminarios, Juan Campos, Pepe Roca (por el oloroso trabajo de diluir calizas en ácido acético), Carmita, Alberto Padilla (haciendo tesis), Pepe Chacón (y sus ensayos de suelos) y el resto de los integrantes del Departamento.

Quiero recordar a los Becarios de Geodinámica y especialmente a Antonio Azor y Elena por su ayuda. Mención aparte requiere Jose Miguel Azañón por compartir, además, tres meses de "prisión".

También a los integrantes de otros Departamentos especialmente a Fernando Gervilla y sus excursiones por las peridotitas, Antonio García Casco y sus encendidas discusiones sobre el metamorfismo; a Puri, Pepe Torres, y otros miembros del departamento de Mineralogía y Petrología. Y además a Pepe Martín, Pepe Logas, Paco Delgado, entre otros miembros del Departamento de Estratigrafía y Paleontología.

Los mapas geológicos y los cortes deben su forma actual a la ayuda de Agustín, delineante de la empresa EGEO, y a la traducción de mi letra por parte de los miembros de esta empresa.

He tenido la suerte de contar con el apoyo y la ayuda de Juan Carlos, Maya, Mayita, Carlos, Enrique, Dolo, Rojo, Marisa, Feixas, Joaquín y Juan Carlos, Carmela, Lola.... por este apoyo y por soportarme en todo momento les deseo suerte y una nueva ascensión a S^a Nevada, Andes, a la Historia de la Ciencia, a Yeserías o a cualquier lugar. También he tenido la suerte de contar con María Jesús, Antonio y el enano por sustituirme en muchos trabajos caseros durante estos años.

Deseo recordar la inestimable compañía de Jose Angel y Maripi en Guadix, y la ayuda de los empleados y dueños del Hostal Mariquita en Baza, especialmente durante las inundaciones de Septiembre de 1989.

Una mención especial a muchos compañeros durante el año 1990 que permitieron que escapara durante algunas horas para poder trabajar: Cuenca, Julián, Salva, Juan, Gabriel, Andrés, Yagüe, Iglesias, Marcos, Navarro, Manolo, Gabias, Antonio, Juan Carlos, Félix.... y entre ellos a Paco Luque por el montaje final le deseo un pronto éxito con su disco.

INDICE

AGRADECIMIENTOS.....	i
INDICE.....	iii
I. INTRODUCCIÓN.....	1
I.1. Localización geográfica	1
I.2. Marco geológico.....	2
I.3. Antecedentes.....	9
I.4. Situación actual.....	18
I.5. Métodos de trabajo.....	19
II. DESCRIPCIÓN DE LOS MATERIALES.....	21
II.1. Materiales nevado-filábrides.....	21
II.2. Unidad de la S ^a de los Filabres.....	23
II.2.1.-Mármoles de las Casas.....	23
II.2.2.-Esquistos de Tahal.....	26
II.2.3.-Rocas ígneas metamorfizadas.....	37
-Ortogneises.....	37
-Metabasitas.....	42
-Serpentinitas.....	47
II.2.4.-Metaareniscas de Aulago.....	48
II.2.5.-Esquistos de Montenegro.....	50
II.3. Unidad del Rio Bodurria.....	55
II.4. Edad de los materiales.....	69
II.5. Evolución prealpina y alpina.....	71
II.6. Materiales alpujárrides.....	73
II.7. Materiales neógenos y cuaternarios.....	76
III. ESTRUCTURA.....	80
III.1. Introducción.....	80
III.2. Fases pre-D _e	85
III.2.1.-Unidad del Rio Bodurria.....	86
-Fase D _b	86

-Relación con el metamorfismo.....	92
III.2.2.-Unidad de la Sierra de los Filabres.....	95
-Fase D _r	95
-Relación con el metamorfismo.....	102
III.2.3.-Falla del Río Bodurria.....	105
III.2.4.-Fases de deformación D _b y D _r : Conclusiones...	109
III.3. Fase D _e	111
III.3.1.-Fábrica planolinar.....	111
- Desarrollo de la fábrica planolinar a lo largo del Contacto Alpujárride/ Nevado-Filábride.....	138
III.3.2.-Pliegues vergentes al Sur.....	145
III.3.3.-Clivaje de crenulación extensional.....	175
III.3.4.-"Detachment" y fallas normales de bajo ángulo	184
III.3.5.-Relación con el metamorfismo.....	194
III.3.6.-Fase D _e : Conclusiones.....	201
III.4. Fase D _n	202
III.5. Fases pst-D _n	205
III.6. Interferencias de estructuras.....	208
III.6.1.- Fases post-D _n	209
III.6.2.- Fase D _n	211
III.6.3.- Fase D _e	214
IV. METAMORFISMO.....	217
IV.1. Unidad Del Río Bodurria.....	217
IV.2. Unidad de la Sierra de los Filabres.....	219
IV.2.1.- Metamorfismo Pre-D _r	219
IV.2.2.- Metamorfismo de alta presión/baja temperatura y de presión intermedia.....	222
IV.2.3.- Fase de deformación D _e	226
IV.3. Edad del metamorfismo y conclusiones.....	228
V. CONCLUSIONES.....	233

FOTOGRAFÍAS.....237
BIBLIOGRAFÍA.....271

I. INTRODUCCION

I.1. LOCALIZACION GEOGRAFICA

El área estudiada se encuentra situada en el extremo occidental de la Sierra de los Filabres. Esta sierra recibe este nombre en la Provincia de Almería y el de S^a de Baza en la de Granada. Para no crear confusiones sobre localizaciones a uno y otro lado de la división provincial, nos referiremos a ella como S^a de los Filabres.

Es una alineación montañosa con forma de domo suave alargado en dirección E-W, con una longitud aproximada de 90 Km. y 24 Km. de anchura. Está limitada al Norte por la Cuenca de Baza y la fosa del Río Almanzora y al Sur por la fosa del Río Andarax y por la cuenca de Sorbas (figs. 1.1, 2.17). La parte central de este domo tiene una morfología suave y está a una cota media aproximada de 1900 metros. Las alturas máximas (2168 metros) se levantan muy poco sobre esta llanura elevada. Hacia el Norte y el Sur pierde rápidamente altura, dando laderas con una inclinación fuerte; hacia el Sur desciende hasta los 600-500 metros de la depresión de Sorbas; hacia el Norte las alturas bajan hasta los 1200-1100 metros de la Cuenca de Baza y hasta los 800-500 metros del Valle del Río Almanzora.

En el área de estudio las alturas máximas se encuentran en la parte oriental (Padilla, 2062 m., Ruero, 2061 m., Robles, 1988 m., y Pulpito, 1946 m. fig. 1.1). Las cotas disminuyen gradualmente hacia el W-SW hasta los 1300-1200 metros de los glaciares de la depresión de Guadix.

Dentro del área estudiada se sitúa la divisoria de aguas entre las vertientes atlántica y mediterránea, la cual coincide aproximadamente con el límite entre las provincias de Granada y Almería. En la vertiente mediterránea los barrancos principales son: La Rambla del Agua, El Barranco del Raposo y el de Escúllar; en la vertiente atlántica son: El Río Bodurria, El Arroyo de Moras, Arroyo de Uclías y El Barranco de Valcabra (fig. 1.1). Estos barrancos se encajan profundamente a veces con desniveles de 500 metros, y



Fig.1.1.-Localización geográfica del área de estudio. Los números indican los principales barrancos del sector: 1- Arroyo de Moras, 2- Arroyo de Uclías, 3- Barranco de Valcabra, 4- Rambla del Agua, 5- Barranco del Raposo, 6- Rambla de Escullar.

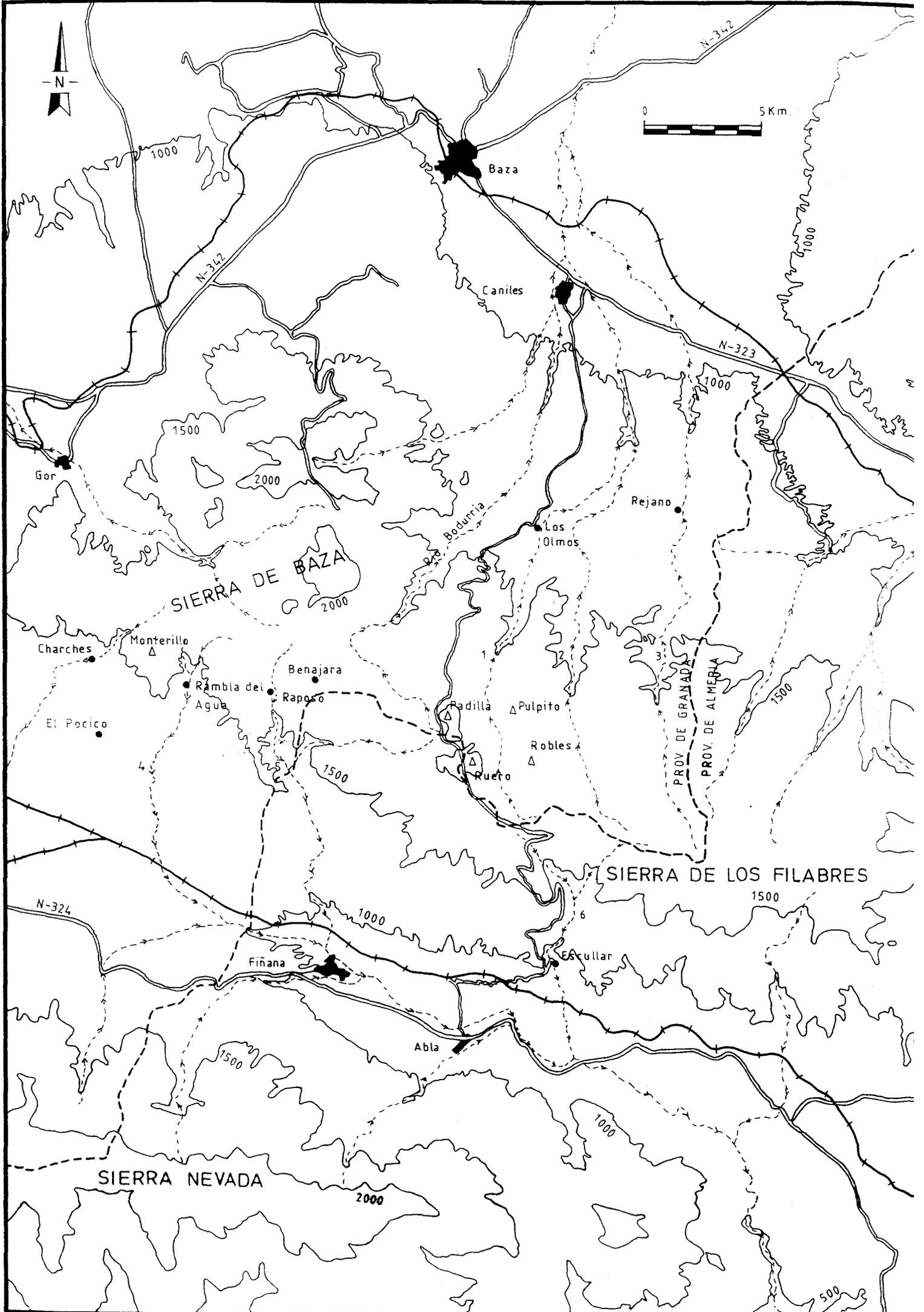
permiten efectuar buenos cortes a distintas alturas.

En la actualidad este área es un parque forestal del estado regentado por la Agencia de Medio Ambiente de la Junta de Andalucía (AMA), y el acceso y los recorridos dentro de la zona deben de efectuarse a través de las pistas forestales. La única carretera que atraviesa la región es la comarcal Abla-Caniles.

I.2 MARCO GEOLOGICO

Los materiales estudiados dentro del área pertenecen fundamentalmente al Complejo Nevado-Filábride. Este es uno de los complejos que constituye el Dominio de Alborán (Cordilleras Bético-Rifeñas).

Las Cordilleras Bético-Rifeñas forman, dentro de la Península Ibérica, un cinturón orogénico alargado según una dirección WSW- ENE, extendiéndose desde Cádiz hasta Alicante. En Africa forman también un cinturón alargado con una dirección similar, que se extiende por el Norte de Marruecos, Argelia y Túnez. Por el Oeste ambos cinturones



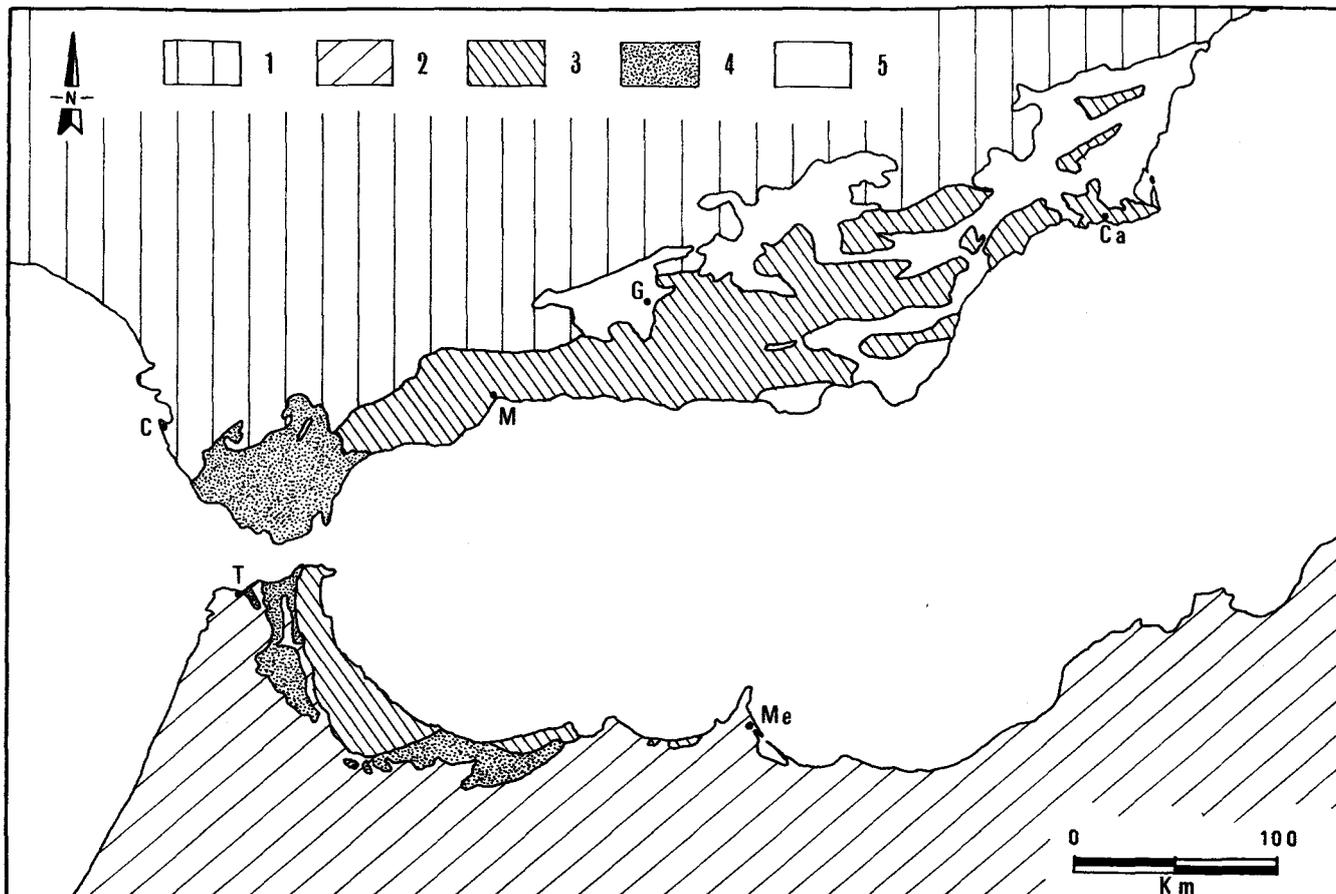


Fig. 1.2.- Distribución de los diferentes dominios corticales diferenciados en las Cordilleras Béticas y en el Rif. LEYENDA: 1- Dominio Sudibérico, 2- Dominio Africano-Magrebí, 3- Dominio de Alborán, 4- Unidades de flysch del Campo de Gibraltar, 5- Materiales post-aquitanienses. Poblaciones: C: Cádiz, Ca: Cartagena, Gr: Granada, M: Málaga, Me: Melilla, T: Tetuán.

se unen en el Estrecho de Gibraltar, dando una forma de horquilla.

Dentro del orógeno se pueden distinguir tres grandes dominios corticales de naturaleza continental, y el Complejo de Flysch del Campo de Gibraltar, del que se desconoce la naturaleza de su sustrato (García Dueñas et al., 1986; Balanya et al., 1987). Los tres dominios son de Norte a Sur: Dominio Sudibérico, Dominio de Alborán y Dominio Africano-Magrebí (García Dueñas et al., 1986) (fig. 1.2).

El Dominio Sudibérico se corresponde con las denominadas Zonas Externas de las Cordilleras Béticas. Está formado fundamentalmente por materiales sedimentarios depositados sobre un zócalo hercínico: el borde meridional de la Meseta Ibérica, con algunas rocas ígneas de naturaleza básica, de edad mesozoica y terciaria. En este dominio

se distinguen varias zonas paleogeográficas, que de Norte a Sur son: Prebético o Zona Prebética, Unidades Intermedias, Subbético o Zona Subbética.

El rasgo general de la Zona Prebética es el depósito de materiales jurásicos y cretácicos en un medio de plataforma somera. Las Unidades Intermedias y la Zona Subbética se caracterizan por el depósito de sedimentos desde el Lías medio al Malm sobre un sustrato con una fisiografía de surcos y umbrales. Esta fisiografía ha condicionado la batimetría de los depósitos lo cual permite distinguir: las Unidades Intermedias con facies pelágicas en el Lías superior y Malm, el Subbético externo con facies someras, el Subbético medio con facies pelágicas y el Subbético interno con facies someras. El depósito de los materiales en el Subbético medio es sincrónico con una actividad volcánica que se manifiesta por "sills" y coladas de roca basáltica. Los materiales cretácicos, tanto en las Unidades Intermedias como en la Zona Subbética tienen facies pelágicas a diferencia de los de la Zona Prebética con facies someras (García Hernández et al., 1980)

Los materiales anteriores han sido afectados por una tectónica epidérmica, y se encuentran despegados de su sustrato. Como resultado de esta tectónica de despegue se han originado cabalgamientos con movimientos fundamentalmente hacia el NW, estos cabalgamientos están plegados por pliegues de vergencia Sur, y cortados por fallas inversas con la misma vergencia. Todo el conjunto está afectado por fallas posteriores de salto en dirección dextras (García Dueñas, 1969; Sanz de Galdeano, 1973; Smet, 1984).

En el extremo occidental y en el Norte de Africa (fig. 1.2), aflora el Complejo de los flysch del Campo de Gibraltar y de los flysch Norteafricanos. Está compuesto por sedimentos turbidíticos de edad Cretácico-Aquitaniense. Los materiales están estructurados en un gran número de unidades cabalgantes sobre los Dominios Magrebí y Sudibérico y están cabalgadas, a su vez, por el Dominio de Alborán. La naturaleza del sustrato de estas unidades no se conoce en la actualidad, aunque es muy probable que se trate de una corteza continental adelgazada u oceánica.

El Dominio de Alborán (García Dueñas et al, 1986) coincide en parte con las denominadas Zonas Internas o Zona Bética (Egeler & Simon, 1969). En este Dominio se han distinguido según Balanya et al. (1986), los siguientes complejos: Complejo de Alosaina (Balanya et al., 1987), Complejo Dorsaliano o Dorsal Bética (Durand Delga et al., 1967), Complejo Predorsaliano (Didon et al., 1972), Complejo Maláguide (Blumenthal,

1927), Complejo Alpujárride (Van Bemmelen, 1927) y Complejo Nevado-Filábride (Egeler, 1964) (fig. 1.3).

Los Complejos de Alozaina, Dorsaliano y Predorsaliano afloran de un modo discontinuo en la periferia del Dominio, y están formados en su mayor parte por rocas sedimentarias Mesozoicas y Terciarias afectadas por una tectónica compleja, que incluye varios episodios de cabalgamiento y pliegues vergentes hacia el Oeste, con estructuras retrovergentes asociadas (retrocabalgamientos y pliegues de vergencia Este). Este conjunto de estructuras están afectadas por fallas extensivas con movimiento del bloque de techo con componente Sur y fallas de salto en dirección (Balanya, 1982; Balanya et al., 1987,1988).

Los complejos Maláguide, Alpujárride y Nevado-Filábride forman la parte central del Dominio y se hallan superpuestos, de abajo hacia arriba, en el siguiente orden: C. Nevado-Filábride, C. Alpujárride y C. Maláguide. Dentro de cada uno de ellos se han distinguido varias unidades, en las que hay involucradas rocas de edad paleozoico y probablemente precámbrico.

El Complejo Maláguide está compuesto por rocas de edad paleozoica afectados por deformaciones hercinianas (Chalouan, 1986; Balanya, 1986), y recubiertas discordantemente por una cobertera Pérmico-Mesozoica y Terciaria parcialmente despegada. Las deformaciones alpinas no generan estructuras penetrativas, y la mayor parte de los autores señalan la ausencia de metamorfismo alpino.

En el Complejo Alpujárride se han distinguido tres tipos de unidades (Aldaya et al., 1979; Junta de Andalucía, 1986): Mantos Superiores, Medios e Inferiores. Los Mantos Superiores están formados por metapelitas oscuras y cuarcitas de edad Paleozoica, en la base a veces también hay gneises, granulitas ácidas de tipo kinzigítico (Tubía, 1985) y peridotitas: básicamente lervholitas, aunque en menor cantidad hay dunitas, piroxenitas y harzburgitas (Hernández Pacheco, 1967; Aguilar et al., 1973; Obata, 1980; Suen et al., 1986; Gervilla, 1989). Sobre las rocas anteriores hay metapelitas de tonos claros, a las que se atribuye una edad Pérmico-Triásica, encima de las cuales hay depósitos de plataforma carbonatada del Trías medio y superior (para una discusión sobre las edades de los materiales alpujárrides, véase Fontbote et al., 1983). En los Mantos Medios solo se encuentran los gneises, los términos de metapelitas oscuras y cuarcitas, y por encima de

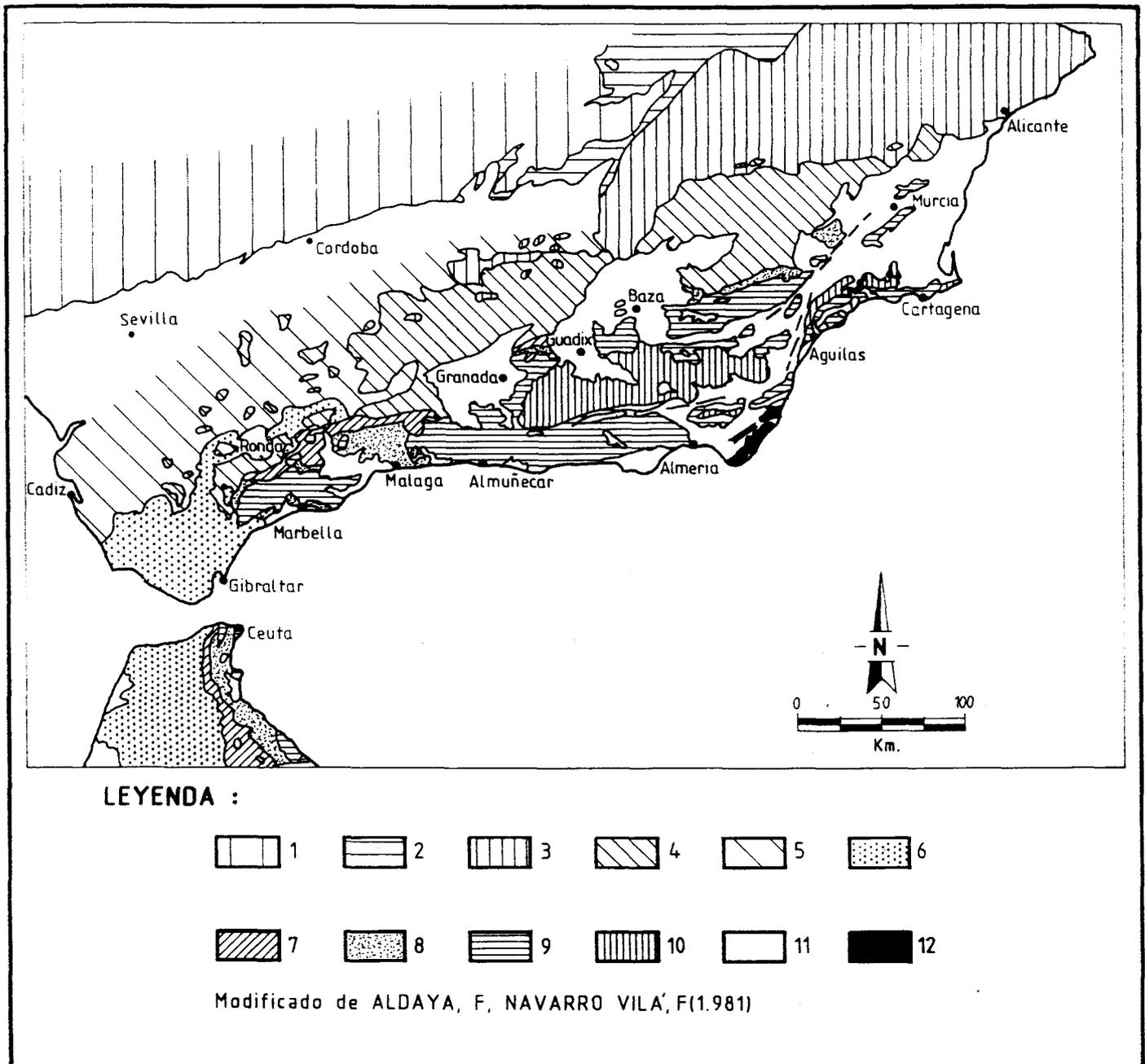


Fig. 1.3.- Distribución de los distintos complejos del Dominio Sudibérico y del Dominio de Alborán.
 LEYENDA: 1- Hercínico de la Meseta, 2- Cobertera Mesozoica de la Meseta, 3- Prebético y Unidades Intermedias, 4- Subbético, 5- Olistostromas del Guadalquivir, 6- Unidades de flysch del Campo del Gibraltar, 7- Complejos Predorsaliano, Dorsaliano y de Alozaina, 8- Complejo Maláguide, 9- Complejo Alpujárride, 10- Complejo Nevado-Filábride, 11- Materiales sedimentarios postaquitanienses, 12- Rocas volcánicas neógenas.

ellos los términos de metapelitas claras y carbonatos. En los Mantos Inferiores únicamente afloran las metapelitas claras y los carbonatos.

Estas rocas han sufrido varias fases de deformación, algunas de las cuales dan lugar a la superposición de unidades. La primera fase de cabalgamientos se produce por un cizallamiento dúctil heterogéneo, que origina una fábrica plano-linear con sentido de movimiento del bloque de techo hacia el E-NE (Tubía, 1985; Cuevas et al., 1986; Cuevas & Tubía, 1990). La segunda fase, que es la que individualiza los Mantos Inferiores, Medios y Superiores, se produce en condiciones más frágiles y con un sentido de movimiento del bloque de techo hacia el NNW (Cuevas et al., 1986; Campos et al., 1986). Las rocas alpujárrides también han sufrido varias etapas de metamorfismo alpino que en general se inician en condiciones de presión intermedia y evolucionan hacia condiciones de baja presión/ alta temperatura (Navarro-Vilá, 1976; Torres Roldán, 1979). Recientemente se han descrito asociaciones en condiciones de alta presión / baja temperatura en los Alpujárrides (Goffé et al., 1989).

El Complejo Nevado-Filábride aflora en el núcleo de antiformes de gran radio de dirección E-W y superficies axiales subverticales. Los afloramientos están confinados a la región sudoriental de la Cordillera, en las provincias de Granada, Almería y Murcia (fig. 1.3). De ellos el afloramiento mayor, con diferencia, es el de Sierra Nevada y Sierra de los Filabres, aunque hay otros en Sierra Alhamilla, Sierra Almagrera, alrededores de Aguilas y Mazarrón, y entre Cartagena y Cabo de Palos.

El área estudiada se sitúa en la terminación periantiformal de uno de estos pliegues de gran radio, concretamente del que forma la Sierra de los Filabres. Al Norte del área se sitúan los afloramientos alpujárrides de la Sierra de Baza, que pertenecen a los Mantos Medios e Inferiores y al Sur se encuentran los materiales neógenos y cuaternarios de la Depresión de Guadix-Baza.

El Nevado-Filábride está compuesto en su mayor parte por metapelitas y metaareniscas de edad antepérmica, sobre las que se encuentran metapelitas de tonos claros, metaareniscas y metaconglomerados. En su parte alta se intercalan niveles de rocas carbonáticas de edad presumiblemente Mesozoica (y más joven?), y cuerpos de ortogneises, metabasitas, serpentinitas y hazburgitas (Burgos et al., 1980; Martínez Martínez, 1984; Bodinier et al., 1987). Estas rocas han sufrido varios episodios de metamorfismo alpino y

también varias fases de deformación que han dado lugar a una estructura compleja, cuyas características serán descritas en los siguientes apartados.

I.3. ANTECEDENTES

Los estudios sobre las rocas nevado-filábrides comienzan durante la década de los 20 con los trabajos de geólogos holandeses y alemanes: Zeylmans Van Emmichoven (1925), Brouwer (1926a, b), Westerweld (1929), Van Bemmelen (1927), Staub (1934) y Jansen (1936). Estos autores describen por primera vez estas rocas y las correlacionan más o menos directamente con los materiales pennínicos de los Alpes, así Brouwer (1926a,b) las denomina Pennínico Bético; también las diferencian de Los Alpujárrides (Westerweld, 1929) y determinan su carácter alóctono (Van Bemmelen, 1927).

Dentro de estos materiales, Brouwer (1926a,b) diferencia dos grandes conjuntos: uno inferior llamado "Cristalino de Sierra Nevada" (Kristallijne schisten) formado por una monótona serie de micaesquistos con grafito con niveles de cuarcitas, de edad probablemente Paleozoica; y un conjunto superior: la "Mischungszone", equivalente a la "Zona con Mesozoico Pennínico" de Van Bemmelen (1927) y Westerweld (1929) y a la "Mengzone" de Jansen (1936). Este conjunto superior estaría formado por esquistos, mármoles, gneises, serpentinitas, metabasitas y anfibolitas, y con una estructura interna compleja que no llegan a determinar. La relación entre ambos conjuntos es discutida, y en este periodo no se llega a un acuerdo sobre su carácter estratigráfico o tectónico (Fallot et al., 1961).

En la década de los 60 se realizan una serie de trabajos por autores también holandeses en el sector oriental de Sierra de los Filabres. Estos trabajos modifican sustancialmente las ideas anteriores y agrupan estos materiales en el Complejo Nevado-Filábride (Egeler, 1964; Egeler & Simon, 1969). Los autores anteriores, así como Nijhuis (1964) y Helmers & Voet (1967), distinguen una unidad inferior, la Unidad de Nevado-Lubrín, formada por esquistos negros del "Cristalino de Sierra Nevada" sobre los que descansan esquistos claros (Esquistos de Tahal, in Egeler & Simon, 1969), mármoles y rocas básicas metamorfizadas de la parte baja de la "Mischungszone" de Brouwer (1926a,b). Por encima de esta unidad se sitúan las unidades superiores, cada una de las

cuales es una lámina cabalgante con una secuencia litológica similar a la de la Unidad de Nevado-Lubrín. En cada una de estas unidades se distingue un conjunto inferior, Esquistos Nevada, formado por esquistos oscuros, metaareniscas y ocasionalmente gneises y metagranitos de edad Pérmico Inferior (Priem et al.,1966). Por encima de ellos se sitúa un conjunto de esquistos claros que hacia el techo tienen intercalaciones de niveles carbonatados, y cuerpos de anfibolitas, metabasitas y serpentinitas. Para este conjunto superior se supone una edad Permo-Triásica.

Las rocas del Complejo Nevado-Filábride, según los autores antes citados, han sufrido varias fases de metamorfismo alpino; éste comienza en condiciones de alta presión con paragénesis de esquistos verdes con glaucofana, y evoluciona a condiciones de presión intermedia, con paragénesis correspondientes a las facies de anfibolitas almandínicas (de Roever et al., 1961, 1964; Nijhuis,1964). En las rocas del conjunto inferior se han reconocido asociaciones relictas atribuidas a un posible metamorfismo pre-alpino (Nijhuis, 1964).

En la década de los 70 se inician los trabajos estructurales en Sierra de los Filabres con Langenberg (1972), Kampschuur (1975) y Vissers (1981). Se revisan las diferentes unidades establecidas por Nijhuis (1964) y Helmers & Voet (1967, in Egeler & Simon, 1969), y se diferencian varias fases de deformación alpina que originan varias generaciones de pliegues y foliaciones, y distintas etapas de diferenciación y emplazamiento de unidades (fig. 1.4).

Por esta época también se obtienen los primeros datos de edades en las rocas Nevado-Filábrides. Lafuste y Pavillon (1976) encuentran los únicos fósiles (Chaetetes) descritos en los niveles de calizas con grafito del conjunto inferior, que dan una edad Eifeliense (Devónico medio). Los ortogneises intrusivos en los micaesquistos con grafito de la parte oriental de Sierra de los Filabres, son datados por Priem et al. (1966), que obtienen edades correspondientes al tránsito Carbonífero-Pérmico. Puga et al. (1976a) por Rb/Sr obtienen edades Triásicas para los gneises de la parte alta de los mármoles del conjunto superior (208 a 215 ± 20 m.a.)

Fig.1.4.- Cuadros de correlación entre fases de deformación, estructuras y etapas de metamorfismo alpino de los distintos autores holandeses que han trabajado en los sectores oriental y central de la Sª de los Filabres (tomado de Langenberg, 1972; Kammshuur, 1975; y Vissers, 1981).

1.-LANGEMBERG (1972):

Fases de deformación	Estructuras	Metamorfismo
D1	Pliegues cerrados a isoclinales, esquistosidad?, mantos.	Facies de esquistos con glaucofana.
D2	Pliegues abiertos a cerrados, foliación de crenulación.	Facies de transición entre esquistos verdes y anfibolitas.
D3	Pliegues abiertos a cerrados, foliación de crenulación.	
D4	Pliegues abiertos, foliación de crenulación.	Facies de esquistos verdes.
D5	Kink-Bands.	

2.-KAMPSCHUUR (1975):

Fases de deformación	Estructuras	Metamorfismo
D1	Cabalgamientos, pliegues cerrados a isoclinales, esquistosidad.	Facies de esquistos verdes con glaucofana.
D2	Cabalgamientos.	Facies de esquistos verdes.
D3	Cabalgamientos, pliegues abiertos a isoclinales, foliación de crenulación.	Facies de esquistos verdes y facies de anfibolitas con almandino.
D4	Cabalgamientos (sucesión anormal de mantos).	
D5	Pliegues abiertos a cerrados, foliaciones de crenulación conjugadas frecuentes.	
D6	Pliegues abiertos a cerrados, foliación de crenulación.	

3.-VISSERS (1981):

Fases de deformación	Estructuras	Metamorfismo
D1	Pliegues isoclinales, vergencia desconocida.	facies de esquistos verdes
D2	Pliegues isoclinales a cerrados vergentes al Sur. Cabalgamientos y milonitas.	Facies de anfibolitas y parte alta de esquistos verdes. Retrogradación en facies de esquistos verdes.
D3	Pliegues abiertos a cerrados vergentes al Norte. Cabalgamientos hacia el Norte de las Unidades Béticas.	Parte alta de las facies de los esquistos verdes.
D4	Pliegues chevron abiertos vergentes al Sur. Cabalgamientos hacia el Sur, imbricaciones y brechificación.	
D5	Kink-bands.	Enfriamiento.

, y Hebeda et al. (1977) por K/Ar obtienen una edad de Jurásico medio (140 m.a.) para las metabasitas que hay dentro de los esquistos claros.

El esquema de los autores holandeses es discutido en los trabajos de los autores españoles: Puga (1971), Puga y Díaz de Federico (1976a,b), Puga et al. (1974, 1975), Díaz de Federico (1971, 1980) y Díaz de Federico y Puga (1976), realizados en el sector occidental de Sierra Nevada. Según estos autores en el Complejo Nevado-Filábride se distinguen dos grandes conjuntos (fig. 1.5). El conjunto inferior es denominado Manto del Veleta (Puga et al., 1974) o Grupo de Unidades del Veleta (Díaz de Federico, 1980) y está constituido solamente por rocas pre-pérmicas: micaesquistos con grafito, algunos niveles de cuarcitas y mármoles con grafito.

Las rocas del Manto del Veleta muestran los efectos de varias fases de metamorfismo alpino, pero todas ellas han tenido lugar en condiciones de baja presión produciendo paragénesis correspondientes a las facies de los esquistos verdes, y no han sufrido ningún metamorfismo en condiciones de presión alta o intermedia (Puga y Díaz de Federico, 1976a).

El conjunto superior es llamado Manto del Mulhacén (Puga et al., 1974) o Grupo de unidades del Mulhacén (Díaz de Federico, 1980). Este conjunto está formado por varias unidades, las principales de las cuales son de abajo hacia arriba: la Unidad de la Caldera y la Unidad de las Sabinas. Según estos autores, en cada una de ellas se distingue un zócalo paleozoico y/o más antiguo de esquistos grafitosos, y una cobertera de edad post-pérmica de esquistos claros y carbonatos con cuerpos de metabasitas y gneises.

Las rocas del Manto del Mulhacén, para estos autores, han sufrido un primer episodio de metamorfismo alpino en condiciones de alta presión/baja temperatura, con formación de eclogitas, que acaba en una retrogradación en facies de esquistos verdes, y un segundo episodio en facies de esquistos verdes (subfacies de las anfibolitas epidóticas) que concluye en facies de las anfibolitas (subfacies de las anfibolitas almandínicas) (Puga, 1971; Puga y Díaz de Federico, 1976a). Este último episodio ocurre

Fig.1.5.- Esquema de las distintas unidades diferenciadas por Puga y Díaz de Federico en Sierra Nevada occidental (tomado de Puga & Díaz de Federico, 1976a).

Tabla 1

		Unidades	Formaciones litológicas	Superficie separación	Potencia máxima
		MANTOS ALPUJARRIDES			
		Formación de tufitas y sedimentos intraorogénicos.	Tramo de filitas y micasquistos de grano fino.	corrimiento	metros
			Tramo de tufitas		
		Unidad de las Sabinas	Formación de mármoles	discordancia	100 m
			Formación de micasquistos		200 m
			Ortogneises fengíticos		40 m
			Serpentinitas		afloram. máx. de 400x200 m
		Formación de tufitas y sedimentos intraorogénicos	Tramo de filitas y micasquistos de grano fino.	corrimiento	100 m
			Tramo de tufitas		40 m
		Unidad de la Caldera	Formación de mármoles con granates	discordancia	40 m
			Formación de micasquistos feldespáticos y anfibólicos		300 m
			Formación de micasquistos con grafito, cloritoide y distena		200 m
			Anfibolitas eclogíticas		afloram. máx. de 2x1 Km metros
			Ortogneises moscov.		25 m
			Ortogneises pegmatoide		500x300 m
			Serpentinitas		2,8x1,5 Km
			Peridotitas		
		Unidad de S. Francisco	Formación de micasquistos	corrimiento	200 m
MANTO DEL VELETA			Formación de micasquistos y cuarcitas feldespáticos	corrimiento	200 m
			Formación de micasquistos grafitosos		6.000 m
			Serpentinitas		250x150 m
			Anfibolitas	no visible	metros

en condiciones de presión intermedia.

También se encuentran diferencias en la naturaleza y características de los relictos de metamorfismo pre-alpino dentro de los zócalos pre-pérmicos. Dentro del Manto del Mulhacén y especialmente en los esquistos grafitosos de la Unidad de la Caldera (Puga,1971; Puga et al.,1975; Puga y Díaz de Federico, 1976b); hay un conjunto de minerales de gran tamaño actualmente pseudomorfizados en parte por el metamorfismo alpino, que forman asociaciones del tipo: andalucita + granate + cloritoide + biotita + estaurolita. Estas asociaciones, típicas de metamorfismo térmico a baja presión, son interpretadas por los autores citados como resultantes de un metamorfismo de contacto. En el Manto del Veleta los restos de metamorfismo pre-alpino son menos espectaculares, y corresponderían a algunos minerales generados en un metamorfismo regional en facies de los esquistos verdes.

Otra diferencia entre estos autores y los trabajos previos están en la interpretación de los contactos entre unidades Nevado-Filábrides, y de este complejo con el Complejo Alpujarride. En el contacto entre los Complejos Nevado-Filábride y Alpujarride, y también dentro del primero, aparecen un conjunto de rocas que mayoritariamente son brechas angulosas de cemento carbonatado rico en minerales de Fe, y a las que a veces pueden ir asociadas unas filitas grises, anfibolitas y yeso. Estas brechas fueron denominadas por Brouwer (1926a,b) "Konglomeratische Mergel". La génesis de estas rocas ha sido y es muy discutida, para la mayor parte de los autores antes citados (Westerweld,1929; Leine y Egeler,1962; Leine,1962, 1968; Nijhuis,1964; Langenberg,1972; Kampschuur,1975; Vissers,1981) tendrían un origen tectónico. Por el contrario, Díaz de Federico y Puga (1974) y Puga y Díaz de Federico (1976a) proponen un origen radicalmente distinto. Estas brechas y las rocas asociadas a ellas serían depósitos sedimentarios y vulcanosedimentarios intraorogénicos, depositados directamente sobre las unidades de la Caldera y Sabinas del Manto del Mulhacén. Este hecho sucede después de una primera fase orogénica en la que se produce un metamorfismo en condiciones de alta presión/baja temperatura, y antes de una segunda fase orogénica en la que se desarrolla un metamorfismo en condiciones de presión y temperaturas intermedias. Según estos autores, son depósitos que no registran las primeras fases de deformación ni de metamorfismo, y que están afectados por el metamorfismo de presión intermedia, y se ven involucrados en la fase de cabalgamientos postmetámorfa, que da lugar a la diferenciación y superposición de unidades.

Gómez Pugnaire (1979b), para una región parcialmente coincidente con la zona occidental del área del presente trabajo, propone también la existencia de dos grandes unidades: la Unidad de Cerro Bermúdez, y la Unidad de Charches. La Unidad de Cerro Bermúdez ocupa la posición inferior y tiene características similares a las del Manto del Veleta. La Unidad de Charches se sitúa sobre la anterior y posee características similares a las del Manto del Mulhacén.

Dentro de la unidad superior diferencia varias formaciones que de abajo hacia arriba son: Formación del Raposo, Formación de Rambla del Agua, Formación de Cerro de los Lobos y la Formación de Las Piletas. La Formación del Raposo está compuesta por micaesquistos con grafito, cuarcitas y niveles de mármoles con grafito. La Formación de Rambla del Agua está formada mayoritariamente por micaesquistos claros con algunos niveles de micaesquistos oscuros, cuarcitas, metaconglomerados, mármoles, calcoesquistos y también tiene cuerpos discontinuos de gneises, metabasitas y serpentinitas. La Formación del Cerro de los Lobos engloba brechas carbonatadas, filitas grises y yesos. Los materiales de esta formación se interpretan como un conjunto de rocas situado estratigráficamente sobre la Formación de Rambla del Agua, que habría sufrido las mismas fases de deformación y metamorfismo alpino que el resto de los materiales. La Formación de Las Piletas está compuesta por mármoles calizos y dolomíticos, calcoesquistos, esquistos y cuarcitas y cuerpos de ortogneises, metabasitas y serpentinitas.

Para la autora antes citada la evolución metamórfica prealpina es semejante a la propuesta por Puga y Díaz de Federico (1976b). Por el contrario, la evolución metamórfica alpina es diferente; para esta última autora, es una evolución continua sin que exista una etapa de retrogradación entre el episodio en condiciones de alta presión-baja temperatura y el episodio en condiciones de presión y temperatura intermedia.

Gómez Pugnaire (1979b) describe tres fases de deformación que generan estructuras penetrativas en los materiales que afloran en el área. En la primera fase se produce una foliación que en general se conserva relicta en algunos porfiroblastos y en las charnelas de algunos pliegues, y sería sincinemática del primer episodio de metamorfismo alpino. En la segunda fase se origina la foliación principal que sería sincinemática de la primera parte del segundo episodio de metamorfismo alpino, y que en sus últimos estadios postdata las estructuras de esta fase. La tercera fase de deformación da lugar a una foliación de crenulación y ocurre en condiciones de esquistos verdes a facies de anfibolitas.

En la década de los 80 continúan los trabajos petrológicos: Puga y Díaz de Federico (1984,1988), Bodinier et al. (1987) y Puga et al. (1988) interpretan las rocas básicas del Manto del Mulhacén como una "suite" ofiolítica desmembrada. Esta hipótesis es contestada por otros autores como Vegas y Muñoz (1984), Muñoz (1986), y Gómez Pugnaire & Soler (1987), Muñoz et al. (1988) que proponen un origen intraplaca para estas metabasitas.

En esta última década también comienzan a realizarse estudios de Geología Estructural más detallados. Platt & Vissers (1980) y Behrmann y Platt (1982) proponen la existencia de una zona de cizalla a escala cortical en la base del Complejo Alpujárride. En esta zona de cizalla, denominada "Betic Movement Zone", el movimiento del bloque de techo es hacia el NNE (Platt & Vissers, 1980; Behrmann & Platt, 1982; Platt et al.,1983,1984,1986). Dentro de estas zonas de cizalla se desarrolla una fábrica planolinar y un cortejo de estructuras como pliegues isoclinales y clivajes de crenulación extensional (Platt & Vissers,1980) que se asocian con una fase de deformación que denominan D₁. Esta fase es postmetamórfica y destruye a un conjunto de fábricas previas sinmetamórficas del episodio de metamorfismo en condiciones de presión intermedia. Las estructuras de la fase D₁ están deformadas por pliegues vergentes al Sur, que se producen en una fase posterior D₂.

González Lodeiro et al.(1984) y Campos et al.(1986) reconocen también una fase de deformación que genera zonas de cizalla dúctil con movimiento del bloque de techo con componente Este (Orozco,1986; Martínez Martínez,1984). La principal de estas zonas se sitúa en el contacto entre los Mantos del Veleta y del Mulhacén en Sierra Nevada. Sin embargo en este caso las zonas de cizalla serían en parte sinmetamórficas del episodio de metamorfismo en condiciones de presión intermedia en facies de anfibolitas. Esta fase de deformación da lugar a una fábrica planolinar con una lineación de estiramiento de orientación variable entre WSW-ENE.

Recientemente, García Dueñas et al.(1987) hacen una revisión de los sentidos de desplazamiento, y proponen un movimiento del bloque de techo para las mismas cizallas dúctiles con componente Oeste. En 1988 García Dueñas et al. describen varias zonas de cizalla dúctiles de esta fase que separan entre sí unidades con una estructura interna de grandes pliegues tumbados (también en Jabaloy y González Lodeiro, 1988), revisan la estructura de la Unidad de Bedar-Macael (Helmerts & Voet, 1967, en Egeler & Simon,

1969) y proponen bajo ella la existencia de una nueva unidad la llamada Unidad de Calar Alto.

Martínez Martínez (1984) describe en su Tesis Doctoral la existencia de seis fases de deformación en el extremo oriental de Sierra Nevada. De ellas las cuatro primeras generan estructuras más o menos penetrativas. La primera fase D_1 genera una foliación y pliegues isoclinales. La segunda fase da lugar a un conjunto de pliegues isoclinales con una foliación S_2 que contiene una lineación de estiramiento L_2 . La foliación S_2 es de crenulación o milonítica según se encuentre fuera o dentro de bandas de cizalla dúctil heterogénea que se generan en esta fase de deformación. Esta fase sería correlacionable con la cizalla dúctil descrita por González Lodeiro et al. (1984). A su vez la foliación de segunda fase se ve plegada por pliegues cerrados que tienen una foliación de crenulación S_3 . Las estructuras anteriores están afectadas por una zona de cizalla que se desarrolla en el contacto entre los Complejos Nevado-Filábride y Alpujárride con movimientos del bloque de techo de componente NW, y que genera milonitas y calcomilonitas correlacionables en parte con la "Konglomeratische Mergel" de Brouwer (1926a,b). Las últimas deformaciones dan lugar a pliegues de gran radio sin estructuras menores asociadas que deforman a las estructuras previas.

Durante la última década también ha sufrido una revisión la naturaleza del contacto entre Alpujárride y Nevado-Filábride. Este contacto ha sido considerado tradicionalmente como un cabalgamiento compresivo con movimiento hacia el Norte del bloque de techo (véase Fontbote, 1983). En 1984 Aldaya et al. muestran la presencia en la vertiente Sur de Sierra Nevada de una falla normal de bajo ángulo, que denominan Falla de Mecina, con movimiento del bloque de techo hacia el SW. Posteriormente García Dueñas et al. (1986), y Galindo Zaldívar (1985, 1986) extienden este accidente a otras partes del contacto entre los dos complejos. Ultimamente Galindo Zaldívar et al. (1989) interpretan este contacto como un "detachment" extensivo con movimiento del bloque de techo hacia el WSW que se habría generado según un mecanismo similar al de los "Core Complex" del Sudoeste americano. En esta fase extensiva se habrían generado las cizallas dúctiles del Nevado-Filábride con su fábrica planolinear asociada.

I.4 SITUACION ACTUAL

Del centenar aproximado de trabajos realizados sobre los materiales nevado-filábrides, los trabajos que han abordado aspectos petrológicos son los más abundantes, y aunque existen diferencias entre los distintos autores se ha llegado a un esquema común para la evolución del metamorfismo alpino en las rocas nevado-filábrides atribuidas o datadas como mesozoicas. Esta evolución se inicia en condiciones de alta presión/ baja temperatura con una presión entre 13 y 10,5Kb y una temperatura entre 420° y 460° C (Puga y Díaz de Federico,1976a; Gómez Pugnaire,1979b; Vissers,1981; Martínez Martínez,1984; Gómez Pugnaire y Soler, 1987). Este episodio generalmente registrado en las metabasitas, da paso a una etapa en condiciones de presión intermedia con presiones entre 6 y 7,5 Kb y temperaturas entre 550° y 600° C (Puga y Díaz de Federico,1976a; Gómez Pugnaire, 1979; Vissers,1981), para concluir en una retrogradación general en facies de los esquistos verdes. En las rocas atribuidas al Paleozoico, un gran número de autores supone que una parte de las rocas no han sufrido el episodio de metamorfismo en condiciones de alta presión (Puga y Díaz de Federico,1976a; Gómez Pugnaire,1979b; Vissers,1981; Velilla, 1983; Martínez Martínez,1984). Este hecho ha obligado a definir dos unidades tectónicas diferentes con evoluciones metamórficas diferentes dentro de las rocas nevado-filábrides: el Manto del Mulhacén y el Manto del Veleta, separadas por un contacto mecánico que en el campo no se reconoce.

Sin embargo entre los trabajos estructurales se está lejos de haber llegado a un esquema de evolución común para todos los autores, y se plantean grandes discrepancias en ciertos puntos:

- 1.- El numero de fases de deformación que se reconocen varían de un área a otra, y según un autor u otro, así como las estructuras asociadas a cada fase (véase figs. 1.4 y 1.5).
- 2.- La geometría de la mayor parte de las estructuras se encuentra por establecer, solo desde 1984 se ha comenzado a estudiar la geometría de los pliegues mesoscópicos (Martínez Martínez,1984; Álvarez Lobato,1987) y falta por describir a escala cartográfica las estructuras mayores correspondientes a las distintas fases.
- 3.- Se han efectuado muy pocos estudios de la deformación interna en relación con las distintas fases de deformación.

4.- La cinemática y el carácter compresivo o extensivo de las diferentes fases de deformación, y especialmente de las cizallas dúctiles heterogéneas son objeto de discusión, así como su relación con el metamorfismo.

Teniendo en cuenta los problemas planteados, se ha intentado cubrir en este trabajo los siguientes objetivos:

- Establecer el número y la naturaleza de las fases de deformación en el área de estudio, y determinar la geometría de las estructuras de cada fase, principalmente a las escalas meso y macroscópicas.
- Resolver el problema de la existencia o no de metamorfismo de alta presión en los esquistos y metaareniscas atribuidos a una edad paleozoico, para comprobar si es necesario mantener el llamado "Manto del Veleta".
- Revisar la cinemática, así como en algunos casos el valor de la deformación interna, de cada fase y su relación con el metamorfismo, y proponer un modelo de evolución.

I.5. METODOS DE TRABAJO

Para cubrir los objetivos anteriores se ha realizado una cartografía del área a escala 1:50.000, sobre fotografías aéreas a escala aproximada 1:33.000. Esta cartografía se ha completado con itinerarios realizados en otras zonas de la Sierra de los Filabres fuera del área de trabajo.

- Se han recogido unas 500 muestras para revisar el metamorfismo, y la geometría de las microestructuras. También se ha tenido acceso a la colección de láminas delgadas de Gómez Pugnare, y especialmente a las que reunió durante la realización de su Tesis de Doctorado.

- Se han efectuado medidas de la orientación de ejes C de cuarzo en láminas delgadas orientadas en una platina universal, para obtener los diagramas de las fábricas de dichos ejes.
- Se han usado los métodos de Huddleston(1973), y Ramsay (1967), para caracterizar la geometría de los pliegues mesoscópicos, las medidas se han realizado sobre fotografías perpendiculares a la línea de charnela, y que contienen aproximadamente el perfil del pliegue.
- Se ha estudiado la deformación usando objetos pretectónicos, concretamente los cantos de los metaconglomerados de la base de los Esquistos de Tahal, usando la media armónica de las medidas directas, y sobre granos detríticos de cuarzo en metaareniscas, usando el método de Fry (1979) en tres secciones perpendiculares entre sí.
- También se han tomado muestras de calizas y pizarras para intentar datar algunos materiales, pero no se ha obtenido ningún resultado positivo.
- Se han realizado análisis químicos cuantitativos de minerales de las rocas nevado-filábrides en la microsonda electrónica CAMECA de los Servicios Técnicos de la Universidad de Granada. La mayor parte de los minerales han sido analizados en unas condiciones de operación de 20 Kv y usando un haz focalizado de forma cuadrada de 5 micras de lado. En el caso de los filosilicatos de las pizarras de la Unidad del Rio Bodurria, dado su pequeño tamaño, se han usado además, condiciones de operación de 20 Kv y un haz focalizado cuadrado de 0,5 micras de lado, y se ha trabajado en la modalidad de electrones retrodispersados. Las pizarras de esta unidad también han sido analizadas en un difractómetro de rayos x Philips PW-1011 del Departamento de Mineralogía y Petrología de la Universidad de Granada, para precisar su composición mineral.

II. DESCRIPCION DE LOS MATERIALES.

II.1. MATERIALES NEVADO-FILABRIDES.

En el área de estudio se han reconocido dos unidades (fig. 2.1), que están separadas entre sí por un contacto mecánico de características dúctil-frágiles. Estas unidades son, de arriba hacia abajo:

- **Unidad de la S^a de los Filabres**
- **Unidad del Rio Bodurria**

Un corte bastante completo de las rocas que forman la Unidad de la S^a de los Filabres se encuentra a lo largo de la Carretera Comarcal Abla-Caniles (fig. 1.2).

Dentro de esta unidad pueden establecerse dos grandes conjuntos de rocas. El conjunto superior, de tonos predominantemente claros, está formado de arriba hacia abajo por:

- Mármoles calizos y dolomíticos, calcoesquistos y niveles de micaesquistos y cuarcitas. Estas rocas se conocen como Formación Las Piletas (Gómez Pugnaire, 1979b) o Formación Las Casas (Nijhuis, 1964; Martínez Martínez, 1985), y en este trabajo las denominaremos como Mármoles de las Casas.
- Esquistos claros.
- Metaareniscas con niveles de metaconglomerados alternantes con niveles de esquistos claros.

El tramo de esquistos claros, y el de metaareniscas y metaconglomerados se conoce como Esquistos de Tahal o Formación Tahal (Nijhuis, 1964; Egeler & Simon, 1969; Vissers, 1981; Martínez Martínez, 1984; 1985). En este trabajo se aludirá a ella como Esquistos de Tahal. Por debajo de las metaareniscas con niveles de metaconglomerados, puede haber algunos metros de esquistos grises, que algunos autores (Kammmschuur, 1975; Vissers, 1981) han separado de los Esquistos de Tahal, y que se conocen como esquistos claros ("light schists"). En este trabajo se han englobado dentro de los Esquistos de Tahal.

Hacia el techo de los Esquistos de Tahal y en los Mármoles de las Casas, hay cuerpos de rocas ígneas metamorfizadas: ortogneises, metabasitas y serpentinitas y, fuera de este área, se han descrito además: peridotitas (Hazburgitas) y rodingitas (Burgos et al. 1980; Martínez Martínez, 1984).

El conjunto inferior de la Unidad de la S^a de los Filabres está formado, de arriba hacia abajo, por:

- Metaareniscas claras con niveles de esquistos negros y mármoles con grafito, denominados Formación Aulago por Martínez Martínez (1984, 1985) a las que denominaremos Metaareniscas de Aulago.
- Micaesquistos y cuarzoesquistos negros, que se conocen en la literatura como Esquistos Nevada (véase Vissers, 1981) o Esquistos de Montenegro (Martínez Martínez, 1984, 1985). Esta última denominación es la que utilizaremos en este trabajo.

Los escasos criterios de polaridad sedimentaria que se conservan en las Metaareniscas de Aulago, indican que este tramo se sitúa sobre los Esquistos de Montenegro.

La otra unidad que se ha diferenciado en esta región, la **Unidad del Río Bodurria**, está formada por un conjunto de rocas de naturaleza predominantemente pelítico-arenosa. Estas rocas son: pizarras y areniscas, mármoles y rocas calcosilicatadas con grafito, son correlacionables con las que componen las Metaareniscas de Aulago en la Unidad de la S^a de los Filabres.

A continuación se describen las rocas de las unidades en el orden en que se han enumerado.

II.2. UNIDAD DE LA S^a DE LOS FILABRES.

II.2.1.- MARMOLES DE LAS CASAS.

Están compuestos por mármoles calizos y/o dolomíticos, y calcoesquistos, con intercalaciones de esquistos y cuarcitas. En esta región (fig. 2.1) los mármoles afloran en

una orla que rodea por el Norte y Oeste al resto de las rocas nevado-filábrides. El hecho de que, hacia arriba, estén siempre limitados por un contacto tectónico, impide definir el techo de la secuencia. El espesor máximo observable que tienen es de unos 400 metros, en los sectores Norte y Noroeste del área de estudio.

La secuencia se inicia con niveles de calcoesquistos y mármoles bastante impuros que hacia arriba pasan a niveles francamente carbonatados. La mayor parte de estos mármoles son calizos, con un fajeado definido por bandas grises y blancas (Foto 1). Hacia la parte baja de la secuencia se encuentran niveles de mármoles dolomíticos. Intercalados con los mármoles se encuentran niveles de metapelitas y cuarcitas, con un espesor variable entre unos 20 metros y algunos centímetros. En la parte basal de esta secuencia se han descrito mineralizaciones de hierro (Torres Ruiz, 1980).

El contacto entre los Mármoles de las Casas y su sustrato, los Esquistos de Tahal, se ha interpretado como estratigráfico (Gómez Pugnaire, 1979b) o bien de naturaleza mecánica (García Dueñas et al., 1988). Para Gómez Pugnaire (1979b) la Formación Las Piletas (equivalente a los Mármoles de las Casas) está en continuidad estratigráfica con la Formación de Rambla del Agua (equivalente a los Esquistos de Tahal y a parte de los Esquistos de Montenegro). Para García Dueñas et al. (1988), los Mármoles de las Casas forman parte de la Unidad de Bedar-Macael. Esta unidad está superpuesta mecánicamente sobre los Esquistos de Tahal que pertenecen a una unidad inferior, la Unidad de Calar Alto. Como veremos en el siguiente capítulo el contacto entre ambos conjuntos de rocas se sitúa en esta región dentro de una zona de cizalla dúctil-frágil. Esta zona de cizalla deforma fuertemente al contacto de manera que resulta imposible establecer aquí su naturaleza original.

Los mármoles más abundantes son los calizos de tipo fajeado, con un bandeo definido por niveles grises y blancos alternantes. También hay mármoles de color amarillento o pardo, aunque estos últimos son menos abundantes. Contienen a veces grandes porfiroblastos de dolomita y/o siderita con textura "augen" (Foto 2). Los mármoles dolomíticos son más escasos, y tienen un aspecto sacaroideo, con color amarillo claro o pardo.

La asociación mineral más frecuente es:

Carbonato (calcita o dolomita) + cuarzo + mica incolora,

Los dos últimos minerales son minoritarios, y pueden ir acompañados por epidota (clinozoisita o pistacita), plagioclasa, clorita, menas opacas, grafito, turmalina y óxidos de hierro.

El **carbonato** puede ser calcita y/o dolomita. La calcita suele tener óxidos de hierro, lo que origina los tonos pardos de las rocas. En algunos casos puede llegar a haber sideritas. Estos óxidos de hierro aumentan en la cercanía de las mineralizaciones. En algunos mármoles muy puros la roca está constituida casi totalmente por calcita con muy pocos accesorios.

Los calcoesquistos son rocas de color pardo, de grano grueso, y contienen grandes porfiroblastos de siderita con textura "augen". Las asociaciones más frecuentes incluyen calcita, cuarzo y mica incolora, con la calcita como mineral mayoritario. Estas son:

Calcita + cuarzo + mica incolora + granate + epidota + clorita ± glaucofana.

Calcita + cuarzo + mica incolora + epidota.

Calcita + cuarzo + mica incolora + granate + plagioclasa ± clorita.

Calcita + cuarzo + mica incolora + granate ± clorita.

Calcita + cuarzo + mica incolora + anfíbol + epidota ± clorita ± plagioclasa.

o bien asociaciones más escasas compuestas por:

Cuarzo + epidota + mica incolora + calcita.

en las que el cuarzo es el mineral mayoritario.

Los minerales accesorios son: titanita, óxidos de hierro, grafito, menas opacas, turmalina. Las menas opacas suelen ser magnetita y piritita alteradas a goethita y hematites (Torres Ruiz, 1980).

El **granate** es frecuente en los calcoesquistos, pero también puede aparecer en los mármoles. Son granates esencialmente almandínicos (59-65% de almandino), con cantidades elevadas de grosularita (27-32%), y cantidades menores de piropo (7-8%) y espesartina (1-5%) (Velilla, 1983).

La **epidota** suele ser del tipo pistacita, aunque también hay clinozoisita y zoisita. Estas últimas están en inclusiones dentro del granate y de la pistacita. La plagioclasa es una albita con recrecimientos ocasionales de oligoclasa.

Los micaesquistos y cuarcitas alternantes con los mármoles tienen un color verde claro debido al contenido en clorita. De forma minoritaria hay metapelitas negras. Estas son más abundantes en las intercalaciones delgadas dentro de los mármoles. La asociación más significativa de estos micaesquistos incluye:

Cuarzo + clorita + mica incolora + plagioclasa.

y como accesorios: turmalina, rutilo y menas opacas.

La asociación mineral de las cuarcitas es igual a la anterior pero con un contenido más alto en cuarzo y menor en filosilicatos y plagioclasa. Otras asociaciones minerales más escasas en los esquistos, son similares a las que se encuentran en los Esquistos de Tahal, que se describen a continuación.

Localmente en la base del conjunto de los mármoles, hay cuerpos discontinuos de mineralizaciones de hierro. Estas son más frecuentes en la zona de fallas normales de Las Piletas (Minas de Cerro de los Lobos, Del Caballo, de las Piletas..., fig. 2.2). Las mineralizaciones corresponden a hematites, con magnetita, dolomita, calcita, cuarzo, mica incolora, epidota, plagioclasa, clorita (Torres Ruiz, 1980). Según este último autor estas mineralizaciones proceden de la oxidación de mármoles sideríticos.

II.2.2.- ESQUISTOS DE TAHAL.

Están compuestos por un conjunto de esquistos, metaareniscas y metaconglomerados de tonos grises claros o cremas, y de aspecto plateado. Hacia el techo de la secuencia hay

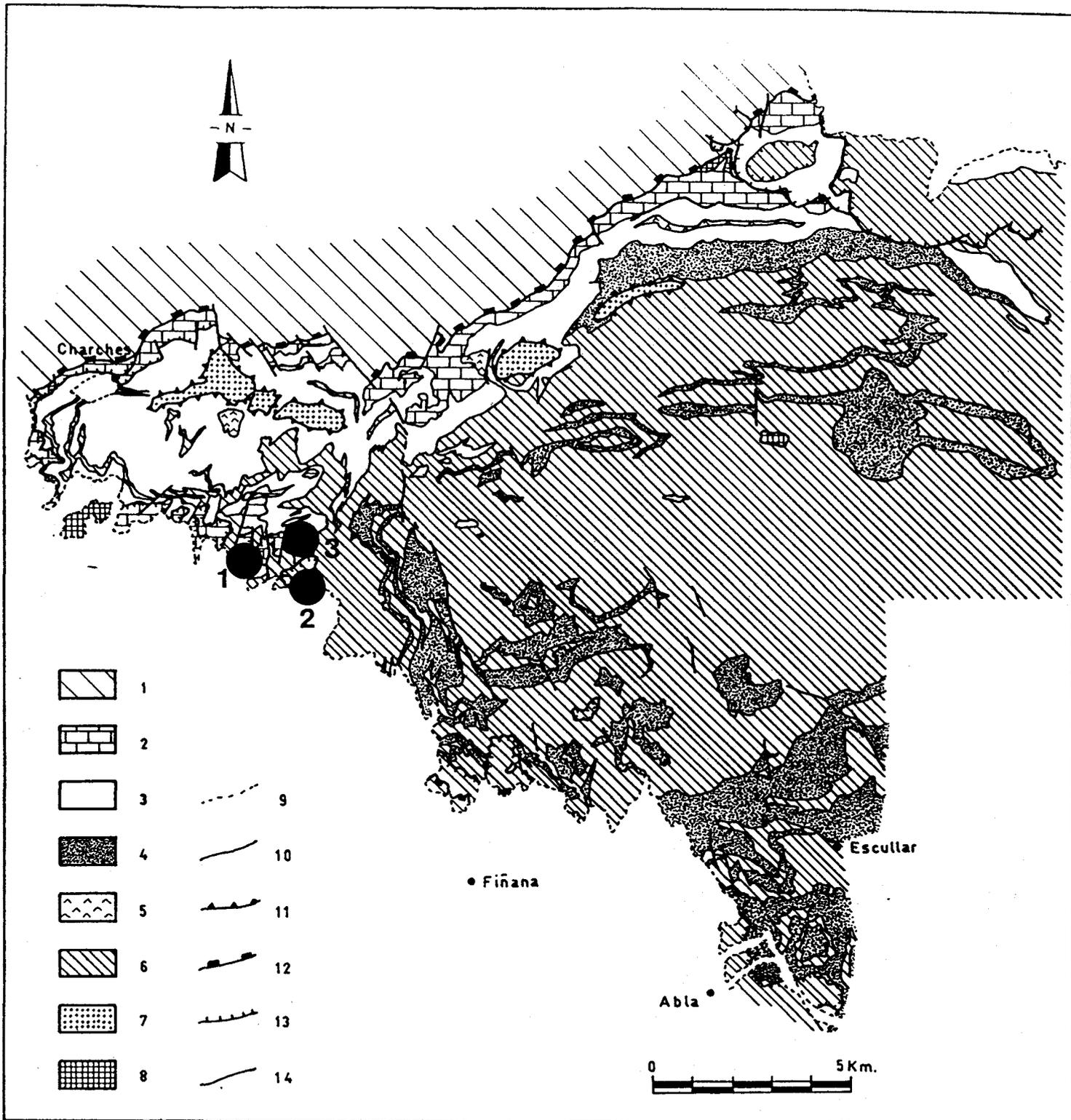


Fig. 2.2.- Localización de las minas de hierro en el área de estudio: 1- Mina de las Piletas, 2- Mina del Cerro de los Lobos, 3- Mina de los Caballos. La misma leyenda que en la Fig. 2.1.

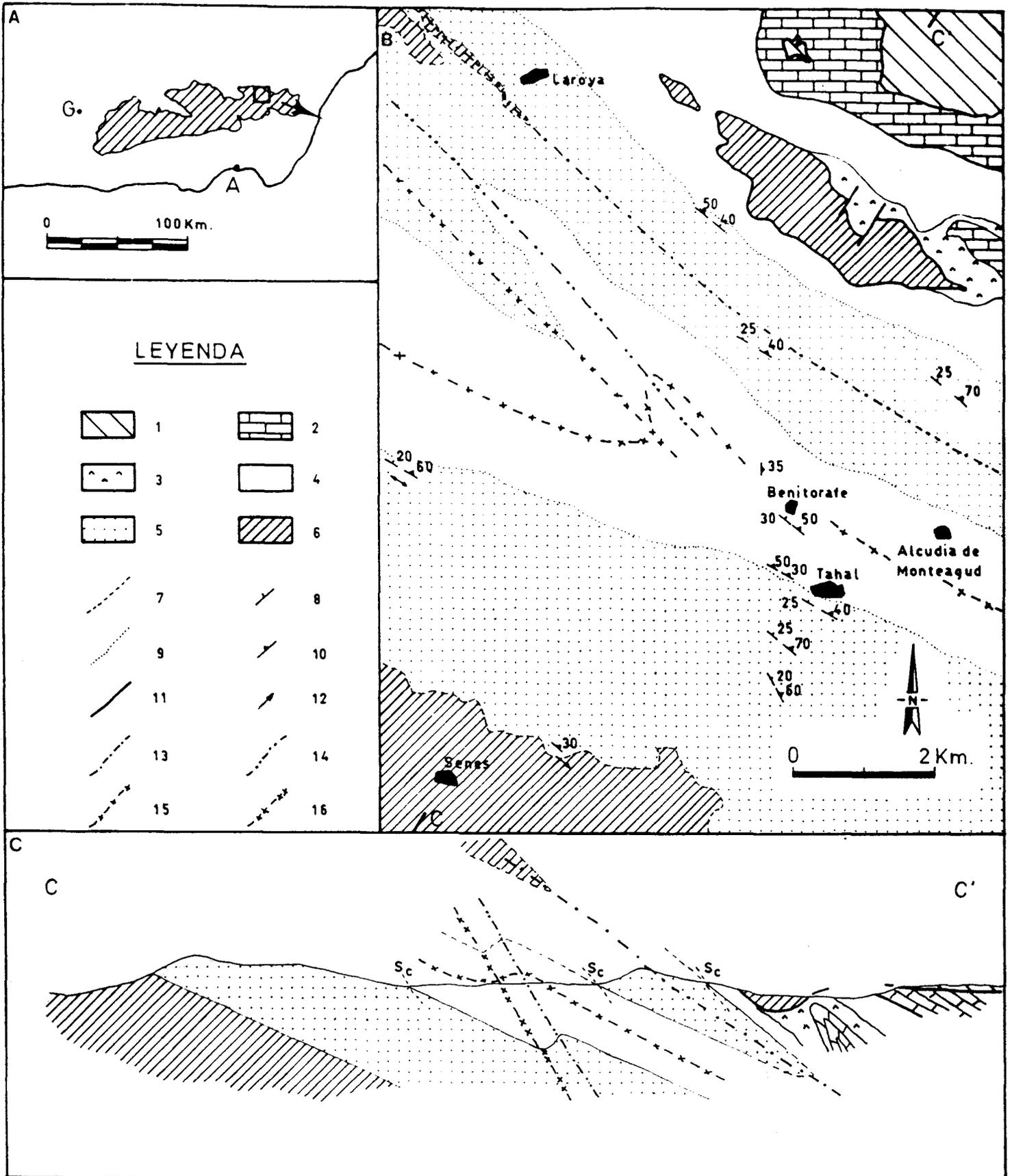
rocas con escapolita, rocas formadas por hematites especular, y rocas ricas en manganeso, que son muy minoritarias (Torres Ruiz, 1980; Torres Ruiz et al., 1982; Velilla, 1983).

El conjunto de los Esquistos de Tahal en el área de estudio está muy deformado, por lo que se ha estudiado un corte en el sector central de la Sierra de los Filabres (fig. 2.3), donde las características originales de los materiales se encuentran mejor representadas. En la zona central de la sierra, los Esquistos de Tahal tienen un espesor visible de unos 2200 metros, y dentro de ellos pueden establecerse dos miembros bien definidos:

- **El miembro inferior** está formado mayoritariamente por metaareniscas. La secuencia comienza con unos metros de esquistos grises sobre el conjunto inferior de esquistos negros, y continúa con unos 1200 metros de metaareniscas (Foto 3) con esquistos claros intercalados. Dentro de las metaareniscas hay estratificaciones cruzadas deformadas (Foto 4). En la base de este miembro de metaareniscas se sitúan niveles discontinuos de metaconglomerados (Vissers, 1981).
- **El miembro superior** está formado por al menos unos 1000 metros de esquistos claros con algunos niveles de cuarzoesquistos.

Dentro del área de estudio, los esquistos tienen espesores mucho más reducidos, que varían entre los 1000 metros en el corte de la Carretera Comarcal de Abla-Caniles (fig. 1.2), hasta unos 200 metros o menos en el sector de Charches (fig. 1.2). Como veremos más adelante esta reducción de espesores está ligada a una fase de deformación dúctil-frágil que afecta a ambos miembros de los Esquistos de Tahal. El miembro inferior de metaareniscas con metaconglomerados y esquistos claros está muy deformado y adelgazado y solo se le reconoce en tres afloramientos (fig. 2.4):

Fig. 2.3.- *Esquema geológico del sector central de la S^a de los Filabres. A: Localización geográfica, el rayado oblicuo señala los materiales nevado-filábrides. B: Mapa geológico: 1- Alpujárride, 2- Mármoles de las Casas, 3- Metabasitas, 4- Esquistos de Tahal, miembro superior esquistoso, 5- Esquistos de Tahal, miembro inferior de metaareniscas, 6- Esquistos de Montenegro, 7- contacto discordante, 8- estratificación, 9- contacto concordante, 10- foliación de crenulación S_c , 11- contacto mecánico, 12- lineación de crenulación y/o intersección L_c . C: Corte geológico.*



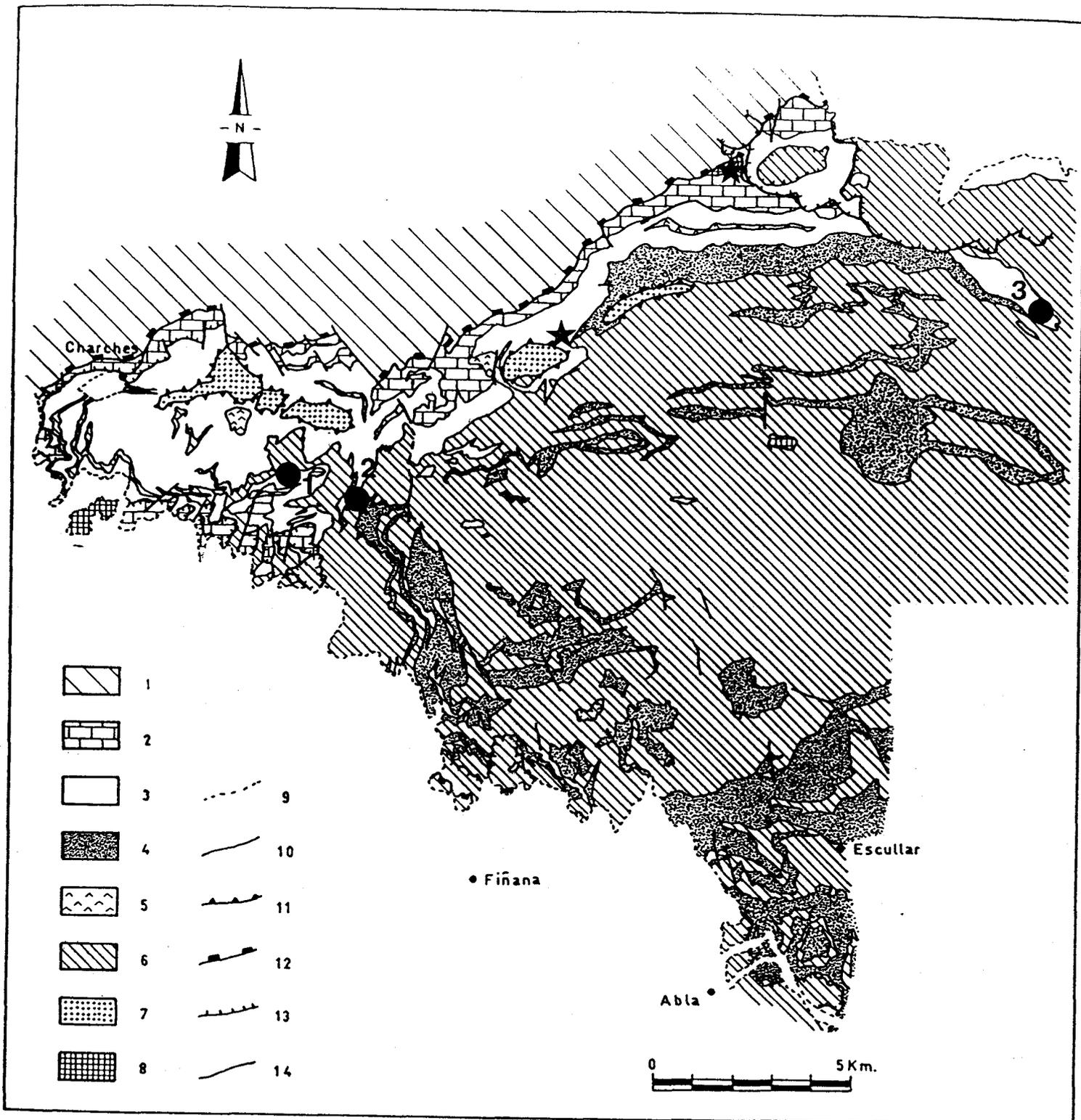


Fig. 2.4.- Localización de las rocas con escapolita (estrellas) y de los metaconglomerados y metaareniscas (cuadrados) en los Esquistos de Tahal. Los números corresponden con los afloramientos indicados en el texto. (La leyenda es la misma que la de la Fig. 2.1).

- 1 - En el flanco normal del Anticlinal de Charches-El Raposo donde tiene un espesor de 1 metro.
- 2 - En el flanco normal del Sinclinal del Raposo, donde tiene un espesor de unos 30 metros.
- 3 - En la charnela de Sinclinal de Valcabra, donde solo afloran los términos de metaareniscas con un espesor observable de unos 500 metros.

La relación de los Esquistos de Tahal con el conjunto inferior tiene un carácter discordante. Esto se apoya en:

- La presencia de un metaconglomerado en la base de los Esquistos de Tahal (Egeler & Simon, 1969; Gómez Pugnaire, 1979b; Gómez Pugnaire et al., 1981; Vissers, 1981; Martínez Martínez, 1984).
- Los Esquistos de Tahal descansan tanto encima de las Metaareniscas de Aulago, como de los Esquistos de Montenegro. Esta situación se observa bien en el sector NE del área de estudio (fig. 2.5), donde los Esquistos de Tahal se sitúan encima de unos 800 metros de la secuencia de Metaareniscas de Aulago, que lateralmente se acuñan hasta desaparecer tanto hacia el Este como hacia el Oeste.

Los esquistos constituyen la mayor parte de las rocas de los Esquistos de Tahal. Tienen unos colores grises, crema o gris verdoso claro (Foto 5), y suelen presentar un brillo plateado debido al gran tamaño de la mica incolora y a la escasez de grafito.

En los esquistos hay varias asociaciones minerales. De estas asociaciones las más abundantes son las que contienen plagioclasa, y son:

- Cuarzo + mica incolora + plagioclasa + granate + epidota ± clorita ± glaucofana.
- Cuarzo + mica incolora + plagioclasa ± clorita ± epidota.
- Cuarzo + mica incolora + plagioclasa + anfíbol verde-azul ± granate ± epidota ± clorita ± glaucofana.

Otras asociaciones, menos abundantes, contienen minerales como cloritoide, estaurólita o distena, estas son:

- Cuarzo + mica incolora + granate + cloritoide ± clorita.
- Cuarzo + mica incolora + distena ± clorita ± granate.

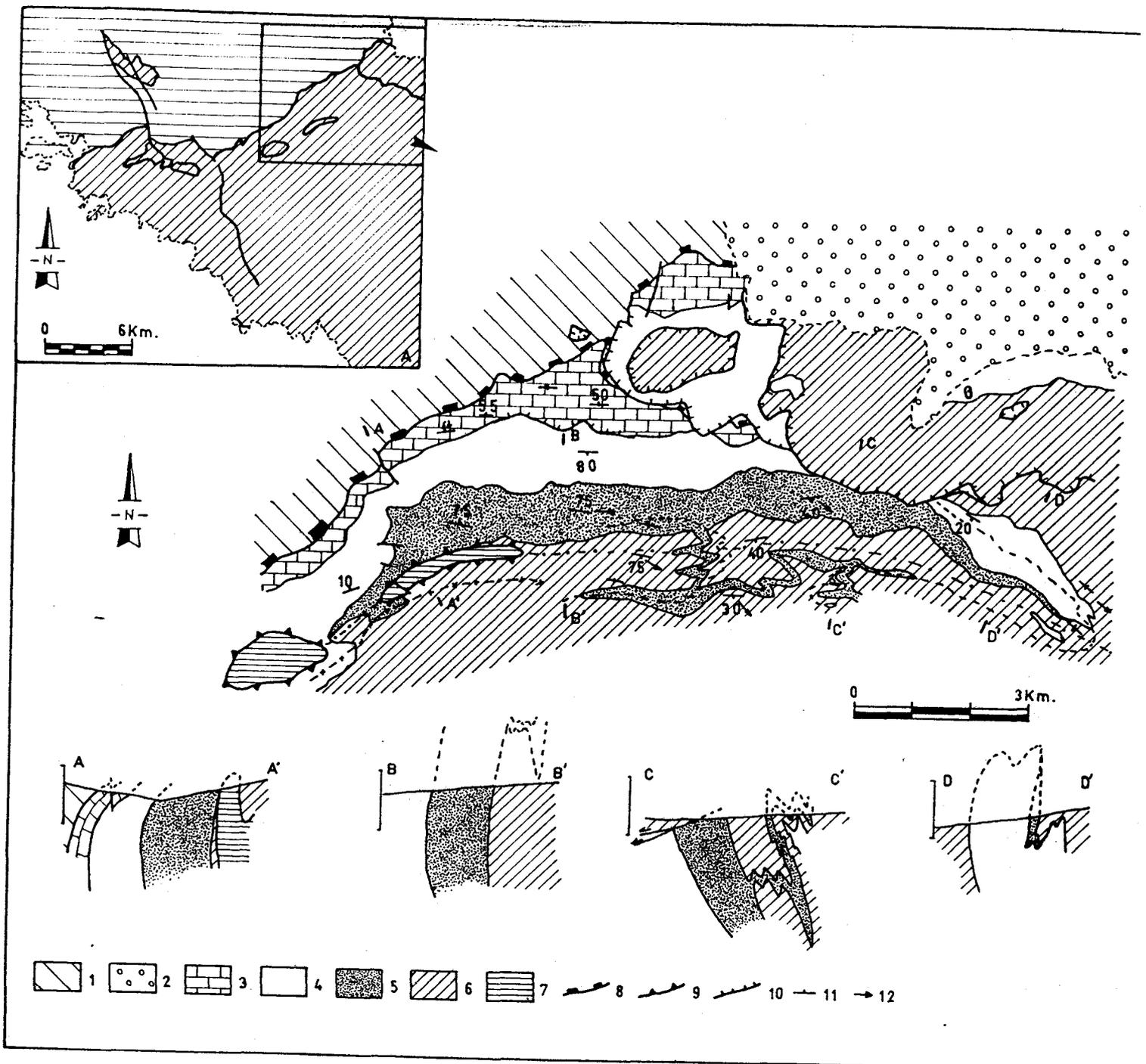


Fig. 2.5.- Discordancia angular de los Esquistos de Tahal sobre las Metaareniscas de Aulago. A: Localización. B: Mapa y cortes geológicos del sector NE del área de estudio, 1- Alpujárrides, 2- Neógeno y Cuaternario. Unidad de la S^a de Los Filabres: 3- Mármoles de las Casas, 4- Esquistos de Tahal, 5- Metaareniscas de Aulago, 6- Esquistos de Montenegro; 7- Unidad del río Bodurria. 8- "Detachment", 9- Falla del Río Bodurria, 10- Falla normal de bajo ángulo, 11- Foliación principal S_p, 12- Lineación de crenulación S_c.

Cuarzo + mica incolora + granate + cloritoide + distena ± clorita.

Cuarzo + mica incolora + granate + estaurolita ± distena ± cloritoide ± clorita.

Además de las anteriores hay asociaciones con granate, y sin plagioclasa ni cloritoide, estaurolita o distena:

Cuarzo + mica incolora + granate ± clorita.

Cuarzo + mica incolora + anfíbol verde-azul + granate ± clorita.

Como accesorios, estas últimas contienen: turmalina, rutilo, menas opacas, apatito, grafito, y óxidos de hierro. Entre los opacos se reconoce a veces pirita en porfiroblastos de varios mm. de diámetro.

En estos esquistos hay un gran número de venas de cuarzo subparalelas a la foliación principal de la roca. Estas venas están formadas mayoritariamente por cuarzo, con algunos blastos de plagioclasa y mica incolora. Acompañando a estos minerales hay, a veces, grandes cristales de cloritoide, granate, y más raramente distena o rutilo.

Los metaconglomerados son niveles discontinuos alternantes con metaareniscas y microconglomerados (Foto 6). Hacia arriba disminuye el número de estos niveles y se pasa gradualmente a metaareniscas con algún nivel de microconglomerados, para acabar en metaareniscas alternantes con esquistos.

Los cantos tienen un tamaño variable entre unos 10 cm. y algunos mm.. La trama rara vez está autosoportada, y los cantos son redondeados a subangulares. Los cantos son de arenisca de color crema o blanco, y están compuestos por cuarzo y mica incolora, y como accesorios pueden contener granate, turmalina, epidota y opacos.

Además de los cantos de gran tamaño hay granos de cuarzo milimétricos y redondeados, que suelen estar formados por un cristal único. Estos granos tienen un color violeta claro en muestra de mano, y en el microscopio se reconocen golfos de corrosión rellenos de una masa de cuarzo y mica incolora de grano fino (Foto 7). Estos granos de cuarzo parecen tener un origen volcánico.

Dentro de los metaconglomerados hay dos tipos, según la matriz:

- Metaconglomerados con una matriz de composición ácida. Es el tipo más abundante (para otros afloramientos de metaconglomerados véase Egeler & Simon, 1969; Vissers, 1981).

- Metaconglomerados con una matriz de composición básica. Este tipo solo se ha descrito en el afloramiento del núcleo del sinclinal del Raposo (Gómez Pugnaire, 1979b; Gómez Pugnaire et al., 1981), y en el extremo oriental de S^a Nevada (Martínez Martínez, 1984).

Cuando la matriz tiene una composición ácida está compuesta por:
Cuarzo + mica incolora + granate ± clorita ± plagioclasa.

Como accesorios contiene menas opacas, rutilo, turmalina, grafito y óxidos de hierro.

Cuando la matriz tiene composición básica, está formada por:

Anfíbol verde-azul + granate + epidota + cuarzo + mica incolora ± clorita.

Como accesorios contiene rutilo y menas opacas. Suele haber una reacción entre los cantos y la matriz durante el metamorfismo, en la que se forma una corona rica en epidota alrededor de los cantos.

Las metaareniscas tienen colores claros, blancos o grises. Aunque en este sector se encuentran muy deformadas, en el sector central de S^a de Filabres se han descrito estructuras sedimentarias como laminaciones cruzadas (Vissers, 1981). Estas rocas están formadas por:

Cuarzo + plagioclasa + mica incolora + granate + clorita.

Como accesorios contienen menas opacas, turmalina y óxidos de hierro.

Hacia el techo de los Esquistos de Tahal aparecen unas rocas en niveles muy discontinuos, y con una composición poco común. Son rocas que o bien contienen escapolita, o bien son muy ricas en hierro y/o manganeso y titanio.

Las rocas con escapolita se han encontrado en dos afloramientos dentro de los

esquistos de Tahal (Fig 2.4). Son de color verde oscuro con puntos de color blanco o amarillento. La roca está formada por una matriz verde de un filosilicato pleocróico (biotita) con menas opacas que envuelve a porfiroblastos de escapolita redondeados (Foto 8) (Gómez Pugnaire & Cámara, 1990). Gómez Pugnaire & Cámara (1990) describen además agregados de talco + cuarzo y de distena + talco + cuarzo. En una posición aproximadamente igual al de las rocas anteriores, hay niveles muy discontinuos de rocas ricas en hierro y/o manganeso y titanio. Estas rocas son depósitos de hematites especular con cuarzo y mica incolora minoritarios, y niveles ricos en manganeso, hierro y titanio con granates espesartínicos (Torres Ruiz, 1980; Torres Ruiz et al., 1982; Velilla, 1983).

Los minerales mas importantes que forman las rocas de los Esquistos de Tahal, son:

- **Mica incolora**, es esencialmente moscovita + paragonita (Gómez Pugnaire, 1979b), aunque en los metaconglomerados y rocas asociadas hay también moscovita + pirofilita + paragonita (Gómez Pugnaire et al., 1981). La moscovita puede ser fengita (Gómez Pugnaire, 1979a, 1979b; Martín Ramos, 1976).
- **Clorita**, es del tipo clinocloro (Velilla, 1983) o sheridanita (Gómez Pugnaire, 1979b). Está alterada a un filosilicato de color marrón rojizo con características ópticas similares a las de la biotita y que son intercrecimientos con mica y minerales de la arcilla (Mellini et al., 1991).
- **Granate**, es xenomorfo, fracturado, y en las rocas ricas en cuarzo, en esqueleto. Puede tener texturas rotacionales y alteración a clorita + oxiclорita. Las inclusiones pueden ser de cuarzo, rutilo, epidota, glaucofana, mica incolora, menas opacas, turmalina, y a veces cloritoide y/o distena. El granate es rico en almandino, con composiciones del tipo: almandino >> grosularita > piropo > espesartina, o bien del tipo almandino >> piropo > grosularita > espesartina (Gómez Pugnaire, 1979b; Velilla, 1983). En los niveles ricos en manganeso, hierro y titanio los granates son fuertemente espesartínicos (Torres Ruiz, 1980; Torres Ruiz et al., 1982; Velilla, 1983).
- **Anfíbol** se presenta en porfiroblastos con pleocroismo en tonos verde azules, pero en ocasiones tienen un núcleo de color violáceo. Son anfíboles calco-sódicos cercanos al campo de composición de los anfíboles cálcicos (Gómez Pugnaire, 1979b; Velilla, 1983), Velilla (1983) encuentra barroisitas, y Gómez Pugnaire (1979b) hornblenda actinolítica

subcálcica. Los anfíboles sódicos del tipo glaucofana se encuentran como inclusiones en los granates, o como relictos en el núcleo de los anfíboles verde azules.

- **Plagioclasa** es un mineral muy abundante. Es albita aunque puede tener coronas de recrecimiento de oligoclasa en algunas rocas.

- **Cloritoide** aparece en rocas ricas en aluminio, asociado al granate almandínico y a veces a estaurolita y/o distena. Puede aparecer como un cloritoide fuertemente pleocróico en azul rico en magnesio (Puga, 1971; Gómez Pugnaire, 1979b), o como un cloritoide poco pleocróico en gris, rico en hierro y con una composición similar a los de los Esquistos de Montenegro (Puga, 1971; Gómez Pugnaire, 1979b). Incluido dentro del cloritoide rico en magnesio, Gómez Pugnaire (1979b) describe deerita, que es un silicato de hierro y manganeso de alta presión.

- **Distena** y **estaurolita**, se presentan en porfiroblastos xenomorfos, y pueden formar paragénesis estables con el cloritoide y el granate. Estos minerales y el anfíbol se encuentran desestabilizados a agregados de cristales desorientados (textura decusada) de mica incolora.

A continuación, para concluir con la descripción de las rocas de los Esquistos de Tahal, se propone una interpretación sobre el medio sedimentario en el que se depositaron estos materiales. La interpretación es bastante esquemática, dada la escasez de estructuras sedimentarias, lo que impide efectuar un análisis más detallado.

Los Esquistos de Tahal se sitúan discordantes sobre los materiales de las Metaareniscas de Aulago y los Esquistos de Montenegro. Los cantos del metaconglomerado provienen de las Metaareniscas de Aulago, y de rocas ígneas ácidas que proporcionaron los cantos de cuarzo con golfos de corrosión. De hecho se conocen rocas subvolcánicas ácidas en secuencias de esquistos negros dentro de la Unidad del Lomo de Bas (Alvárez Lobato, 1987), esquistos que pueden ser correlacionables, en parte, con los Esquistos de Montenegro.

Los sedimentos depositados sobre los conglomerados fueron predominantemente arenosos, y hacia arriba, sedimentos cada vez más pelíticos, a veces ricos en aluminio, que se interpretan como una secuencia depositada en un medio continental (Gómez Pugnaire,

1979b). La secuencia concluye con el depósito de sedimentos ricos en cloro y sodio, y en hierro, titanio y manganeso que se interpretan como depósitos en medios restringidos dentro de un medio litoral (Torres Ruiz, 1980; Torres Ruiz et al., 1982).

En su conjunto los Esquistos de Tahal parecen registrar una secuencia transgresiva, desde el depósito de los conglomerados en un medio continental, y de areniscas y pizarras en condiciones de medios someros con zonas restringidas donde se depositarían evaporitas. El hecho de que estén asociadas espacialmente a estas rocas ortogneises y metabasitas que parece que se formaron en un sistema en extensión, indicaría que esta secuencia correspondería a depósitos "sin-rift".

II.2.3.- ROCAS IGNEAS METAMORFIZADAS.

- ORTOGNEISES.

Los cuerpos de ortogneises ácidos se encuentran tanto en el techo de los Esquistos de Tahal, como dentro de los Mármoles de las Casas (fig. 2.6). Son cuerpos discontinuos, de forma laminar, con los límites subparalelos a la foliación principal, y con un espesor variable entre 1 a 20 metros. Son de tonos blancos a grises. Tienen un bandeo diferencial con lechos ricos en minerales melanocratos, y otros ricos en leucocratos. Este bandeo rodea a porfiroblastos centimétricos de feldespato potásico con textura "augen" (Foto 9).

La asociación mineral contiene:

Cuarzo + plagioclasa (albita) + feldespato potásico + biotita + moscovita ± granate ± epidota ± clorita ± anfíbol.

Los accesorios son turmalina, menas opacas, circón, apatito, y a veces titanita, carbonato y óxidos de hierro.

La **plagioclasa** es una albita con contenidos en anortita inferiores al 12%. El **feldespato potásico** es una microclina, y tiene valores de CaO y Na₂O relativamente altos (Gómez Pugnaire, 1979b). Suelen ser porfiroblastos con textura "augen", maclados según Carlsbad, y con pertitas de albita.

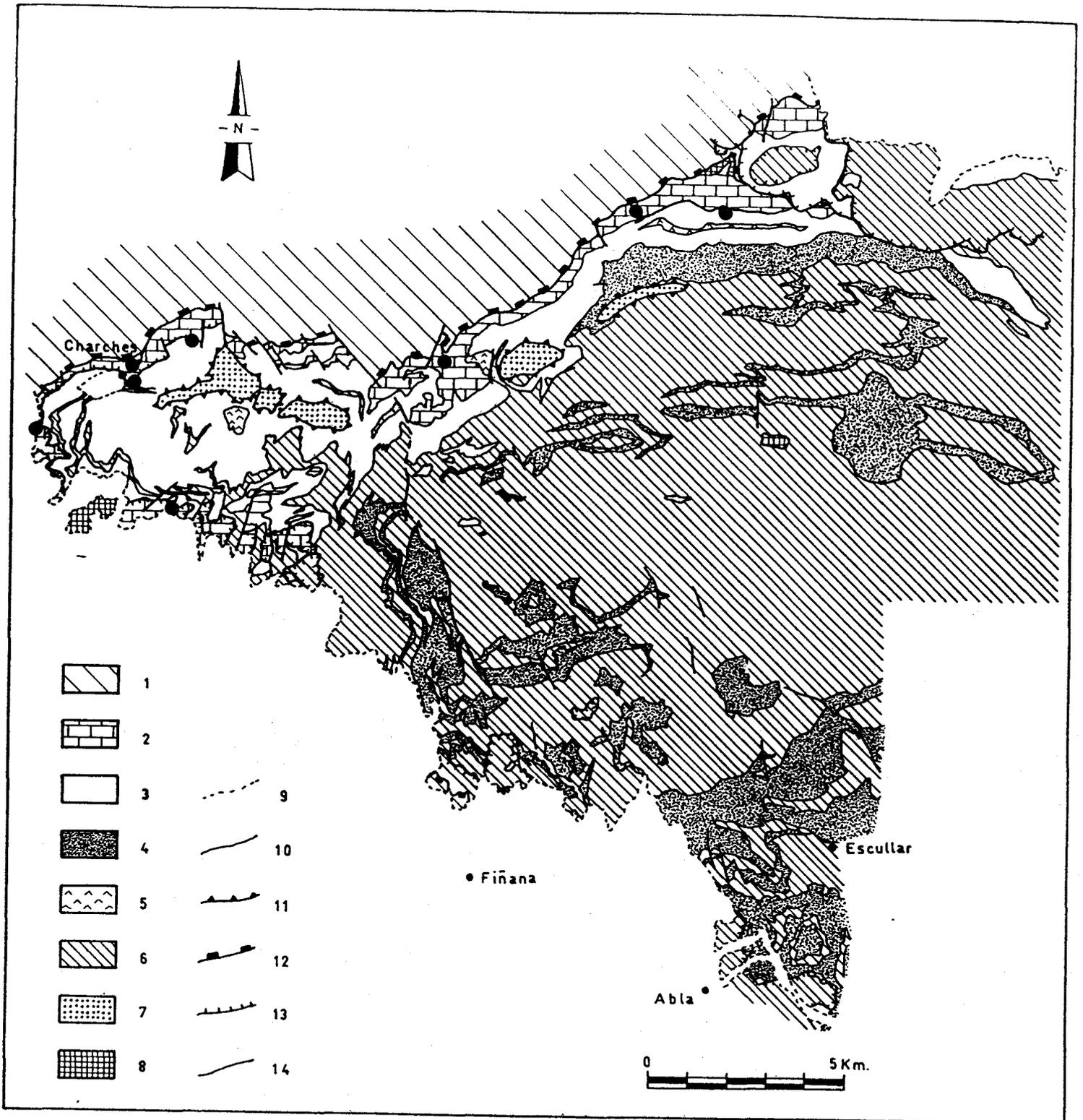


Fig. 2.6.- Localización de los afloramientos de ortogneises (círculos) en la Unidad de la S³ de los Filabres. La leyenda es la misma que la de la Fig. 2.1.

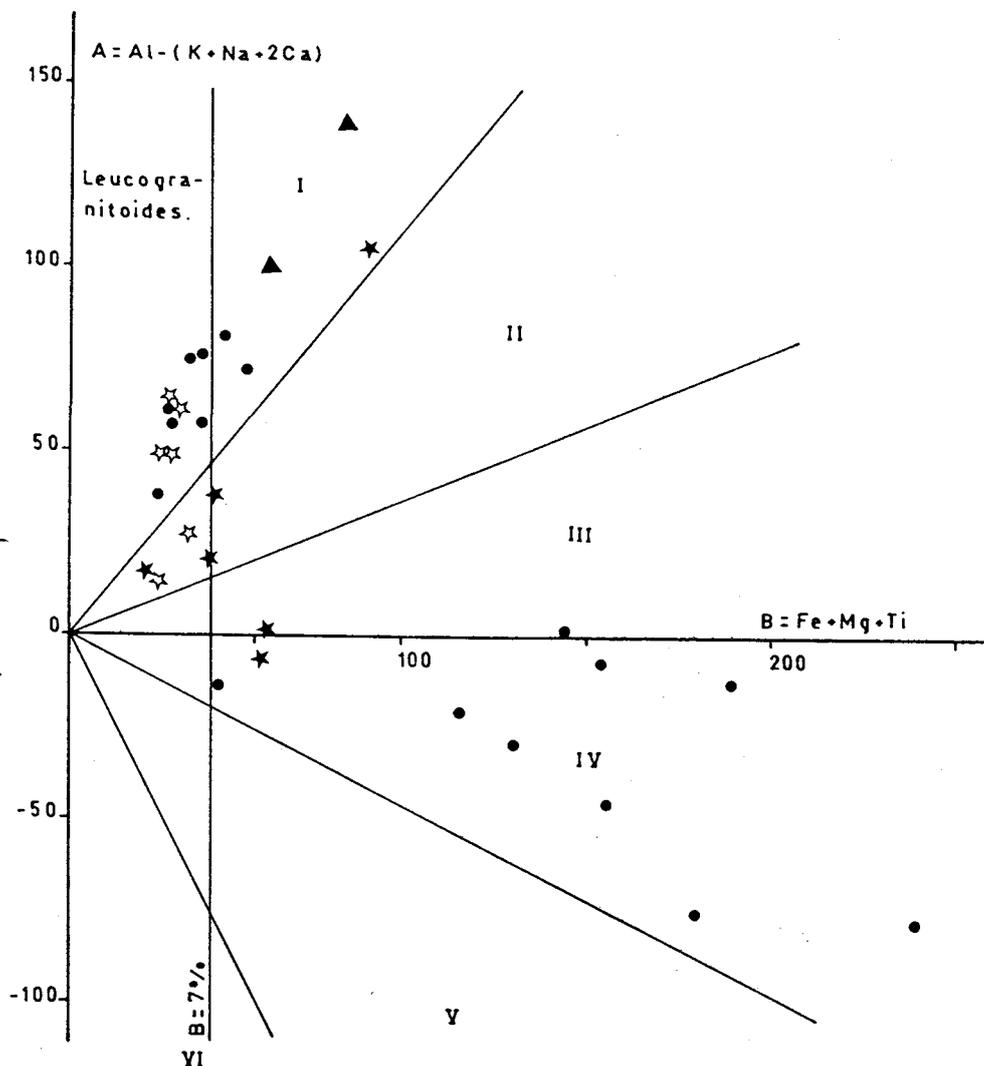


Fig. 2.7.- Diagrama de "minerales característicos" de Debon & Le Fort (1983). I, II, y III: dominio peraluminoso; IV, V, VI dominio metaaluminoso. Estrellas negras: análisis de Puga (1971); estrellas blancas: análisis de Gómez Pugnaire (1979b); círculos: análisis de Martínez Martínez (1984); triángulos: análisis de Velilla (1983).

La mica incolora es ligeramente pleocroica en verde, es una fengita con valores de Si^{4+} que oscilan entre 3,35 y 3,5 (Martín Ramos, 1976; Gómez Pugnaire, 1979b). Las biotitas son de color verde oscuro o marrón rojizo, con pleocroismo fuerte.

El granate es escaso, rico en almandino y con contenidos en grosularita entre el 16% y el 25%. Puede tener texturas en atolón con el núcleo ocupado por mica incolora y cuarzo.

Los anfíboles son poco abundantes en estas rocas. En S^a de Baza se ha localizado una roca con Mg-catoforita (Gómez Pugnaire, 1979b), y en el extremo oriental de S^a Nevada se ha descrito anfíbol verde-azul (Martínez Martínez, 1984).

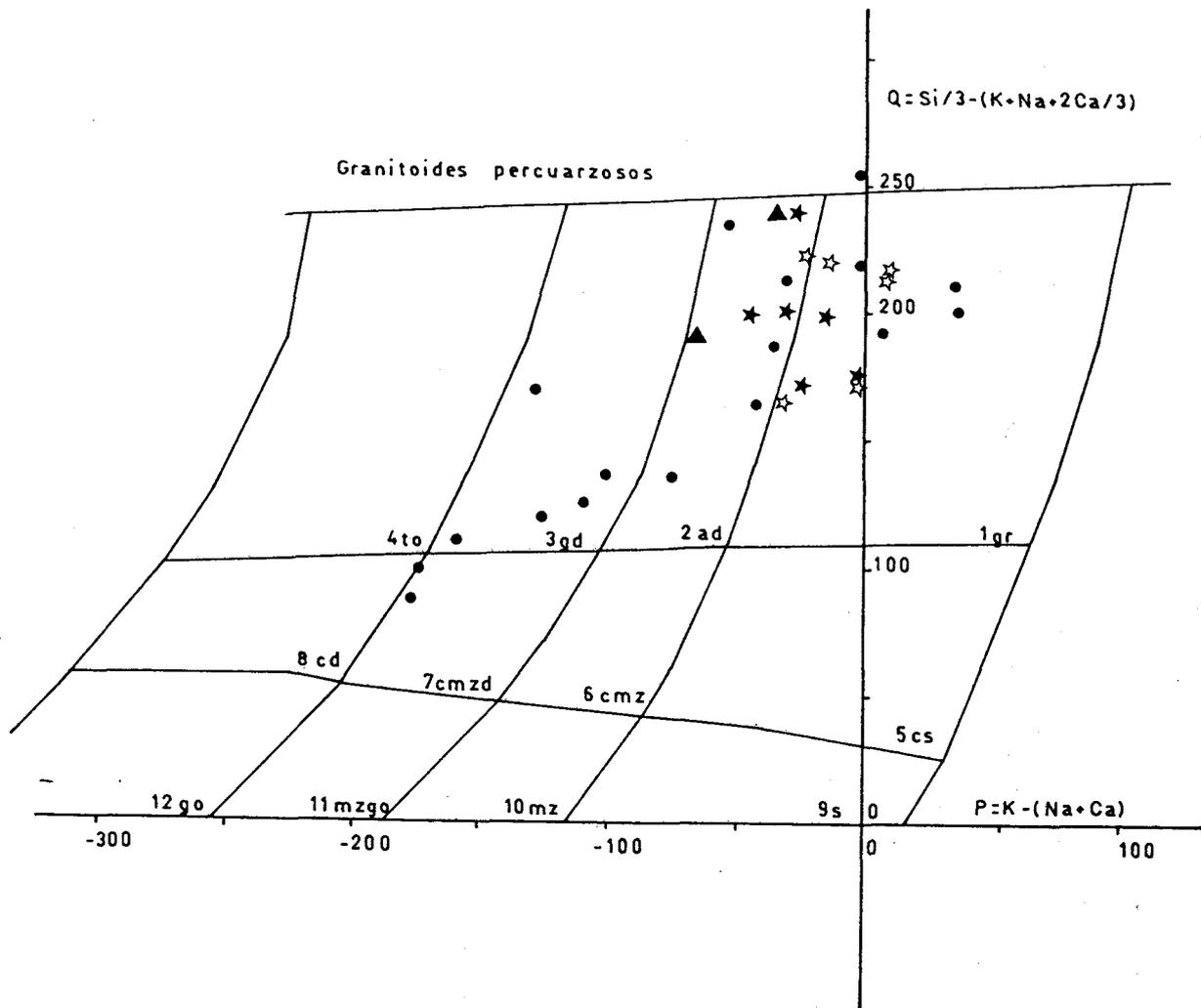
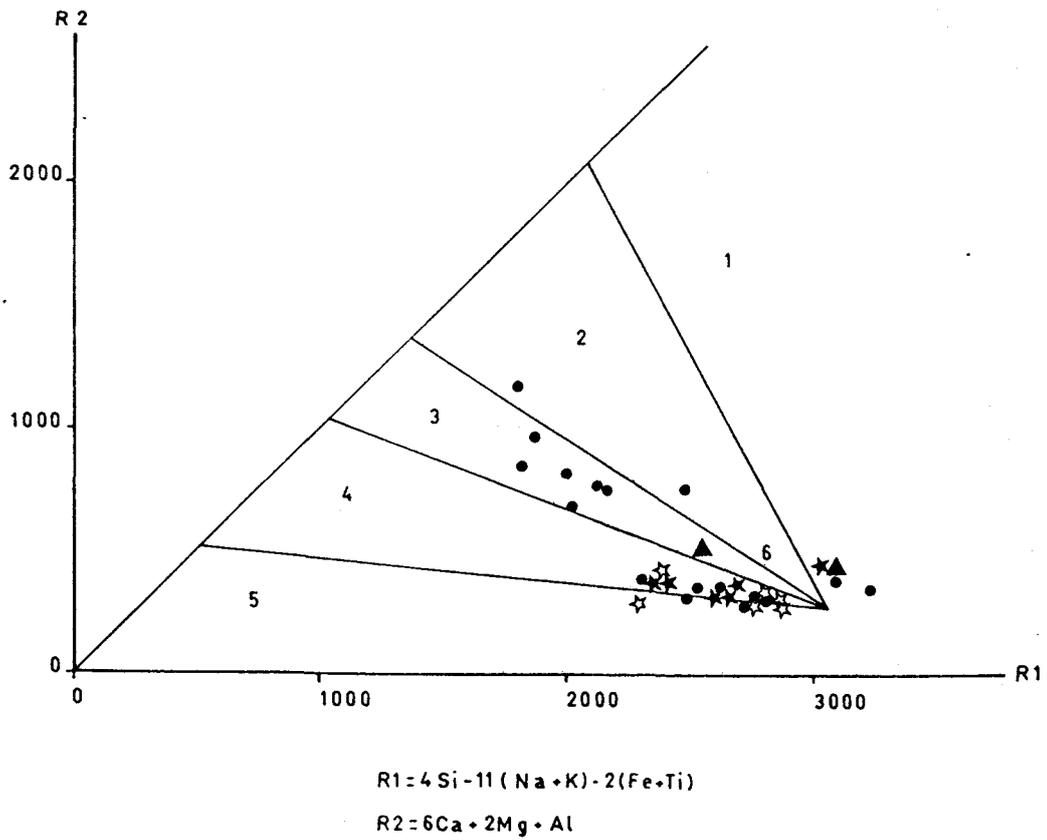
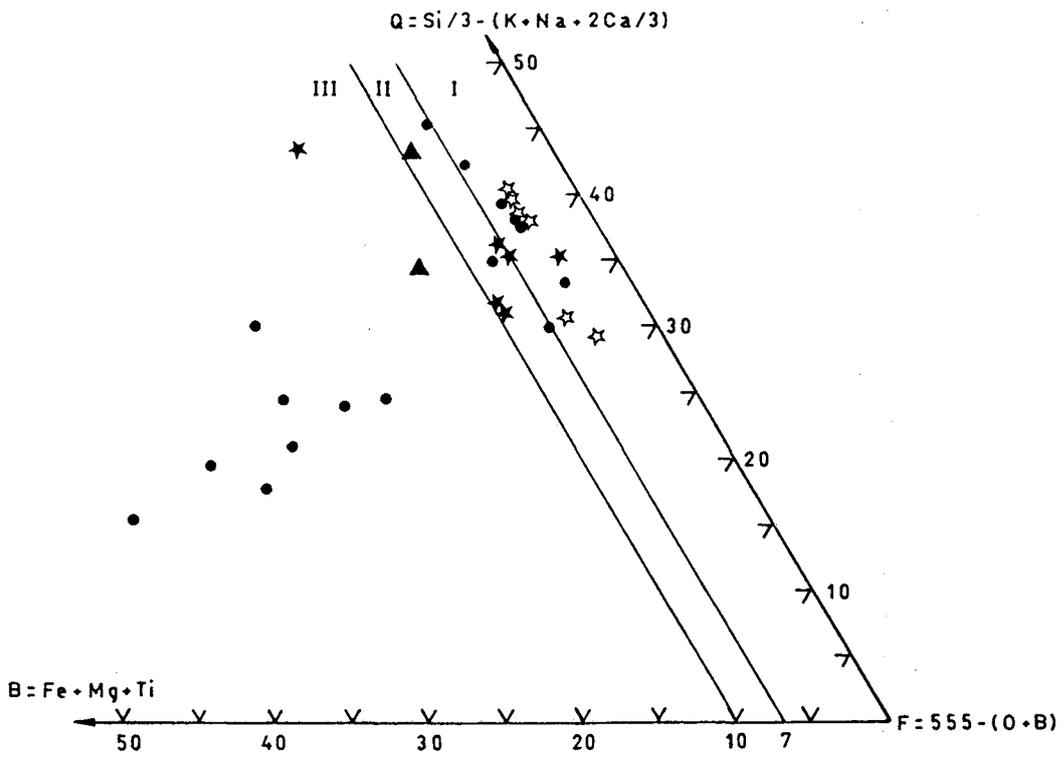


Fig.2.8.- A) Diagrama de nomenclatura de Debon & Le Fort (1983). 1gr: granito; 2ad: adamellita; 3gd: granodiorita; 4to: tonalita; 5cs: cuarzoesienita; 6cmz: cuarzo-monzonita; 7cmzd: cuarzomonzodiorita; 8cd: cuarzodiorita; 9s: sienita; 10mz: monzonita; 11mzgo: monzogabro; 12go: gabro. La misma leyenda que la figura 2.7.

B) Diagrama Q-B-F (Debon & Le Fort, 1983). I: Leucogranitoides. La misma leyenda que la figura 2.7

C) Diagrama de las asociaciones mayores de granitoides (Batchelor & Bowden, 1985). 1: fraccionados del manto; 2: pre-colisión de placas; 3: levantamiento post-colisión; 4: tardi-orogénicos; 5: anorogénicos; 6: sin-colisión. La misma leyenda que en la figura 2.7.



Las **epidotas** son alanita, pistacita y clinozoisita. La alanita se conserva en los núcleos de los cristales de epidota.

Cuando se calcula a la norma de Mielke & Winckler (1979), sobre los análisis químicos de Puga (1971), Gómez Pugnaire (1979b), Velilla (1983), y Martínez Martínez (1984), se obtiene que la mayoría de estos gneises contienen corindón normativo (entre el 0,5% y el 4%). Procederían por lo tanto de rocas graníticas peraluminicas, lo que está de acuerdo con el alto contenido en turmalina, la presencia de biotita + moscovita, y de ilmenita. En el diagrama de Debon & Le Fort (1983) la mayoría de las rocas se agrupan en el campo de las rocas peraluminicas, pero un conjunto de muestras (gneises melanocráticos de Martínez Martínez, 1984) se sitúan en el campo de las metaaluminosas (fig. 2.7).

En el diagrama de clasificación de Debon & Le Fort (1983) las rocas se sitúan en los campos de los granitos y las adamellitas, y los gneises melanocráticos se sitúan en el campo de las granodioritas y las cuarzomonzodioritas (fig. 2.8). En el diagrama Q-B-F (Debon & Le Fort, 1983) la mayor parte de los gneises se agrupa en el campo de las rocas leucocráticas y subleucocráticas, y los gneises melanocráticos se distribuyen en el campo de las rocas melanocráticas (fig. 2.8).

En su conjunto los ortogneises procederían del metamorfismo de granitos de tipo S (peraluminicos) intruidos en el conjunto litológico superior de edad Pérmico-Mesozoica. Las edades radiométricas de estos ortogneises son Pérmico a Lias inferior (véase el apartado II.4), lo que indicaría que durante una etapa temprana del ciclo alpino se estaría produciendo una fusión parcial de la corteza.

- METABASITAS.

Los cuerpos de metabasitas tienen un tamaño variable entre algunos metros y cientos de metros de espesor (fig. 2.9). Son cuerpos discontinuos, de forma ahusada frecuentemente rodeados por la foliación principal.

Las metabasitas pueden tener dos aspectos:

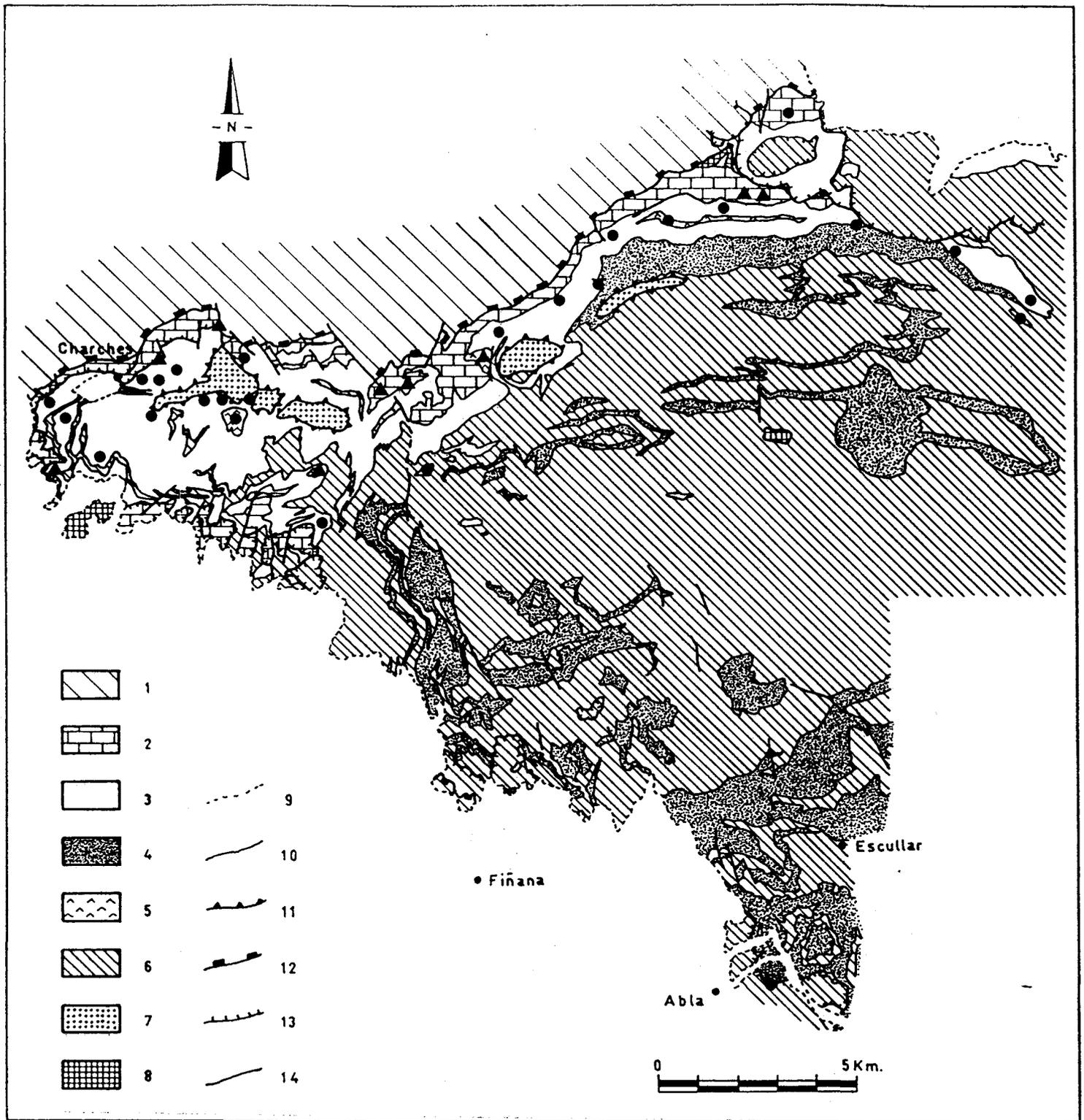


Fig. 2.9.- Situación de los afloramientos de metabasitas (círculos) y serpentinitas (triángulos) en los Esquistos de Tahal y en los Mármoles de las Casas. La leyenda es la misma que la de la Fig. 2.1.

- Una roca masiva de color verde oscuro, en donde a veces se encuentran agregados de color blanco que corresponden a antiguos porfiroblastos de plagioclasa ígnea. Estos porfiroblastos definen texturas ígneas relictas (porfíricas u ofíticas).

- Una roca de color verde oscuro con una fábrica planolinear, en la que la lineación mineral está definida por la alineación del anfíbol y la epidota.

Ambos aspectos pueden encontrarse en el mismo cuerpo de roca. Lo más frecuente es que la roca masiva se halla en el núcleo del cuerpo, y la que tiene la fábrica planolinear, en el exterior.

Dentro de las metabasitas pueden encontrarse eclogitas, algunas con texturas coroníticas, anfíbolitas, y en el área de Cobdar y Lubrín se han descrito también metagabros (Bodinier et al., 1987; Franz et al., 1988).

Las eclogitas son rocas masivas, y suelen conservar preservadas las texturas ígneas.

Contienen como asociación mineralógica:

Clinopiroxeno + granate + anfíbol + mica incolora + rutilo + cuarzo \pm distena \pm epidota \pm carbonato.

Esta asociación suele estar retrogradada en condiciones de facies de esquistos verdes y/o anfíbolitas.

El **clinopiroxeno** básicamente es una onfacita con un contenido variable en jadeita. El contenido en jadeita varía desde un 26% hasta un 60%, el contenido en acmita varía entre el 4% y el 23% (Gómez Pugnaire, 1979b; Velilla, 1983; Martínez Martínez, 1984; Gómez Pugnaire & Soler, 1987). Gómez Pugnaire & Soler (1987) diferencian 4 clases de eclogitas con distintos contenidos de jadeita en sus onfacitas: eclogitas coroníticas, eclogitas granoblásticas, eclogitas con glaucofana, y eclogitas con carbonato. La onfacita se altera a un agregado simplectítico de plagioclasa y anfíbol. Ocasionalmente en lámina delgada se observan restos de un clinopiroxeno de color rosado, con una composición de un 70% a un 80% de augita, y contenidos muy bajos en acmita y jadeita (Gómez Pugnaire, 1979b). Suele estar alterado a anfíbol incoloro en continuidad óptica con el mismo.

Los **granates** son de color rosado y de pequeño tamaño. Son ricos en almandino (entre el 50% y el 66%), con contenidos altos en grosularita (entre 18% y 27%) y bajos en piropero (entre el 5% y el 21%). El contenido en esferartina es muy bajo (desde el 0% al 7%) (Gómez Pugnaire, 1979b; Velilla, 1983; Martínez Martínez, 1984; Gómez Pugnaire & Soler, 1987). En las eclogitas coroníticas forma coronas alrededor de agregados de onfacita + anfíbol incoloro + mica incolora (Foto 10) (Gómez Pugnaire, 1979b).

Los **anfíboles** tienen una composición muy variable, y hay numerosos tipos asociados a las eclogitas. Suelen tener un pleocroismo muy suave o ser incoloros, excepto un grupo con un pleocroismo en tonos violetas o azules (Foto 11). Los anfíboles pleocroicos en violeta y/o azul son glaucofanas, aunque se han descrito también riebeckitas y crossitas (Gómez Pugnaire, 1979b; Velilla, 1983; Martínez Martínez, 1984; Gómez Pugnaire & Soler, 1987). Dentro de los anfíboles incoloros Gómez Pugnaire (1979b) y Gómez Pugnaire & Soler (1987) diferencian dos tipos: el primero es un anfíbol cálcico con composición de actinolita subcálcica que altera a la augita ígnea. El otro tipo de anfíbol coexiste con la onfacita, y sería una hornblenda magnésica subcálcica, que a su vez altera al anfíbol incoloro anterior.

Además de los anfíboles anteriores pueden encontrarse en las eclogitas retromorfizadas, anfíboles pleocroicos en colores verde-azules. Estos serían barroisitas o hornblendas actinolíticas subcálcicas, y además se han descrito magnesio-catoforitas y hornblendas pargasíticas (Gómez Pugnaire, 1979b; Velilla, 1983; Martínez Martínez, 1984).

La **mica incolora** aparece en pseudomorfos de cristales prismáticos asociada a distena y epidota (clinozoisita y pistacita), Suele ser una paragonita asociada a margarita. La moscovita es muy rara o está ausente. Algunos de estos pseudomorfos se han interpretado por Gómez Pugnaire et al. (1985) como alteraciones de antiguas lawsonitas.

Las **epidotas** son muy frecuentes en los pseudomorfos. Normalmente es una clinozoisita (a veces zoisita), aunque puede presentarse pistacita. Hay pseudomorfos formados por epidotas en haces y acompañada por mica incolora que parecen corresponder a la plagioclasa ígnea.

La **distena** es escasa y se altera a mica incolora. El mineral de titanio más común es el rutilo que se presenta en pseudomorfos de rutilo + cuarzo de forma rómbica que

podrían proceder de antiguas ilmenitas u hornblendas (Gómez Pugnare, 1979b).

Las anfíbolitas aparecen o bien como rocas foliadas, o bien como rocas masivas. Dentro de las anfíbolitas masivas a veces hay relictos de la asociación eclogítica. La asociación de minerales más común contiene:

Anfíbol verde-azul + plagioclasa (albita \pm oligoclasa) + epidota \pm granate \pm glaucofana \pm mica incolora \pm clorita \pm onfacita.

Como accesorios contiene menas opacas, rutilo y cuarzo, aunque puede haber también carbonato y titanita.

El **anfíbol verde-azul** tiene las mismas características y composición que los anfíboles verde-azulados de las eclogitas retromorfizadas. Además suele haber relictos de glaucofana en el núcleo de los anteriores o como inclusiones dentro de los granates.

El **granate** está en grandes porfiroblastos redondeados con abundantes inclusiones de glaucofana, epidota, rutilo, onfacita y menas opacas. Se altera a anfíbol verde-azul + epidota + mica incolora + plagioclasa. El granate es almandínico y no muestra una composición muy diferente de la de los granates de las eclogitas (Gómez Pugnare, 1979b; Velilla, 1983).

La **mica incolora** es una paragonita. Los minerales de titanio más frecuentes son el rutilo y la ilmenita, y solo excepcionalmente la titanita. Las cloritas proceden de la alteración de minerales ferromagnesianos. Hay clinocloro, sheridanita y ripidiolita (Nieto, 1982; Velilla, 1983).

Cuando las metabasitas están en contacto con rocas carbonatadas suele haber un borde de reacción alrededor de los cuerpos de metabasitas. Este borde está caracterizado por el crecimiento de grandes porfiroblastos de epidota, anfíbol y carbonato. En algunos puntos se pueden generar epidotitas.

El origen de estas rocas está muy discutido en la actualidad, y existen dos hipótesis contrapuestas. Para varios autores: Gómez Pugnare (1979b), Vegas & Muñoz (1984), Muñoz (1986), Muñoz et al. (1988), Gómez Pugnare & Muñoz (1991) estas rocas serían

basaltos alcalinos de intraplaca. Este hecho vendría apoyado por la composición normativa de estas rocas, que contiene nefelina + olivino y por la distribución de Ti, Zr, e Y. Otros hechos que apoyan esta hipótesis, serían la composición del clinopiroxeno ígneo rico en Ti, así como la existencia de olivino, anfíbol kaersutítico (variedad negra de anfíbol conteniendo titanio) y mica flogopita en los metagabros y metabasaltos que se encuentran en la parte oriental de S^a de los Filabres. Así como la existencia de xenolitos de metapelitas.

Para otros autores: Puga (1977), Puga & Díaz de Federico (1984), Bodinier et al.(1987), Puga et al. (1988) estas rocas junto con las hazburgitas del Cerro del Almirante (Burgos et al., 1980), metagabros, y rocas asociadas constituyen un complejo ofiolítico desmembrado, de acuerdo con las distribuciones de elementos incompatibles en estas rocas.

Tanto en la primera hipótesis (Vegas & Muñoz, 1984; Gómez Pugnaire & Muñoz, 1991) como en la segunda habría una extensión y adelgazamiento importantes de la corteza continental. La edad radiométrica de estas rocas (Hebeda et al., 1980; Portugal et al., 1988) indican que esta extensión ocurrió durante el Jurásico. La existencia de xenolitos de corteza continental en las metabasitas hace mas pausable la primera hipótesis. Sin embargo, la presencia de hazburgitas, que indican un grado importante de fusión parcial en el manto, no excluye que esta extensión hubiera conducido localmente a la formación de una pequeña corteza oceánica.

- SERPENTINITAS.

Además de los ortogneises alcalinos y de las metabasitas pueden encontrarse en la misma posición cuerpos de serpentinitas (Fig 2.9) de forma ahusada y con una foliación bien definida. La serpentinita está formada por:

Serpentina + tremolita ± talco + menas opacas

y no quedan relictos de la paragénesis original. En el sector oriental de S^a Nevada se han descrito algunos cuerpos de rocas utrabásicas que podrían haber dado lugar a estas serpentinitas, estas rocas son hazburgitas (Burgos et al., 1980; Martínez Martínez, 1984).

II.2.4.- METAARENISCAS DE AULAGO.

Este conjunto está compuesto por metaareniscas alternantes con niveles de metapelitas negras, dentro de los niveles de metapelitas se pueden encontrar mármoles con grafito. La secuencia de metaareniscas tiene un espesor máximo de unos 800 metros en la parte Norte del área, y en la zona Sur un espesor visible de unos 1200 metros.

La sucesión que se observa actualmente, de abajo hacia arriba, en la región Norte es:

- Algunos metros de esquistos negros que contienen niveles de cuarzoesquistos y metaareniscas, así como niveles discontinuos de mármoles con grafito intercalados. Los espesores de los mármoles con grafito varían entre 5 cm. a 20 cm.
- Unos 800 metros de metaareniscas claras en bancos de espesor variable entre 1 metro y 40 metros separados por intercalaciones de metapelitas negras. Las metapelitas negras pueden ser pizarras o esquistos, y pueden contener niveles discontinuos de mármoles con grafito intercalados.

En la zona Sur, sobre la secuencia anterior, hay otro nivel de esquistos negros con cuarzoesquistos, metaareniscas y mármoles con grafito, que dan paso a un nivel superior de metaareniscas del que no se observa su espesor completo.

Las relaciones con los Esquistos de Montenegro parecen ser estratigráficas. Cuando no hay un accidente tectónico, se observa una transición gradual con desaparición progresiva de los niveles de metaareniscas y un aumento en la proporción de esquistos negros. Las escasas estructuras sedimentarias que se conservan en este conjunto indican que las Metaareniscas de Aulago se sitúan sobre los Esquistos de Montenegro.

Las **metaareniscas** tienen un color claro: blanco o crema. Normalmente se encuentran muy deformadas pero en algunos afloramientos se pueden reconocer estratificaciones cruzadas (Foto 12). Dichas estructuras sedimentarias están marcadas en la roca por concentraciones de circón, menas opacas y turmalina.

La asociación mineral en las metaareniscas consiste en:

Cuarzo + mica incolora + plagioclasa + clorita ± granate.

y mas raramente en:

Cuarzo + mica incolora + biotita ± plagioclasa.

Los accesorios son: grafito, menas opacas, circón, turmalina, rutilo y óxidos de hierro.

Las **metapelitas negras** son esquistos de grano fino o, más escasamente, pizarras. Dentro de las pizarras negras hay intercalaciones de metaareniscas con laminaciones cruzadas y estructuras "flaser".

Las asociaciones minerales más frecuentes dentro de los esquistos negros corresponden a asociaciones con plagioclasa (albita):

Mica incolora + cuarzo + plagioclasa + clorita ± epidota ± granate.

Aunque también hay asociaciones sin plagioclasa, como:

Mica incolora + cuarzo + granate + clorita.

Mica incolora + cuarzo + granate + cloritoide + clorita.

Las pizarras negras contienen:

Mica incolora + cuarzo + biotita ± plagioclasa.

Los accesorios son grafito, turmalina, menas opacas, y óxidos de hierro.

La **mica incolora** es una fengita con contenidos en Si^{4+} que tienen una variación continua entre 3.50 y 3.13. El **granate** es almandínico (contenidos en almandino entre 62.5% y 69.7%) con un gran contenido en grosularita (entre el 23.2% y 27.3%). Tienen pequeños componentes de piropo (entre el 4% y 5.3%), espesartina (entre el 9.3% y 0.7%) y andradita (entre el 2% y el 1%). de forma que la composición es del tipo almandino>> grosularita>> piropo> espesartina> andradita, o bien del tipo almandino>> grosularita>>

espesartina> piropo> andradita. La **plagioclasa** es una albita.

Los **mármoles con grafito** tienen un color negro con un bandeo formado por niveles pardos alternando con niveles negros ricos en grafito. Suelen tener abundantes venas rellenas de cuarzo y calcita. El cuarzo tiene habito fibroso y está rodeado por la calcita. La asociación de minerales más común contiene:

Calcita + cuarzo + mica incolora ± clorita ± plagioclasa ± epidota.

Los accesorios son grafito, menas opacas, turmalina y óxidos de hierro.

La interpretación de este conjunto se efectuará tras realizar la descripción de estas rocas en la Unidad del Rio Bodurria, donde se conservan mejor las estructuras sedimentarias.

II.2.5.- ESQUISTOS DE MONTENEGRO.

Los Esquistos de Montenegro están constituidos por una secuencia monótona de esquistos negros con niveles ocasionales de cuarzoesquistos. Los esquistos y cuarzoesquistos suelen tener un tamaño de grano fino a medio. Pero también existe un tipo minoritario de esquistos de un tamaño de grano medio y con porfiroblastos de gran tamaño (oscilan entre 0'5 cm. y 5 cm., e incluso mayores) (Foto 13).

Los esquistos contienen tres tipos de asociaciones minerales. La primera, y más abundante, corresponde a asociaciones con granate y con uno o más de los siguientes minerales: cloritoide, estaurolita y distena, de estas asociaciones la más frecuente es la que contiene como minerales mayoritarios a:

Cuarzo + mica incolora + granate + cloritoide ± clorita

aunque también se pueden encontrar asociaciones con:

Cuarzo + mica incolora + granate + cloritoide + estaurolita ± clorita.

Cuarzo + mica incolora + granate + cloritoide + distena ± clorita.

Cuarzo + mica incolora + granate + estaurolita + distena + cloritoide ± clorita ± biotita.

Cuarzo + mica incolora + granate + estaurolita + distena ± clorita.

Cuarzo + mica incolora + granate + distena ± clorita ± biotita.

Como accesorios contienen : grafito, opacos, turmalina, circón, apatito, óxidos de hierro y, a veces, rutilo.

Los esquistos con porfiroblastos de gran tamaño tienen este tipo de asociaciones. Hay varios tipos distintos de porfiroblastos (fig. 2.10):

- porfiroblastos de cloritoide de tamaño variable entre 1 a 5 cm.

- porfiroblastos de estaurolita, la estaurolita suele estar transformada a un agregado de sericita + cloritoide + estaurolita + distena ± granate.

- Porfiroblastos de andalucita en prismas (quiasolito), transformados enteramente a distena y/o sericita, suelen ir acompañados por:

-Porfiroblastos de biotita, total o parcialmente transformados a agregados de granate.

El segundo tipo es menos abundante y corresponde a asociaciones con plagioclasa. La asociación mas característica es:

Cuarzo + mica incolora + granate + plagioclasa (albita y/u oligoclasa) + epidota ± clorita.

El tercer tipo de asociaciones corresponde a asociaciones con granate:

Cuarzo + mica incolora + granate ± clorita ± epidota.

Como accesorios contienen los mismos que el primer tipo de asociaciones.

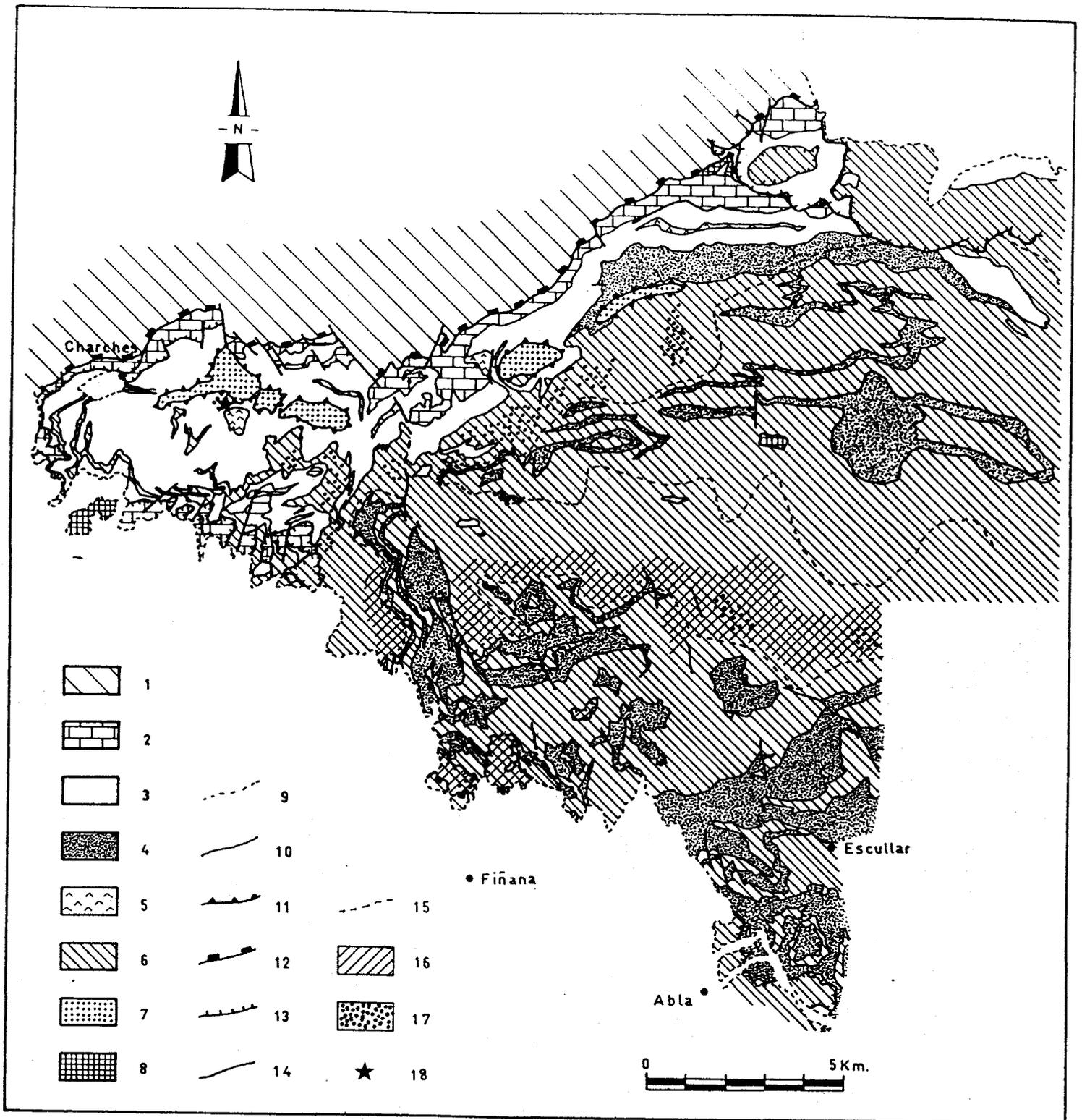


Fig. 2.10.- Distribución de los Esquistos con porfiroblastos en los Esquistos de Montenegro. LEYENDA: 1- Alpujárride, 2- Mármoles de las Casas, 3- Esquistos de Tahal, 4- Metaareniscas de Aulago, 5- Rocas ortoderivadas, 6- Esquistos de Montenegro, 7- Unidad del río Bodurria, 8- Rocas de falla, 9- Contacto discordante, 10- Contacto litológico, 11- Falla del río Bodurria, 12- "Detachment", 13- Falla normal de bajo ángulo, 14- Contacto mecánico, 15- Límite inferior del clivaje de crenulación extensional, 16- Esquistos con porfiroblastos de andalucita, granate y biotita, 17- Esquistos con porfiroblastos de cloritoide, 18- Esquistos con porfiroblastos de estaurolita, granate, y biotita.

MINERALES	FUERA DE LA ZONA DE CIZALLA	EN LA ZONA DE CIZALLA
Mica incolora	Moscovita + paragonita	Fengita + Paragonita
Granate	Alm. muy rico en Grs.	Alm con Prp. o Grs.
Cloritoide	Ferroso	Ferroso
Estauroлита	No se encuentra	Solo en algunas rocas
Distena	No se encuentra	Solo en algunas rocas
Plagioclasa	Albita	Albita y/o Oligoclasa
Clorita	Chamositas y clinocloros	Chamositas y clinocloros
Biotita	No se encuentra	Solo en algunas rocas.

Fig. 2.11.- Variación de la composición de los minerales de los Esquistos de Montenegro dentro y fuera de la zona de cizalla dúctil de fase D_e .

Los minerales que forman parte de las asociaciones anteriormente descritas, tienen ciertas variaciones en su composición, dependiendo de si se encuentran en el interior de la zona de cizalla dúctil-frágil o no (fig. 2.11).

La mica incolora es moscovita y paragonita (Martín Ramos, 1976; Gómez Pugnaire, 1979b; Martínez Martínez, 1984). La moscovita puede presentar sustitución de aluminio por hierro y magnesio y ser una fengita con contenidos en Si^{4+} que varían entre 3.27 y 3.4 (Martín Ramos, 1976; Gómez Pugnaire, 1979b; Velilla, 1983). Dentro de la zona de cizalla dúctil-frágil están las micas con composición más fengítica.

El granate está presente en la mayoría de las metapelitas. Es un granate rico en almandino. Dentro de la zona de cizalla dúctil-frágil se pueden encontrar dos tipos de granates almandínicos:

a.- Uno asociado a los esquistos negros con porfiroblastos. Tienen composiciones del tipo almandino >>espartina >>grosularita >piropo o almandino >>espartina >>piropo >grosularita. El contenido medio en almandino se sitúa alrededor del 77% y el de espartina alrededor del 14% (Velilla, 1983).

b.- El otro tipo se encuentra distribuido en todas las rocas, y también está presente en los esquistos con porfiroblastos como coronas de recrecimiento sobre los anteriores o como cristales independientes. La composición es del tipo almandino >>grosularita >piropo

>>espesartina o almandino >>piropo >grosularita >>espesartina. Aunque pueden haber oscilaciones, la mayoría de estos granates tienen una zonación de forma que el núcleo es rico en grosularita (composiciones del tipo almandino >>grosularita >piropo >>espesartina), hacia el borde aumentan las cantidades de almandino y piropo, disminuyendo sensiblemente la cantidad de grosularita y espesartina (Velilla, 1983; Gómez Pugnaire, 1979b).

En la zona sin deformación por cizalla dúctil-frágil, el granate es también rico en almandino y tiene composiciones del tipo almandino >>grosularita >>piropo >espesartina o almandino >>grosularita >>espesartina >piropo. El contenido en almandino suele ser menor (68%), y el contenido en grosularita mayor (25%)(Velilla, 1983). que los del granate presente en la zona de cizalla. Suele haber también una zonación desde el núcleo hacia el borde. Los núcleos de los granates son muy ricos en grosularita, la composición media es: almandino (65%) >> grosularita (24%) >> espesartina (6%) > piropo (4%). Hacia el borde aumenta la cantidad de almandino (75%) y piropo (5.6%) y disminuye espesartina (2%) y grosularita (20%) quedando composiciones del tipo almandino >>grosularita >>piropo >espesartina (Velilla, 1983).

Los **cloritoides** acompañan al granate en una gran cantidad de rocas. Suelen ser cloritoides férricos, con contenidos altos en hierro y pobres en magnesio. Los porfiroblastos de cloritoide de gran tamaño tienen una composición muy rica en hierro (Puga, 1971; Velilla, 1983; Gómez Pugnaire, 1979b; Gómez Pugnaire & Sassi, 1983).

La **estauroлита** y la **distena** se presentan únicamente dentro de algunas asociaciones en el interior de los materiales afectados por la fase de cizalla dúctil-frágil.

La **plagioclasa** suele ser una albita con contenidos en anortita entre el 5% y el 8%. Tiene un núcleo rico en inclusiones de grafito y una corona exterior libre de inclusiones. Dentro de la zona de cizalla dúctil-frágil, algunas de estas coronas pueden ser de oligoclasa

Las **cloritas** son abundantes y son chamositas y clinocloro (Velilla, 1983).

La **biotita** ha sido descrita dentro de los esquistos con porfiroblastos asociada al granate. Son biotitas rica en magnesio ($Mg/Mg+Fe \geq 0.6$) (Velilla, 1983; Gómez Pugnaire & Sassi, 1983). Así como en los esquistos sin porfiroblastos asociada a estilpnomelana (Martínez Martínez, 1984). También se han descrito biotitas en prácticamente todas las

asociaciones minerales acompañando a la clorita (Puga, 1971; Gómez Pugnaire, 1979b), aunque recientemente se ha puesto de manifiesto que corresponden a cloritas e hidrocloritas con abundantes óxidos e hidróxidos de hierro dispersos, e intercrecidas con minerales del tipo esmectitas (Gómez Pugnaire & Franz, 1988; Mellini et al., 1991).

En resumen los minerales de los Esquistos de Montenegro varían su composición dependiendo de si están o no en la zona de cizalla dúctil-frágil. La razón principal de esta variación es el hecho de que la zona de cizalla deforma las isogradas, y concretamente está afectando a las zonas de reacción de inicio de la estaurolita y de paso de albita a oligoclasa,. Sin embargo, no hay que descartar que parte de las variaciones se deban a que el metamorfismo dentro de la zona de cizalla no sea isoquímico.

Los porfiroblastos de andalucita, estaurolita, cloritoide, y biotita y también los granates almandínicos con contenidos altos en espesartina asociados a ellos, se han interpretado como minerales crecidos durante uno o varios episodios de metamorfismo pre-alpino (Puga, 1971; Puga et al., 1975; Puga & Díaz de Federico, 1976b; Gómez Pugnaire, 1979b; Gómez Pugnaire & Sassi, 1983; Velilla, 1983). Esta interpretación se basa en los siguientes hechos:

- Estos porfiroblastos solo se encuentran en rocas a las que se supone una edad paleozoica o más antigua (véase el apartado II.4 Edad de los materiales), y nunca se han descrito en rocas atribuibles al mesozoico.
- Forman la asociación metamórfica mineral más antigua de estas rocas y están desestabilizados a los minerales que constituyen la primera asociación metamórfica datada con seguridad como alpina (asociaciones de alta presión/baja temperatura en las metabasitas de edad jurásica (véase el apartado II.4 de Edad de los materiales y el capítulo IV sobre Metamorfismo).

II.3. UNIDAD DEL RIO BODURRIA

La Unidad del Rio Bodurria aflora en cuatro pequeñas ventanas tectónicas en las regiones Norte y Noroeste del área (fig. 2.12). Está formada por un conjunto de materiales de naturaleza predominantemente pelítico-arenosa, que son correlacionables con la Formación Aulago de Martínez Martínez (1984). Estas rocas son pizarras y esquistos negros, areniscas y metaareniscas, con intercalaciones de niveles de mármoles y rocas

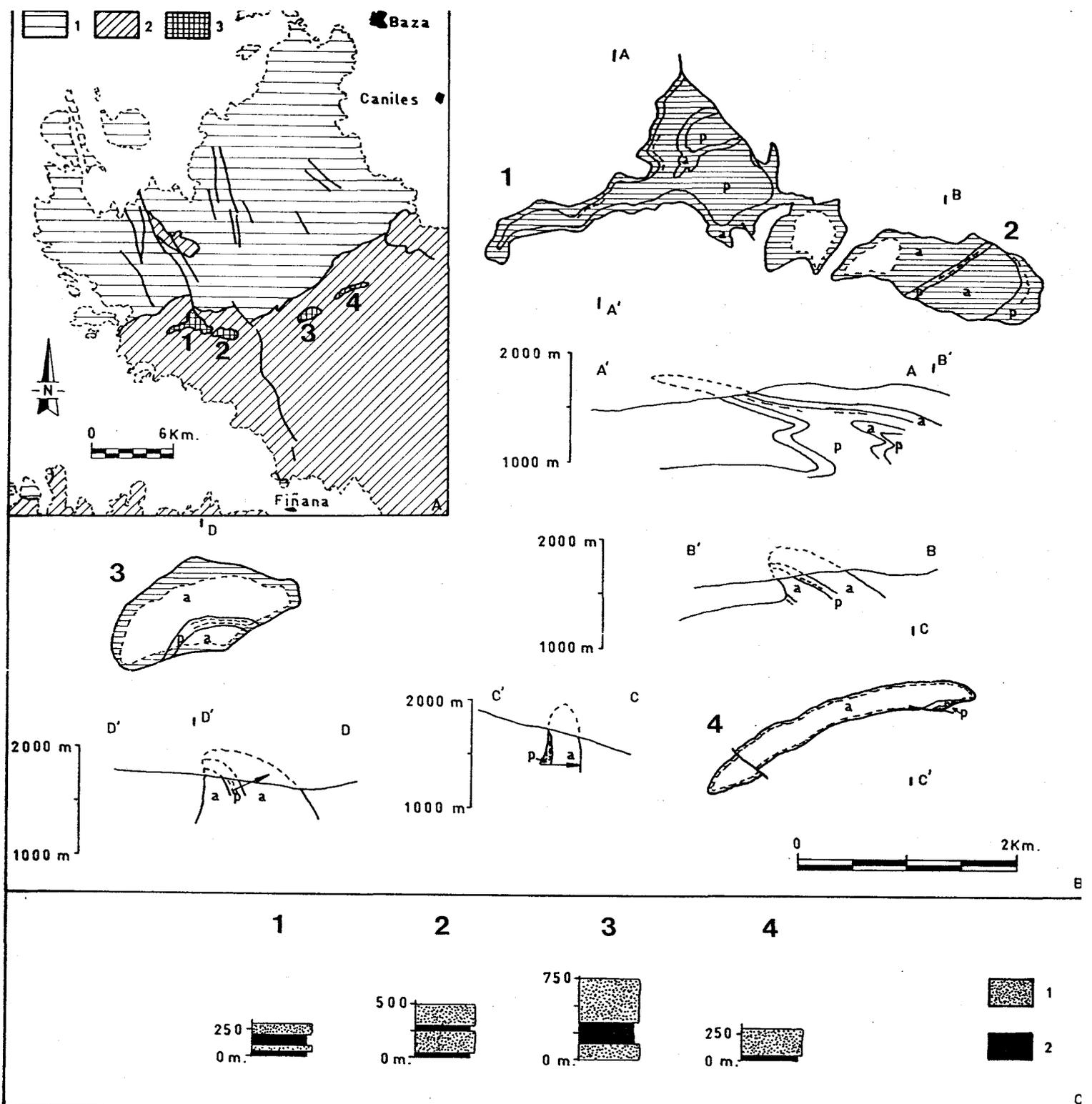


Fig. 2.12.- *Materiales de la Unidad del río Bodurria. A: Localización geológica, 1- Alpujárride; Nevado-Filábride: 2- Unidad de la S^a de los Filabres, 3- Unidad del Río Bodurria, los números indican las distintas ventanas. B: Mapas y cortes de las distintas ventanas tectónicas, a- areniscas y metaareniscas, p- pizarras y esquists, el rayado horizontal señala los esquists y metaareniscas, los guiones las rocas carbonatadas. C: Secuencias litológicas de las distintas ventanas, 1- pizarras o esquists con rocas carbonatadas, 2- areniscas o metaareniscas. 1- Ventana de Rambla del Agua, 2- Ventana del Zar, 3- Ventana del Río Bodurria, 4- Ventana de Petronila.*

calcosilicatadas con grafito. No se conoce ni el muro, ni el techo, este último está cortado por el contacto mecánico que separa a esta unidad de la superior.

Las pizarras, areniscas y rocas carbonatadas, afloran en las cuatro ventanas, aunque se presentan con mayor extensión en las tres más occidentales: Ventana del Zar, del Rio Bodurria, y de La Petronila (fig. 2.12). Las rocas anteriores también pueden aparecer con una mayor grado de recristalización: esquistos negros, metaareniscas y mármoles y rocas calcosilicatadas.

En la Ventana del Rio Bodurria (fig. 2.12) se encuentra la secuencia de estos materiales mejor expuesta, y es la que describiremos con más detalle. La secuencia tiene un espesor máximo visible de 750 metros medidos con respecto a S_0 .

De muro a techo la secuencia está formada por:

- 150 metros de areniscas.
- 200 metros de pizarras negras con niveles de mármoles con grafito. Los niveles de carbonato tienen un espesor entre 5 y 20 cm.
- 400 metros de areniscas en bancos de espesor variable entre 15 metros y 1 metro, separados entre sí por niveles de pizarras negras de un espesor variable entre unos 20 cm. y 7 metros. De esta última parte de la secuencia se ha levantado una columna estratigráfica de los primeros 141 metros (fig. 2.13).

Las estructuras sedimentarias más frecuentes en las areniscas son: laminaciones cruzadas en artesa, estructuras "flaser", y "ripple marks" de corriente con la cresta recta o bien con forma sinuosa que evoluciona hacia formas linguoides aisladas. Los bancos de areniscas tienen el muro ligeramente ondulado debido a las laminaciones cruzadas y su contacto basal con las pelitas suele ser neto. El techo de los niveles de areniscas muestra un paso gradual a las pelitas. En los niveles de pelitas se observan estructuras lenticulares, laminaciones cruzadas y "burrows" rellenos de limolitas o areniscas.

En la Ventana de la Petronila (fig. 2.12) aflora una secuencia de unos 300 metros, que está formada de muro a techo por:

- 50 metros de pizarras negras con intercalaciones de 5 cm. a 20 cm. de espesor de mármoles con grafito, estos tienen una fina laminación paralela marcada por niveles más ricos en materia orgánica.
- 250 metros de areniscas en bancos de espesor variable entre 1 metro y unos 10 metros, separados entre sí por niveles delgados de pizarras negras. Los niveles más superiores tienen laminaciones cruzadas en artesa.

En la Ventana del Zar (fig. 2.12) afloran de muro a techo:

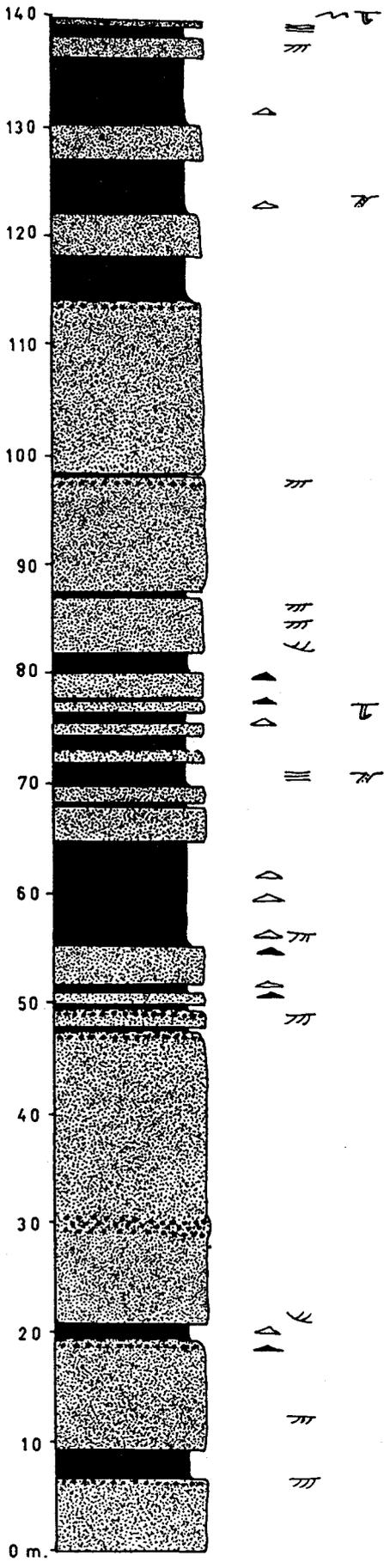
- unos metros de esquistos con grafito con niveles de mármoles con grafito.
- 200 metros de areniscas con estratificaciones cruzadas.
- 50 metros de esquistos negros de grano fino con niveles de mármoles con grafito.
- 200 metros de areniscas con niveles delgados de pizarras intercaladas.

En la Ventana de Rambla del Agua (fig. 2.12) hay un pequeño afloramiento de unos 50 metros de areniscas con pizarras intercaladas, en el extremo Sudeste de la ventana.

Las pizarras negras están formadas por:

Mica incolora + biotita + cuarzo

Fig. 2.13.- *Secuencia estratigráfica de las areniscas en la Ventana del Rio Bodurria (localización en la Fig. 2.11). LEYENDA: 1- pizarras, 2- cuarzowacas, 3- niveles cuarcíticos, 4- estructuras "linsen", 5- estructuras "flaser", 6- laminación paralela, 7- laminación cruzada, 8- laminación cruzada en artesa, 9- "ripple mark", 10- diques de arena, 11- "burrows", 12- nodulos diagenéticos ricos en feldespatos, 13- sulfuros.*



- 1 
- 2 
- 3 
- 4 
- 5 
- 6 
- 7 
- 8 
- 9 
- 10 
- 11 
- 12 
- 13 

Como accesorios contienen caolinita, clorita, plagioclasa, opacos (hematites), titanita, turmalina, materia orgánica y óxidos de hierro (Foto 14). La presencia de caolinita, clorita y plagioclasa se ha determinado por difracción de Rayos X.

La **mica incolora** es una fengita con contenidos en Si^{4+} que muestran una variación continua entre 3.09 y 3.48 (véase Tabla 2.1). En el diagrama de Miyashiro (1973) las fengitas con un mayor contenido en Si^{4+} se sitúan en el campo de los esquistos azules y las de menor contenido en Si^{4+} en las zonas de la clorita, biotita y almandino (fig. 2.14). El contenido en componente paragonítico de las fengitas es pequeño. El contenido en Na en la fórmula calculada sobre 11 O, varía entre 0.113 y 0.023, y se observa un aumento en el contenido en Na al disminuir el contenido en Si (fig. 2.14).

La **biotita** está en granos de pequeño tamaño, entre 5 y 2 micras, y tiene un pleocroísmo fuerte en tonos rojizos. Y está en equilibrio con la fengita o intercrecida con ella (Foto 15). Los análisis de este mineral dan composiciones propias de la biotita y no de la clorita como ocurre con los cristales de intercrecimientos de mica y clorita descritos en otras rocas (Mellini et al., 1991) que tienen las mismas propiedades ópticas. El contenido en Mg es ligeramente inferior al contenido en Fe, la relación $Mg/Fe+Mg$ oscila entre 0.41 y 0.51 con un valor medio de 0,45 (Tabla 2.2). Algunos blastos tienen un bandeo con un espesor de las bandas de 0.5 micras paralelo al clivaje, si se ven en la imagen de electrones retrodispersados. El análisis de estos blastos muestra composiciones con un aumento en la cantidad de Al, un descenso en la cantidad de Fe, Mg y K, y la cantidad de Si se mantiene. Estas composiciones se pueden explicar suponiendo que unas bandas corresponden a caolinita y otras corresponden a biotita, sin que participe la clorita. Se trataría por lo tanto de alteraciones de biotita a caolinita, y sería diferente de los intercrecimientos de mica y clorita descritos por Mellini et al. (1991) en otras rocas nevado-filábrides.

El **cuarzo** está en granos detríticos con forma elipsoidal o en granos irregulares con bordes rectos con los filosilicatos que ocupan los huecos entre ellos.

La **titanita** solo se observa en algunas muestras, está en agregados redondeados o en granos euhédricos que muestran relaciones rotacionales o helicítica con la foliación S_b .

TABLA 2.1

FENGITAS, ANALISIS EN TANTO POR CIENTO EN OXIDOS									
%	F3-18	F3-17	F3-14	F3-13	F3-12	F3-11	F3-4	F3-2	F3-1
SiO ₂	48,801	45,697	50,356	49,224	46,603	52,192	49,607	46,284	46,711
TiO ₂	0,661	0,656	0,555	0,656	0,607	0,687	0,671	0,565	0,593
Al ₂ O ₃	30,692	30,061	30,333	26,943	32,362	28,184	27,722	32,618	32,358
FeOt	2,244	2,463	2,102	2,826	2,505	2,174	2,606	2,329	2,275
MnO	0	0,068	1,554	0,056	0,011	0,071	0,021	0	0
MgO	1,607	1,611	0	2,521	1,449	1,523	2,494	1,273	1,411
CaO	0,009	0,032	0,042	0,04	0,004	0	0,013	0,011	0,027
Na ₂ O	0,413	0,486	1,516	0,264	0,405	0,429	0,256	0,595	0,452
K ₂ O	9,943	9,871	8,924	10,251	10,188	9,241	10,271	10,058	9,996
Total	94,371	90,942	95,382	92,782	94,134	94,678	93,661	93,733	93,829
FORMULAS CALCULADAS SOBRE 11 OXIGENOS									
Si	3,2755	3,2054	3,3285	3,3833	3,1558	3,4634	3,3695	3,1450	3,1645
Ti	0,0337	0,0343	0,0274	0,0336	0,0306	0,0341	0,0341	0,0289	0,0306
Al	2,4274	2,4852	2,3622	2,1825	2,5824	2,2044	2,2187	2,6110	2,5848
Fe	0,1256	0,1441	0,1158	0,1626	0,1419	0,1206	0,1482	0,1322	0,1290
Mn	0	0,0038	0	0,0030	0,0007	0,0036	0,0015	0	0
Mg	0,1610	0,1682	0,1536	0,2583	0,1456	0,1509	0,2518	0,1293	0,1424
Ca	0,0010	0,0021	0,003	0,0031	0	0	0,001	0,0010	0,0020
Na	0,0544	0,0659	0,1935	0,0341	0,0531	0,0381	0,0337	0,0781	0,0602
K	0,8509	0,8828	0,7526	0,8988	0,8801	0,7973	0,8903	0,8717	0,8643
AlIV	0,6908	0,7603	0,6442	0,5831	0,8136	0,5025	0,5965	0,8261	0,8049
AlVI	1,7366	1,7249	1,7181	1,5994	1,7687	1,7019	1,6222	1,7849	1,7799
S.oct	2,0242	2,0431	1,9905	2,0264	2,0570	2,062	2,0248	2,0475	2,0532
S.alc	0,9054	0,9488	0,9461	0,9330	0,9332	0,8011	0,8937	0,9498	0,9245

TABLA 2.1 (Continuación)

FENGITAS, ANALISIS EN TANTO POR CIENTO EN OXIDOS									
%	F3-40	F3-43	F3-46	F3-47	F3-51	F3-1A	F3-2A	F4-1	F4-2
SiO ₂	50,032	47,318	48,234	49,331	46,591	51,024	50,856	47,258	46,671
TiO ₂	0,412	0,576	0,764	0,396	0,305	0,726	0,272	0,558	0,587
Al ₂ O ₃	28,732	32,117	31,028	28,531	35,161	29,126	27,621	32,383	32,298
FeOt	2,683	2,773	2,941	2,827	2,574	0,541	2,966	1,926	1,735
MnO	0,011	0	0,023	0,009	0,006	0	0,028	0,017	0,082
MgO	2,388	1,674	1,946	2,541	0,811	3,407	2,762	1,528	1,611
CaO	0,016	0,009	0,009	0,032	0,041	0,002	0	0,003	0,023
Na ₂ O	0,256	0,404	0,332	0,181	0,872	0,208	0,256	0,476	0,467
K ₂ O	10,031	10,028	10,341	9,454	8,407	10,731	10,226	10,093	10,236
Total	94,607	94,889	95,638	93,336	94,794	95,796	94,985	94,241	93,708
FORMULAS CALCULADAS SOBRE 11 OXIGENOS									
Si	3,3565	3,1764	3,2205	3,3475	3,0978	3,3564	3,4041	3,1816	3,1653
Ti	0,0210	0,0295	0,0385	0,0204	0,0150	0,0354	0,0134	0,0287	0,0298
Al	2,2719	2,5410	2,4409	2,2816	2,7552	2,2573	2,1792	2,5696	2,5805
Fe	0,1507	0,1559	0,1644	0,1605	0,1430	0,0297	0,1662	0,1086	0,0984
Mn	0,0007	0	0,0015	0,0007	0,0007	0	0,0014	0,0007	0,0044
Mg	0,2388	0,1676	0,1931	0,2566	0,0805	0,3333	0,2763	0,1531	0,1626
Ca	0,0010	0,0010	0,0010	0,0031	0,0299	0	0	0	0,0020
Na	0,0333	0,0526	0,0436	0,0231	0,1129	0,0257	0,0332	0,0616	0,0620
K	0,8587	0,8592	0,8802	0,8186	0,7131	0,9007	0,8733	0,8670	0,8857
AlIV	0,6225	0,7941	0,7410	0,6321	0,8872	0,6081	0,5825	0,7897	0,8050
AlVI	1,6494	1,7469	1,6999	1,6495	1,8680	1,6492	1,5967	1,7799	1,7755
S.oct	2,0407	2,0714	2,0598	2,0704	2,1221	2,0122	2,0408	2,0424	2,0430
S.alc	0,8920	0,9119	0,9238	0,8416	0,8261	0,9264	0,9298	0,9286	0,9477

TABLA 2.1 (Continuación)

FENGITAS, ANALISIS EN TANTO POR CIENTO EN OXIDOS									
%	F4-3	F4-5	F4-6	F4-9	F4-11	F4-12	F4-14	F4-15	F4-16
SiO ₂	46,369	50,066	47,401	53,971	46,971	50,691	47,679	46,599	46,533
TiO ₂	0,485	0,733	0,675	0,437	0,558	0,404	0,515	0,451	0,716
Al ₂ O ₃	32,717	29,264	31,128	29,303	32,599	27,836	33,648	32,226	32,383
FeOt	1,818	2,151	2,195	1,721	1,781	1,903	1,531	2,276	1,631
MnO	0,021	0,031	0	0,037	0,091	0	0	0,026	0
MgO	1,648	2,089	1,586	1,286	1,626	2,798	1,393	1,549	1,443
CaO	0	0,011	0,046	0,013	0,031	0	0	0,022	0,009
Na ₂ O	0,483	0,348	0,498	0,502	0,461	0,231	0,344	0,425	0,481
K ₂ O	10,126	9,755	9,675	9,259	9,667	10,184	10,361	9,911	9,837
Total	93,486	94,447	93,205	96,531	93,785	94,047	95,471	93,526	93,034
FORMULAS CALCULADAS SOBRE 11 OXIGENOS									
Si	3,1501	3,3480	3,2243	3,4887	3,1694	3,4072	3,1617	3,1661	3,1661
Ti	0,0247	0,0369	0,0350	0,0211	0,0288	0,0202	0,0258	0,0230	0,0367
Al	2,6195	2,3069	2,4959	2,2324	2,5915	2,2043	2,6296	2,5844	2,5971
Fe	0,1030	0,1201	0,1250	0,0931	0,1008	0,1069	0,0848	0,1293	0,0929
Mn	0,0015	0,0015	0	0,0021	0,0052	0	0	0,0015	0
Mg	0,1494	0,2083	0,1614	0,1246	0,1634	0,2807	0,1377	0,1562	0,1463
Ca	0	0,0010	0,0031	0,0010	0,0020	0	0	0,0020	0,0010
Na	0,0639	0,0454	0,0658	0,0625	0,0599	0,0299	0,0451	0,0568	0,0640
K	0,8778	0,8325	0,8393	0,7638	0,8325	0,8726	0,8763	0,8594	0,8543
AlIV	0,8252	0,6151	0,7407	0,4902	0,8018	0,5726	0,8125	0,8109	0,7972
AlVI	1,7942	1,6917	1,7552	1,7422	1,7897	1,6317	1,8171	1,7734	1,7999
S.oct	2,0481	2,0226	2,0447	1,9630	2,0611	2,0194	2,0396	2,0625	2,0401
S.alc	0,9417	0,8779	0,9051	0,8263	0,8924	0,9025	0,9213	0,9162	0,9183

TABLA 2.2

BIOTITAS, ANALISIS EN TANTO POR CIENTO EN OXIDOS								
%	F3-1A	F3-2A	F3-3A	F3-4A	F3-3*	F3-5*	F3-6*	F3-7*
SiO ₂	40,299	39,063	39,047	38,551	38,877	38,614	39,401	39,772
TiO ₂	1,582	1,866	1,917	2,027	1,922	1,737	1,793	1,749
Al ₂ O ₃	20,474	17,357	16,768	17,044	16,231	17,682	17,372	16,425
FeOt	16,275	17,981	17,846	18,714	17,009	17,482	16,792	16,857
MnO	0,059	0,093	0,052	0,063	0,052	0,170	0,063	0
MgO	6,735	8,001	8,084	8,102	7,519	7,713	8,067	8,154
CaO	0,148	0,147	0,111	0,231	0,159	0,089	0,046	0,088
Na ₂ O	0,031	0,071	0,041	0,097	0,072	0,041	0,121	0,074
K ₂ O	6,677	8,372	8,352	7,841	8,277	8,536	8,531	8,491
Total	92,301	92,964	92,234	92,696	90,118	92,065	92,183	91,607
FORMULAS CALCULADAS SOBRE 11 OXIGENOS								
Si	3,0079	2,9791	3,0001	2,9569	3,0470	2,9719	3,0115	3,0585
Ti	0,0889	0,1071	0,1108	0,1173	0,1131	0,1004	0,1026	0,1013
Al	1,8191	1,5606	1,5178	1,5406	1,4994	1,6042	1,5640	1,4882
Fe	1,0156	1,1463	1,1459	1,1999	1,1142	1,1246	1,0723	1,0832
Mn	0,0041	0,0058	0,0033	0,0041	0,0034	0,0109	0,0042	0
Mg	0,7494	0,9086	0,9251	0,9272	0,8797	0,8847	0,9182	0,9353
Ca	0,0123	0,0114	0,0092	0,0138	0,0129	0,0069	0,0034	0,0069
Na	0,0039	0,0099	0,0061	0,0141	0,0102	0,0060	0,0180	0,0100
K	0,6356	0,8145	0,8183	0,7673	0,8275	0,8386	0,8315	0,8332
AlIV	0,9031	0,9136	0,8889	0,9256	0,8399	0,9276	0,8859	0,8402
AlVI	0,9159	0,6469	0,6288	0,6149	0,6595	0,6766	0,6781	0,6480
S.oct	2,6974	2,7193	2,7125	2,7647	2,6697	2,7038	2,6762	2,6734
S.alc	0,6395	0,8244	0,8243	0,7813	0,8378	0,8446	0,8495	0,8432

* Los análisis sombreados pertenecen a biotitas alteradas a caolinita.

TABLA 2.2 (Continuación)

BIOTITAS, ANALISIS EN TANTO POR CIENTO EN OXIDOS						
%	F3-9*	F3-10*	F3-15*	F3-16*	F3-36	F3-38
SiO ₂	39,458	38,211	42,578	38,921	43,531	41,524
TiO ₂	1,771	1,946	1,674	1,818	1,294	1,231
Al ₂ O ₃	17,168	16,631	18,268	16,938	22,737	24,028
FeOt	17,487	17,913	15,718	16,689	12,859	12,088
MnO	0,082	0	0,122	0,131	0,049	0,031
MgO	8,451	8,163	7,707	7,658	5,875	5,292
CaO	0,078	0,137	0,066	0,101	0,309	0,273
Na ₂ O	0,085	0,006	0,152	0,056	0,188	0,072
K ₂ O	8,578	8,383	8,158	8,348	5,147	4,712
Total	93,159	91,362	94,443	90,656	92,025	89,267
FORMULAS CALCULADAS SOBRE 11 OXIGENOS						
Si	2,9961	2,9735	3,1200	3,0260	3,1387	3,0700
Ti	0,1010	0,1142	0,0919	0,1063	0,0705	0,0686
Al	1,5373	1,5250	1,5781	1,5515	1,9313	2,0942
Fe	1,1098	1,1648	0,9629	1,0844	0,7751	0,7472
Mn	0,0050	0	0,0072	0,0085	0,0031	0,0016
Mg	0,9575	0,9446	0,8424	0,8881	0,6309	0,5830
Ca	0,0068	0,0117	0,0054	0,0081	0,0237	0,0221
Na	0,0119	0	0,0210	0,0081	0,0263	0,0096
K	0,8310	0,8324	0,7624	0,8281	0,4730	0,4442
AlIV	0,9030	0,9123	0,7880	0,8676	0,7907	0,8612
AlVI	0,6343	0,6128	0,7900	0,6838	1,1406	1,2329
S.oct	2,7134	2,7338	2,6081	2,6730	2,5736	2,5869
S.alc	0,8429	0,8324	0,7835	0,8362	0,4994	0,4539

* Los análisis sombreados pertenecen a biotitas alteradas a caolinita.

TABLA 2.2 (Continuación)

BIOTITAS, ANALISIS EN TANTO POR CIENTO EN OXIDOS								
%	F3-42	F3-44	F3-45	F3-49	F3-50	F4-4	F4-7	F4-13
SiO ₂	38,361	42,230	39,007	38,338	38,523	47,212	40,481	41,739
TiO ₂	2,103	1,404	1,798	1,945	1,908	1,537	1,769	1,847
Al ₂ O ₃	16,548	18,259	17,759	17,093	16,886	16,244	17,801	18,777
FeOt	18,081	15,563	17,502	18,023	17,567	15,782	15,289	16,082
MnO	0,074	0,030	0,067	0,059	0,072	0	0	0,033
MgO	7,983	5,911	7,778	7,481	7,796	7,736	8,448	9,501
CaO	0,205	0,345	0,176	0,197	0,191	0,096	0,061	0,078
Na ₂ O	0,054	0,078	0,039	0,096	0,064	0,129	0,068	0,189
K ₂ O	8,151	5,887	7,518	8,191	8,041	7,611	8,683	8,319
Total	91,575	89,756	91,691	91,515	91,151	96,347	92,601	96,565
FORMULAS CALCULADAS SOBRE 11 OXIGENOS								
Si	2,9764	3,2048	2,9906	2,9764	2,9929	3,3456	3,0472	3,0077
Ti	0,1227	0,0800	0,1039	0,1139	0,1111	0,0818	0,1001	0,1003
Al	1,5145	1,6324	1,6051	1,5646	1,5464	1,3570	1,5792	1,5950
Fe	1,1729	0,9873	1,1222	1,1695	1,1409	0,9348	0,9616	0,9685
Mn	0,0051	0,0017	0,0042	0,0042	0,0051	0	0	0,0024
Mg	0,9251	0,6697	0,8891	0,8656	0,9025	0,8180	0,9491	1,0207
Ca	0,0175	0,0284	0,0149	0,0163	0,0163	0,0074	0,0045	0,0065
Na	0,0081	0,0119	0,0060	0,0142	0,0101	0,0185	0,0098	0,0264
K	0,8077	0,5703	0,7353	0,8113	0,7974	0,6882	0,8341	0,7652
AlIV	0,9009	0,7153	0,9055	0,9097	0,8961	0,5727	0,8527	0,8920
AlVI	0,6136	0,9172	0,6996	0,6549	0,6504	0,7843	0,7265	0,7031
S.oct	2,7341	2,6043	2,7300	2,7106	1,7152	2,5446	2,6418	2,7012
S.alc	0,5822	0,7413	0,8255	0,8255	0,8075	0,7067	0,8440	0,7916

* Los análisis sombreados pertenecen a biotitas alteradas a caolinita.

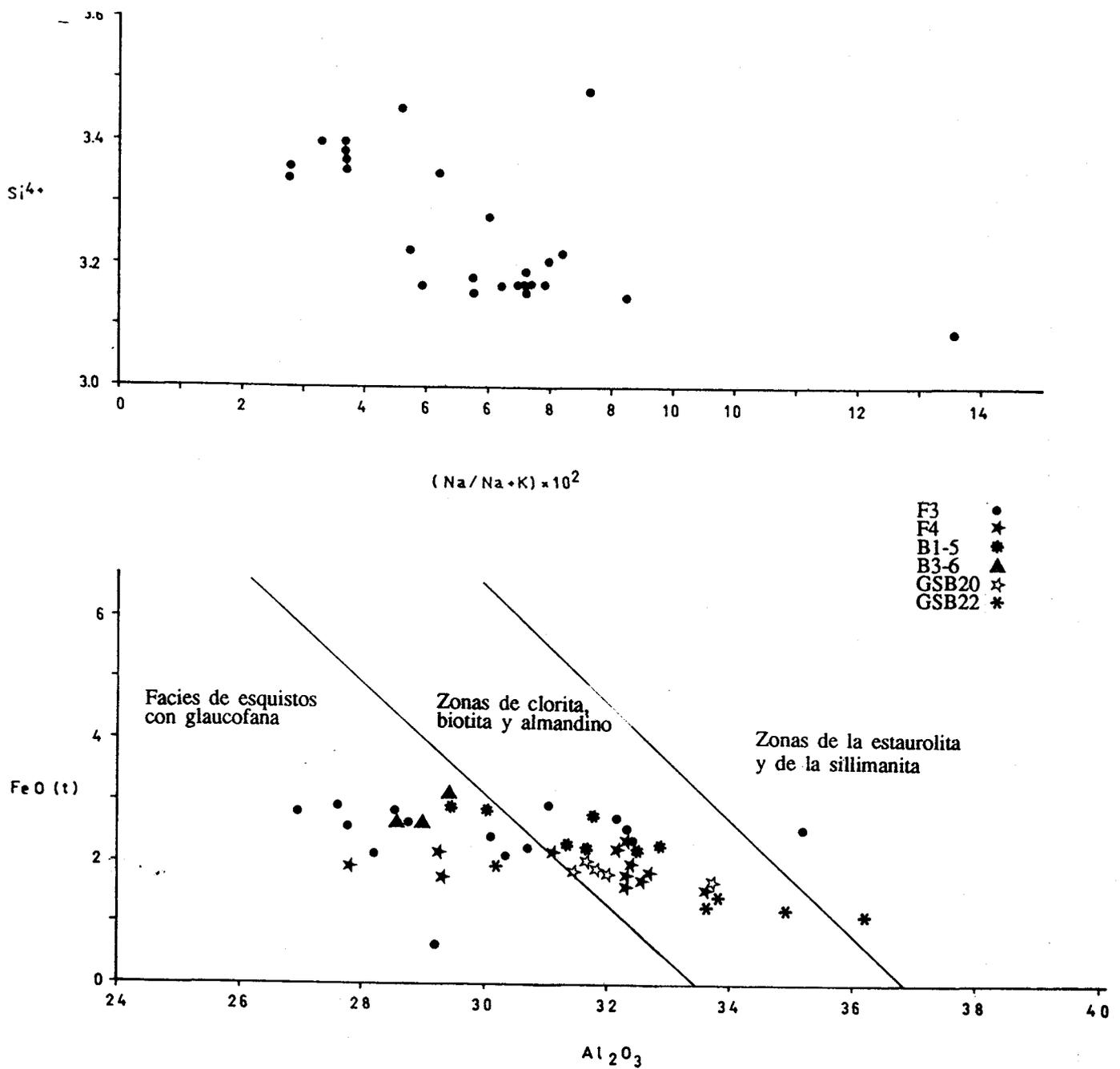


Fig.2.14.- A) Variación del contenido en Si^{4+} frente a la variación del contenido en componente paragonítico en las fengitas de la Unidad del Rio Bodurria. B) Representación en el diagrama de Miyashiro (1973) de las fengitas de la Unidad del Rio Bodurria. Las muestras F3 y F4 corresponden a pizarras. Las muestras B1-5, B3-6, GSB20 y GSB22 corresponden a micas de esquistos con desarrollo de la fábrica planolinear de fase D_e .

Los esquistos negros tienen un tamaño de grano fino y las asociaciones minerales que presentan son:

Cuarzo + mica incolora + granate + albita + epidota \pm biotita \pm clorita

Cuarzo + mica incolora + granate + cloritoide + clorita

Como accesorios contienen grafito, opacos, turmalina, apatito y óxidos de hierro.

La **mica incolora** es una fengita con contenidos en Si^{4+} entre 3.10 y 3.23, aunque algunos blastos tienen valores entre 3.31 y 3.36. El contenido en Na varía entre 0.15 y 0.07, y es menor (0.07 a 0.46) para las micas con mayor contenido en Si^{4+} . En el diagrama de Miyashiro (1973) las micas se proyectan en la zona de la clorita, biotita y almandino, aunque las que tienen un mayor contenido en Si^{4+} se proyectan en el campo de los esquistos azules.

El **granate** es de tamaño pequeño. Son granates almandínicos, con formulas del tipo Almandino >> grosularita > Piropo >> Espesartina. El contenido en almandino varía entre el 60% y el 86%, y los valores de grosularita son altos (entre el 13.5% y el 31%).

El **cloritoide** es de pequeño tamaño y poco pleocroico. Son cloritoides ferrosos con un contenido relativamente alto en Mg. La relación $Mg/Fe+Mg$ varía entre 0.27 y 0.23.

La **plagioclasa** es una albita que suele tener un núcleo muy rico en inclusiones de grafito y una corona con pocas inclusiones.

La **clorita** y la **biotita** están en intercrecimientos de ambos minerales en blastos con un pleocroismo rojizo y características ópticas similares a las de la biotita (Mellini et al., 1991).

Las areniscas tienen tonos claros entre blancos y grises. El tamaño de grano es pequeño y las asociaciones minerales son:

Cuarzo + mica incolora + biotita + plagioclasa ± clorita ± feldespato potásico

Los minerales accesorios son turmalina, calcita, opacos, circón, grafito y óxidos de hierro.

El **cuarzo** tiene un hábito redondeado y se aprecian fantasmas de granos detríticos en algunas muestras. La **plagioclasa**, el **feldespato potásico** y la **calcita** tienen un hábito irregular con bordes angulosos, por lo que deben de tener un origen detrítico. Estos clastos

detríticos están en una matriz compuesta por filosilicatos de forma que la trama rara vez está autoportada. Se podrían clasificar como grauwacas ricas en cuarzo o cuarzowacas.

Las metaareniscas contienen la asociación mineral:

Cuarzo + plagioclasa (albita) + mica incolora \pm granate \pm clorita

y como accesorios tienen grafito, óxidos de hierro, opacos, turmalina, y rutilo. Normalmente no se reconocen estructuras sedimentarias en ellas.

Los mármoles con grafito tienen color negro, y suelen tener una fina laminación paralela de lechos ricos en grafito alternando con niveles más pobres en él. Están formados por granos equidimensionales de calcita con algunos granos globulares de cuarzo, y tiene algunos niveles ricos en filosilicatos. Como accesorios contiene grafito y opacos. Son frecuentes las venas sigmoidales rellenas de cuarzo y calcita. El cuarzo se encuentra en el centro de las venas formando fibras y hacia el exterior está rodeado por la calcita.

Las rocas calcosilicatadas contienen:

Cuarzo + mica incolora + clinozoisita \pm granate \pm clorita

y como accesorios: grafito, opacos y óxidos de hierro. Gómez Pugnaire (1979b) describe también anfíbol en mármoles con grafito en afloramientos de la Formación del Raposo que se sitúan dentro de la Ventana del Zar.

Teniendo en cuenta las estructuras sedimentarias de las areniscas y pizarras que afloran en la Unidad del Río Bodurria, podemos suponer para ellas un depósito en una plataforma detrítica muy somera o bien en una llanura de mareas (J.Fernández, Dpto. Estratigrafía-Paleontología, Univ. Granada, com. personal).

II.4. EDAD DE LOS MATERIALES.

Dada la ausencia generalizada de fósiles, es muy difícil asignar con precisión una edad a los materiales nevado-filábrides. Dentro del conjunto superior: Mármoles de las Casas y Esquistos de Tahal, se dispone únicamente de datos a partir de rocas ígneas

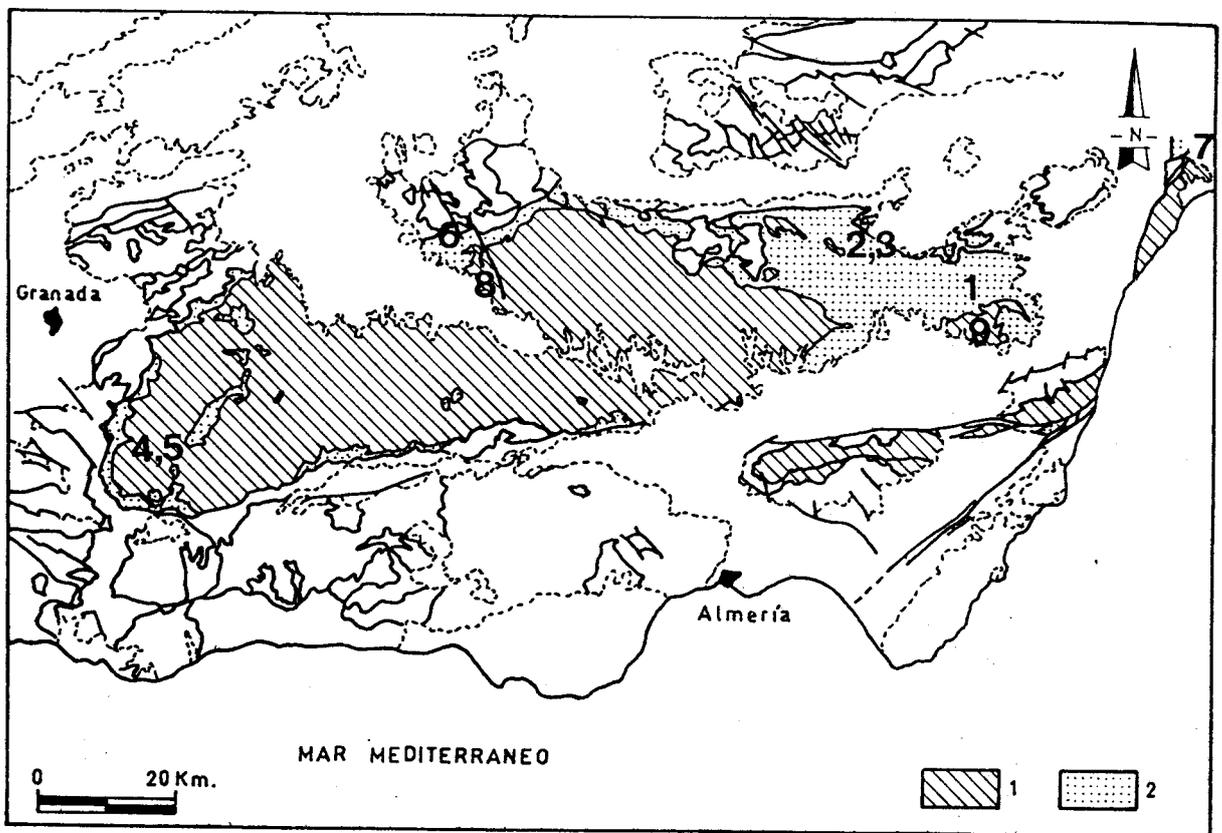


Fig. 2.15.- Situación de las muestras datadas en los materiales nevado-filábrides, los números son los señalados en el texto. 1- Esquistos de Montenegro y Metaareniscas de Aulago, 2- Esquistos de Tahal y Mármoles de las Casas.

intrusivas en ellos, obtenidos por métodos radiométricos, estos son (fig. 2.15):

- Dataciones radiométricas efectuadas en las metabasitas:

(1)- 146 ± 3 m.a., K/Ar en roca total (Hebeda et al., 1980)

(2)- 174 ± 4 m.a., K/Ar en roca total (Portugal et al., 1988)

(3)- 164 ± 4 m.a., K/Ar en una plagioclasa de un metagabro (Portugal et al., 1988)

Estas edades corresponden al Jurásico medio-superior.

- Dataciones radiométricas obtenidas en los ortogneises:

(4)- 215 ± 15 m.a., Rb/Sr en roca total (Puga & Díaz de Federico, 1976a)

(5)- 205 ± 20 m.a., Rb/Sr en roca total (Puga & Díaz de Federico, 1976a)

(6)- 247 ± 41 m.a., Rb/Sr en roca total (Gómez Pugnaire et al., in litt)

Edades que corresponden al Trías- Lias inferior.

En el conjunto inferior: Metaareniscas de Aulago y Esquistos de Montenegro, las edades de que se disponen son:

- Restos de tabulados (Chaetetes) encontrados en mármoles con grafito en la Unidad del Lomo de Bas (Lafuste & Pavillon, 1976). De ser correlacionable con los mármoles con grafito de las Metaareniscas de Aulago, estas últimas podrían tener una edad de Devónico Medio (Eifeliense) (7).
- Acritarcos encontrados en los esquistos con grafito (Esquistos de Montenegro) de los alrededores del Raposo, que se atribuyen al Rifense superior (Precámbrico terminal) (8)(Gómez Pugnaire et al., 1982).
- Dataciones radiométricas sobre metagranitos y ortogneises intrusivos en esquistos con grafito, en el extremo oriental de la S^a de los Filabres, dan una edad de 269 ± 6 m.a. (9) (Priem et al., 1966).

Estos datos indican una edad post-Devónica y pre-Jurásica para las rocas del conjunto litológico superior (Esquistos de Tahal y Mármoles de las Casas). La discordancia basal de este conjunto sobre el conjunto litológico inferior tendría por tanto una edad post-devónica. El conjunto litológico inferior (Esquistos de Montenegro y Metaareniscas de Aulago) tendría una edad Devónica y mas antigua.

II.5. EVOLUCION PREALPINA Y ALPINA

Se inicia con el deposito de los materiales atribuidos al Proterozoico Superior y Paleozoico, sobre un zócalo de características desconocidas. Primero se depositaron sedimentos lutíticos con niveles más arenosos, y de espesor desconocido (Esquistos de Montenegro). Encima se depositaron arcillas, cuarzowacas y calizas (Metaaareniscas de Aulago). De ser correlacionables estas calizas con las de la Unidad del Lomo de Bas (Alvárez Lobato, 1987), este depósito debió de ocurrir durante el Devónico (LaFuste y Pavillon, 1976). Las estructuras sedimentarias conservadas indican que debieron depositarse dentro de una plataforma siliciclástica poco profunda.

Esta secuencia sufre al menos un episodio de deformación previo a la discordancia de los Esquistos de Tahal, ya que estos materiales se disponen discordantemente sobre las Metaareniscas de Aulago y sobre los Esquistos de Montenegro. Las estructuras de esta fase

de deformación y su geometría están por establecer.

La mayor parte de los autores que han estudiado en las rocas nevado-filábrides reconocen minerales y/o estructuras anteriores al episodio metamórfico en condiciones de alta presión/ baja temperatura que afecta a las metabasitas de edad Jurásico-Cretácico (Nijhuis, 1964; Puga, 1971; Puga et al., 1975; Puga & Díaz de Federico, 1976a; Gómez Pugnaire, 1979b; Vissers, 1981; Gómez Pugnaire & Sassi, 1983; Martínez Martínez, 1984). Nijhuis (1964) señala la existencia de un metamorfismo de contacto alrededor de un cuerpo de ortogneises con una edad pérmica (Priem et al., 1966). Vissers (1981) describe pliegues en los materiales atribuidos al Paleozoico, que son previos a la primera foliación alpina en la región central de la S^a de los Filabres. El resto de los trabajos mencionados atribuyen los porfiroblastos de andalucita, granate, biotita, estaurolita, y cloritoide que se encuentran en los Esquistos de Montenegro a un episodio de metamorfismo prealpino. Como se ha mencionado en el Capítulo IV de metamorfismo, Puga et al. (1975) relacionan este episodio con la intrusión de granitos en las rocas nevado-filábrides. De ser cierta esta relación y dadas las edades obtenidas, el evento térmico tendría una edad Pérmico-Lías inferior, y sería posterior a la discordancia entre los esquistos de Tahal y su sustrato; ya que los granitoides intruyen en ambas series.

En la Unidad de la S^a de los Filabres, la secuencia atribuida al Pérmico-Mesozoico (Esquistos de Tahal y Mármoles de las Casas), se inicia con términos detríticos: conglomerados, seguidos por una serie con abundantes areniscas, y concluyen con niveles pelíticos que a techo tienen niveles ricos en Cl y Na o bien en Fe, Ti y Mn, que han sido interpretados como originados en medios restringidos cercanos a una línea de costas (Torres Ruiz, 1980). Sobre esta serie detrítica se sitúan los Mármoles de las Casas. Esta evolución vertical correspondería a una transgresión que se inicia en condiciones continentales y concluye en una plataforma carbonatada.

Dentro de los Esquistos de Tahal y de los Mármoles de las Casas, se han descrito ortogneises que proceden de granitoides peraluminicos. Ortogneises con las mismas características se encuentran también en las rocas de los Esquistos de Montenegro. Las edades obtenidas en estos ortogneises señalan, como ya se ha indicado anteriormente, una edad de intrusión Pérmico-Lías inferior. Estos granitoides indican que durante el depósito de las rocas de los Esquistos de Tahal y de los Mármoles de las Casas habría un flujo térmico elevado que provocó la fusión parcial de materiales corticales. Estos granitoides

sugieren una etapa de "rifting" que se prolonga hasta el Jurásico medio- Cretácico, con la intrusión de rocas básicas y gabros cumulíticos y la incorporación de hazburgitas a las rocas que luego constituirán el complejo Nevado-Filábride. Esta etapa es muy controvertida y mientras algunos autores indican que al "rifting" seguiría el desarrollo de una corteza oceánica (Bodinier et al., 1987), otros consideran que sólo habría un "rifting" en transtensión (Muñoz et al., 1988). En cualquier caso, la existencia de hazburgitas y de gabros cumulíticos, indican que debió haber, por lo menos, un "rifting" avanzado que dio lugar probablemente a la formación de una corteza intermedia (Vegas & Muñoz, 1984).

La ausencia de depósitos posteriores al Jurásico medio (edad de intrusión de las rocas básicas) no permiten establecer la evolución posterior preorogénica.

II.6. MATERIALES ALPUJARRIDES.

Al Norte y al Sur del área de estudio afloran los materiales alpujárrides sobre los nevado-filábrides. Estos materiales alpujárrides en la parte Norte han sido estudiados en detalle por Delgado (1978). En esta zona, tienen grandes espesores y forman el extenso afloramiento alpujárride de la S^a de Baza (fig. 2.16), en la parte Sur, los espesores son mucho menores y los afloramientos son escasos y pequeños (fig. 2.16).

En la S^a de Baza, Delgado (1978), Comas et al. (1979) y Delgado et al.(1980a,b) diferencian cinco unidades tectónicas alpujárrides que de arriba hacia abajo son: Unidad de Hernán Valle, Unidad de los Blanquizares, Unidad de Quintana, Unidad de Santa Bárbara, y Unidad de Tetica. Con posterioridad, se han englobado: las Unidades de Santa Bárbara y de Quintana dentro de los Mantos alpujárrides inferiores, La Unidad de los Blanquizares en los Mantos alpujárrides medios, y la Unidad de Hernán Valle en los Mantos alpujárrides superiores (Junta de Andalucía, 1987). De las unidades anteriores, la más inferior o Unidad de Tetica, corresponde en la S^a de Baza a las brechas carbonatadas que se encuentran en el contacto entre Alpujárrides y Nevado-Filábride, y las describiremos con más detalle en el apartado dedicado a la descripción de estructuras. A continuación resumiremos las características de los materiales de las distintas unidades distinguidas por Delgado (1978), Comas et al. (1979) y Delgado et al.(1980a,b).

- Unidad de Santa Bárbara: Es la Unidad más inferior, en la base afloran unos 400 metros

de filitas violetas y grises con niveles de cuarcitas y conglomerados, sobre ellos descansan 2800 a 3000 metros de dolomías y calizas con niveles de calizas con sílex, margocalizas, margas y arcillas, dentro de esta formación carbonatada se encuentran algunos cuerpos de doleritas.

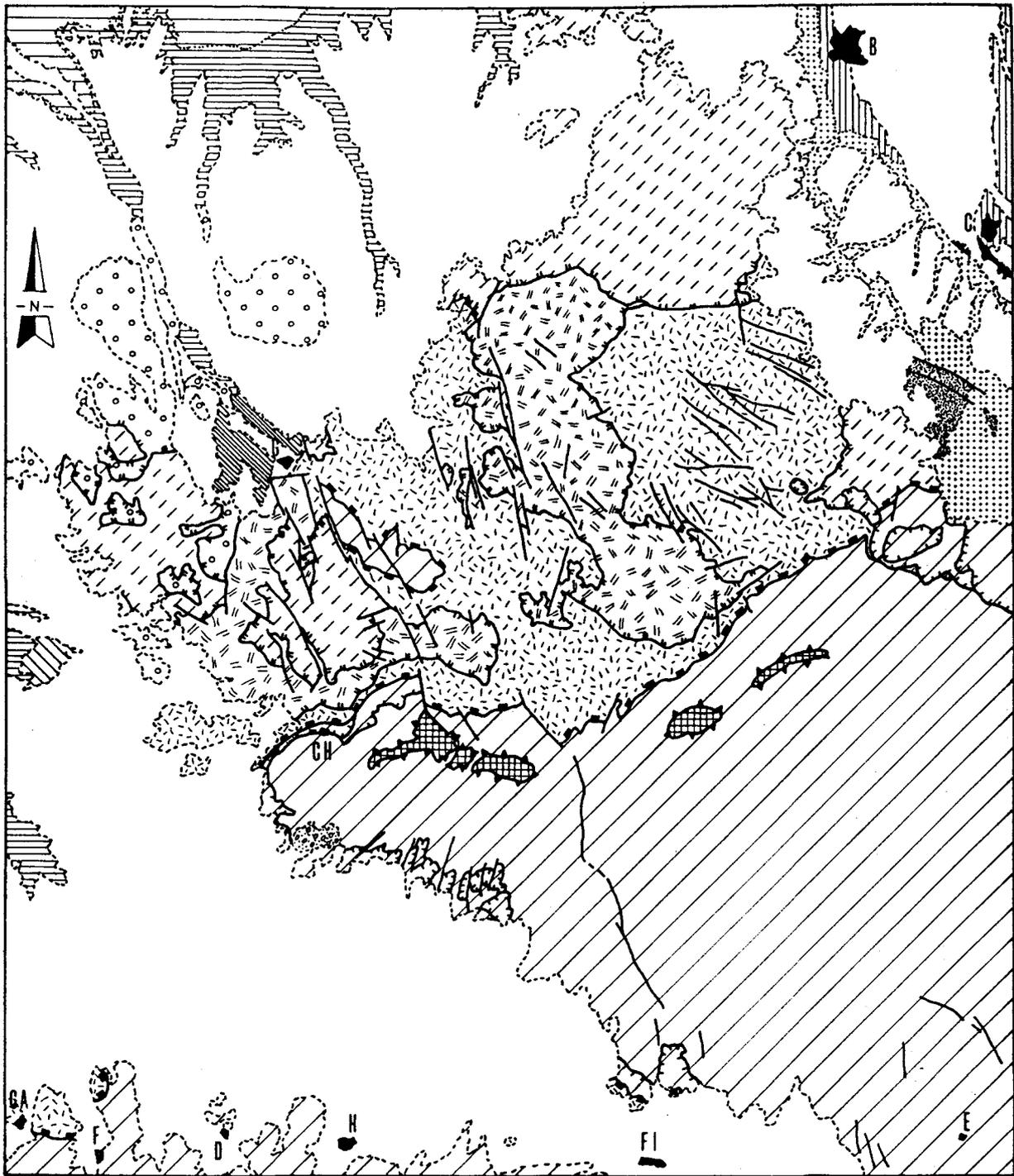
- Unidad de Quintana: formada por unos 120 metros de filitas rojas y cuarcitas, sobre ellas se encuentran unos 800 metros de dolomías y calizas con niveles de margocalizas.

- Unidad de los Blanquizares: La base está formada por unos 50 a 60 metros de filitas y cuarcitas grises, y sobre las que se encuentran dolomías y calizas marmóreas a veces muy fracturadas, que pueden alcanzar unos 1000 a 1500 metros.

- Unidad de Hernán Valle: tiene en su base micaesquistos oscuros con estauroilita, cloritoide y granate. Encima de los anteriores hay filita y cuarcitas grises, y sobre ellos una formación carbonatada de mármoles calizos y dolomíticos con niveles de calcoesquistos.

Para las distintas unidades se atribuye una edad Pérmico-Werfenense para las filitas y una edad Paleozoico o más antiguo para los micaesquistos (véase Delgado, 1978). Para las rocas carbonatadas de la Unidad de Santa Bárbara la edad es Anisiense inferior a

Fig. 2.16.- *Distribución de los materiales alpujárrides, neógenos y cuaternarios en la Sª de Baza. NEVADO-FILABRIDES: 1- Unidad de la Sª de los Filabres, 2- Unidad del Río Bodurria; ALPUJARRIDES: 3- Unidad de Santa Barbara, 4- Unidad de Quintana, 5- Unidad de Blanquizares, 6- Unidad de Hernán-Valle. NEOGENO Y CUATERNARIO: 7-Formación Guadix, limos y arcillas (Turoliense-Pleistoceno), 8- Formación Guadix, conglomerados y arenas (Turoliense-Villafranquiense), 9- Brecha de Juan Canal (Mioceno sup.?), 10- Limos, margas y yesos (Mioceno sup.), 11- Limos, margas y areniscas calacareas (Mioceno sup.), 12- Formación margo-areniscosa inferior (Tortoniense-Mesiniense), 13- Formación Serón-Caniles, conglomerados (Tortoniense sup.-Plioceno), 14-Formación de Baza (Mioceno sup.-Plioceno), 15- Formación Serón-Caniles, arenas (Tortoniense sup.- Plioceno), 16- Contacto concordante, 17- Contacto discordante, 18- Falla del Río Bodurria, 19- "Detachment", 20- Falla normal de bajo ángulo, 21- Contactos intra-alpujárride, 22- Falla de alto ángulo, en blanco se representan los glaciares y el aluvial.*



0 6Km.

- | | | | | | | | |
|--|--|--|--|--|--|--|--|
| | | | | | | | |
| | | | | | | | |
| | | | | | | | |

Poblaciones: B: Baza, C: Caniles, CA: La Calahorra, CH: Charches, D: Dolar, E: Escullar, FI: Fiñana, H: Huénejar.

Noriense. Las rocas carbonatadas de las restantes unidades tendrían una edad Anisiense superior a Noriense (Delgado, 1978). Estos materiales han sufrido un metamorfismo en condiciones de alta presión/ baja temperatura (Goffé et al., 1989). Este episodio de metamorfismo evoluciona a condiciones de baja presión/ alta temperatura en la Unidad de Hernán Valle en facies de las anfibolitas, y en las otras unidades a facies esquistos verdes.

En la región Sur solo se encuentra una unidad alpujárride muy delgada: compuesta por algunos metros de filitas grises o violetas, y algunos decenas de metros de calizas y dolomías. Las filitas pueden estar ausentes en algunos afloramientos.

Dentro de la organización de las distintas unidades alpujárrides, hay que destacar:

- La Unidad de Santa Bárbara ve reducidos sus espesores desde el N-NE (3400 metros de potencia mínima) hacia el S-SW en que desaparece (fig. 2.16). Esta reducción se produce debido a que el contacto basal de la Unidad de Quintana corta a las superficies de estratificación de las rocas de la Unidad de Santa Bárbara, de forma que hacia el N-NE corta a niveles más altos y hacia el S-SW a niveles más bajos hasta unirse con el contacto mecánico entre Alpujárrides y Nevado-Filábrides.

- El contacto basal de la Unidad de los Blanquizares se une con el contacto basal de la unidad de Quintana en los alrededores de Charches y en el extremo NE de la S^a de Baza (fig. 2.16). De esta forma la Unidad de Quintana es un "horse". Debido a este hecho la Unidad de Quintana también reduce sus espesores hacia el S-SW, de forma que son las unidades intermedias las que tienden a estar directamente sobre el Nevado-Filábride en las cercanías de Charches.

Esta disposición permite explicar las reducciones de espesores y la desaparición de unidades hacia el Sur.

II.7. MATERIALES NEOGENOS Y CUATERNARIOS.

Los materiales neógenos que afloran en este sector están discordantes sobre los Alpujárrides y Nevado-Filábrides, y corresponden a las rocas que afloran en la Depresión

de Guadix y la Depresión de Baza (fig. 2.16).

Dentro de la Depresión de Guadix, Delgado et al. (1980b) diferencian varios conjuntos de rocas: Brecha de Juan Canal, Formación Guadix, y depósitos holocenos.

La Brecha de Juan Canal es una brecha poligénica con cantos de rocas alpujárrides y nevado-filábrides, cemento carbonatado y mal estratificada. En esta región se encuentra discordante sobre los materiales alpujárrides y nevado-filábrides del Sur de Charches (fig. 2.16). Se le atribuye una edad de Mioceno Superior, pero esta edad no se ha podido confirmar (Delgado et al., 1980b). Además de estas brechas hay afloramientos discontinuos de margas con yeso en los alrededores de Gor y de margas y calcarenitas al oeste de Charches (fig. 2.16) que se han atribuido al Tortoniense (Delgado et al., 1980b).

La Formación Guadix constituye la mayor parte de los afloramientos de materiales neógenos al Sur y Suroeste del área de estudio. Está constituida por materiales detríticos de facies continentales con cantos de todos los complejos del Dominio de Alborán y de las rocas post aquitanienses discordantes sobre él (Vera, 1970; Delgado et al., 1980b). Cuevas et al. (1984) distinguen tres tipos de facies (fig. 2.17): una facies gruesa de conglomerados y gravas mal estratificados, una facies estratificada con conglomerados, gravas, arenas y algunas arcillas, y una facies fina con arcillas. Las facies arcillosas afloran al Norte de Abla (fig. 2.16) y en ellas se ha podido datar la base de la Formación Guadix como Turolense superior (Cuevas et al., 1984). Para el conjunto de la Formación Guadix se admite una edad de Plioceno-Villafranquiense (Vera, 1970; Delgado et al., 1980b).

Dentro de la Depresión de Baza según Vera (1970) y Delgado et al. (1980a) se diferencian tres formaciones: Formación margoso-areniscosa inferior, Formación de conglomerados y arenas o Formación Serón-Caniles, y Formación margoso-areniscosa superior o Formación Baza (fig. 2.16). Los cantos de estas formaciones corresponden a rocas de los Complejos Alpujárrides y Nevado-Filábrides.

La Formación margoso-areniscosa inferior está formada por conglomerados de matriz arcillosa, sobre los que se sitúan arenas, limos y margas. Están discordantes sobre los Alpujárrides y Nevado-Filábrides, y se les atribuye una edad de Tortoniense Superior-Andalucense (Vera, 1970; Delgado et al., 1980a).

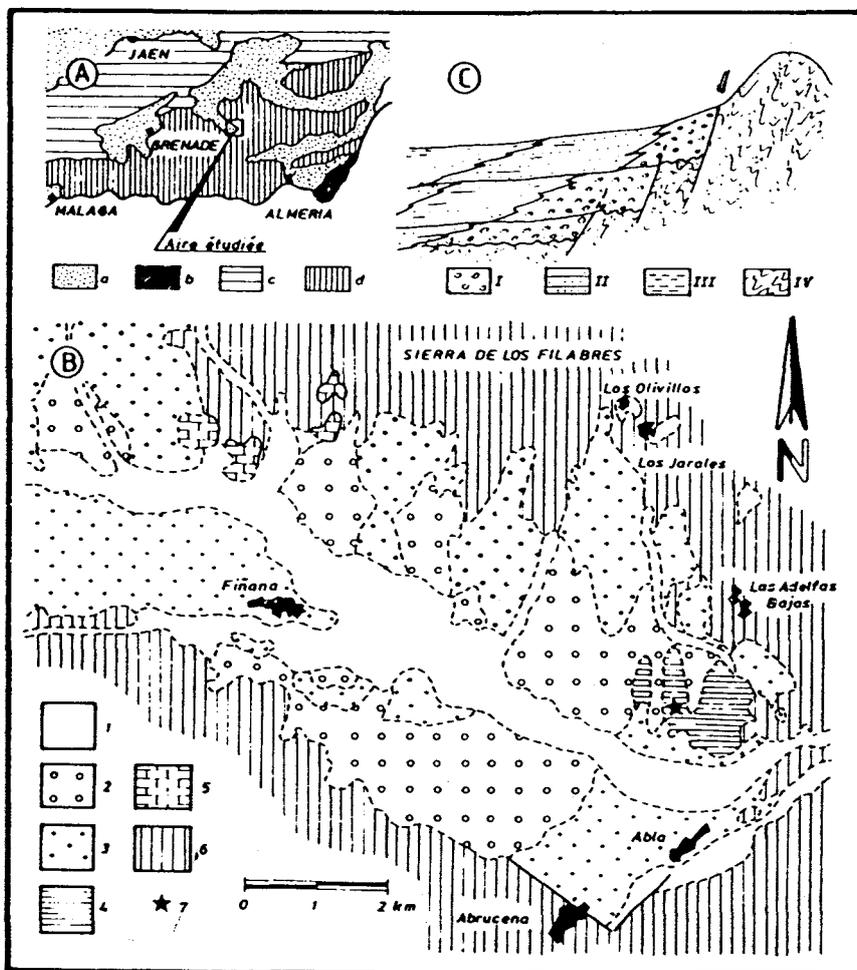


Fig. 2.17.- Esquema geológico de los materiales neógenos y cuaternarios en el sector de Ablá, Fiñana (tomado de Cuevas et al., 1984). A: Situación de la región: a) Neógeno-Cuaternario, b) Rocas volcánicas, c) Zonas externas, d) Zonas internas. B: Esquema geológico del borde sudoriental de la Depresión de Guadix: 1- aluvial, 2- formación reciente, 3- Formación Guadix: conglomerados y arenas, 4- Formación Guadix: arenas y arcillas, 5- Alpujárride, 6- Nevado-Filábride. C: Esquema de las relaciones entre los distintos tipos de facies de la Formación Guadix: I- Facies groseras, II- Facies estratificadas, III- Facies finas, IV- Substrato.

La Formación Serón-Caniles está formada por unos 100 a 200 metros de conglomerados que hacia el centro de la cuenca evolucionan a arenas. Posee algunos niveles de calizas organógenas. Corresponde a un medio de transición de continental a costero, y se le atribuye una edad de Tortoniense superior-Plioceno (Delgado et al., 1980a). La parte superior de esta formación se correlaciona con la Formación Guadix de la cuenca de Guadix.

La Formación Baza está compuesta por margas y margocalizas con arenas y yesos.

Se interpreta como la evolución lateral de la Formación Serón-Caniles hacia el centro de la cuenca (Delgado et al., 1980a).

Estos materiales se depositan en cuencas de morfología cercana a la actual y corresponden a una regresión que termina en ambientes continentales. Esta regresión forma parte de un ciclo de transgresión-regresión que tiene una edad Tortoniense inferior-actualidad (Rodríguez Fernández et al., 1990).

III. ESTRUCTURA

III.1. INTRODUCCION.

Los materiales nevado-filábrides han sido afectados por varias fases de deformación que han dado lugar a un gran número de estructuras cuyas relaciones mutuas son complejas.

A lo largo de este trabajo, entenderemos por fase de deformación al episodio que generó una serie de estructuras, que están, o que suponemos que están, cinemáticamente relacionadas entre sí. Esta definición incluye dos aspectos distintos: el aspecto temporal, y el aspecto cinemático. El aspecto temporal supone que las estructuras se forman en un cierto lapso de tiempo, aunque no sean estrictamente coetánea. En ausencia de dataciones precisas, usaremos los criterios geométricos de superposición de estructuras en el afloramiento, para determinar las relaciones temporales entre ellas. El aspecto cinemático, es el más problemático, ya que supone asociar a un mismo proceso de deformación estructuras de geometría y características muy diferentes. En el análisis cinemático una estructura sería el resultado de la historia de la deformación, entendida la historia como la evolución del campo de desplazamiento. Durante la historia de la deformación se generan estructuras a lo largo de un proceso continuo. Dentro de este proceso las estructuras generadas en estadios iniciales pueden llegar a ser deformadas por las estructuras que se forman en estadios más tardíos y con condiciones de presión, temperatura, ductilidad..., muy distintas de las iniciales.

A continuación se describirán las distintas fases de deformación que se reconocen en el área de trabajo (fig. 3.1). Esta exposición se efectuará de más modernas a más antiguas, siguiendo el orden de la metodología utilizada en su estudio, ya que la complejidad de la superposición hace necesario deshacer los efectos de las deformaciones más tardías para poder reconstruir las características de estructuras previas. Una vez precisada la secuencia temporal de las fases de deformación, en el resto del capítulo se seguirá un orden de exposición de estructuras de más antiguas a más modernas.

El contacto Alpujárride/ Nevado-Filábride en la región occidental de la S^a de los Filabres define un cierre antiformal, cuya línea de charnela tiene dirección aproximada E-W e inmersión hacia el W. La rocas nevado-filábrides afloran en el núcleo de esta antiforma, que es asimétrica, con un flanco Sur de buzamientos suaves de componente Sur, y un flanco Norte vertical o fuertemente buzante al Sur. Esta estructura se prolonga a lo largo de toda la S^a de los Filabres (Langenberg, 1972; Kammpschoor & Vissers, 1979; Vissers, 1981; Molina Cámara, 1981; Molina Cámara & Orozco, 1983), y es similar a la estructura antiformal de los afloramientos Nevado-Filábrides en S^a Alhamilla (Platt & Behrmann, 1986). En el sector de Charches interfieren con el anterior pliegues abiertos de dirección N-S, de superficie axial vertical y longitudes de onda de varios kilómetros, con amplitudes pequeñas, que dan lugar a interferencias del tipo I de Ramsay (1967).

El Antiforme de la S^a de los Filabres está cortado por fallas de dirección entre N130°E a N160°E, de régimen dextro con una ligera componente normal, hundiendo bloques hacia el Este. También se encuentra afectado por fallas normales de bajo ángulo con una dirección variable entre N110°E y N130°E y con movimiento del bloque de techo hacia N30°E. Estas fallas de bajo ángulo originan superposiciones complejas del Nevado-Filábride sobre el Alpujárride. Estructuras similares se han descrito desde el sector estudiado hasta las cercanías de Vera (Bicker, 1966; Egeler & Simon, 1969; Kammpschoor, 1975; Molina Cámara, 1981; Molina Cámara & Orozco, 1983).

Las estructuras anteriores son las más tardías que se reconocen en esta región. La fase de deformación que da lugar al antiforme E-W y a los pliegues N-S la denominaremos D_n, y en las que se generan las fallas de salto en dirección y las fallas normales de bajo ángulo fases post-D_n.

Los pliegues de fase D_n deforman una gran zona de cizalla dúctil-frágil que se desarrolla a techo del Nevado-Filábride, en la que se forman estructuras dúctiles y frágiles.

Las estructuras de carácter frágil incluyen: El propio contacto Alpujárride/ Nevado-Filábride, que es una falla frágil que corresponde a un "detachment" sustractivo (Galindo Zaldivar et al., 1989), fallas normales de bajo ángulo asociadas al contacto anterior, y cataclasitas y rocas de falla (brechas carbonatadas y filonitas grises).

FASES DE DEFORMACIÓN	ESTRUCTURAS	METAMORFISMO
<p>U. Río Bodurria</p> <p>D_b</p>	<p>Slaty cleavaje S_b Lineación de intersección L_b Pliegues F_b</p>	<p>HP/LT</p>
<p>U. S^a de los Filabres</p>		
<p>D_{r-1}</p>	<p>Foliación S_{r-1}</p>	<p>LP/HT</p>
<p>D_r</p>	<p>Esquistosidad S_r Lineación de intersección L_r Pliegues F_r</p>	<p>HP/LT a IP/IT</p>
<p>Deformaciones comunes a ambas unidades:</p>		
<p>D_c:</p>		
<p>Fábrica planolinar</p>	<p>Foliación S_p Lineación de estiramiento L_p Pliegues F_p</p>	<p>Gradiente de 30°C/Km en facies de los esquistos verdes</p>
<p>Pliegues vergentes al S.</p>	<p>Foliación de crenulación S_c Lineación de crenulación L_c Pliegues F_c</p>	
<p>Clivaje de crenulación extensional</p>	<p>Superficies de cizalla C_e y C'_e Budinaje de la foliación</p>	<p>Fin de la facies de los esquistos verdes</p>
<p>Deformaciones frágiles</p>	<p>"Detachment" Fallas normales de bajo ángulo</p>	
<p>D_n</p>	<p>Pliegues de dirección E-W Pliegues N-S</p>	
<p>Deformaciones Post-D_n</p>	<p>Fallas normales dexas Fallas normales de bajo ángulo</p>	

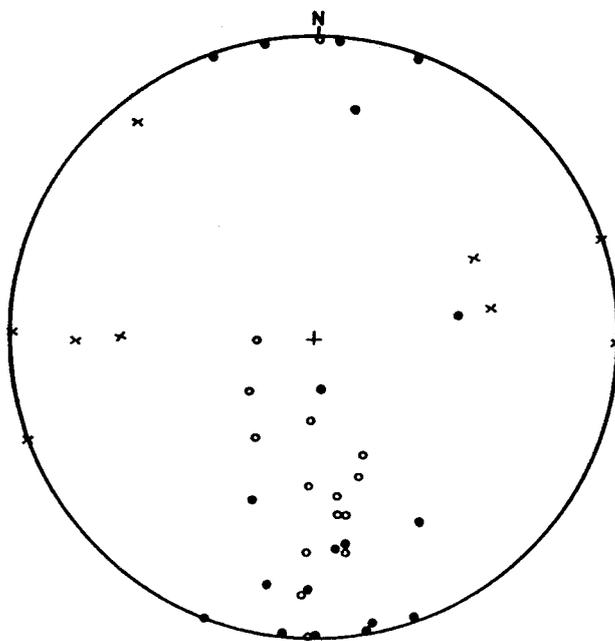
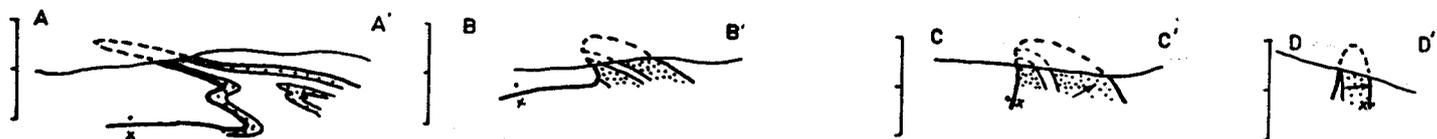
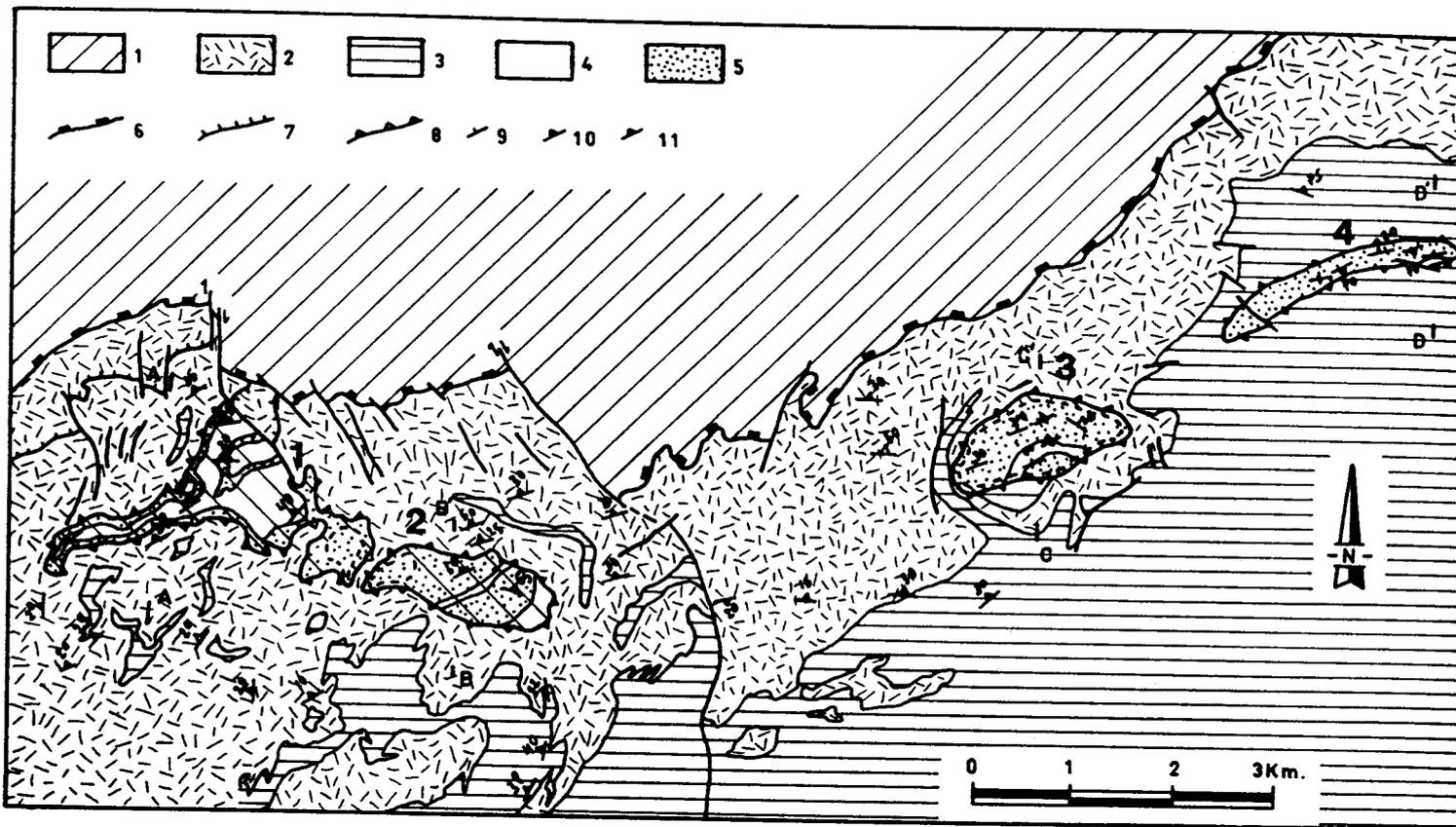
Fig. 3.1.- Esquema de las diferentes fases de deformación distinguidas en el presente trabajo.

Las estructuras de carácter dúctil son:

- Estructuras del tipo clivaje de crenulación extensional (Platt & Vissers, 1980), se distribuyen desde el límite superior del Nevado-Filábride hacia abajo en una zona con un espesor máximo de unos 800 metros, que el "detachment" y las fallas normales asociadas pueden reducir a unos metros (planos C_e y C'_e).
- Una foliación de crenulación (S_c) y una lineación de crenulación y o intersección (L_c) asociadas a pliegues (F_c) abiertos o cerrados con charnelas curvas de orientación variable entre $N40^\circ E$ y $N170^\circ E$. Gran parte de esta variación es debida a las deformaciones posteriores, y su orientación original sería entre $N60^\circ E$ y $N130^\circ E$. La vergencia original de estos pliegues debió de ser con componente Sur. Actualmente se pueden reconocer catorce pliegues, seis en el sector Norte del área, y ocho en el sector Sur. Los pliegues son asimétricos con una amplitud variable entre los 500 metros y los 2 kilómetros (mapa nº 5 y cortes geológicos).
- Una fábrica planolinear (S_p/L_p) crenulada por las estructuras anteriores, con una lineación de estiramiento (L_p) de orientación media $N90^\circ E$, y que es de plano axial de pliegues isoclinales o cerrados a veces en vaina (F_p), también hay milonitas distribuidas en zonas subparalelas a la orientación de la fábrica planolinear. Esta fábrica se distribuye desde el contacto Alpujárride/ Nevado-Filábride hacia abajo con un espesor máximo de unos 1200 metros.

Todas estas estructuras, tanto las dúctiles como las frágiles, se forman en un régimen de cizalla simple heterogénea con movimiento del bloque de techo hacia el W-SW. Las estructuras no son contemporáneas entre sí, las más modernas son las frágiles y las más antiguas las dúctiles. Dentro de la estructuras dúctiles, las más modernas son los clivajes de crenulación extensional y la más antigua es la fábrica planolinear. A todas estas estructuras las supondremos generadas en una fase de deformación D_e .

La zona de cizalla de fase D_e se encuentra a un lado y otro del contacto entre la Unidad de la S^a de los Filabres y la Unidad del Rio Bodurria. Dentro y fuera de esta zona de cizalla dúctil-frágil, en la Unidad de la S^a de los Filabres, la estratificación (S_0) define un conjunto de pliegues apretados con flancos inversos de gran tamaño. Estos pliegues se agrupan en un gran anticlinorio vergente al N, con núcleo en los Esquistos de Montenegro



y Metaareniscas de Aulago, poseen unas superficies axiales oblicuas a la zona de cizalla dúctil-frágil, y se encuentran deformados en el interior de la cizalla. A estos pliegues los consideraremos previos y producto de una fase de deformación D_r .

En la Unidad del Río Bodurria la macroestructura no se ha podido determinar debido al escaso tamaño de los afloramientos, y a que éstos muestran una porción de espesor muy pequeño de esta Unidad. Sin embargo, se reconocen dos generaciones de mesoestructuras: una primera generación cuya estructura más característica es un "slaty cleavage" que asignaremos a una fase D_b , y una fábrica planolinear posterior (de fase D_r) que crenula a las mesoestructuras anteriores.

III.2. FASES PRE- D_e .

La fase de deformación que hemos llamado D_e , deforma a una serie de estructuras previas. Estas estructuras previas son distintas en cada una de las unidades mayores que se han diferenciado, por esta causa aunque pueden ser el producto de una misma fase de deformación, como indica su relación con el metamorfismo, se han tratado suponiendo que se forman durante dos fases distintas de metamorfismo D_b y D_r . A continuación se describirán las fases de deformación a las que se han asignado estas estructuras.

Fig. 3.2.-A: Esquema geológico de los afloramientos de la Unidad del Río Bodurria: 1= Ventana de rambla del Agua, 2= Ventana del Zar, 3= Ventana del Río Bodurria, 4= Ventana de la Petronila; LEYENDA: 1= C. Alpujárride, 2= Conjunto litológico superior (Esquistos de Tahal + Mármoles de las Casas), 3= Conjunto litológico inferior (Metaareniscas de Aulago + Esquistos de Montenegro), 4= Pizarras y calizas con grafito de la U. del Río Bodurria, 5= Areniscas y metaareniscas de la U. del Río Bodurria, 6= "Detachment", 7= Falla normal de bajo ángulo, 9= S_o , 10= S_b , 11= foliación de la fábrica planolinear S_p . La trama de líneas inclinada hacia la izquierda señala la zona con desarrollo de la fábrica planolinear. B: Cortes geológicos a la misma escala que el esquema superior. C: Proyección estereográfica (falsilla de Wulf) de la orientación de la estratificación (S_o = círculos vacíos), "slaty cleavage" (círculos negros) y lineación de intersección (L_b = aspás).

III.2.1.- UNIDAD DEL RIO BODURRIA.

- FASE D_e .

La primera fase de deformación registrada en la Unidad del Rio Bodurria da lugar a un conjunto de mesoestructuras, que son: una foliación S_b , una lineación de intersección L_b , y pliegues F_b . Como hemos dicho, las mesoestructuras anteriores se ven afectadas por la fábrica planolinar de la zona de cizalla dúctil-frágil de fase D_e . La fábrica planolinar lleva asociada: una foliación S_p , y una lineación de estiramiento L_p asociada a pliegues F_p . Esta fábrica planolinar se distribuye aproximadamente coincidiendo con la zona de granate estable en las metapelitas. Esta zona tiene un espesor variable y se encuentra sobre la zona sin fábrica planolinar. El espesor oscila entre 1 y 40 metros en las dos ventanas orientales y aumenta hacia el Oeste (figs. 2.12, 3.2 y 3.12).

La foliación S_b es un "slaty cleavage" de grosero a penetrativo en las pizarras, y un "slaty cleavage" de grosero a muy grosero en las areniscas (Fotos 16 y 17). Su dirección media es E-W, con buzamientos hacia el Norte entre 20° y subverticales. Su intersección con la estratificación (S_0) que buza hacia el Norte con polaridad normal (fig. 3.2), indica actualmente una vergencia aparente de las estructuras hacia el Sur. En las zonas donde se desarrolla la fábrica planolinar, la foliación S_b se conserva relictiva en las charnelas de los micropliegues y en el interior de algunos minerales: plagioclasa, zoisita...

La intersección de la foliación S_b con la estratificación S_0 da lugar a una lineación de intersección L_b . La orientación de L_b se sitúa mayoritariamente entre $N90^\circ E$ y $N80^\circ E$, excepto en la Ventana del Zar donde se sitúa entre $N180^\circ E$ y $N170^\circ E$. L_b es paralela a las charnelas de pliegues cuya foliación de plano axial es S_b .

La foliación S_b se encuentra marcada en las pelitas por la orientación preferente de filosilicatos. En las areniscas puede venir definida por la orientación preferente de los filosilicatos de la matriz y por la disposición de los granos de cuarzo que están ligeramente deformados y adquieren una forma elipsoidal.

Los pliegues F_b , en la alternancia de pizarras y areniscas adoptan el aspecto de una sucesión de charnelas redondeadas y puntiagudas con la forma de "mullions" asimétricos o "cusate-lobate folds" (Ramsay & Huber, 1987). En los carbonatos con grafito son

pliegues de amplitud métrica, cerrados, con ángulos interflancos entre $\alpha=20^\circ$ y $\alpha=32^\circ$ ($\alpha=22^\circ$). Son formas simétricas, o bien asimétricas con vergencia Sur-Sureste, excepto en la Ventana del Zar donde tienen vergencia al Oeste, con flancos planos y zonas de charnela estrechas y redondeadas (Fotos 19,20 y 21). Los flancos inversos pueden estar afectados por cizallas de espesor centimétrico a métrico con movimiento del bloque de techo hacia el Sur (Foto 21). Los pliegues de las capas de carbonato pertenecen en la clasificación de Huddleston (1973), mayoritariamente a las formas E-F, y a las "amplitudes" 3-4 (fig. 3.3). En la clasificación de Ramsay (1967) pertenecen a la clase 1C (fig. 3.4).

En el extradós de las charnelas a veces hay diaclasas de tensión rellenas de cuarzo y calcita, que se disponen radialmente (Foto 19). También hay formas de bulbo y fallas de acomodación (Foto 20). Estos datos permiten suponer que los pliegues se han generado por un mecanismo de "buckling" (deslizamiento flexural + deformación longitudinal tangencial), por lo que la geometría actual de pliegues de la clase IC se debería a una modificación de una morfología concéntrica por un aplastamiento o una cizalla simple superpuesta. La geometría de las variaciones de espesor (t'_ω) frente al valor del ángulo de buzamiento (α) en estos pliegues (fig. 3.4) es similar a las esperadas para un pliegue formado por "buckling" con aplastamiento simultáneo. Se ha estimado el aplastamiento superpuesto a los pliegues en el plano del perfil del pliegue, y se obtienen elipses con razones áxicas variables entre $R_{xy}=1'58$ y $R_{xy}=5'59$ con un valor medio de $R_{xy}=2'43$ (fig. 3.4).

Se ha medido la deformación asociada a esta fase D_b en los granos de cuarzo en las cuarzowacas. La medida se ha realizado en una arenisca rica en cuarzo y pobre en matriz de filosilicatos. Aplicando el método de Fry (véase Ramsay & Huber, 1987) sobre tres laminas delgadas realizadas en tres secciones perpendiculares entre sí. Se obtiene un elipsoide prolato con razones áxicas de $R_{xy}=1'18$ y $R_{yz}=1'51$. Este valor de la deformación es sólo un valor mínimo para las areniscas, y debe de ser mayor en las pizarras, como lo demuestra la mayor penetratividad de la foliación.

Las estructuras de fase D_b están deformadas por la fábrica planolinar de fase D_c que describiremos mas adelante.

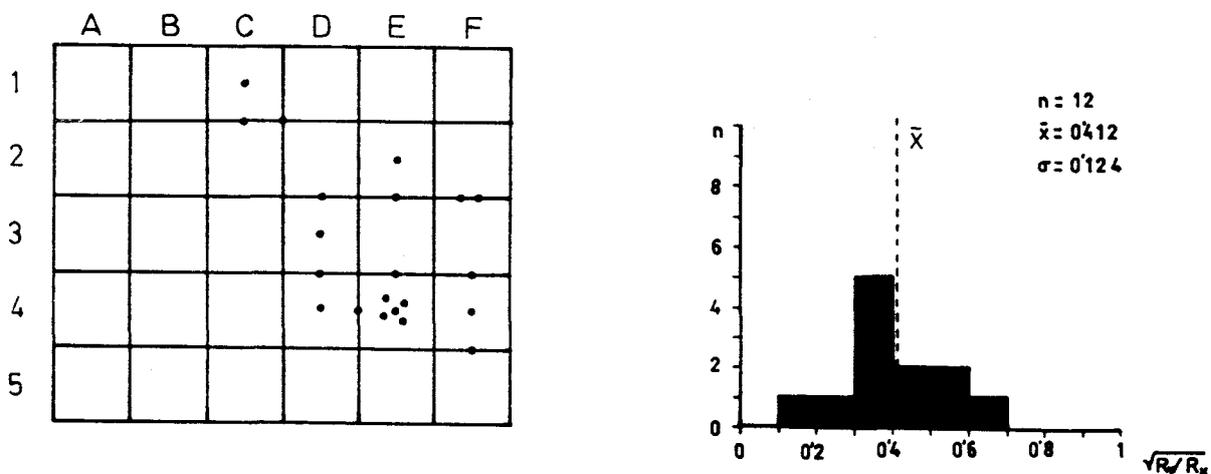
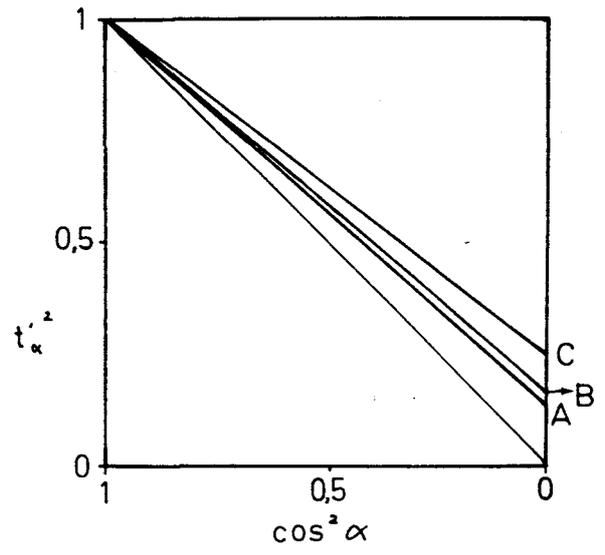
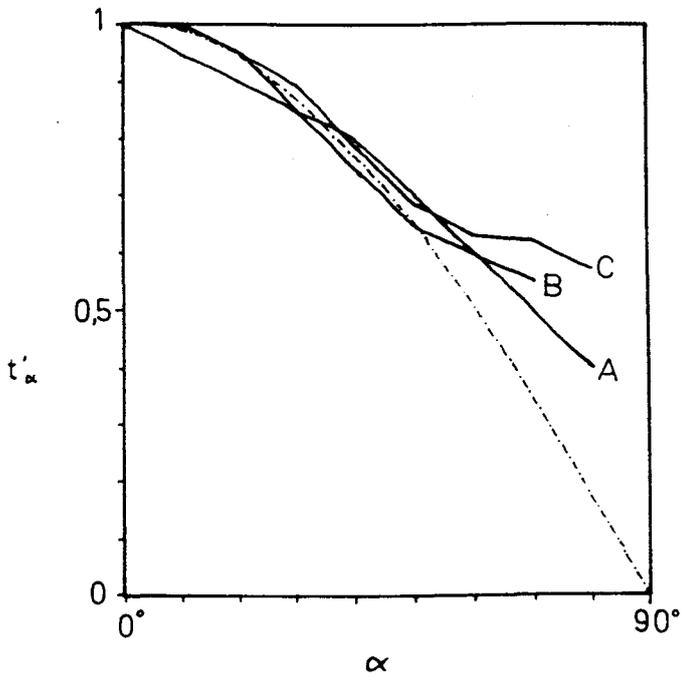
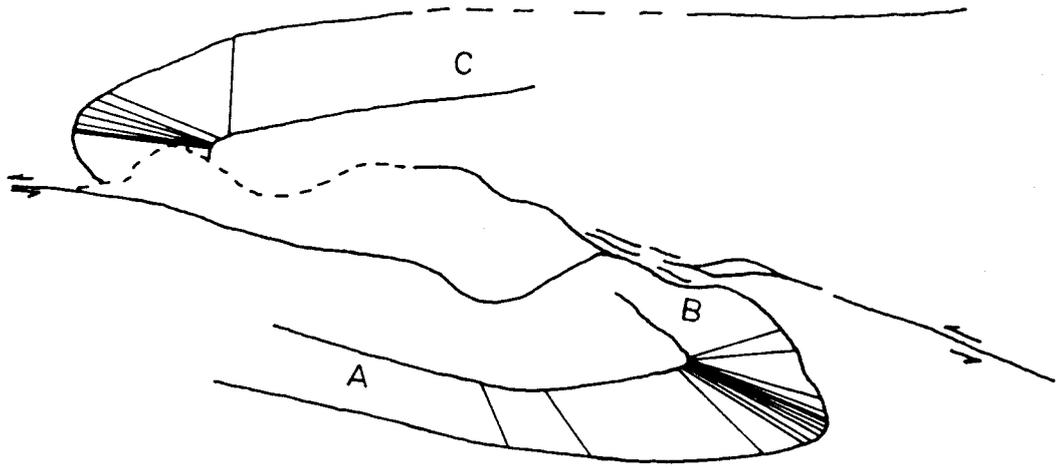
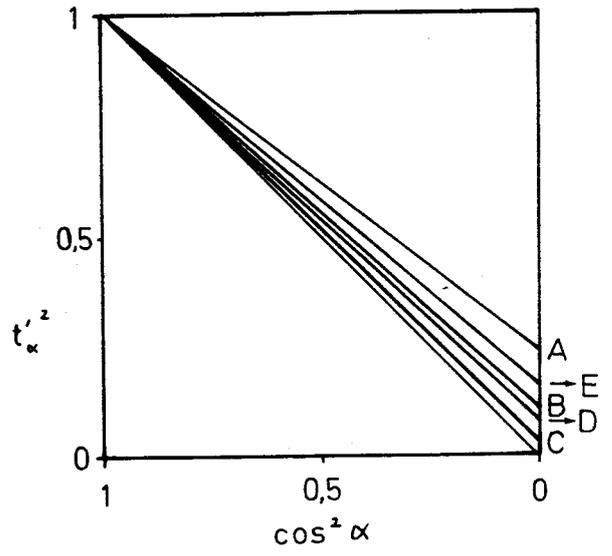
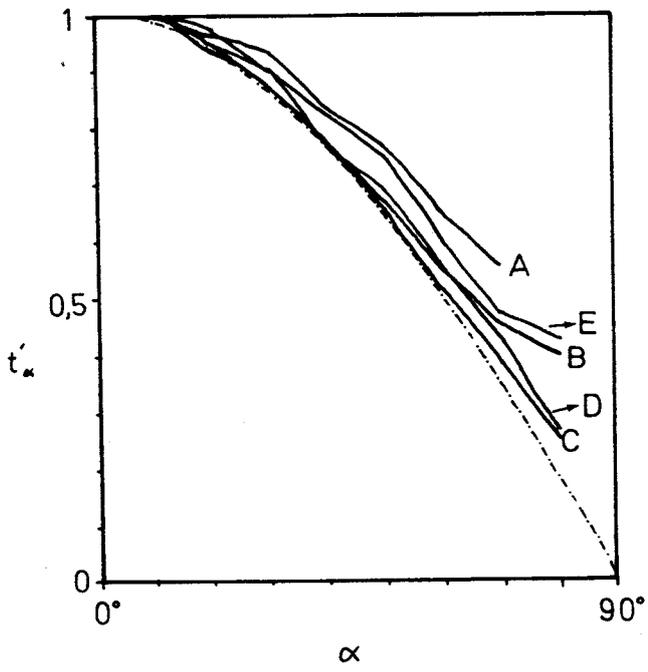
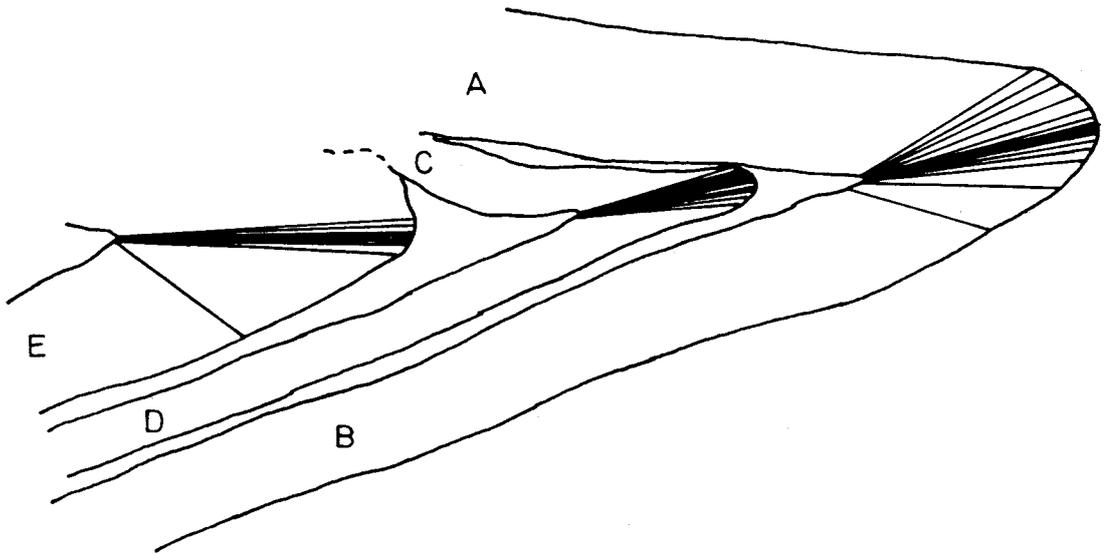
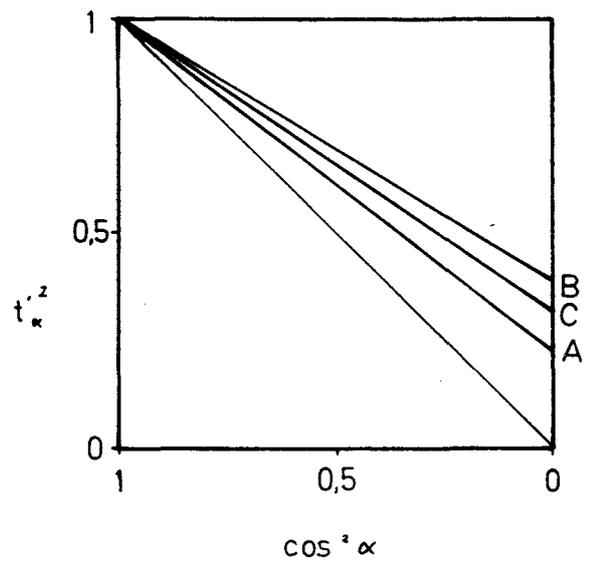
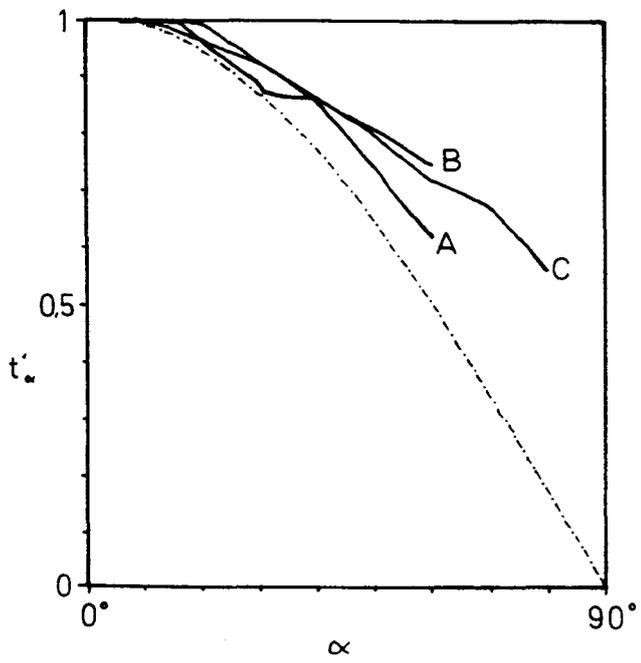
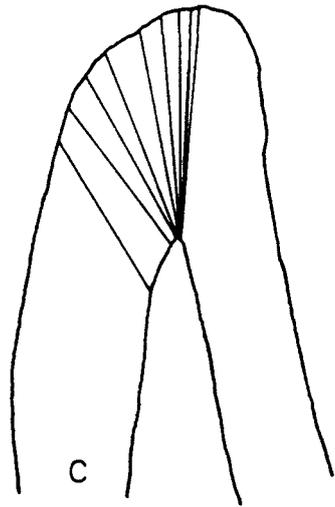
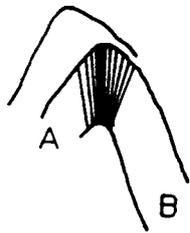


Fig. 3.3.- A: Representación de los pliegues F_b en los carbonatos con grafito de la U. del Rio Bodurria en el diagrama de formas frente a amplitudes de Hudleston (1973). B: Diagrama de distribución de frecuencias del aplastamiento superpuesto a los pliegues F_b en los carbonatos con grafito. El aplastamiento esta expresado por $x=(Ry/Rx)^{1/2}$.

Fig. 3.4.- Diagramas de variación del espesor ortogonal (t'_α) frente al valor del ángulo de buzamiento (α), en pliegues de fase D_b en calizas con grafito de la Unidad del Rio Bodurria. A) Isógonas de buzamiento. B) Diagrama t'_α - α (Ramsay, 1967). C) Diagrama t'^2_α - $\cos^2 \alpha$ (Huddleston, 1973). en este diagrama no se han representado las variaciones de espesor ortogonal sino la recta de regresión calculada por mínimos cuadrados de los valores (t'^2_α , $\cos^2 \alpha$) de cada pliegue.







- RELACION CON EL METAMORFISMO.

En la zona donde no se desarrolla la fábrica planolinar, se observa la siguiente asociación mineral (en el sentido de Winckler, 1974) en las pizarras:

Cuarzo + fengita + biotita \pm caolinita \pm clorita

otros minerales presentes son: plagioclasa, titanita, turmalina y opacos. La biotita y la fengita están en pequeños cristales subparalelos a S_b , y su orientación preferente define el "slaty cleavage". La caolinita es un producto de la alteración de la biotita a favor de sus planos de exfoliación. La titanita tiene texturas rotacionales a helicíticas de la foliación S_b , lo que indica que crece durante las últimas etapas de la formación de esta estructura.

En las areniscas se encuentra la misma asociación anterior acompañada por: plagioclasa, carbonato, opacos y turmalina. La fengita y la biotita están en pequeños cristales desorientados, y forman la matriz de la roca. La plagioclasa y el carbonato están en pequeños granos angulares, y son minerales heredados de la asociación sedimentaria.

En resumen, en la Unidad del Rio Bodurria dentro de la zona sin desarrollo de la fábrica planolinar, los minerales que crecen singenéticos de la fase D_b son: cuarzo, fengita, biotita, opacos, titanita, turmalina. Los minerales sedimentarios heredados son: plagioclasa y carbonato. El mineral de alteración post- D_b es la caolinita. La clorita solo se ha podido reconocer mediante rayos X, y no se ha podido establecer su relación con la fase D_b .

En la zona con desarrollo de la fábrica planolinar se observan las siguientes asociaciones minerales en las metapelitas:

Cuarzo + fengita + granate + albita + epidota \pm biotita \pm clorita.

Cuarzo + fengita + granate + cloritoide \pm clorita.

S_p es una foliación de crenulación, en los microlitones se observan charnelas de mica que definen una foliación previa S_b . Los análisis indican que la mica sin- S_p es una fengita con contenidos en Si^{4+} entre 3.10 y 3.23, y pensamos que las micas con contenidos en Si^{4+} mayores son relictas del episodio de metamorfismo sin- S_b .

En las asociaciones con albita, este mineral está en porfiroblastos con una S_{int} rotacional en continuidad con la S_{ext} . La S_{int} puede definir una sombra de presión que envuelve a una corona interna Sin grafito que rodea a un núcleo rico en grafito. Supondremos a la albita como generada en dos episodios, uno (núcleo y corona) al inicio de S_p , y otro (fase rotacional) en las últimas etapas de S_p . No hay indicios de discontinuidad entre ambos y podría tratarse de un proceso continuo.

El granate se encuentra en pequeños blastos redondeados o euhédricos. Tiene una foliación interna definida por grafito, que es rotacional y continua con la foliación externa S_p . Hay otros granates de morfología similar que solo aparecen en el interior de los microlitones. En los lados del granate que contactan con la foliación S_p , los blastos sufren fenómenos de disolución por presión.

El cloritoide está en pequeños cristales tabulares, poco pleocroicos y paralelos a S_p .

Los intercrecimientos de mica y clorita en porfiroblastos con un pleocroismo en color marrón rojizo de gran tamaño (Mellini et al., 1991), están en dos situaciones, unas veces como blastos paralelos a S_p . Otras veces se encuentra como porfiroblastos desorientados sobre S_p . Estos últimos conservan una foliación interna de grafito, rotacional que continua con la foliación externa. Estos últimos parecen crecer en los últimos estadios de D_p .

La epidota es más frecuente en las rocas calcosilicatadas. Es una zoisita y, en ocasiones, pistacita. También hay otros blastos en los microlitones que son sin- a post- S_p . Entre los accesorios hay titanita sin- D_p .

En resumen, en las rocas con desarrollo de la fabrica planolinar de fase D_e la foliación previa S_b está asociada al crecimiento de: mica incolora, cuarzo, epidota. La foliación S_p está asociada al crecimiento de: cuarzo, mica incolora, granate, plagioclasa, epidota, titanita, turmalina, clorita y cloritoide (fig. 3.5).

Fig. 3.5.- Relación entre la blastesis mineral y la deformación en los materiales de la U. del río Bodurria. Los rombos negros indican la desestabilización del mineral.

MINERALES	Pre-D ₆	Sin-D ₆	Post-D ₆	Pre-S _p	Sin-S _p	Post-S _p
Cuarzo	—————	—————	-----	-----	—————	—————
Fengita		—————	—————		—————	—————
Biotita		—————	—————		◆◆◆◆◆	
Titanita			—————			—————
Albita	-----	—————	—————	-----	—————	—————
Granate					—————	-----
Cloritoide					-----	
Clorita					—————	-----
Epidota		—————	—————		—————	—————
Turmalina			—————		—————	—————

III.2.2.- UNIDAD DE LA SIERRA DE LOS FILABRES.

- FASE D_r

Se denomina fase D_r a la fase de deformación anterior a D_e en la Unidad de la S^a de los Filabres. Esta fase de deformación da lugar como mesoestructuras a una foliación S_r , una lineación de intersección L_r y pliegues F_r .

En el interior de esta unidad, la estratificación (S_0), y especialmente el contacto entre los Esquistos de Montenegro y los Esquistos de Tahal permiten reconstruir pliegues anteriores a las deformaciones por cizalla dúctil-frágil. Estos pliegues definen un gran anticlinorio vergente hacia el Norte, y son tres sinclinales y dos anticlinales cuyas trazas axiales se representan en la figura 3.6. Los pliegues se han nombrado de abajo hacia arriba de la siguiente forma:

- Sinclinal del Arroyo de Moras.
- Anticlinal del Puntal Alto.
- Sinclinal de Valcabra-El Raposo.
- Anticlinal de Charches-El Raposo.
- Sinclinal de Las Piletas.

Actualmente los pliegues tienen orientaciones variables debido a las deformaciones posteriores. Las charnelas pueden encontrarse en cualquier dirección. Las superficies axiales tienen también cualquier orientación (fig. 3.7). Para poder establecer por tanto su orientación original es necesario poder deshacer los efectos de las deformaciones posteriores, lo que se discutirá más adelante.

Para caracterizar mejor la geometría de los pliegues generados en esta fase de deformación se han realizado cortes en el sector de Tahal, en la zona central de la S^a de los Filabres (fig. 3.8). En esta región las estructuras de la fase D_e , están menos desarrolladas. Vissers (1981) describe tres fases de deformación: la primera fase D_1 da lugar a una foliación de plano axial de pliegues cerrados o isoclinales, la segunda fase D_2 genera pliegues asimétricos vergentes al Sur con una foliación de crenulación asociada, y la tercera fase D_3 origina pliegues vergentes al Norte prácticamente sin foliación de plano axial. La primera fase D_1 es correlacionable con nuestra D_r , las estructuras de fase D_2 con

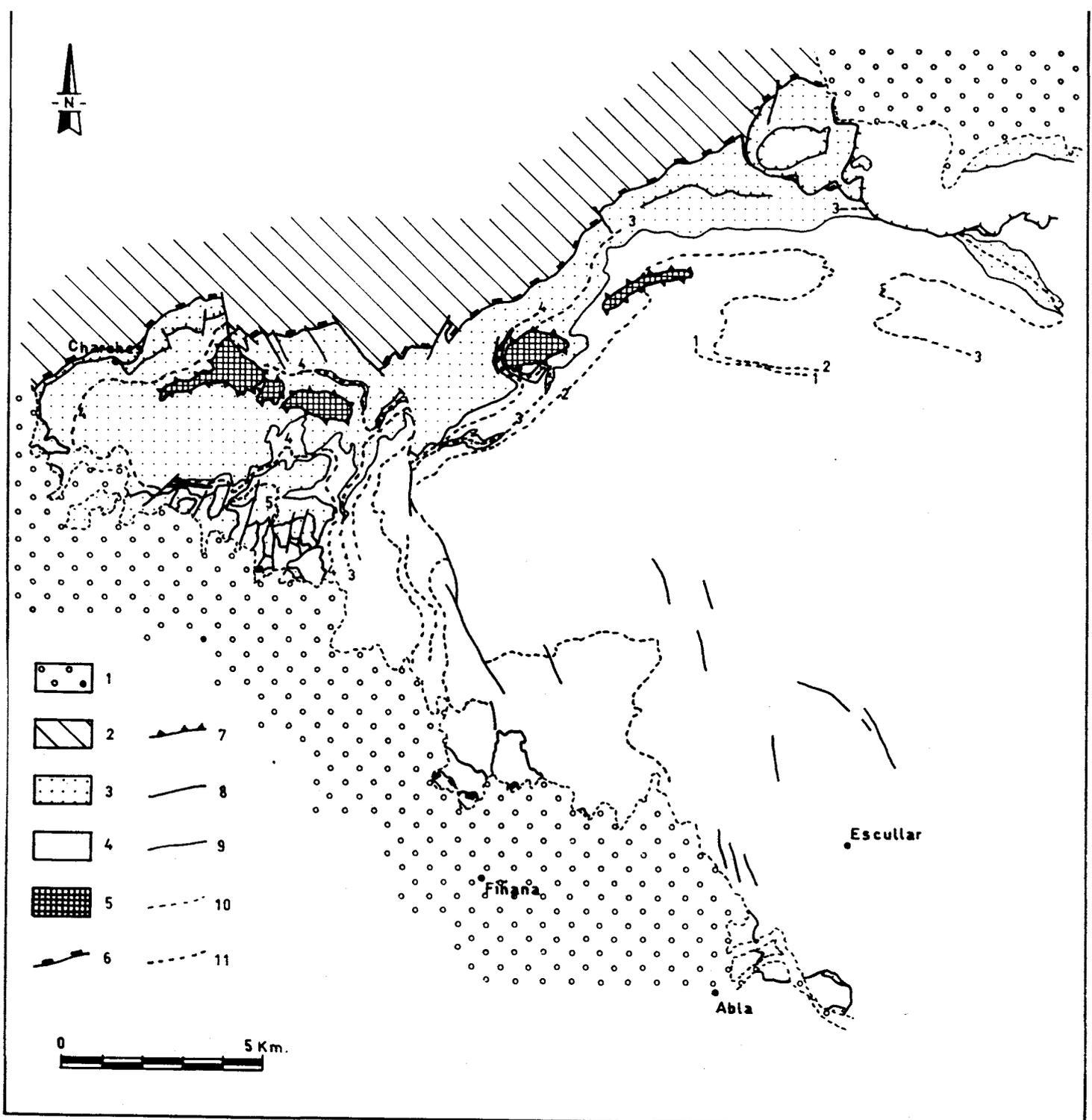


Fig. 3.6.- Esquema de las trazas axiales de los pliegues mayores F_1 en el sector estudiado: 1- Sinclinal del Arroyo de Moras, 2- Anticlinal del Puntal Alto, 3- Sinclinal de Valcabra-El Raposo, 4- Anticlinal de Charches-El Raposo, 5- Sinclinal de Las Piletas. LEYENDA: 1= Neógeno y Cuaternario, 2= C. Alpujarride, 3= Conjunto litológico superior (Esquistos de Tahal y Mármoles de las Casas), 4= Conjunto litológico inferior (Metaareniscas de Aulago y Esquistos de Montenegro), 5= U. del Rio Bodurria, 6= "Detachment", 7= Falla del Rio Bodurria, 8= Contacto mecánico, 9= Contacto litológico, 10= discordancia, 11= Traza axial de pliegues F_1 .

las que se generan con nuestra D_e y concretamente con los pliegues de crenulación que afectan a la fábrica planolinear, y las de fase D_3 con nuestra D_n . La fábrica planolinear (S_p/L_p) y el clivaje de crenulación extensional (planos C_e y C'_e) no están desarrollados en este área.

La estratificación y el contacto entre los materiales de Tahal y de Montenegro definen un anticlinal y un sinclinal apretados con charnelas de dirección $N120^\circ E$, y vergentes al Norte con un flanco inverso de unos 9 kilómetros (fig. 3.8). La estratificación S_0 está bien definida, y las estructuras sedimentarias en las metaareniscas de la base de los Esquistos de Tahal permiten establecer la polaridad de la serie (Foto 3.9). En el flanco normal del sinclinal se pueden observar muy bien las relaciones entre las estructuras menores. La estratificación S_0 buza hacia el NE entre 20° y 35° , y tiene direcciones entre $N120^\circ E$ y $N150^\circ E$. Las laminaciones cruzadas de las metaareniscas indican que la serie está normal. En el muro de los Esquistos de Tahal se observa una foliación S_r buzante suavemente al S-SE que es plano axial de pliegues angulares, cerrados y asimétricos que indican vergencia Norte. Tanto S_0 como S_r están crenulados por una foliación de crenulación, que buza entre 50° y 70° hacia el NE y con direcciones entre $N120^\circ E$ y $N140^\circ E$. A partir de estos datos se puede concluir que los pliegues F_r tienen vergencia al Norte, y son de gran tamaño, tumbados, cerrados y de charnela angular.

Estas mismas relaciones se observan también en el sector occidental de la S^a de los Filabres, en las zonas en las que las estructuras de fase D_e son menos penetrativas:

En el sector NE del área de estudio, el sinclinal de Valcabra-El Raposo se sitúa en el límite inferior de la zona de cizalla dúctil de fase D_e (fig. 3.9). El sinclinal es actualmente un pliegue angular cerrado con una amplitud mínima de unos 3 kilómetros, que pliega la discordancia entre los Esquistos de Tahal y los de Montenegro, con una foliación de plano axial S_r . Si deshacemos pliegues posteriores, este sinclinal tendría vergencia hacia el Norte.

La foliación S_r en los Esquistos de Tahal y en las metapelitas con grafito intercaladas entre las Metaareniscas de Aulago es una "schistosity" sin dominios definida por la orientación de los filosilicatos (Foto 3.10).

En los Esquistos de Montenegro, la esquistosidad S_r es una foliación de crenulación

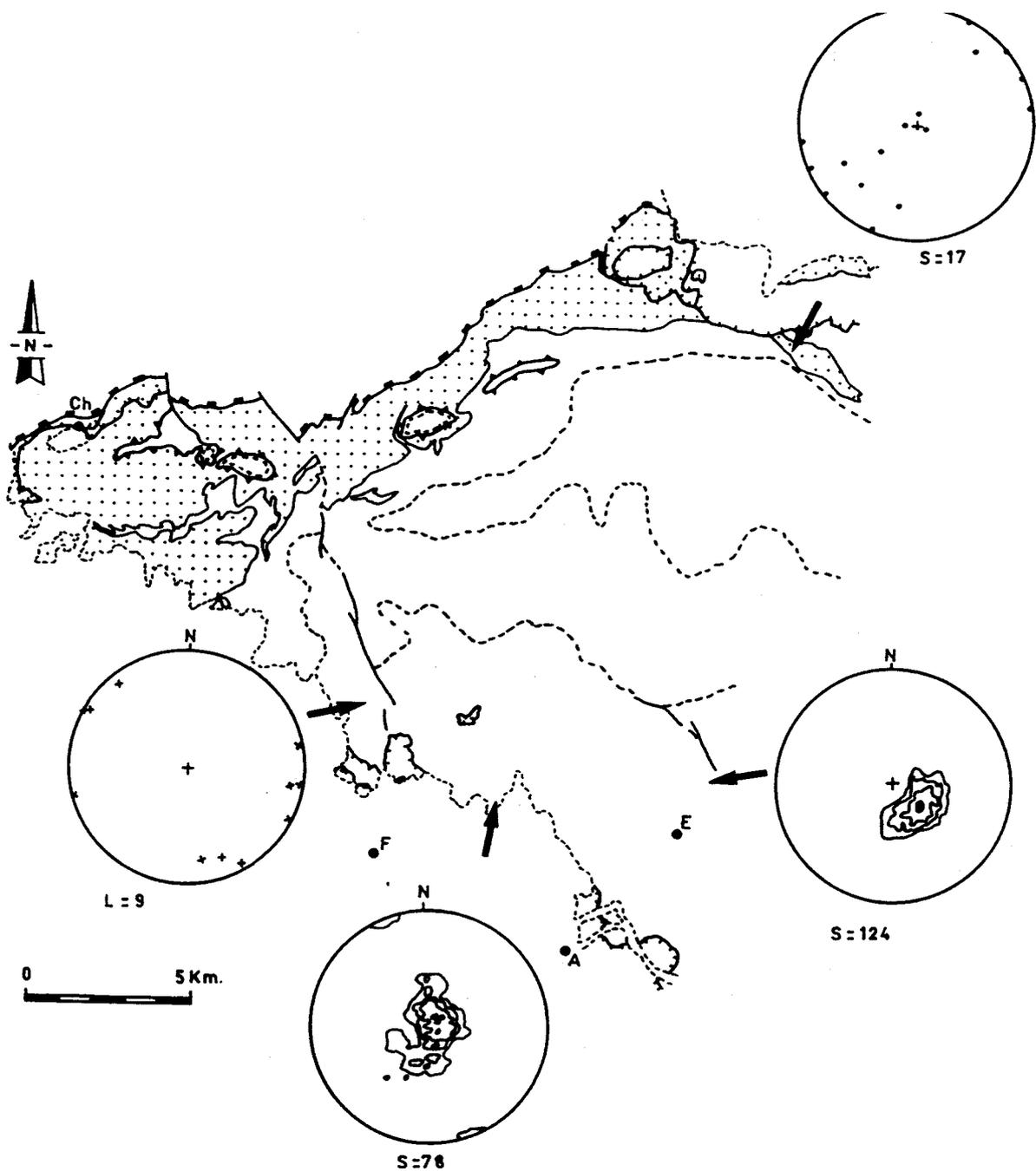
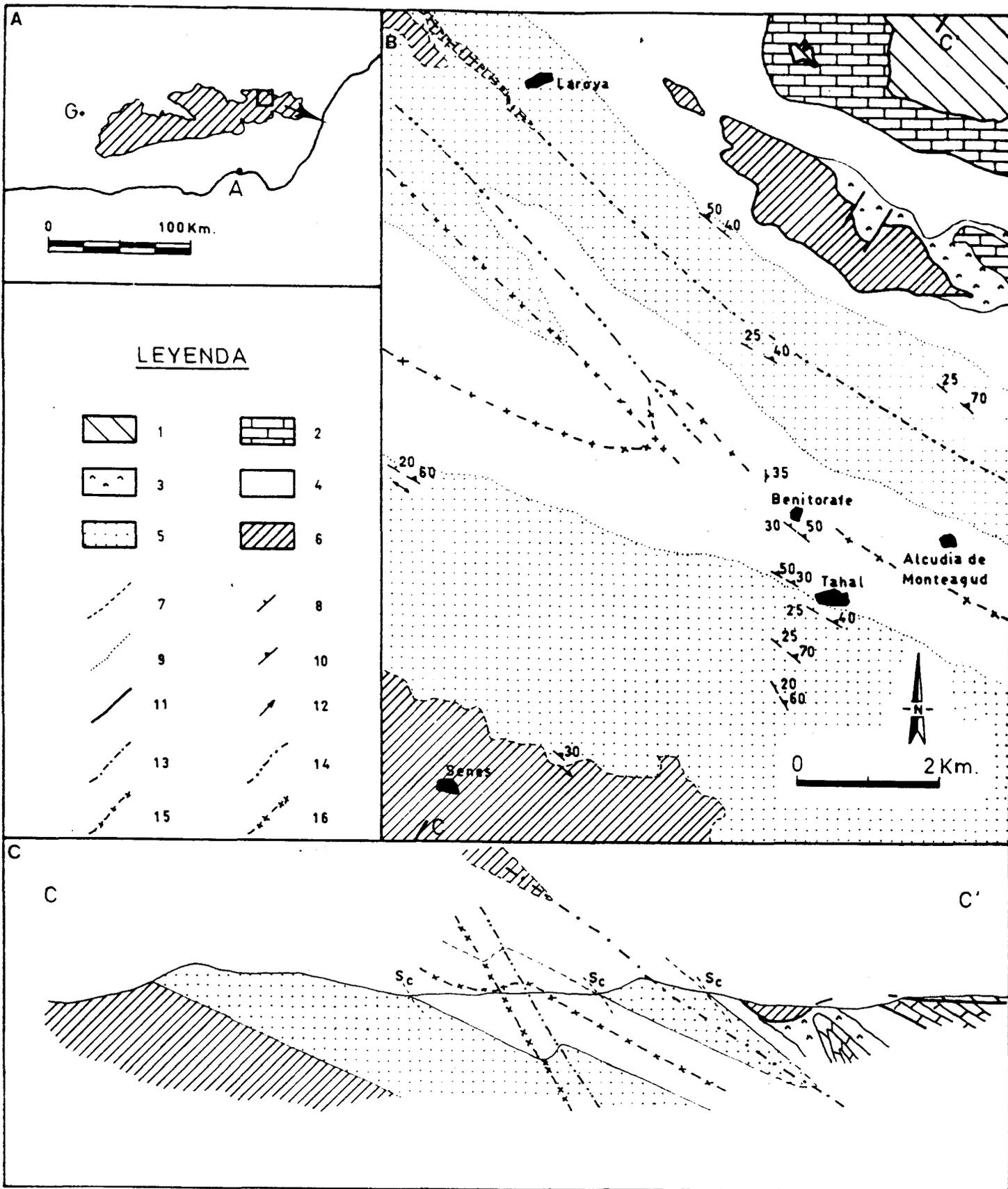


Fig. 3.7.- Orientaciones de la foliación S_r (S) y de la lineación L, (L) en el sector estudiado. La línea gruesa discontinua señala el límite inferior de la zona con fábrica planolinear. A- Abla, Ch- Charches, E- Escúllar, F- Fiñana.

Fig. 3.8.- Esquema geológico del sector central de la S^2 de los Filabres. A: Localización geográfica, el rayado oblicuo señala los materiales nevado-filábrides. B: Mapa geológico: 1- Alpujárride, 2- Mármoles de las Casas, 3- Metabasitas, 4- Esquistos de Tahal, miembro superior esquistoso, 5- Esquistos de Tahal, miembro inferior de metaareniscas, 6- Esquistos de Montenegro, 7- contacto discordante, 8- estratificación, 9- contacto concordante, 10- foliación de crenulación S_c , 11- contacto mecánico, 12- lineación de crenulación y/o intersección L_c , 13- traza axial de anticlinal F_r , 14- Traza axial de sinclinal F_r , 15- traza axial de antiforme F_c , 16- traza axial de sinforme F_c . C: Corte geológico.



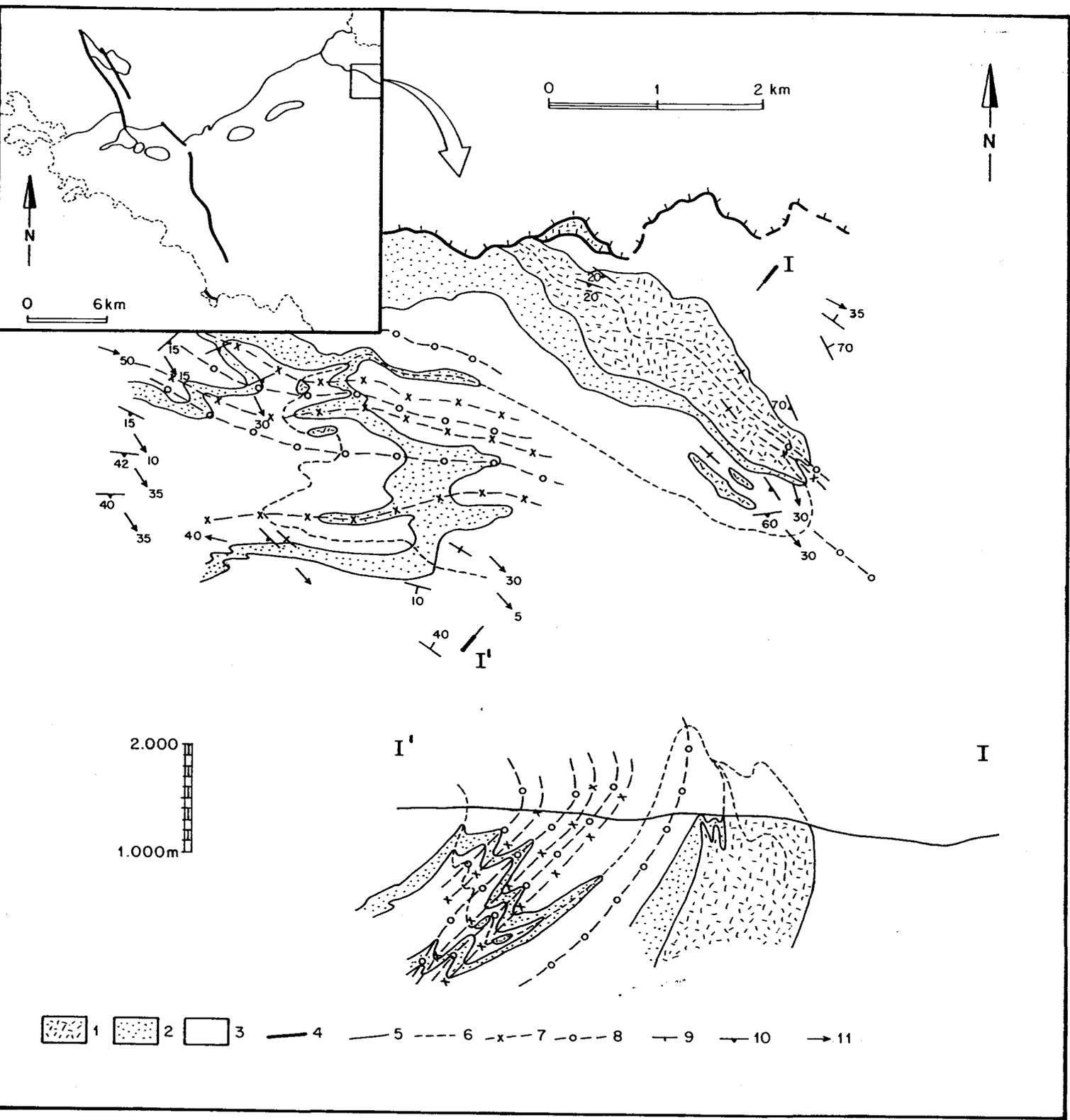


Fig. 3.9.- Pliegues F_1 macroscopicos en el sector NE del área estudiada. LEYENDA: 1- Esquistos de Tahal, 2- Metaareniscas de Aulago, 3- Esquistos de Montenegro, 4- Contacto mecánico, 5- Contacto litológico, 6- Trazas axiales de sinclinal F_1 , 7- Trazas axiales de sinforme F_1 , 8- Trazas axiales de antiformal F_1 , 9- Orientación de S_p , 10, Orientación de S_c , 11- Oreintación de las charnelas de F_1

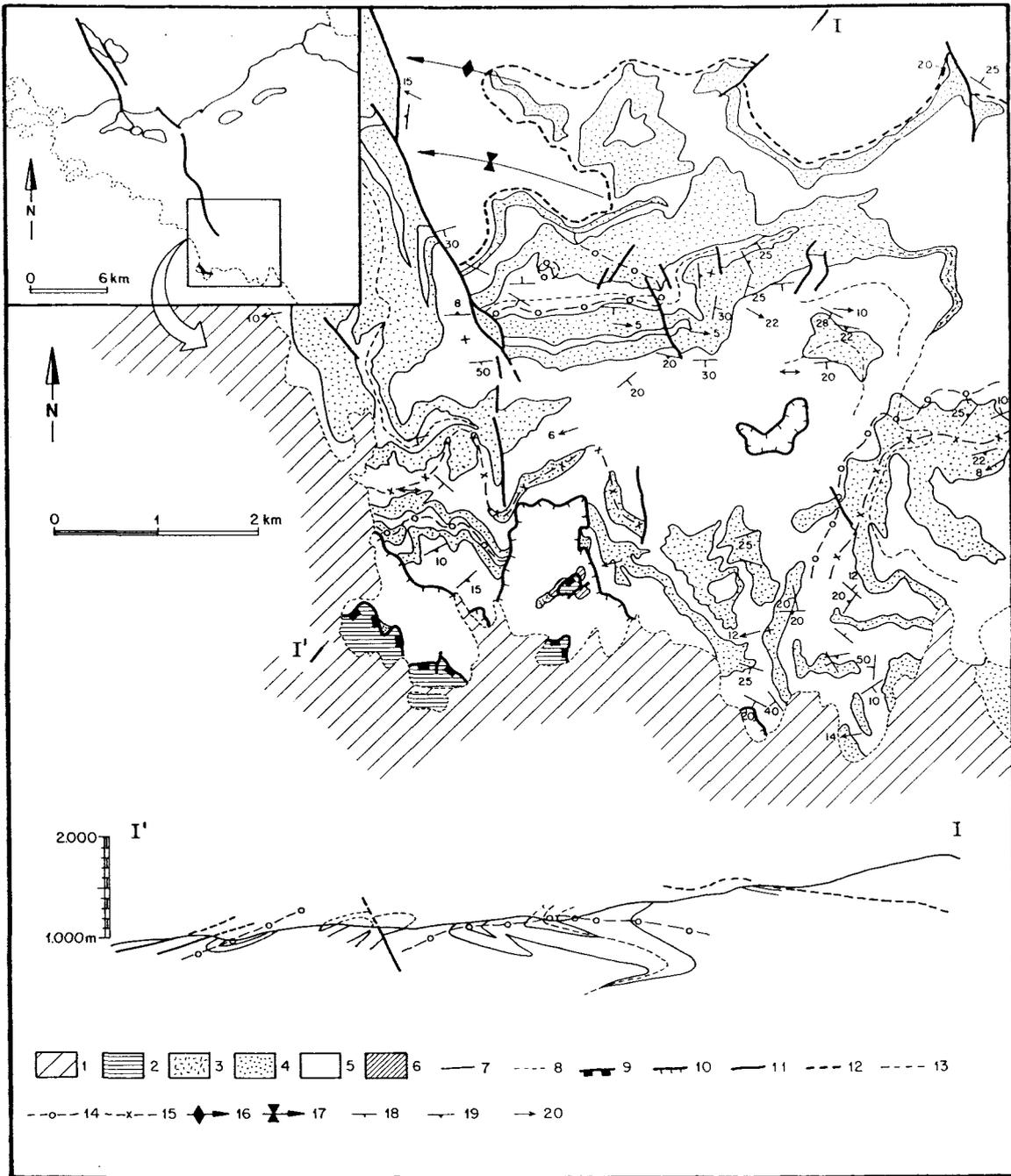


Fig. 3.9 (continuación).- Ejemplo de pliegues F_1 , macroscópicos en el sector Sur del área de estudio. LEYENDA: 1- Neógeno y Cuaternario, 2- Alpujárride, 3- Esquistos de Tahal, 4- Metaareniscas de Aulago, 5- Esquistos de Montenegro, 6- Brecha carbonatada, 7- Contacto litológico, 8- Discordancia, 9- "Detachment", 10- Falla de Abia-Fiñana, 11- Contacto mecánico, 12- Límite inferior del clivaje de crenulación extensional, 13- Traza axial de pliegue F_1 , 14- Traza axial de antifforme F_1 , 15- Traza axial de sinforme F_1 , 16- Traza axial de antifforme F_2 , 17- Traza axial de sinforme F_2 , 18- S_1 , 19- S_2 , 20- L_1 .

sobre una foliación previa. Esta foliación previa S_{r-1} se conserva relictiva en las charnelas, dentro de microlitones y en el interior de algunos minerales. Solo en algunos esquistos con porfiroblastos, se observa la foliación S_{r-1} como una "schistosity" que parece la primera foliación desarrollada en estas rocas (Foto 23).

La intersección entre la esquistosidad S_r y la estratificación S_0 , da lugar a una lineación de intersección L_r , subparalela a las charnelas de los pliegues F_r . Estos pliegues son angulares (Foto 22).

El hecho de que los pliegues tengan morfologías angulares en las capas competentes, indicaría que se han formado por un mecanismo del tipo deslizamiento o flujo flexural con formas originales del tipo "chevron" y ángulos interflancos de 60° . Los ángulos interflancos actuales se obtendrían por un aplastamiento posterior o coetáneo de la formación del pliegue.

Con respecto a la deformación asociada a esta fase, Vissers (1981) realiza varias medidas en los cantos de cuarzo del metaconglomerado de la base de los Esquistos de Tahal, en el sector central de la S^a de los Filabres. Estas medidas indican que los elipsoides de deformación asociados a esta fase son oblatos ($1 < k < \infty$) (Fig. 3.15).

- RELACION CON EL METAMORFISMO.

Fuera de la zona afectada por las estructuras de la fase posterior D_e , se pueden estudiar las relaciones de esta fase de deformación con el metamorfismo. Pero en estas zonas solo afloran los Esquistos de Montenegro (sin porfiroblastos) y las Metaareniscas de Aulago, y en este área no se encuentra ni los Esquistos de Tahal, ni los Mármoles de las Casas.

En los Esquistos de Montenegro y en las metapelitas de las Metaareniscas de Aulago, hay asociaciones minerales del tipo:

Mica Incolora + cuarzo + plagioclasa + clorita \pm epidota \pm granate.

Mica incolora + cuarzo + granate \pm clorita.

Mica incolora + cuarzo + granate + cloritoide \pm clorita

Mica incolora + cuarzo + biotita \pm plagioclasa.

S_r está definida por la orientación preferente de mica incolora, clorita e intercrecimientos de ambas, epidota, opacos, grafito, y a veces cloritoide. En las pizarras está definida por la orientación preferente de la mica incolora y la biotita (Foto 24). La mica incolora puede ser una fengita con contenidos en Si^{4+} que oscilan entre 3.50 y 3.13.

En las asociaciones con plagioclasa, ésta es una albita en porfiroblastos con una S_{int} rotacional en continuidad con S_r .

El granate se encuentra en pequeños blastos redondeados o euhédricos. Tiene una S_{int} definida por grafito, que es rotacional y continua con la foliación externa S_r (Foto 24). Hay otros granates de morfología similar que solo aparecen en el interior de los microlitones.

La clorita está en blastos paralelos a S_r , y como porfiroblastos desorientados sobre S_r . Estos últimos conservan una S_{int} de grafito, rotacional que continua con la foliación externa. Esta última clorita parece crecer en los últimos estadios de D_r . La clorita está alterada parcial o totalmente a intercrecimientos de clorita con mica (Mellini et al., 1991)

El cloritoide está en pequeños cristales tabulares, poco pleocroicos y paralelos a S_r .

En la región central de la S^a de los Filabres, Vissers (1981) describe las siguientes asociaciones ligadas a la fase D_r (S_{in-D_1}), en los Esquistos de Tahal:

- Singenéticos con la foliación crecen: glaucofana, epidota, cloritoide y actinolita.
- con relaciones tardías o helicíticas con la foliación crecen granate, estaurolita, distena, mbozoiita y cloritoide.

Estas asociaciones definen un metamorfismo en condiciones de alta presión/baja temperatura que pasa a condiciones de presión y temperatura intermedias.

En el área de estudio también hay asociaciones en condiciones de alta presión/ baja

temperatura, dentro de los Esquistos de Tahal y de las metabasitas. En los esquistos de Tahal hay asociaciones con glaucofana, y con cloritoide magnésico y deerita*; en las rocas con escapolita hay paragénesis de distena + talco + fengita (Gómez Pugnaire & Cámara, 1990). En las metabasitas hay eclogitas en las que la onfacita tiene un contenido en jadeita superior al 26%.

Los minerales de las asociaciones anteriores están transformados a otros minerales que forman asociaciones de presión y temperatura intermedia. Estas asociaciones minerales son las descritas en el Capítulo II: en los Esquistos de Tahal son las asociaciones con plagioclasa (albita y/u oligoclasa), o con estaurolita, cloritoide y distena, o con granate; en las metabasitas corresponden a las asociaciones descritas en las anfibolitas.

Estas asociaciones están en rocas deformadas por la fase D_e , y muestran características pre- D_e . En los Esquistos de Tahal, los minerales como anfíbol, estaurolita, cloritoide y distena están alterados a agregados de mica incolora (Fotos 45 y 46). Estos agregados están deformados por la fábrica planolinar de fase D_e . El granate es previo a la deformación D_e y origina sombras de presión asimétricas. La plagioclasa, la mica incolora y el cuarzo se deforman de forma dúctil. La plagioclasa y la mica dan lugar a estructuras de tipo "mica-fish". El cuarzo recrystaliza de forma dinámica dando lugar a texturas en mosaico alargado. Todos estos minerales son pre- D_e y originados durante la fase D_r . Dentro de los Esquistos de Montenegro y de las Metaareniscas de Aulago las únicas evidencias de este episodio de metamorfismo en condiciones de alta presión/baja temperatura, es el contenido en Si^{4+} de las fengitas que definen la foliación S_r , y que oscilan entre 3.50 y 3.13. Según Massonne & Schreyer (1987), las fengitas con contenidos más altos en Si^{4+} indicarían presiones superiores a los 10 Kb. Además el hecho de que estos materiales estén implicados con los Esquistos de Tahal en los pliegues de esta fase D_r , indicarían que estas rocas también han sufrido estas condiciones de metamorfismo.

Los porfiroblastos que hay en los Esquistos de Montenegro indican un metamorfismo en condiciones de alta temperatura/baja presión (Puga et al., 1975; Gómez Pugnaire & Sassi, 1983). Estos porfiroblastos están transformados a agregados de minerales que se producen en condiciones de presión intermedia o alta (Puga et al., 1975; Gómez Pugnaire & Sassi, 1983). La andalucita se transforma a un agregado de distena, la biotita a un agregado de granate + biotita, y la estaurolita a un agregado de estaurolita + cloritoide + distena. Los granates ricos en espesartina están recrecidos por una corona de

granate almandínico rico en piropo o en grosularita. Por último estos agregados están alterados a otros de mica incolora (paragonita \pm fengita). Solo en algunas muestras se han encontrado algunos de los minerales originales. En aquellas en las que se ha conservado la estauroлита, se observa que es singenética y rotacional de una "schistosity" sin dominios. Estos porfiroblastos son previos al episodio de alta presión/ baja temperatura sincinemático de D_r , y los supondremos generados durante un episodio de metamorfismo sincinemático de la fase D_{r-1} .

III.2.3.- FALLA DEL RIO BODURRIA.

La Unidad de la S^a de los Filabres se superpone sobre la del Río Bodurria con un contacto mecánico neto, que es anterior al contacto Alpujarride/ Nevado-Filábride, ya que los pliegues que lo deforman están cortados por el "detachment"; este contacto es una falla dúctil-frágil. Si llevamos a la posición horizontal el contacto Alpujarride/ Nevado-Filábride la falla del Río Bodurria tendría un buzamiento hacia el S-SE.

La falla del Río Bodurria corta en el bloque de muro a la estratificación y a la foliación S_b (figs. 3.2 y 3.11). La estratificación está cortada con un ángulo de unos 20°, a lo largo de líneas de dirección N80°E en las tres ventanas orientales, y es paralela a la falla en la Ventana de Rambla del Agua. Algo similar ocurre con la foliación S_b . La falla también es oblicua a la zona con granate estable donde se desarrolla la fábrica planolinar de fase D_r . La fábrica planolinar se desarrolla más en las ventanas orientales (Ventana de Rambla del Agua) con un espesor de unos 200 metros, que en las ventanas occidentales (Ventanas del Río Bodurria y de la Petronila) con un espesor de dos a diez metros.

En el bloque de techo la falla corta a los pliegues de fase D_r (fig. 3.11) de tal forma que hacia el Noroeste corta progresivamente a pliegues más altos dentro del anticlinorio mayor de vergencia Norte. Por ejemplo, el Sinclinal de Valcabra-El Raposo que se encuentra completo en la región Nordeste del área y en la región de El Raposo, está cortado por la falla en la ventana del Río Bodurria.

Bajo la falla se desarrollan uno o dos centímetros de ultramilonitas y milonitas cuarzofeldespáticas. Las rocas cuarzofeldespáticas tienen una fábrica planolinar con una lineación de estiramiento de dirección N80°E. Estas milonitas y ultramilonitas tienen

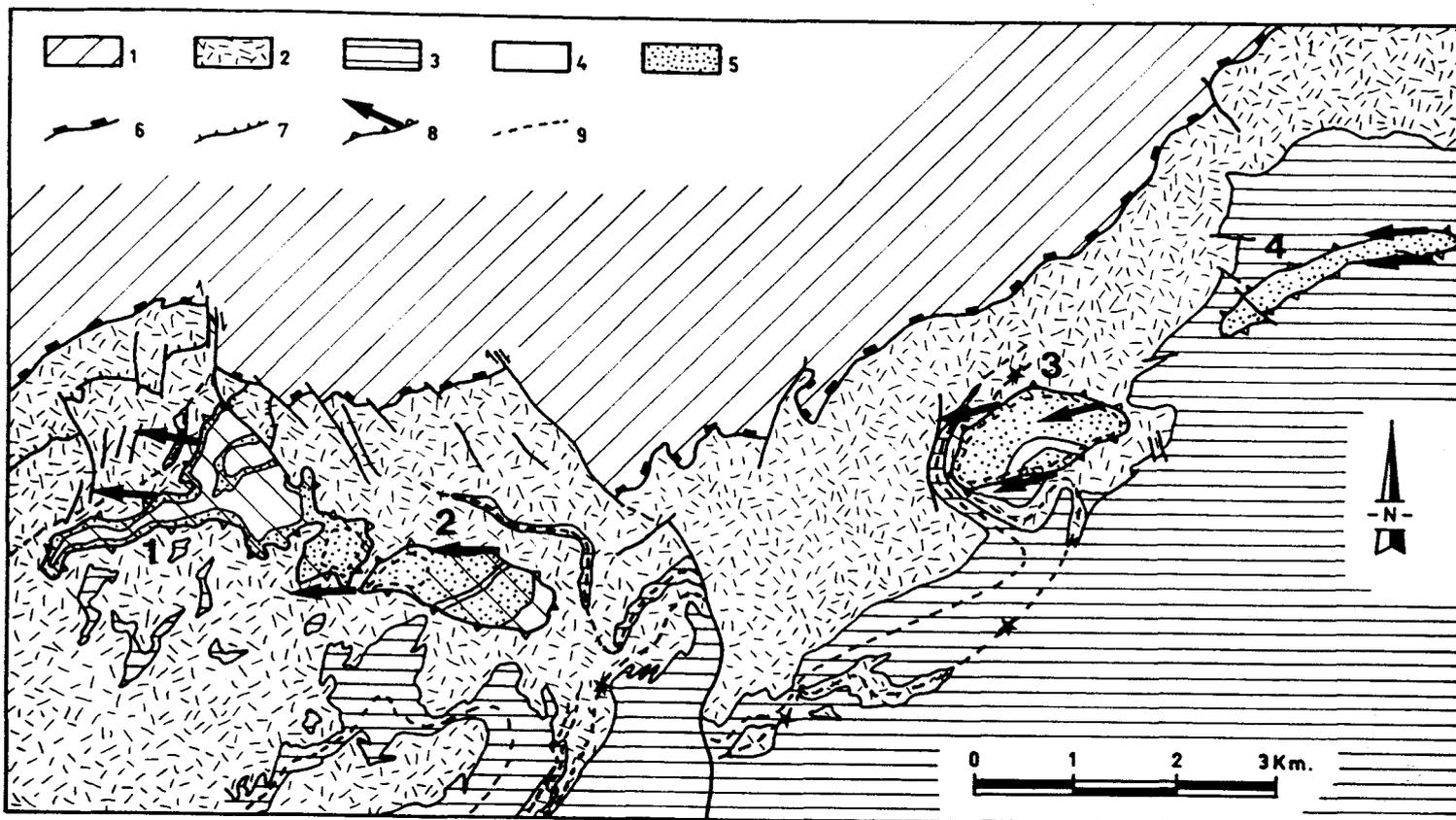
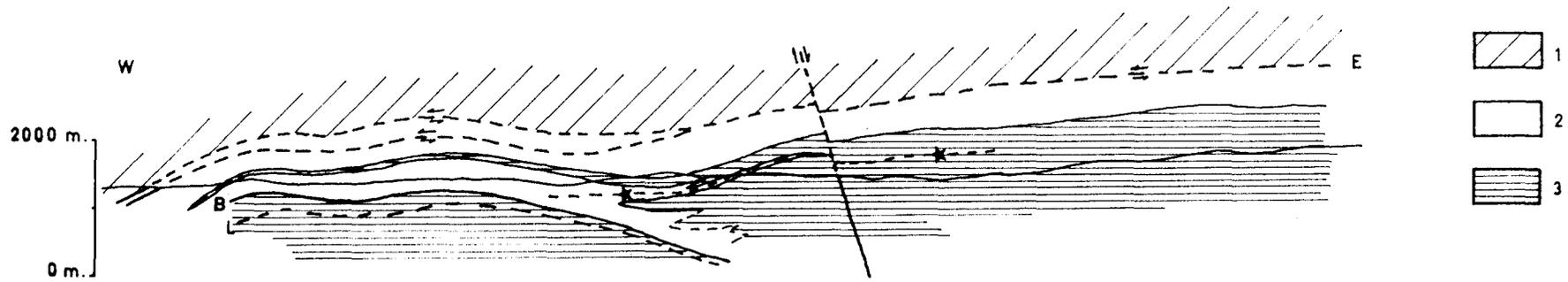
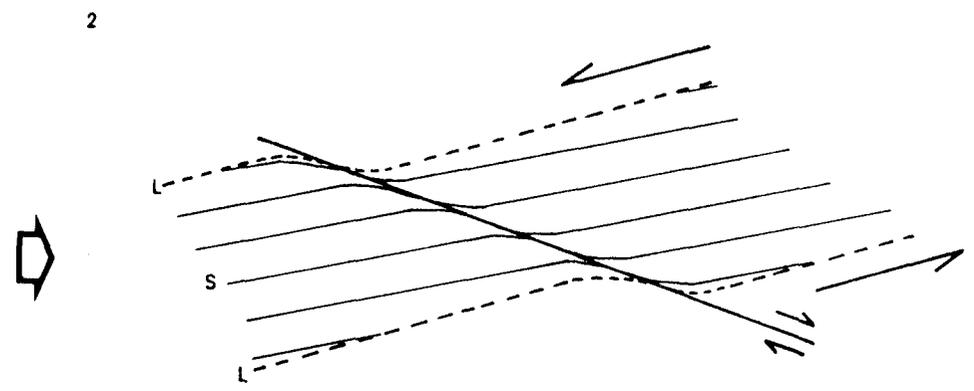
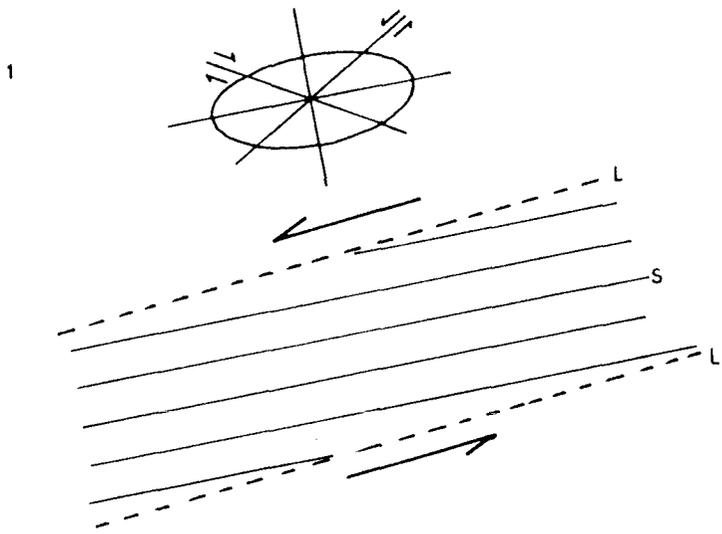


Fig. 3.11.- Orientaciones y sentidos de movimiento del bloque de techo en las estructuras S-C dentro de la Falla del Rio Bodurria. LEYENDA: 1- C. Alpujarride, 2- Conjunto litológico superior (Esquistos de Tahal + Mármoles de las Casas), 3- Conjunto litológico inferior (Metaareniscas de Aulago + Esquistos de Montenegro), 4- Pizarras de la Unidad del Rio Bodurria, 5- Areniscas y metaareniscas de la U. del Rio Bodurria, 6- "Detachment", 7- Falla normal de bajo ángulo, 8- Falla del Rio Bodurria con indicación del sentido de movimiento de las estructuras menores, 9- Traza axial de los pliegues F_n , las estrellas señalan la posición del sinclinal de Valcabra-El Raposo.

Fig. 3.12.- Corte geológico de orientación E-W del sector estudiado; B- Falla del Rio Bodurria, L- Límite inferior de la zona con fábrica planolinear. LEYENDA: 1- C. Alpujarride, 2- Conjunto litológico superior (Esquistos de Tahal + Mármoles de las Casas), 3- Conjunto litológico inferior (Metaareniscas de Aulago + Esquistos de Montenegro). B: Esquema que representa la formación de la Falla del Rio Bodurria como una zona de cizalla conjugada de la zona de cizalla extensiva de fase D_6 ; L- Límites inferior y superior de la zona de cizalla, S- foliación de la fábrica planolinear.



107



texturas de reducción del tamaño de grano. Las fábricas de ejes [c] de cuarzo obtenidas en estas rocas muestran una distribución al azar, sin orientaciones preferentes (diagramas: B1-3B, B1-4, B2-2; en la fig. 3.18). Este hecho se puede explicar con una recristalización dinámica generalizada en estas rocas. Sin embargo, las estructuras S-C, "mica-fishes" y sombras de presión asimétricas sobre porfiroblastos previos indican un movimiento del bloque de techo hacia el WSW (N260°E).

A pesar de las estructuras menores hay que tener en cuenta la geometría de la falla y el efecto que produce sobre las estructuras previas:

-La falla omite los términos estratigráficos superiores en el bloque de muro de forma que en la Unidad del Rio Bodurria no se encuentran representados los términos atribuidos al Mesozoico. En la Unidad de la S^a de los Filabres, la falla omite los términos estratigráficos inferiores, de manera que cuando nos desplazamos hacia el Oeste disminuyen los espesores de los Esquistos de Montenegro y de las Metaareniscas de Aulago (fig. 3.12).

- en el bloque de muro la falla corta además de la estratificación y del "slaty cleavage" (S_b) a la foliación de la fábrica planolinar, de forma que el espesor afectado por esta estructura dentro de la Unidad del Rio Bodurria aumenta desde el Este hacia el Oeste (fig. 3.12).

- En el bloque de techo la falla corta a las superficies axiales de los pliegues F_r de forma descendente hacia el Este. también corta a la zona afectada por la fábrica planolinar de forma que el espesor de esta zona disminuye desde el Este hacia el Oeste.

Esta geometría corresponde a la de una falla normal de bajo ángulo con un sentido de movimiento original del bloque de techo hacia el Este, y es incongruente con los sentidos de movimiento deducidos de las estructuras menores, ya que una falla con esa orientación y un sentido de movimiento del bloque de techo hacia el Oeste debería de producir duplicaciones en la zona con desarrollo de la fábrica planolinar y no omisiones como es el caso. Por estos hechos, proponemos como hipótesis de formación de la Falla del Rio Bodurria el siguiente esquema (fig. 3.12):

-Dentro de la zona de cizalla de fase D_e con sentido de movimiento general del bloque de techo hacia el Oeste se formarían zonas de cizalla conjugadas con un sentido de movimiento del bloque de techo hacia el Este. La Falla del Rio Bodurria sería una de estas

zonas de cizalla conjugadas con un carácter dúctil-frágil, que llega a cortar el límite inferior de la zona de cizalla.

-La deformación continua dentro de la zona de cizalla mayor y oblitera las estructuras menores de la zona de cizalla conjugada de menor escala.

III.2.4.- FASES DE DEFORMACION D_b y D_r : CONCLUSIONES.

La relación de las fases D_b y D_r con el metamorfismo sugiere que ambas son contemporáneas. Pero se han tratado como fases distintas porque:

- Ambas unidades están separadas por una falla extensiva (la Falla del Rio Bodurria) cuyo salto no se puede establecer, ya que no hay estructuras de un bloque que se puedan reconocer en el otro bloque. Debido a esto, no hay ninguna posibilidad de establecer una correlación entre ambas fases de deformación.

- Las mesoestructuras de la fase D_b indican vergencias aparentes hacia el Sur, contrarias a la vergencia regional de la fase D_r . La geometría de las macroestructuras de la fase D_b no se ha podido determinar, y no se conoce su vergencia regional.

La fase de deformación D_b , que se reconoce en la Unidad del Rio Bodurria, se inicia durante el episodio de metamorfismo en condiciones de alta presión/ baja temperatura datado en 48 m.a. (Monié et al., 1991), siendo su desarrollo más importante durante el metamorfismo de presión intermedia.

Las fábricas de cuarzo indican que las estructuras de la fase D_b se forman en un régimen de deformación coaxial. Esta deformación coaxial debió de estar situada en el campo del aplastamiento aparente según las medidas de deformación efectuadas en estas rocas y por los mecanismos de plegamiento de "buckling" mas aplastamiento simultáneo deducidos del análisis de variación de espesores. El valor de la deformación es bajo, como está indicado por las medidas de deformación, del aplastamiento superpuesto a los pliegues F_b , y por la escasa penetratividad del "slaty cleavage" (S_b).

Las primeras estructuras en la Unidad de la Sierra de los Filabres, que afectan a los

materiales atribuidos al Pérmico-Mesozoico y que se pueden reconstruir con un mínimo de seguridad, son las originadas durante la fase D_r. La estructura más importante en esta unidad, es un gran anticlinal tumbado de vergencia Norte (Jabaloy & González Lodeiro, 1988). García Dueñas et al. (1988a,b) proponen otro anticlinal tumbado con una vergencia similar en las rocas mas altas del Complejo Nevado-Filábride en el sector oriental de la S^a de los Filabres.

Estos pliegues tumbados dan lugar a un acortamiento importante de las rocas nevado-filábrides. La foliación S_r asociada a estos pliegues se desarrolla en condiciones de facies de las anfibolitas a presión intermedia, y en la parte alta de las facies de los esquistos verdes.

La existencia de paragénesis con glaucofana y con onfacita + granate que indican condiciones de 420°C y 520°C de temperatura y entre los 9.5 Kb y 12 Kb (Puga & Díaz de Federico, 1976b; Gómez Pugnairé, 1979b; Vissers, 1981; Martínez Martínez, 1984; Gómez Pugnairé & Soler, 1987; Baker et al., 1989)., son previas a las asociaciones de presión intermedia. Lo que indica que estas rocas han estado al inicio de la deformación D_r a una profundidad de al menos 30 a 36 Km, es decir han sufrido un proceso de subducción continental.

Durante la fase de deformación D_r las condiciones de presión son de 7,5 Kb a 5 Kb, lo que equivale a una profundidad entre 15 y 20 Km. Esta elevación va acompañada por un ascenso de la temperatura.

Los datos anteriores se pueden explicar por el esquema de evolución siguiente:

a.- Subducción continental de una corteza adelgazada (Nevado-Filábride), los materiales se encontraron en condiciones de alta presión/ baja temperatura y se formaron eclogitas. En este proceso las rocas nevado-filábrides llegaron a alcanzar los 30-36 Km. de profundidad.

b.- Ascensión de los materiales hasta unos 15 o 20 Km de profundidad, durante el cual se producen pliegues tumbados, foliaciones y el metamorfismo evolucionó hacia condiciones de presión y temperatura intermedia.

III.3. FASE D_c.

III.3.1.- FABRICA PLANOLINEAR.

La estructura más antigua de la fase D_c es una fábrica planolinear en la parte superior del conjunto nevado-filábride. Esta fábrica se desarrolla en una zona que tiene como límite superior el contacto con el Alpujárride, y que hacia abajo desaparece gradualmente. En la zona Norte y Noroeste, el límite inferior está situado por debajo de la falla del Rio Bodurria. En la zona Sur el límite es neto y corresponde a la falla de Abla-Fiñana (figs. 3.13 y 3.14). El espesor que tiene actualmente esta zona es variable y oscila entre los 1800 metros en el corte de la carretera de Abla-Caniles en el sector Norte, los 400 metros en el sector de Charches, y unos 100 metros al Norte de Fiñana.

La morfología de la foliación de esta fábrica planolinear (S_p) varía según los materiales en los que se desarrolla (Fotos 25,26 y 27):

- En los mármoles (Mármoles de las Casas) está definida por la orientación de los granos de carbonato y de los filosilicatos (Foto 31), y por un bandeado de lechos blancos y grises. Este bandeado se debe a variaciones del contenido en grafito, y permite observar pliegues, algunos de los cuales están desenraizados.
- En los esquistos (Esquistos de Tahal y de Montenegro, niveles intercalados en las Metaareniscas de Aulago) es una "schistosity" en dominios definida por lechos ricos en filosilicatos y lechos ricos en cuarzo. En los lechos ricos en cuarzo se observa que S_p es una foliación que afecta otra anterior (Foto 32). Los microlitones suelen estar cizallados y es frecuente encontrar charnelas desenraizadas. En el campo es muy frecuente observar un gran número de venas de cuarzo plegadas, con charnelas subparalelas a la lineación de estiramiento L_p, budinadas y paralelas a las superficies S_p.
- En las metaareniscas (Metaareniscas de Aulago e intercalaciones en los Esquistos de Tahal) esta foliación viene definida por la orientación de los filosilicatos y de los granos de cuarzo aplastados (Fotos 36 a 40). La estratificación y la foliación anterior tienden a paralelizarse a S_p y se pueden observar fenómenos de trasposición.

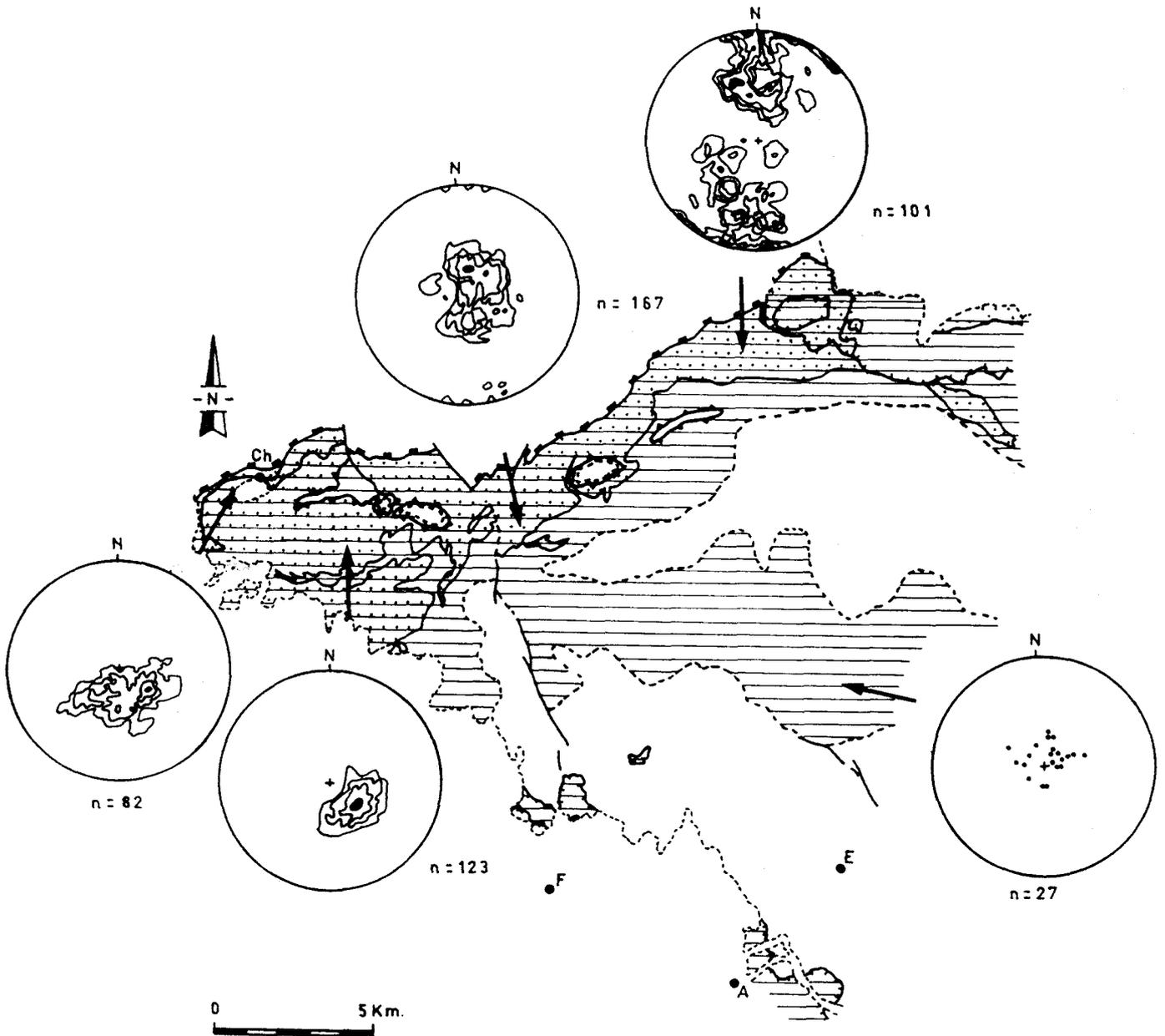


Fig. 3.13.- Orientaciones de la foliación de la fábrica planilinear (S_p). La trama de líneas horizontales indica la zona con desarrollo de esta fábrica. A- Abla, Ch- Charches, E- Escúllar, F- Fiñana.

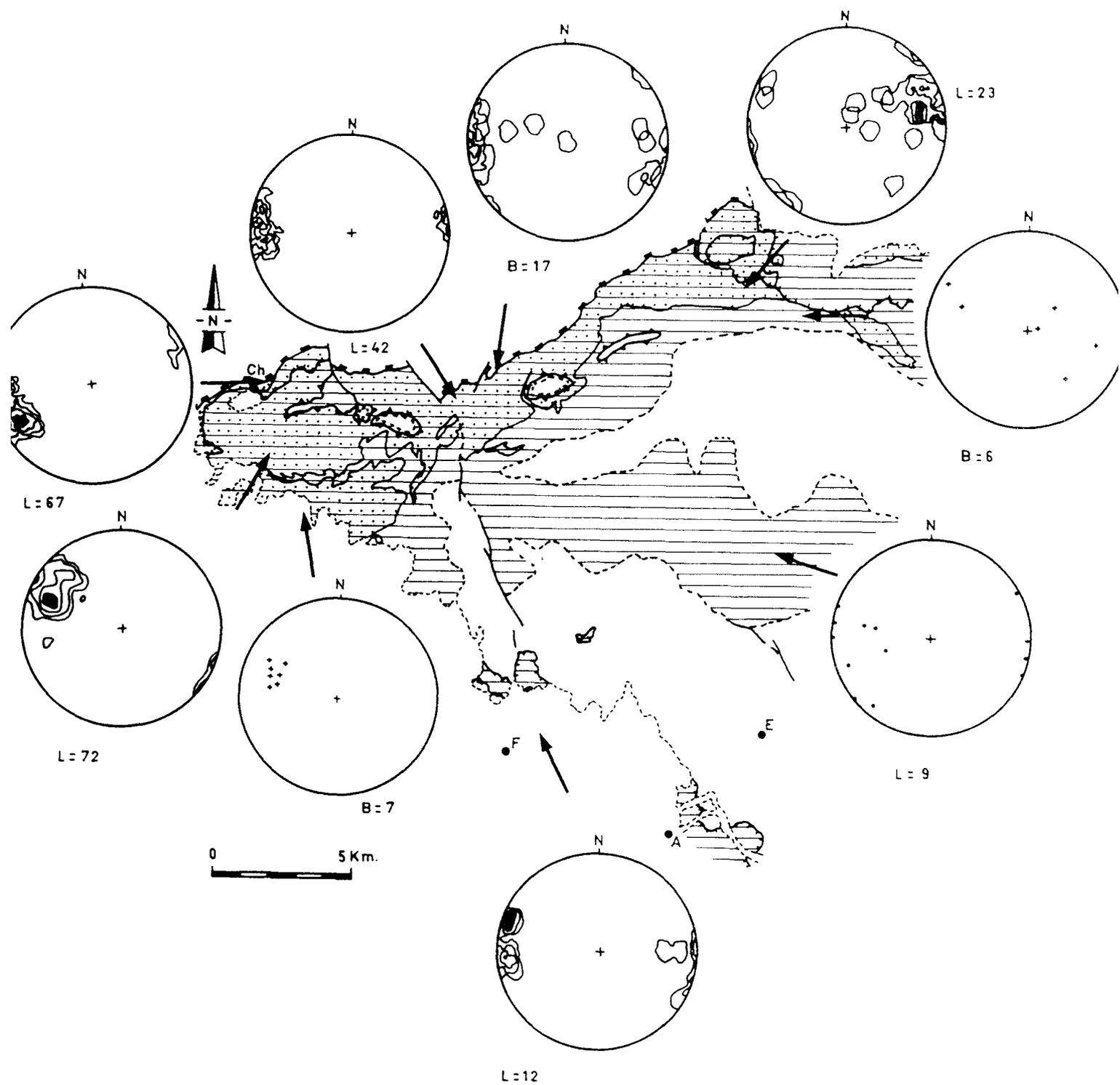


Fig. 3.14.- Orientaciones de la lineación de estiramiento de la fábrica planilinear (L_p). La leyenda es la misma que la de la figura anterior.

- En los gneises suele venir marcada por la orientación preferente de los filosilicatos y de los granos de cuarzo y feldespato, o bien por un bandeo diferencial de niveles ricos en turmalina y lechos pobres en ella, o de niveles ricos en filosilicatos.
- En las metabasitas se encuentran cuerpos totalmente foliados, y cuerpos en los que la foliación se desarrolla sobre todo en las partes exteriores del mismo. Cuando ocurre esto último, la foliación tiene una distribución en bandas anastomosadas, que limitan cuerpos de forma ahusada sin foliación. En la zona sin foliación se suele conservar la textura ígnea. La foliación está marcada por la orientación preferente de los anfíboles y de la plagioclasa deformada, o bien por un bandeo composicional de lechos ricos en epidota, o anfíboles, o plagioclasa.
- Dentro de la Unidad del Río Bodurria, la foliación S_p en las metapelitas es una esquistosidad definida por dominios ricos en cuarzo y en filosilicatos, o bien una foliación de crenulación. En las metaareniscas está definida por la orientación preferente de los filosilicatos, y de los granos de cuarzo de forma aplastada. En los mármoles con grafito está definida por un bandeo de lechos ricos en grafito alternando con otros más pobres en él.

Dentro de esta Unidad está situada la base de la zona de cizalla dúctil que produce la fábrica planolinear, por lo que es posible seguir el paso desde rocas sin la fábrica planolinear hasta rocas con esta fábrica bien desarrollada. En las pelitas y metapelitas al entrar en la zona de cizalla, el "slaty cleavage" (S_b) es afectado por una foliación de crenulación (S_p), la mica incolora y el cuarzo aumentan su tamaño de grano y se observa una diferenciación composicional incipiente con dominios ricos en filosilicatos y dominios ricos en cuarzo con microlitones de la foliación previa microplegada. Coincidiendo con la aparición de la foliación S_p , desaparece la biotita y comienza a crecer granate, plagioclasa y clorita, o bien granate, cloritoide y clorita. En las cuarzowacas y metaareniscas, los granos de cuarzo elipsoidales son deformados y alargados y sufren recristalización dinámica dando lugar a un mosaico de granos alargados. Los filosilicatos de pequeño tamaño que constituyen la matriz de la roca aumentan su tamaño de grano y se disponen paralelamente a S_p (Fotos 36 a 44).

Sobre la foliación S_p se observa una lineación con una dirección media E-W, aunque varía entre N130°E en el sector de Charches y N80°E en los alrededores de Abla (fig.

3.14). Una parte de esta variación se debe a rotaciones dentro de los "duplex" extensionales, por ejemplo en el "duplex" situado al Norte de Charches hay una variación de 30° en las direcciones de las lineaciones situadas dentro y fuera del "duplex" (fig. 3.14). La lineación L_p es una lineación de estiramiento y/o mineral marcada por:

- La orientación de minerales prismáticos: anfíboles, turmalinas, epidotas, etc.
- la orientación preferente de granos minerales deformados: cuarzo, micas, plagioclasa, etc.
- Grandes porfiroblastos estirados, anteriores a esta deformación, como son: feldespato potásico en los gneises, siderita en los mármoles, andalucita y estaurolita en los Esquistos de Montenegro.
- Colas de presión alrededor de porfiroblastos anteriores.
- Cantos de conglomerados deformados (Foto 26).

La deformación asociada a esta fábrica planolinar se ha estudiado en los metaconglomerados de la base de los Esquistos de Tahal. Se han elegido los de matriz cuarzosa ya que en ellos el contraste de ductilidad entre la matriz y los cantos es muy pequeño la deformación medida en los cantos es muy próxima a la deformación total de la roca. Se han medido directamente las razones áxicas de los cantos, y se ha aplicado la media armónica para minimizar la influencia de fábricas previas en los conglomerados. Por último se han comprobado los resultados aplicando el método de Fry (in Ramsay & Huber, 1983) en varias secciones. El resultado obtenido se puede observar en la figura 3.15. Los elipsoides son prolatos, y con razones áxicas variables. Las tres medidas representadas se han obtenido en el afloramiento de metaconglomerados cercano al Raposo (fig. 3.14).

Las razones áxicas variables confirman algo que se observa en el afloramiento: la deformación es variable tanto en el plano YZ como en el plano XZ. En el afloramiento coexisten sectores poco deformados con otros con una deformación mayor (Foto 27). Estos datos indican una deformación heterogénea durante la formación de la fábrica planolinar.

Los elipsoides se sitúan con el eje X subparalelo a la lineación de estiramiento L_p , aquí E-W, el eje Y aproximadamente N-S y el eje Z próximo a la vertical. El elipsoide

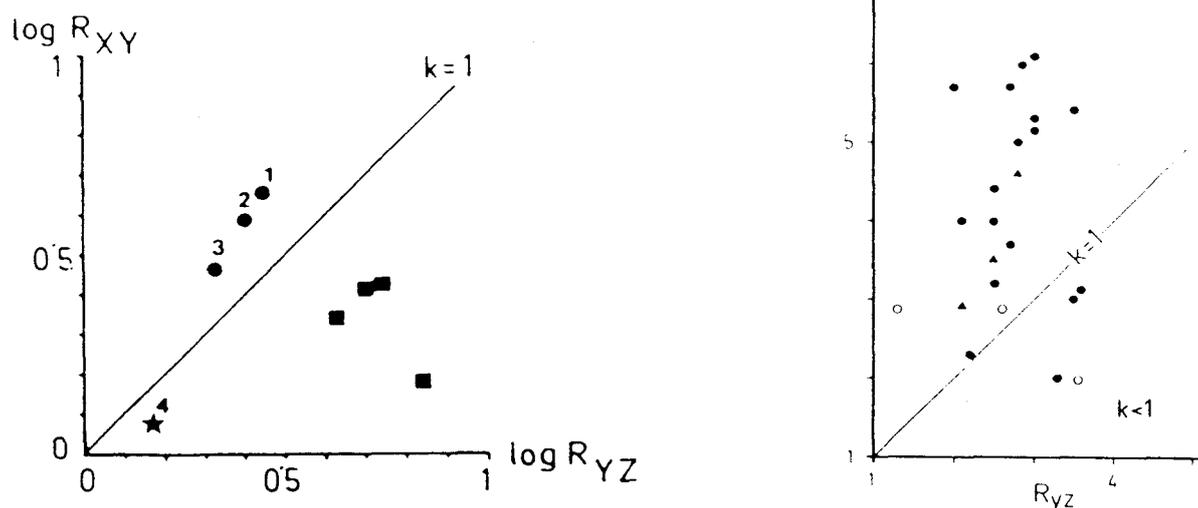


Fig. 3.15.- A: Medidas de la deformación en los metaconglomerados dentro de los Esquistos de Tahal (1, 2 y 3) (Tomado de Jabaloy & González Lodeiro, 1988). La medida 4 corresponde a las cuarzowacas de la U. del río Bodurria. Los cuadrados corresponden a las medidas efectuadas por Vissers (1981) en los metaconglomerados situados fuera de la zona con desarrollo de la fábrica planolinar, en el sector central de la S^a de los Filabres. B: Medidas de la deformación en el ortogneis deformado por la fábrica planolinar de Lubrín (Tomado de Soto et al., 1990).

indica pues un estiramiento en la dirección E-W acompañado por un aplastamiento en la vertical, lo que se corresponde con la geometría de las estructuras anteriores deformadas por esta fase. Al mismo tiempo coexiste un acortamiento en la dirección N-S.

Estas medidas de la deformación son coherentes con las obtenidas por Soto et al.(1990) en el sector oriental de la S^a de los Filabres. Las medidas realizadas por estos autores sobre un cuerpo de ortogneises deformado por cizalla dúctil simple y heterogénea con movimiento del bloque de techo hacia el WNW, dan elipsoides prolatos con valores de R_{xy} variables entre 3 y 8, y un valor de R_{yz} cercano a 3 (fig. 3.15). Estas medidas contrastan con los valores obtenidos en las regiones sin deformación por cizalla dúctil que dan elipsoides oblatos (Vissers, 1981).

Asociado a este estiramiento se encuentran criterios que señalan que la deformación que ha dado lugar a esta fábrica planolinear tiene una fuerte componente rotacional que se manifiesta por:

- Estructuras S-C (Fotos 45 y 46).
- Sombras de presión asimétricas alrededor de porfiroblastos previos (Fotos 33 y 48).
- "Mica-fishes", producidos por el budinado y microfallo de granos de mica incolora preexistentes (Lister & Snoke, 1984) (Foto 34).

Estas estructuras indican un sentido de movimiento del bloque de techo hacia el Oeste. A veces, se encuentran estas mismas estructuras mostrando un movimiento del bloque de techo hacia el Este y también estructuras que indican una deformación coaxial.

La foliación S_p es de plano axial de pliegues F_p cerrados o isoclinales, a veces desenraizados. Es muy difícil separar estos pliegues de los pliegues anteriores cuando se encuentran en zonas donde la deformación por cizallamiento dúctil es muy intensa. En cualquier caso, las charnelas de estos pliegues F_p pueden ser rectas y subparalelas a la lineación de estiramiento L_p (pliegues "a" de Mattauer, 1975), o bien se observan charnelas curvas y los pliegues se pueden considerar como pliegues en vaina (Fotos 28 y 29). Localmente están plegados por pliegues con las mismas características que los anteriormente descritos: formas isoclinales con charnelas paralelas a L_p y una superficie axial paralela a S_p .

Los pliegues de fase D_r , concretamente el sinclinal de las Piletas, el anticlinal de Charches-El Raposo y el Sinclinal de Valcabra-El Raposo, están situados dentro de la zona de cizalla dúctil. Actualmente son pliegues con charnelas rectas subparalelas a la lineación de estiramiento L_p y plano axial subparalelo a S_p (pliegues de tipo "a"), o bien tienen morfologías de pliegues en vaina con doble vergencia en secciones perpendiculares a L_p (sector del Raposo). En el sector de Charches, ambos tipos de pliegues están desenraizados dando una transposición generalizada de la estratificación. En la región occidental de S^a Nevada y en el sector central de la S^a de los Filabres, también se desarrollan pliegues de tamaño kilométrico con charnelas rectas paralelas a L_p (Zevenhuizen, 1989; Galindo

Zaldivar, 1990). La existencia conjunta de pliegues de charnelas rectas paralelas a la lineación de estiramiento (pliegues "a" de Mattauer, 1975) con pliegues de tipo "sheath-fold" originados en zonas de cizalla, es un hecho bien comprobado (para una discusión véase Malavieille, 1987a,b). Los pliegues de tamaño kilométrico de este área, pueden haberse generado dentro de la zona de cizalla por el mismo proceso de cizallamiento simple:

- los pliegues "a" como resultado de una deformación constrictiva en un régimen de cizalla simple heterogénea (Mattauer, 1975; Nicolas & Boudier, 1975). Esta interpretación concuerda con los datos de deformación de estas rocas.

- los pliegues en vaina, por la amplificación dentro del régimen de cizalla simple de pequeñas irregularidades sobre los planos que se pliegan (Cobbold & Quinquis, 1980).

Irregularidades que en nuestro caso, creemos que estaban constituidas por pliegues previos, ya que el conjunto de pliegues continua fuera de los límites de la zona de cizalla sin estas características. A conclusiones similares llega Zevenhuizen (1989) estudiando las relaciones entre las fábricas de ejes [c] de cuarzo y los pliegues mayores de esta fase en el sector central de la S^a de los Filabres.

Los pliegues asociados a esta fábrica planolinar, pueden tener charnelas curvas. Este hecho hace imposible elegir un perfil del pliegue representativo de la geometría general del pliegue. Para intentar una aproximación se han realizado secciones perpendiculares a una estrecha zona de la charnela, en orientaciones de ésta tanto paralelas como perpendiculares a la lineación de estiramiento. En general, en estos cortes, los pliegues pertenecen a la clase 2 de Ramsay (1967), o bien a las clases 1C o 3 muy próximas a la clase 2 (fig. 3.16). En la clasificación de Huddleston (1973), los pliegues tienen formas muy variables: desde formas B y C a las formas E y F. Siendo las primeras más frecuentes en las capas competentes, y las E y F en los esquistos. Las "amplitudes" son siempre 4 o 5 (fig. 3.17). La existencia de morfologías de tipo 1C y 3 próximas a la clase 2, parece indicar que los marcadores litológicos no actúan como marcadores pasivos, sino que hubo una componente de "buckling" durante la formación de estos pliegues. Las geometrías de los diagramas de variación de espesor (t'_w) frente al valor del ángulo de buzamiento (α) (fig. 3.16) se ajustan a un modelo de formación de los pliegues por "buckling" con aplastamiento simultáneo (Huddleston, 1973). Esto indica que mientras que la mayor parte de los pliegues mayores se forman por la deformación de

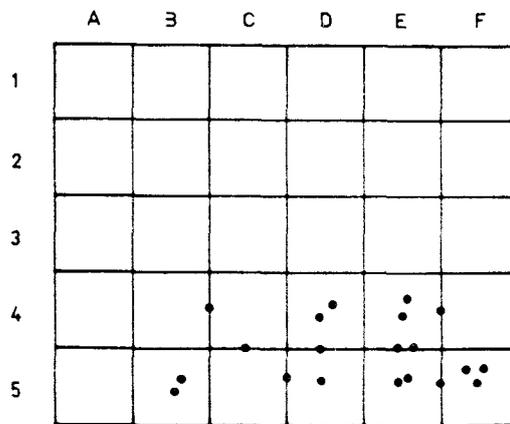
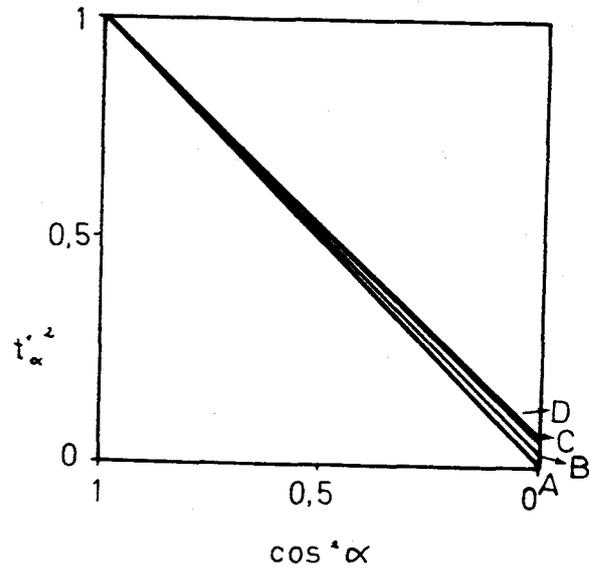
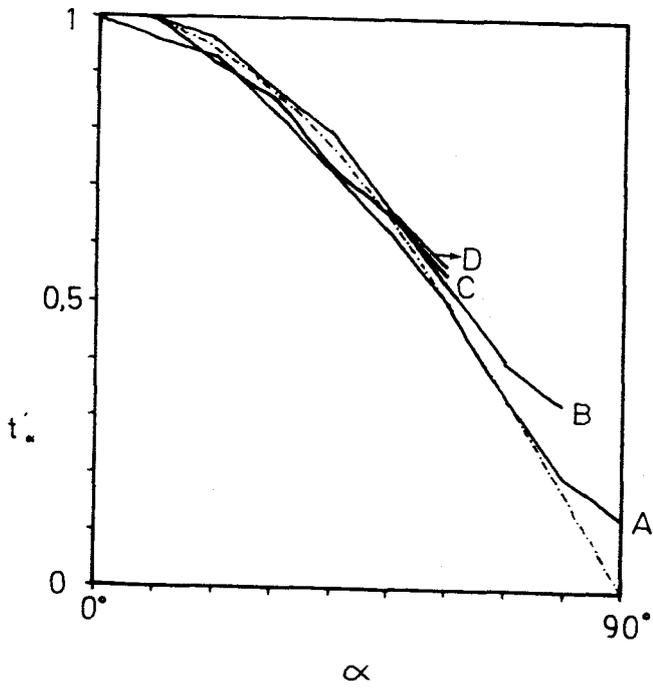
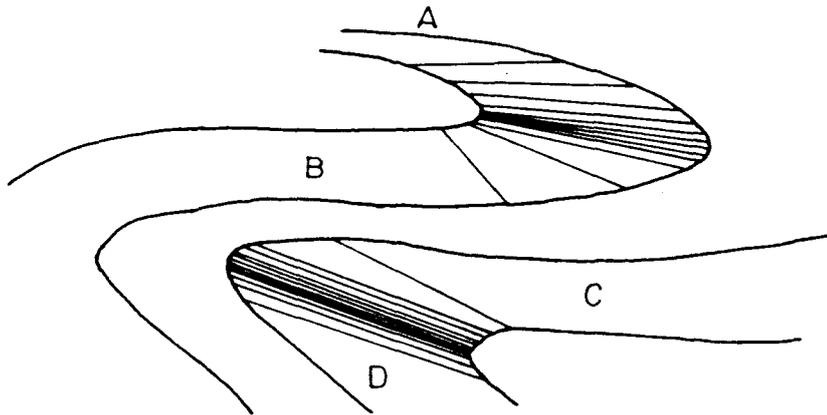
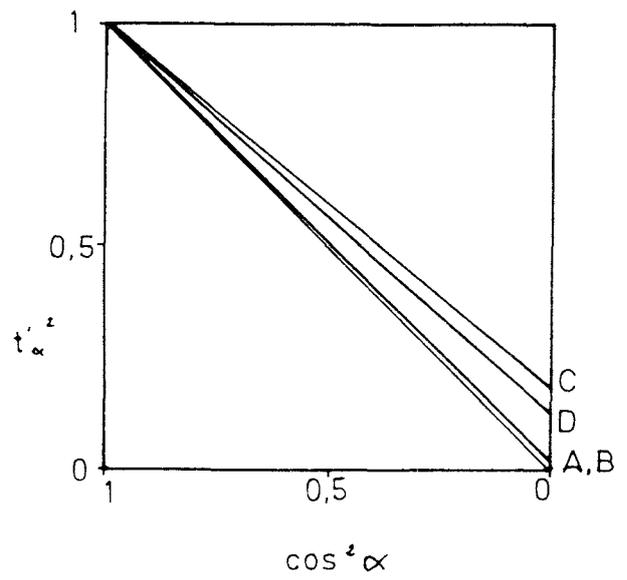
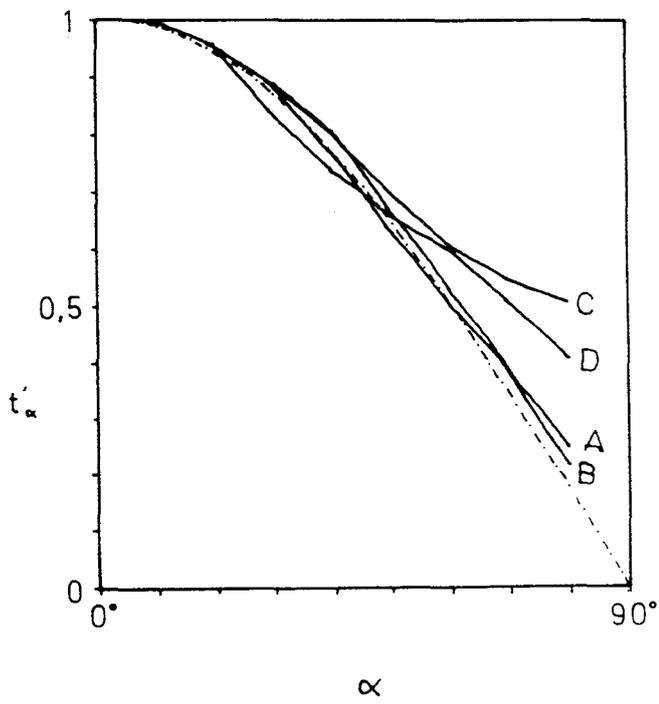
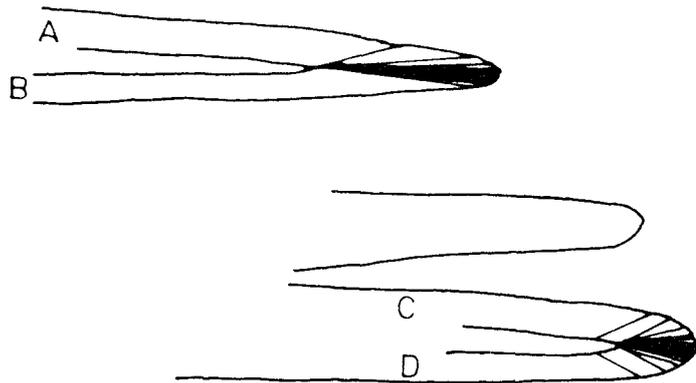


Fig. 3.16A.- Distribución de los pliegues F_p en el diagrama de formas frente amplitudes de Huddleston (1973).

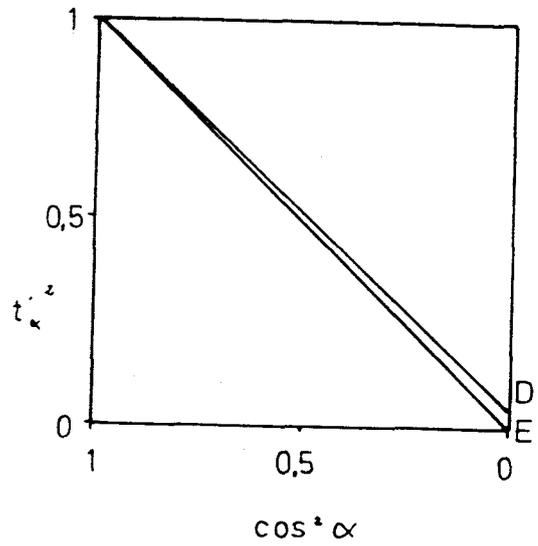
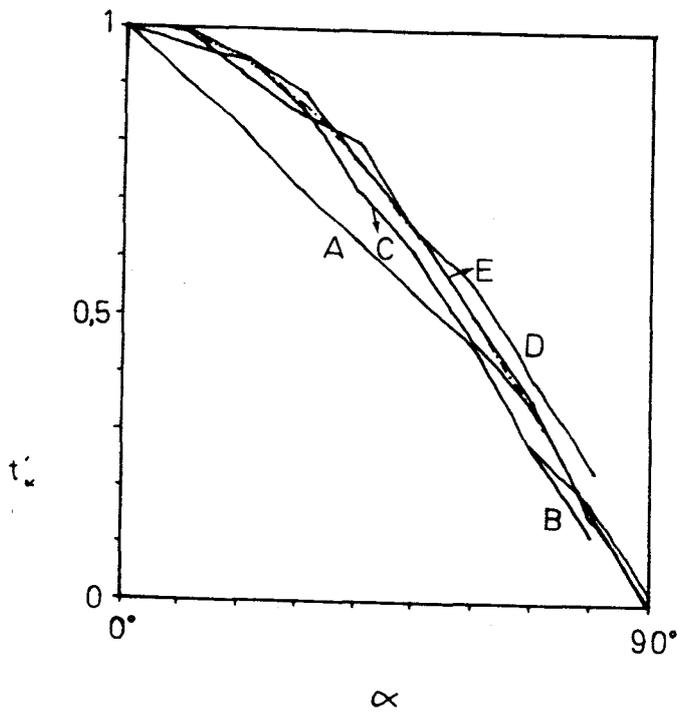
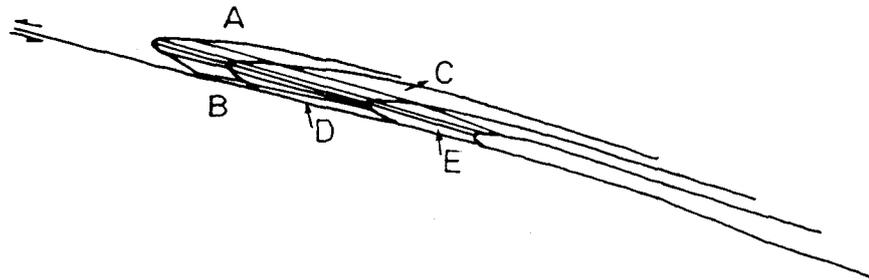
Fig. 3.16B.- Diagramas de variación del espesor ortogonal (t'_α) frente al valor del ángulo de buzamiento (α), en pliegues cuyo plano axial es la fábrica planolinear de fase D_g . A) Isógonas de buzamiento. B) Diagrama t'_α - α (Ramsay, 1967). C) Diagrama t'^2_α - $\cos^2 \alpha$ (Huddleston, 1973). en este diagrama no se han representado las variaciones de espesor ortogonal sino la recta de regresión calculada por mínimos cuadrados de los valores (t'^2_α , $\cos^2 \alpha$) de cada pliegue.



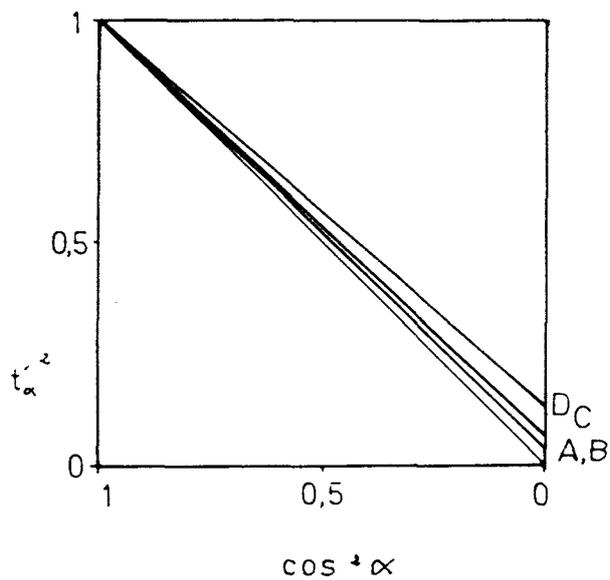
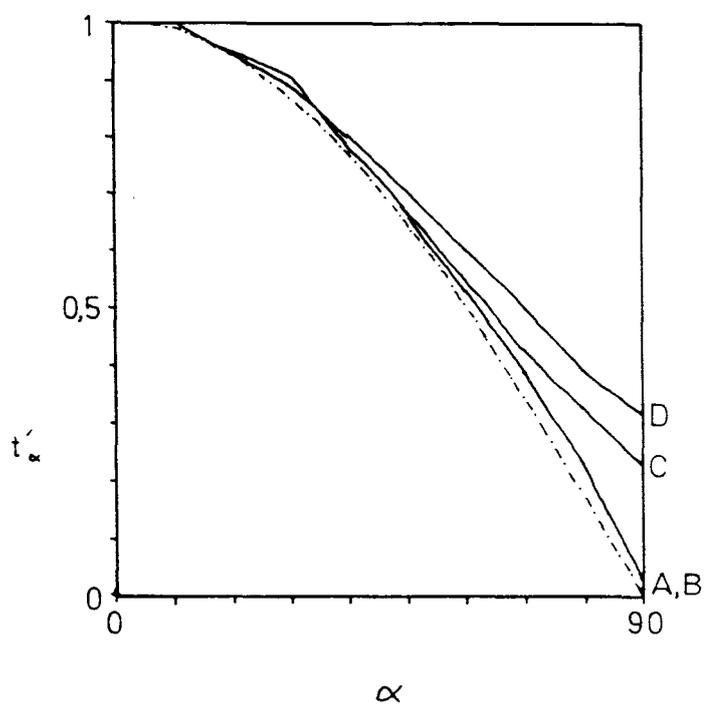
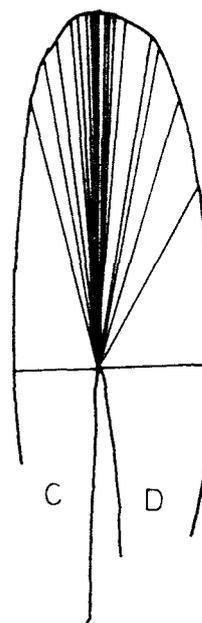
1: Pliegues de charnela recta y subparalela a la lineación de estiramiento en Metaareniscas de Aulago, sección perpendicular a la lineación de estiramiento.



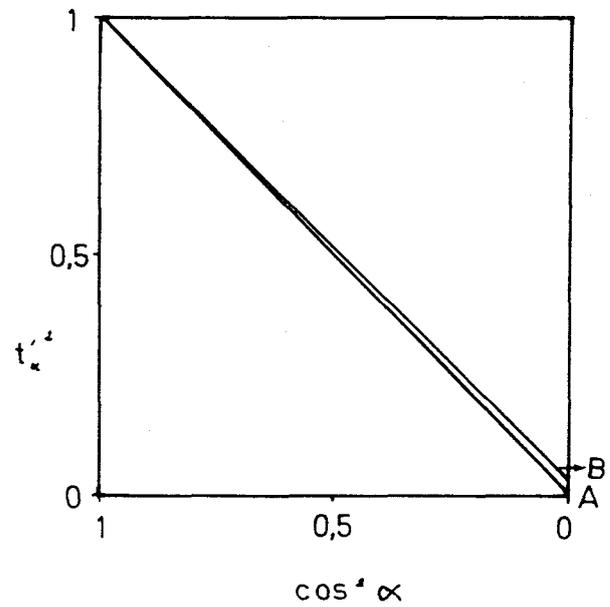
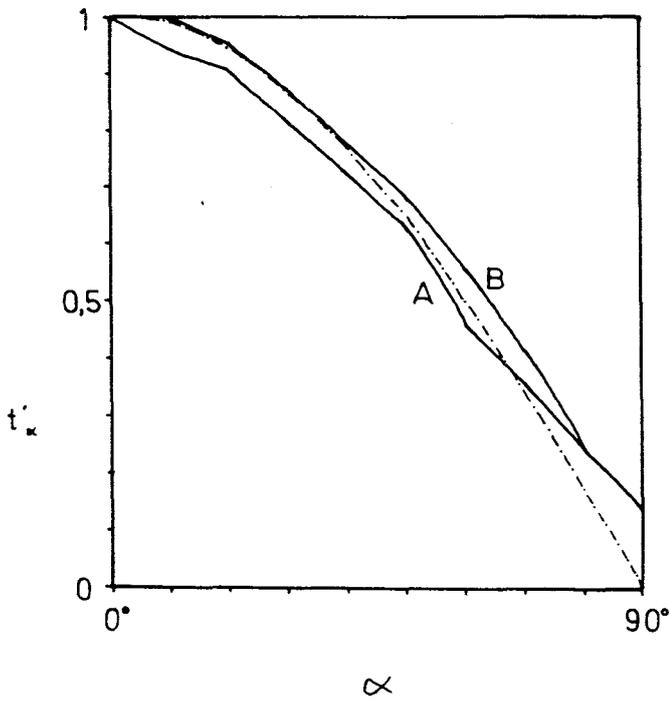
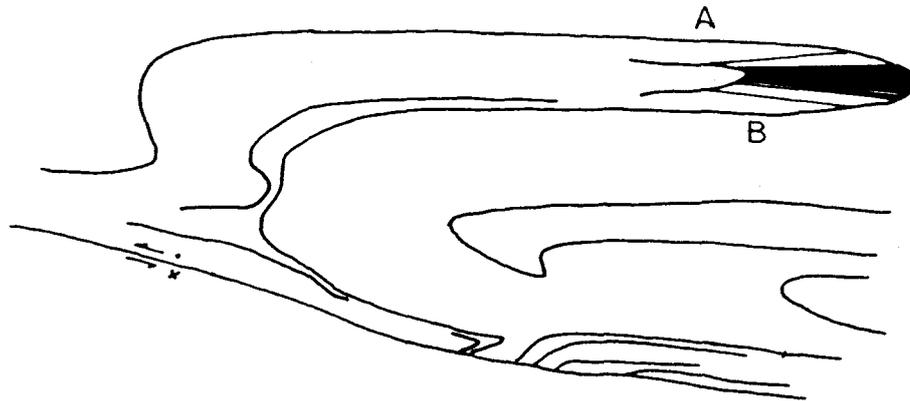
2: Pliegues de charnela recta en las Metaareniscas de Aulago.



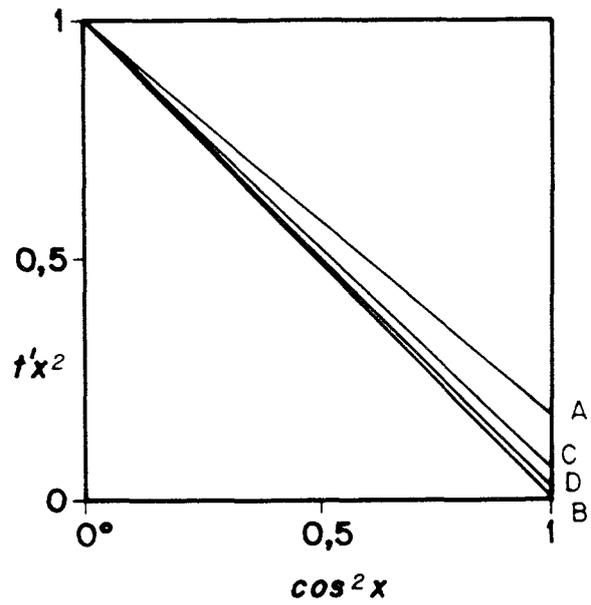
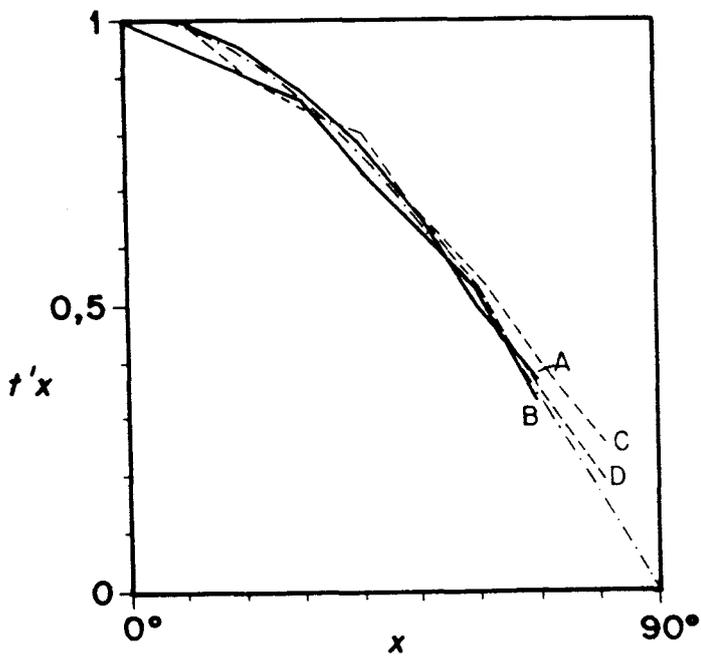
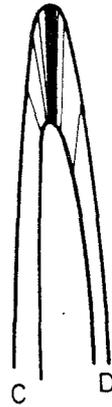
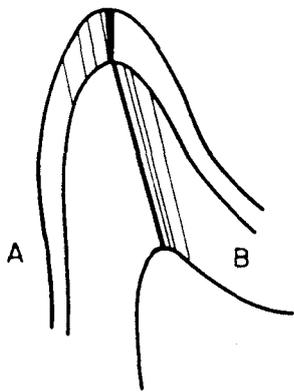
3: Pliegues de charnelas rectas y paralelas a la lineación de estiramiento en los Esquistos de Tahal, sección perpendicular a la lineación de estiramiento. Los pliegues A, B y C son de la clase 3



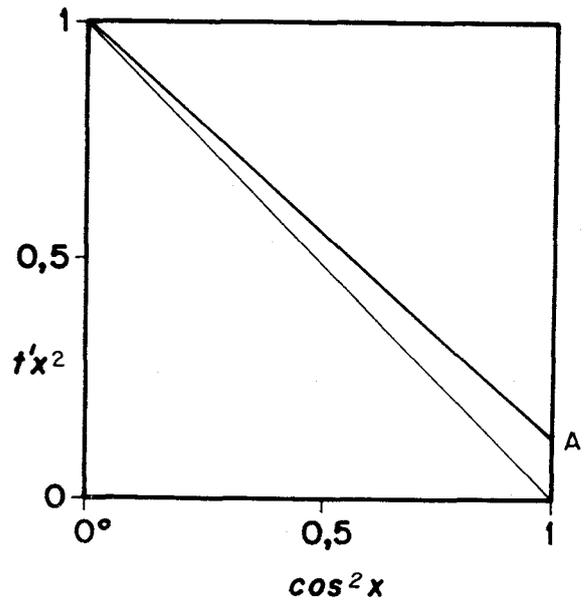
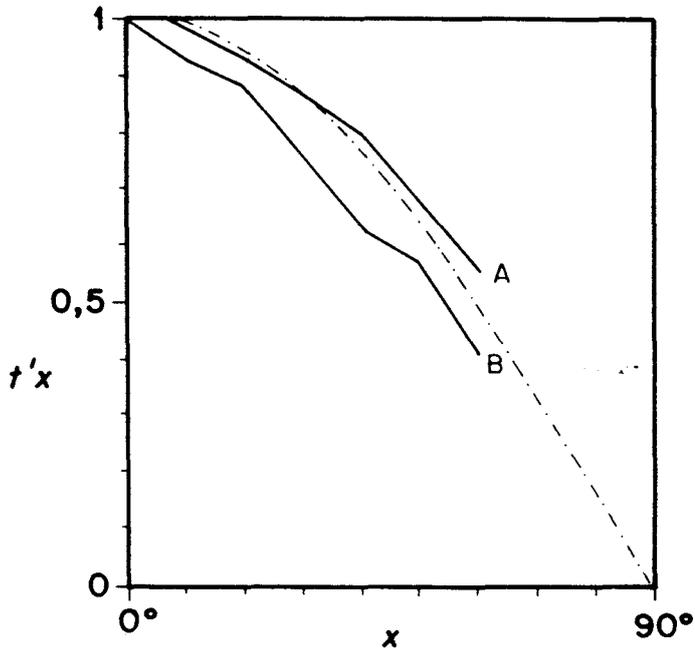
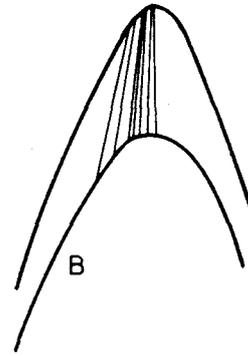
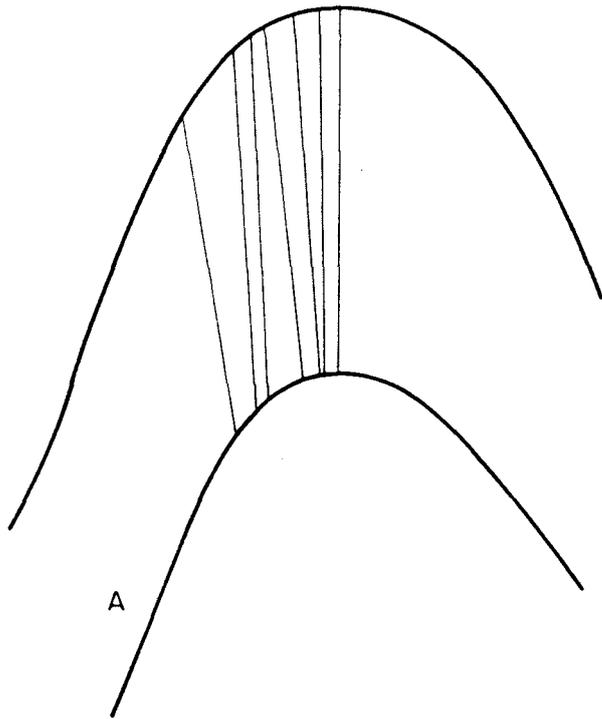
4: Pliegues en vaina en las Metaareniscas de Aulago, sección paralela a la lineación de estiramiento.



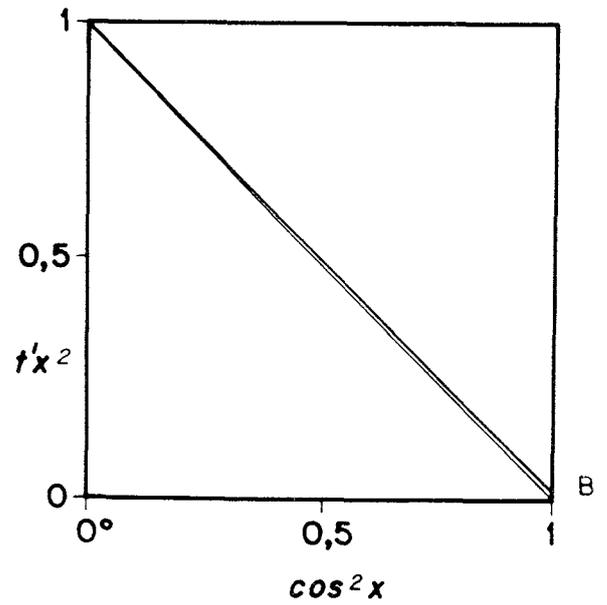
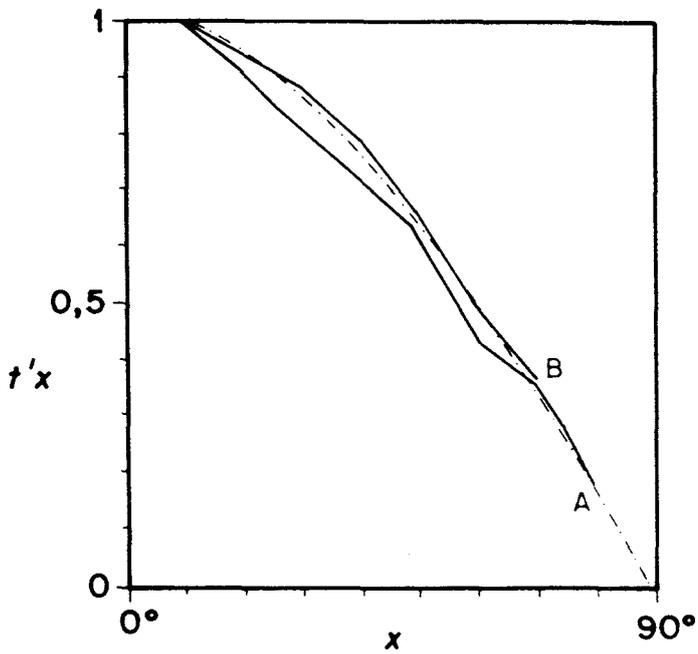
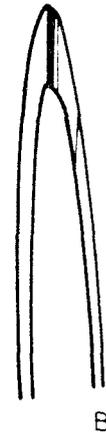
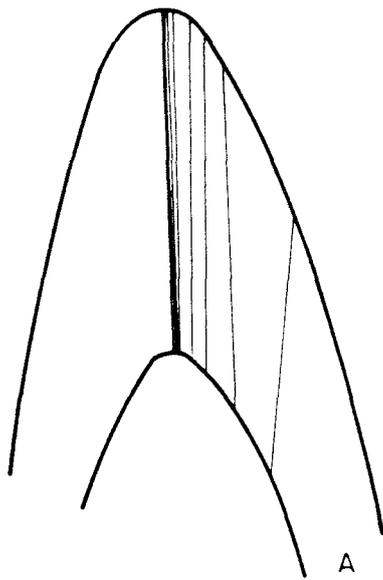
5: Pliegues isoclinales de charnelas rectas y paralelas a la lineación de estiramiento que deforman a la foliación de la fábrica planolinear (S_p). Los pliegues están deformados por otros pliegues con las mismas características y cortados por cizallas. Vena de cuarzo en los esquistos de tahal. Corte perpendicular a la lineación de estiramiento.



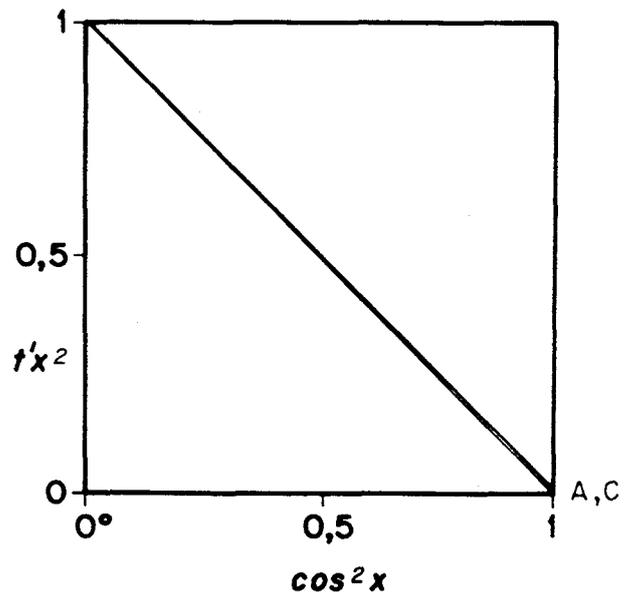
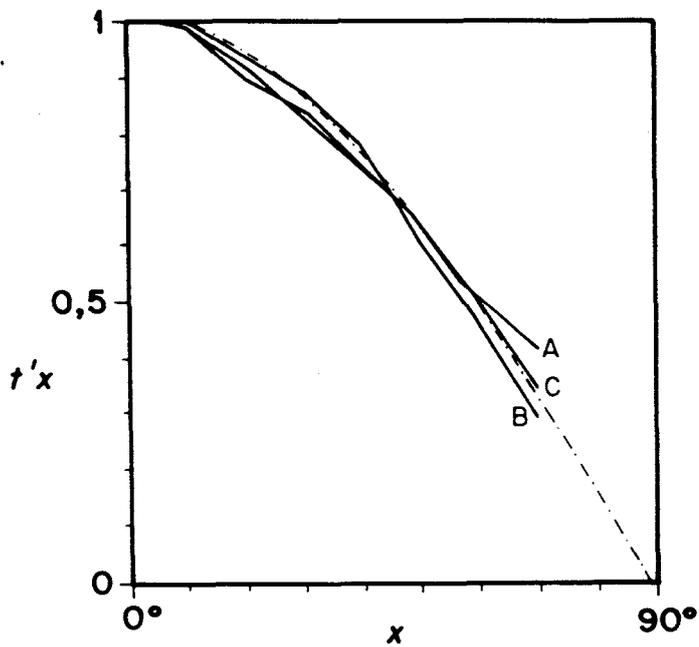
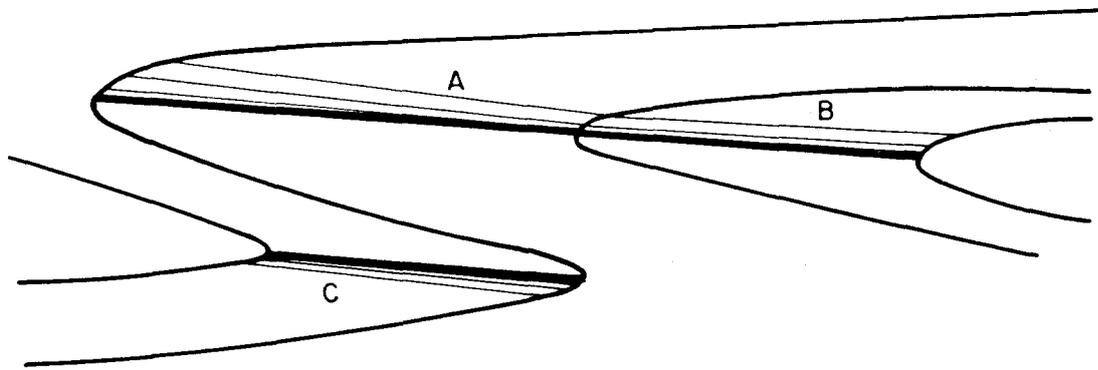
6: Pliegues pertenecientes al mismo afloramiento anterior.



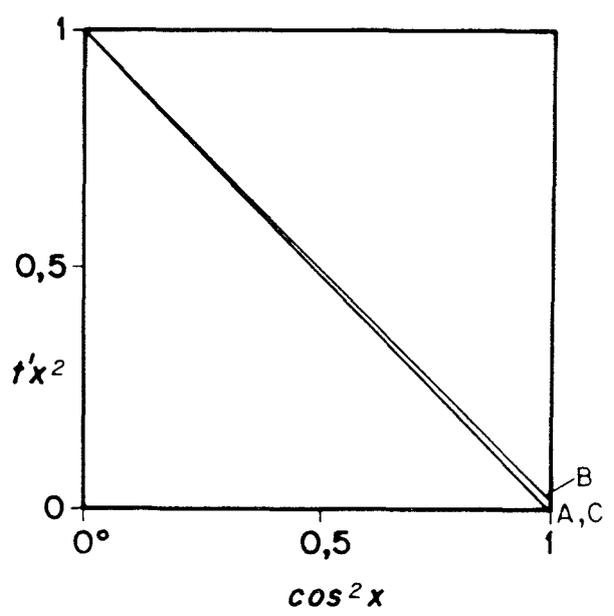
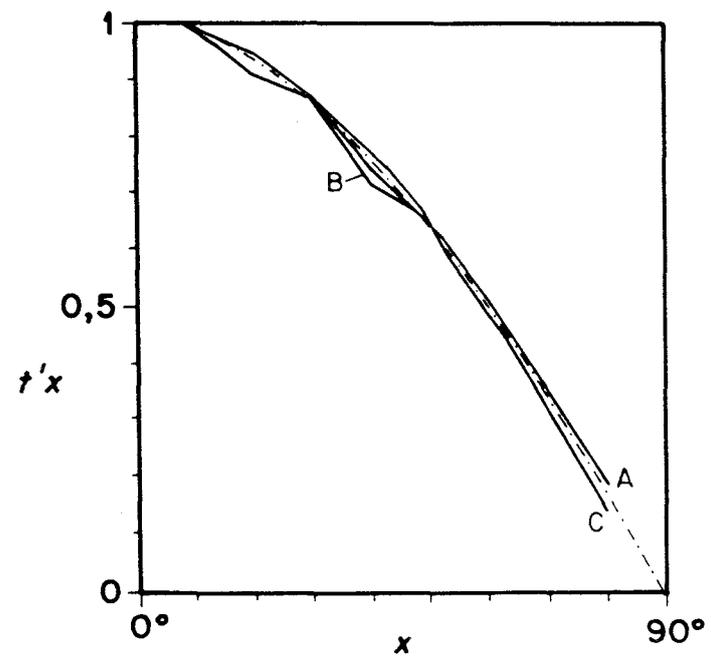
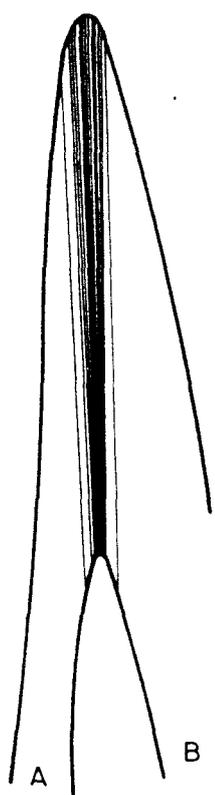
7: Pliegues pertenecientes al mismo afloramiento anterior.



8: Pliegues con charnelas rectas y subparalelas a la lineación de estiramiento en las Metaareniscas de Aulago de la Unidad del Río Bodurria. Corte perpendicular a la lineación de estiramiento.



9: Pliegues de charnelas rectas y subparalelas a la lineación de estiramiento en metaareniscas de los esquistos de Tahal. Corte perpendicular a la lineación de estiramiento.



10: Pliegues de charnelas rectas y subparalelas a la lineación de estiramiento en metaarniscas de Aulago. Corte perpendicular a la lineación de estiramiento.

pliegues previos, los pliegues menores se desarrollan simultáneos a la zona de cizalla, pero las capas no actúan como marcadores pasivos durante este proceso.

La fábrica planolinar tiene en ocasiones un carácter claramente milonítico. Estas milonitas se observan tanto en rocas cuarzofeldespáticas (metaareniscas y gneises), como en rocas carbonáticas (mármoles y calcoesquistos, Foto 35), y en los esquistos y cuarzoquistos. En estas milonitas, las estructuras S-C típicas (S-C milonitas de tipo I de Lister & Snoke, 1984) son muy escasas, y se desarrollan exclusivamente en los esquistos. En el resto de las rocas, predominan los planos C sobre los S, produciendo una trasposición general de las foliaciones y bandeados previos, y dando lugar a S-C milonitas del tipo II de Lister & Snoke (1984). En las milonitas cuarzofeldespáticas la textura dominante es el mosaico de granos alargados, aunque en el interior de los gneises pueden observarse también texturas con reducción de tamaño de grano. En las zonas más cercanas al detachment hay "ribbons" mono y policristalinos en las venas de cuarzo y reducción de tamaño de grano en las metaareniscas y cuarzoquistos.

Los diagramas de ejes [c] del cuarzo en las milonitas cuarzofeldespáticas indican la existencia de una componente coaxial y otra componente no coaxial de la deformación que origina estas fábricas. Se han estudiado 2 cortes del límite inferior de la zona de cizalla y varios cortes de pequeñas zonas de cizalla situadas por debajo del límite de la fábrica planolinar. En estos cortes se han tomado muestras orientadas de las cuarzowacas y metaareniscas de la Unidad del Río Bodurria, desde rocas sin fábrica planolinar hasta rocas con esta fábrica bien desarrollada. Estas rocas no son cuarcitas puras sino que contienen filosilicatos; el efecto de los filosilicatos según Dell'Angelo & Tullis (1986) es hacer menos nítida la fábrica de ejes [c] del cuarzo. Sin embargo este efecto no enmascara las tendencias generales de orientación preferente dentro de estas rocas.

Los diagramas muestran que las rocas tenían una orientación preferente poco marcada anterior a la impuesta por la cizalla dúctil. Esta fábrica es el resultado de la deformación D_1 . En esta orientación preferente (fig. 3.18), los ejes [c] del cuarzo se distribuyen en dos zonas separadas entre sí por una banda sin ocupar por los ejes [c], con un ancho de 10° a 15° por encima y por debajo de la foliación S_1 . En algunas muestras dentro de esta zona hay un máximo local centrado alrededor del eje Y que se suele interpretar como debido a deslizamientos prismáticos en la dirección $\langle a \rangle$. Dentro de las zonas ocupadas por los ejes [c], aunque la distribución tiende a ser homogénea, hay

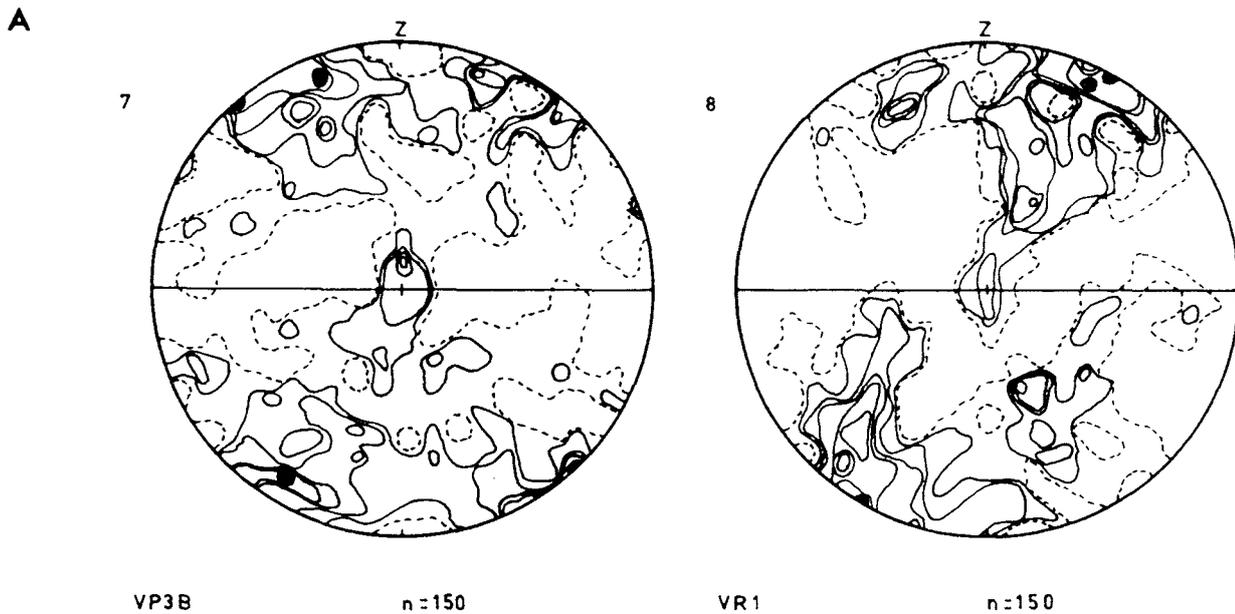


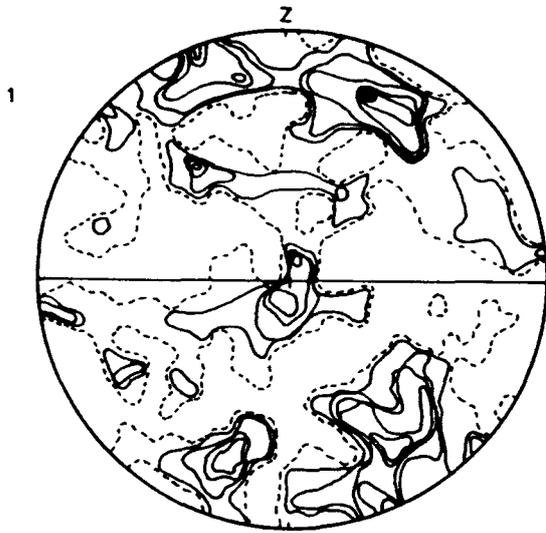
Fig. 3.18.- Diagramas de orientación de los ejes [c] del cuarzo:

A: Muestras de las areniscas de la Unidad del Rio Bodurria situadas en pequeñas zonas de cizalla por debajo del límite de desarrollo de la fábrica planolinear. VB1, VB2(2), VB2(3) y VB3 proceden de la Ventana del Rio Bodurria: VB1, VB2(2) y VB3 muestras sin reducción del tamaño de grano, VB(3) muestra con reducción del tamaño de grano. VP2, VP3A y VP3B provienen de la Ventana de la Petronila: VP2 y VP3A muestras sin reducción del tamaño de grano, VP3B muestra con reducción del tamaño de grano. VR1 proviene de la Ventana de la Rambla del Agua.

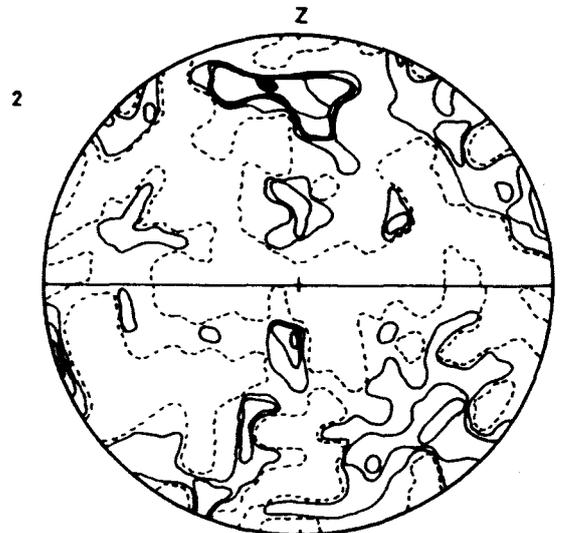
B: Muestras de la Falla del Rio Bodurria, en el contacto Norte de la Ventana de la Petronila: B1-1: proviene del bloque de techo, B1-3B y B1-4: ultramilonita del contacto, B1-5 proviene del bloque de muro en la zona con desarrollo de la fábrica planolinear, B1-7: del bloque de muro en la zona sin fábrica planolinear.

C: Muestras de la Falla del Rio Bodurria, en el contacto Sur de la Ventana de la Petronila, B2-1: bloque de muro, B2-2: ultramilonita, B2-4 y B2-5: bloque de techo.

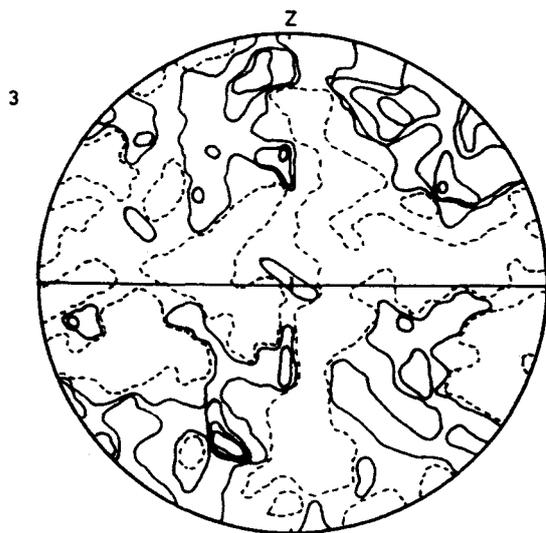
D: Muestras procedentes de la Unidad de la S^a de los Filabres dentro de la zona con desarrollo de la fábrica planolinear.



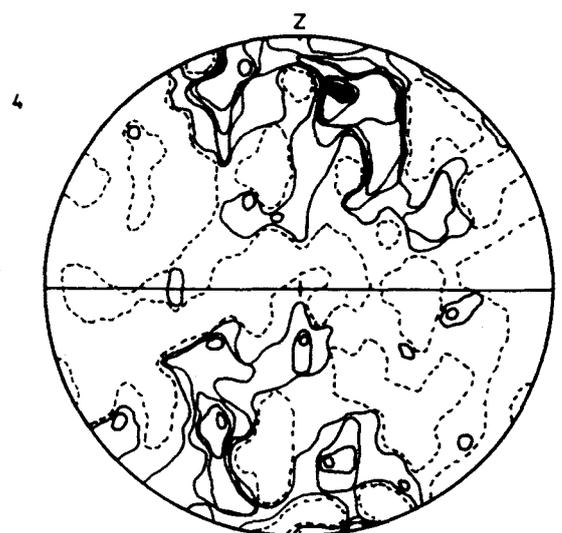
VB1 n = 150



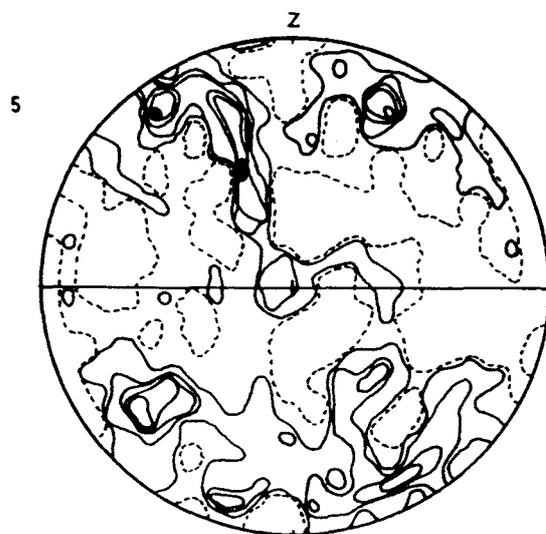
VB2 n = 132



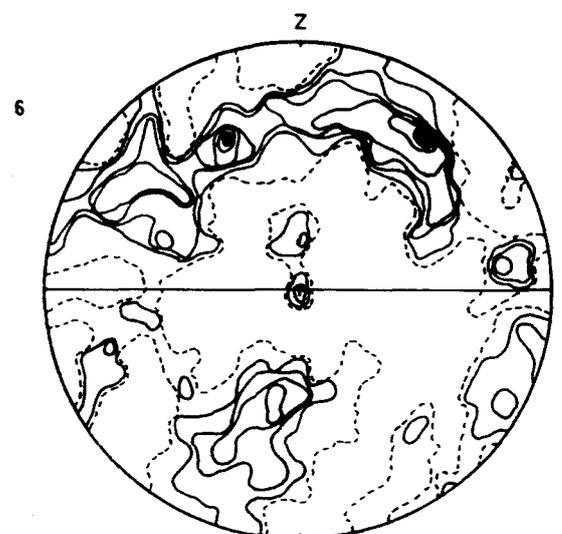
VB2 n = 135



VB3 n = 150

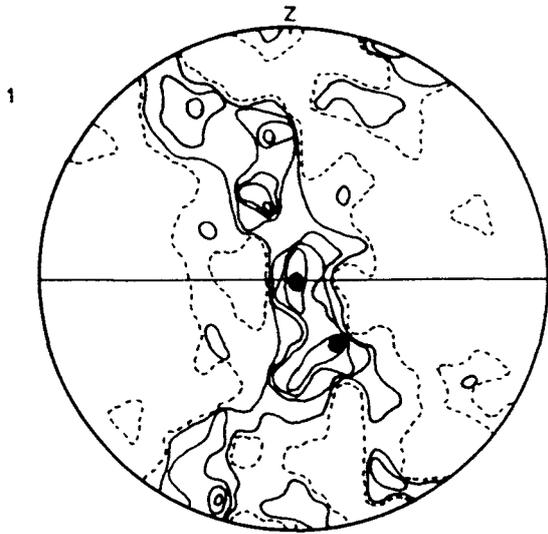


VP2 n = 150



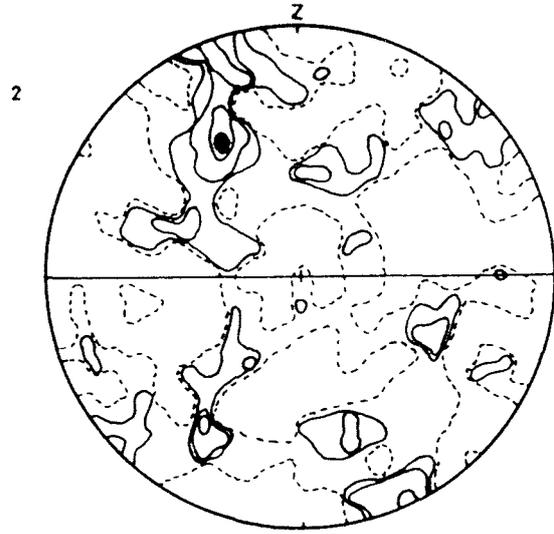
VP3A n = 150

B



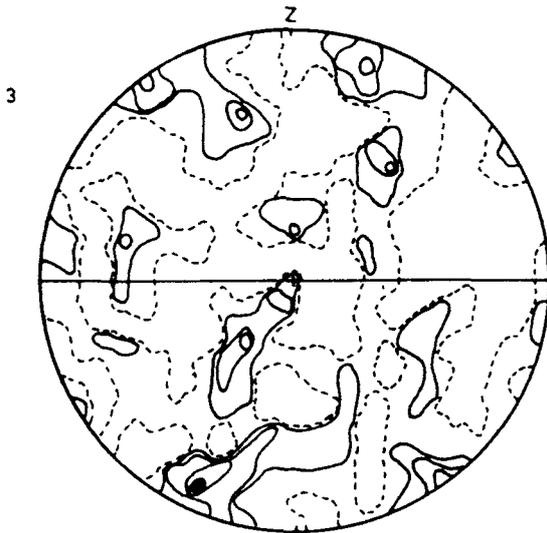
B1-1

n = 100



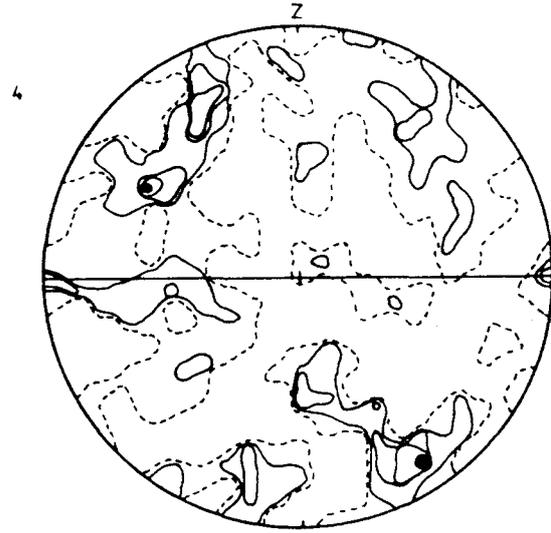
B1-3B

n = 100



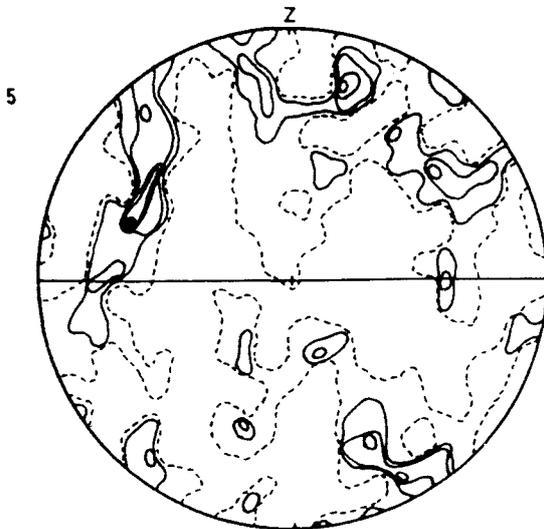
B1-4

n = 100



B1-5

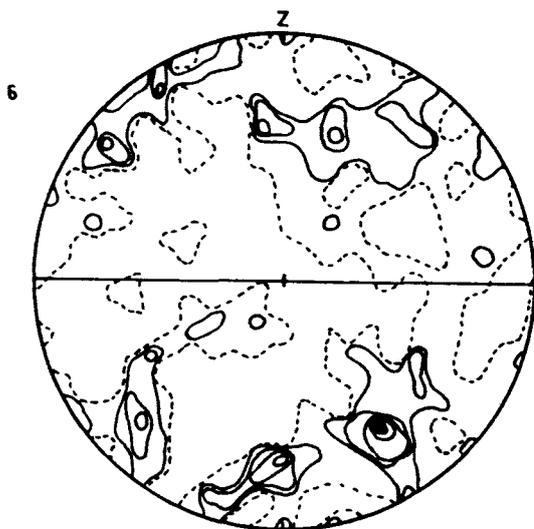
n = 100



B1-7

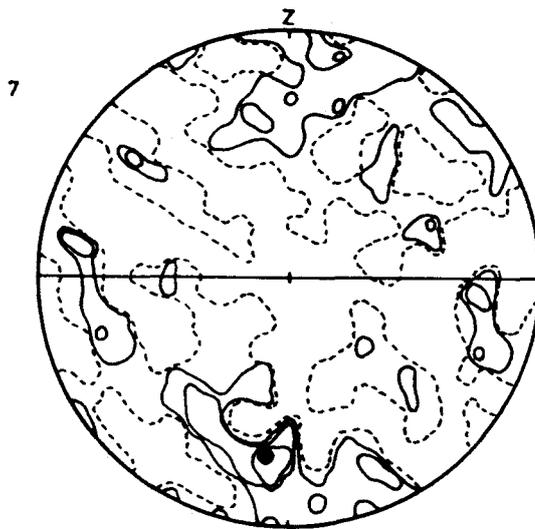
n = 100

C



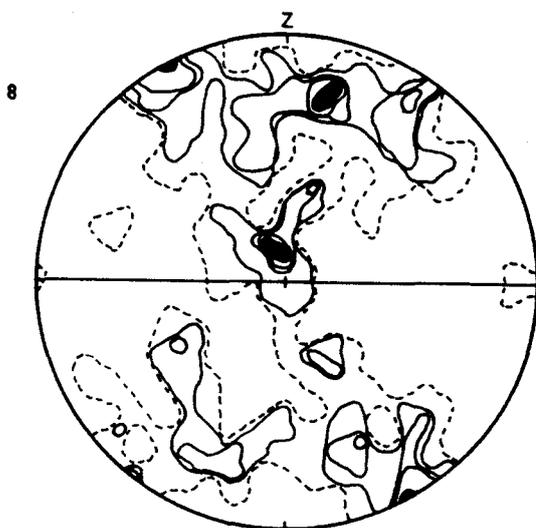
B2-1

n=100



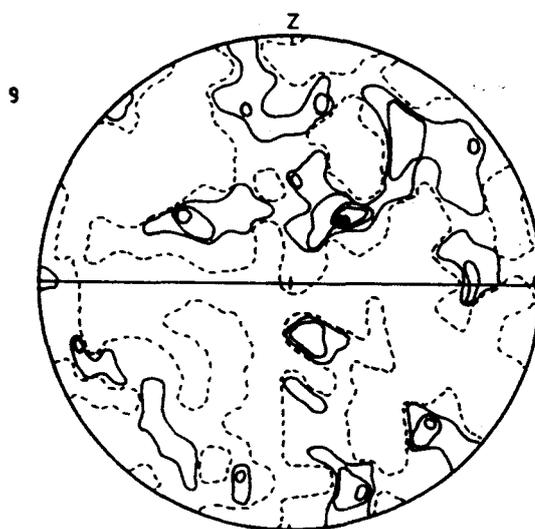
B2-2

n=100



B2-4

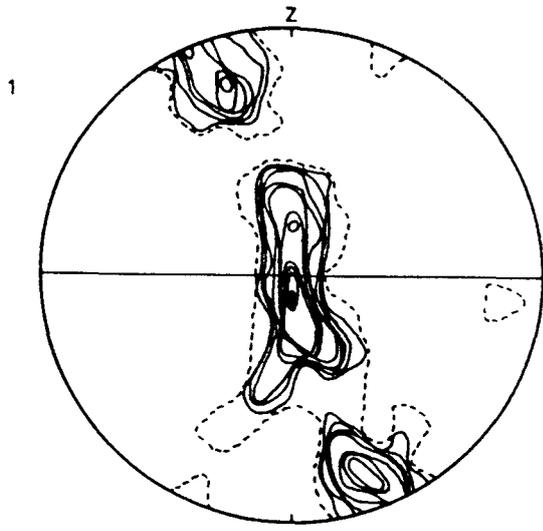
n=100



B2-5

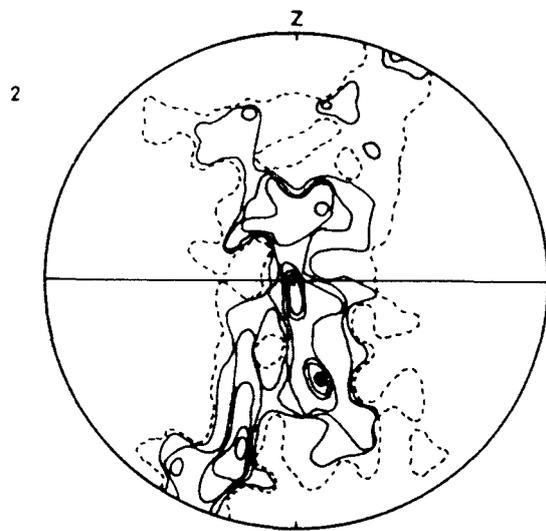
n=100

D



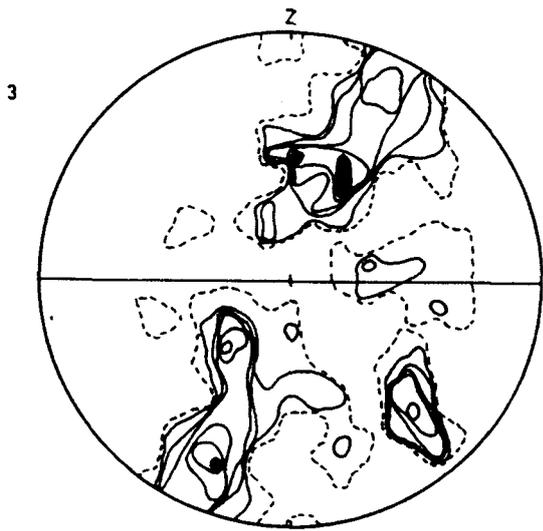
FF 28

n=100



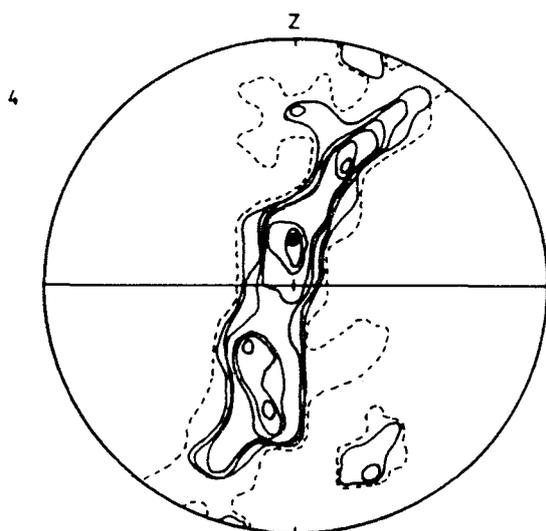
GSB 12

n=100



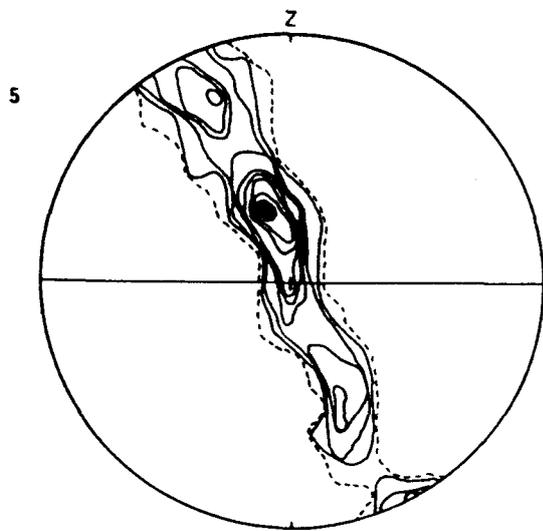
GSB 77

n=100



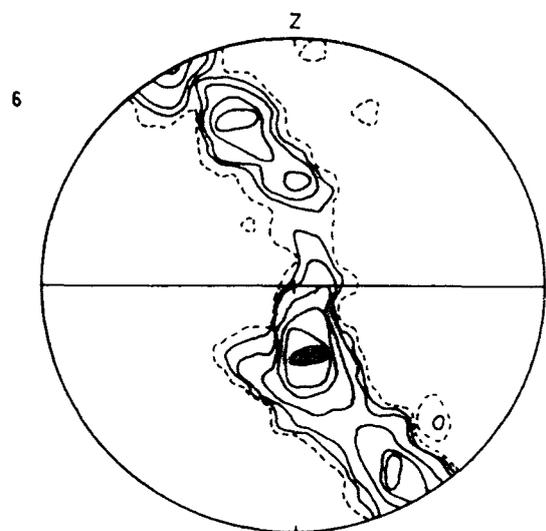
GSB 70

n=100



GSB 2

n=100



GSB 80

n=100

algunos máximos situados entre 20° y 30° del eje Z que señalan la actuación de deslizamientos basales. Otros máximos se sitúan entre 20° y 30° del eje X que indican deslizamientos prismáticos de dirección <c>, y también hay máximos en posiciones intermedias entre los dos anteriores que se suelen interpretar como debidos al funcionamiento de deslizamientos romboédricos. En todas estas fábricas no se observa ninguna componente no coaxial clara.

La presencia de deslizamientos prismáticos en la dirección <c>, parece indicar una temperatura de deformación alta, ya que los deslizamientos en dirección <c> se activan por encima de los 600°C (Blacic, 1975; Lister & Dornsiepen, 1982; Gapais, 1987). Sin embargo, estas temperaturas son muy superiores a los 400°C a 550°C estimados según el metamorfismo asociado a esta fase de deformación (véase el capítulo IV de metamorfismo), por lo que se debe concluir que los sistemas de deslizamiento en la dirección <c> pueden activarse a temperaturas inferiores a los 600°C, dentro de las facies de los esquistos verdes.

La modificación de estas fábricas originales por la cizalla dúctil tiende a definir guirnaldas oblicuas a la foliación S_p , que ya es claramente observable como una foliación de crenulación sobre S_b . La banda central sin ejes [c] se ensancha en las proximidades del eje X (fig. 3.18) y los máximos prismáticos de dirección <c> tienden a disminuir su intensidad. Durante este proceso se define una guirnalda mejor que otra y los máximos basales o romboédricos asociados a la guirnalda más desarrollada aumentan su intensidad. El resultado es diagramas con distribuciones claramente asimétricas que muestran condiciones de deformación no coaxial. Esta deformación no coaxial indica sentidos de movimiento del techo de la cizalla hacia el Oeste, aunque hay fábricas que señalan un sentido de movimiento contrario. También hay diagramas en los que las dos guirnaldas están definidas pobremente y las fábricas indican una deformación coaxial. Estos sentidos de movimiento están de acuerdo con los deducidos por los criterios de campo.

En el interior de la zona de cizalla dúctil dentro de la unidad de la S^a de los Filabres también se han estudiado algunas muestras. Estas muestra tienen unos diagramas de ejes [c] de cuarzo con una guirnalda bien definida y otra pobremente definida. En estas guirnaldas los máximos corresponden a deslizamientos basales, romboédricos y prismáticos según una dirección <a>. La mayor parte de estas fábricas tienen un esqueleto asimétrico (Behrmann & Platt, 1982) e indican un sentido de movimiento del techo de la cizalla hacia el Oeste. Aunque, como ocurre con los criterios de campo y con las fábricas anteriores,

también hay fábricas coaxiales y fábricas no coaxiales con sentidos de rotación hacia el Este. La presencia de deslizamientos basales y prismáticos podría señalar que la temperatura de deformación de estas fábricas es superior a la de las del muro. Sin embargo como pusieron de manifiesto Blacic (1975) y Linker et al. (1984) la presión de fluidos modifica las temperaturas de activación de los sistemas de deslizamiento intracristalino del cuarzo. Si la presión de fluidos es lo suficientemente elevada pueden activarse los sistemas de deslizamiento prismáticos a temperaturas moderadas. Por lo tanto la presencia o no de máximos debidos a deslizamientos prismáticos puede deberse a variaciones en la presión de fluidos dentro de la zona de cizalla y no variaciones en la temperatura.

La coexistencia de fábricas coaxiales con fábricas no coaxiales se puede deber a la presencia de una componente de cizalla pura en la deformación. La variación que se observa en los sentidos de movimiento de la zona de cizalla deducidos por las fábricas de cuarzo, es común con otras zonas de cizalla (véase Krohe, 1990). Este autor interpreta estas variaciones como reflejo de una partición espacial del flujo entre distintos dominios durante el proceso de cizalla simple.

Las características anteriores permiten concluir que la fábrica planolinear se forma en condiciones dúctiles, en un régimen de cizalla simple heterogénea con movimiento del bloque de techo hacia el WSW, que va acompañada por una componente en régimen coaxial (cizalla pura). Como resultado de la deformación se produce un estiramiento generalizado en la dirección WSW-ENE, acortamientos en la dirección NNW-SSE, y adelgazamiento en la vertical. El sentido de movimiento de la fábrica planolinear indica que la Unidad de la Sierra de los Filabres estaría situada antes de la formación de la fábrica planolinear al Este de la Unidad del Rio Bodurria, y la superposición se produce a favor de una zona de cizalla que origina esta fábrica planolinear.

Las condiciones de presión y temperatura del inicio de la formación de la fábrica planolinear son de $354 \pm 19^{\circ}\text{C}$ de temperatura, y 3.9 ± 0.8 Kb de presión en la Unidad del Rio Bodurria, y de $514 \pm 23^{\circ}\text{C}$ de temperatura y 4.3 ± 0.7 Kb de presión en la Unidad de la S^a de los Filabres. El metamorfismo asociado a esta zona con fábrica planolinear se inicia en condiciones de facies de las anfíbolitas epidóticas, y acaba en condiciones de facies de los esquistos verdes. Este proceso ocurre en condiciones retrometamórficas con pérdida de temperatura y de presión. Este hecho permite comprender que la deformación dúctil de la zona de cizalla evolucione a condiciones más frágiles con desarrollo de fallas

(Falla del Río Bodurria).

- DESARROLLO DE LA FÁBRICA PLANOLINEAR A LO LARGO DEL CONTACTO ALPUJÁRRIDE/NEVADO-FILÁBRIDE.

Esta zona con fábrica planolinear se desarrolla a techo de las rocas nevado-filábrides en el área Nordoriental del Dominio de Alborán (Behrmann & Platt, 1982; Platt et al., 1983; González Lodeiro et al., 1984; Martínez Martínez, 1984; Álvarez Lobato, 1987; Jabaloy & González Lodeiro, 1988; Galindo et al., 1989; Zevenhuizen, 1989; Soto et al., 1990, entre otros). Con los datos de los autores anteriores se puede reconstruir la zona de cizalla dúctil que originó la fábrica planolinear (figs. 3.19 y 3.20).

Dentro de la zona de cizalla, los materiales nevado-filábrides van reduciendo su espesor, en la misma dirección y sentido de movimiento del bloque de techo:

- Los Mármoles de las Casas tienen un espesor de unos 800 metros en el área oriental de S^a de los Filabres (zona de Macael, Kammpschuur & Vissers, 1979), 400 metros en el área de estudio y unos 100 a 200 metros o incluso menos en S^a Nevada occidental.

- Los Esquistos de Tahal con un espesor mínimo de unos 2200 metros fuera de la zona de cizalla, se reducen a un espesor entre 200 y 1000 metros en el área de estudio, y a unos 100 a 200 metros en S^a Nevada occidental. El miembro inferior de los Esquistos de Tahal con un espesor de 1200 metros fuera de la zona de cizalla se reduce a un espesor entre 50 y 300 metros en el área de estudio.

- Las Metaareniscas de Aulago con un espesor mínimo de 1200 metros fuera de la zona de cizalla, pasa a tener espesores de decenas de metros en S^a Nevada occidental (Puga, 1971).

Estas variaciones de espesor no se deben sólo al efecto de la fábrica planolinear, ya que también reducen espesores las estructuras extensivas posteriores: clivajes de crenulación extensional y fallas normales de bajo ángulo.

Mientras los espesores se van reduciendo los pliegues previos son deformados por

la zona de cizalla (Zevenhuizen, 1989), las charnelas se deforman y adquieren geometrías curvas como en el sinclinal de Charches-El Raposo, y se paralelizan a la dirección de la lineación de estiramiento. La cizalla de los "Sheath folds" macroscópicos origina pliegues desenraizados a gran escala en la zona de Charches. En S^a Nevada occidental los contactos litológicos se pliegan y se forman pliegues de tipo "a" de Mattauer (1975) a escala kilométrica (Galindo Zaldivar, 1990).

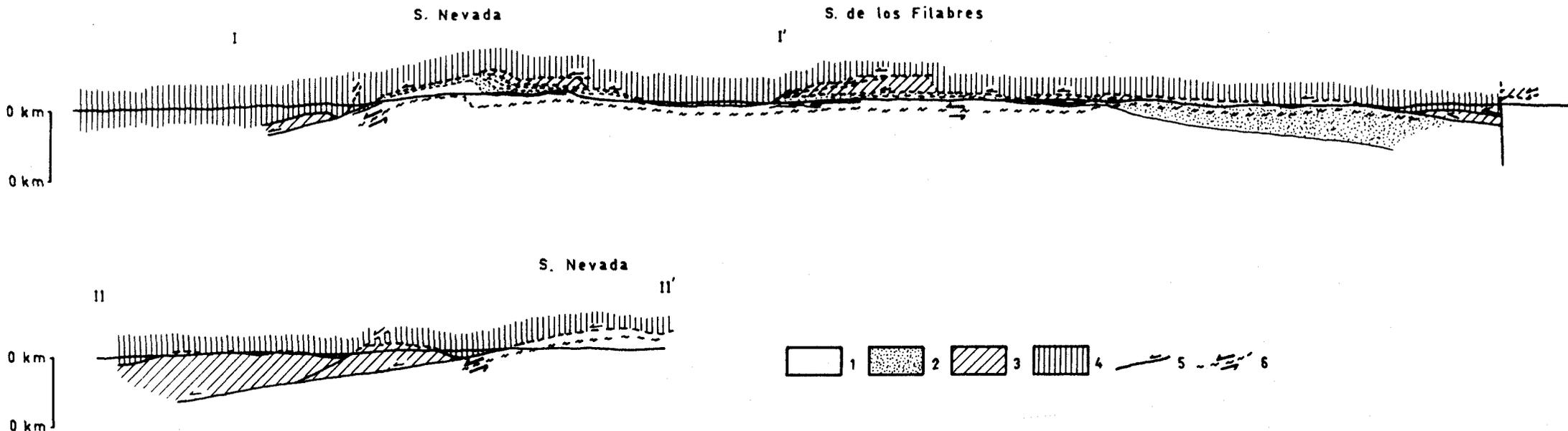
La zona con desarrollo de la fábrica planolinear tiene un carácter omisivo. Los espesores de todas las formaciones, unidades y estructuras previas se ven adelgazadas desde el Este hacia el Oeste. Teniendo en cuenta los datos de Kammpschoor & Vissers (1979), Navarro & Velando (1979), Vissers (1981), García Dueñas et al.(1988 a,b) y los nuestros, se puede efectuar un corte según la dirección de movimiento de la cizalla dúctil en la S^a de los Filabres (fig. 3.20).

La geometría de los distintos contactos litológicos permite efectuar una estimación mínima del movimiento asociado a la zona con desarrollo de la fábrica planolinear. El desplazamiento del techo de los Esquistos de Tahal dentro de la zona de cizalla permite establecer el mínimo de desplazamiento dentro de la zona de cizalla en unos 140 Km.

El espesor actual de las rocas afectadas por la fábrica planolinear varía desde el Este hacia el Oeste, y aumenta en el sentido de avance del bloque de techo (fig. 3.20). En la zona oriental de la S^a de los Filabres su espesor es de unos 800 metros (García Dueñas et al., 1988; Soto et al., 1990), en el área de estudio es de unos 1000 metros, y en la zona occidental y central de S^a Nevada es de unos 2500 metros (Galindo Zaldivar et al., 1989; Galindo Zaldivar, 1990) .

Fig. 3.19.- Distribución de las direcciones de la lineación de estiramiento (L_p) y de los sentidos de movimiento de la componente coaxial (flechas finas) de la deformación relacionada con la fábrica planolinear en el Nevado-Filábride. El mapa se ha realizado con datos de este trabajo y de Platt & Behrmann (1983, 1986), Martínez Martínez (1984), Zevenhuizen (1989), Galindo Zaldívar (1990) y Soto et al. (1990). Las flechas gruesas señalan los sentidos de movimiento de los bloques de techo de las fallas frágiles de la fase de deformación D_o . LEYENDA: 1- Dominio Sudibérico, 2- C. Maláguide, 3- C. de la Dorsal; C. Alpujárride: 4- Mantos superiores, 5- Mantos medios, 6- Mantos inferiores; C. Nevado-Filábride: 7- Conjunto litológico superior (Esquistos de Tahal + Mármoles de las Casas), 8- Conjunto litológico inferior (Metaareniscas de Aulago + Esquistos de Montenegro); 9- Materiales sedimentarios neógenos, 10- Rocas Volcánicas, 11- "Detachment", 12- Fallas normales de bajo ángulo, 13- Contacto mecánico, 14- discordancia.

Fig. 3.20.- Cortes geológicos del sector sudeste de las Cordilleras Béticas (su localización está en la fig. 3.19). LEYENDA: Nevado-Filábride: 1- Conjunto litológico superior, 2- Conjunto litológico inferior; Alpujárride: 3- Mantos inferiores, 4- Mantos medios y superiores, 5- "detachment" y fallas normales de bajo ángulo, 6- límite inferior de la zona con fábrica planolinear.



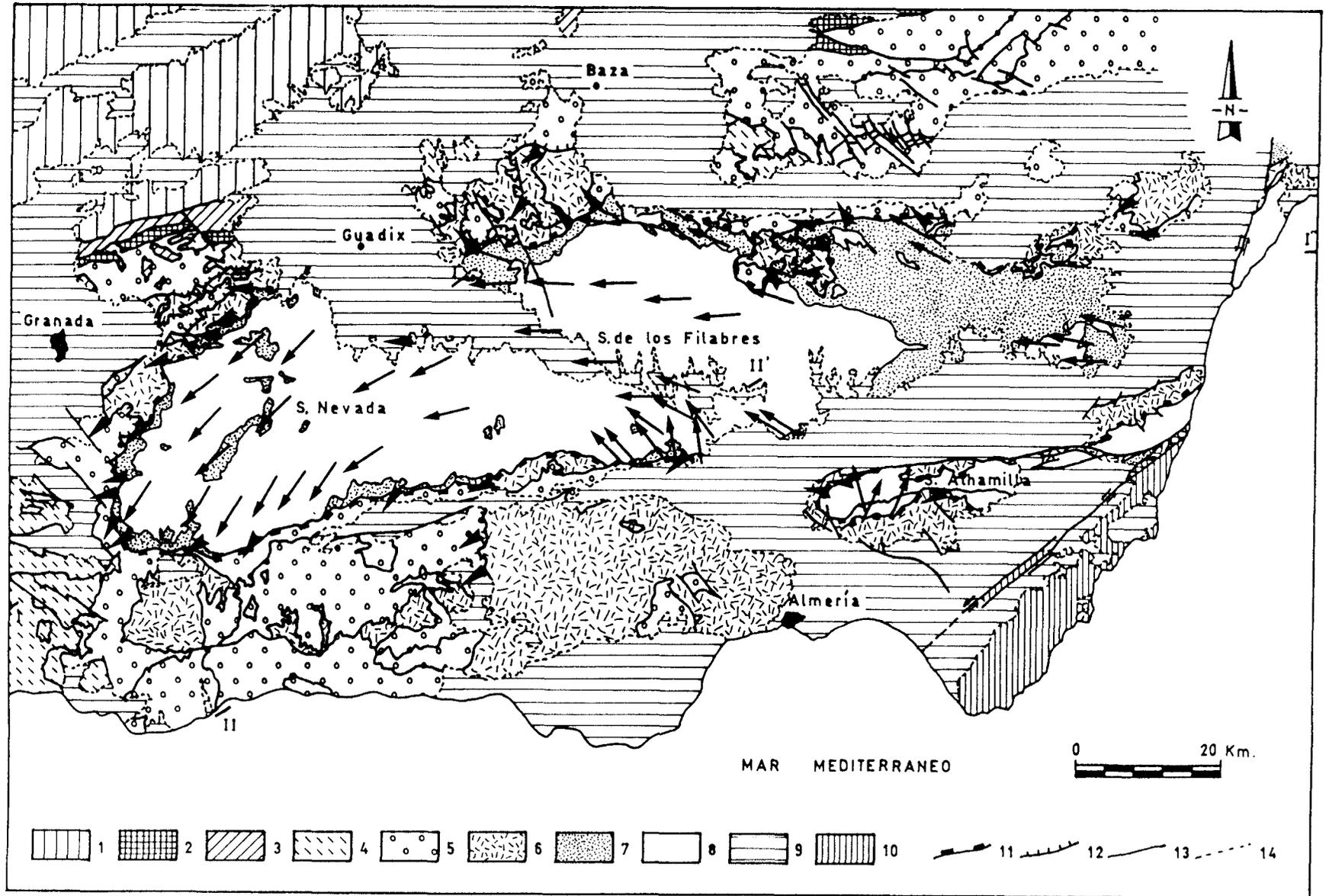




Fig. 3.21.- *Trayectorias de la dirección de máximo estiramiento durante formación de la fábrica planolinear construidas con los datos de la figura 3.19.*

A lo largo de la zona de cizalla, la lineación de estiramiento varía su orientación (figs. 3.19 y 3.21). Entre S^a Nevada y S^a Alhamilla, describe un arco con orientaciones N180°E a N160°E en S^a Alhamilla (Behrmann & Platt, 1982; Platt et al., 1983), N150°E a N100°E en S^a Nevada oriental (Martínez Martínez, 1984), N90°E en S^a Nevada central y N60°E a N45°E en S^a Nevada occidental (Galindo Zaldivar, 1990). En S^a de los Filabres se mantiene con una dirección entre N100°E y N80°E excepto en el extremo occidental y las zonas Norte donde tiene orientaciones entre N120°E y N130°E (Datos del autor, y Zevenhuizen, 1989; Soto et al., 1990). En su conjunto, la lineación de estiramiento describe trayectorias curvas con los extremos divergentes. Esta distribución es la que cabría esperar para la lineación de estiramiento dentro de una banda elástica que sufre estiramiento (Lacassin, 1984). También se han descrito disposiciones similares de la lineación de estiramiento en la base de un material plástico que sufre extrusión y expansión al salir de un canal que lo confina (Gilbert & Merle, 1987). En ambos casos, la extensión del material provoca acortamientos perpendiculares a la extensión en sus sectores centrales, lo que concuerda con los elipsoides constrictivos descritos hasta el momento dentro de la zona de cizalla (Jabaloy & González Lodeiro, 1988; Soto et al., 1990).

Las milonitas y la fábrica planolinear se han interpretado como ligadas a una fase contractiva (Platt & Behrmann, 1986; González Lodeiro et al., 1984; Orozco, 1986; García Dueñas et al., 1988), y sin ninguna relación genética con el "detachment" (González Lodeiro et al., 1984; García Dueñas et al., 1988). Dado el carácter omisivo de esta deformación consideramos que la fábrica planolinear está relacionada con una extensión.

Las asociaciones de milonitas y fábricas planolineares a deformaciones extensivas son comunes en distintas regiones que han sufrido una extensión importante como por ejemplo en la región del "Basin & Range" en Estados Unidos, las islas del mar Egeo... Estas fábricas planolineares se localizan en el bloque de muro de un "detachment" extensivo plegado con forma de domo (Brown et al., 1983; Brown & Read, 1983; Lister et al., 1984; Choukroune & Smith, 1985; Davis et al., 1986, 1987; Holt et al., 1986; Reynolds et al., 1986; Wust, 1986; Bykerk-Hauffman et al., 1987; Davis, 1987; Gaudemer & Taponier, 1987; Hodges et al., 1987; Malavielle, 1987a,b; Naruk, 1987; Gibson et al., 1988; O'Neill & Pavlis, 1988; Parrish et al., 1988; Slatzer et al., 1988; Saltzer & Hodges, 1988) y se forman en una zona de cizalla dúctil heterogénea con el mismo sentido de movimiento del bloque de techo que el que se deduce para el "detachment". En la fábrica planolinear la foliación buza suavemente, aunque a veces llega a buzar unos 60° en algunos domos asimétricos (Pioneer core complex, Wust, 1986). La lineación de estiramiento se mantiene con una orientación bastante constante, excepto en algunos "core complex" donde varía de dirección (Tucki Mountains, Hodges et al., 1987; Raft River Mountains, Malavielle, 1987a).

Los sentidos de cizalla deducidos de criterios como los diagramas de fábricas de ejes [c] de cuarzo, rotación de porfiroblastos, colas asimétricas, "mica fishes", deformación de objetos previos, etc... que se observan en estas milonitas indican que se desarrollan en un régimen de cizalla simple heterogénea (Naruk, 1987; Saltzer & Hodges, 1988) con un movimiento del techo coherente para toda la zona de cizalla (excepto en Albion Mountains donde Malavielle, 1987b, propone una deformación general en un régimen coaxial que se manifiesta por cizallas simples con sentidos de movimiento opuestos a partir de un eje central). En muchos de ellos se observa una mayoría de criterios que indican un cierto sentido de movimiento del bloque de techo, una parte menor de criterios que indican movimientos de sentido contrario y una parte también menor de criterios que no indican componente rotacional de la deformación (Choukroune & Smith, 1985; Davis et al., 1986; Bykerk-Hauffman et al., 1987; Davis et al., 1987; Gaudemer & Taponier, 1987; O'Neill &

Pavlis, 1988; Saltzer et al., 1988). Esta distribución de los criterios se suele interpretar como una componente coaxial asociada a la componente principal de cizalla simple.

Esta zona tabular de milonitas tiene un espesor que es variable de un "core complex" a otro, y también dentro de un mismo "core complex". Los espesores de un "core complex" a otro varían entre unos cientos de metros a unos 4 Km. de espesor mínimo (Brown et al., 1983; Davis et al., 1986, 1987; Reynolds et al., 1986; Davis, 1987; Naruk, 1987; Parrish et al., 1988, Slatzer et al, 1988). Dentro de un mismo "core complex" el espesor varia de una zona a otra al estar cortada la zona de cizalla por un "detachment" superior que en general es oblicuo a la zona de cizalla dúctil (Holt et al., 1986; Wust, 1986; Davis, 1987). Además suele haber una variación a lo largo de la dirección de la lineación de estiramiento y, concretamente un aumento de espesor hacia donde se mueve el bloque de techo (Holt et al., 1986; Wust, 1986; Naruk, 1987).

La deformación asociada a esta zona de milonitas varia, aumentando en valor desde abajo hacia arriba (Naruk, 1987). Además puede presentarse también una variación a lo largo de la dirección de movimiento, aumentado el valor de la deformación en el mismo sentido en que se mueve el bloque de techo (Lee et al., 1987; Malavieille, 1987).

La semejanza entre las características de la zona afectada por la fábrica planolinar en las rocas nevado-filábrides, con las encontradas en otras regiones que han sufrido extensión, el carácter omisivo de esta estructura, y su asociación con otras estructuras extensivas nos hacen pensar que se forma en condiciones dúctiles dentro de un régimen de extensión.

III.3.2.- PLIEGUES VERGENTES AL SUR.

Todas las estructuras anteriores se ven afectadas por un conjunto de pliegues con vergencia de componente Sur. En este sector se pueden reconocer catorce pliegues, ocho antiformes y seis sinformes, de amplitudes variables entre 500 metros y 2 kilómetros (Mapa nº 5).

Las charnelas están orientadas entre N60°E en la zona cercana a Abla, y N120°E en la zona de Charches (figs. 3.22 y 3.23). En general predominan las orientaciones N80°E excepto en la zona Nordeste, donde por efecto de los pliegues posteriores vergentes al Norte, pueden llegar a alcanzar orientaciones de N160°E. Las superficies axiales de estos pliegues, restituidas las deformaciones posteriores (véase el apartado III.6 de interferencias en este mismo capítulo y los cortes geológicos), tendrían buzamientos originales de unos 30° hacia el Norte.

Estos pliegues deforman todos los materiales, y no solo a los afectados por la fábrica planolinar.

Asociada a estos pliegues hay una foliación de crenulación (S_c) (Foto 49), una lineación que puede ser de intersección o de crenulación (L_c), y pliegues menores (F_c).

La foliación de crenulación tiene una penetratividad variable según los materiales: es poco penetrativa en las metaareniscas, y mucho más en los esquistos; dentro de éstos últimos hay áreas donde se desarrolla mucho más que en otras, llegando a ser la foliación principal de la roca, como ocurre en el flanco inverso del antiforme de fase D_n vergente al Norte. La penetratividad de la foliación no muestra una variación en la vertical, según la distancia el "detachment" o a la zona con desarrollo de la fábrica planolinar. La foliación S_c tiende a dar abanicos divergentes en las charnelas de algunos pliegues, y puede transectar a los pliegues a los que está asociada cortando a la zona de charnela.

La lineación de intersección o crenulación (L_c) es subparalela a la dirección de las charnelas de los pliegues menores, aunque en algunos puntos puede llegar a formar un ángulo con ellas debido a la transección de los pliegues f_c por la foliación S_c . La

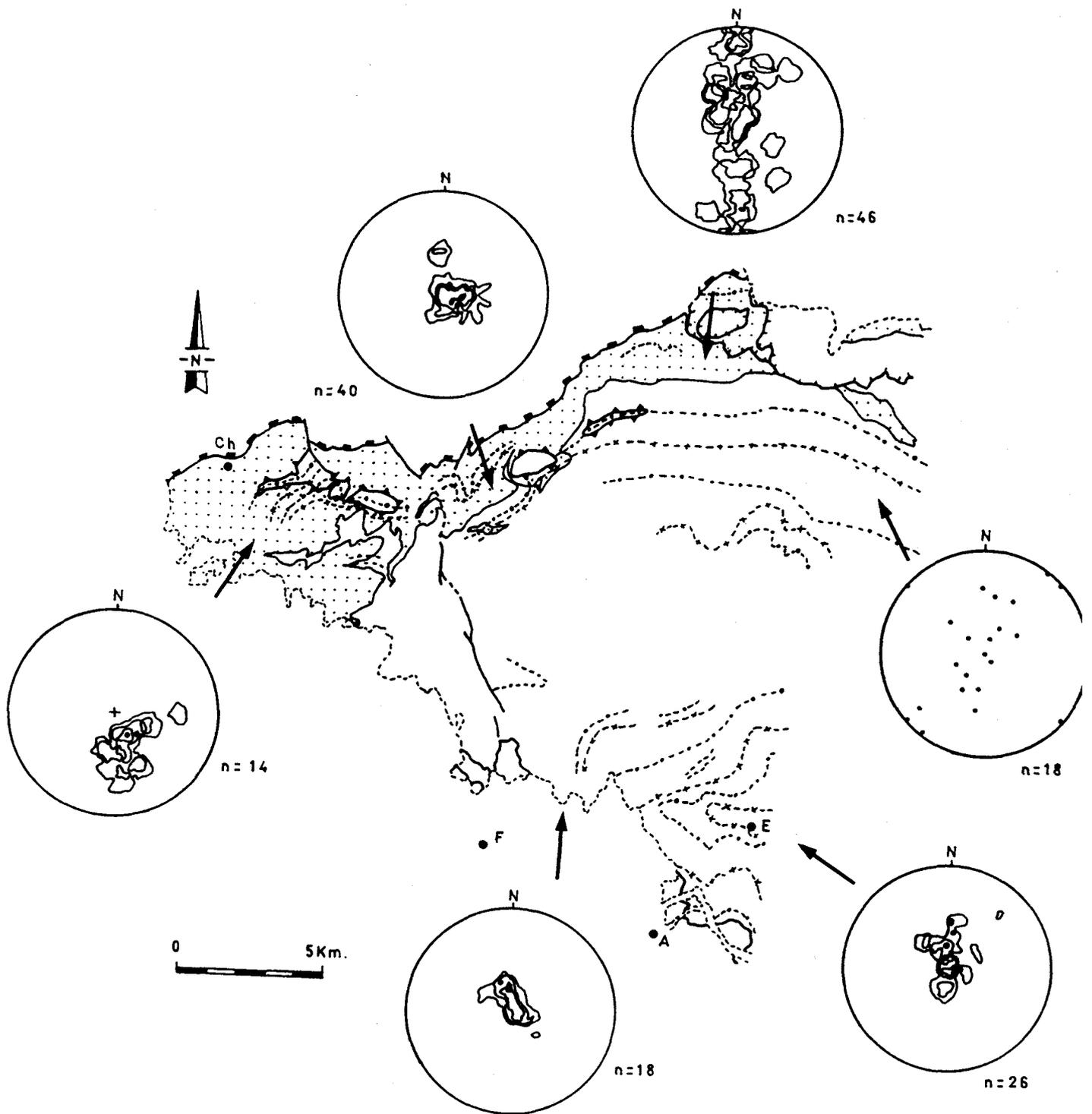


Fig. 3.22.- Distribución de la orientación de los planos de la foliación de crenulación (S_c) en el sector estudiado. Las líneas discontinuas indican la posición de las trazas axiales de los pliegues F_c .

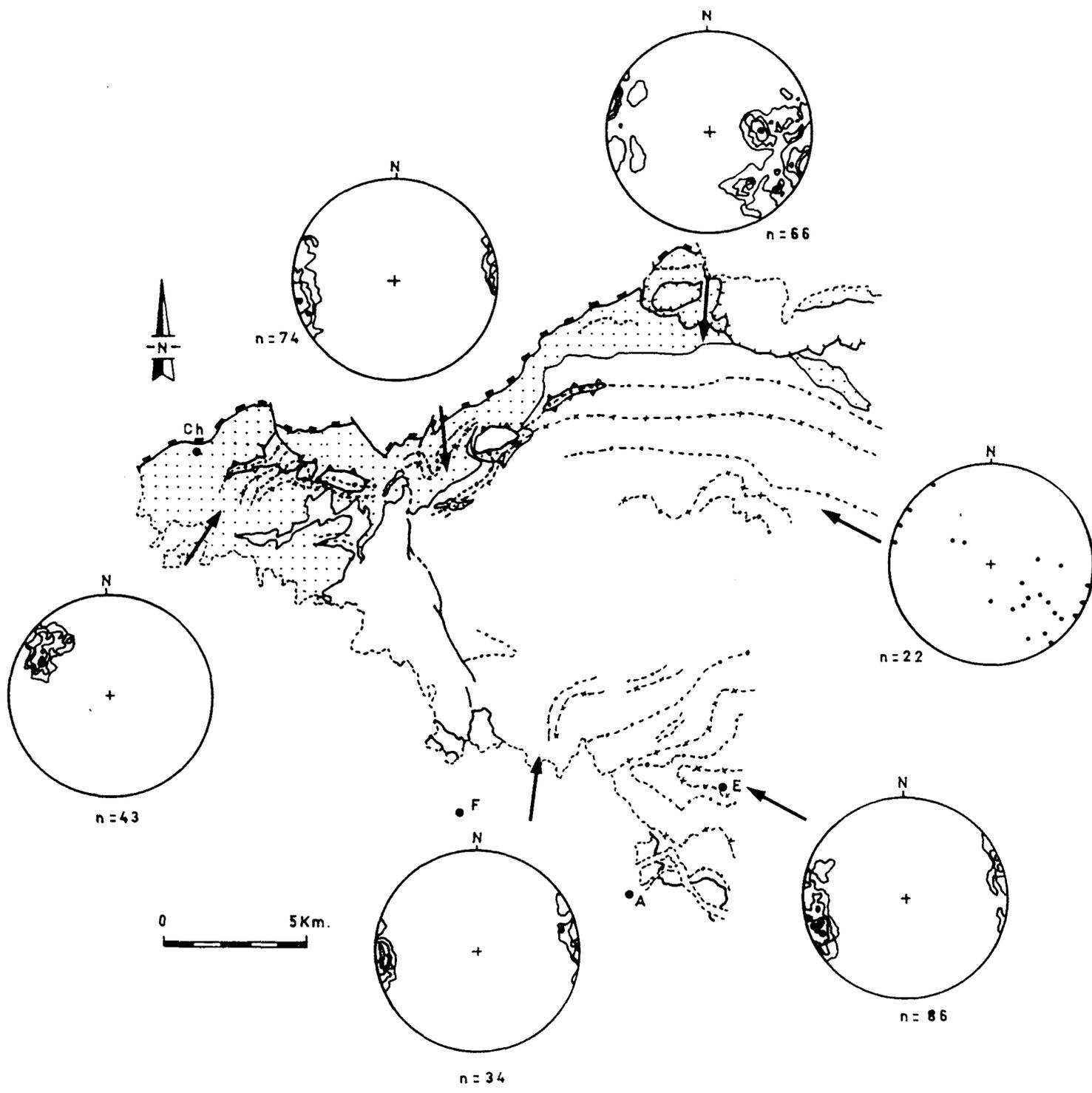


Fig. 3.23.- Distribución de la lineación de intersección y/o crenulación (L_c).

orientación es variable de un punto a otro del área de estudio (fig. 3.23 y mapa nº 5). Estas estructuras lineares tienden a mantenerse subparalelas a la orientación de la lineación de estiramiento (L_p) de la fábrica planolinear. Sin embargo, en el afloramiento suele haber una cierta oblicuidad entre ambas lineaciones y se puede observar frecuentemente que la lineación de estiramiento (L_p) está plegada.

Estos pliegues F_c están ampliamente representados a todas las escalas. Son pliegues desde casi cilíndricos hasta claramente no cilíndricos. Muestran una distribución en relevo amortiguándose longitudinalmente su amplitud, localmente esta ligera curvatura de las charnelas está muy acentuada y los antifformes tienen formas de domos (Fotos 52 y 53). Esta distribución en relevo se presenta también en los pliegues menores en relación con los pliegues de orden mayor, el resultado es una oblicuidad a veces de 20° entre las charnelas de los pliegues menores y la charnela de los pliegues mayores (fig. 3.24).

En los pliegues con geometrías más próximas a la cilíndrica se ha tomado la sección perpendicular a la charnela como perfil del pliegue. Se ha medido el ángulo interflancos en 108 casos, los resultados se muestran en la figura 3.25. El ángulo interflancos varía entre $\alpha=10^\circ$ y $\alpha=120^\circ$, variación que se reduce en las zonas Norte y Oeste, abarcando entre 15° y 70° . La mayoría, sin embargo, mantiene un ángulo interflancos entre $\alpha=20^\circ$ y $\alpha=60^\circ$.

Sus formas, muy variables, oscilan desde la clase C hasta la F de Huddleston. En las metaareniscas de Aulago, que constituyen un multicapa bien definido, se dan formas C, D y E, con un máximo en las formas más elípticas D y E. En los micaesquistos tienden a dar formas más angulares: D, E y F, con un máximo en E (Fotos 50 y 51). Las amplitudes también varían bastante, pero son mayoritarias las amplitudes 3 y 4 (fig. 3.26). La geometría de los diagramas de variación de los espesores (t'_o) frente al valor del ángulo de buzamiento (α) (fig. 3.27) se ajusta a un modelo de formación de estos pliegues por "buckling" y aplastamiento simultáneo.

Las distribuciones de la lineación de intersección L_i y de la lineación de estiramiento L_p deformadas por estos pliegues (fig. 3.28) se ajustan a un modelo de formación de estos pliegues por un mecanismo de "buckling" (flujo o deslizamiento flexural) y cizalla simple actuando al mismo tiempo (Ramsay, 1967). Se han deshecho los

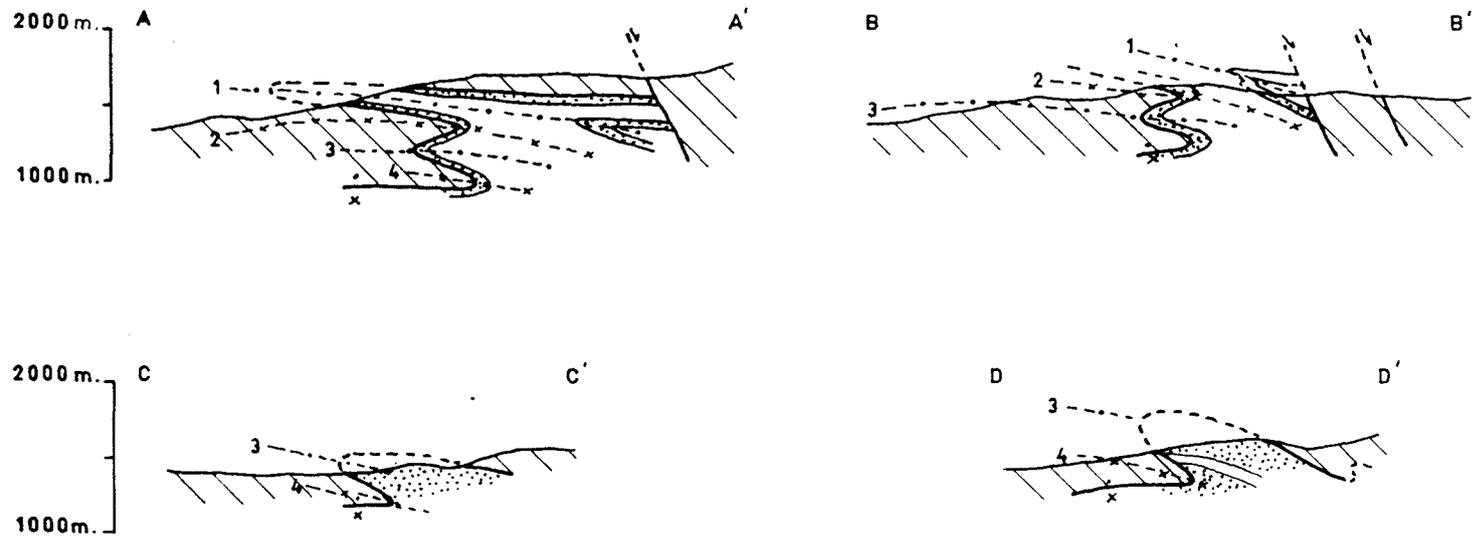
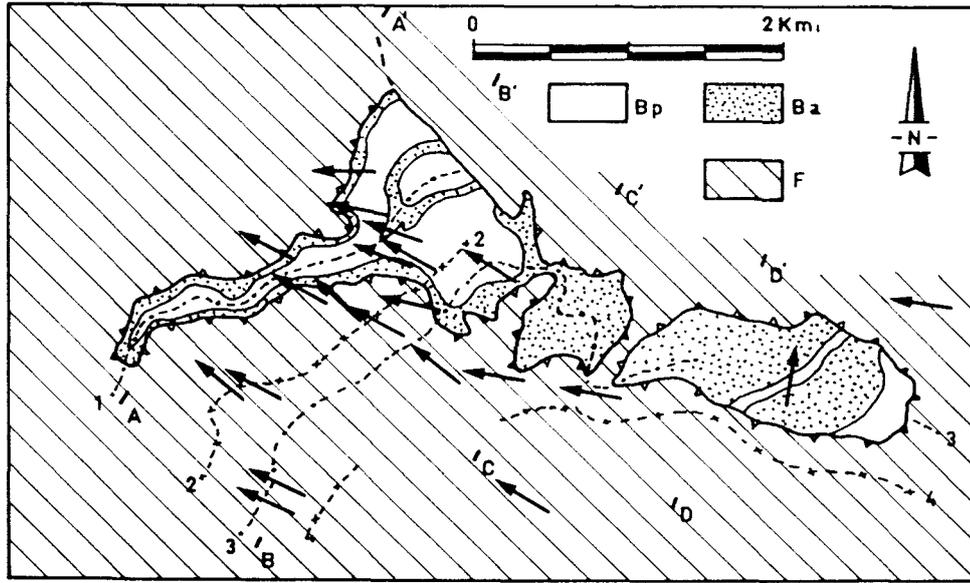


Fig. 3.24.- Esquema cartográfico y cortes geológicos de los pliegues F_c en relevo, en el sector de las Ventanas de Rambla del Agua y del Zar. Desde el Este hacia Oeste, el antiforme 3 se amortigua hasta convertirse en un pliegue menor, de dirección $N100^\circ E$, del antiforme 4 que tiene una charnela de dirección $N130^\circ E$.

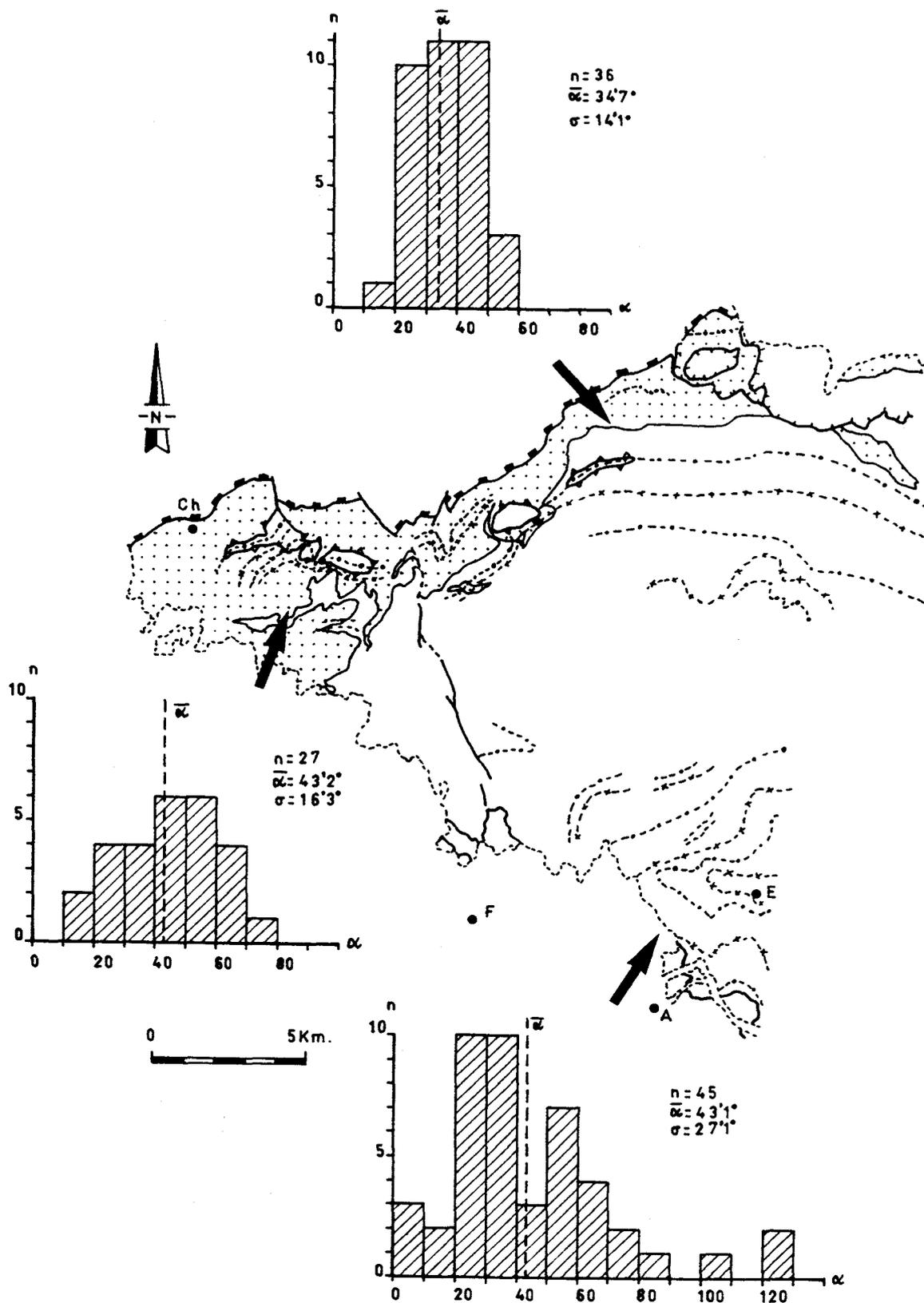


Fig. 3.25.- Diagramas de variación del ángulo interflancos en los pliegues menores F_c dentro del sector estudiado.

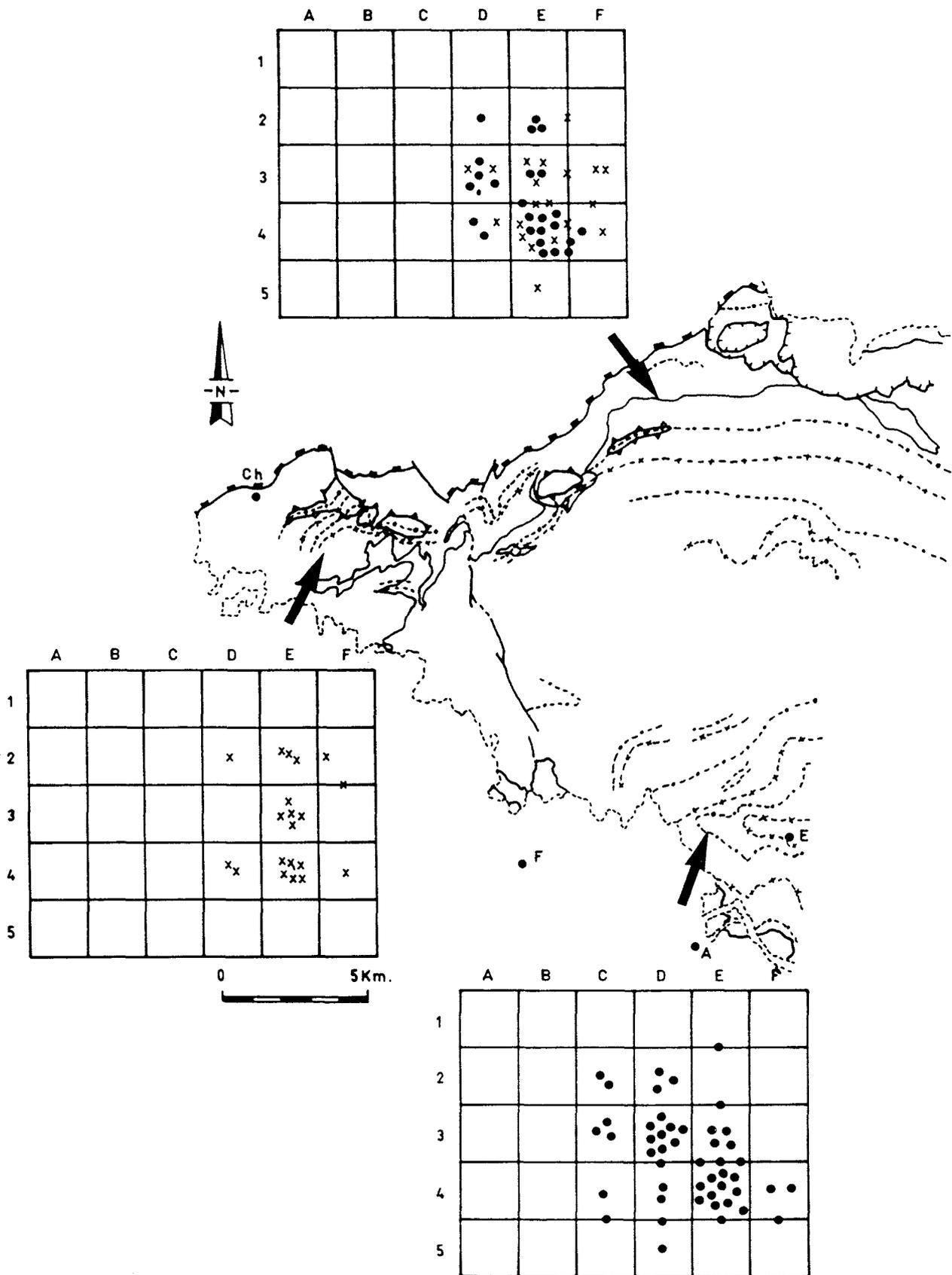


Fig. 3.26.- Representación de los pliegues menores F_c desarrollados en los Esquistos de Tahal (aspas) y en las Metaareniscas de Aulago (círculos negros), dentro del diagrama de formas frente a amplitudes de Hudleston (1973).

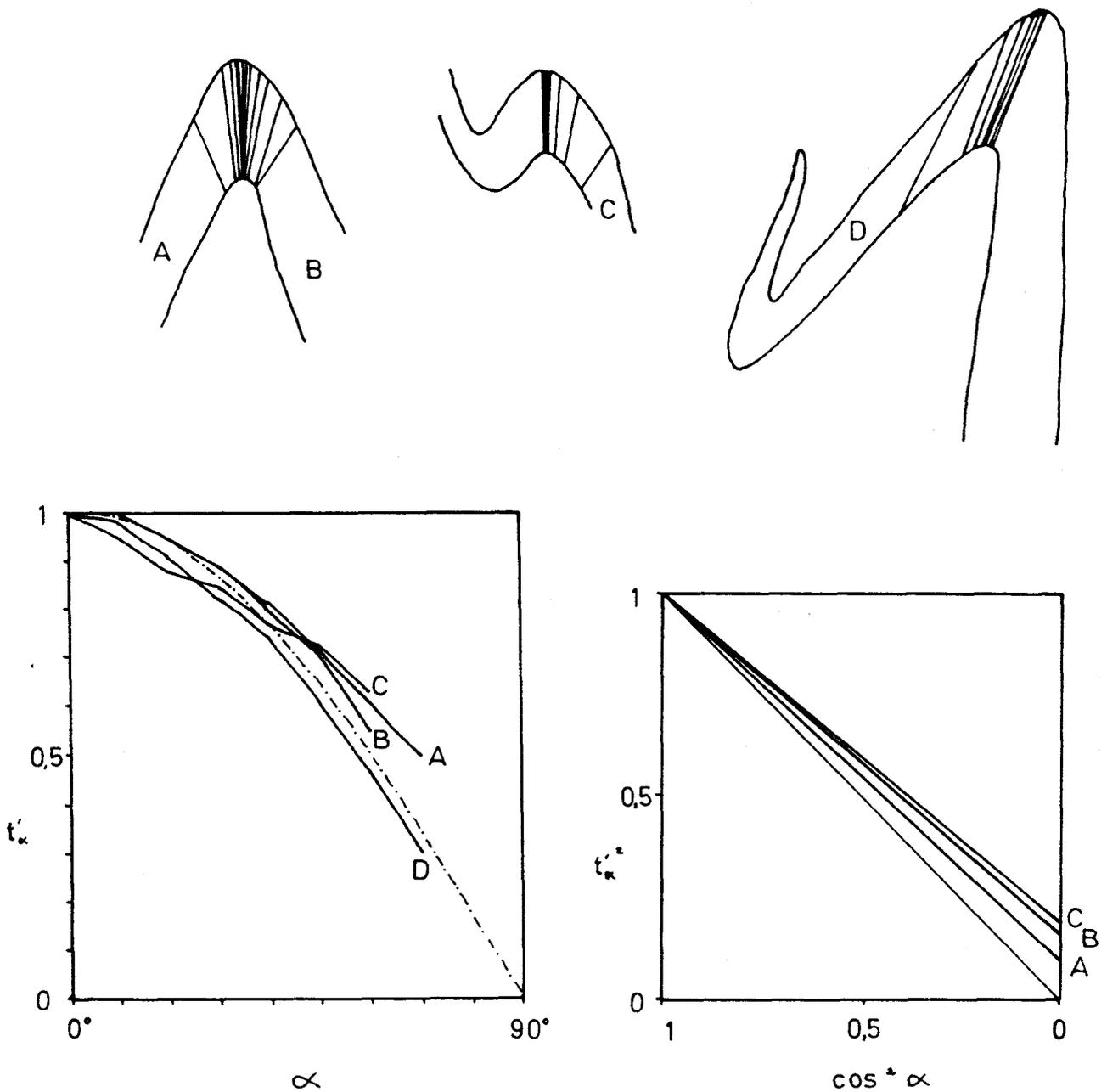
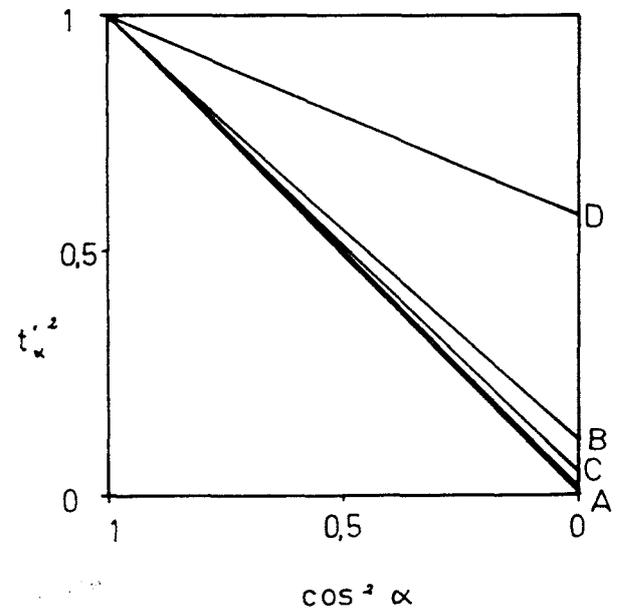
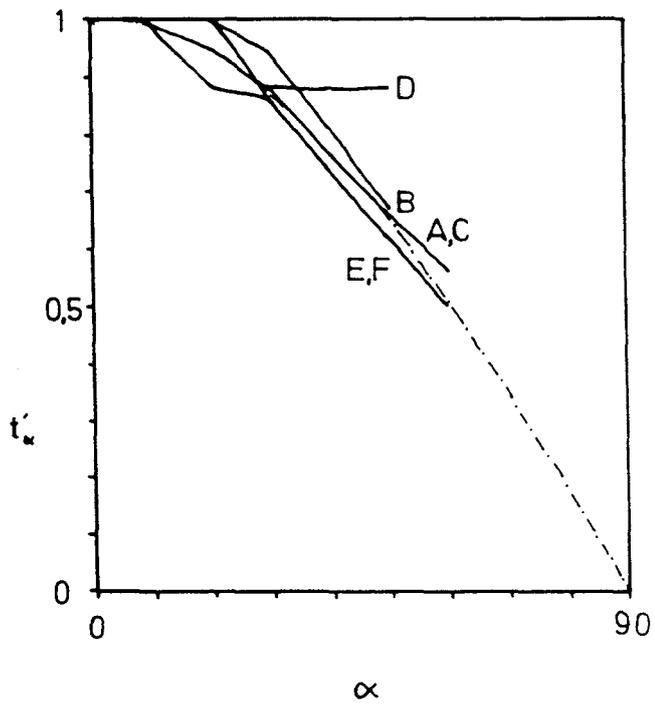
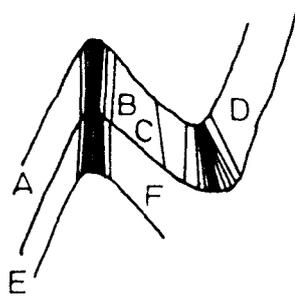
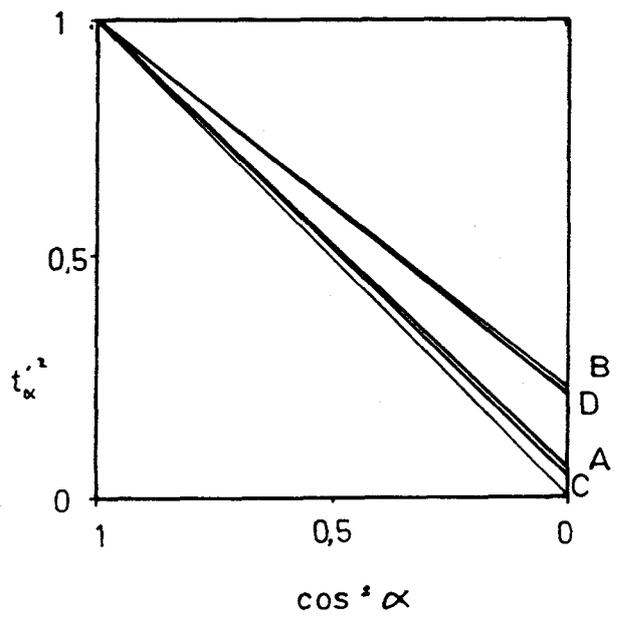
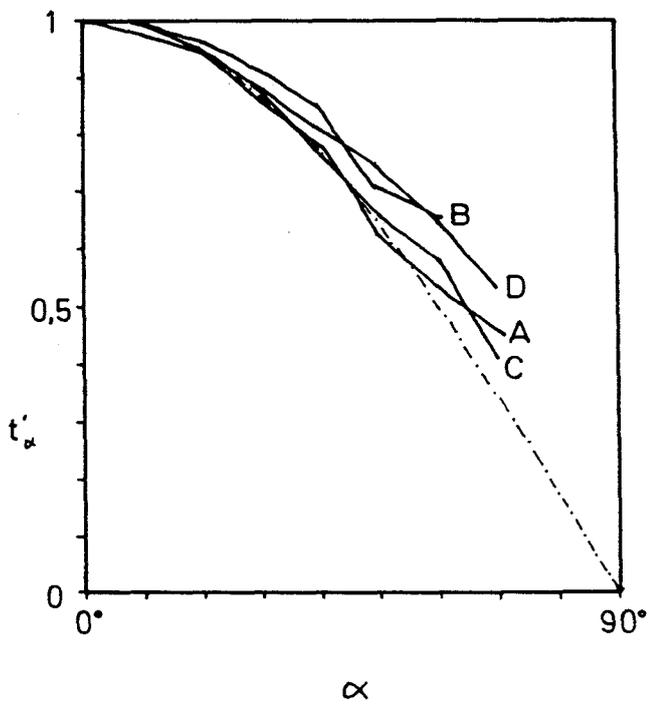
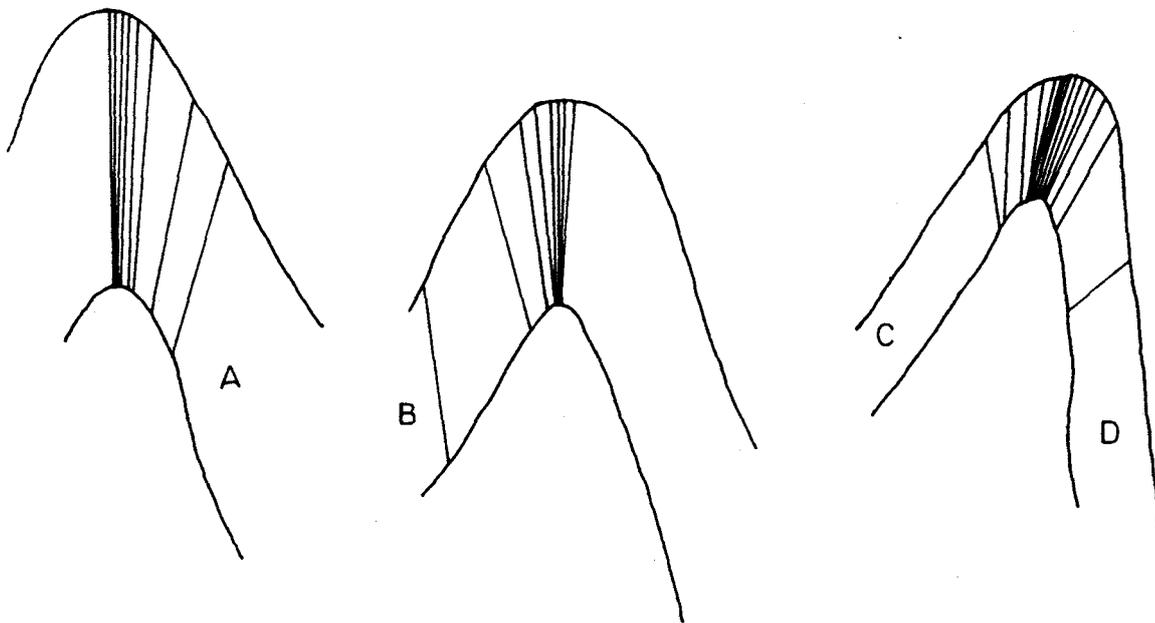
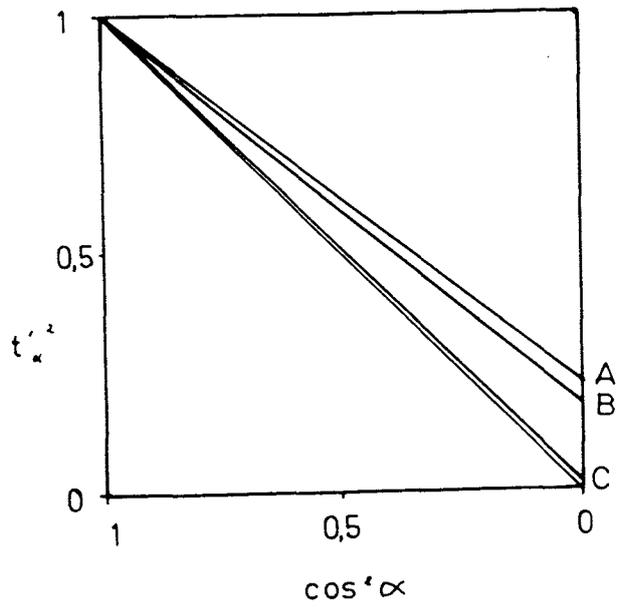
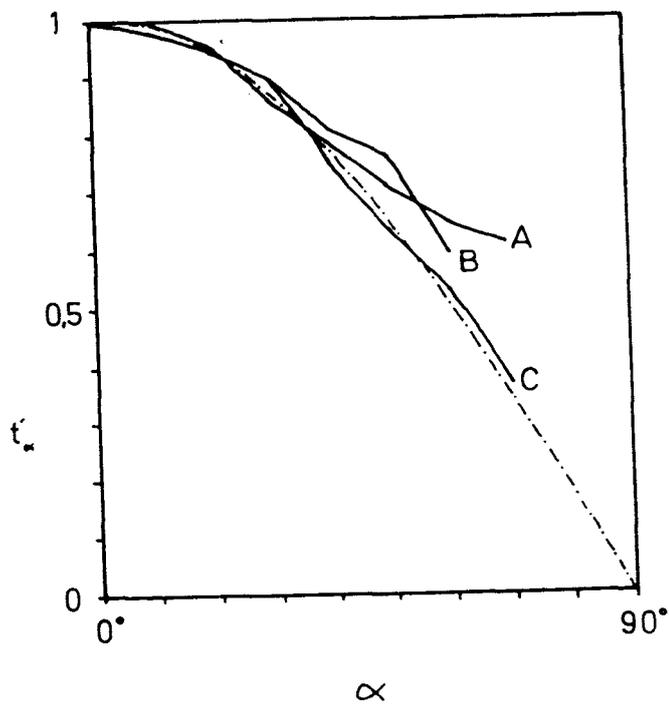
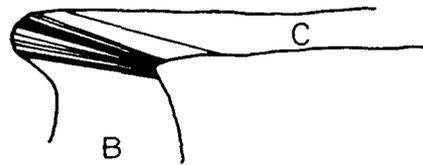
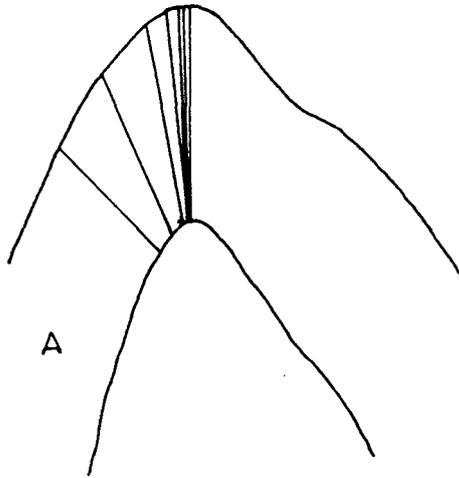
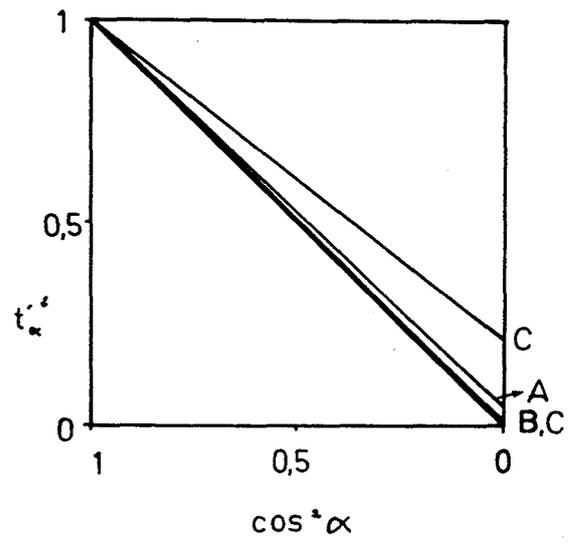
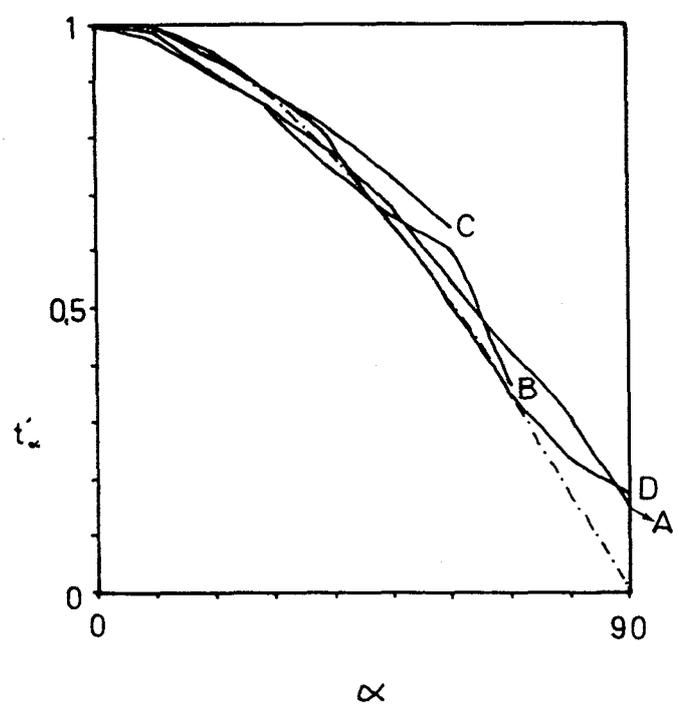
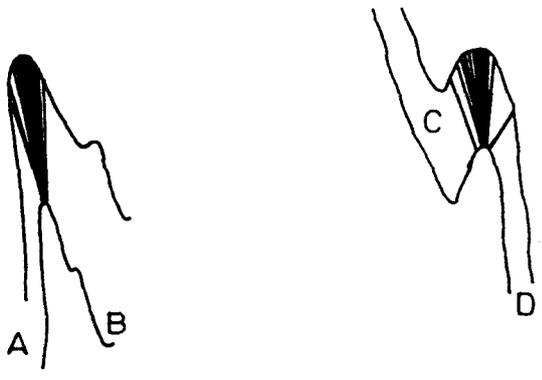


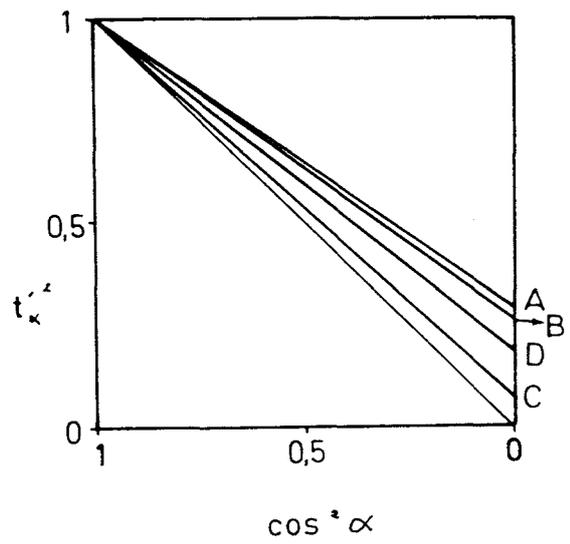
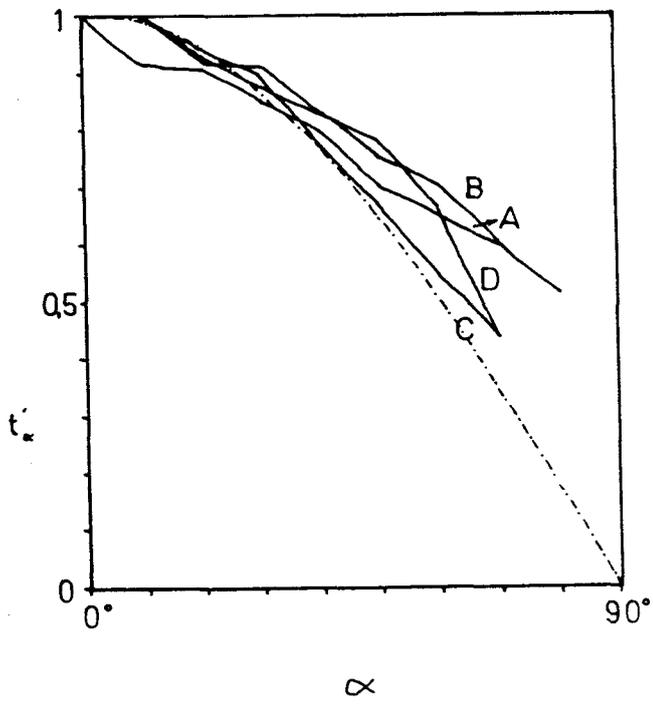
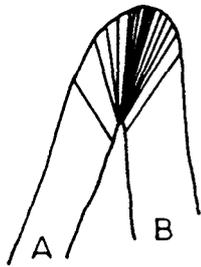
Fig. 3.27.- Diagramas de variación del espesor ortogonal (t'_α) frente al valor del ángulo de buzamiento (α), en pliegues menores F_c . A) Isógonas de buzamiento. B) Diagrama t'_α - α (Ramsay, 1967). C) Diagrama t'^2_α - $\cos^2 \alpha$ (Huddleston, 1973). en este diagrama no se han representado las variaciones de espesor ortogonal sino la recta de regresión calculada por mínimos cuadrados de los valores (t'^2_α , $\cos^2 \alpha$) de cada pliegue.

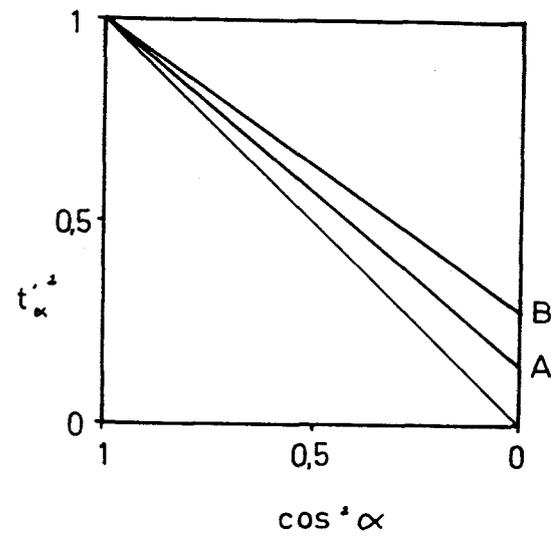
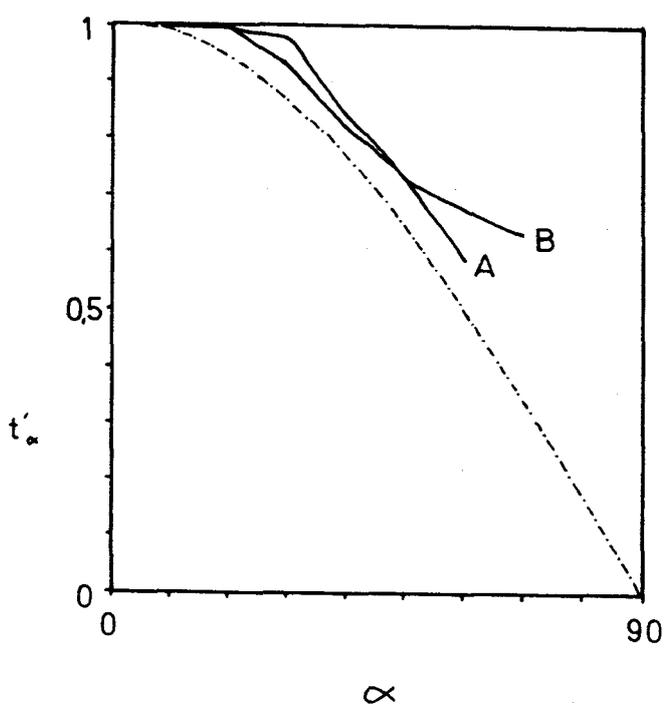
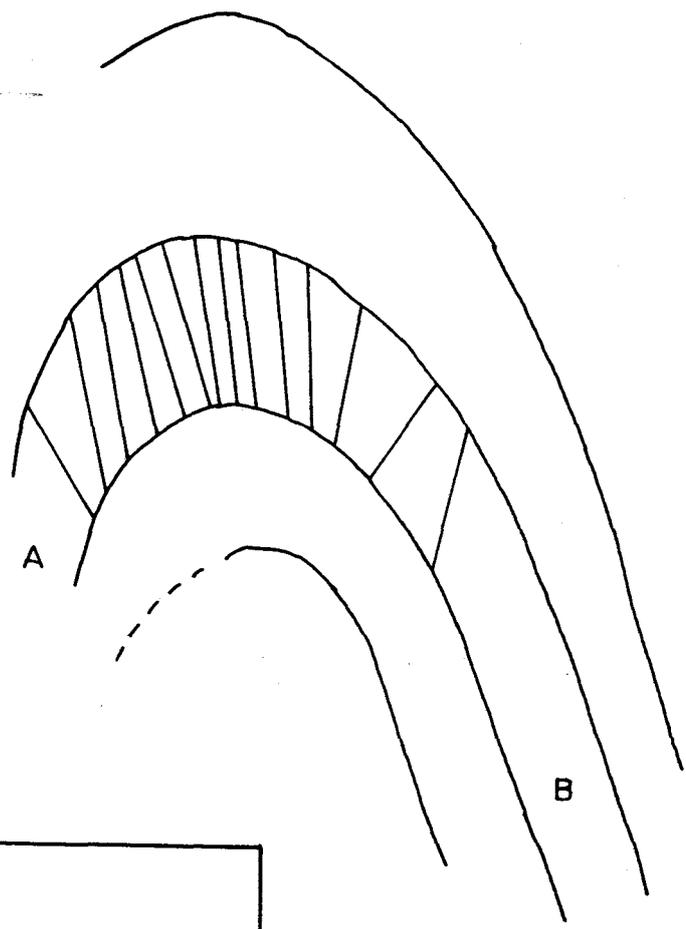


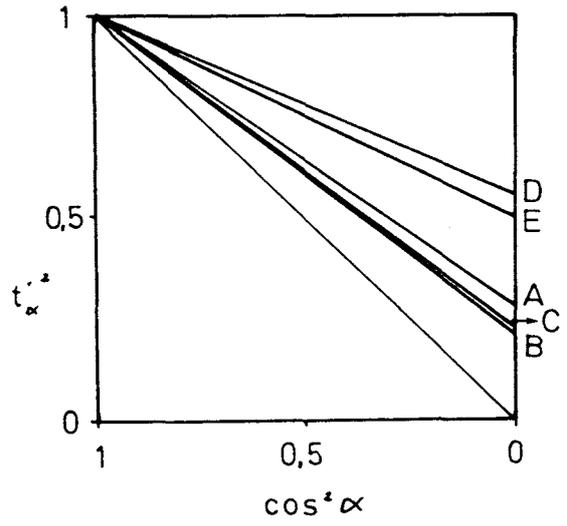
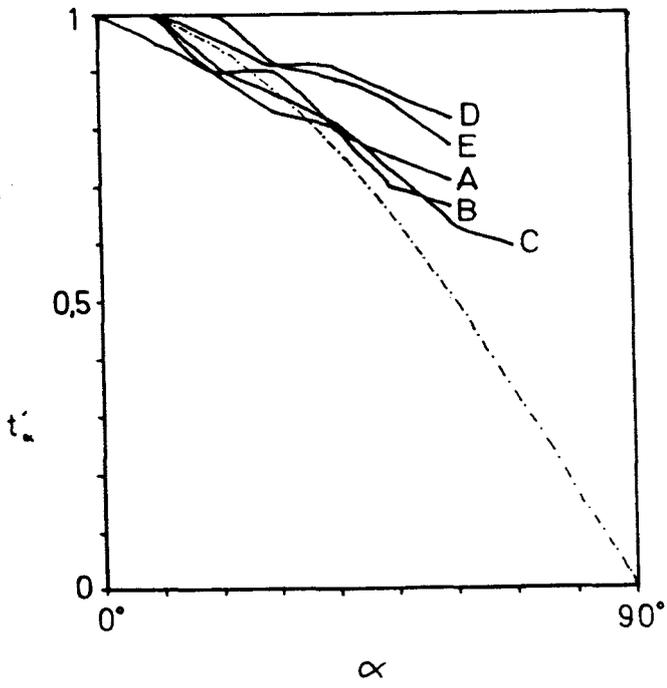
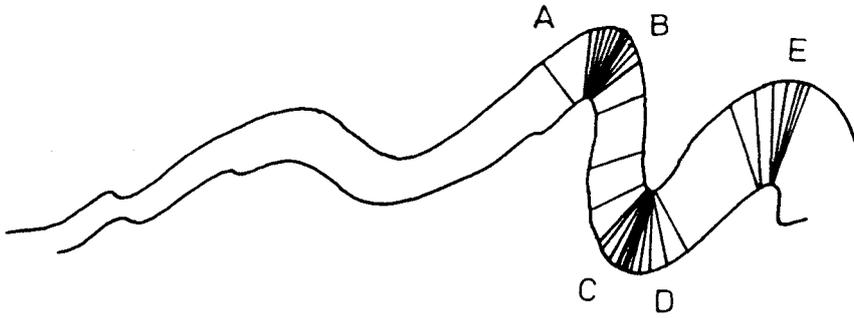


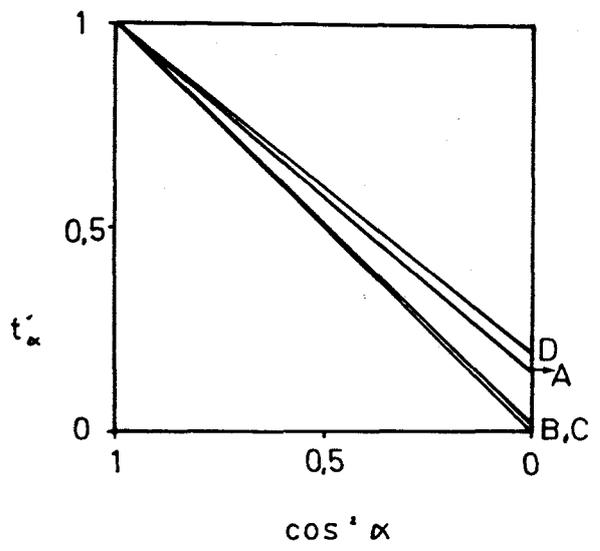
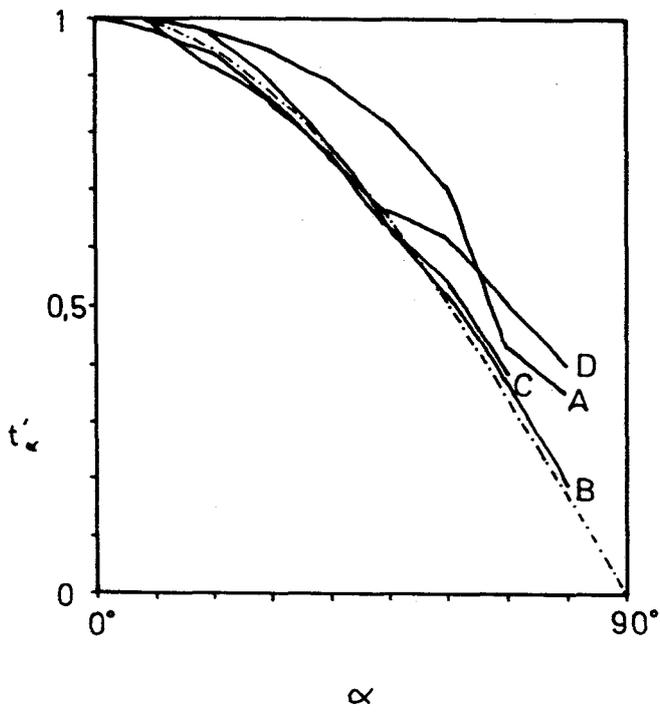
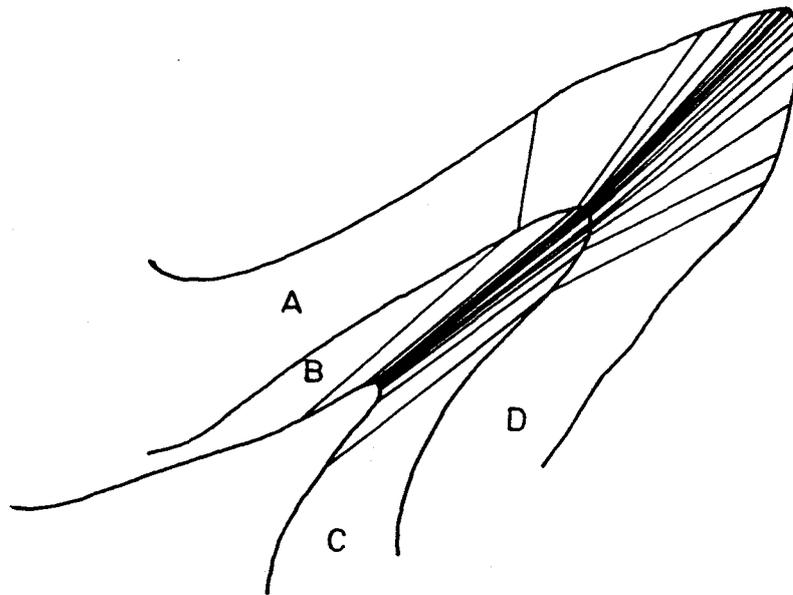


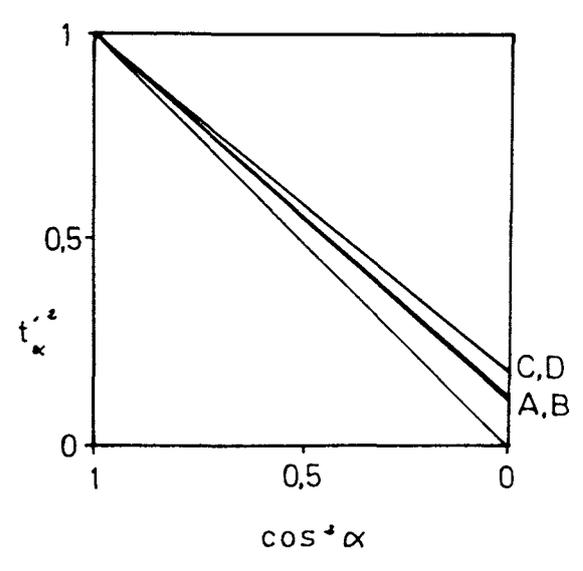
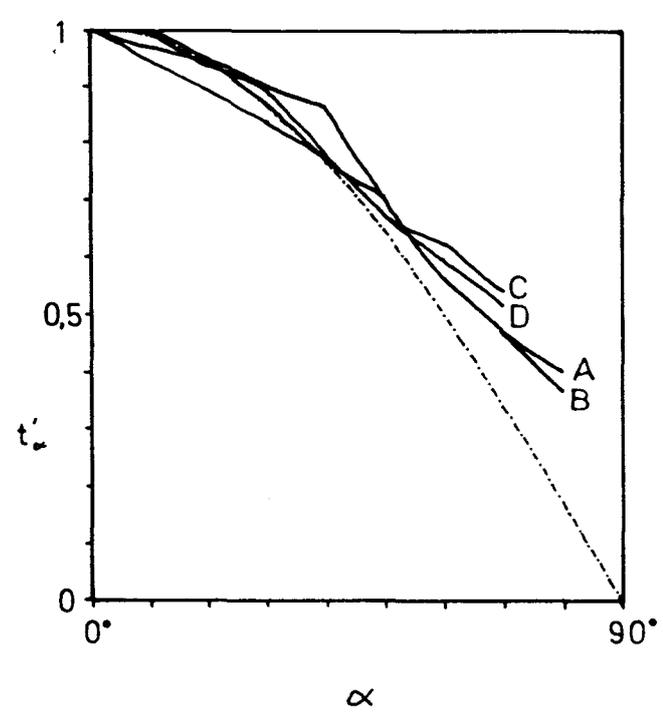
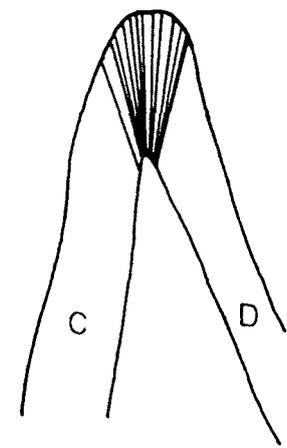
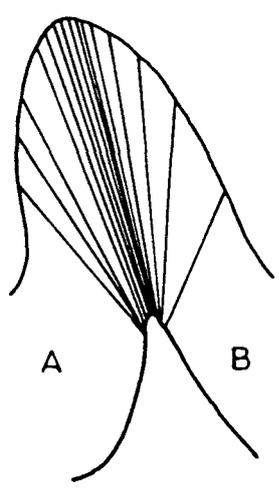


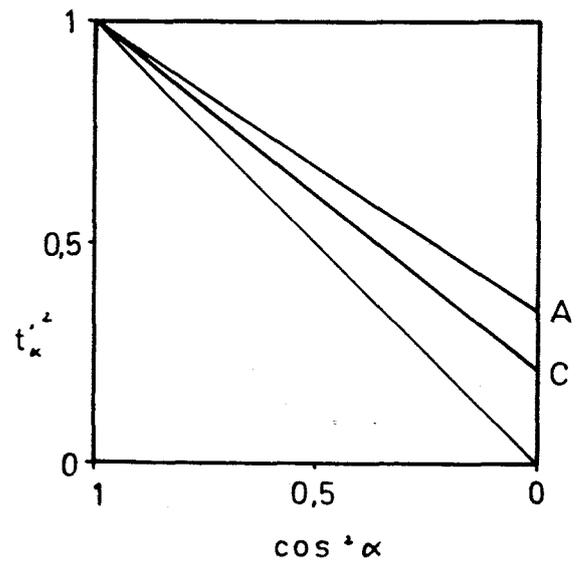
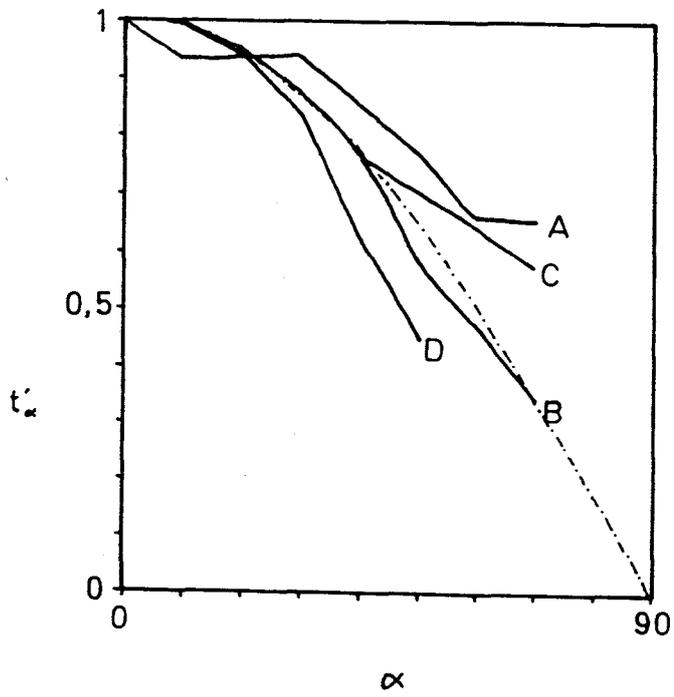
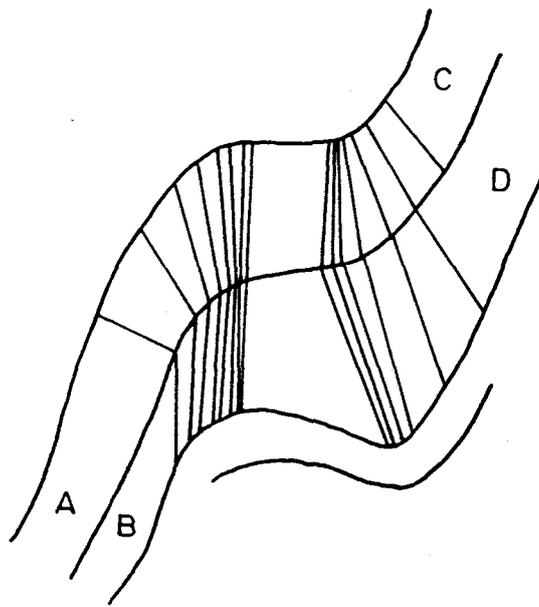


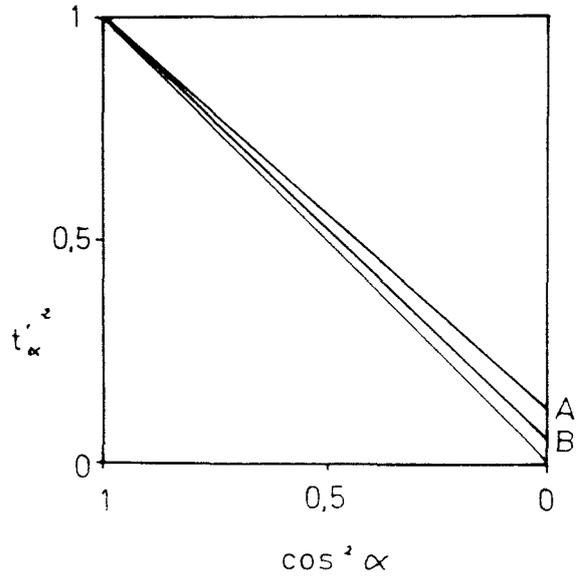
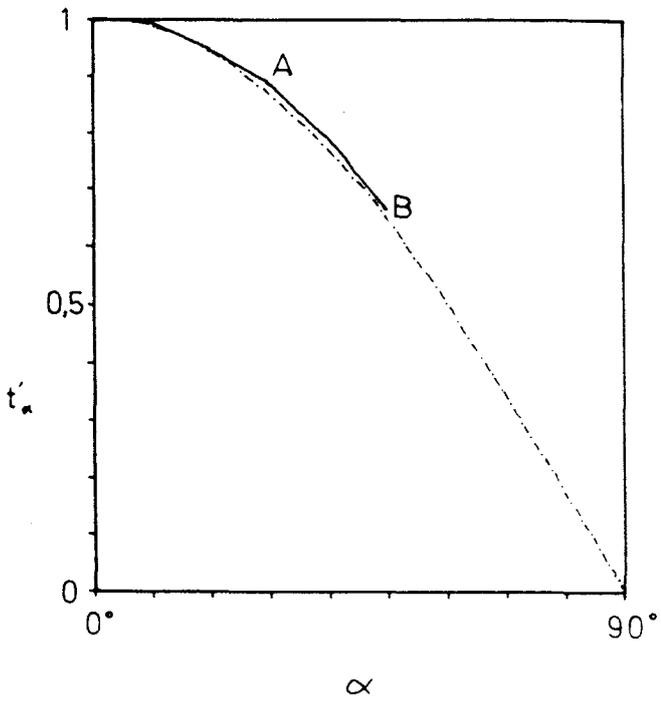
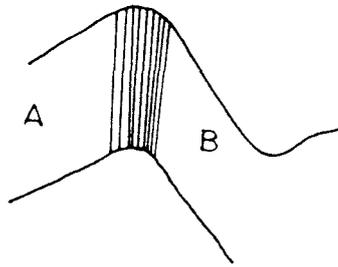


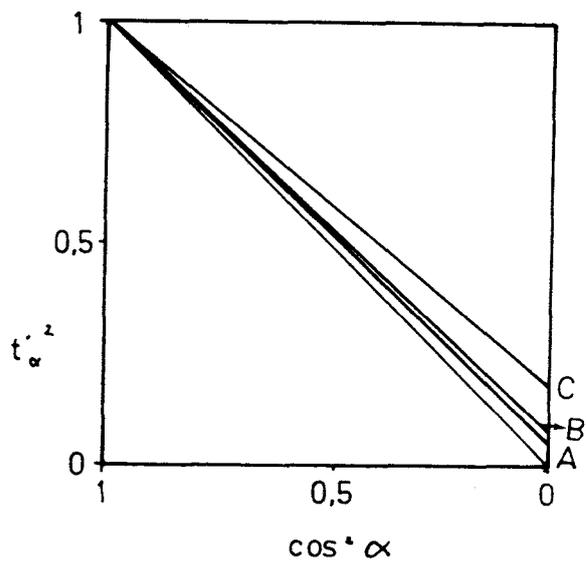
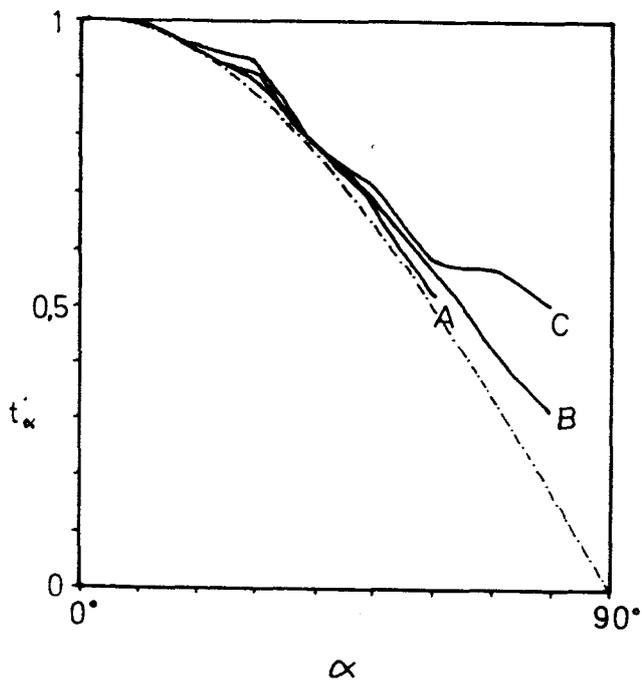
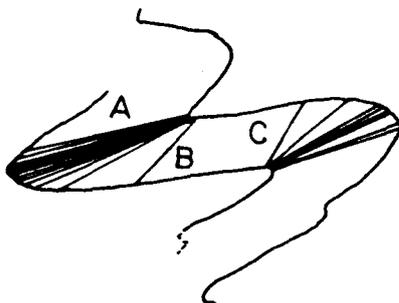


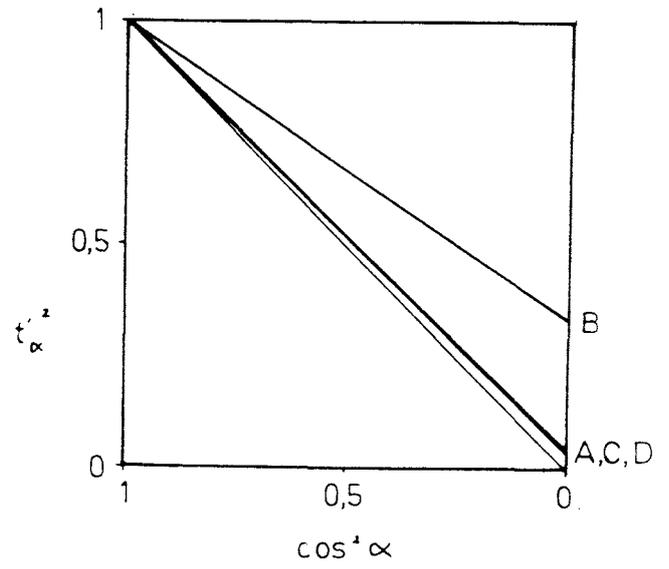
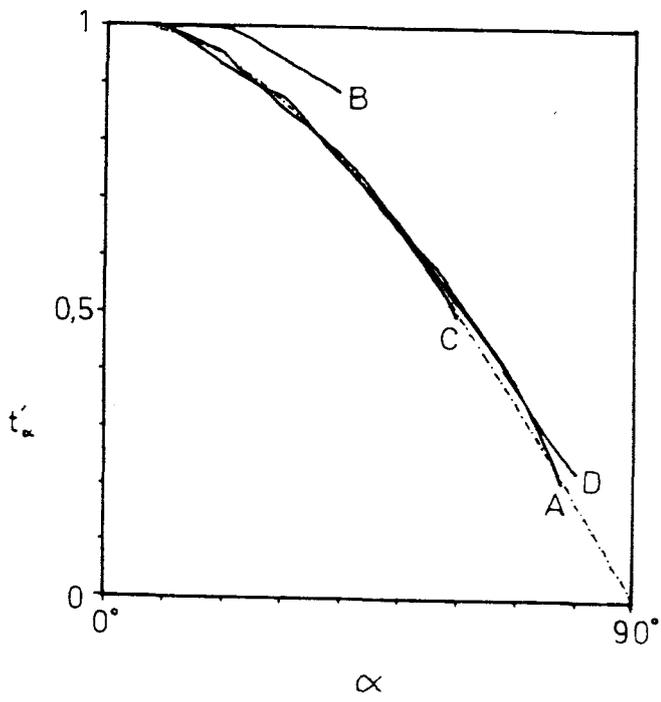
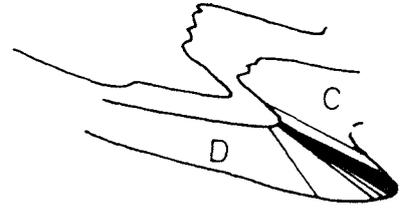
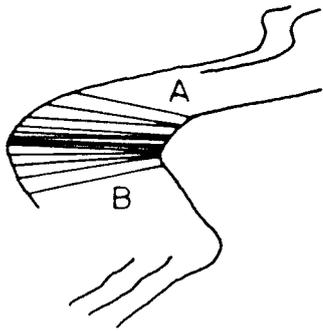


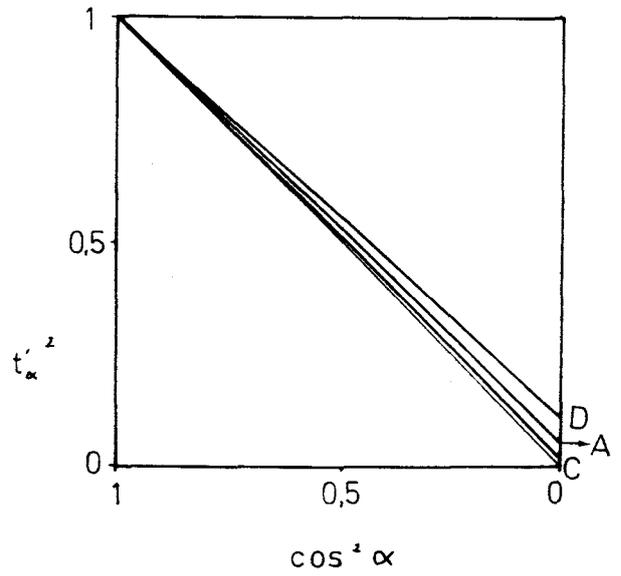
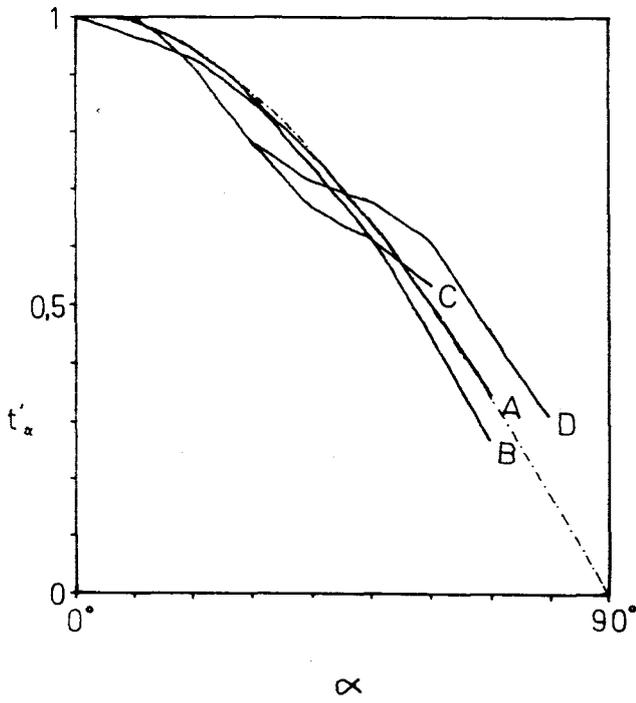
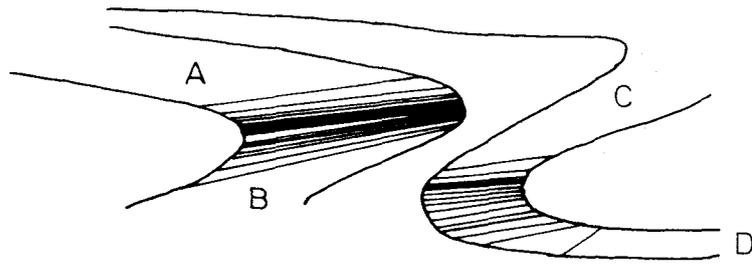


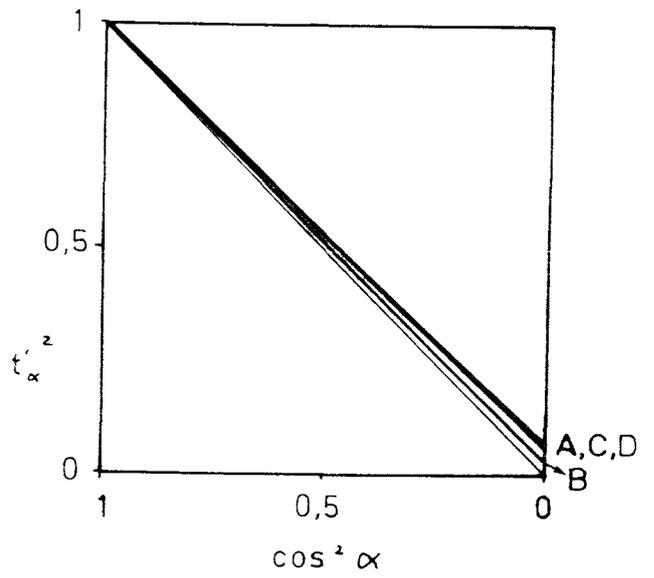
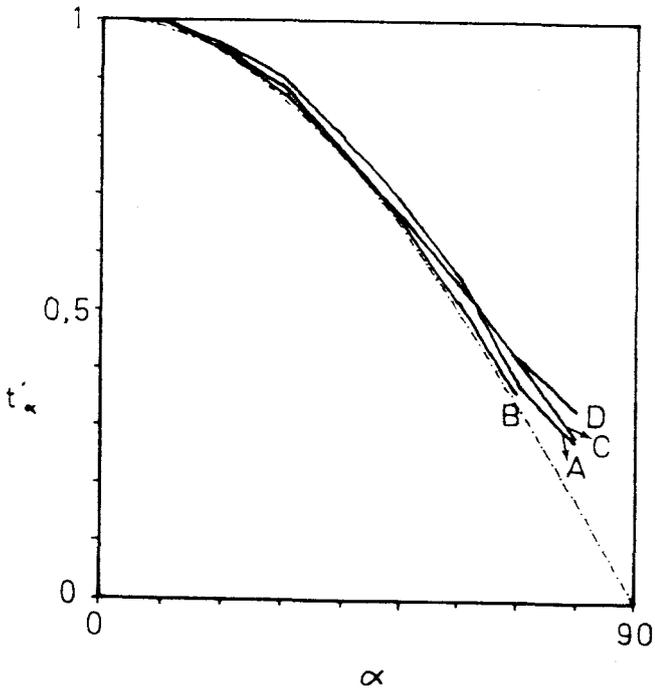
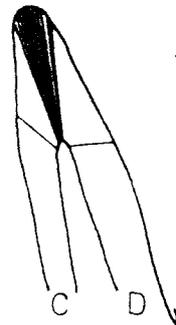
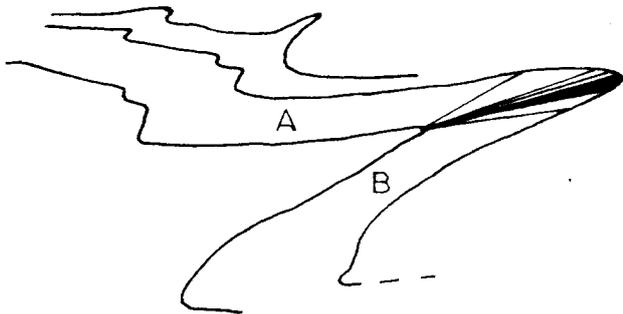


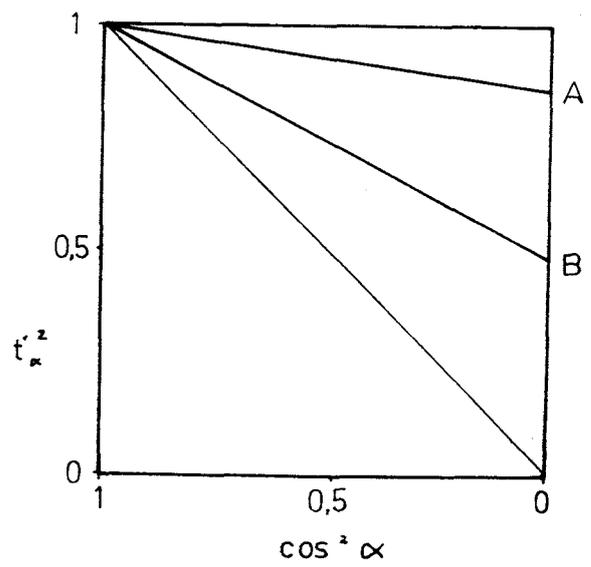
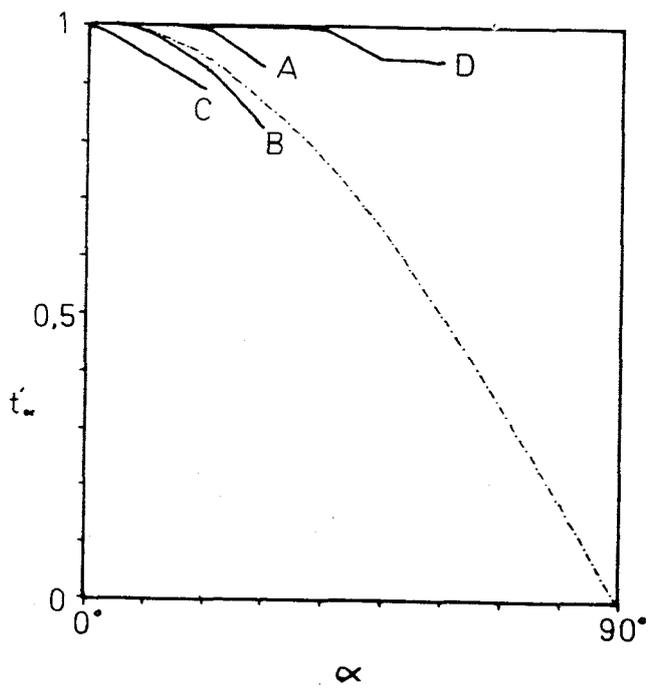
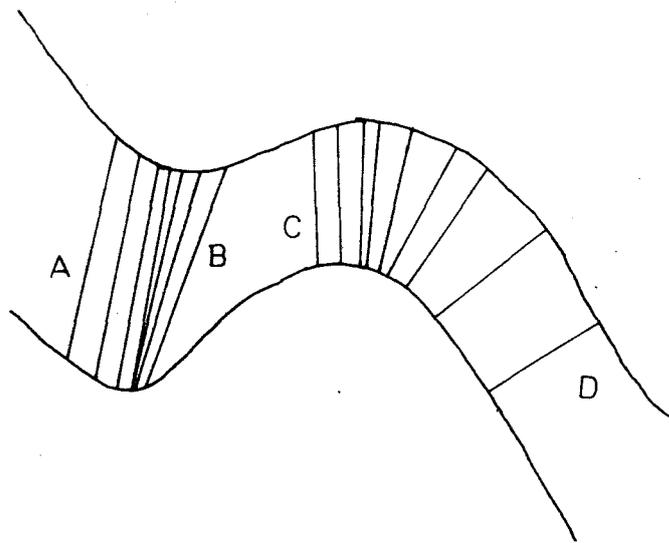


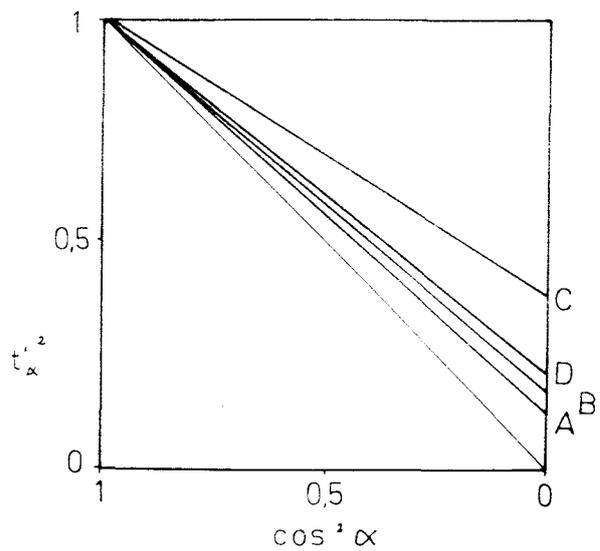
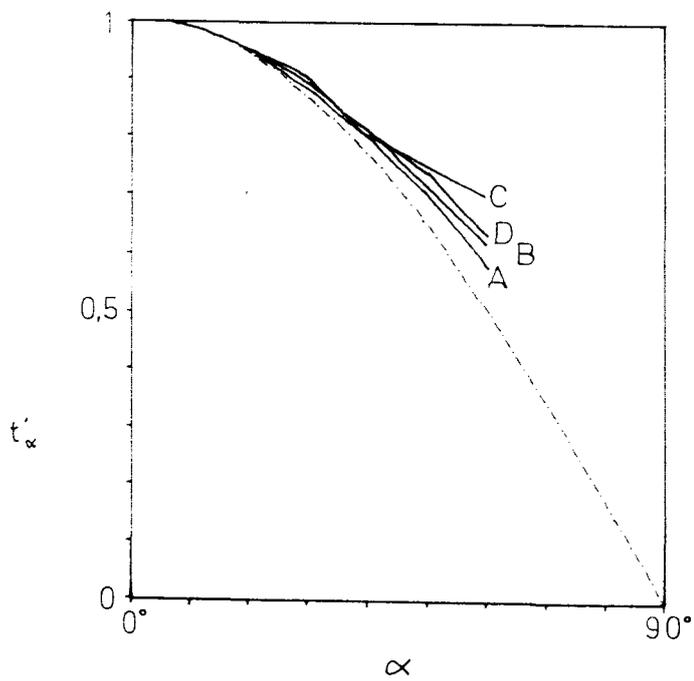
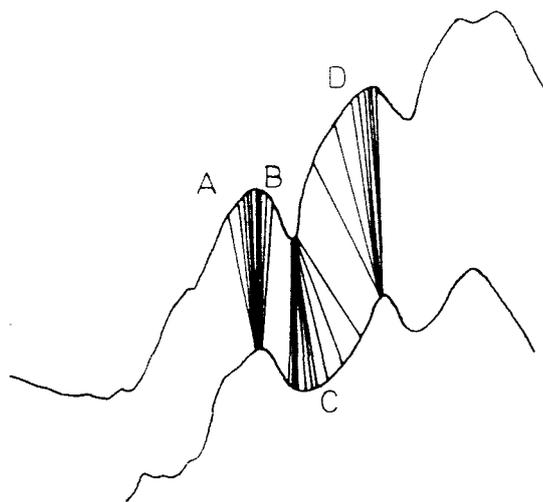














efectos de los plegamientos y torsiones posteriores suponiendo el contacto Alpujarride/ Nevado-Filábride como horizontal, y los planos axiales de los pliegues con un buzamiento de unos 30° al Norte. Una vez efectuadas las operaciones se obtiene una posición previa de la lineación L_1 cercana a N50°E, y una dirección de movimiento de N40°E para la componente de cizalla simple. Teniendo en cuenta la vergencia generalizada con componente Sur de estos pliegues el sentido de movimiento de la cizalla simple indica movimiento del bloque de techo hacia el Sudoeste (N220°E).

Se han medido las variaciones de espesor en las capas competentes a lo largo de 63 pliegues según el método de Ramsay (1967) (fig. 3.29), los pliegues pertenecen a la clase 1C. Si suponemos que se han generado mediante la modificación por aplastamiento de pliegues paralelos, se pueden obtener los valores del aplastamiento superpuesto (Ramsay, 1967; Huddleston, 1973). Los valores de $1/R'_{xz}$ en la sección perpendicular a la charnela son muy variables, y se representa su distribución en la figura 3.29. El aplastamiento superpuesto tiende a aumentar hacia el Oeste. El valor medio está en torno a $1/R'_{xz}=0.4$, lo que nos da un valor $R'_{xz}=2.5$.

Teniendo en cuenta estos datos, podemos suponer efectivamente que estos pliegues se formaron en un régimen de cizalla simple por un "buckling" con un aplastamiento simultáneo. La orientación de las charnelas indica que el acortamiento de la componente del "buckling" se efectúa en la dirección N-S aproximadamente. La dirección de la componente de cizalla simple es SW-NE, y el sentido de la cizalla sería hacia el SW. Los valores del aplastamiento obtenidos representan una aparente del valor R_{xy} del elipsoide de deformación superpuesto por la cizalla, y definen unos valores mínimos para la deformación por cizalla simple. La gran variación de estos valores también nos señala que esta cizalla simple fue heterogénea.

Un proceso de deformación similar al descrito ha sido estudiado por Sanderson et al.(1984). Este modelo de transpresión ha sido formulado para cizallas verticales con una deformación no plana (fig. 3.30), pero se puede generalizar para cualquier zona de cizalla con deformación no plana y con cualquier orientación, efectuando una rotación de sólido rígido del modelo anterior. La orientación de las estructuras indica que en esta fase de deformación el plano XY del elipsoide se sitúa oblicuo al límite de la zona con fábrica planolinear y con buzamientos suaves hacia el Norte, y Z próximo a la vertical. Con esta

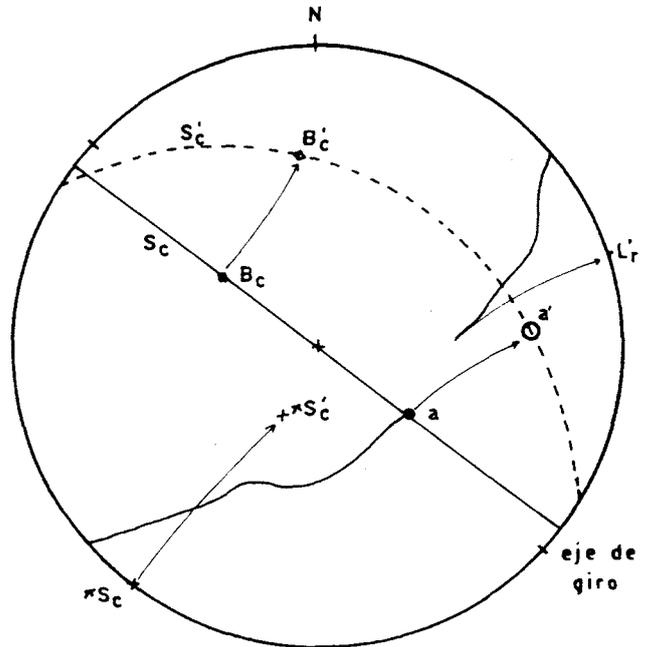
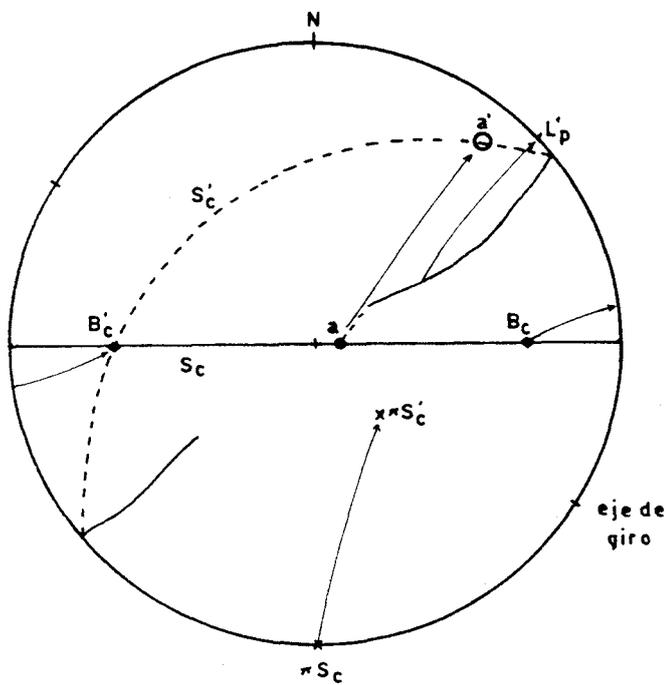
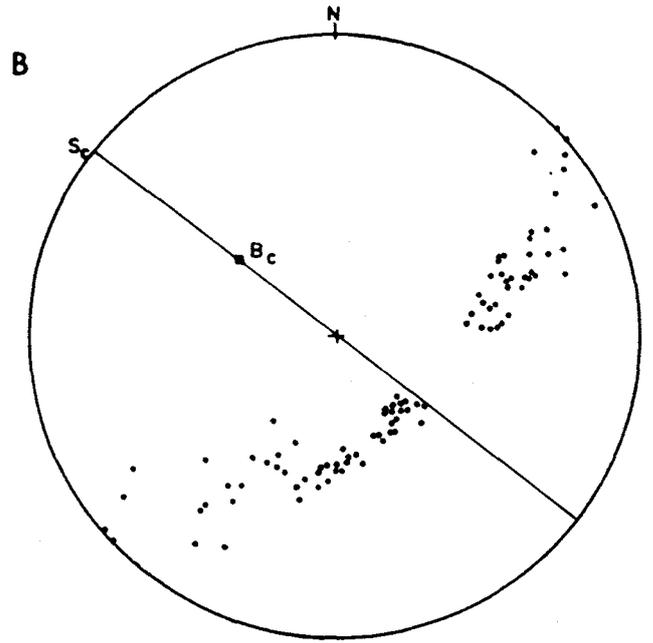
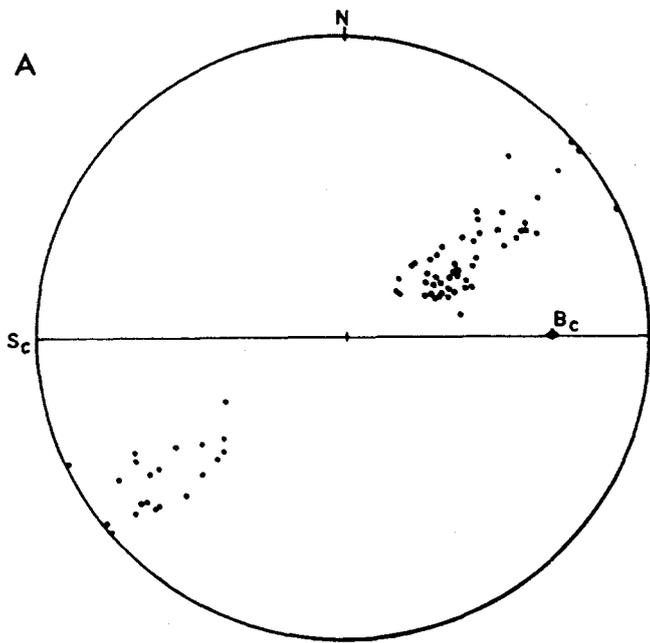


Fig. 3.28.- Distribuciones de la lineación de estiramiento L_p (A) y de la lineación de intersección L_r (B) deformadas por los pliegues F_c . En la parte superior se representa la distribución de las lineaciones plegadas y en la parte inferior una restitución a su posición anterior a los pliegues F_n .

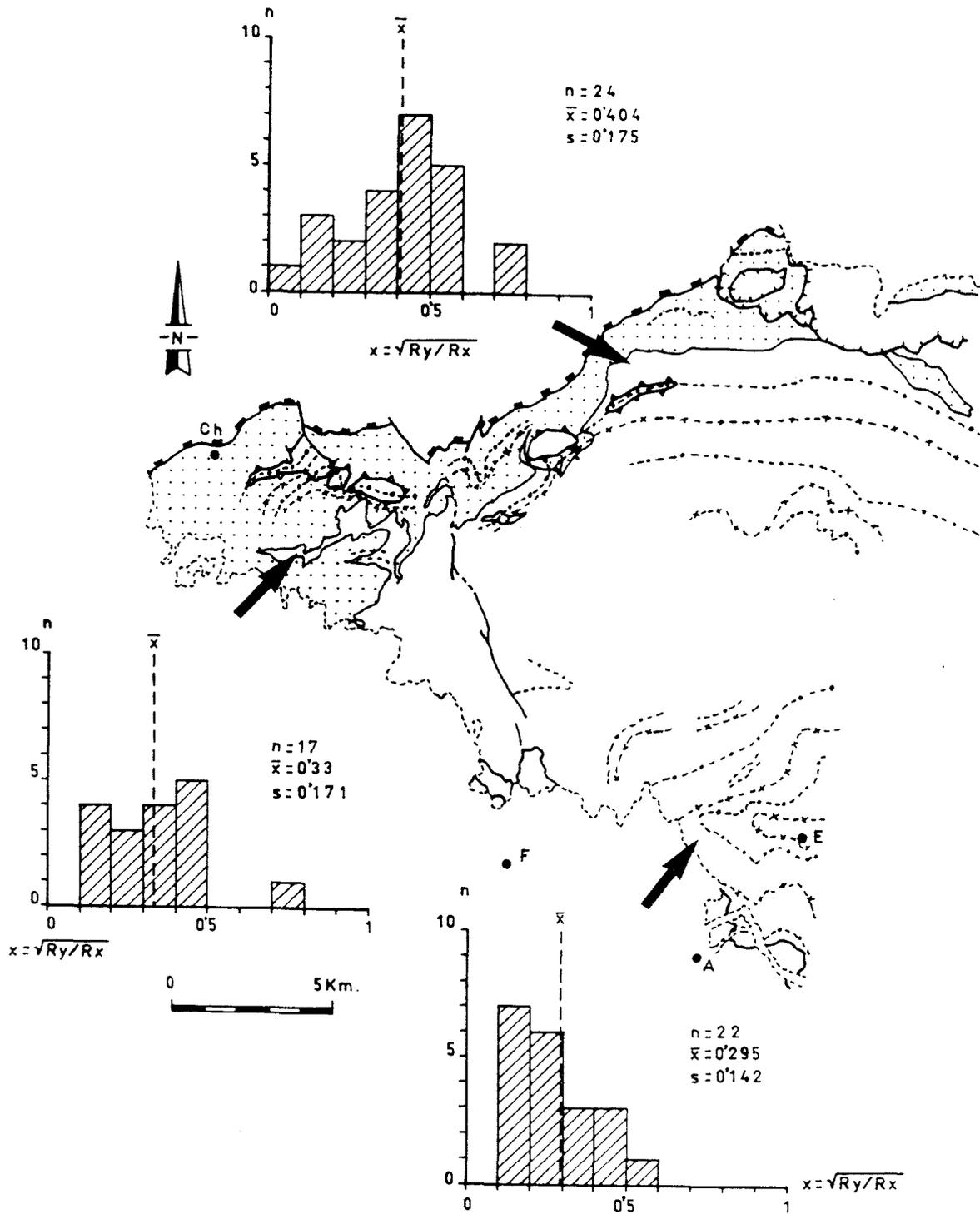


Fig. 3.29.- Distribuciones de frecuencias del aplastamiento superpuesto a los pliegues F_c de la clase IC. El aplastamiento esta expresado por $x = (Ry/Rx)^{1/2}$.

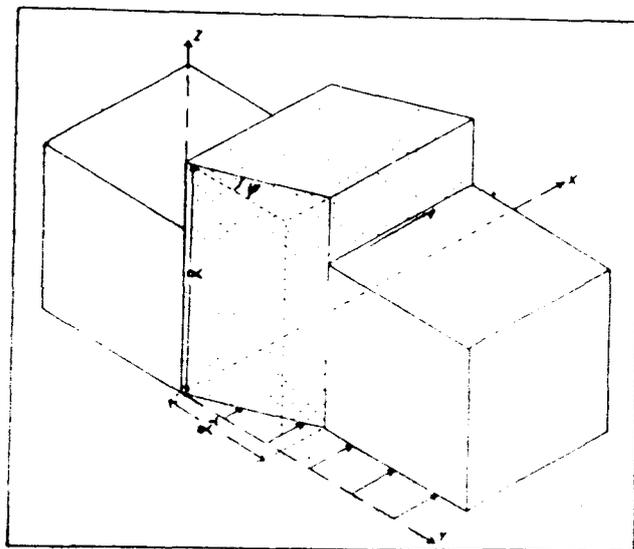


Fig. 3.30.- *Modelo de transpresión según Sanderson et al. (1984).*

orientación, si suponemos que no hay variación significativa de volumen, se produciría un acortamiento según una dirección N-S, un adelgazamiento próximo a la vertical, acompañado por un estiramiento con componente Oeste. Este proceso es congruente con la orientación y forma del elipsoide de deformación que da lugar a la fábrica planolinar, así como con el sentido de movimiento de la cizalla simple asociada. En resumen, podemos pensar que los pliegues vergentes al Sur corresponden a la continuación de la deformación que da lugar a la fábrica planolinar y que se forman dentro del mismo proceso de extensión. La diferencia es que estos pliegues deforman a materiales no afectados por la fábrica planolinar, por lo que el acortamiento N-S y el estiramiento E-W afectó a todo el conjunto Nevado-Filábride y no solo al interior de la zona de cizalla.

Dentro de las zonas de cizalla dúctil desarrolladas en extensión es frecuente el desarrollo de una o varias generaciones de pliegues cerrados que pliegan a la fábrica planolinar y que son cortados por el "detachment". Estos pliegues pueden formarse a varios ángulos con respecto a la lineación de estiramiento, desde subparalelos hasta formar unos 30 a 40° (Gaudemer et al., 1985; Hodge et al., 1987; Malavieille; 1987a,b)

Pliegues correlacionables con estos y que deforman la fábrica planolinar, con charnelas subparalelas a la lineación de estiramiento (L_p), han sido descritos en todo el Nevado-Filábride por varios autores: Langenberg (1972), Vissers (1981), Platt et al. (1983), González Lodeiro et al. (1984), Martínez Martínez (1984), Jabaloy (1985), Platt &

Behrmann (1986), Álvarez Lobato (1987), Jabaloy & González Lodeiro (1988), Galindo Zaldivar et al. (1989), y Galindo Zaldivar (1990) entre otros. La morfología de estos pliegues varía desde el Este hacia el Oeste. En el sector más oriental: Zona de Aguilas, son pliegues mesoscópicos de vergencia Norte (Álvarez Lobato, 1987). En el sector central: S^a de los Filabres, S^a Alhamilla y Este de S^a Nevada, son pliegues de tamaño hectométrico a kilométrico con flancos inversos importantes y con vergencias de componente Sur (Langenberg, 1972; Vissers, 1981; Platt et al., 1983; Martínez Martínez, 1984; Jabaloy, 1985; Jabaloy & González Lodeiro, 1988). En el sector occidental: centro y Oeste de S^a Nevada, los pliegues son mesoscópicos con vergencias variables (Galindo Zaldivar, 1990). En este último sector hay dominios en donde los pliegues tienen vergencias hacia el SE, y dominios con pliegues de vergencia NW, en la zona de transición de un dominio a otro hay pliegues en cofre (Galindo Zaldivar, 1990).

En la zona occidental y central de S^a Nevada los pliegues no tienen flancos inversos importantes y el acortamiento es pequeño (Galindo Zaldivar, 1990), mientras que en el sector central los acortamientos son mayores. Las orientaciones de las charnelas de estos pliegues siempre se mantiene subparalela a las orientaciones de la lineación de estiramiento de la fábrica planolinar (fig. 3.31). describiendo las mismas curvaturas divergentes. Galindo Zaldivar (1990) explica mediante el modelo de la banda elástica de Lacassin (1984) la formación de los pliegues post-fábrica planolinar en el sector occidental del Nevado-Filábride. este modelo predice la formación de pliegues paralelos a la lineación de estiramiento en una zona de cizalla, con un acortamiento mayor en la zona central que en los extremos. También en los modelos de extrusión de material confinado en un canal rígido (Gilbert & Merle, 1987), los pliegues dentro del canal confinado tienen charnelas paralelas a la lineación de estiramiento, pero en la zona donde se produce la extrusión y la expansión, los pliegues se generan perpendiculares a la dirección de la lineación de estiramiento.

III.3.3.- CLIVAJE DE CRENULACION EXTENSIONAL.

Esta estructura se desarrolla fundamentalmente en una zona situada por debajo del contacto Alpujárride/ Nevado-Filábride. Hacia abajo se pierde gradualmente esta estructura,

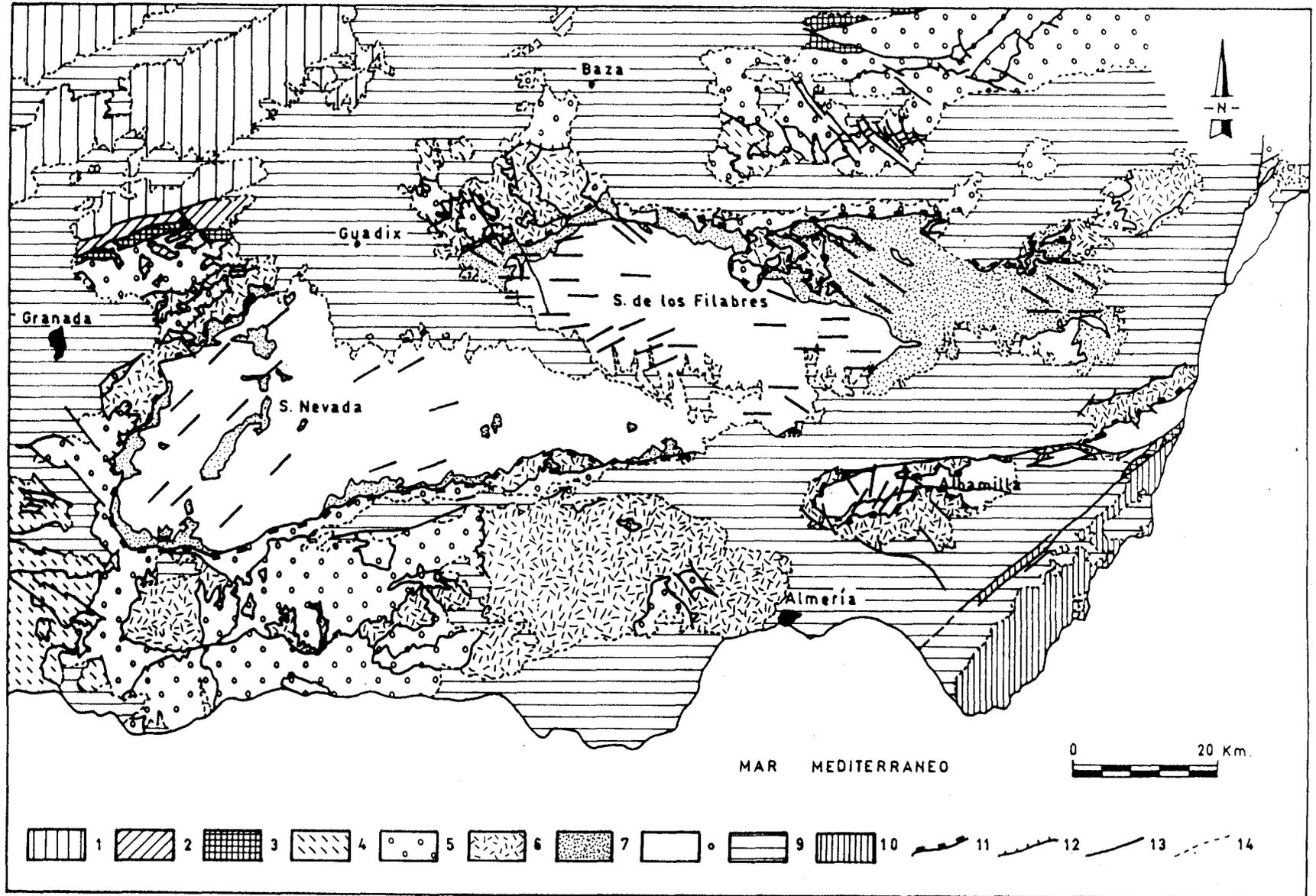


Fig. 3.31.- *Distribución de las direcciones de las charnelas de los pliegues F_c , en el Nevado-Filábride. El mapa se ha realizado con datos de este trabajo y de Langenberg (1972), Vissers (1981), Martínez Martínez (1984), Platt & Behrmann (1986), y Galindo Zaldívar (1990). LEYENDA: 1- Dominio Sudibérico, 2- C. Maláguide, 3- C. de la Dorsal; C. Alpujárride: 4- Mantos superiores, 5- Mantos medios, 6- Mantos inferiores; C. Nevado-Filábride: 7- Conjunto litológico superior (Esquistos de Tahal + Mármoles de las Casas), 8- Conjunto litológico inferior (Metaareniscas de Aulago + Esquistos de Montenegro); 9- Materiales sedimentarios neógenos, 10- Rocas Volcánicas, 11-"Detachment", 12- Fallas normales de bajo ángulo, 13- Contacto mecánico, 14- discordancia.*

excepto en el área Sur donde el límite inferior es una falla, la falla de Abla-Fiñana. El espesor de esta zona es menor que el de la zona con desarrollo de la fábrica planolinar. Oscila entre unos 800 metros en la zona Norte, y unos 100 a 200 metros, en el Sur, cerca de Fiñana. En la parte occidental tiene un espesor medio de unos 400 a 500 metros, como puede observarse al Sur de Rambla del Agua (fig. 3.32, Mapa 5 y cortes geológicos). La penetratividad del clivaje de crenulación extensional es muy variable dentro de esta zona.

El clivaje de crenulación extensional está definido por un conjunto de bandas de cizalla dúctil de pequeña escala desarrolladas sobre los flancos de micropliegues muy abiertos que afectan a una foliación previa (Platt & Vissers, 1980). En esta región, la foliación afectada por las bandas de cizalla dúctil del clivaje de crenulación extensional, es la foliación de la fábrica planolinar S_p . Esta estructura también deforma a la crenulación de plano axial de los pliegues vergentes al Sur (S_c).

El clivaje de crenulación extensional puede aparecer como dos conjuntos de bandas de cizalla que provocan sentidos de desplazamiento opuestos sobre la foliación deformada (Platt & Vissers, 1980). En esta región, hay un conjunto de bandas de cizalla de espesor milimétrico que indican movimientos del bloque de techo con componente Oeste, y bandas con el mismo espesor que indican movimientos del bloque de techo con componente Este. Las superficies con movimiento del bloque de techo con componente Oeste son mucho más

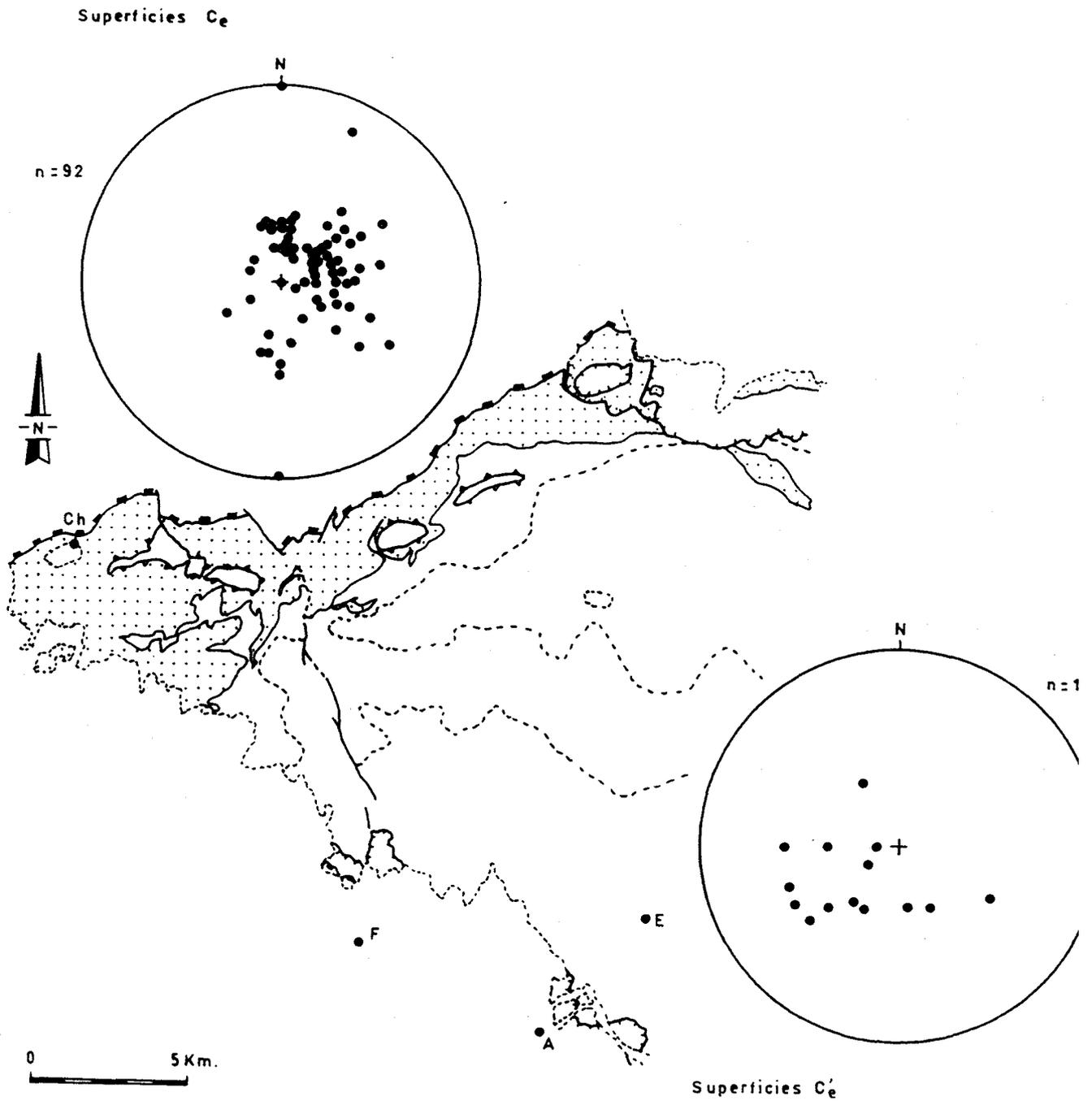


Fig. 3.32.- Orientaciones de los planos de cizalla del clivaje de crenulación extensional con sentido de movimiento del bloque de techo hacia el Oeste (C_e) y con sentido de movimiento del bloque de techo hacia el Este (C'_e). La línea gruesa discontinua señala la posición del límite inferior de la zona con desarrollo del clivaje de crenulación extensional.

abundantes y las denominaremos planos C_e , y a las superficies con movimiento del bloque de techo con componente Este, menos abundantes, las denominaremos planos C'_e . Esta estructura se desarrolla en los esquistos, donde se generan los planos C_e y C'_e (Fotos 55 y 56). En las metaareniscas y en los mármoles se observan una lineación de estiramiento congruente con la dirección de extensión que se deduce de la relación entre la foliación principal y los planos C_e y C'_e (Platt & Vissers, 1980; Galindo Zaldivar, 1990).

Estas estructuras se forman como resultado de una extensión a lo largo de planos de anisotropía previas (foliaciones), en un régimen de deformación dúctil. Si la deformación es frágil se forman budines de la foliación (Platt & Vissers, 1980), estas estructuras son poco frecuentes en esta región, aunque también se llegan a encontrar. El hecho de encontrar asociadas estructuras como el clivaje de crenulación extensional y el budinaje de foliación nos indicaría que esta deformación debe de producirse cerca del campo de transición dúctil-frágil. La mayor abundancia de los planos C_e sobre los C'_e , y las diferencias de penetratividad de ambos indican que la deformación se efectúa en un régimen por cizalla simple heterogénea con una componente coaxial (Platt & Vissers, 1980).

Sobre los planos C_e se desarrolla con frecuencia una lineación de estrías, o bien de alineaciones de intercrecimientos de clorita y mica. La lineación y los arrastres indican una dirección y sentido de desplazamiento entre $N230^\circ E$ y $N300^\circ E$, predominando la dirección y sentido $N260^\circ E$ (fig. 3.33). Los planos C'_e , conjugados de los anteriores, indican movimiento del bloque de techo hacia el E-NE, con régimen normal. La actuación de estos planos sobre la roca da lugar a una extensión WSW-ENE y a un adelgazamiento en la vertical.

Al microscopio los planos C_e y C'_e son estrechas zonas de cizalla, con un espesor máximo de 1 mm., en las que se desarrollan protomilonitas y milonitas, con reducción del tamaño de grano por recristalización dinámica del cuarzo. Los cloritoides, granates, estaurolitas, plagioclasas, anfíboles ... están fracturados y cizallados. La mica incolora, clorita e intercrecimientos de mica y clorita están cizallados y sólo recrecen dentro de la cizalla intercrecimientos de clorita con micas ricos en agua (Fotos 55 y 56).

El límite inferior de la zona donde se desarrollan estas estructuras, en la región Sur,

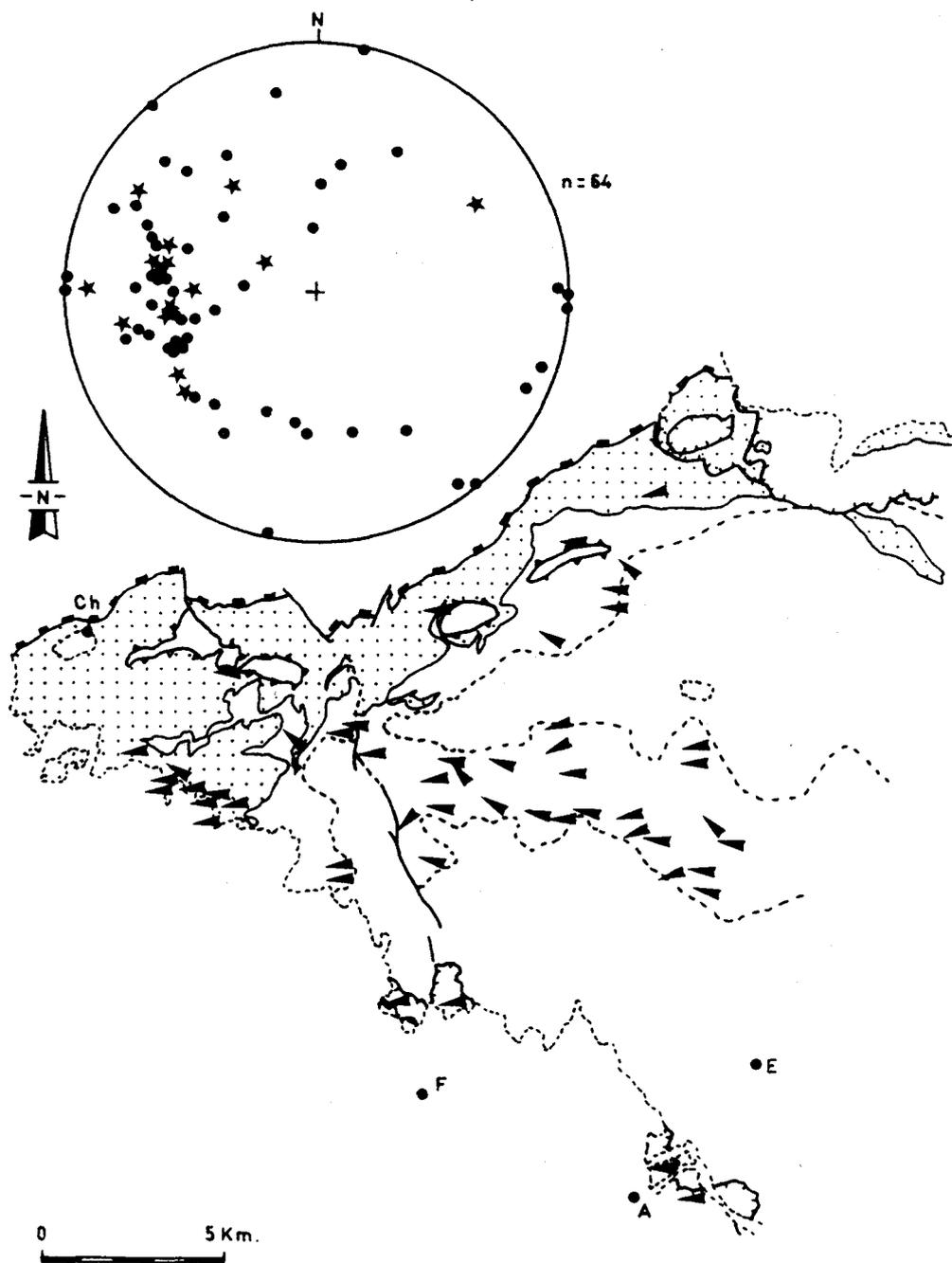


Fig. 3.33.- Direcciones y sentidos de movimiento del bloque de techo de los planos de cizalla del clivaje de crenulación extensional. En el Diagrama de Wulff, los círculos negros indican las direcciones de movimiento deducidas de la intersección entre S_p y C_e y de la intersección entre C_e y C'_e ; las estrellas señalan las direcciones deducidas de las alineaciones de cloritas dentro de los planos C_e .

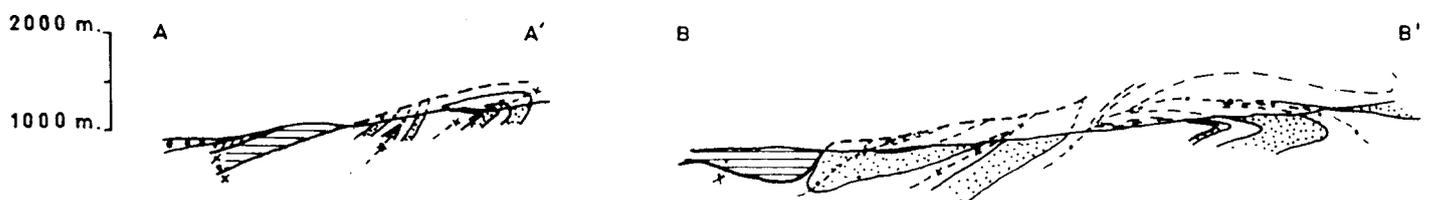
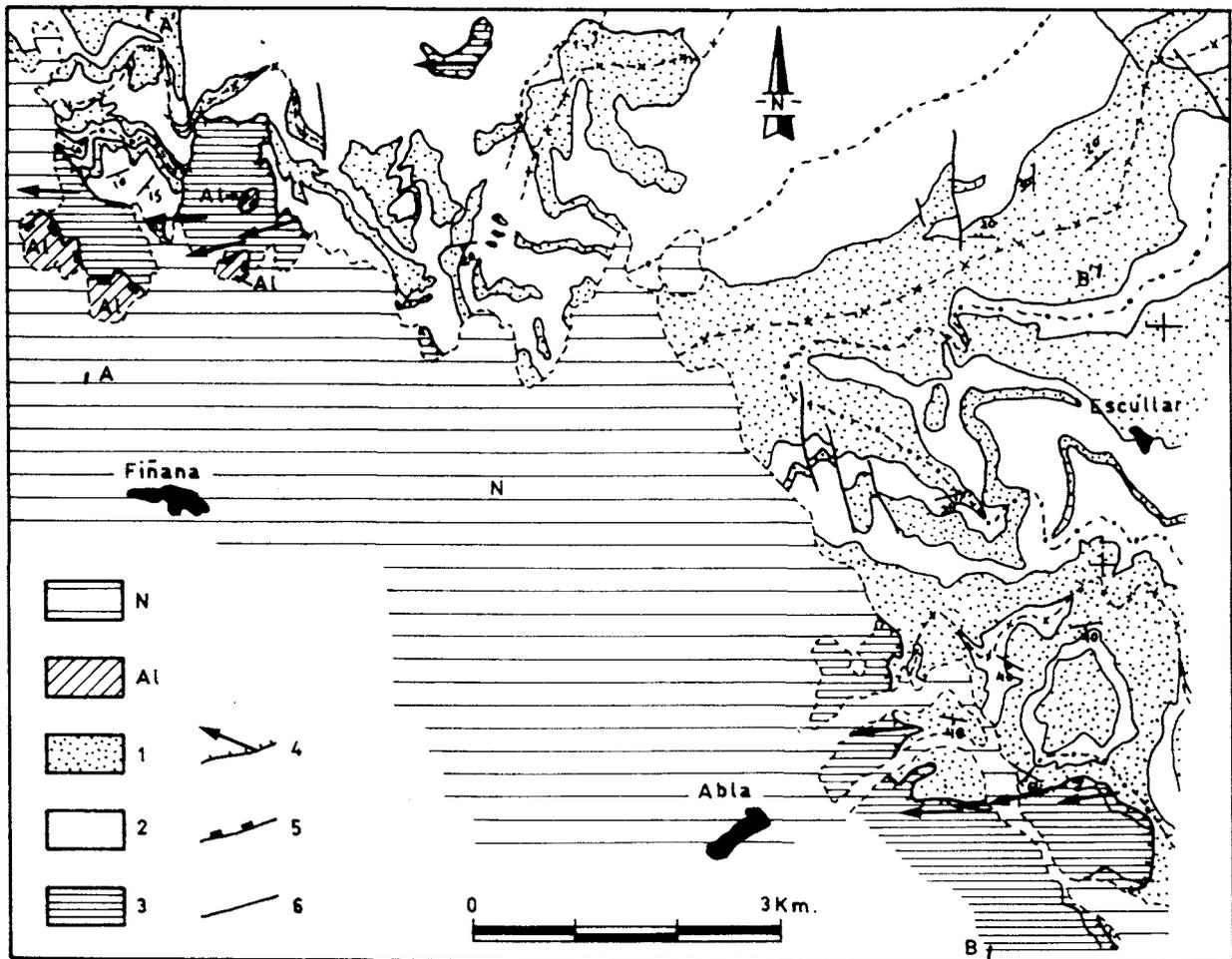


Fig. 3.34.- Direcciones y sentidos de movimiento del bloque de techo de la Falla de Ablá-Fiñana. LEYENDA: N- Neógeno y Cuaternario, Al- Alpujarride, 1- Metaareniscas de Aulago, 2- Esquistos con grafito, 3- Esquistos de Montenegro, 4- Falla de Ablá-Fiñana con indicación del sentido de movimiento del bloque de techo, 6- Contacto mecánico.

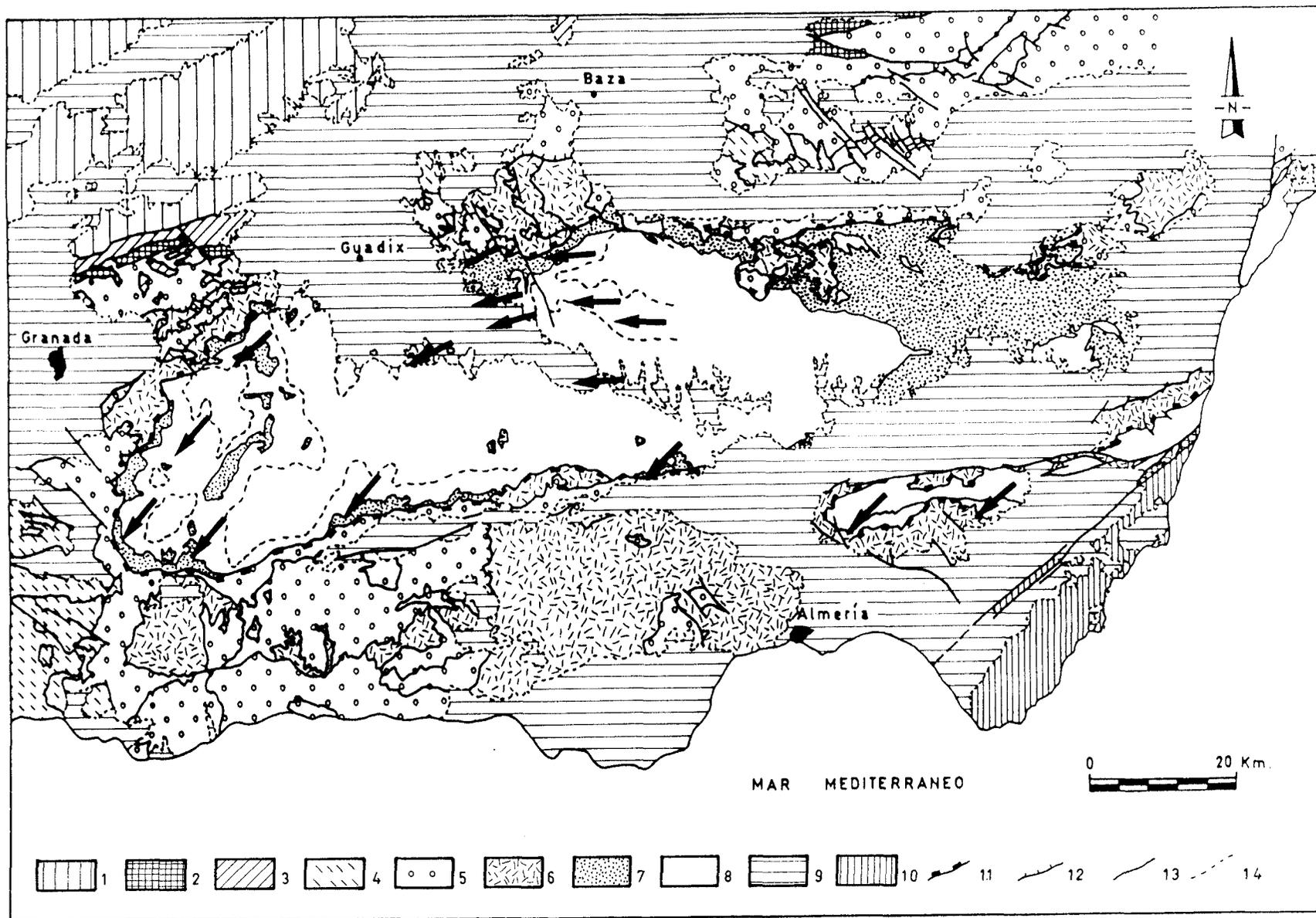
es la falla de Abla-Fiñana. Es una falla dúctil-frágil con una estrecha banda de milonitas y ultramilonitas (10 a 5 cm.) (Fotos 57 y 58) en las que se observa una lineación de estiramiento de orientación N80°E. Los porfiroblastos deformados, "mica-fish", estructuras S-C, sombras de presión asimétricas y pliegues de arrastre (Foto 58) indican que el bloque de techo se ha movido hacia el Oeste-Sudoeste.

La falla de Abla-Fiñana y la zona con clivaje de crenulación extensional, cortan y deforman a las trazas axiales de los pliegues. Esto es especialmente claro en el sector de Abla-Escullar y de Fiñana (fig. 3.34, mapas nº 2 y 5, cortes geológicos).

La dirección y el sentido de movimiento de la componente de cizalla simple que se deduce de la fábrica planolinar, de los pliegues vergentes al Sur, y del clivaje de crenulación extensional son coincidentes, lo que indica que esta última estructura se forma en un régimen de deformación similar al de las estructuras anteriores, pero en condiciones dúctil-frágiles.

La distribución del clivaje de crenulación extensional dentro del Nevado-Filábride es similar a la distribución de la fábrica planolinar (fig. 3.35) (datos de este trabajo, Platt & Vissers, 1980; Martínez Martínez, 1984; Platt & Behrmann, 1986; Galindo Zaldivar, 1990). Se localiza en una zona a techo del Nevado-Filábride con un espesor menor que la zona con fábrica planolinar. Las direcciones y sentidos de movimiento de esta estructura

Fig. 3.35.- *Distribución de las direcciones y sentidos de movimiento del bloque de techo de los planos de cizalla del clivaje de crenulación extensional, en el Nevado-Filábride. La línea gruesa discontinua señala la posición del límite inferior de desarrollo del clivaje de crenulación extensional. El mapa se ha realizado con datos de este trabajo y de Martínez Martínez (1984); García Dueñas et al. (1987) y Galindo Zaldivar (1990). LEYENDA: 1- Dominio Sudibérico, 2- C. Maláguide, 3- C. de la Dorsal; C. Alpujárride: 4- Mantos superiores, 5- Mantos medios, 6- Mantos inferiores; C. Nevado-Filábride: 7- Conjunto litológico superior (Esquistos de Tahal + Mármoles de las Casas), 8- Conjunto litológico inferior (Metaareniscas de Aulago + Esquistos de Montenegro); 9- Materiales sedimentarios neógenos, 10- Rocas Volcánicas, 11-"Detachment", 12- Fallas normales de bajo ángulo, 13- Contacto mecánico, 14- discordancia.*



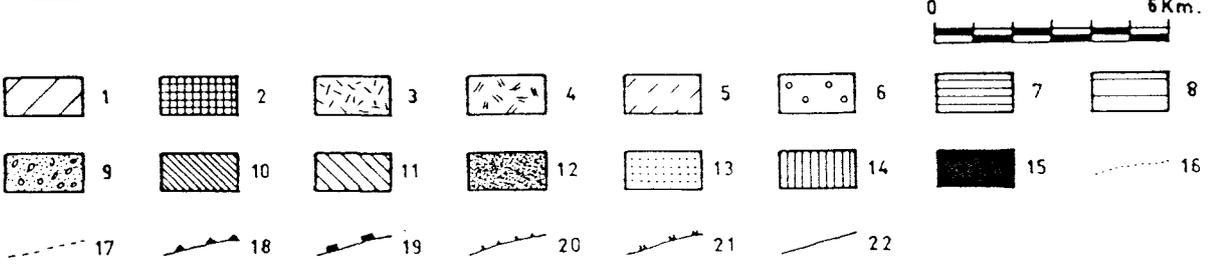
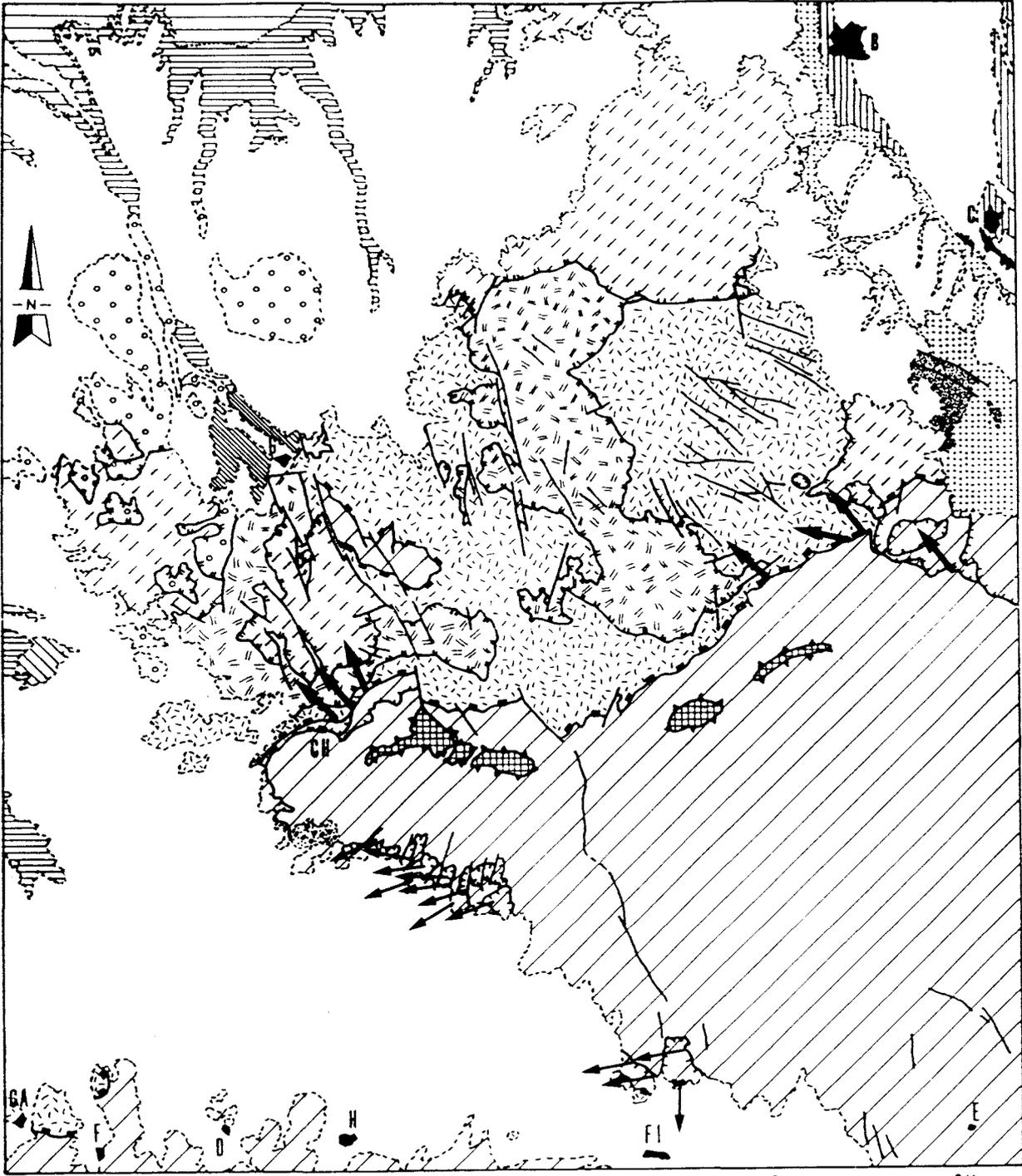
muestran una dispersión menor que las direcciones y sentidos de movimiento de la cizalla dúctil que dio lugar a la fábrica planolinar. Debido a esto, aunque en la mayor parte de las zonas coinciden la dirección y sentido de movimiento deducidas de ambas estructuras, en algunos sectores pueden llegar a formar ángulos de 90°.

III.3.4.- "DETACHMENT" Y FALLAS NORMALES DE BAJO ANGULO.

El contacto Alpujárride/ Nevado-Filábride es una superficie neta que corresponde a una falla frágil, que ha actuado como un "detachment" extensivo (Aldaya et al., 1984; García Dueñas et al., 1986,1987; Galindo Zaldivar, 1985,1986; Galindo Zaldivar et al., 1989). Las rocas de falla son harinas y brechas de cemento carbonatado. Junto a estas brechas carbonatadas, puede haber masas de yeso de hasta varios metros cúbicos (Fallot et al, 1960; Leine, 1964). Las harinas de falla en este área tienen un espesor muy pequeño, y sus estrías y las estructuras S-C indican movimientos de la parte superior entre N260°E y N315°E, con un máximo a N315°E. También indican el mismo sentido de movimiento algunos pliegues de arrastre y fallas normales lístricas dentro de las brechas de cemento carbonatado (fig. 3.36).

El término de falla de "detachment" se aplica a grandes fallas de bajo ángulo que se sitúan en el límite inferior de terrenos afectados de forma compleja por fallas (Ramsay & Huber, 1987; Allaby & Allaby Ed., 1990). A pesar de que este término ha sido a veces

Fig. 3.36.- *Direcciones y sentidos de movimiento del bloque de techo del "detachment" (flechas gruesas) y de las fallas normales de bajo ángulo (flechas finas). LEYENDA; NEVADO-FILABRIDES: 1- Unidad de la S^a de los Filabres, 2- Unidad del Río Bodurria; ALPUJARRIDES: 3- Unidad de Santa Barbara, 4- Unidad de Quintana, 5- Unidad de Blanquizares, 6- Unidad de Hernán-Valle. 7 al 15- Materiales neógenos y cuaternarios; 16- Contacto concordante, 17- Contacto discordante, 18- Falla del Río Bodurria, 19- "Detachment", 20- Falla normal de bajo ángulo, 21- Contactos intra-alpujárride, 22- Falla de alto ángulo, en blanco se representan los glaciares y el aluvial.*



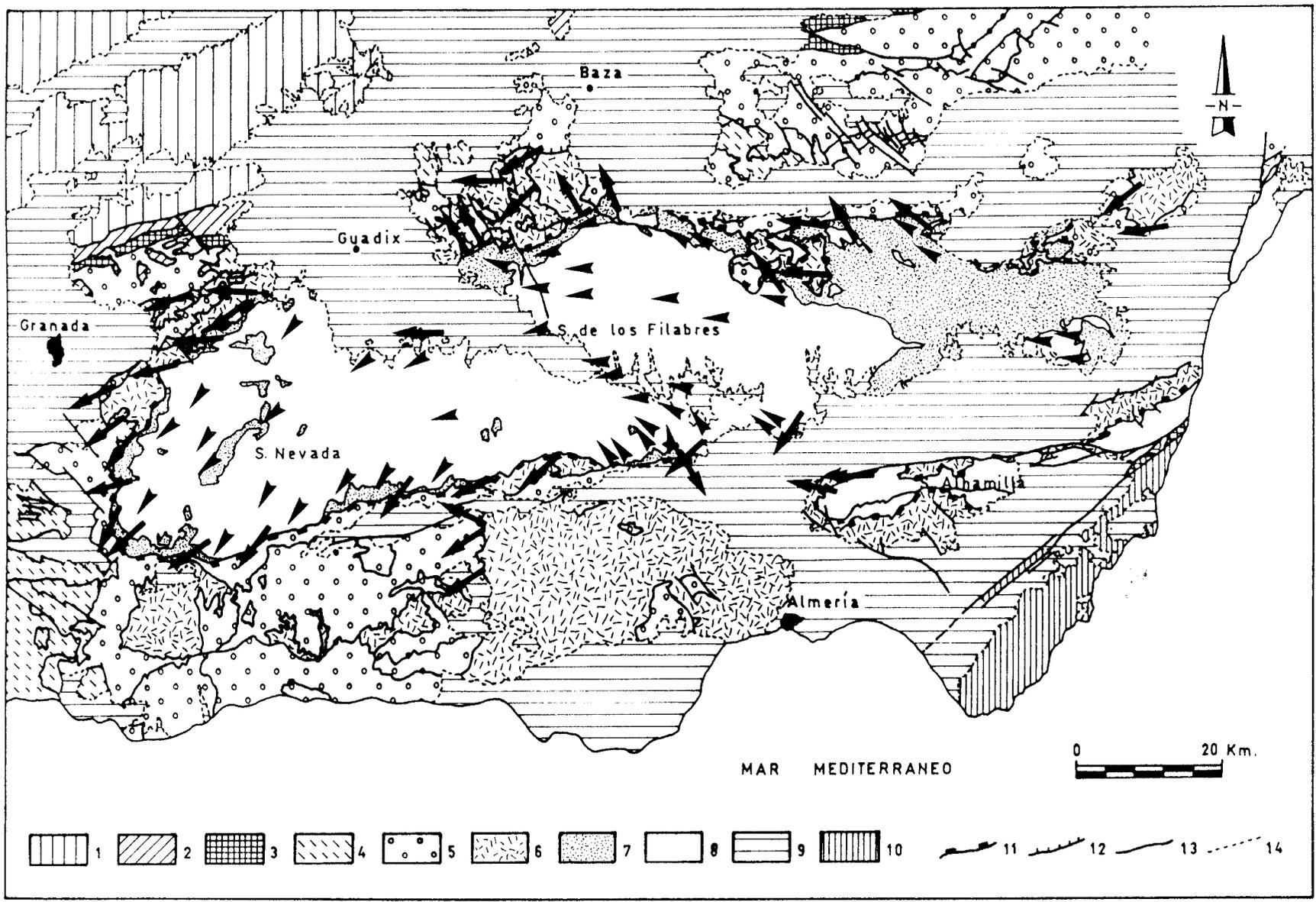
relacionado con el termino histórico de origen francés: "décollement", el uso actual de ambas palabras no es estrictamente sinónimo. "Décollement" es un término usado para especificar el control estratigráfico que ejerce un horizonte incompetente o un contacto litológico con fuerte contraste de competencia en el desarrollo de una falla basal, de forma que ésta es subparalela a dicho nivel. Por el contrario, un "detachment" no es subparalelo a ningún horizonte estratigráfico, aunque la geometría de la falla esté controlada por la competencia y la orientación de las capas (Allaby & Allaby Ed. 1990).

El "detachment" es una falla frágil con movimiento del bloque de techo con componente Oeste (Fotos 59 y 60). Las variaciones de espesor de la zona con clivaje de crenulación extensional y la omisión local de términos del bloque de muro se deben a que la superficie de falla es alabeada con rampas y rellanos.

Las medidas de las direcciones y sentidos de movimiento del bloque de techo del "detachment" en la región Sudeste de las Cordilleras Béticas (Galindo Zaldívar et al., in press) realizadas en las rocas de falla, indican que el bloque de techo se mueve con componente Oeste. Sin embargo, hay una variación en estos sentidos de movimiento (fig. 3.37), en la zona Norte el bloque de techo se mueve hacia el NW, en la zona central hacia el W, y en la zona Sur hacia el SW. Las direcciones y sentidos de movimiento del bloque de techo divergen hacia el Oeste durante la deformación frágil.

También se originan durante esta fase un conjunto de fallas normales de bajo ángulo con movimiento del bloque de techo hacia el Oeste (Foto 65). En el bloque de muro del

Fig. 3.37.- Distribución de las direcciones y sentidos de movimiento del bloque de techo del "detachment" y de las fallas normales de bajo ángulo (flechas gruesas). Las flechas cortas indican las direcciones y sentidos de movimiento del bloque de techo deducidas para la fábrica planolinear. LEYENDA: 1- Dominio Sudibérico, 2- C. Maláguide, 3- C. de la Dorsal; C. Alpujárride: 4- Mantos superiores, 5- Mantos medios, 6- Mantos inferiores; C. Nevado-Filábride: 7- Conjunto litológico superior (Esquistos de Tahal + Mármoles de las Casas), 8- Conjunto litológico inferior (Metaareniscas de Aulago + Esquistos de Montenegro); 9- Materiales sedimentarios neógenos, 10- Rocas Volcánicas, 11-"Detachment", 12- Fallas normales de bajo ángulo, 13- Contacto mecánico, 14- discordancia.



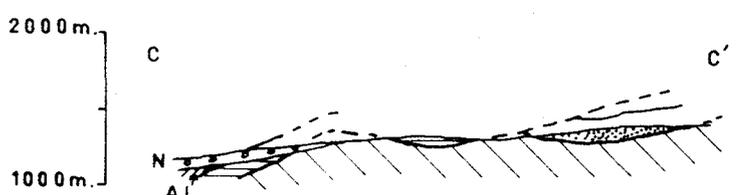
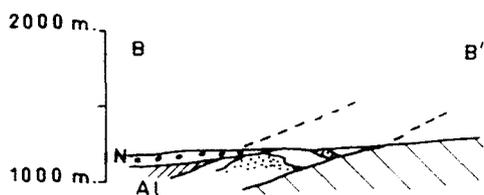
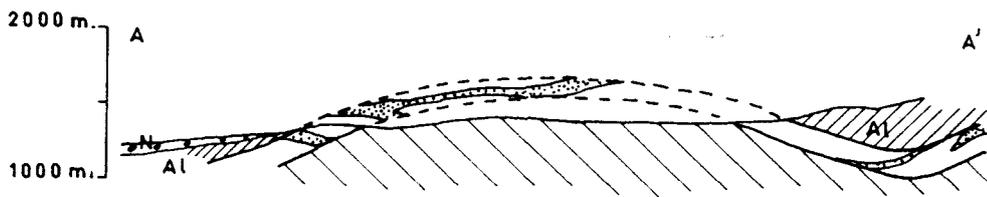
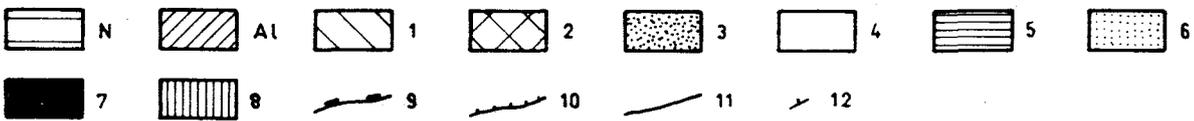
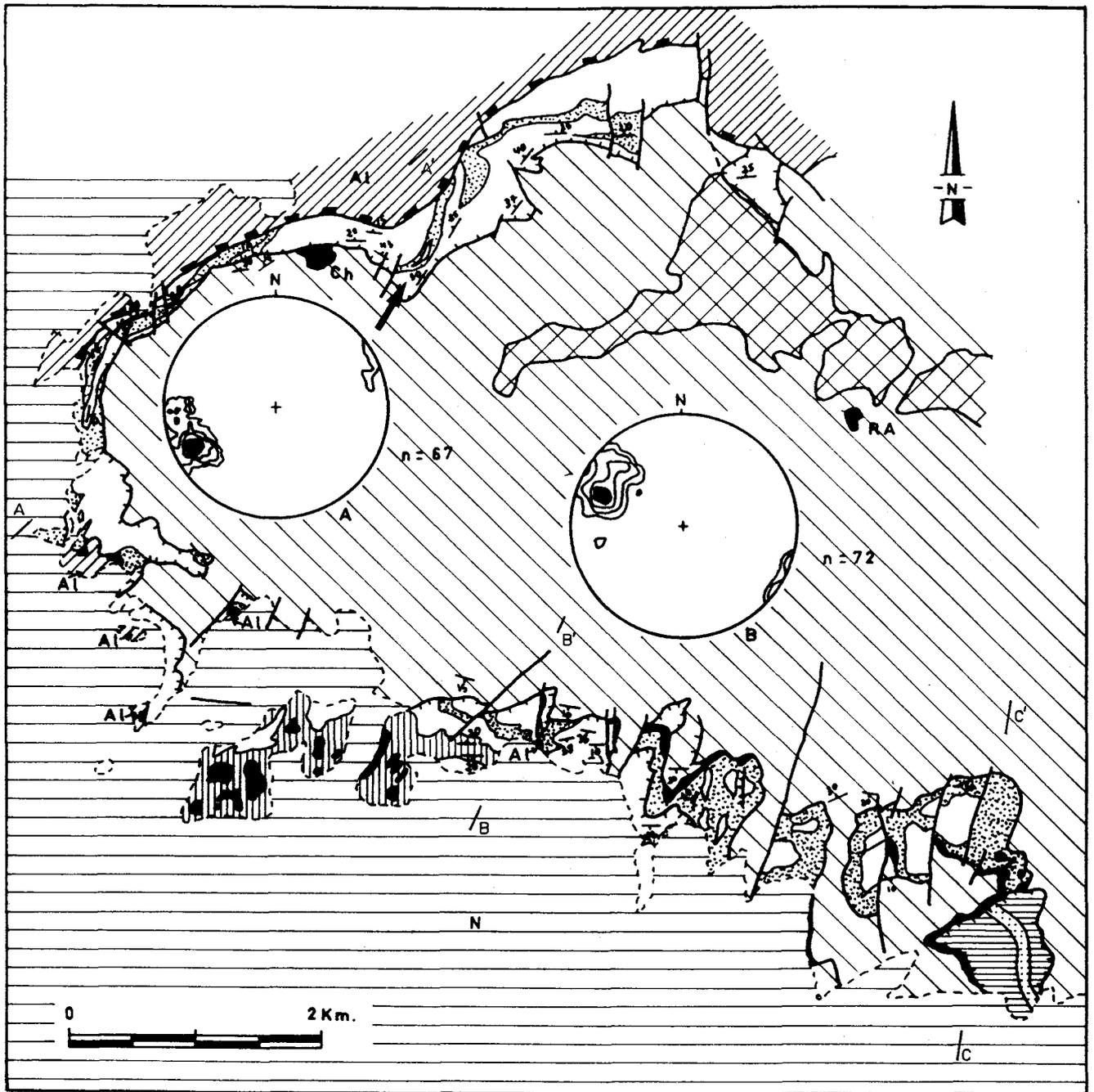


Fig. 3.38.- *Esquema geológico y cortes del "duplex" extensional en el sector oriental del área estudiada. Los diagramas de Wulf muestran las variaciones en la orientación de la lineación de estiramiento, L_p , dentro (A) y fuera (B) del "duplex" extensional. LEYENDA: N- Neógeno y Cuaternario, Al- Alpujárride, 1- U. S^a de los Filabres, 2- U. del Rio Bodurria, 3- Esquistos de los Mármoles de las Casas, 4- Mármoles de las Casas, 5- Esquistos de Montenegro, 6- Esquistos de Tahal, 7- Brechas carbonatadas, 8- Filitas grises, 9- "Detachment", 10- Fallas normales de bajo ángulo, 11- Contacto mecánico, 12 orientación de la foliación, S_p , de la fábrica planolinear.*

"detachment", las fallas normales de bajo ángulo se desarrollan mejor en el área al Sur de Rambla del Agua. Las fallas se unen hacia arriba con la superficie del "detachment" y tienden a unirse hacia abajo dando "horses". El resultado es un "duplex" extensional complejo (fig. 3.38) en el que están involucrados elementos de la parte alta del Nevado-Filábride. Las rocas dentro de este "duplex" están muy fracturadas, y los mármoles en los "horses" situados al Sur de Rambla del Agua, se han transformado en una brecha con un cemento carbonatado muy rico en óxidos de hierro. Las estructuras lineares, como la lineación de estiramiento (L_p), dentro de algunos de los "horses" tienen direcciones que forman ángulos de 30° con las estructuras lineares que se desarrollan en el bloque de muro del "duplex" (fig. 3.38). La formación de estos "duplex" se explica por la geometría alabeada de la superficie del "detachment".

En el bloque de techo del "detachment", dentro del Complejo Alpujárride, los contactos que limitan ahora las principales Unidades Alpujárrides son fallas normales de bajo ángulo con movimiento del bloque de techo hacia el Oeste. La principal de estas fallas es la Falla del Rio Gor (Galindo Zaldivar et al., in press, Jabaloy et al., in litt) que limita por encima la Unidad de Santa Bárbara. Esta falla es oblicua a la superficie del "detachment", al Nordeste de S^a de Baza se sitúa a unos 3000 metros por encima, y en los alrededores de Charches a unos 200 metros de distancia por encima de su superficie. La "branch line" de estas dos fallas pasa aproximadamente al Norte del área de estudio (fig. 3.39). Al descender hacia el Sur y el Oeste la Falla del Rio Gor corta la secuencia estratigráfica de la Unidad de Santa Bárbara dando lugar a líneas "cut-off" de dirección N110°E (fig. 3.39). Sobre esta falla existe otra con el mismo sentido de movimiento que corresponde a la falla que limita el techo de la Unidad de Quintana. Esta falla se une con

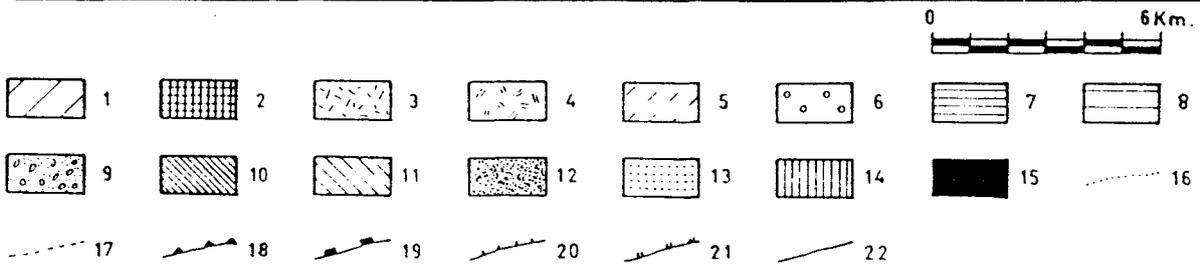
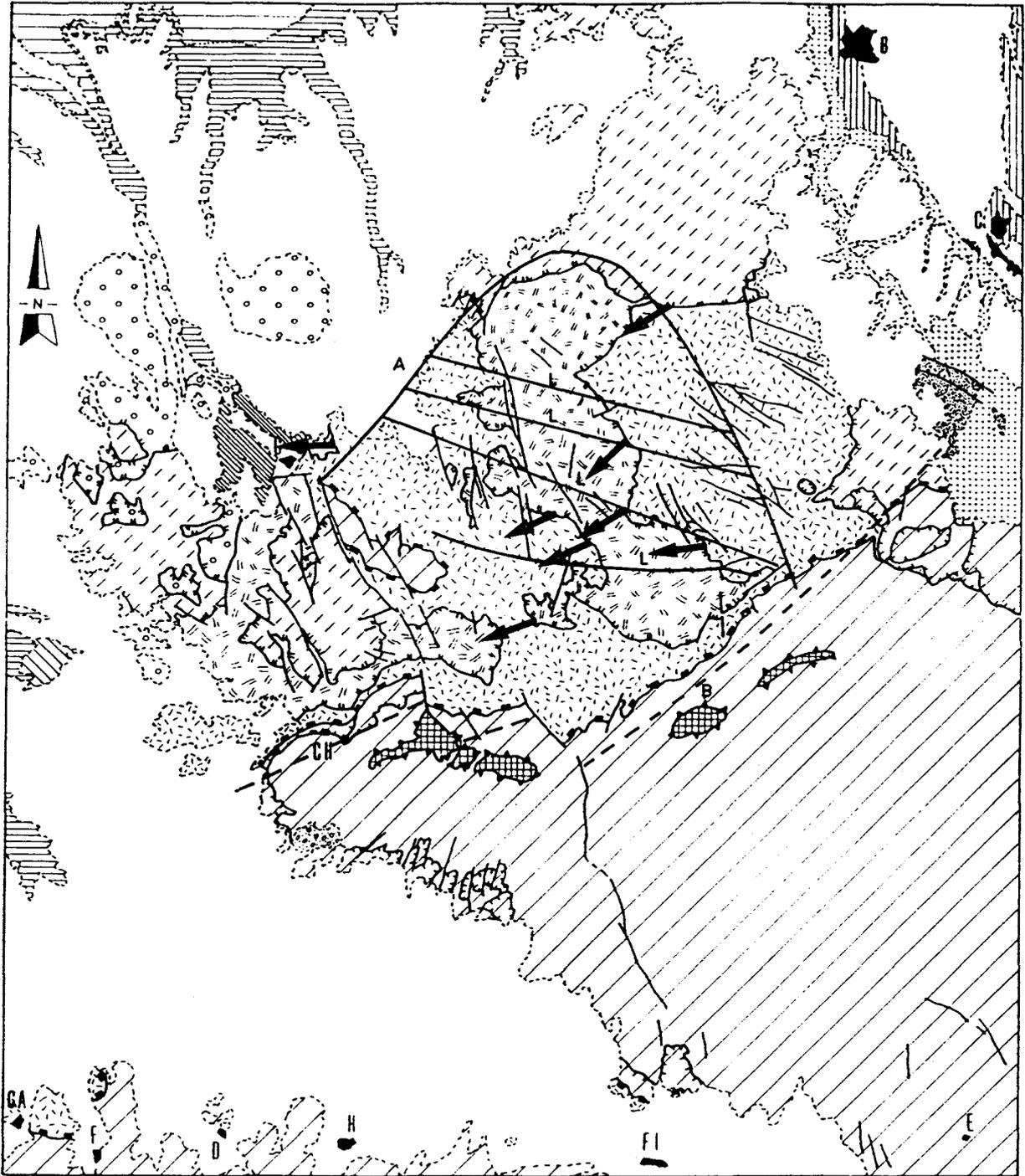


Fig. 3.39.- *Direcciones y sentidos de movimiento del bloque de techo de las fallas normales de bajo ángulo (flechas) en el Alpujárride. Se sitúan también las "branch lines" entre la Falla del Río Gor y el límite superior de la U. de Quintana (A), y entre el "detachment" y la Falla del Río Gor (A). Además se señalan las líneas "cut-off" entre la falla del Río Gor y diferentes terminos de la secuencia del Trías medio y superior de la U. de Santa Barbara (L). Modificado de Delgado (1978).*
LEYENDA; NEVADO-FILABRIDES: 1- Unidad de la S^a de los Filabres, 2- Unidad del Río Bodurria; ALPUJARRIDES: 3- Unidad de Santa Barbara, 4- Unidad de Quintana, 5- Unidad de Blanquizaes, 6- Unidad de Hernán-Valle. 7 al 15- Materiales neógenos y cuaternarios; 16- Contacto concordante, 17- Contacto discordante, 18- Falla del Río Bodurria, 19- "Detachment", 20- Falla normal de bajo ángulo, 21- Contactos intra-alpujárride, 22- Falla de alto ángulo.

la Falla del Río Gor definiendo un "horse" extensional de forma rectangular en planta, ocupado por la Unidad de Quintana (fig. 3.39). En el interior de este "horse" la estratificación está deformada por pliegues de charnelas E-W y vergencia Sur (Delgado, 1978), este hecho parece indicar que además de una extensión E-W hay una compresión perpendicular en los materiales del bloque de techo.

En la mitad oriental de las Cordilleras Béticas, en el bloque de techo del "detachment", las unidades alpujárrides inferiores están rotas y son discontinuas (Galindo Zaldivar et al., in press; Jabaloy et al. in litt). Esta discontinuidad se debe a que fallas normales de bajo ángulo cortan a la secuencia alpujárride y se unen al "detachment" sin proseguir en el bloque de muro (figs. 3.20 y 3.37). A este conjunto de fallas pertenece la Falla del Río Gor (Galindo Zaldivar et al., in press). Suponiendo que la deformación en el bloque de techo es plana, si unimos las "branch lines" de las fallas normales de bajo ángulo con el "detachment" y las líneas "cut off" del contacto entre unidades inferiores e intermedias alpujárrides en secciones paralelas a la dirección de movimiento, la extensión mínima en el bloque de techo se puede estimar en un 109% (Jabaloy et al., in litt). Esto supone un desplazamiento mínimo de las unidades alpujárrides sobre el "detachment" de unos 120 Km.

Jalonando las superficies del "detachment" y de las fallas normales de bajo ángulo hay, como ya hemos apuntado, harinas y brechas de cemento carbonatado. Estas rocas han

planteado una serie de interpretaciones contradictorias sobre su origen (Véase el Capítulo I, antecedentes).

La roca es una brecha de cantos angulosos con una trama que no está autosoportada. Los cantos pueden ser:

- rocas nevado-filábrides: mármoles, esquistos, metaareniscas, metabasitas... Los cantos son angulosos y heterométricos, con tamaños que oscilan desde algunos milímetros hasta cientos de metros y contienen en su interior las distintas mesoestructuras relacionadas con la tectónica extensional (fábrica planolinear, foliación de crenulación S_c y clivaje de crenulación extensional).

- rocas alpujárrides: estas sólo se observan en algunos afloramientos, las más frecuentes son filitas. Los cantos son angulares y heterométricos, con tamaños que oscilan entre algunos milímetros y algunos centímetros.

Estos cantos de tamaño variable están rodeados por un cemento carbonatado rico en óxidos de Fe, en el que se pueden observar fantasmas de granos euhédricos de siderita. Además hay granos de cuarzo, plagioclasa, filosilicatos, turmalina y opacos.

A diferencia de rocas de composición y posición similar en la zona Sur de S^a Nevada, S^a Alhamilla y región de Aguilas (Martínez Martínez, 1986; Platt y Behrmann, 1986; Álvarez Lobato, 1987), en esta zona estas rocas no muestran pliegues isoclinales, ni lineaciones de estiramiento, ni sombras de presión asimétricas alrededor de los cantos, y no hay una foliación interna claramente desarrollada.

La brecha carbonatada aparece en varias posiciones:

- Directamente sobre la superficie del "detachment". En esta situación adopta la forma de un cuerpo tabular de espesor variable entre 0.5 metros y unos 20 metros. Al ser oblicua la superficie del "detachment" a la estructuración Nevado-Filábride, la roca corta oblicuamente a los contactos litológicos y a las estructuras y a las foliaciones previas. Este hecho es muy claro en la región Norte (véase la figura 3.44). A veces tiene una cierta estructuración interna con superficies paralelas al "detachment", y superficies oblicuas que

tienden a dar estructuras S-C muy groseras a varias escalas (Foto 61).

- Asociada a las fallas normales de bajo ángulo, en el sector al Sur de Rambla del Agua, y en la zona Norte del área. Suelen estar en el plano de falla de las superficies más antiguas, que a su vez están cortadas por fallas más jóvenes con desarrollo de harinas de falla. En la Zona Norte están limitadas al sector de la superficie de la falla normal donde ésta corta a rocas carbonatadas.

- En el interior de la secuencia nevado-filábride como cuerpos intrusivos distribuidos en un espesor de unos centenares de metros por debajo de la superficie del "detachment". En este caso pueden aparecer o bien como "diques" oblicuos a la foliación principal de la roca, o bien como cuerpos tabulares subparalelos a la foliación (Fotos 62 a 64). En este último caso se sitúan en el interior de los mármoles de las Casas aprovechando los niveles metapelíticos más delgados. Se puede ver el paso lateral de un nivel de metapelitas que se brechifica y pasa a tener clastos angulares envueltos en el cemento carbonatado. Los mármoles de las paredes de los "sills" pueden fracturarse, y fragmentos de los mármoles quedan aislados dentro de la brecha (Fotos 62 a 64).

La asociación de las brechas a los planos de las fallas normales de bajo ángulo y al "detachment" indica que tienen un origen tectónico. La presencia de las distintas foliaciones en los cantos y su forma angular, indica que la brecha se origina en condiciones frágiles por fracturación de las rocas nevado-filábrides, tras haber sufrido el metamorfismo y las distintas fases de deformación que originan estructuras penetrativas. Las inyecciones de roca de falla en el bloque de techo y de muro indican que en algún momento se produjo una sobrepresión de fluidos importante en la superficie de falla.

En la región al Sur de Rambla del Agua, en los "duplex" extensionales se encuentran además unas filitas grises o azul oscuro. Son muy poco potentes y se presentan en afloramientos discontinuos subparalelos a los cuerpos de la brecha carbonatada. Son rocas muy ricas en pirofilita (Gómez Pugnaire, 1979b), y con relictos de distena (Gómez Pugnaire, 1979b). Las filitas son filonitas que pueden estar plegadas por "kink-bands". El sentido de rotación de los "kink-band" es hacia el S-SW.

Filitas como las anteriormente descritas han sido interpretadas por Díaz de Federico

y Puga (1974) y Puga y Díaz de Federico (1976a) como depósitos sedimentarios y vulcanosedimentarios intraorogénicos, depositados directamente sobre las unidades del Manto del Mulhacén. Este hecho sucede después del metamorfismo en condiciones de alta presión/baja temperatura, y antes del metamorfismo en condiciones de presión y temperaturas intermedias. Gómez Pugnare (1979b) interpretó estas rocas como parte de la secuencia de la Formación Cerro de los Lobos, situada bajo los Mármoles de las Casas y que habría sufrido todas las fases de deformación y de metamorfismo alpino. Su posición dentro de "horses" en los "duplex" extensionales, y el hecho de que contengan las mismas estructuras que los esquisto sugieren que forman parte de la secuencia nevado-filábrides y que han sufrido todas las fases de deformación alpina.

III.3.5.- RELACION CON EL METAMORFISMO.

La fábrica planolinar está desarrollada con mayor intensidad en la parte superior del Nevado-filábride, que es donde se encuentra la mayor diversidad litológica. A continuación describiremos sus relaciones con los minerales dentro de las distintas rocas.

En los Mármoles de las Casas, los mármoles tienen una foliación S_p definida por un bandeo de grafito, y por la alineación de los filosilicatos. Los granos de carbonato son poligonales y mimetizan al bandeo de grafito. En otros mármoles, como por ejemplo el afloramiento situado en la carretera comarcal Abla-Caniles en el Kilómetro 43, la roca es una milonita calcárea, y el carbonato muestra una reducción del tamaño de grano. En uno u otro caso S_p envuelve, dando sombras de presión, a cristales de siderita. La siderita está fracturada, con extinción ondulante y las maclas deformadas.

En los calcoesquistos, S_p está definida por la orientación preferente de mica incolora, clorita y epidota, por los granos alargados de carbonato y cuarzo, y por la disposición de los óxidos de Fe. La foliación envuelve a porfiroblastos de granate, con un núcleo rico en inclusiones de epidota, cuarzo, mica incolora, carbonato, titanita y grafito. Las inclusiones definen una S_{int} rotacional que no pasa al exterior. Este núcleo puede estar rodeado por una corona euhédrica sin inclusiones. También se presentan los porfiroblastos previos de siderita.

En los gneises, S_p envuelve a porfiroblastos de feldespato potásico. Los porfiroblastos están rotos, con extinciones ondulantes, y a veces budinados. En las sombras de presión crece cuarzo fibroso y plagioclasa. La plagioclasa suele estar deformada adquiriendo hábito tabular y cortada por planos de cizalla. El granate está en porfiroblastos previos a S_p . A veces está triturado, y sus fragmentos se han estirado según L_p . Otras veces se encuentra envuelto por grandes porfiroblastos de fengita que se encuentran cizallados. Para algunos granos euhédricos la relación con S_p , no está clara y podrían interpretarse como sin- S_p . La fengita puede aparecer en cristales paralelos a S_p , o bien en porfiroblastos cizallados.

Los micaesquistos que se encuentran dentro de los Mármoles de las Casas son filonitas y cuarzofilonitas con una foliación S_p definida por el cuarzo con textura en mosaico aplastado, y por "mica-fish", así como por estructuras similares desarrolladas en cloritas. La plagioclasa y la distena son previas y se encuentran deformadas y estiradas según L_p . La distena se encuentra budinada y transformada a clorita.

En las metabasitas con foliación, ésta última envuelve a porfiroblastos de granate, y a algunas mirmequitas de anfíbol+plagioclasa. En otros casos estas mirmequitas se encuentran deformadas y estiradas.

En los Esquistos de Tahal, en los micaesquistos y cuarzoesquistos, se encuentran mica incolora, clorita, epidota, grafito y opacos paralelos a S_p . El granate es euhédrico o redondeado, con una S_{int} definida por inclusiones de: cuarzo, mica incolora, epidota, glaucofana, opacos, cloritoide, grafito....La S_{int} suele definir una textura rotacional. Esta textura puede estar rodeada o no por una corona euhédrica libre de inclusiones. La S_{int} no tiene continuidad con la foliación exterior. Esta última suele envolver al porfiroblasto de granate, dando sombras de presión en las que cristaliza cuarzo, clorita y a veces plagioclasa. También se encuentran pequeños granates euhédricos sin- S_p . El anfíbol suele estar paralelo a S_p . Es esquelético e incluye frecuentemente a epidota y granate. A veces tiene extinción ondulante, o está budinado y estirado según L_p , con cloritas creciendo en los espacios abiertos.

La estaurólita, distena y cloritoide mantienen relaciones semejantes a las del anfíbol. Además pueden estar transformadas a un agregado de mica incolora decusada (Gómez

Pugnaire, 1979a,b), que se encuentra cizallado en sus bordes.

La plagioclasa puede presentarse como porfiroblastos deformados por S_p , con forma tabular cortada por planos de cizalla. Otra forma de presentarse muy frecuente es como porfiroblastos rotacionales o helicíticos de la foliación S_p .

En algunas muestras sin foliación milonítica se observa una foliación principal, en relación con la cual la distena, la estaurolita y el granate dan texturas rotacionales. Dicha foliación está plegada y estos pliegues son cortados por planos de cizalla dúctil. Creemos que en estas rocas la foliación principal es S_p , débilmente crenulada por la deformación D_e , que se conserva relictas.

En los metaconglomerados de matriz ácida, S_p está definida por la mica incolora, opacos, clorita e intercrecimientos de mica y clorita, epidota y por cantos deformados. El granate aparece en agregados cilíndricos paralelos a L_p . En estos agregados los granates son pequeños y euhédricos. Dentro de ellos se observa que las inclusiones definen una S_{int} rotacional de S_p con la que tiene continuidad. Dentro del agregado la foliación está definida por moscovita + paragonita y opacos. La clorita y los intercrecimientos de mica y clorita crecen en porfiroblastos helicíticos de S_p .

En los Esquistos de Montenegro con grandes porfiroblastos, se pueden encontrar:

- porfiroblastos de andalucita. Los prismas de andalucita se transforman a distena desorientada.
- porfiroblastos de estaurolita, que se transforman a un agregado decusado de distena, cloritoide y a veces estaurolita.
- porfiroblastos de cloritoide, incluyen grafito, cuarzo y mica incolora y están alterados en sus bordes a clorita y/o óxidos de hierro.
- porfiroblastos de biotita alterados a un agregado de granates rodeados de biotita y/o clorita (Puga et al., 1975).

Los agregados de minerales productos de la transformación de los porfiroblastos de andalucita, estaurolita y cloritoide se alteran a un agregado de paragonita + fengita (Puga et al., 1975; Gómez Pugnaire, 1979a; Gómez Pugnaire & Sassi, 1983). Todos estos porfiroblastos son pre- S_p , y se encuentran deformados por ella y estirados según L_p . Este proceso es posterior a la alteración de éstos en mica incolora.

En el resto de los esquistos con grafito, S_p es posterior a los porfiroblastos de granate, a los que rodea, y que están fracturados y a veces budinados. Puede haber también granates pequeños, sin- S_p , incluidos dentro de porfiroblastos de plagioclasa. La plagioclasa es rotacional o helicítica de S_p . Los planos de cizalla asociados a la fábrica planolinear cortan a porfiroblastos desorientados de mica incolora.

El cloritoide, la estaurolita y la distena muestran las mismas relaciones con S_p que en los Esquistos de Tahal. El cloritoide aparece orientado, paralelo a S_p , y podría parecer singenético de esta foliación, pero en muchos casos se observa una S_{int} microplegada o rotacional sin ninguna relación con la S_{ext} . El cloritoide muchas veces está alterado a óxidos de hierro, budinado y estirado.

La clorita y los intercrecimientos de mica y clorita crecen orientados paralelos a S_p o en porfiroblastos rotacionales de S_p .

En las Metaareniscas de Aulago en relación con S_p crece de forma sintectónica plagioclasa.

En la Unidad del Rio Bodurria, en la zona afectada por la fábrica planolinear, crecen sintectónicos de S_p los siguientes minerales: granate, plagioclasa (albita), cloritoide, mica incolora, clorita e intercrecimientos de mica y clorita.

En resumen, la fábrica planolinear es posterior a:

- Siderita en los mármoles.
- Feldespato potásico, plagioclasa, granate y mica incolora en los gneises.

- Estauroлита, cloritoide, distena, y algunos granates en los Esquistos de Tahal y en los de Montenegro, así como anfíbol en los primeros.
- En los esquistos de Montenegro con porfiroblastos es posterior a: andalucita, estauroлита, cloritoide, biotita, y turmalina, también a los productos de transformación de éstos: distena, cloritoide, estauroлита, granate y mica incolora decusada.
- granate y plagioclasa en las Metaareniscas de Aulago.

La fábrica planolinar es sincrónica de: granate, mica incolora, plagioclasa, clorita e intercrecimientos de mica y clorita, cuarzo, y plagioclasa. En los primeros estadios parece crecer el granate y en los últimos, mica incolora, clorita, intercrecimientos de mica y clorita, y la plagioclasa (albita).

La mayoría de los minerales previos ya habían sido interpretados como tales (Puga et al, 1975; Gómez Pugnaire, 1979b; Martínez Martínez, 1986), salvo cloritoide, distena, estauroлита y anfíbol en los Esquistos de Tahal y de Montenegro. Las observaciones realizadas permiten establecer que estos minerales son claramente anteriores a la fábrica planolinar, y cuando se sitúan en un mapa las asociaciones con estauroлита + almandino ± distena, y oligoclasa + almandino + hornblenda, frente a cloritoide + almandino ± distena y albita, la zona de reacción que representan está deformada y rota dentro de la zona de cizalla dúctil (fig. 3.40). Un hecho importante es que como señaló Vissers (1981) las paragénesis de grado medio están confinadas a la parte alta del Nevado-Filábride en la S^a de los Filabres.

Para algunos autores (García Dueñas et al., 1988a,b) las relaciones anteriores se pueden explicar en términos de deformación progresiva. De forma que la fábrica planolinar se inicia en condiciones de facies anfíbolitas, y termina en condiciones postmetamórficas. Sin embargo, las coronas estáticas de recrecimiento del granate, la destrucción de distena, estauroлита, cloritoide, y anfíbol para sustituirse por un agregado de mica incolora decusadas y la poligonización de la foliación S_r, etc... indican la existencia de un episodio de crecimiento estático de minerales entre las paragénesis de facies de las anfíbolitas y las paragénesis en facies de los esquistos verdes (Gómez Pugnaire, 1979a,b).

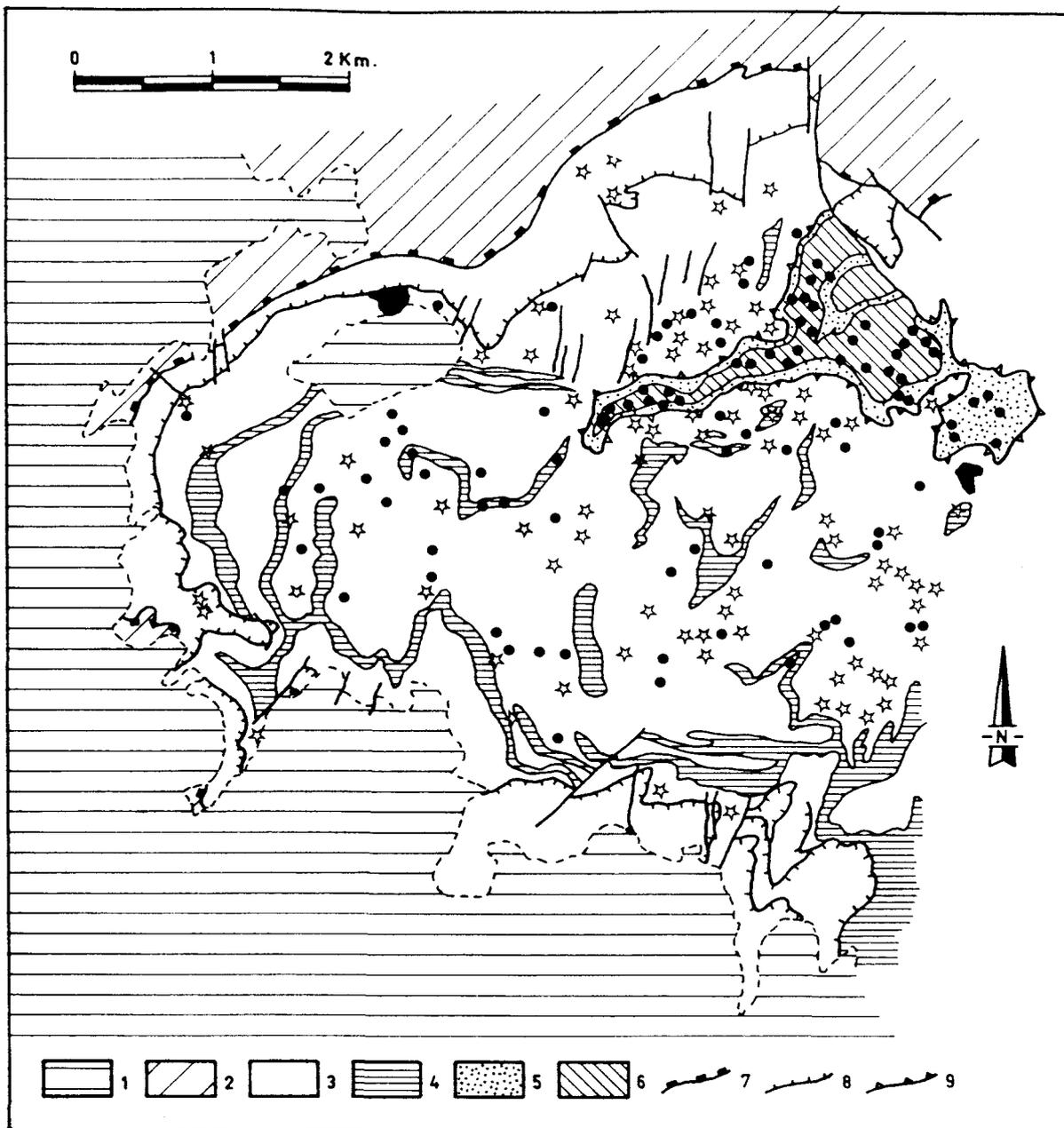


Fig. 3.40.- Distribución de las asociaciones minerales con cloritoide o albita + anfíbol (círculos negros) y de las asociaciones minerales con estaurólita u oligoclasa + hornblenda (estrellas) en el sector oriental del área de estudio. Con datos de este trabajo y de Gómez Pugnaire (inéditos) y de Gómez Pugnaire (1979b). LEYENDA: 1- Neógeno y Cuaternario, 2- Alpujarride, 3- Conjunto litológico superior de la U. de la S^a de los Filabres (Esquistos de Tahal + Mármoles de las Casas), 4- Conjunto litológico inferior de la U. de la S^a de los Filabres (Metaareniscas de Aulago + Esquistos de Montenegro), 5- Metaareniscas de Aulago en la U. del Rio Bodurria, 6- Esquistos y pizarras en la U. del rio Bodurria, 7- "Detachment", 8- Fallas normales de bajo ángulo, 9- Falla del Rio Bodurria.

Fig. 3.41.- Cuadro de relaciones entre blastesis y deformación de los minerales de los Esquistos de Tahal y de los Esquistos de Montenegro, durante la fase D_6 . Los rombos negros indican la desestabilización del mineral.

D_6 :	Fábrica planolinear			Pliegues vergentes al Sur			E.C.C.	Fallas
MINERALES	Pre- S_p	Sin- S_p	Post- S_p	Pre- S_c	Sin- S_c	Post- S_c	Sin- C_6	
Cuarzo								
Fengita								
Parago.								
Granate		-----						
Albita						-----		
Oligocl.	-----	-----						
Epidota			-----					
Anfibol	-----◆◆◆◆◆◆							
Estaur.	-----◆◆◆◆◆◆							
Cloritd.		-----						
Distena	-----◆◆◆◆◆◆							
Cloritas	-----	-----						

Durante la formación de los pliegues vergentes con componente Sur, las foliaciones previas son plegadas y crenuladas: únicamente crece clorita paralela a la foliación de crenulación, o bien desorientadas sobre las charnelas, en algunas de estas charnelas también crece plagioclasa.

Las bandas de cizalla que definen el clivaje de crenulación extensional cortan y rompen a todos los minerales de la roca, solo recrecen los intercrecimientos de mica y clorita dentro de las estrechas bandas de milonitas que se forman en estas superficies.

En resumen, la cizalla dúctil-frágil se inicia en condiciones de facies de las anfibolitas epidóticas (comienzo de la formación de la fábrica planolinar), continua en condiciones de facies de los esquistos verdes (fin de la formación de la fábrica planolinar, formación de los pliegues vergentes al Sur, y formación del clivaje de crenulación extensional), y finaliza en condiciones postmetamórficas (fallas normales de bajo ángulo y "detachment") (fig. 3.41).

III.3.6.- FASE D_c: CONCLUSIONES.

Las estructuras que se forman durante la fase D_c: fábrica planolinar, pliegues vergentes al Sur, clivaje de crenulación extensional, fallas normales de bajo ángulo y "detachment", marcan un proceso continuo, que se realiza en condiciones retrometamórficas y que acompaña a la elevación y pérdida de temperatura de las rocas desde los 15 a 20 Km. de profundidad hasta la superficie y a un adelgazamiento en la vertical. Este proceso extensivo se inicia en condiciones dúctiles (fábrica planolinar y pliegues vergentes al Sur), sigue en condiciones dúctil-frágiles (clivaje de crenulación extensional) y acaba en condiciones frágiles (fallas normales de bajo ángulo y "detachment"), todo ello en régimen de cizalla simple heterogénea con movimiento del bloque de techo hacia el WSW y con una componente en régimen coaxial.

III.4. PLIEGUES D_n .

Esta fase de deformación da lugar al antiforme de la S^a de los Filabres, cuyo cierre periantiformal es precisamente el área de estudio. Además es la responsable del antiforme de S^a Nevada y del antiforme de S^a Alhamilla. Es precisamente en el núcleo de estos pliegues en los que aflora el Nevado-Filábride en ventanas tectónicas. La superficie del "detachment" está plegada por los pliegues perpendiculares a la dirección de movimiento (pliegues N-S) y pliegues subparalelos a esta dirección (pliegues E-W). Los dos sistemas interfieren dando domos y cubetas.

Es una fase de deformación tardía y pliega las rocas nevado-filábrides cuando en ellas se han generado ya un gran número de superficies oblicuas entre sí. El resultado es que cada conjunto de superficies paralelas se pliega con orientaciones distintas a las de otros conjuntos de superficies. En la cartografía se han definido las trazas axiales de los pliegues usando, siempre que ha sido posible, las superficies más tardías, es decir, el límite inferior de la zona con clivaje de crenulación extensional o los planos de esta estructura. Cuando en la roca no se desarrollan estos planos se ha usado como referencia la foliación de crenulación (figs. 3.42 y 3.43).

El antiforme de la S^a de los Filabres es un pliegue compuesto, y en él podemos diferenciar un pliegue antiformal vergente al Norte, y un sinforme y dos antiformes mayores con planos axiales subverticales de dirección aproximadamente E-W.

En el área Norte se desarrolla un pliegue antiformal vergente al Norte, con una superficie axial que buza hacia el Sur. El pliegue tiene un flanco Norte vertical o ligeramente inverso, con una zona de charnela estrecha. En este flanco inverso la penetratividad de las superficies de foliación S_c es mayor que en el resto del área.

Este pliegue vergente al Norte puede llevar asociado localmente una foliación de crenulación poco penetrativa S_n . Algunos pliegues menores F_n son de plano axial subhorizontal o buzante al Sur.

En el resto del área aparecen pliegues abiertos, de gran radio, y plano axial

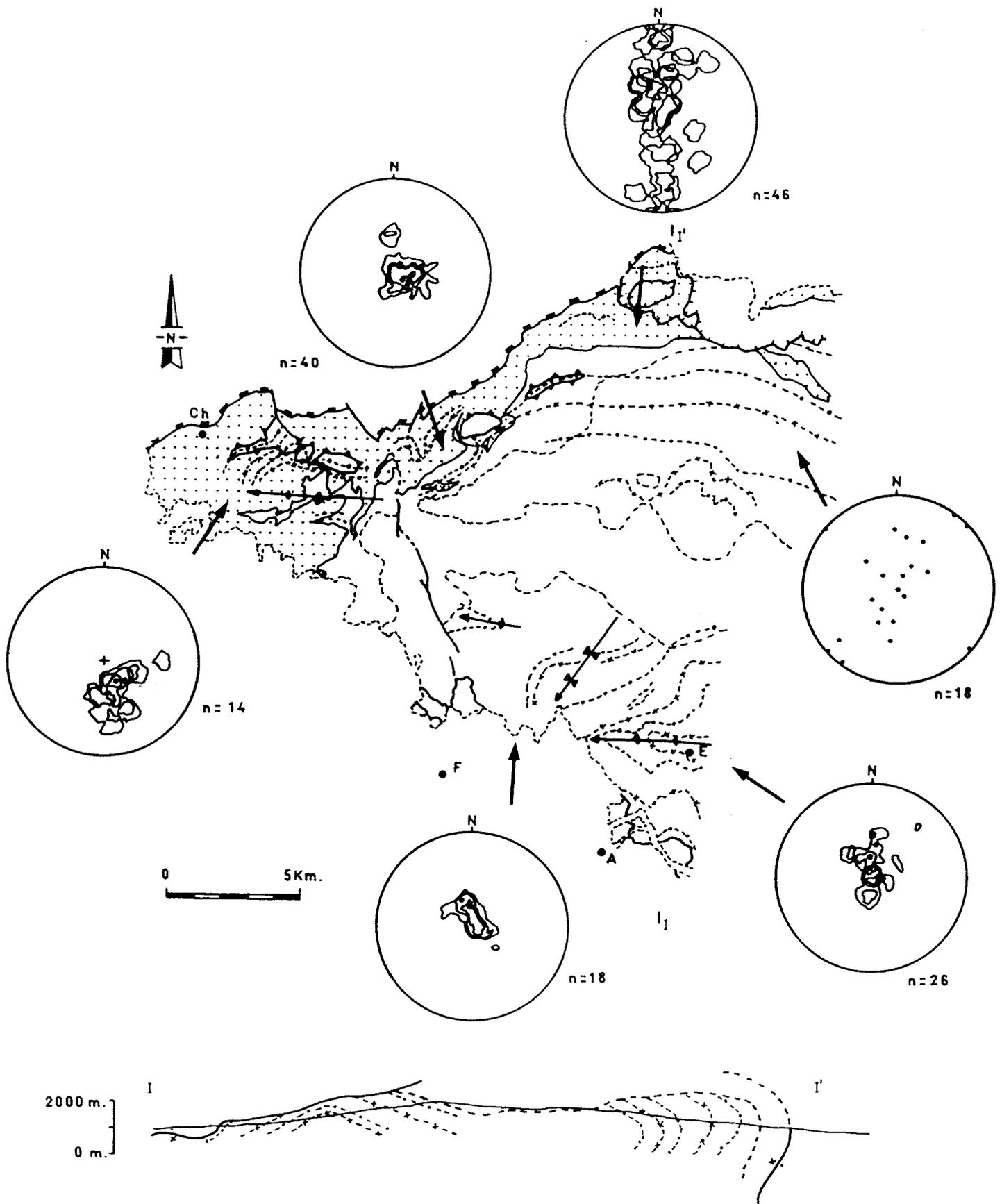


Fig. 3.43.- Trazas axiales de los pliegues F_n , las superficies de referencia son las foliaciones de crenulación S_c .

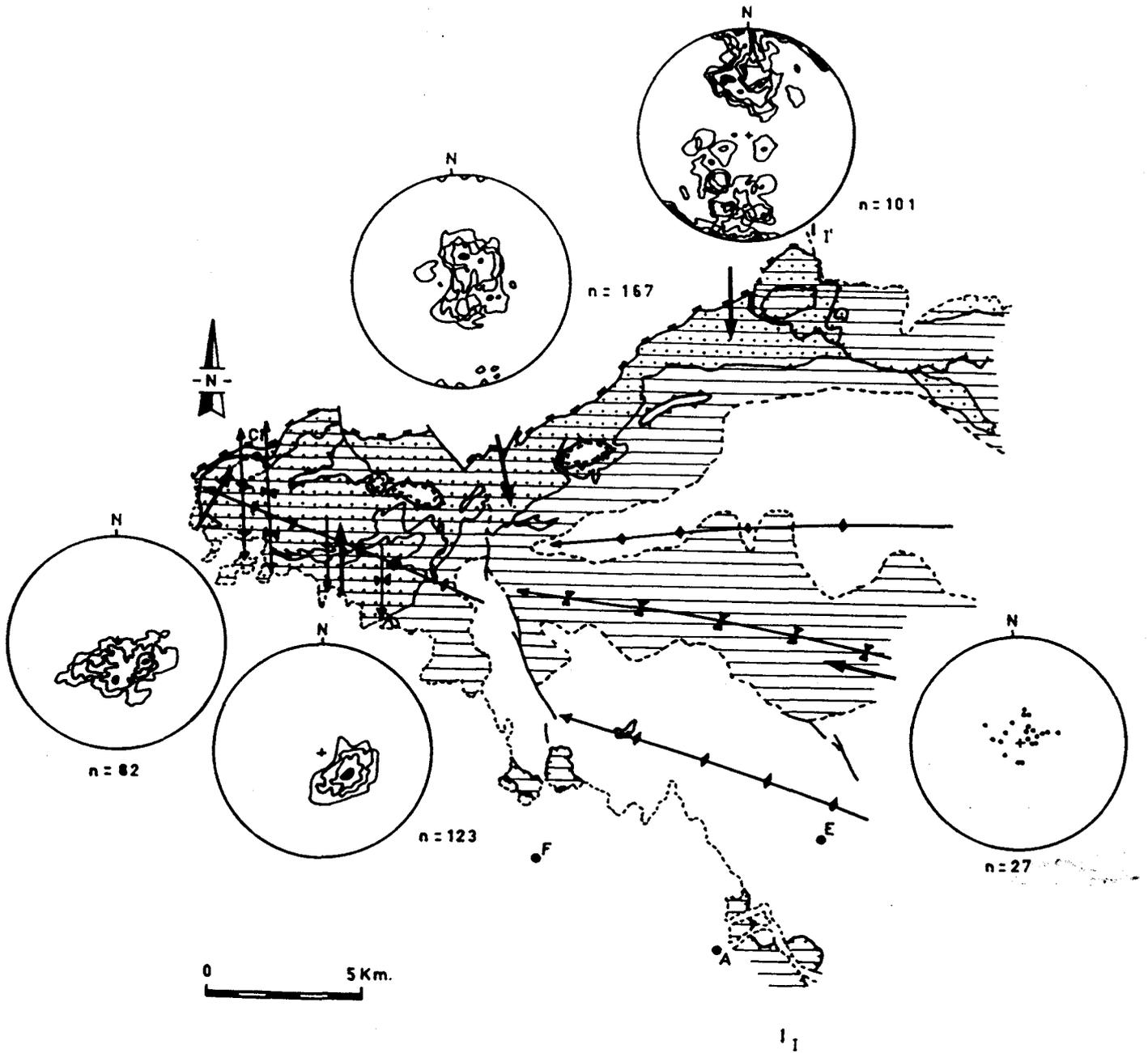


Fig. 3.42.- Trazas axiales de los pliegues F_n , las superficies de referencia son los límites inferiores de la fábrica planolinear y del clivaje de crenulación extensional (línea gruesa discontinua). En los diagramas de Wulff se representa la orientación de las foliaciones de la fábrica planolinear S_p .

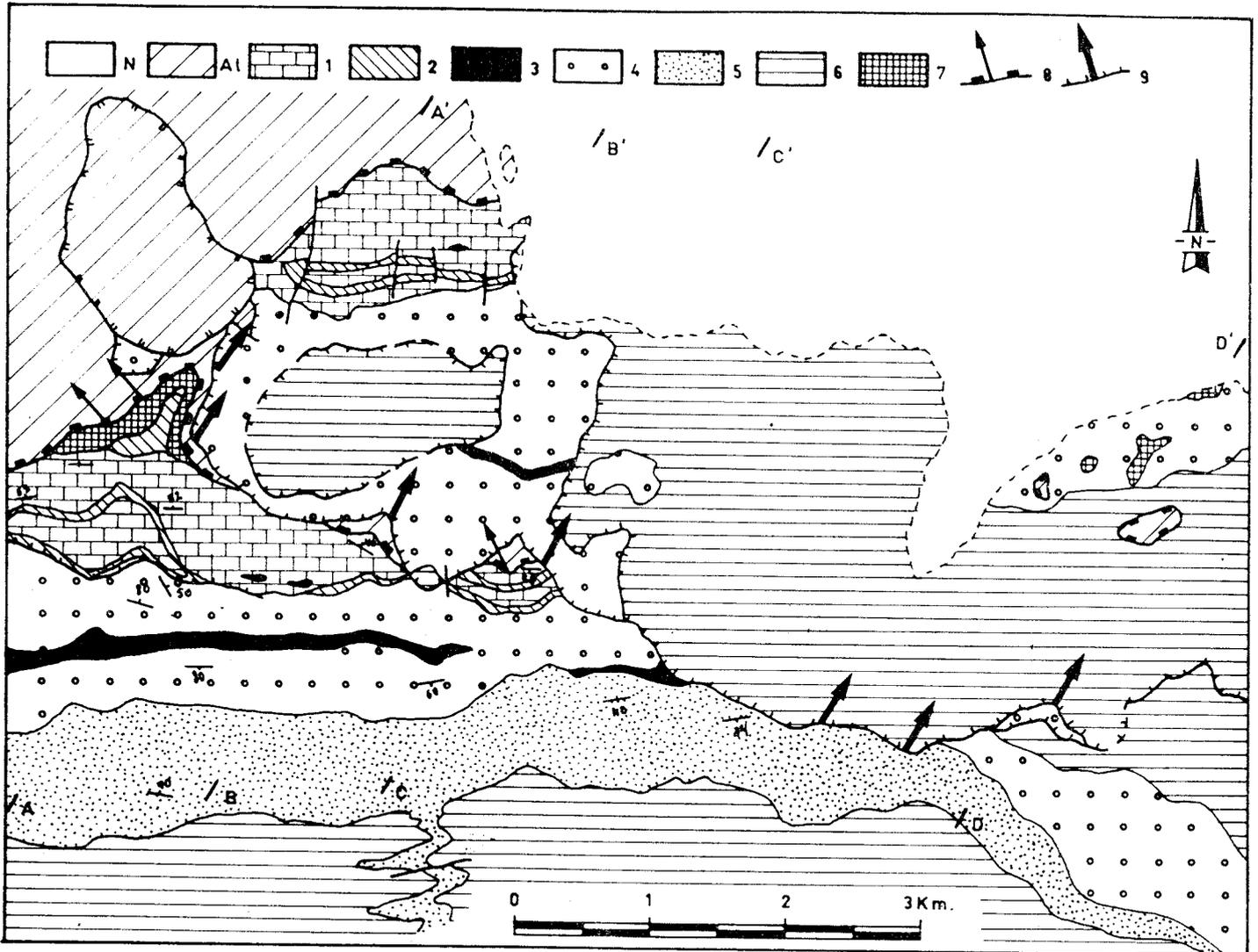


Fig. 3.44.- Esquema cartográfico de la región Norte del área estudiada con las superposiciones de materiales nevado-filábrides sobre alpujárrides. LEYENDA: N- Neógeno y Cuaternario, Al- Alpujárride, 1- Mármoles de las Casas, 2- Esquistos dentro de los Mármoles de las casas, 3- Metabasitas y serpentinitas, 4- Esquistos de Tahal, 5- Metaareniscas de Aulago, 6- Esquistos de Montenegro, 7- Rocas de Falla, 8- "Detachment" con indicación del sentido de movimiento del bloque de techo, 9- Fallas normales de bajo ángulo con indicación del sentido de movimiento del bloque de techo.

subvertical. Los ejes tienen una dirección N110°E, si se toma como superficie de referencia el límite inferior de la zona con clivaje de crenulación extensional, y N90°E si se toman los planos de la foliación de crenulación (S_c). Los pliegues de orientación N-S se desarrollan en el extremo occidental del área, en las cercanías de Charches, y deforman a las fallas normales de bajo ángulo que afectan a las rocas alpujárrides (Delgado, 1978).

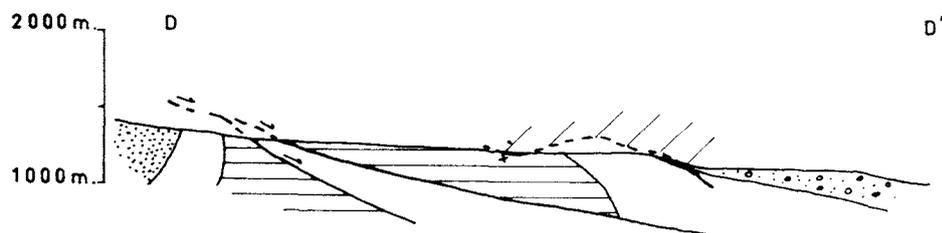
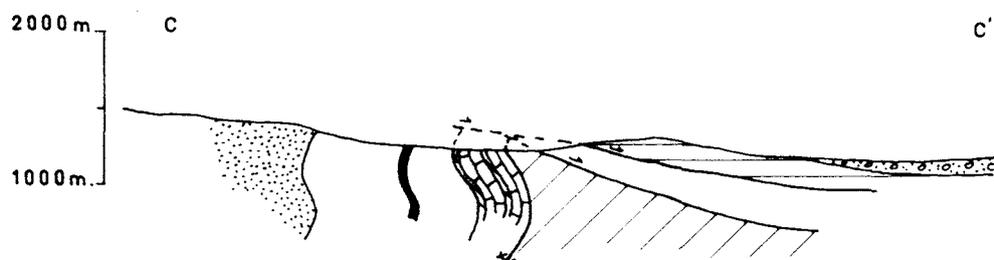
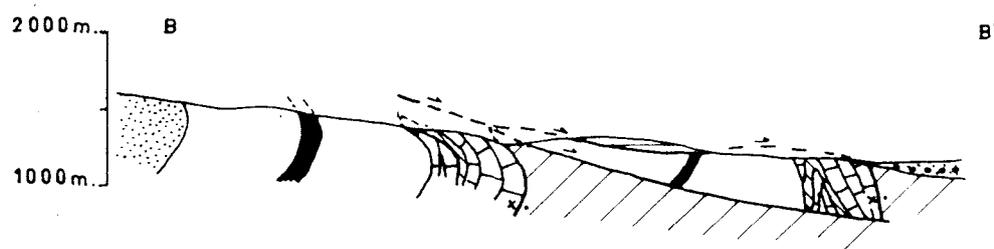
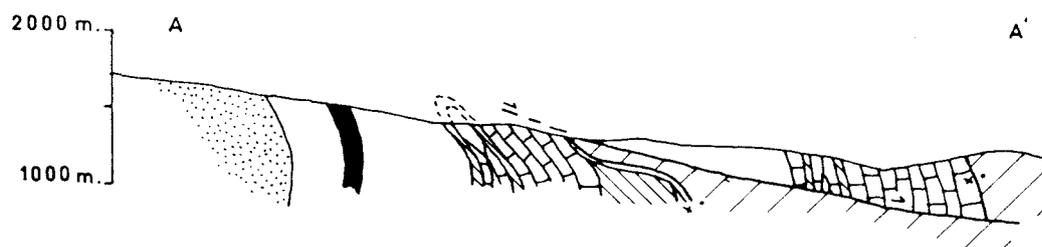
Los pliegues de orientación E-W con flancos inversos afectan a los materiales tortonienses de las cuencas neógenas (Simon et al, 1979; Weijermars et al., 1985; Ott d'Estevou & Montenat, 1990), y las rocas mesinienses sólo están afectadas por una ondulación suave (Ott d'Estevou & Montenat, 1990). La edad de los pliegues N-S es difícil de precisar, ya que no se han reconocido en las cuencas terciarias pliegues de igual orientación.

Estos pliegues tienen una difícil interpretación ya que las medidas de elipsoides de esfuerzo (Galindo Zaldívar et al., 1989) señalan la existencia de elipsoides de esfuerzo de extensión radial desde el Tortonense al Cuaternario en la región Nordeste del Dominio de Alborán (Galindo Zaldívar 1990; Galindo Zaldívar et al., in press; Jabaloy et al., in litt). Dentro de este periodo de tiempo sólo se han reconocido estructuras compresivas en el Cuaternario son las fallas de salto en dirección de orientación N20°E a N40°E (Fallas de Palomares y Carboneras)(Sanz de Galdeano, 1976; Bousquet et al., 1978). Una interpretación posible es que los pliegues E-W se formen en el régimen de extensión por acomodación del bloque de techo a la superficie de fallas normales con rampas y rellanos, y que su geometría se modifique durante la etapa compresiva.

III.5. ESTRUCTURAS POST-D_n.

El antiforme de la S^a de los Filabres está afectado por dos sistemas de fracturas:

- Un sistema de fallas de dirección N160°E con régimen dextro y una pequeña componente normal. Estas fallas producen torsiones y arrastres de las estructuras en las cercanías de sus superficies. Esto se observa en la región al Norte de Escullar donde los ejes de los pliegues vergentes al Sur están rotados. La existencia de una falla de estas características en el



límite oriental de la zona de estudio podría explicar la torsión de 30° en sentido dextro que sufren las estructuras, en este sector.

El sistema N160°E corta a las arcillas de edad Turolense (Cuevas et al.,1984) de la región de Abla. Este sistema parece el conjugado de las grandes fallas N20°E y N40°E senestras que se desarrollan en la región oriental de Almería y Murcia y del que forman parte las fallas de Carboneras y de Palomares, entre otras (Sanz de Galdeano, 1983).

- Fallas normales de bajo ángulo con movimiento del bloque de techo hacia N30°E.

Estas fallas se encuentran en el sector Norte y forman parte de un sistema que se desarrolla a lo largo de todo el flanco Norte del antiformal de la S^a de los Filabres (Molina Cámara, 1981; Molina Cámara & Orozco, 1983; Kammerschuur, 1975; Zevenhuizen, 1989). también se encuentran ejemplos de estructuras similares en la región de Aguilas (Alvárez Lobato, 1987).

Estas fallas cortan al antiformal de fase D_n, y al "detachment" originando superposiciones complejas del Nevado-Filábride sobre el Alpujarride (fig. 3.44). El Alpujarride aflora bajo el Nevado-Filábride en el sector Nordeste en dos ventanas tectónicas compuestas (Foto 66).

Las fallas muestran harinas frágiles con estructuras S-C, que indican movimientos hacia N30°E del bloque de techo. Este sistema está fosilizado por los sedimentos de la cuenca del río Almanzora entre los que se encuentran sedimentos del Tortoniense superior (IGME, 1979).

III.6. INTERFERENCIAS DE ESTRUCTURAS.-

Dado el gran número de estructuras superpuestas entre sí en un área tan pequeña, se procederá a continuación a estudiar las interferencias de las distintas estructuras, y los efectos que producen sobre las estructuras previas. La exposición que sigue se realizará en sentido cronológico inverso.

III.6.1.- ESTRUCTURAS POST-D_n.

a) Fallas normales de bajo ángulo.- Estas fallas cortan y desplazan al contacto Alpujárride/ Nevado-Filábride en el flanco vertical del antiforme vergente al Norte de fase D_n, dando superposiciones del Nevado-Filábride sobre el Alpujárride. El Alpujárride aflora en ventanas tectónicas compuestas bajo el Nevado-Filábride (fig. 3.44). De la dirección y sentido de movimiento del bloque de techo deducido de las microestructuras (N30°E), y del desplazamiento de marcadores planos como el contacto entre los Mármoles de las Casas y los Esquistos de Tahal, se deduce para la falla inferior un salto de 2,5 Km y un salto mínimo de 4,5 Km para la falla superior.

b) Fallas de salto en dirección.- Las fallas de salto en dirección dexas de orientación entre N130°E y N160°E cortan a los pliegues subverticales de fase D_n. De hecho en el bloque occidental de la falla más grande de este juego (Falla del Barranco del Raposo, fig. 3.43), solo se reconoce un antiforma de fase D_n, y en el bloque oriental se reconocen tres pliegues de la misma fase. Este hecho permite calcular el salto de esta falla en unos 2'5 kilómetros. Deshaciendo el efecto de esta falla se observa que:

- La falla corta y traslada a las trazas axiales de los pliegues de fase D_n, en la Unidad de la S^a de los Filabres, y concretamente la traza axial del Sinclinal de Valcabra-El Raposo y la del Anticlinal de Charches-El Raposo. Estos pliegues adoptan modelos de afloramiento del tipo de setas asimétricas, característicos de interferencias de pliegues del tipo II (Ramsay, 1967; Thiessen & Means, 1980).

- La falla corta a las trazas axiales de los pliegues vergentes al Sur de fase D_e, y concretamente traslada al antiforme en cuyo núcleo aflora la Unidad del Río Bodurria.

- La falla corta al límite inferior de la zona con clivaje de crenulación extensional, que al estar plegada por los pliegues de fase D_n, define ahora un cierre periantiformal cortado y trasladado.

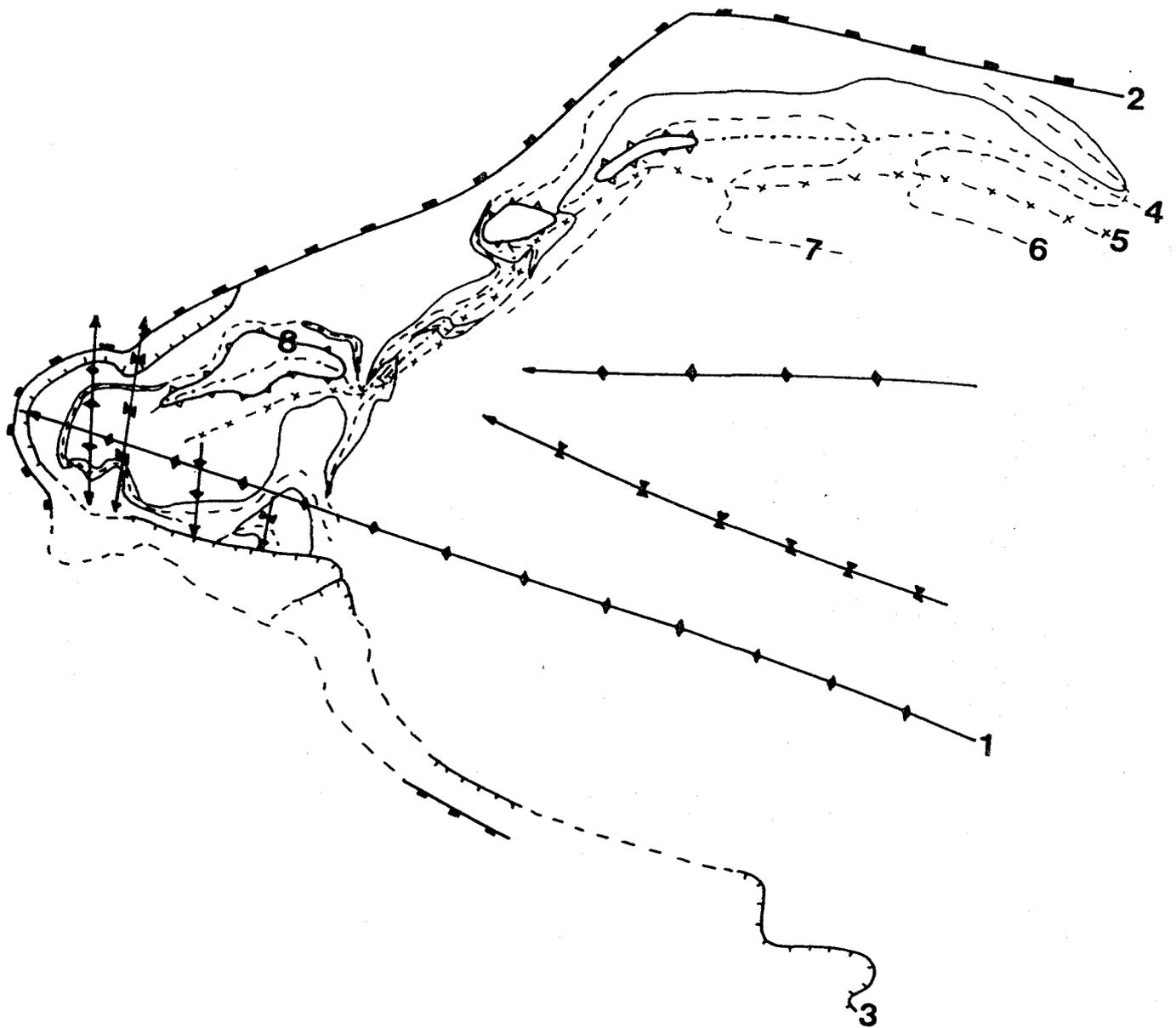


Fig. 3.45.- Posible geometría de los pliegues F_n antes del desarrollo de las fallas tardías: 1- Trazas axiales de los pliegues F_n , 2- "Detachment", 3- Fallas normales de bajo ángulo, 4 y 5- Trazas axiales de pliegues F_o , 6 y 7- Trazas axiales de pliegues F_n , 8- Falla del Río Bodurria.

III.6.2.- PLIEGUES D_n .

Los pliegues de gran radio de dirección aproximada E-W ($N90^\circ E$ a $N110^\circ E$ para las superficies de la foliación de crenulación [S_c], $N110^\circ E$ para las superficies del clivaje de crenulación extensional [C_c]), están interfiriendo en la zona occidental del área con pliegues de gran radio de dirección N-S. Estas interferencias son del tipo I de Ramsay (1967) y definen un domo al Sur de Charches separado por un sinforme complejo del cierre antiformal de los pliegues E-W (Mapas nº 2 al 5, y cortes geológicos).

Los pliegues de dirección E-W interfieren sobre las fases previas de distintas formas según la geometría que tengan:

a) Pliegues E-W de superficie axial subvertical.- afectan al "detachment" y a las fallas normales de bajo ángulo asociadas al mismo. El resultado es que el "detachment" tiene buzamientos hacia el Norte en el sector de Charches y buzamientos hacia el Sur en el sector Sur, y la brecha de falla asociada al mismo aflora en el núcleo del sinforme central.

Estos pliegues afectan a la zona con clivaje de crenulación extensional y a su límite inferior, y permiten que en núcleo de las antiformas de esta fase afloren materiales no afectados por esta estructura.

Pliegan a las superficies axiales de los pliegues vergentes al Sur de la fase D_c . Entre ambos sistemas de pliegues se produce una interferencia del tipo III de Ramsay (1967), en el que se pliegan las superficies axiales de los pliegues más antiguos (sector Sur en los mapas nº 2 y 5, y cortes geológicos). Una característica de estas interferencias es el desplazamiento de las superficies axiales de los pliegues de fase D_n al cruzar las superficies axiales de los pliegues vergentes al Sur.

Estos pliegues afectan a las interferencias de los pliegues vergentes al Sur con los pliegues anteriores de fase D_r , dando modelos de interferencia complejos (fig. 3.46).

b) Pliegues E-W vergentes al Norte.- Estos pliegues deforman al "detachment", y a las zonas con clivaje de crenulación extensional y con fábrica planolinar de fase D_c , de

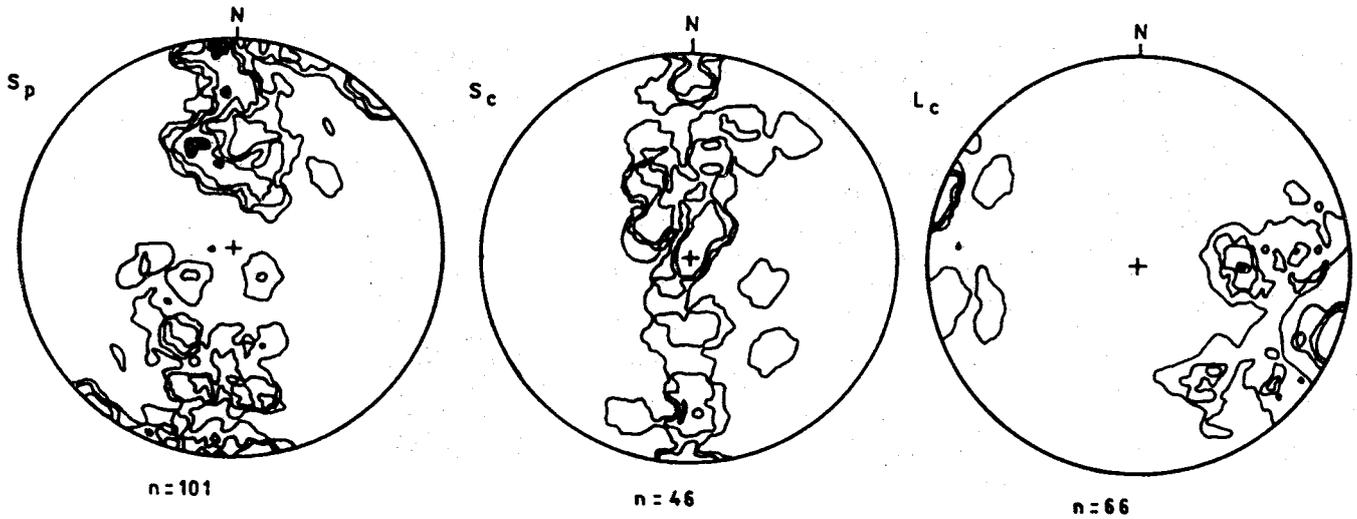
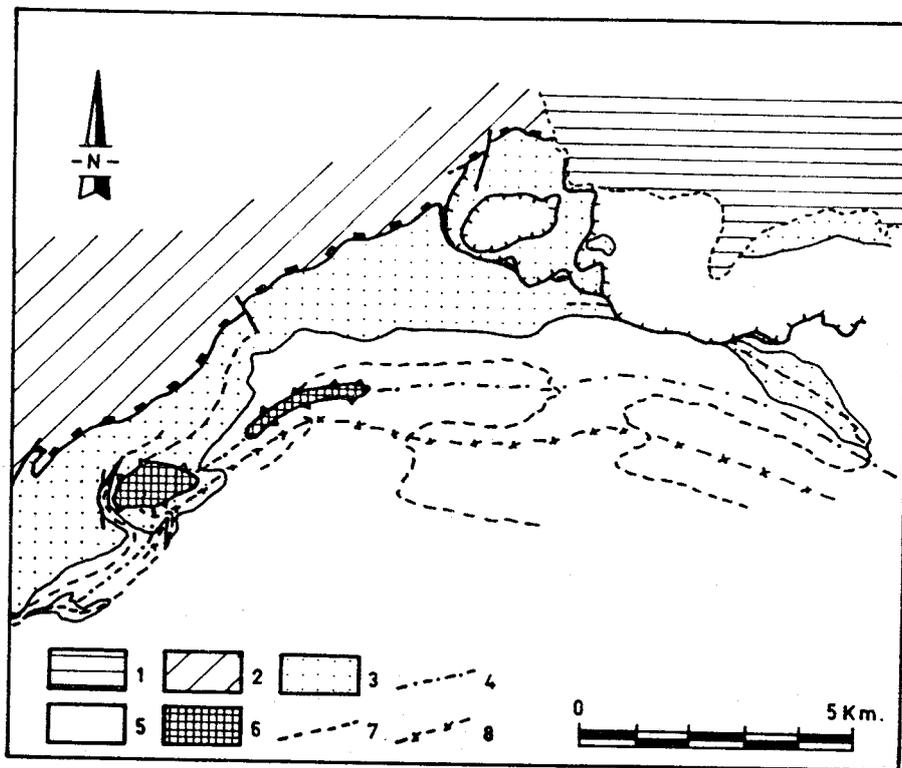


Fig. 3.46.- Esquema cartográfico del sector Norte con las interferencias entre pliegues F_n , F_c y F_r . LEYENDA: 1- Neógeno y Cuaternario, 2- Alpujarride, 3- Conjunto litológico superior de la U. de la S^a de los Filabres (Esquistos de Tahal + Mármoles de las Casas), 5- Conjunto litológico inferior de la U. de la S^a de los Filabres (Metaareniscas de Aulago + Esquistos de Montenegro), 6- U. del Rio Bodurria, 4 y 8- Trazas axiales de los antiformes y sinformes F_c , 7- Trazas axiales de los pliegues F_r . Los diagramas de Wulff muestran las orientaciones de las foliaciones S_p y S_c y de las lineaciones L_c en este sector.

forma que estas estructuras tienden a verticalizarse o invertirse:

El "detachment" se pliega y el Nevado-Filábride se sitúa sobre el Alpujáride a favor del flanco inverso de este pliegue.

El clivaje de crenulación extensional se pliega y en el flanco Norte del pliegue se encuentra como una estructura con movimiento sinistrorso inverso, un caso similar ocurre con la fábrica planolinear.

Los pliegues vergentes al Sur de fase D_c tienen plegadas sus superficies axiales y sus charnelas (fig. 3.46) según un modelo de interferencia del tipo II de Ramsay (1967) (Thiessen & Means, 1980). Las charnelas de los pliegues previos, representados en proyección estereográfica, adquieren una distribución que se corresponde groseramente con círculos menores centrados en el eje de los pliegues F_n , lo que indicaría un mecanismo de formación de los pliegues F_n con una componente importante de "flexural slip" o "flexural flow".

Cuando se analiza con detalle la interferencia anterior, se observa que lo que realmente se está plegando es la interferencia de los pliegues vergentes al Sur con los pliegues de fase D_c . Si usamos como superficie de referencia las superficies axiales de los pliegues de fase D_c , se observa un modelo de afloramiento similar al de setas asimétricas.

c) Suponiendo un modelo de formación de estos pliegues por "flexural slip" se ha intentado deshacer sus efectos en los cortes señalados en el mapa geológico general. Para ello se ha considerado el límite inferior de la zona con clivaje de crenulación extensional como si fuera una superficie horizontal, y hemos supuesto que el espesor de materiales entre las trazas axiales de los pliegues vergentes al Sur se mantiene constante. El resultado es el obtenido en los cortes restituidos que acompañan esta memoria. Como hechos más importantes se observan:

- Si suponemos plano el límite inferior de la zona con clivaje de crenulación extensional, las variaciones en el espesor actual de esta zona se pueden explicar si el "detachment" , que es posterior a esta estructura y la corta, tiene una forma original alabeada con rampas y rellanos. Esta forma alabeada explicaría también las variaciones de espesor de la fábrica planolinear.

- Si suponemos horizontal el límite inferior de la zona con clivaje de crenulación extensional, las superficies axiales de los pliegues vergentes al Sur se sitúan en las zonas central y Norte del área con buzamientos de unos 30° con componente Norte (cortes restituidos). En la zona Sur del área las superficies axiales de estos pliegues se sitúan con buzamientos suaves hacia el Sur. Esto permite reconstruir un pliegue antiformal de gran radio, de plano axial subvertical o fuertemente buzante al Sur, y de orientación aproximada N150°E. Los pliegues abiertos de gran radio por lo tanto se desarrollan de forma aproximadamente coetánea con la formación del clivaje de crenulación extensional, iniciándose con orientaciones perpendiculares a la dirección de movimiento de la zona de cizalla dúctil-frágil de fase D_e para acabar con direcciones oblicuas.

- Al deshacer el efecto de estos pliegues sobre las interferencias de los pliegues vergentes al Sur con los pliegues de fase D_r, se observa que estas interferencias se adaptan a un modelo del tipo II de Ramsay (1967).

III.6.3.- FASE D_e.

a) La zona con clivaje de crenulación extensional corta a las superficies axiales de los pliegues vergentes al Sur, lo que dificulta la identificación de estos pliegues dentro de esta zona.

b) Los pliegues vergentes al Sur provocan como efectos:

- La fábrica planolinar se pliega, se ven afectadas tanto la foliación como la lineación de estiramiento, también son plegadas las zonas con transposición de la estratificación dando los afloramientos caóticos del los alrededores de Charches.

- El plegamiento en la Unidad de la Sierra de los Filabres de los pliegues de fase D_r afectados o no por la fábrica planolinar. Los pliegues de fase D_r tienen plegados sus planos axiales y sus charnelas por estos pliegues, dando interferencias de tipo II de Ramsay (1967) (Sector Norte y Nordeste del área en los mapas nº 2 al 5 y corte

geológicos).

- Cuando los pliegues F_r se hallan deformados por la fábrica planolinear, sus charnelas de F_r se paralelizan a la orientación de L_p , y por lo tanto tienden a adquirir una disposición coaxial con los pliegues de crenulación. El resultado son interferencias de tipo III de Ramsay (1967). El modelo es mucho más complejo cuando se pliegan "sheath folds", o los pliegues desenraizados.

- La falla del Río Bodurria también se ve afectada por estos pliegues, y justamente es en las culminaciones de los antiformes donde se sitúan las ventanas tectónicas en las que aflora la Unidad del Río bodurria. Esto va acompañado por el desplazamiento en la cartografía de las trazas axiales del antiforme al cruzar dicha falla.

c) La fábrica planolinear deforma los pliegues de fase D_r en la Unidad de la S^a de los Filabres. Como se ha comentado en la fase de deformación D_r , las trazas axiales de los pliegues F_r son oblicuas al límite inferior de la zona con fábrica planolinear. Esto es especialmente claro para el Anticlinal de Charches-El Raposo, El Sinclinal del Valcabra-El Raposo y el Anticlinal del Puntal Alto, que tanto en la región Nordeste del área como en la región sur del Raposo están en el límite inferior de la zona de cizalla de fase D_e , y hacia el Oeste se encuentran cada vez más en el interior de la zona con desarrollo de la fábrica planolinear. Esta oblicuidad va acompañada por una deformación de los pliegues, que como características tiene:

-A lo largo de una misma traza axial disminuye el ángulo interflancos hacia el Oeste. En el mismo sentido disminuye también el valor de la longitud de onda. La semilongitud de onda varía desde 1 kilómetro o más (zona oriental) hasta unos 10 metros (zona occidental).

- Las charnelas de los pliegues se paralelizan a L_p . Esto provoca que las charnelas sean curvadas y los pliegues adquieran geometrías de tipo "sheath folds" (Sinclinal de Valcabra-El Raposo en la región de Benajara; Anticlinal Charches-El Raposo en la zona del Raposo (Sector central de los mapas geológicos nº 2 y 4, cortes geológicos).

- Algunos pliegues macroscópicos son cizallados y desenraizados (sector de Charches).

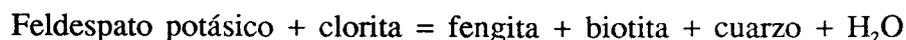
Una vez deshechos los efectos de las fases previas encontramos una estructura en la que la Unidad de la S^a de los Filabres con una estructura interna formada por pliegues vergentes con componente Norte se sitúa en una posición más oriental que la Unidad del Río Bodurria con una secuencia de polaridad normal.

IV. METAMORFISMO

A continuación se efectuará una revisión de las condiciones del metamorfismo registrado en las rocas nevado-filábrides, con el objetivo de establecer las condiciones de presión y temperatura de las distintas fases de deformación.

IV.1. UNIDAD DEL RIO BODURRIA.

Las paragénesis que hay en las pizarras contienen fengita + biotita + cuarzo \pm titanita \pm plagioclasa \pm clorita. Las fengitas tienen un contenido en Si^{4+} que oscila entre 3.48 y 3.09, con una variación continua entre ambos extremos. La variación en el componente celadonítico de estas fengitas puede dar una idea de la presión a la que estuvieron estas rocas (Velde, 1967; Massonne & Schreyer, 1987). Aunque la ausencia de feldespato potásico hace imposible usar con precisión el geobarómetro propuesto por los últimos autores, sin embargo, la presencia de fengitas en equilibrio con biotita y cuarzo permite estimar las presiones mínimas de estas rocas usando el contenido en Si^{4+} de estas micas (Massonne & Schreyer, 1987). Con estos datos las fengitas con un contenido en Si^{4+} entre 3.40 y 3.48, indican presiones mínimas entre los 8.5 Kb y 10.8 Kb a 300°C y entre los 10.9 Kb y 13.2 Kb a los 500°C para estas rocas. El que en las cuarzowacas halla albíta estable y no se encuentre la asociación jadeíta + cuarzo, permite establecer un máximo para las presiones que sufrieron estas rocas. Estas serían de 10.1 Kb a 400°C y de 12.2 Kb a 500°C. La temperatura que acompañó a estas presiones no se puede conocer con precisión en esta asociación mineral. La presencia de biotita probablemente formada por la reacción:



indica un límite inferior para la temperatura (en la reacción anterior, el feldespato potásico sería un resto de la asociación sedimentaria). Según los datos de Hoshek (1980) para una

presión de fluidos de 5 Kb y relaciones de Fe/Mg cercanas a 1, como las de las biotitas de estas rocas, esta reacción ocurre a 440°C. Sin hierro en el sistema se obtienen temperaturas de 400°C a 10.7 Kb (Massonne & Schreyer, 1987). Se pueden estimar por lo tanto unas temperaturas mínimas del orden de 400°C. Las temperaturas máximas vendrían indicadas por el paso de albita a oligoclasa y la aparición del granate, que a estas presiones se realizan a temperaturas del orden de 525°C para la segunda y de 575°C para la primera. Las condiciones de presión oscilarían entre 10 Kb a 400°C y 12.5 ± 1 Kb a 550°C, para el inicio de la primera fase de deformación (D_b) de esta unidad. Estas condiciones constituyen la primera mención de alta presión en los materiales mas bajos del Nevado-Filábride a los que tradicionalmente se les ha supuesto un metamorfismo en condiciones de baja presión.

El decrecimiento de los valores de Si^{4+} en las fengitas hasta cantidades del orden de 3.20 a 3.10, y el crecimiento de titanita en lugar de rutilo en los últimos estadios de la deformación D_b , demuestran que esta fase de deformación se produce durante una importante pérdida de presión con respecto a las condiciones iniciales. La variación de temperaturas no se puede estimar con precisión, pero las temperaturas obtenidas con el geotermómetro fengita-granate (Krogh & Råheim, 1978) en estas rocas cuando están afectadas por la fábrica planolinar indican una ligera disminución (valores de temperatura alrededor de los 350°C). La presión que se puede estimar con las isopleas de Si^{4+} en las fengitas es del orden de 3 ± 1.5 Kb a los 400°C y de 4 ± 1.5 Kb a 500°C (Massone & Schreyer, 1987).

En la zona deformada por la fábrica planolinar de fase D_b las rocas contienen en lugar de asociaciones con fengita + biotita + cuarzo, asociaciones con:

Mica incolora + Cuarzo + granate + albita + clorita + epidota (zoisita \pm pistacita).

Mica incolora + cuarzo + granate + cloritoide + clorita.

Estas asociaciones no se pueden formar directamente por un metamorfismo en condiciones isoquímicas de las pizarras sino que debe de ocurrir un cambio en la composición de la roca que varíe su relación Fe/Mg y Na/K.

El contenido en Si^{4+} de las fengitas varía entre 3.13 y 3.39, concentrándose alrededor de un valor de 3.22, las fengitas con igual contenido en Si^{4+} son estables en gradientes de presión intermedia a baja (4.4 Kb a 400°C y 5.6 Kb a 500°C). Los valores

obtenidos con el geotermómetro fengita-granate propuesto por Krogh & Råheim (1978) indican condiciones de $354 \pm 19^{\circ}\text{C}$ de temperatura, y 3.9 ± 0.8 Kb de presión para el inicio de la formación de la fábrica planolinar en esta unidad (fig. 4.1). Con los datos de Green & Hellman (1982) para este mismo geotermómetro, se obtienen temperaturas de $500 \pm 30^{\circ}\text{C}$ y presiones de 5.6 ± 1 Kb. Dado que los primeros resultados concuerdan con las presiones obtenidas para el final de la fase D₆ mediante el contenido en Si⁴⁺ de las fengitas, usaremos estos resultados como representativos de las condiciones de presión y temperatura durante la formación de la fábrica planolinar en la Unidad del Rio Bodurria.

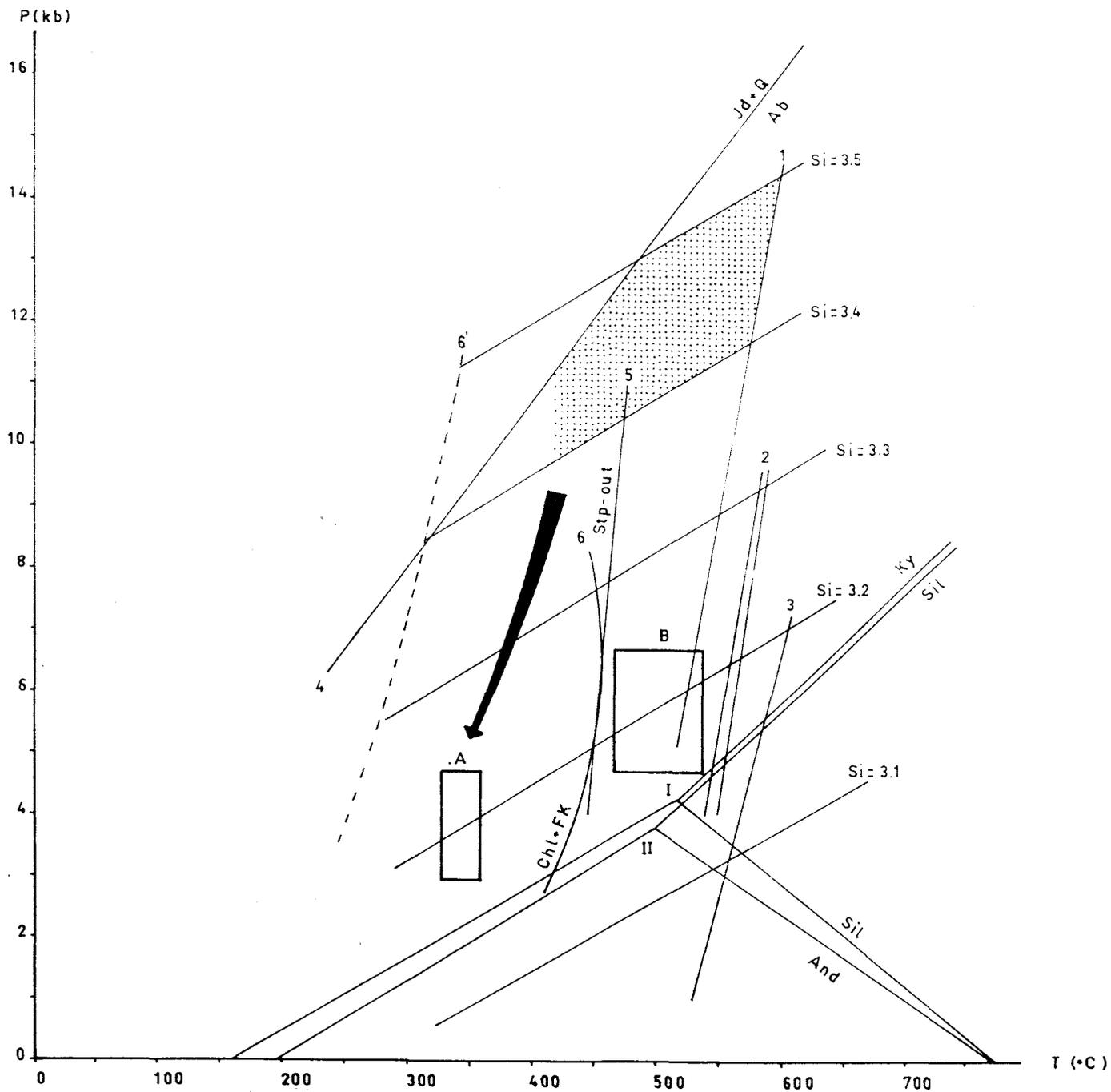
IV.2. UNIDAD DE LA SIERRA DE LOS FILABRES.

IV.2.1.- METAMORFISMO PRE-D₆.

Únicamente se encuentra representado dentro de materiales atribuidos al Paleozoico, y nunca en materiales datados o atribuidos al Mesozoico. Las asociaciones minerales de este episodio aparecen en los micaesquistos de Montenegro con porfiroblastos, y son: prismas de andalucita, estaurólita, cloritoide, biotita, granate y turmalina (Puga, 1971; Puga et al., 1975; Díaz de Federico, 1980; Gómez Pugnaire, 1979b; Gómez Pugnaire & Sassi, 1983; Martínez Martínez, 1984; Velilla, 1985). Estos minerales están transformados a otros que indican condiciones de presión intermedia a alta. La paragénesis mineral indica un metamorfismo en condiciones de baja presión. Gómez Pugnaire & Sassi (1983) obtienen valores de temperaturas de 500°C a 600°C con un gradiente geotérmico próximo a los $40^{\circ}\text{C}/\text{Km}$, lo que corresponde a unas presiones de 3.75 Kb a 4.5 Kb.

Hasta ahora a este episodio de metamorfismo (Puga et al., 1975; Díaz de Federico, 1980; Gómez Pugnaire, 1979b; Gómez Pugnaire & Sassi, 1983; Velilla, 1985; Martínez Martínez, 1984) se le ha supuesto una edad prealpina. Esta interpretación se basa en que el metamorfismo de alta presión/ baja temperatura, cuyas paragénesis transforman a los minerales de este episodio, es el primer episodio de metamorfismo reconocido en las metabasitas de edad jurásica-cretácica, y en que las paragénesis de este episodio únicamente se reconocen en las rocas atribuidas al paleozoico y/o mas antiguo. Este gradiente térmico alto solo se puede producir con un flujo térmico elevado; Puga et al. (1975) proponen que estas paragénesis están asociadas a la intrusión de granitos cuyos restos son los cuerpos de

Fig. 4.1.- Condiciones de presión y temperatura durante la fase de deformación D_6 en la Unidad del Río Bodurria. La zona punteada representa las condiciones iniciales, los recuadros representan las condiciones P-T al inicio de la fase D_6 : A estimadas por el geotermómetro fengita-granate (Krogh & Råheim, 1978); B estimadas por el mismo geotermómetro (Green & Hellman, 1982). Las isopletas de Si en las fengitas provienen de Massonne & Schreyer (1987). Los diagramas de fases de SiAl_2O_5 están tomados I: de Holdaway (1971), II: de Salje (1986). 1- "Oligoclasa + hornblenda-in" (In: Winckler, 1974). 2- "Estaurolita-in" con datos de Hoschek (1969). 3- "Serpentinita = Forsterita + Talco + V" (In: Winckler, 1974). 4- "Jadeita + cuarzo = albita" de Holland (1980). 5- "Estilpnomelana + fengita = biotita + clorita + cuarzo + V" de Nistch (1970, In: Winckler, 1974). 6 y 6'- "Clorita + feldespato potásico = biotita + fengita + cuarzo + V" , 6 con datos de Hoschek (1980) para sistemas con $\text{Fe/Mg} = 1$, 6' propuesta por Massonne & Schreyer (1987) para sistemas con Mg.



ortogneises que se encuentran en las rocas Nevado-Filábrides. Las edades de los ortogneises oscilan entre 269 ± 6 m.a. y 205 ± 20 m.a., que corresponden al Pérmico-Lías inferior. De ser cierta esta relación habría que pensar en una edad alpina precoz para este metamorfismo en condiciones de baja presión/ alta temperatura. Dado que en ambientes de extensión se producen también gradientes térmicos altos (Thompson & Ridley, 1987), una edad Pérmico-Lías inferior para este metamorfismo estaría de acuerdo con el periodo de extensión de la corteza propuesto entre otros por Puga (1977), Vegas & Muñoz (1984), Puga & Díaz de Federico (1984), Muñoz (1986), Bodinier et al.(1987), Muñoz et al. (1988) y Puga et al. (1988). Esta extensión según Puga (1977), Puga y Díaz de Federico (1984), Bodinier et al. (1987) y Puga et al. (1988) dio lugar a la formación de corteza oceánica, mientras que según Vegas & Muñoz (1984), Muñoz (1986) y Muñoz et al. (1988) es un episodio de transtensión con formación de una corteza continental adelgazada.

IV.2.2.- METAMORFISMO DE ALTA PRESION/ BAJA TEMPERATURA Y DE PRESION INTERMEDIA.

Previamente a la formación de la fábrica planolinar existirían dos episodios de metamorfismo: uno en condiciones de alta presión/ baja temperatura, y otro posterior en condiciones de presión y temperaturas intermedias. Están representados en las rocas de la Unidad de la Sierra de los Filabres, y afectan a las metabasitas datadas como Jurásico-Cretácico (Hebeda et al., 1980; Portugal et al., 1988).

El metamorfismo en condiciones de alta presión/baja temperatura está representado por las asociaciones eclogíticas dentro de las metabasitas, en los relictos de glaucofana en anfibolitas, esquistos con anfíbol, metaconglomerados de matriz básica, y en las asociaciones de distena + talco + fengita en las rocas con escapolita (Gómez Pugnare & Cámara, 1990). Además Gómez Pugnare (1979b) describe deerita asociada a este episodio, y le atribuye la génesis de los porfiroblastos de siderita en los mármoles. En las rocas de las Metaareniscas de Aulago, la existencia de fengitas con contenidos en Si^{4+} entre 3.40 y 3.51 en equilibrio con minerales ferromagnesianos como el granate parece indicar también la existencia de condiciones de alta presión/ baja temperatura en estas rocas (Massonne & Schreyer, 1987).

Los relictos de glaucofana pueden aparecer en el núcleo de anfíboles verde-azules, o dentro de granates almandínicos. Dentro de los granates son subparalelos a una foliación interna ($S_i=S_r$) de la que el granate es rotacional (Foto 4.1). Los relictos de paragénesis eclogíticas se encuentran en el interior de las metabasitas sin foliación. Es por lo tanto difícil situar este episodio en el esquema de fases de deformación: La glaucofana podría ser un mineral previo a S_r y paralelizado posteriormente a ella, o bien podría crecer en los primeros momentos de la formación de S_r . Es decir:

- El episodio en condiciones alta presión/baja temperatura podría estar relacionado con una fase pre- D_r como interpretan Puga et al. (1977), Gómez Pugnaire (1979b), Velilla (1985), y Martínez Martínez (1986). Sin embargo en los Esquistos de Tahal no existen evidencias de esta fase de deformación previa, y únicamente hay evidencias de una foliación anterior (S_{r-1}) en los Esquistos de Montenegro, pero en estos materiales es singenética del metamorfismo en condiciones de baja presión/ alta temperatura.
- El episodio en condiciones HP/LT podría estar relacionado con los primeros estadios de D_r como interpretan Langenberg (1972) y Vissers (1981).

Con los datos actuales el problema queda abierto, pero en cualquier caso parece que la glaucofana es estable desde el inicio de la fase D_r . Las condiciones de presión-temperatura de este episodio se han establecido entre los 420°C y 520°C de temperatura y entre los 9.5 Kb y 12 Kb (Puga & Díaz de Federico, 1976b; Gómez Pugnaire, 1979b; Vissers, 1981; Martínez Martínez, 1984; Gómez Pugnaire & Soler, 1987; Baker et al., 1989).

Hay que tener en cuenta que los minerales producto de esta fase de metamorfismo, están transformados por los minerales de las etapas de metamorfismo posteriores, por lo que las condiciones obtenidas señalan un mínimo en la presión y temperatura que sufrieron estas rocas. Las asociaciones minerales de los primeros estadios de esta fase de metamorfismo están destruidas, y es difícil obtener una idea de las condiciones iniciales de metamorfismo. Las investigaciones actuales (Gómez Pugnaire et al, 1987, 1988; Puga et al, 1988; Gómez Pugnaire & Cámara, 1990) se centran en el estudio de los primeros estadios de este metamorfismo, en el que podrían haber existido paragénesis de los

esquistos verdes de presión intermedia, y lawsonita estable. Gómez Pugnaire et al. (1988) describen la existencia de un metamorfismo preeclogítico en condiciones de baja presión/baja temperatura (asociación relictas de zoisita + paragonita + anfíbol cálcico en eclogitas). Gómez Pugnaire & Cámara (1990) describen también la asociación Distena + talco + fengita en las rocas con escapolita y encuentran unas condiciones de presión 16-17 Kb y 560-690°C de temperatura, que podrían indicar las condiciones máximas que sufrieron estas rocas durante el metamorfismo de alta presión.

El segundo episodio de metamorfismo alpino es sincinemático a postcinemático de la fase de deformación D₂, y produce, entre otras, asociaciones del tipo:

- Granate + cloritoide ± estaurolita ± distena.
- Hornblenda + oligoclasa + epidota ± granate.
- anfíbol verde azul + albita + epidota ± granate.

Las condiciones del metamorfismo se establecen entre 550°C a 600°C y 7,5 Kb a 5 Kb en las rocas con paragénesis en facies de las anfibolitas (Puga et al., 1977; Gómez Pugnaire, 1979b; Vissers, 1981; Martínez Martínez, 1984; Baker et al., 1989). En las rocas con paragénesis en facies de los esquistos verdes para este episodio de metamorfismo, las condiciones de temperatura debieron de ser algo menores. Las zonas de reacción de oligoclasa + hornblenda- in y estaurolita- in están plegadas y deformadas por la zona de cizalla dúctil-frágil de fase D₂, y se observa que las asociaciones en facies de las anfibolitas se encuentran siempre en la parte alta del Nevado-Filábride por encima de las asociaciones en facies de esquistos verdes. Este hecho fue puesto de manifiesto por Vissers (1981), y situaciones similares son descritas por Puga (1971), Díaz de Federico (1980), Martínez Martínez (1984), entre otros, en distintas partes del complejo. Creemos que esta inversión aparente del metamorfismo se debe a la deformación por la zona de cizalla dúctil de fase D₂ de las isogradas de metamorfismo.

La relación entre los dos episodios alpinos anteriores es controvertida. Mientras que para algunos autores entre ambos existe un episodio de retrogradación a facies de esquistos verdes (Puga et al., 1977), para otros existe un paso continuo y progresivo en las condiciones de ambos episodios (Gómez Pugnaire, 1979b; Vissers, 1981; Martínez Martínez, 1984; Baker et al., 1989). Dada la estabilidad de la glaucofana al iniciarse el crecimiento

de los minerales del segundo episodio, creemos que la evolución sería la segunda.

Tras la fase de deformación D_r , se inestabilizan los minerales de las paragénesis de presión intermedia. Este hecho ha sido interpretado por Gómez Pugnare (1979 a,b) como resultado de un aumento de la temperatura entre 610°C y 670°C manteniéndose la presión. Sin embargo pensamos que no se produjo este aumento de temperatura porque:

- en esas condiciones, y con la alta actividad de fluidos propuesta por la autora, los ortogneises deberían de haber producido migmatitas ya que se corta la curva de fusión de ortosa + albita + cuarzo (Winckler, 1974).
- A esas presiones la antigorita en las serpentinitas deja de ser estable para producir forsterita + talco, en las serpentinitas esta reacción no se observa y la antigorita permanece estable.
- El cloritoide se conserva en muchas rocas, la distena no se altera a sillimanita, y en las que contienen paragénesis de las facies de los esquistos verdes no recrecen minerales de mayor temperatura.
- Algo similar a lo anterior sucede con las rocas con plagioclasa que contienen albita, en los calcoesquistos se mantiene como albita y no da lugar a andesina.

Creemos pues que en la fase estática post- D_r la temperatura no sobrepasó los 610°C, y si acaso decreció

Estos dos episodios de metamorfismo según la interpretación tradicional los habrían sufrido solamente los materiales de la parte superior de los Nevado-filábrides (Manto del Mulhacén de Puga et al, 1977; Martínez Martínez, 1984; o Unidad de Charches de Gómez Pugnare, 1979b;) mientras que las partes bajas (Manto del Veleta) no los habrían sufrido. Sin embargo las relaciones de campo muestran que los materiales atribuidos al Manto del Veleta en esta región (Navarro & Velando, 1979) constituyen el núcleo del anticlinal de fase D_r y que los Esquistos de Tahal que han sufrido el episodio de alta presión/baja temperatura son solidarios con estos materiales, y no hay contactos tectónicos mayores ni zonas de cizalla entre ambas formaciones. Creemos por lo tanto que también habrían

sufrido el episodio en condiciones de HP/LT, como prueba el contenido en Si^{4+} de las fengitas de estas rocas que puede llegar a alcanzar valores entre 3.40 y 3.51.

IV.2.3.- FASE DE DEFORMACION D_e .

La fábrica planolinar es sintectónica de granate + fengita + paragonita + cuarzo \pm albita en sus primeros estadios, y de moscovita + clorita + albita en los estadios más tardíos de la deformación. Todo parece indicar por lo tanto que la fábrica planolinar se forma en condiciones retrometamórficas dentro de las facies de los esquistos verdes, iniciándose en el campo de estabilidad del granate y terminando cuando ha dejado de ser estable. Usando el geotermómetro fengita-granate propuesto por Krogh & Råheim (1978) y cotejándolo con las condiciones de estabilidad mínima de las fengitas propuesta por Massonne & Schreyer (1987), se obtienen condiciones de $354 \pm 19^\circ\text{C}$ de temperatura, y 3.9 ± 0.8 Kb de presión en la Unidad del Rio Bodurria. Usando el mismo geotermómetro se obtiene una presión media de 4.3 Kb con una desviación típica de 0.73 y una temperatura media de 514°C con una desviación típica de 23.55, en la Unidad de la S^a de los Filabres (fig. 4.2). Usando los calibrados de Green & Hellman (1982) para este geotermómetro y teniendo en cuenta que estas rocas tienen un valor de *mg* cercano a 70 (sobre análisis de roca total de Gómez Pugnare, 1979) se obtienen temperaturas del orden de 100°C a 150°C mas altas y presiones entre los 4.2 Kb. y los 8.6 Kb (fig. 4.2). Estas temperaturas no están de acuerdo con la recristalización de albita durante esta fase y con la conservación de la distena en las rocas cercanas. Estas condiciones indican que la fábrica planolinar se inició a mayor temperatura en la unidad superior que en la Unidad del Rio Bodurria.

Durante la formación de las estructuras posteriores, pliegues vergentes al Sur y clivaje de crenulación extensional, se mantienen las condiciones retrometamórficas con recrecimiento de clorita y de intercrecimientos de mica y clorita. Durante la formación del clivaje de crenulación extensional se cizallan las micas y los intercrecimientos, y el cuarzo sufre una recristalización dinámica con reducción del tamaño de grano. la temperatura de bloqueo de los planos de deslizamiento intracristalino del cuarzo está en torno a los 350°C , por lo que suponemos que la temperatura de las rocas no descendió por debajo de este

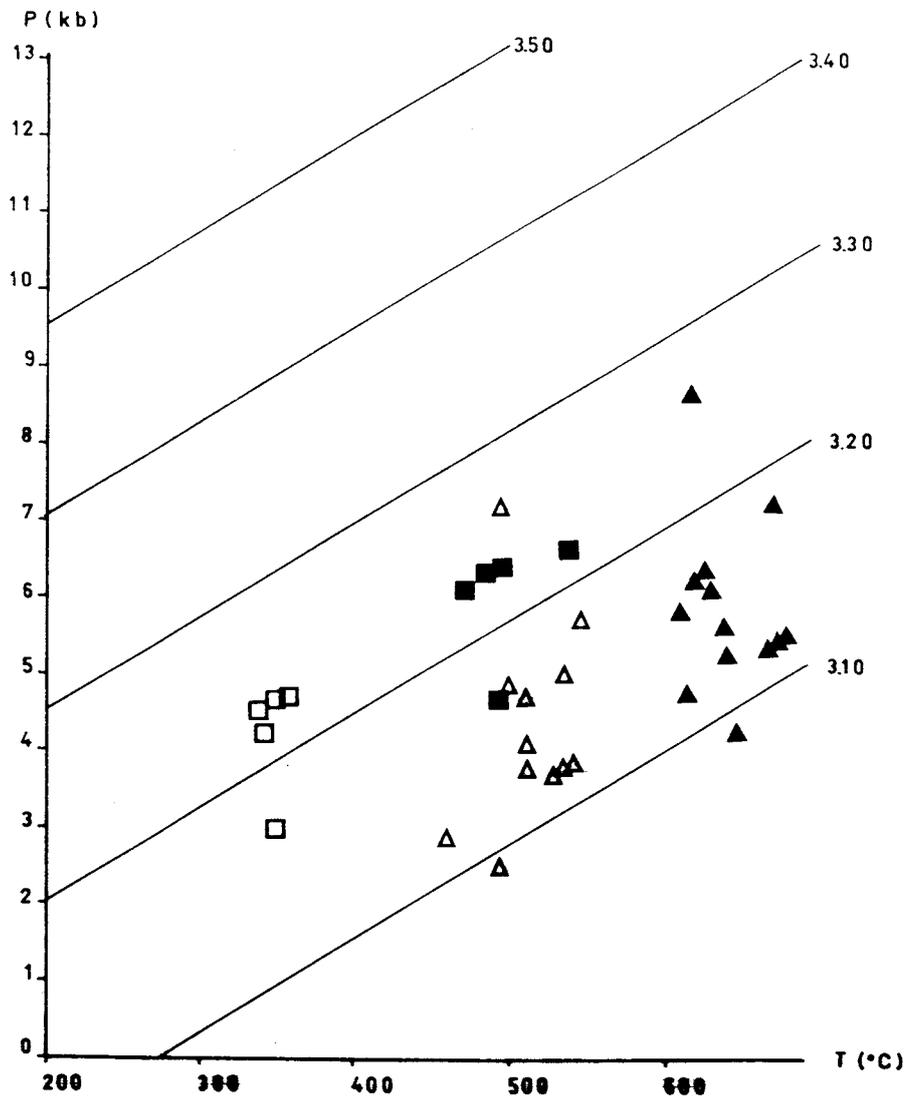


Fig. 4.2.- Datos del geotermómetro fengita-granate: cuadrados.- rocas de la Unidad del Río Bodurria, triángulos.- rocas de la Unidad de la Sierra de los Filabres. Los símbolos en blanco indican la condiciones de P-T estimadas con el calibrado de Krogh & Råheim (1978); los símbolos en negro indican las condiciones estimadas con el calibrado de Green & Hellman (1982). Las isopletas de Si en las fengitas provienen de Massonne & Screyer (1987).

valor hasta que se terminó de formar esta estructura.

Baker et al. (1989) describen un aumento de la temperatura hasta condiciones de facies de las anfibolitas relacionado con los pliegues de fase D_n . Sin embargo, pensamos que este episodio no es real dado que las estructuras previas y posteriores a estos pliegues son frágiles, y las filitas grises asociadas al "detachment" no muestran ninguna evidencia

de este aumento de temperatura. Además en las condiciones que describen estos autores la distena debería de transformarse a andalucita, transformación que no se observa en ningún punto del Nevado-Filábride.

IV.3. EDAD DEL METAMORFISMO Y CONCLUSIONES.

Las dataciones del primer episodio de metamorfismo en condiciones de baja presión/ alta temperatura son escasas (Portugal et al., 1988). De ser cierta la relación entre este episodio y la intrusión de los protolitos de los ortogneises, entonces se podría suponer una edad Pérmico-Lias Inferior para este episodio de metamorfismo.

Monié et al. (1991) han realizado dataciones por el método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en rocas del área de estudio. Los resultados obtenidos permiten datar el metamorfismo alpino en condiciones de alta presión/baja temperatura alrededor de los 48 m.a. (Eoceno Inferior), el metamorfismo alpino en condiciones de presión intermedia/ temperatura intermedia alrededor de los 23 m.a. (transito Oligoceno-Mioceno), y el enfriamiento de las rocas por debajo de los $350 \pm 50^\circ\text{C}$, alrededor de los 16 m.a. (Langhiense) (fig. 4.3). En el bloque de techo del "detachment", los materiales alpujárrides se enfrían por debajo de los $350 \pm 50^\circ\text{C}$ a los 19 m.a.. Los datos anteriores indican que el "detachment" inicia su funcionamiento después de los 19 m.a. y antes de los 16 m.a.. La fábrica planolinear y las deformaciones dúctiles de las rocas nevado-filábrides estarían formadas en su mayor parte antes de los 16 m.a.. Los materiales de edad Tortoniense inferior fosilizan el "detachment", y en rocas detríticas de la misma edad en las cuencas neógenas aparecen los primeros cantos que provienen de rocas de este complejo. Esto indica que las rocas nevado-filábrides alcanzan la superficie alrededor de los 11 m.a..

Se han representado las diferentes condiciones de presión, temperatura y tiempo en un diagrama P-T-t (fig. 4.4). El resultado indica varias situaciones distintas por las que han pasado las rocas nevado-filábrides durante el metamorfismo alpino:

- Las condiciones de inicio del metamorfismo no están bien conocidas. Los datos de

N232E

N52E

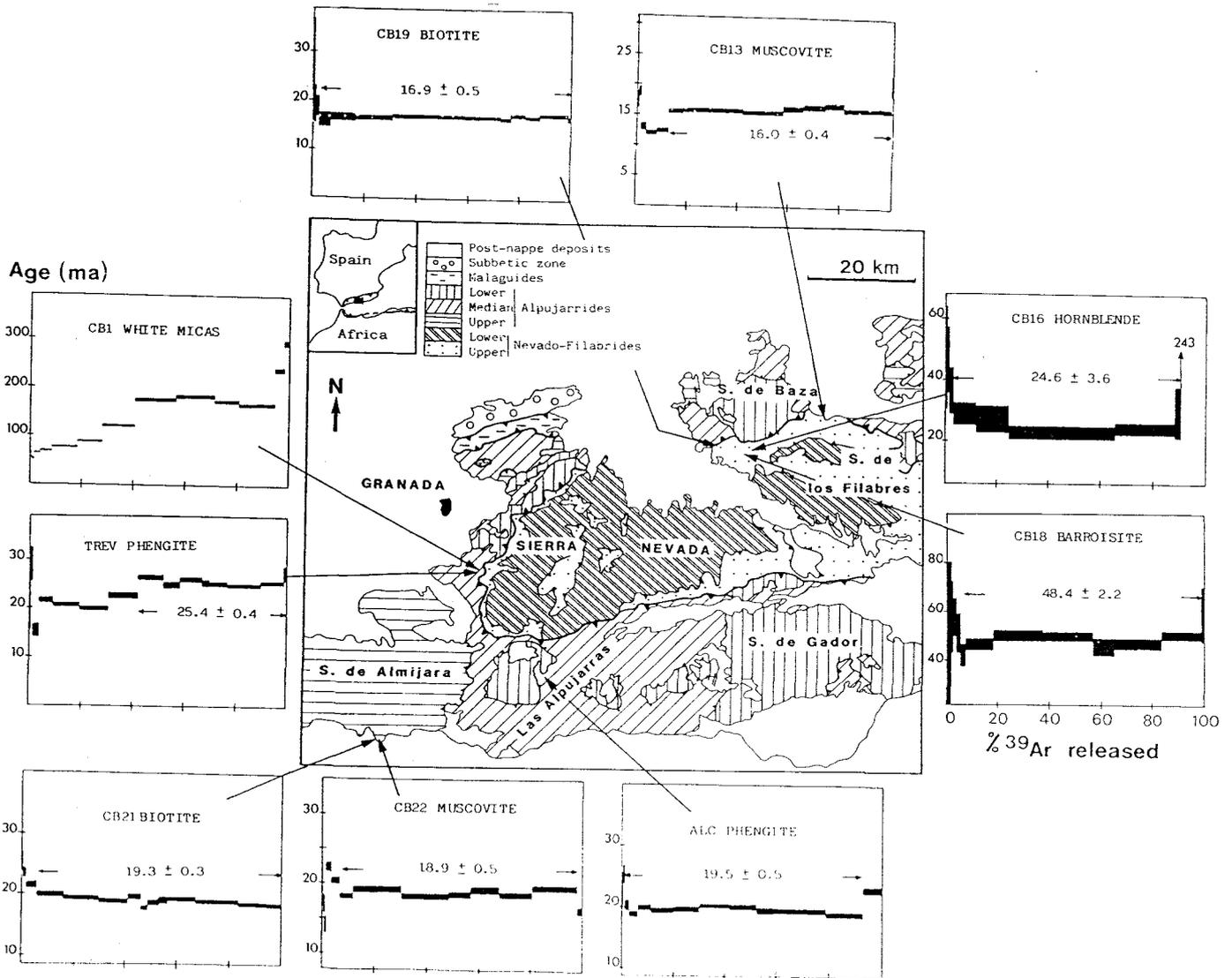
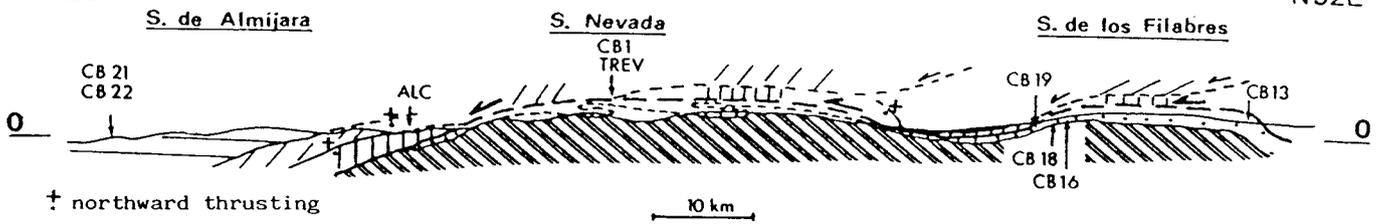
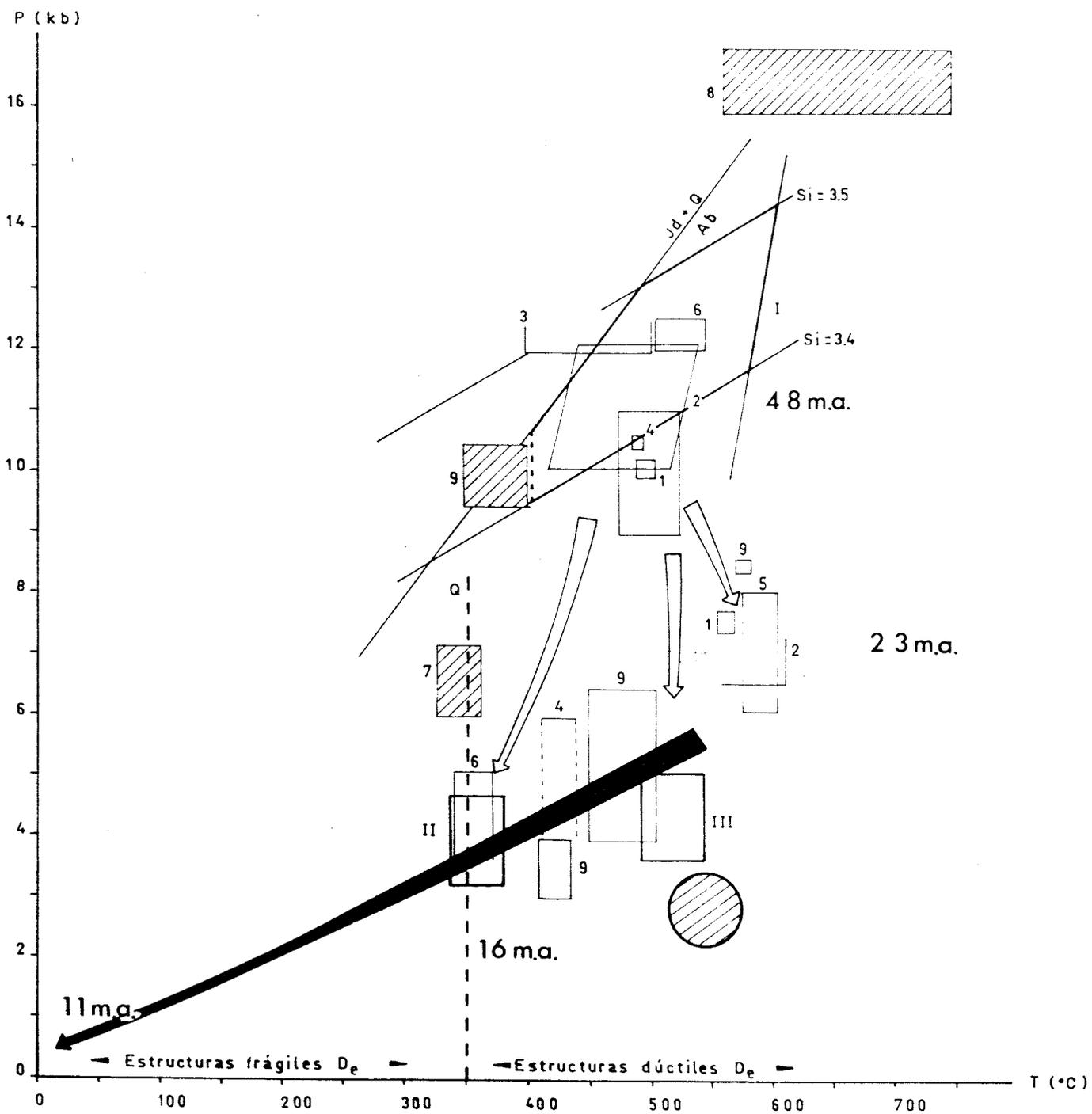


Fig. 4.3.- *Dataciones Ar^{39}/Ar^{40} en micas y anfíboles de las rocas Alpujarrides y Nevado-Filábrides. Tomado de Monié et al. (1991).*

Fig. 4.4.- Diagrama P-T-t de las rocas nevado-filábrides en el área estudiada. Los recuadros en líneas gruesas son las condiciones estimadas en este trabajo: I.- condiciones iniciales de la deformación D_0 ; II.- condiciones al inicio de la deformación D_0 en la Unidad del Rio Bodurria; III.- condiciones al inicio de la deformación D_0 en la Unidad de la Sierra de los Filabres. Los recuadros en líneas finas señalan las condiciones establecidas por otros autores: 1.- Puga & Díaz de Federico (1976); 2.- Gómez Pugnaire (1979b); 3.- Vissers (1981); 4.- Martínez Martínez (1984); 5.- Gómez Pugnaire et al. (1985); 6.- Gómez Pugnaire & Soler (1987); 8.- Gómez Pugnaire & Cámara (1990); 9.- Baker & De Jong (1989). Los recuadros con trama indican las condiciones P-T pre- D_r . El círculo indica las condiciones del metamorfismo de baja presión/ alta temperatura y la línea discontinua Q la temperatura aproximada de inicio de la deformación dúctil del cuarzo (Gómez Pugnaire & Sassi, 1983).



Gómez Pugnaire et al. (1988), Baker et al. (1989), y Gómez Pugnaire & Cámara (1990) indican que dentro de un gradiente geotérmico que varía entre 8°C/Km y 15°C/Km las rocas alcanzan temperaturas del orden de 350°C y de 650°C. De ser cierta la hipótesis de que los porfiroblastos de los Esquistos de Montenegro son de edad alpina temprana, estas rocas habrían sufrido antes un metamorfismo en condiciones de baja presión/ alta temperatura.

- Todas las rocas nevado-filábrides han sufrido un metamorfismo alpino en condiciones de alta presión/ baja temperatura con un gradiente aproximado de 10°C/Km a 13°C/Km y temperaturas entre los 400°C y los 550°C. Las asociaciones minerales conservadas nos muestran las rocas situadas a una profundidad de unos 30 a 33 Km, en una zona con temperaturas relativamente bajas. Esta situación se da a los 48 m.a..

- Desde el punto anterior las trayectorias de las distintas rocas divergen. En la parte superior de la Unidad de la S^a de los Filabres se produce un ligero aumento de temperatura y una disminución de la presión. La razón entre ambos parámetros es de unos 26°C a 33°C por cada Kb. Al final de este proceso las rocas podrían estar entre 15 y 20 Km. En las rocas de la parte baja de la Unidad de la S^a de los Filabres, la pérdida de presión se efectúa prácticamente a temperatura constante, mientras que en la Unidad del Rio Bodurria la pérdida de presión va acompañada por una disminución de la temperatura. Este proceso de divergencia en las condiciones anteriormente homogéneas termina alrededor de los 25 m.a..

- Todas las rocas muestran un retrometamorfismo con disminución de la temperatura y pérdida de presión, en un gradiente de unos 30°C/Km. Este proceso se inicia después de las condiciones anteriores (desestabilización en régimen estático de las paragénesis de presión intermedia/ temperatura intermedia); a los 16 m.a. concluyen las condiciones en facies de los esquistos verdes y las rocas alcanzan la superficie en el Tortoniense (11 a 10 m.a.).

V. CONCLUSIONES.

La evolución de los materiales Nevado-Filábrides del sector occidental de la S^a de los Filabres se puede esquematizar como sigue:

- Depósito durante el Paleozoico (y probablemente el Proterozoico), en una plataforma siliciclástica somera, de los sedimentos que originaron los Esquistos de Montenegro, y las Metaareniscas de Aulago.
- Tras la deformación y erosión de los materiales anteriores, se depositan discordantemente sobre ellos materiales detríticos (Esquistos de Tahal) y carbonatados (Mármoles de las Casas). Ambas secuencias son intruidas, durante el Pérmico y Lías inferior, por granitoides peraluminicos. Algunas rocas de los Esquistos de Montenegro pudieron sufrir durante este periodo un metamorfismo en condiciones de baja presión/ alta temperatura. Tanto la sedimentación, como la actividad ígnea y el metamorfismo es probable que se produjeran durante un proceso de "rifting". Este proceso continua hasta el Jurásico-Cretácico inferior cuando se produce la intrusión de rocas básicas.
- Todos los materiales nevado-filábrides sufrieron un metamorfismo en condiciones de alta presión/ baja temperatura con un gradiente de unos 10°C/Km a 13°C/Km y temperaturas entre los 400°C y los 550°C. Este metamorfismo concluyó a los 48 m.a. (Monié et al., 1991) y fue seguido por un metamorfismo en condiciones de presión intermedia que concluye alrededor de los 23 m.a. (Monié et al., 1991). De forma sincrónica con estas etapas de metamorfismo se desarrollaron las deformaciones compresivas D_b y D_r.
- Las deformaciones posteriores que sufrieron estos materiales se desarrollan esencialmente en un régimen de extensión E-W coetáneo de una contracción perpendicular. La elongación alcanza un valor mínimo de unos 109% (Jabaloy et al., in litt). Las primeras estructuras son milonitas, a las que se superponen estructuras dúctil-frágiles y frágiles. Asociado a esta cizalla se dio un metamorfismo retrogrado en facies de esquistos verdes con un gradiente

de unos 30°C/Km. La edad de este metamorfismo se desarrolla entre los 23 m.a. y los 16 m.a. (Monié et al., 1991).

Las diferencias de esta evolución con las propuestas por otros autores son:

- Los trabajos de Puga (1971) , Puga et al. (1975), Díaz de Federico (1980), Gómez Pugnaire (1979b), Gómez Pugnaire & Sassi (1983), Portugal Ferreira et al.(1988) atribuyen el episodio de metamorfismo en condiciones de baja presión/ alta temperatura que sufren los Esquistos de Montenegro a una etapa prealpina. En nuestra opinión este metamorfismo no está relacionado con la orogenia herciniana sino que es muy probable que esté esencialmente asociado a un proceso de "rifting" en el que se produce la intrusión de granitoides y rocas básicas, cuyas edades radiométricas van desde el Estefaniense-Pérmico inferior al Cretácico inferior.

- Para un gran número de autores: Puga et al. (1974), Puga & Díaz de Federico (1976a), Gómez Pugnaire (1979b), Gómez Pugnaire (1984), Martínez Martínez (1984), Velilla (1985), García Dueñas et al. (1988a,b), Gómez Pugnaire & Franz (1988), solo la parte alta de los Esquistos de Montenegro y los Esquistos de Tahal y Mármoles de las Casas habrían sufrido el metamorfismo en condiciones de alta presión/ baja temperatura. El resto de los materiales solo habrían sufrido un metamorfismo de baja presión a intermedia en facies de los esquistos verdes. La composición de las fengitas en las Metaareniscas de Aulago indica que todas las rocas nevado-filábrides han sufrido el metamorfismo en condiciones alta presión/ baja temperatura.

- Las deformaciones dúctiles y frágiles de los Nevado-filábrides se ha atribuido esencialmente a:

-Una tectónica compresiva que da lugar a cabalgamientos (Véase Egeler & Simon, 1969; Kammpschoor, 1975; Puga & Díaz de Federico, 1976a; Vissers, 1981; Platt & Behrmann, 1983).

-Una deformación compresiva en la que se produce la fábrica planolinar, y a una deformación posterior en extensión en la que se desarrollan las estructuras dúctil-frágiles y frágiles (González Lodeiro et al., 1984; Martínez Martínez, 1984; Jabaloy, 1985; García Dueñas & Martínez Martínez, 1988; García Dueñas et al., 1988a,b).

-Una deformación en régimen de extensión en la que se originan las estructuras dúctiles (fábrica planolinear) y las estructuras posteriores dúctil-frágiles y frágiles (Doblas & Oyarzun, 1989; Galindo Zaldivar et al., 1989; Platt, 1989; Galindo Zaldivar, 1990).

La primera hipótesis no explica las omisiones ni las reducciones de espesores de materiales, ni las características de las estructuras frágiles ("detachment" y fallas normales de bajo ángulo), ni tampoco la distribución de la fábrica planolinear que no se asocia a ningún contacto interno del Nevado-Filábride, de los definidos anteriormente. Testo último tampoco lo explica la segunda hipótesis.

La tercera hipótesis por el contrario si explica:

-Las reducciones de espesor y las omisiones de materiales que existen desde el Este hacia el Oeste dentro del Nevado-filábride.

-El hecho que la fábrica planolinear esté asociada espacialmente al contacto Alpujárride/Nevado-Filábride y no a superficies de superposición de unidades.

-La coincidencia en la dirección y sentidos de movimiento de los bloques de techo que se encuentran entre la fábrica planolinear y las estructuras dúctil-frágiles y frágiles (clivaje de crenulación extensional, "detachment" y fallas normales de bajo ángulo) en el bloque de muro del "detachment".

-La coincidencia en la dirección y sentido de movimiento deducidas de las estructuras del bloque de muro (Nevado-Filábride), del propio contacto Alpujárride/Nevado-Filábride y de las estructuras frágiles en el bloque de techo (Alpujárride) que según las edades radiométricas son aproximadamente contemporáneas.

Dentro de esta última hipótesis, hay varios modelos distintos cuyas diferencias principales se refieren a las direcciones de extensión: movimientos de extensión hacia el Norte para el bloque de techo en Platt (1989), direcciones de extensión hacia el SE para el bloque de techo para Doblas & Oyarzun (1989), y direcciones de extensión hacia el

WSW para Galindo Zaldivar et al. (1989). Las direcciones que indican Doblas & Oyarzun (1986) no tienen ningún soporte real en el campo. Mientras que las direcciones que señala Platt (1989), se basan en las observaciones realizadas en S^a Alhamilla en uno de los extremos de la trayectoria curva de la fábrica planolinear.

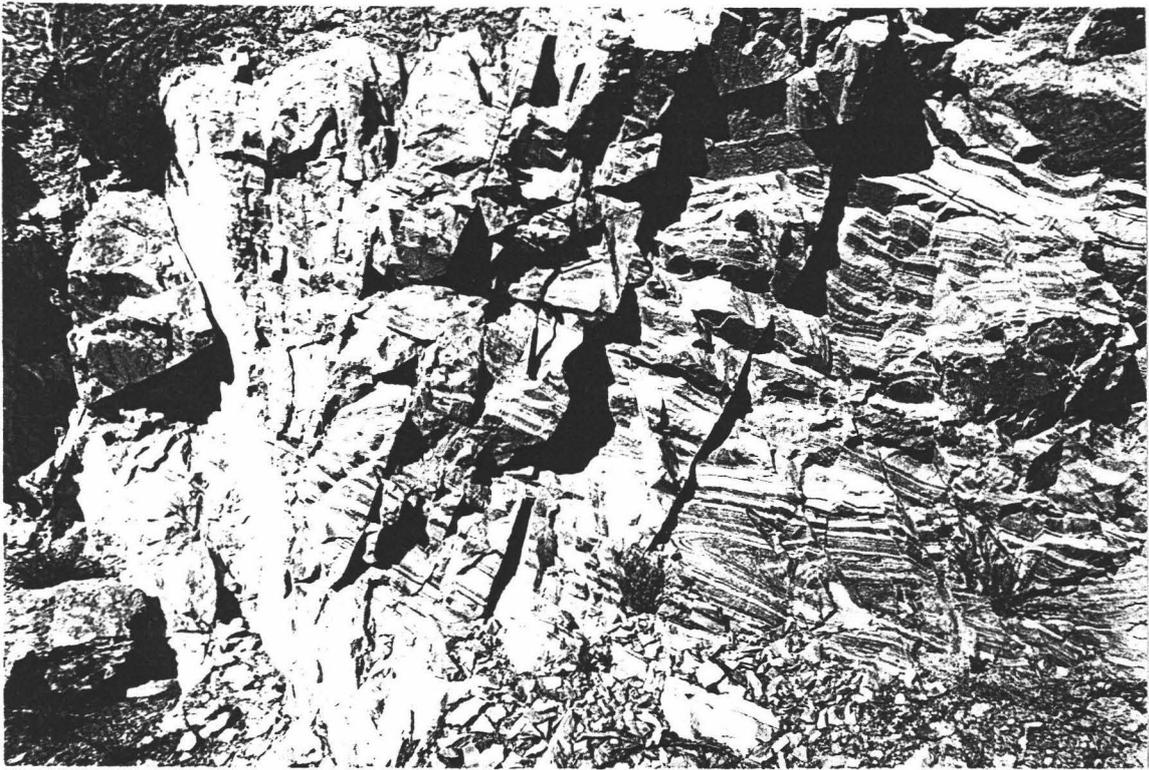
Las conclusiones más importantes de la presente memoria se pueden resumir en los siguientes puntos:

En el Complejo Nevado-Filábride se diferencian dos unidades tectónicas en el extremo occidental de la S^a de los Filabres: La Unidad de la S^a de los Filabres y la Unidad del Rio Bodurria. Separadas por la Falla del Rio Bodurria. Las fases de deformación D₁ y D₂, desarrolladas en estas unidades, están ligadas a un proceso de metamorfismo alpino en condiciones de alta presión/ baja temperatura. Este metamorfismo se originó durante una subducción continental en la que los materiales se situaron a una profundidad de 30 a 36 Km.

Los materiales nevado-filábrides han sufrido una fase de deformación que comienza en condiciones dúctiles con el desarrollo de una fábrica planolinear y de pliegues vergentes al Sur, prosigue en condiciones dúctil-frágiles con el desarrollo de clivaje de crenulación extensional, y termina con la formación de fallas normales de bajo ángulo en condiciones frágiles. Todas estas estructuras se desarrollan en un proceso continuo y progresivo. Esta fase corresponde a una deformación constrictiva en un régimen de cizalla simple heterogénea con una componente de cizalla pura. El régimen general de la deformación durante esta fase tiene un carácter extensional y produce una extensión W-E, un adelgazamiento en la vertical y una contracción N-S. Esta fase extensiva lleva asociada un metamorfismo retrogrado en un gradiente de unos 30°C/km. Este metamorfismo se inicia en la parte superior de los esquistos verdes.

En el Complejo Alpujárride, la deformación extensiva da lugar estructuras frágiles (fallas normales de bajo ángulo) en parte contemporáneas con las estructuras dúctiles desarrolladas en el bloque de muro, y coinciden los sentidos de movimiento de los bloques de techo de las estructuras en ambos bloques.

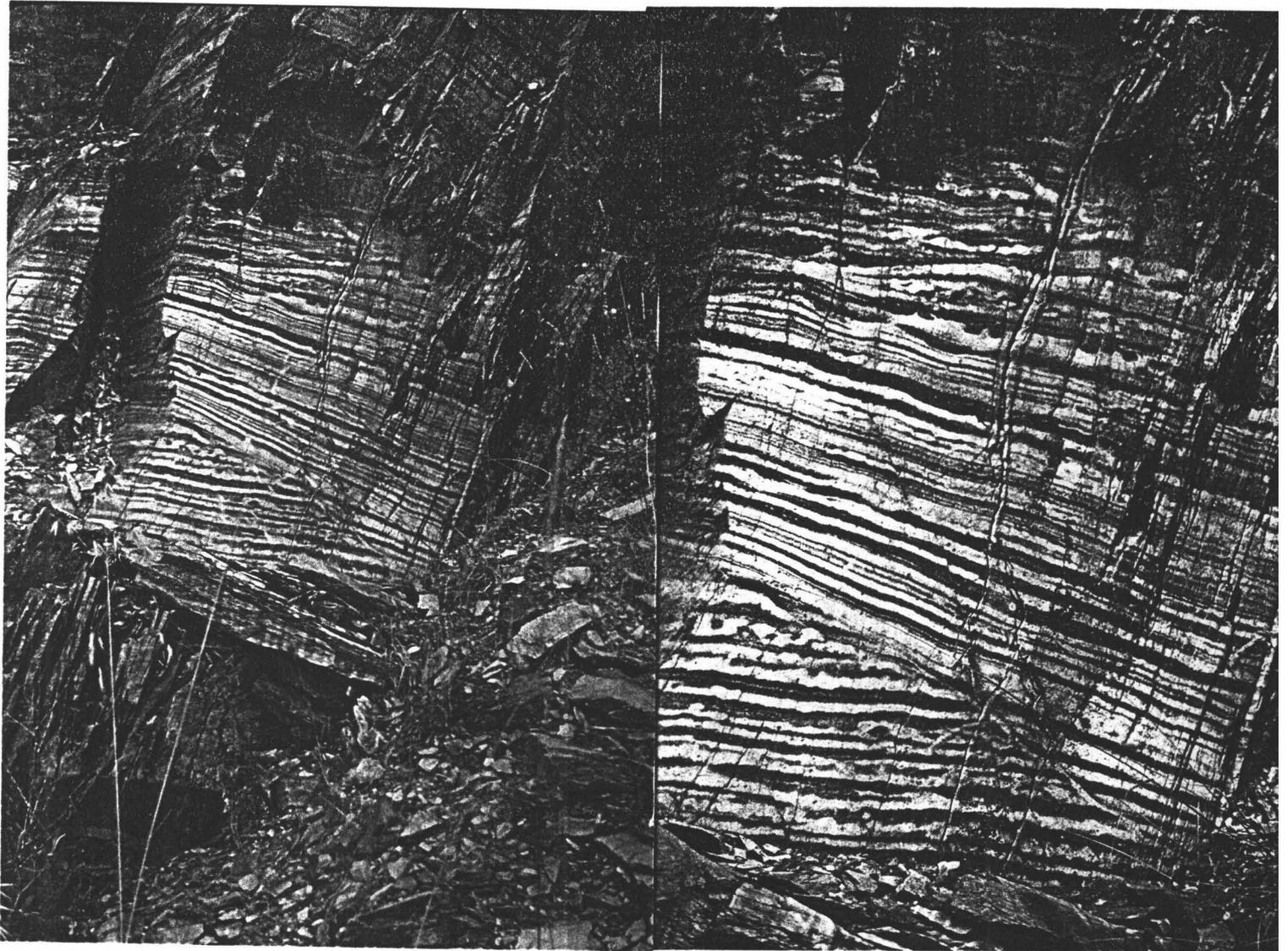
FOTOGRAFIAS



Fotografía 1.- Aspecto de campo de los mármoles fajeados en la comarcal Abta-Fiñana(Mármoles de las Casas).



Fotografía 2.- Mármoles fajeados con porfiroblastos de dolomita con textura "augen" (Mármoles de las Casas).



Fotografía 3.- Aspecto de campo de las metaareniscas del miembro inferior de los Esquistos de Tahal. Sector central de la S^a de los Filabres en las inmediaciones de Tahal.

Fotografía 4.- Laminaciones cruzadas en metaareniscas; la misma localidad que la fotografía anterior (miembro inferior de los Esquistos de Tahal).

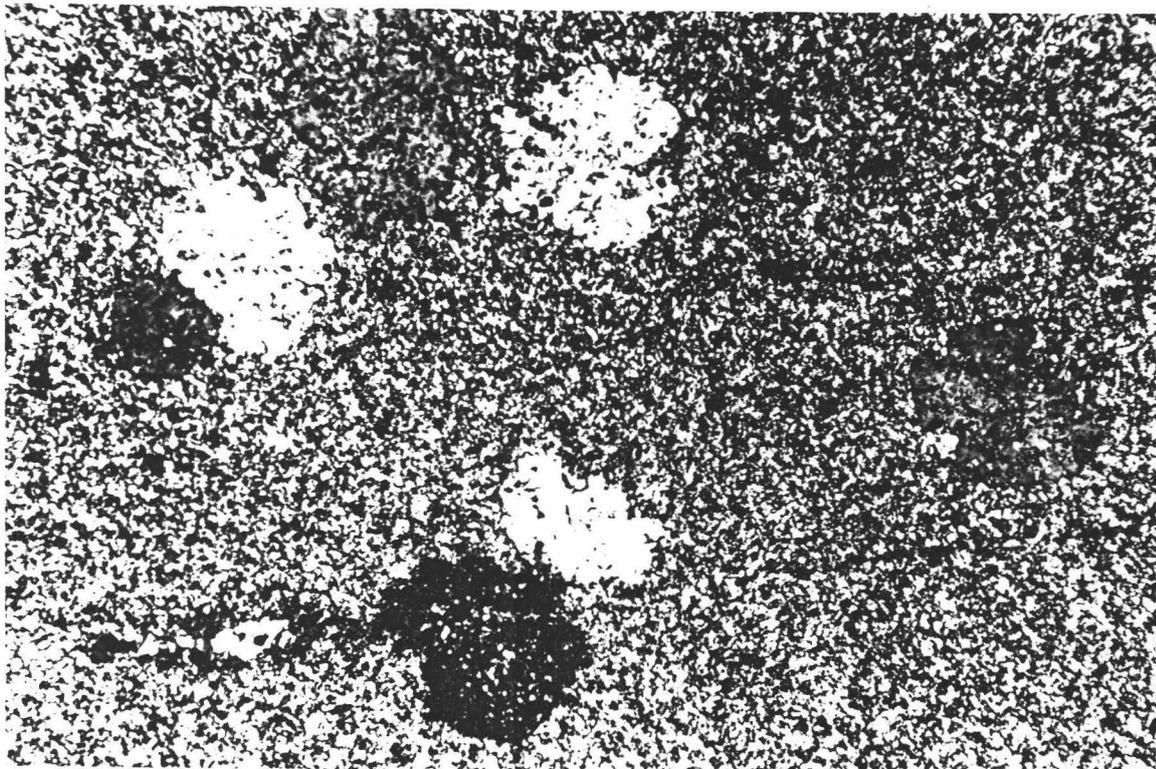


Fotografía 5.- Aspecto de campo de los Esquistos de Tahal en el sector estudiado. Carretera comarcal Abla -Caniles.

Fotografía 6.- Niveles de metaconglomerados de matriz acida alternantes con niveles de metaareniscas al Sur de El Raposo (miembro inferior de los Esquistos de Tahal).



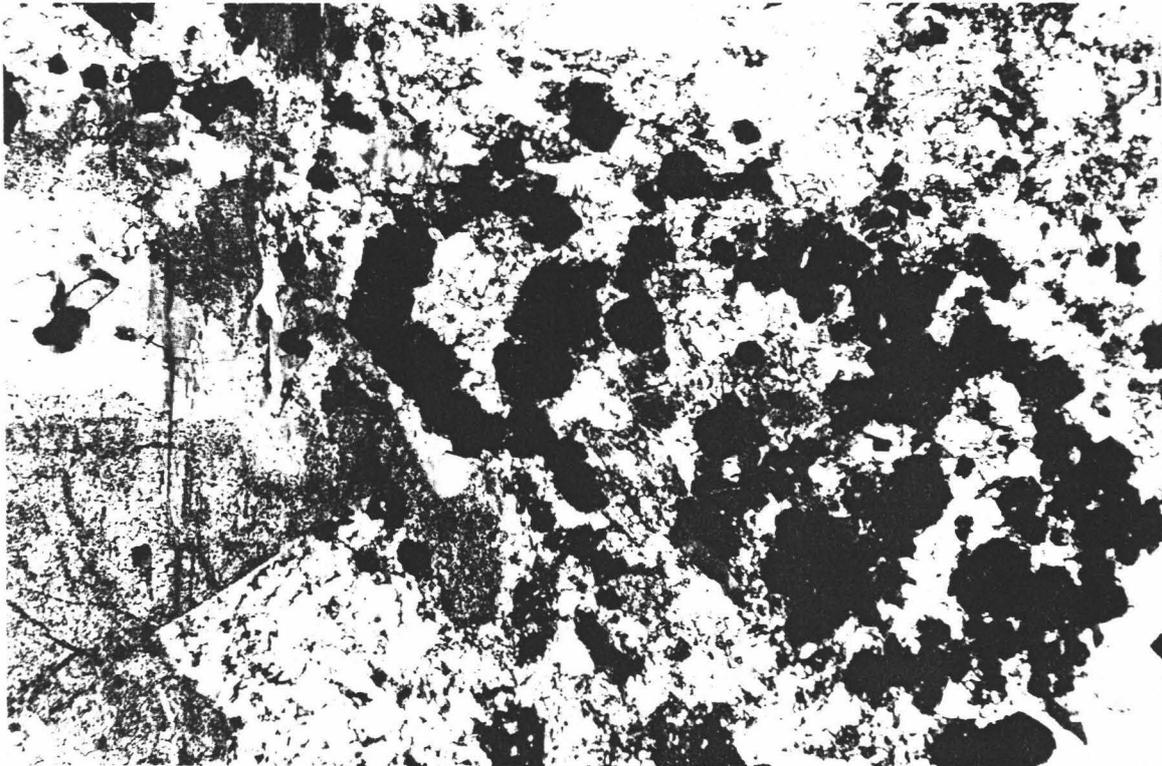
Fotografía 7.- Grano de cuarzo con golfos de corrosión en los metaconglomerados del miembro inferior de los Esquistos de Tahal, al Sur de El Raposo (x 6,3).



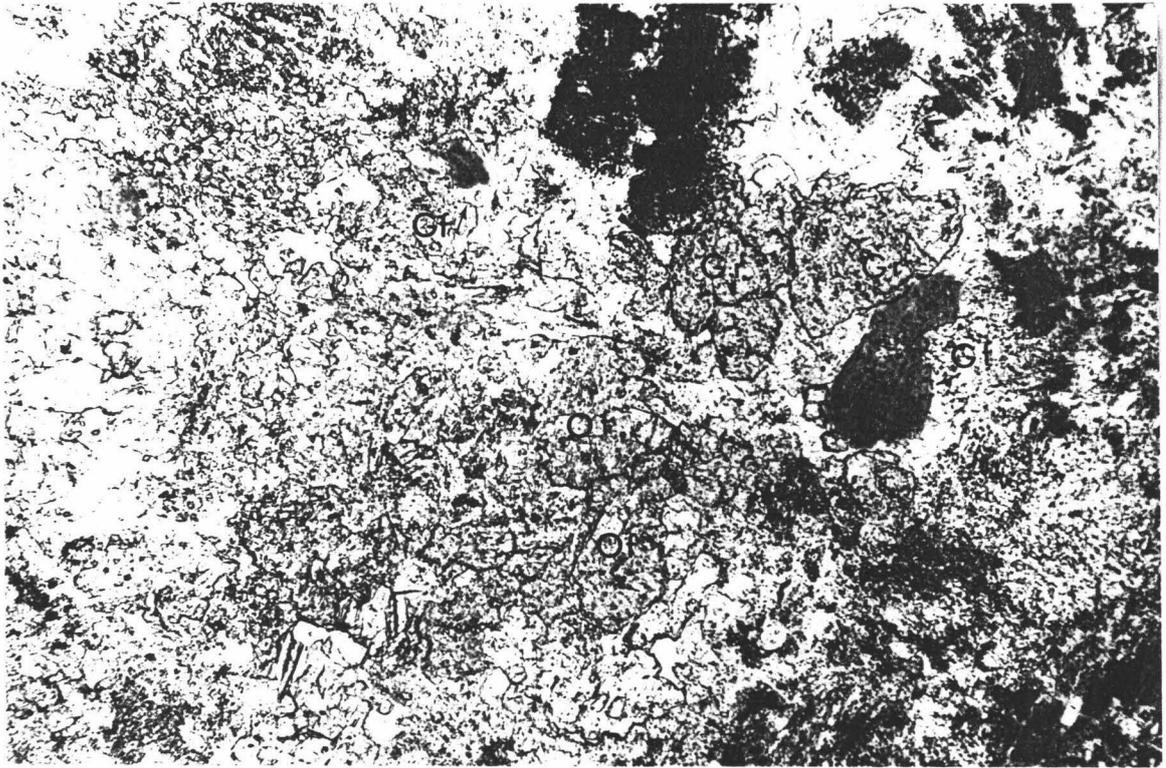
Fotografía 8.- Porfiroblastos de escapolita rodeados por una matriz de biotita y menas opacas (x 6,3). Afloramiento al Norte de la Ventana del rio Bodurria (Esquistos de Tahal)



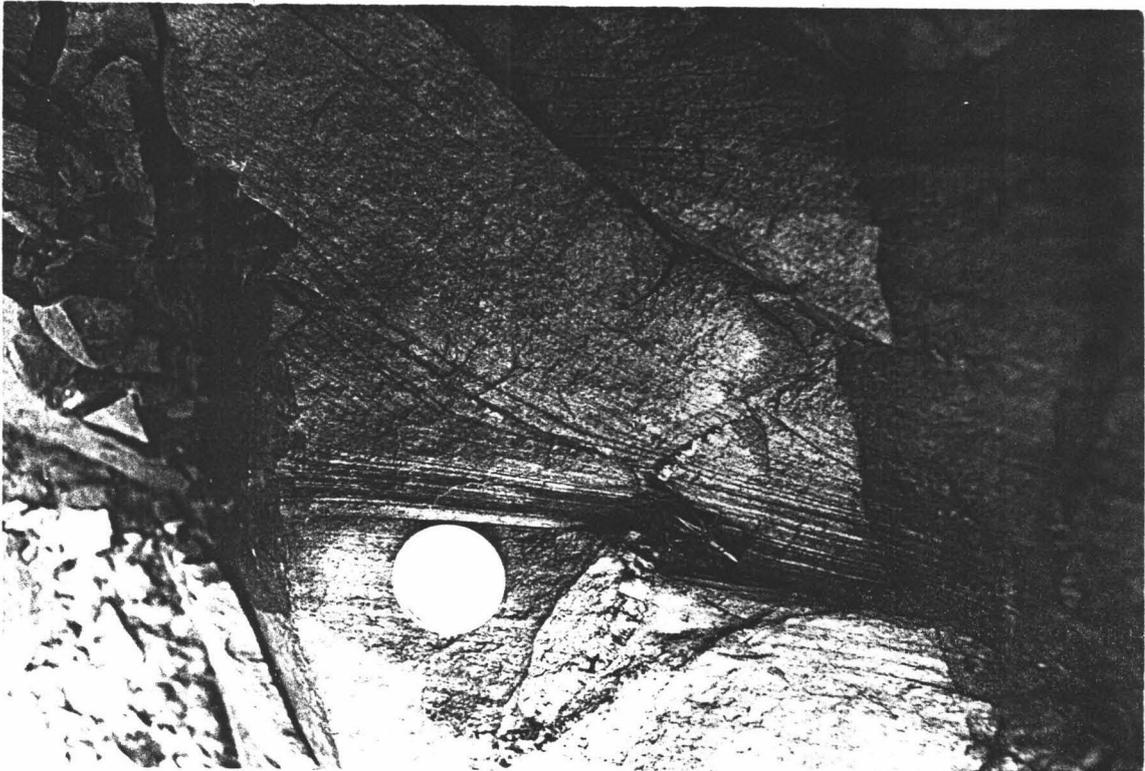
Fotografía 9.- Ortogneises acidos con porfiroblastos de feldespato potásico con textura "augen". Afloramiento al Este de Charches.



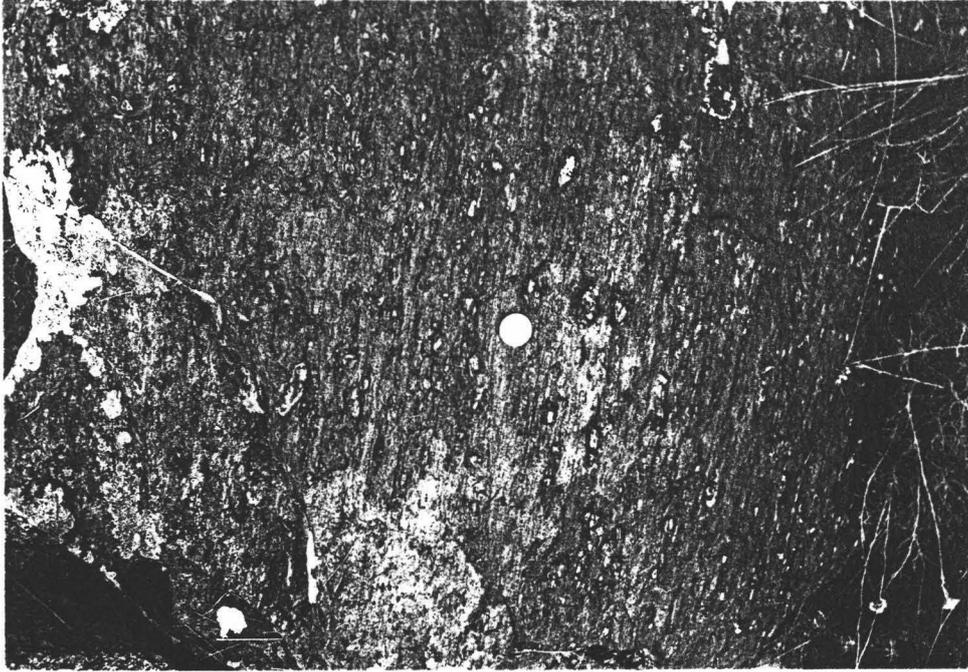
Fotografía 10.- Coronas de granate rodeando a un agregado de onfácita en una eclogita. En el ámfibol de la izquierda se reconoce un seudomorfo de un cristal prismático sustituido por mica incolora y epidota (x 6,3).



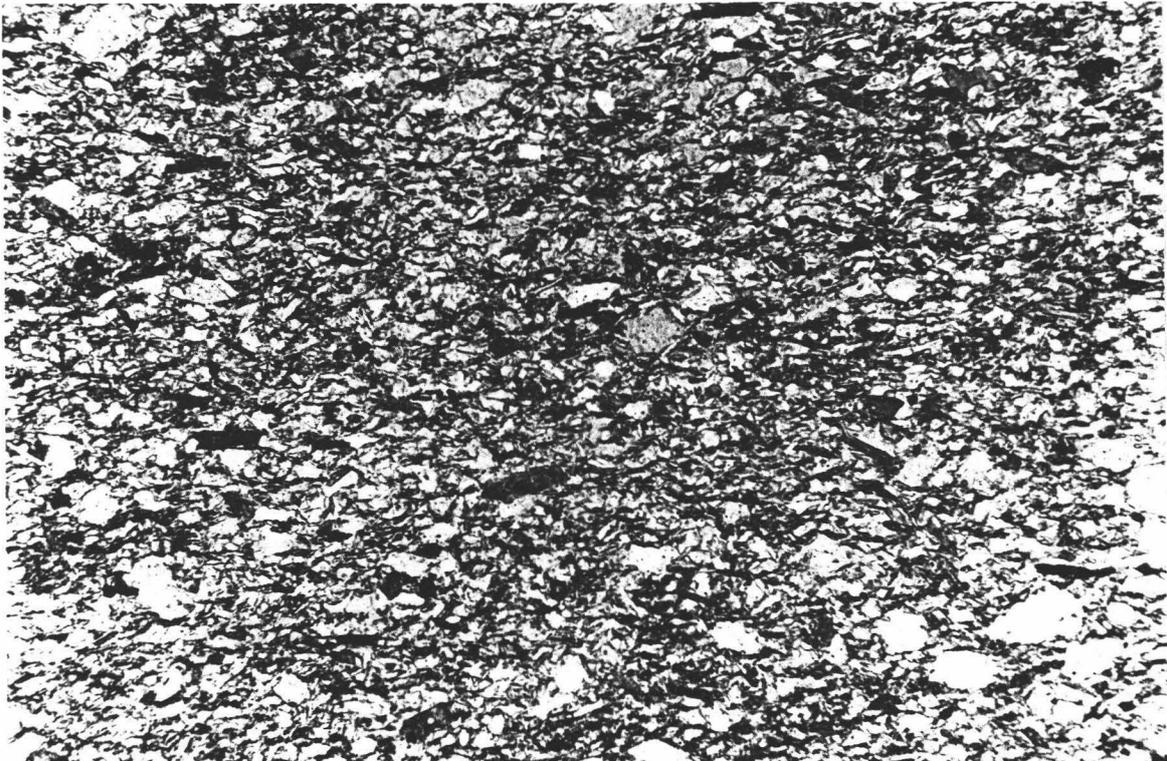
Fotografía 11.- Asociación de granate (Gr), onfacita (Of) y glaucofana en una eclogita (x 6,3).



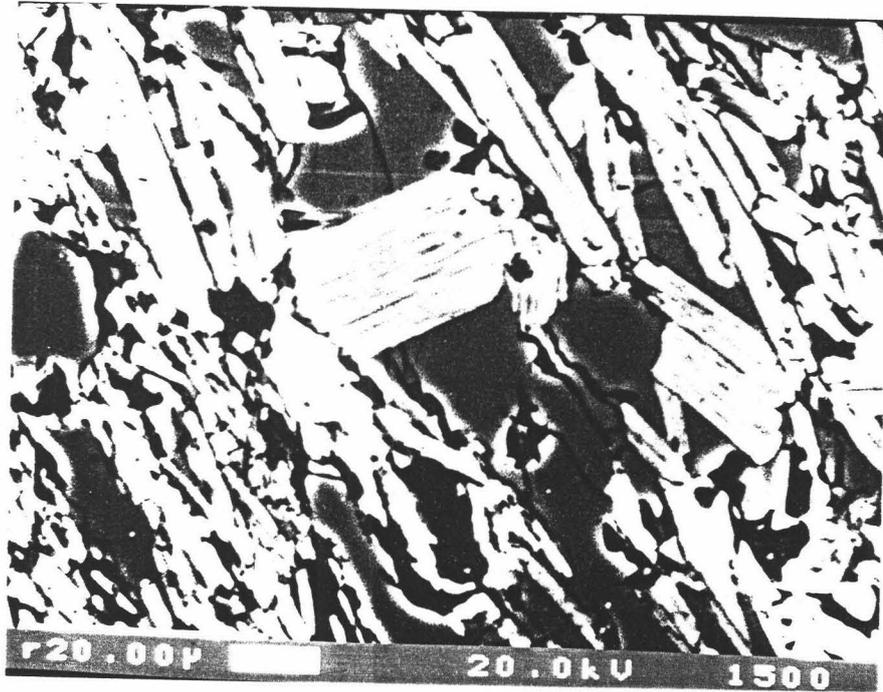
Fotografía 12.- Laminaciones cruzadas en metaareniscas. Carretera comarcal Abla-Caniles (Metaareniscas de Aulago).



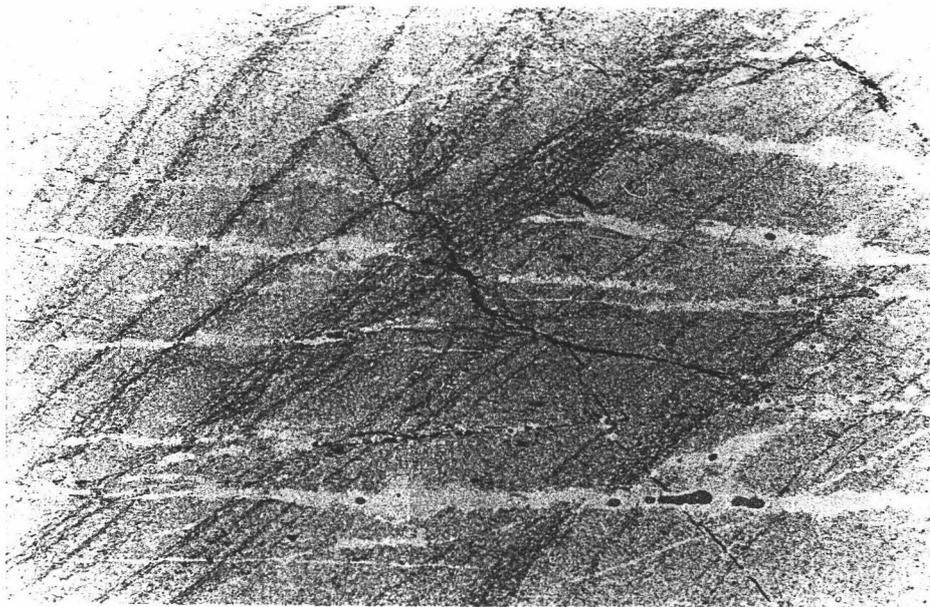
Fotografía 13.- Micaesquistos con grafito con porfiroblastos de antiguas estaurolitas. Aflotramiento al Oeste de Rambla del Agua (Esquistos de MOntenegro).



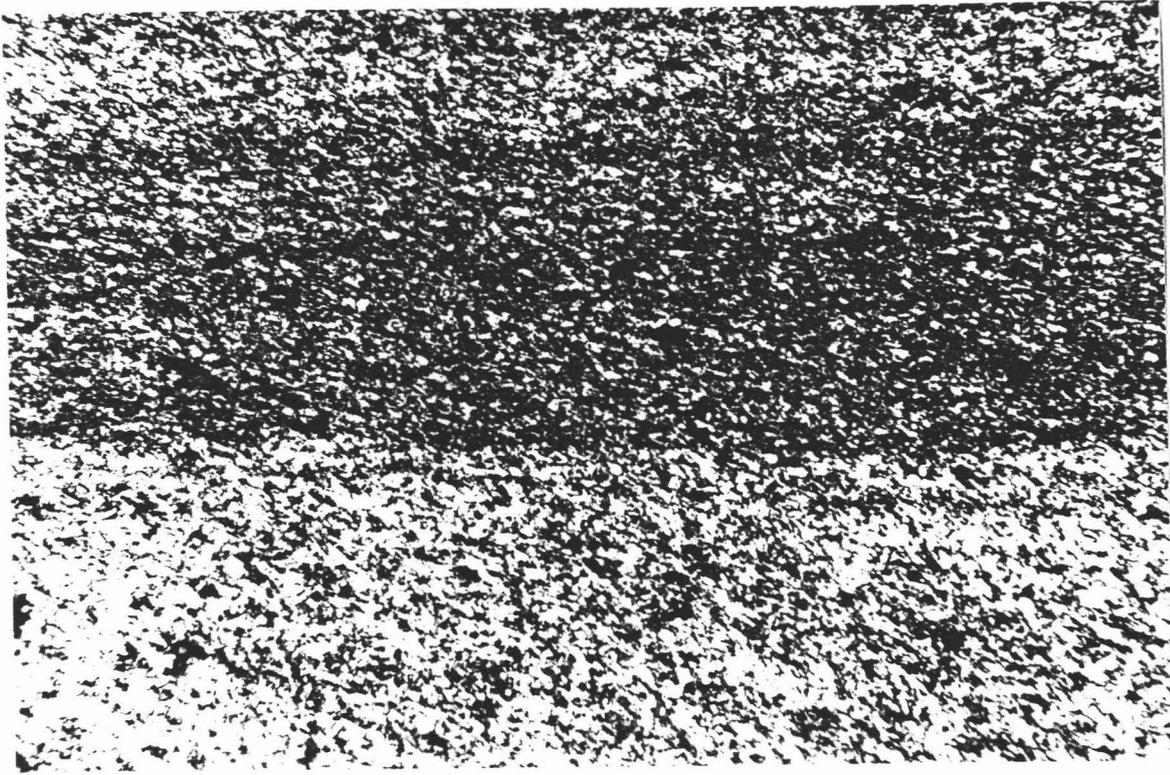
Fotografía 14.- Pizarras con cuarzo, biotita y fengita; los filosilicatos definen el "slaty cleavaje" de la roca (x 6,3). (Metaareniscas de Aulago en la U. del Rio Bodurria).



Fotografía 15.- Fotografía de la imagen con electrones secundarios de la roca anterior. El cuarzo corresponde a los granos de color gris oscuro, la fengita es el filosilicato gris y la biotita el filosilicato blanco. En la parte derecha se observa el crecimiento en equilibrio de ambos filosilicatos (x 1500).



Fotografía 16.- "Slaty cleavage" (S_b) grosero en areniscas de la Ventana del Rio Bodurria (Metaareniscas de Aulago, U. del rio Bodurria).



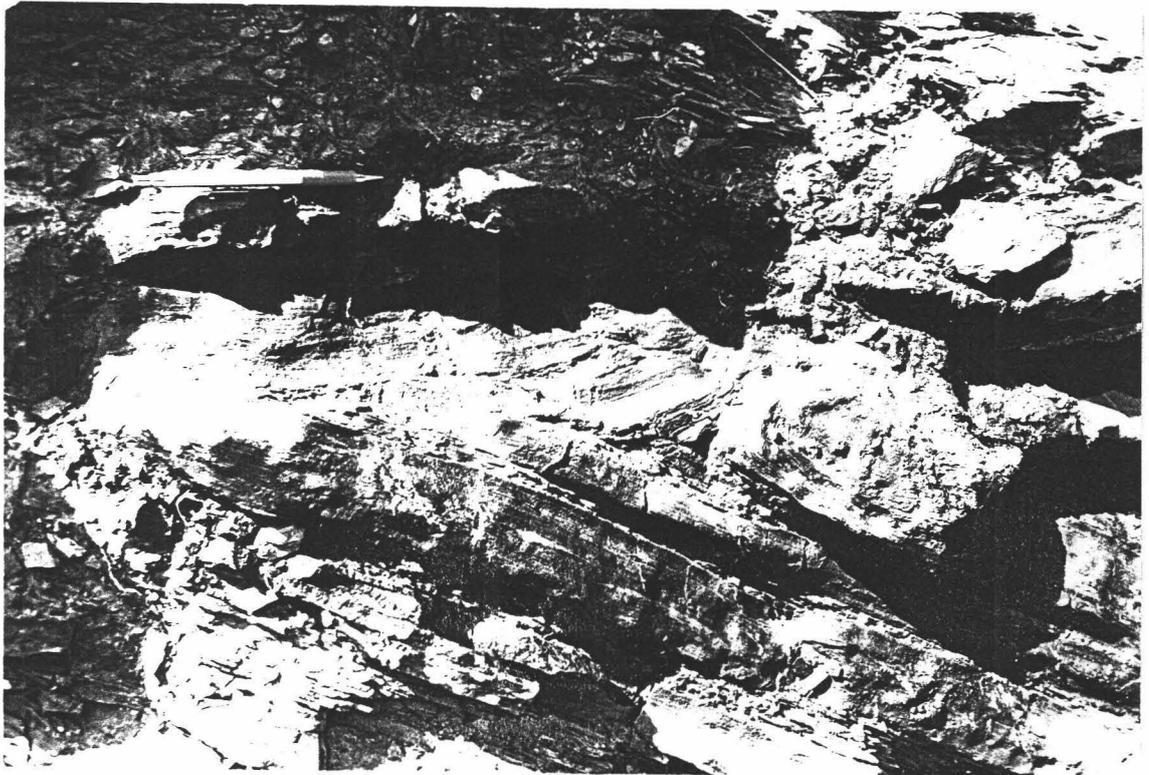
Fotografía 17.- Foliación S_1 como un "slaty cleavaje" oblicuo a S_0 , y definido por la fengita y la biotita en pizarras y limolitas (x 6,3). (Metaareniscas de Aulago, U. del Rio Bodurria).



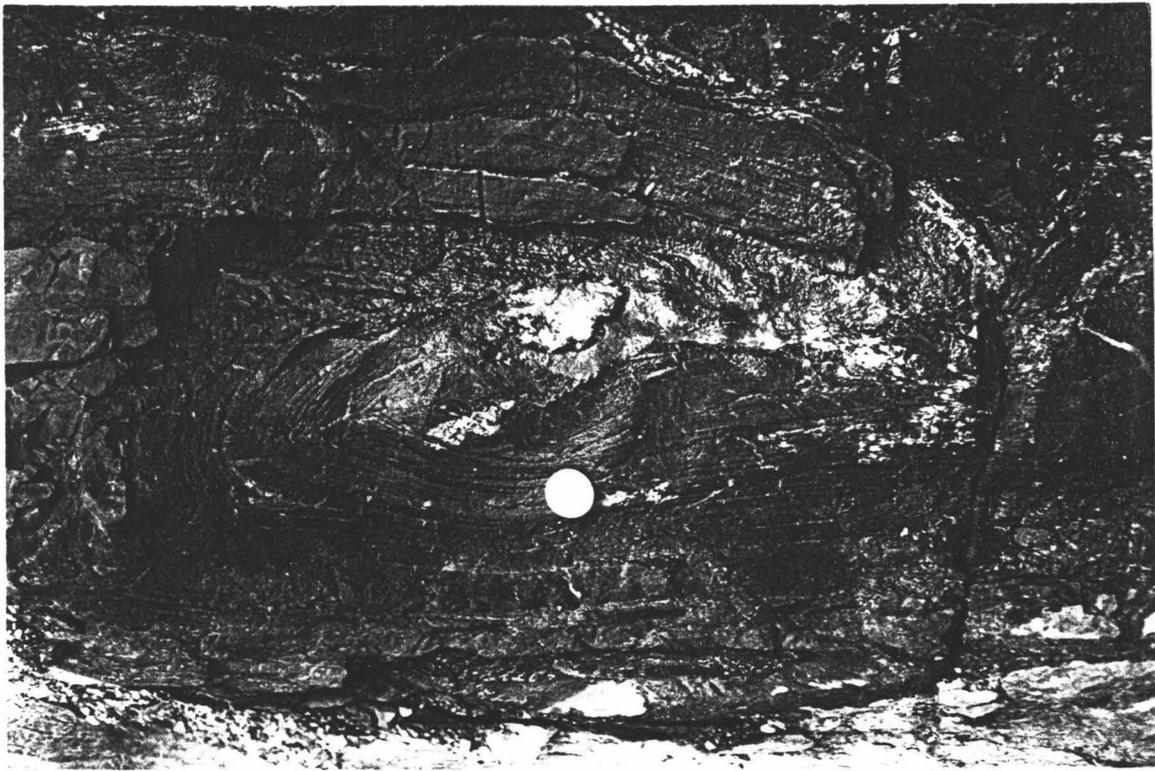
Fotografía 18.- "Ripples marks" en el techo de una capa de areniscas en la Unidad del Rio Bodurria).



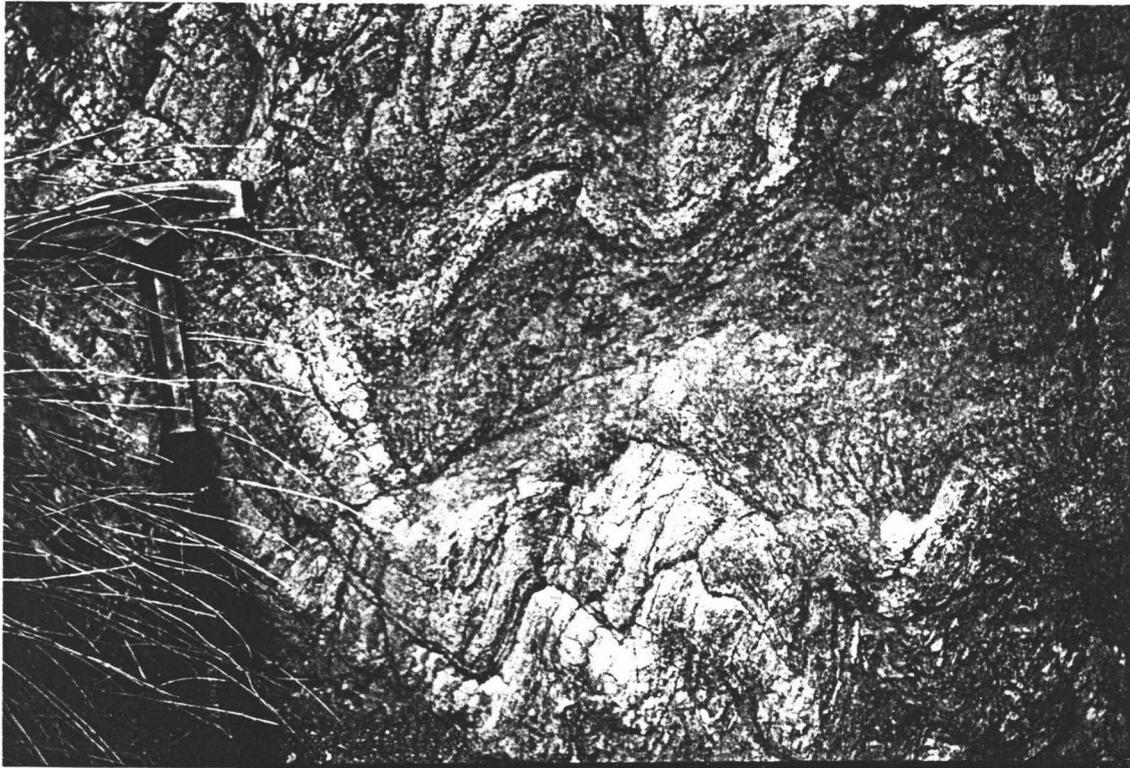
Fotografía 19.- Pliegue F_b en carbonatos con grafito de la U. del Rio Bodurria; se observan diaclasas de tensión rellenas de calcita y cuarzo dispuestas radialmente. y un abanico divergente de la foliación de plano axial en las pizarras. (Ventana del rio Bodurria).



Fotografía 20.- Pliegue F_b en carbonatos con grafito de la U. del Rio Bodurria; Se observan fenomenos de acomodación: fallas y formas de "bulbo". (Ventana del rio Bodurria).



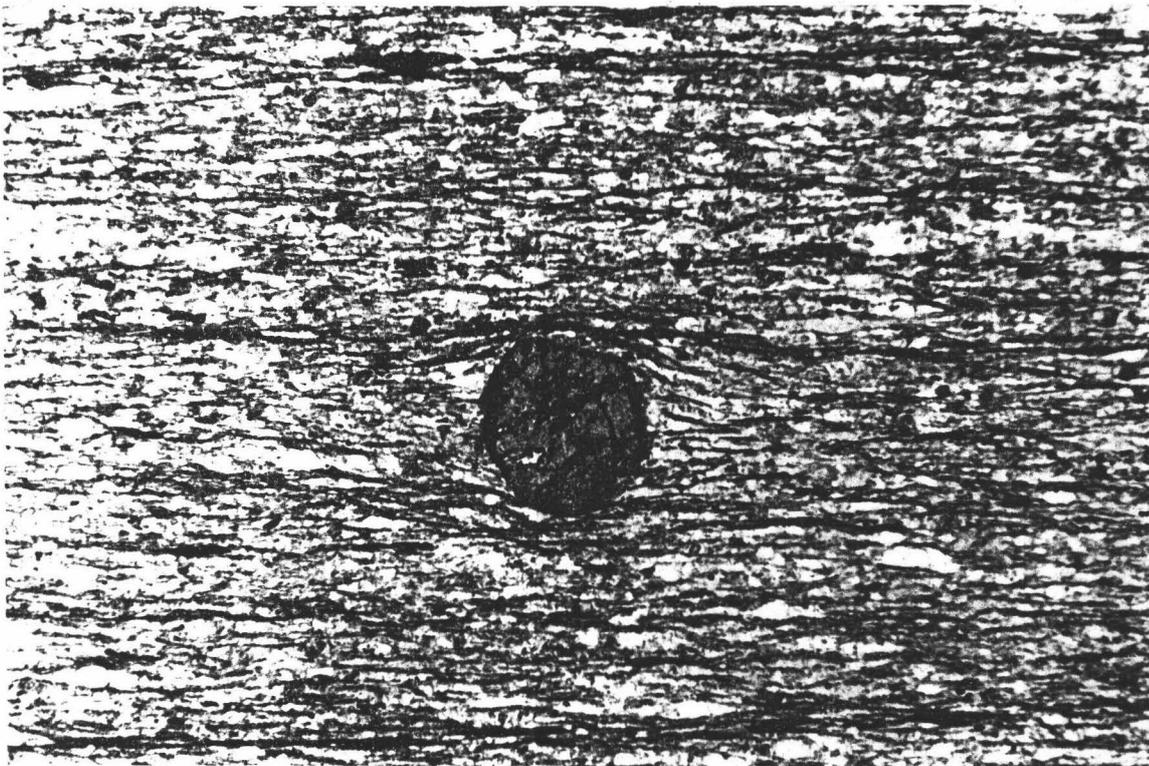
Fotografía 21.- Pliegues F_6 en carbonatos con grafito de la U. del río Bodurria, el flanco corto del pliegue esta cizallado con un movimiento del bloque de techo de componente Sur (Ventana del río Bodurria).



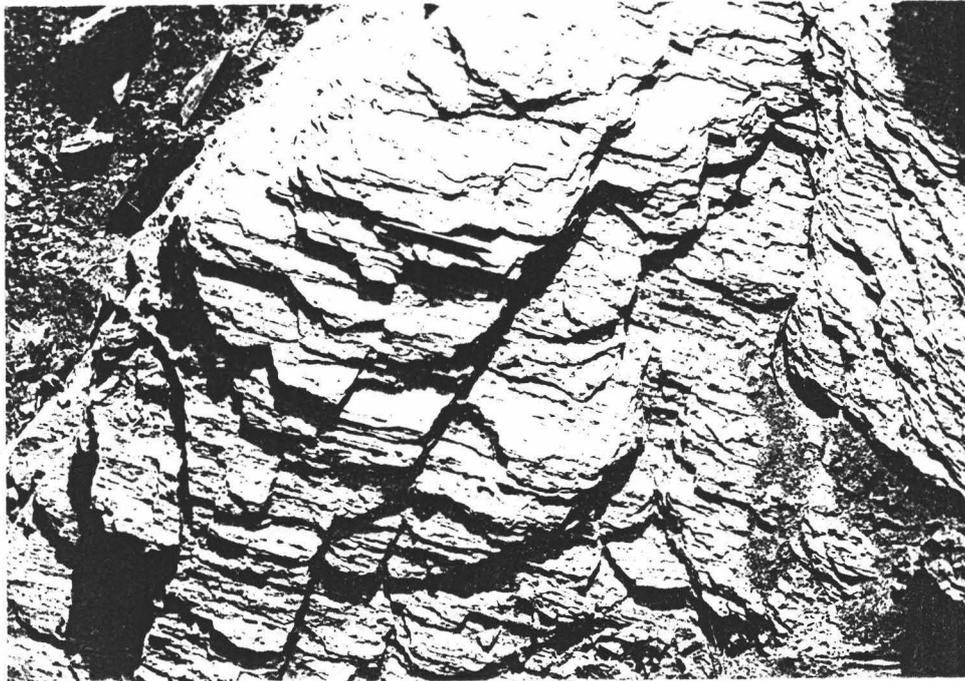
Fotografía 22.- Pliegue angular F_7 deformado por pliegues F_6 en los Esquistos de Tahal. Sector NE del área de estudio (U. de la S^a de los Filabres).



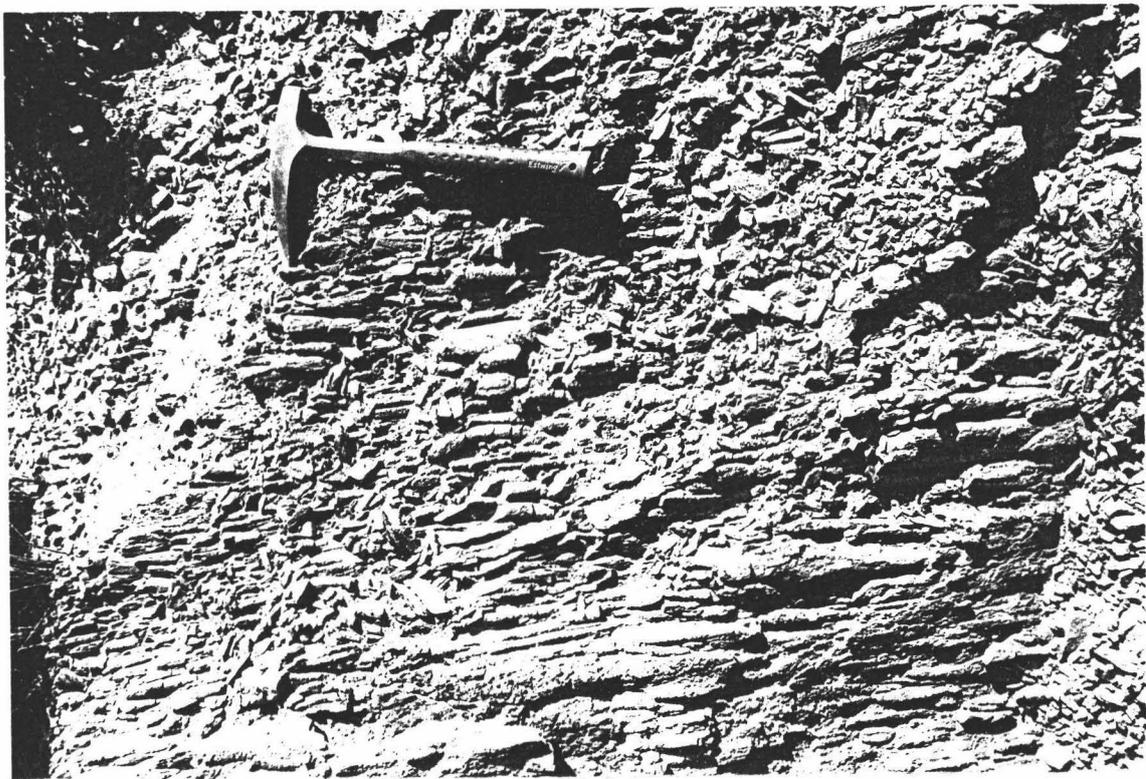
Fotografía 23.- Foliación S_{r-1} conservada en un porfiroblasto de estaurolita perteneciente a la asociación mineral en condiciones de baja presión/ alta temperatura (x 6,3). (Esquistos de Montenegro).



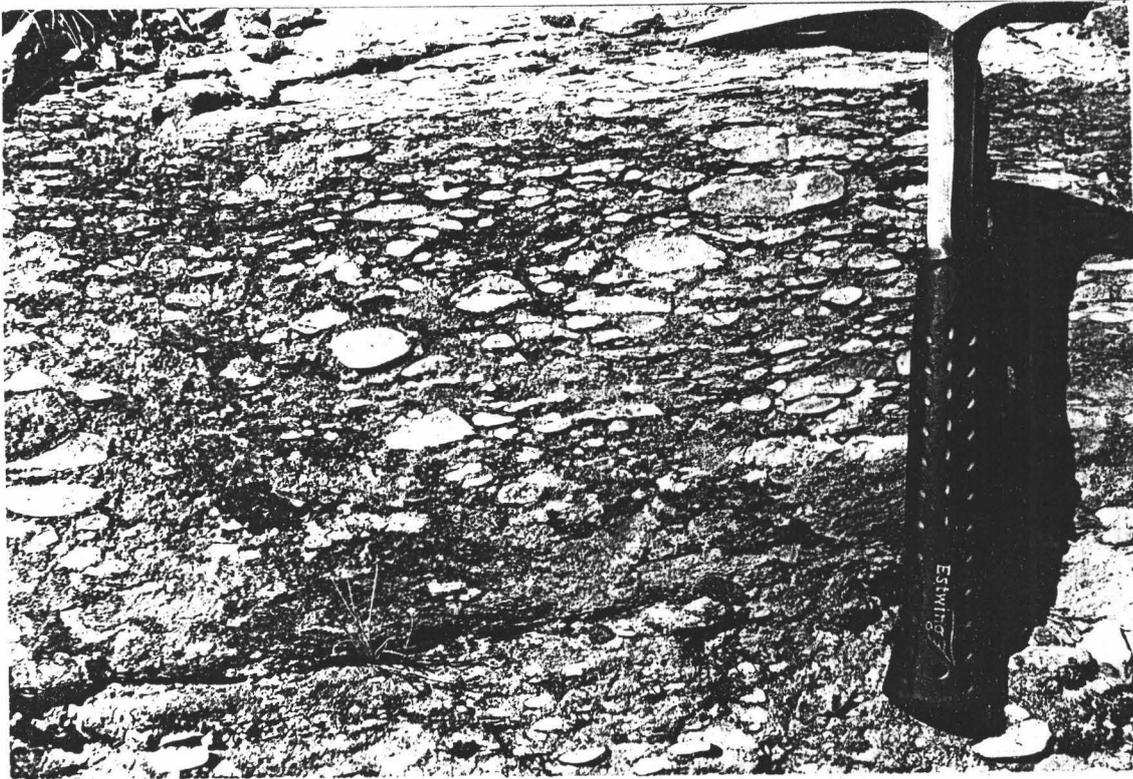
Fotografía 24.- Porfiroblasto de granate rotacional de la foliación S_r en esquisto con grafito (x 6,3) (Metaareniscas de Aulago)



Fotografía 25.- Fábrica planolinear (S_p/L_p) desarrollada en los ortogneises de los Mármoles de las casas. Afloramiento al Este de Charches. (U. de la S^a de los Filabres).



Fotografía 26.- Fábrica planolinear (S_p/L_p) desarrollada en los metaconglomerados del miembro inferior de los Esquistos de Tahal en el afloramiento al Sur de El Raposo, vista del plano XY.



Fotografía 27.- Fábrica planolinear (S_p/L_p) desarrollada en los metaconglomerados del miembro inferior de los Esquistos de Tahal en el afloramiento al Sur de El Raposo, vista del plano YZ. Se observa que la intensidad de la deformación aumenta hacia la parte superior de la fotografía.



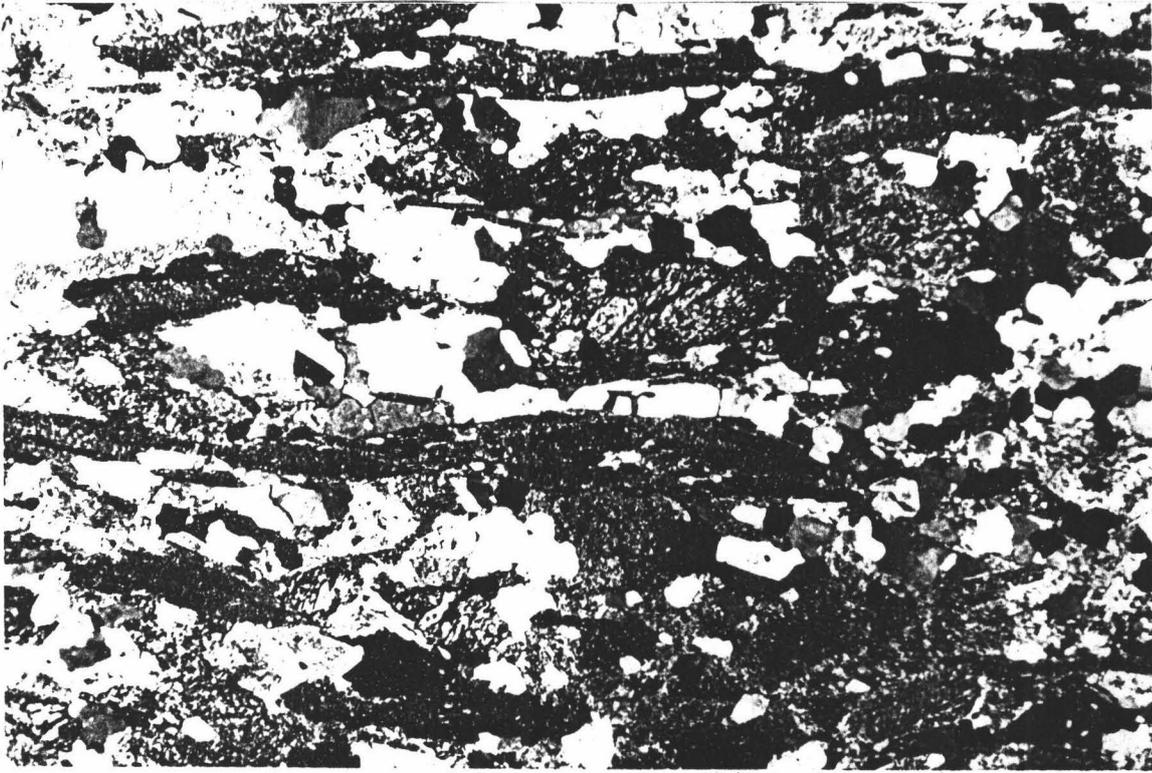
Fotografía 28.- Pliegues F_p en vaina en Esquistos de Montenegro.



Fotografía 29.- Pliegues F_p isoclinales y de charnela recta y paralela a L_p en una vena de cuarzo. los pliegues deforman a pliegues con las mismas características. (Esquistos de Tahal).



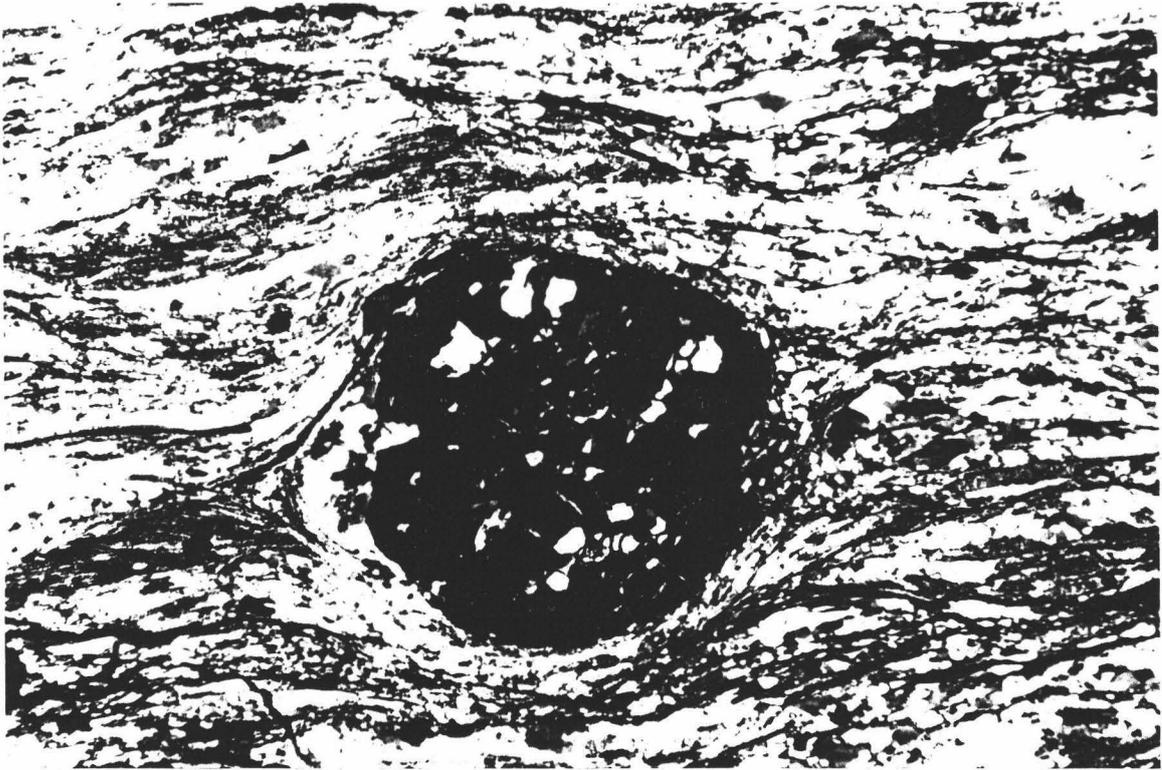
Fotografía 30.-Lineación de intersección deformada y paralelizada a la lineación de estiramiento L_p sobre el plano de la foliación S_p . (Metaareniscas de Aulago).



Fotografía 31.- Foliación S_p desarrollada en calcoesquistos de los Mármoles de las Casas (x 2,5).



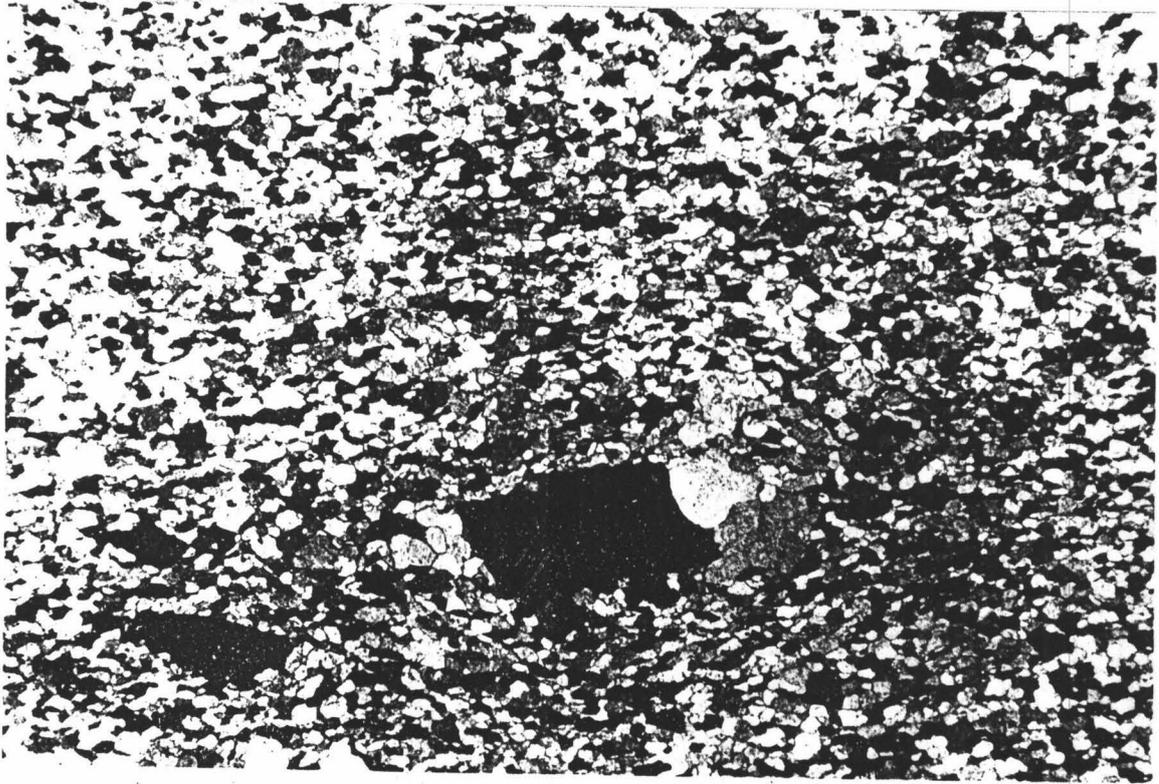
Fotografía 32.- Foliación S_p de crenulación sobre una foliación previa en el arco interno de un pliegue en vaina. Se observan porfiroblastos de plagioclasa (albita) sincinemáticos de S_p y un porfiroblasto previo de granate fracturado y estirado (sección XY, x 2,5). (Metaareniscas de Aulago).



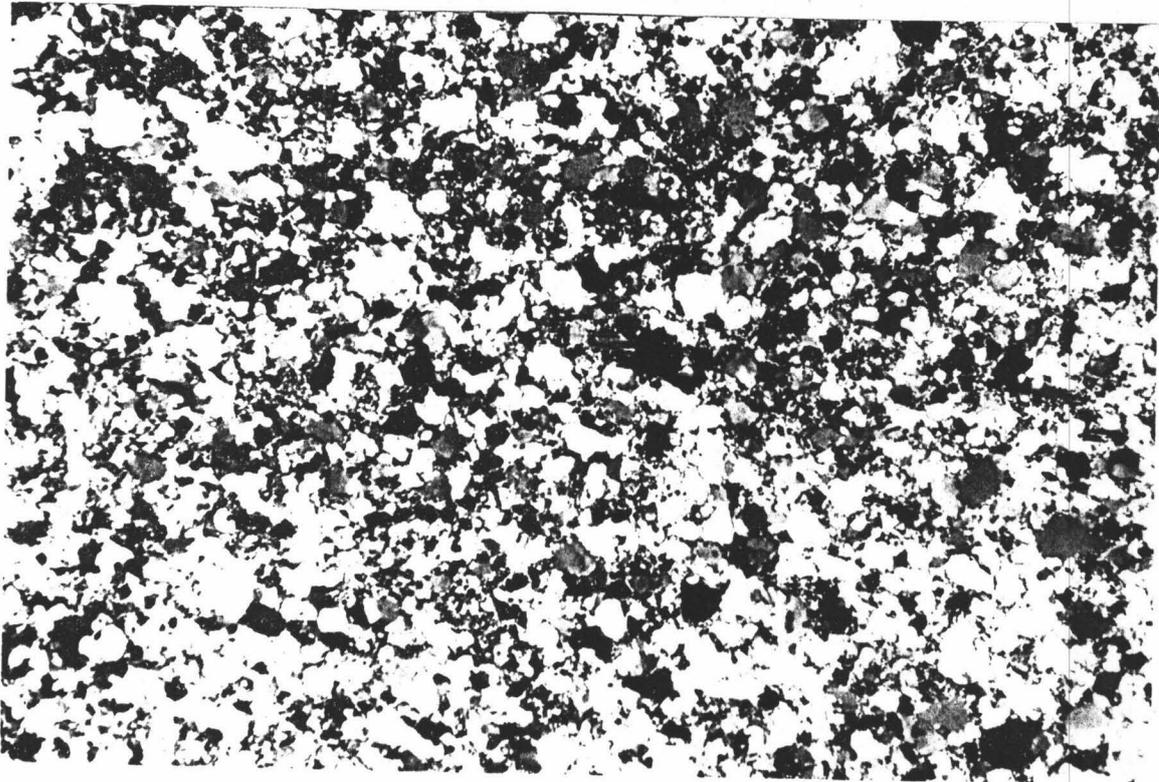
Fotografía 33.- Sombra de presión asimétrica desarrollada en torno a un porfiroblasto de granate. La foliación externa es S_p (sección XY, x 2,5). (Esquistos de Montenegro).



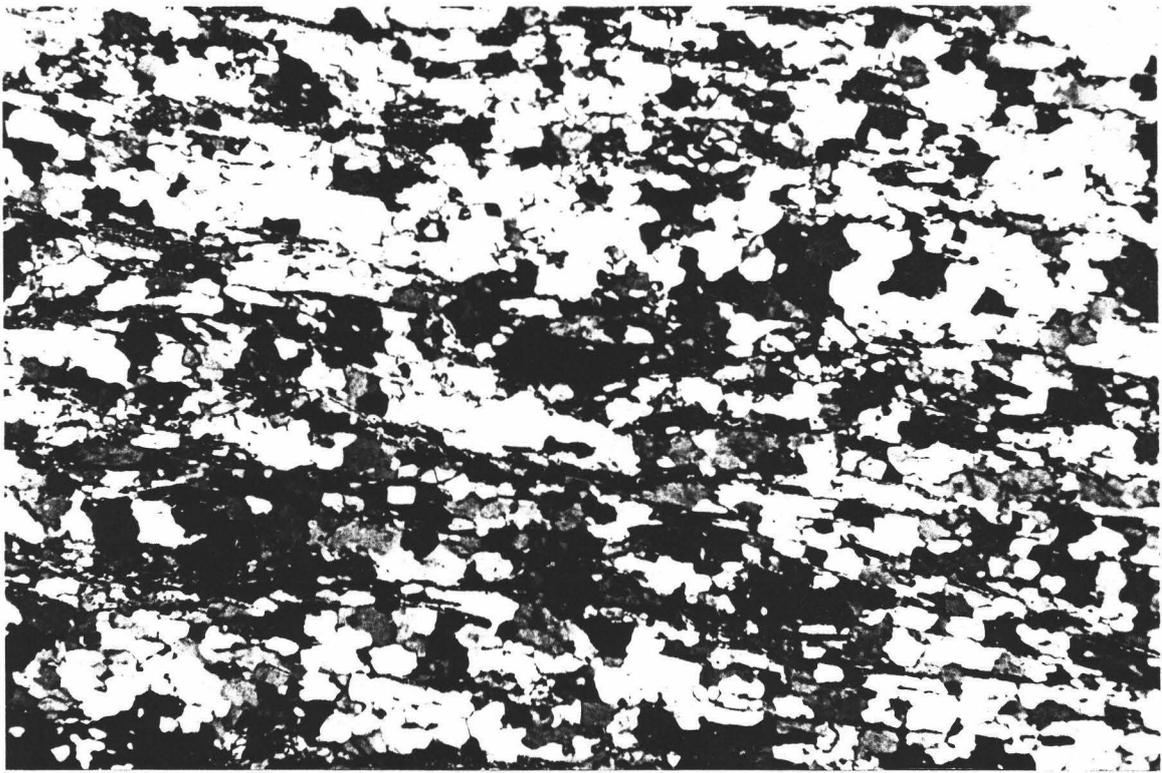
Fotografía 34.- "Mica fishes" desarrollados en ortogneises acidos (sección XY, x 6,3). (cuerpos intrusivos en los Esquistos de Tahal, carretera de Abla-Fiñana).



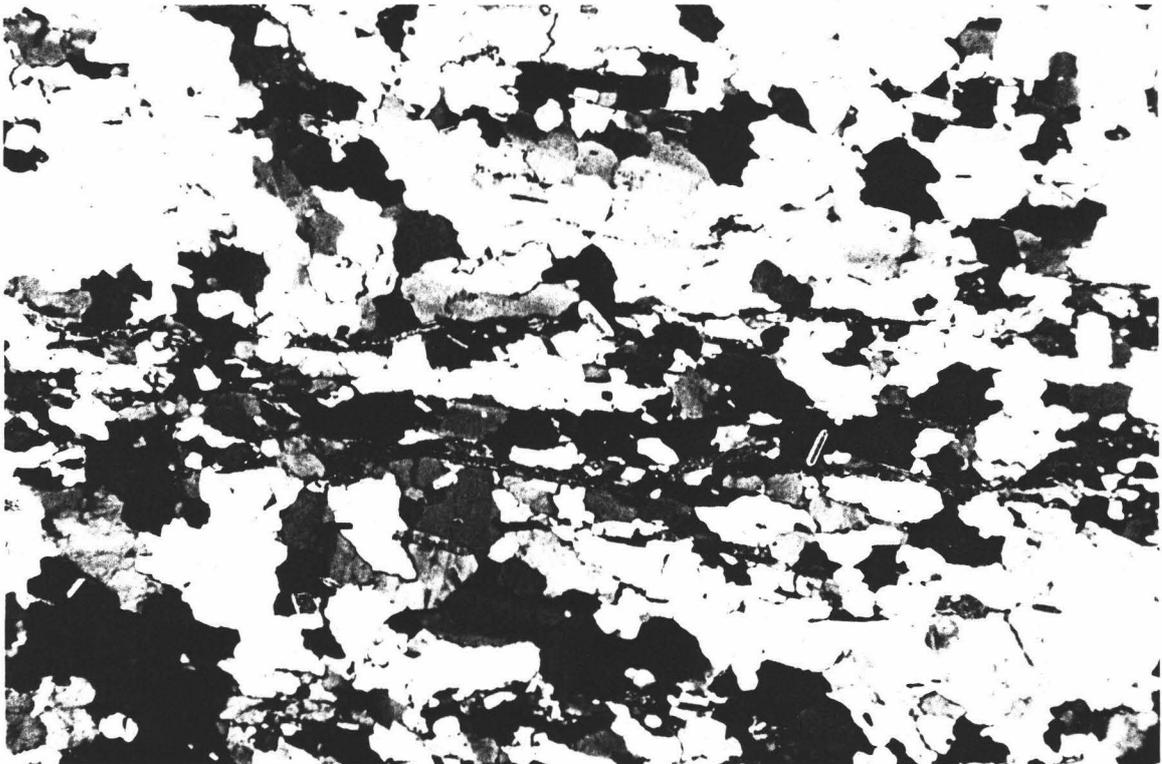
Fotografía 35.- Milonita desarrollada en mármoles calizos. "duplex extensionales al Sur de Rambla del Agua (x 2,5). (Mármoles de las Casas)



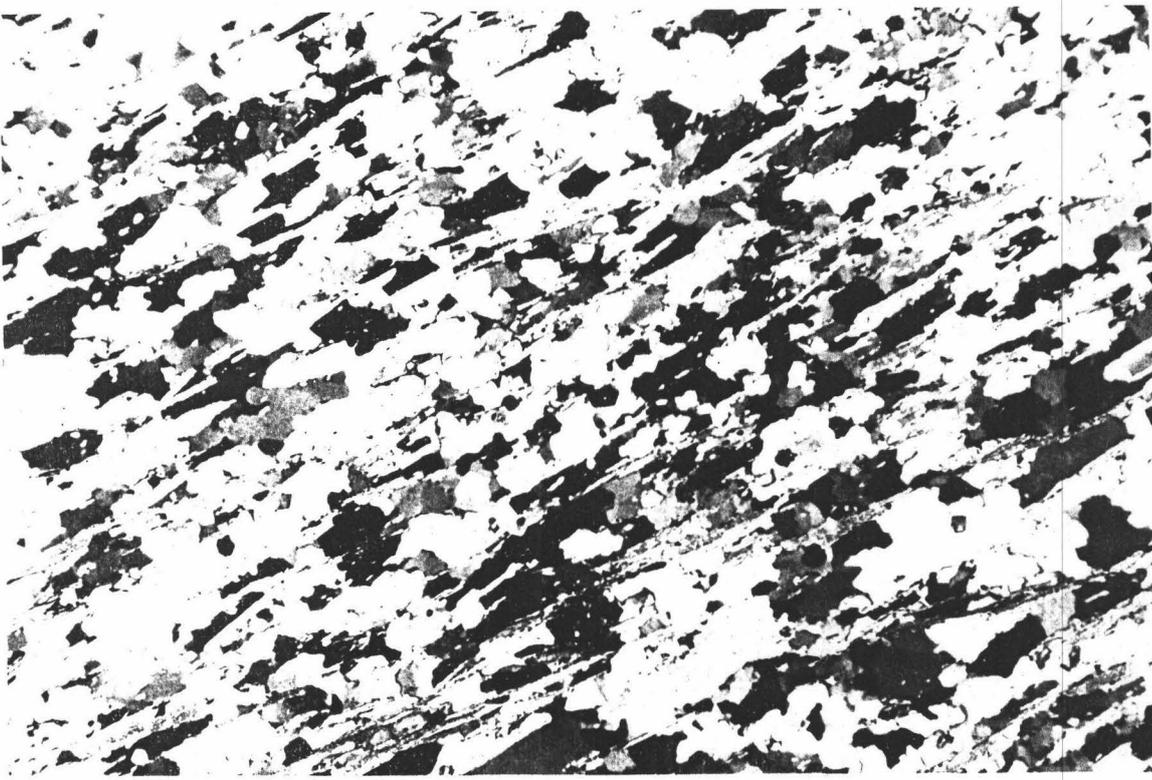
Fotografía 36.- Corte a través del límite inferior de la fábrica planolinear en la Ventana de la Petronila: Muestra B1-10A, cuarzowaca con granos detríticos de cuarzo y plagioclasa (centro de la fotografía)(x 2,5).



Fotografía 37.- Corte (continuación): Muestra B1-9, metaarenisca de la U. del Rio Bodurria, en el límite de desarrollo de S_p/L_p , La foliación visible en la lámina es S_p , se observa el aumento del tamaño de grano del cuarzo y la mica (sección XY, x 2,5).



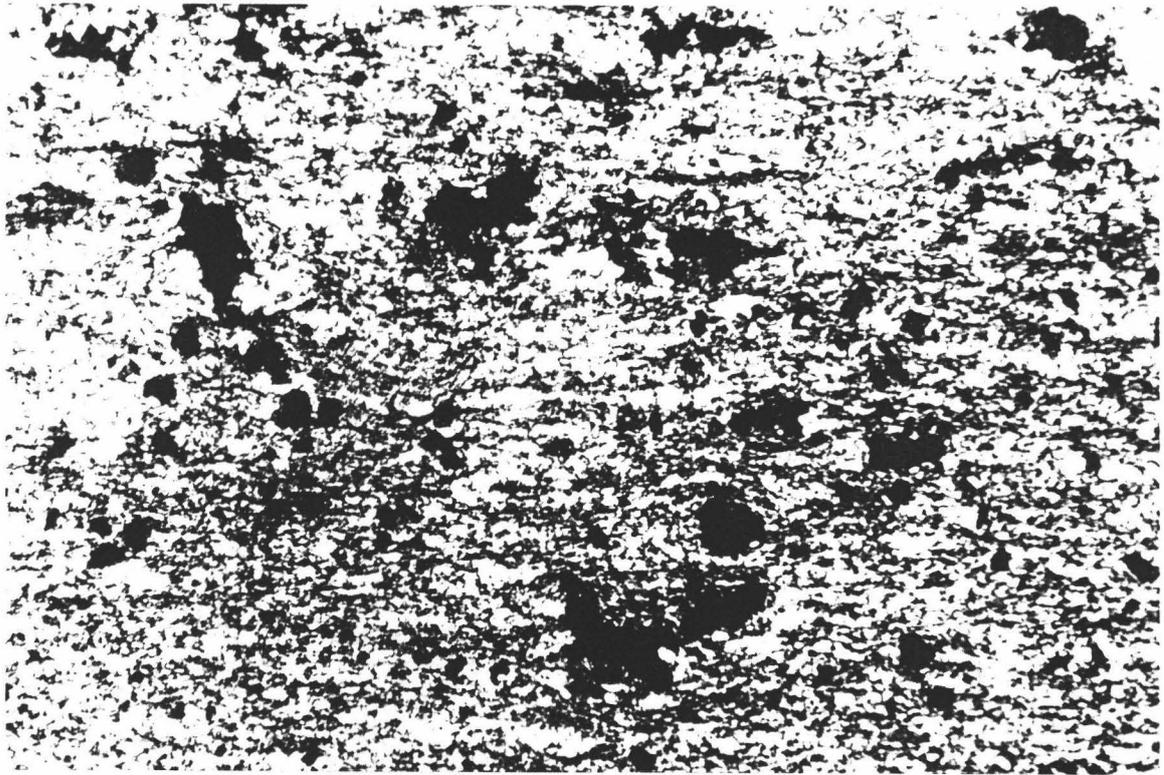
Fotografía 38.- Corte (continuación): Muestra B1-5, Metaarenisca de la U. del Rio Bodurria, con desarrollo de S_p (sección XY, x 2,5)



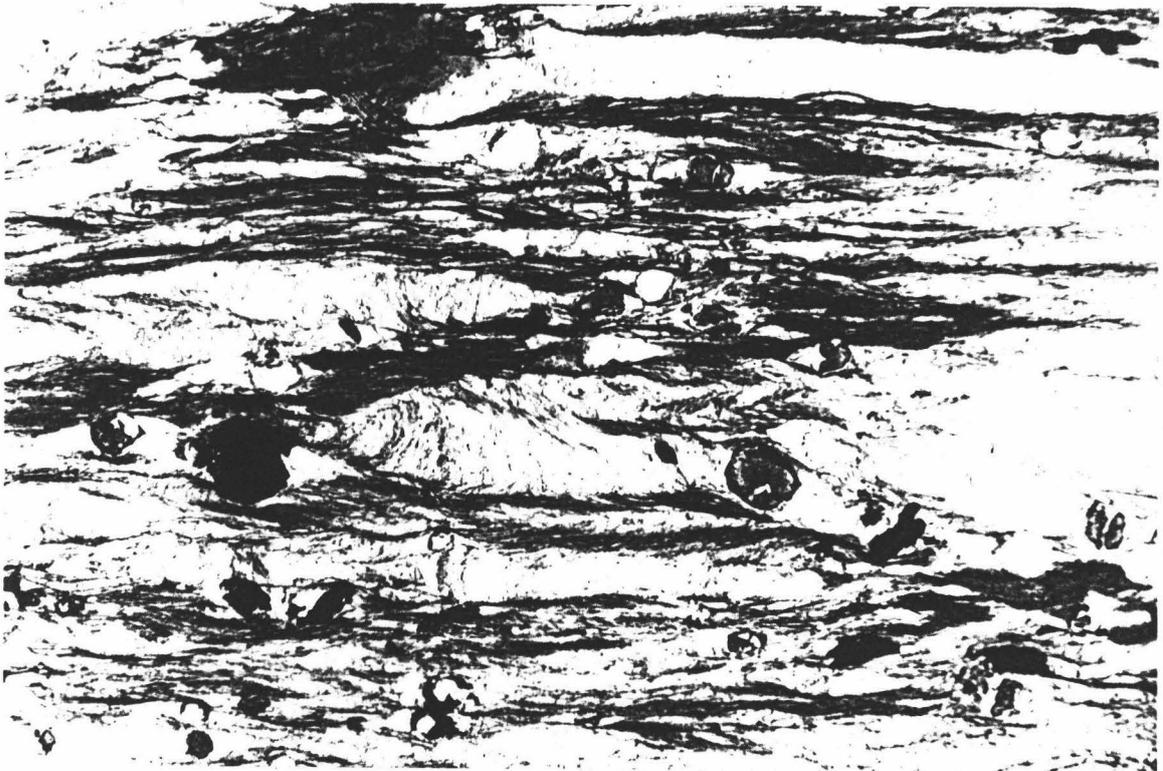
Fotografía 39.- Corte (continuación): Muestra B1-3C: Milonita de la Falla del Rio Bodurria en metaareniscas (sección XY, x 2,5).



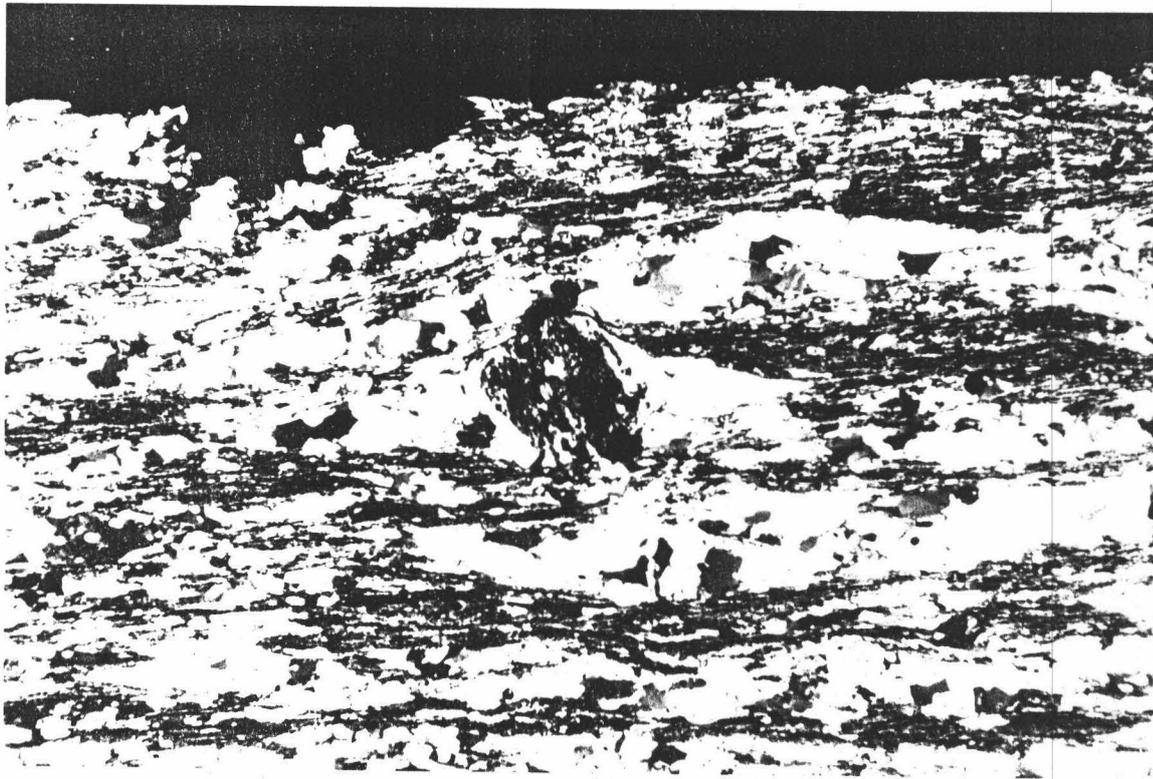
Fotografía 40.- Corte (continuación): Muestra B1-3A: Cuarzoesquisto (Esquistos de Tahal) deformado por la fábrica planolinear en la U. de la S^a de los Filabres. Al atravesar el límite inferior de S_p/L_p aumenta el tamaño de grano y desaparece la biotita.



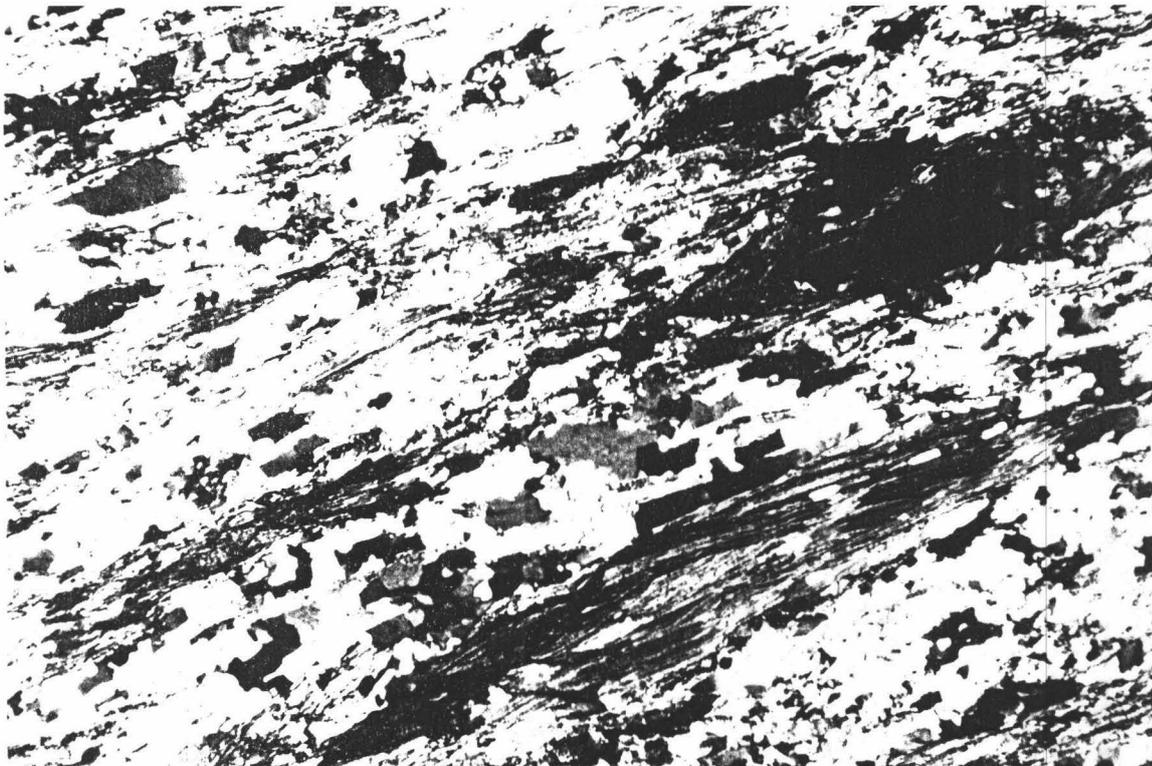
Fotografía 41.- Variación de la foliación S_p en los esquistos dentro del mismo corte anterior. Muestra B2-6: esquisto de grano fino de la U. del Rio Bodurria con desarrollo incipiente de S_p . Los minerales negros son albitas muy ricas en grafito (sección XY, x 2,5).



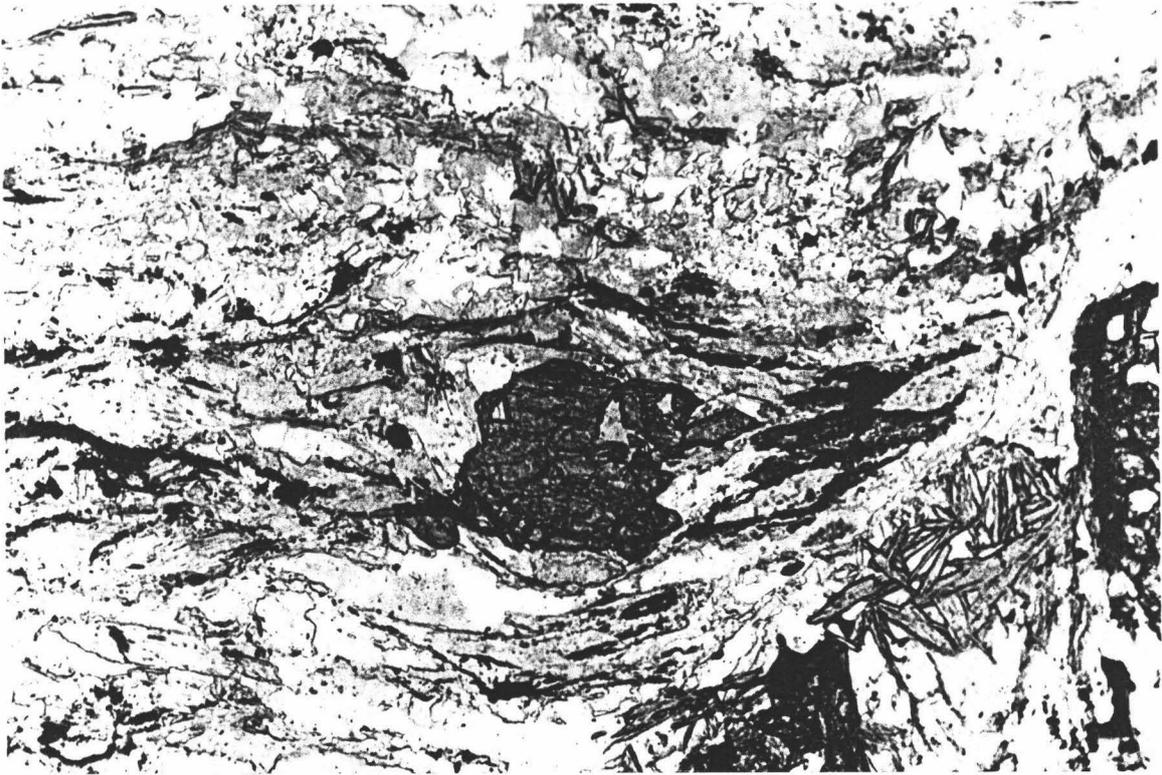
Fotografía 42.- Variación de la foliación S_p en los esquistos dentro del mismo corte anterior. Muestra B1-6: esquisto de la U. del Rio Bodurria con S_p como una foliación de crenulación sobre S_0 (sección XY, x 2,5).



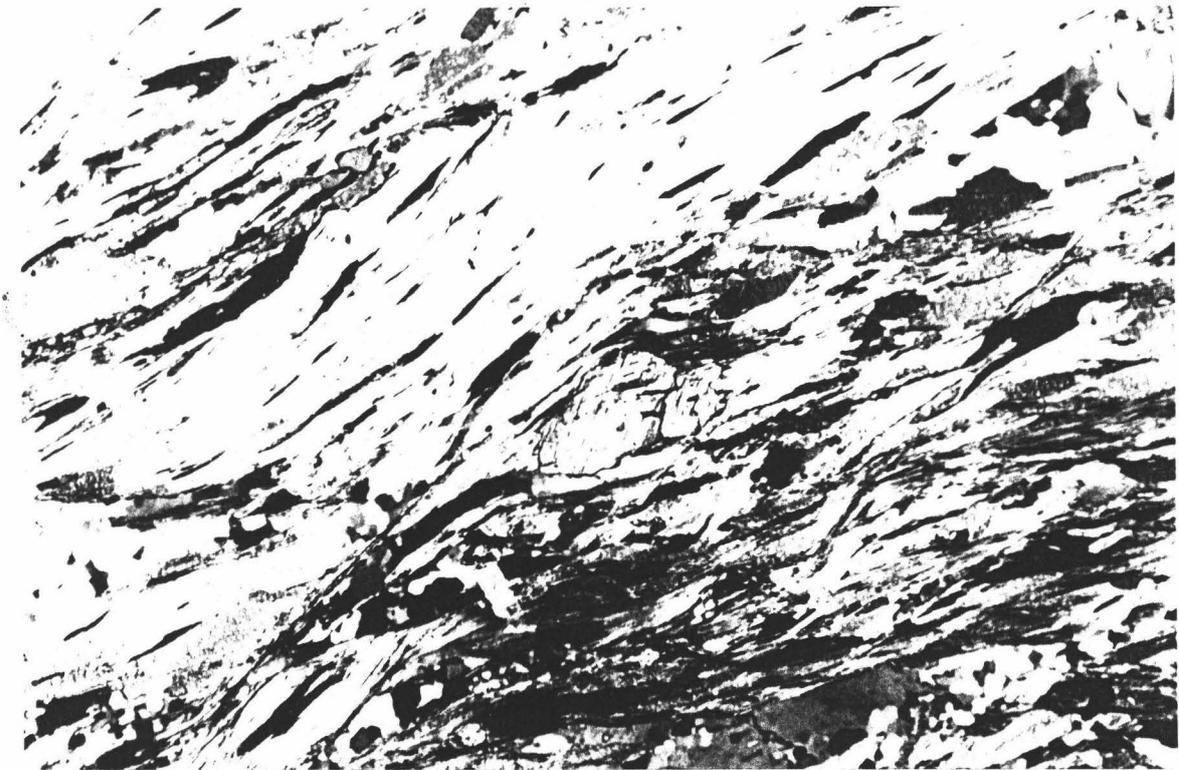
Fotografía 43.- Variación de la foliación S_p en los esquistos dentro del mismo corte anterior. Muestra B1-4: esquisto de la U. del Rio Bodurria con S_p como una esquistosidad en dominios. Se observa un porfiroblasto de albita sincinemático de S_p (sección XY, x 2,5).



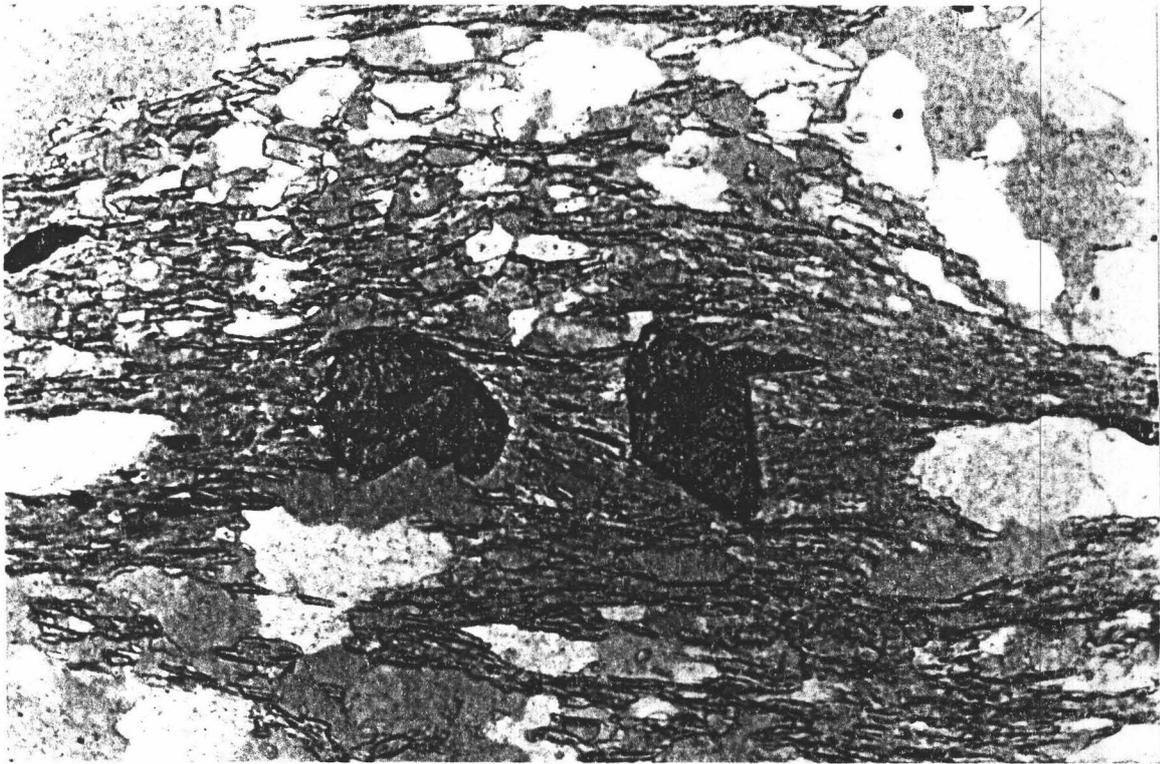
Fotografía 44.- Variación de la foliación S_p en los esquistos dentro del mismo corte anterior. Muestra B2-1: esquisto de la U. de la S^a de los Filabres con S_p como una esquistosidad en dominios que deforma a las micas incoloras y a los intercrecimientos de mica y clorita (sección XY, x 2,5).



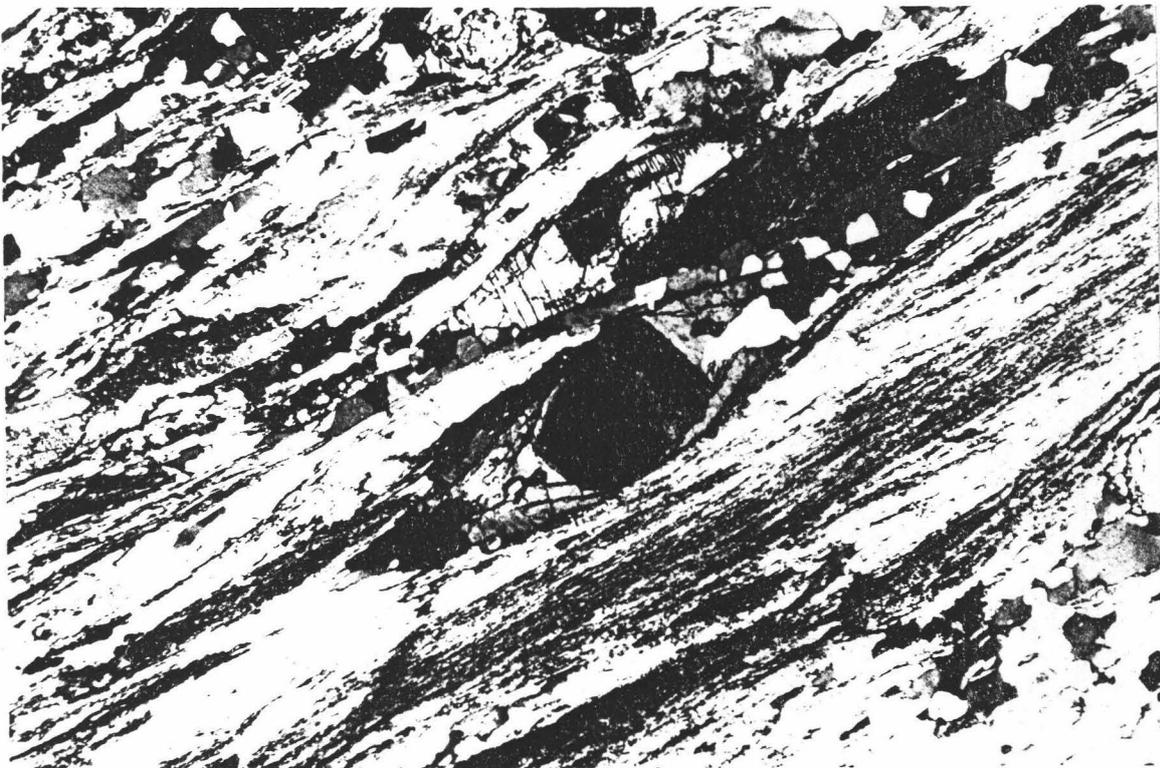
Fotografía 45.- Porfiroblasto de cloritoide sustituido por mica incolora decusada y cizallado posteriormente (sección XY, x6,3) (Esquistos de Montenegro).



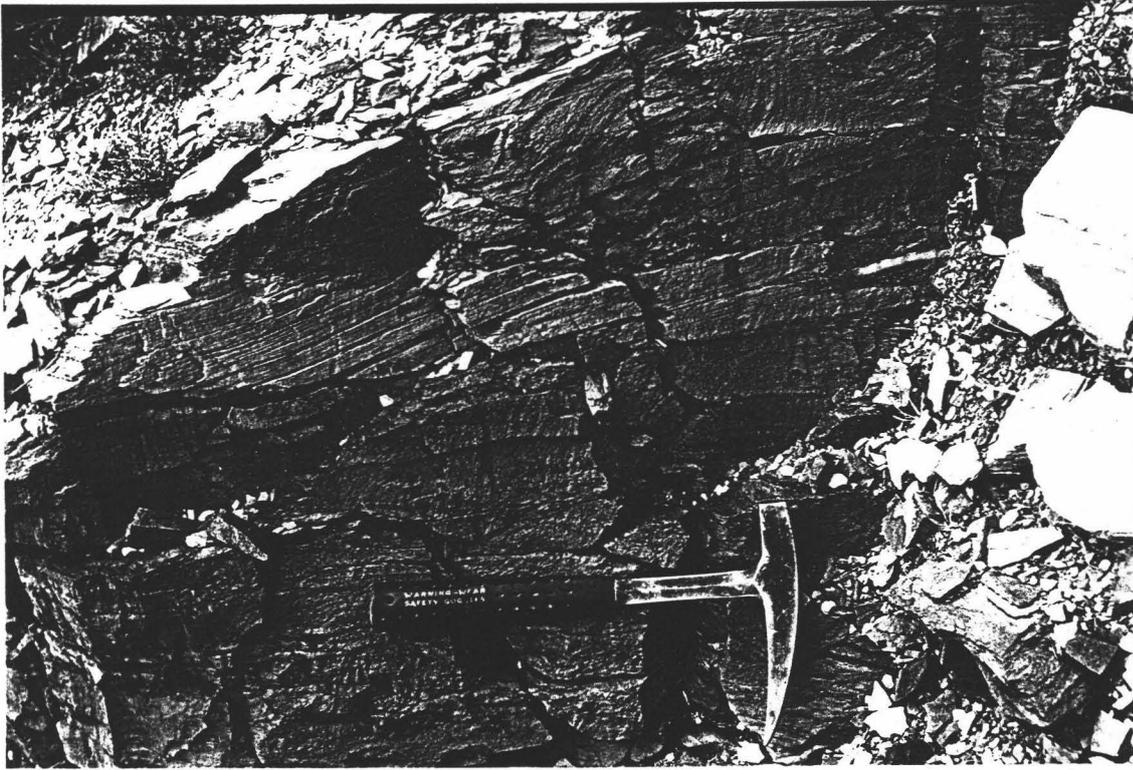
Fotografía 46.- Porfiroblasto de distena alterado a mica incolora decusada y clorita, y cizallado posteriormente (sección XY, x 2,5). (Esquistos de Tahal).



Fotografía 47.- Granates rotacionales de la foliación S_p en metaconglomerados de matriz acida (sección XY, x 6,3). (Miembro inferior de los Esquistos de Tahal).



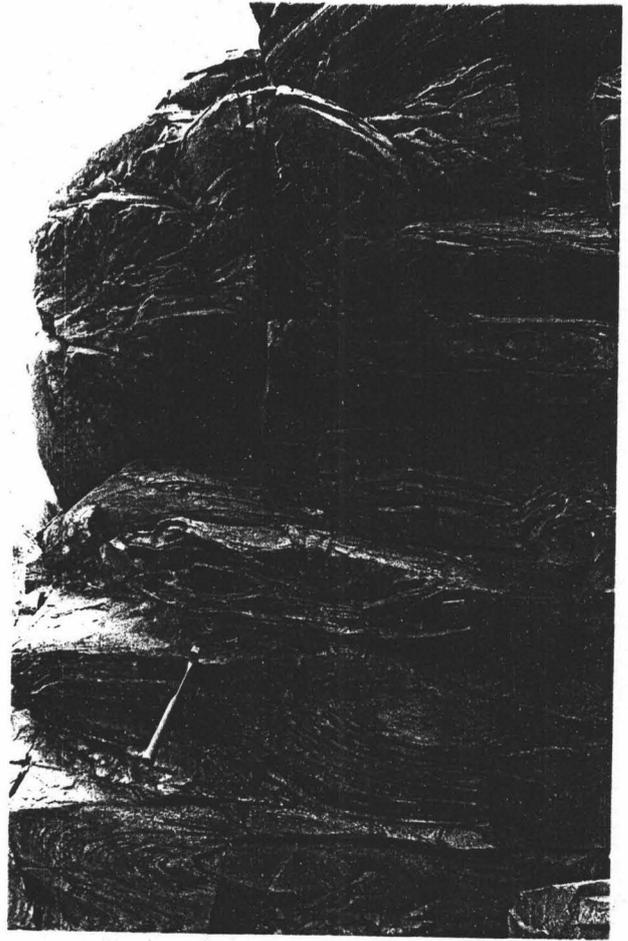
Fotografía 48.- Coronas de albita sincinemáticas de la foliación S_p en esquistos de la U. del Rio Bodurria; el núcleo rico en grafito se supone que crece en los primeros estadios de la formación de la misma foliación (sección XY, x 6,3).(Metaareniscas de Aulago).



Fotografía 49.- Aspecto de campo de la foliación de crenulación S_c oblicua a la estratificación S_0 y con relaciones de flanco inverso, carretera Abla-Caniles al Norte de Escúllar. (Metaareniscas de Aulago).

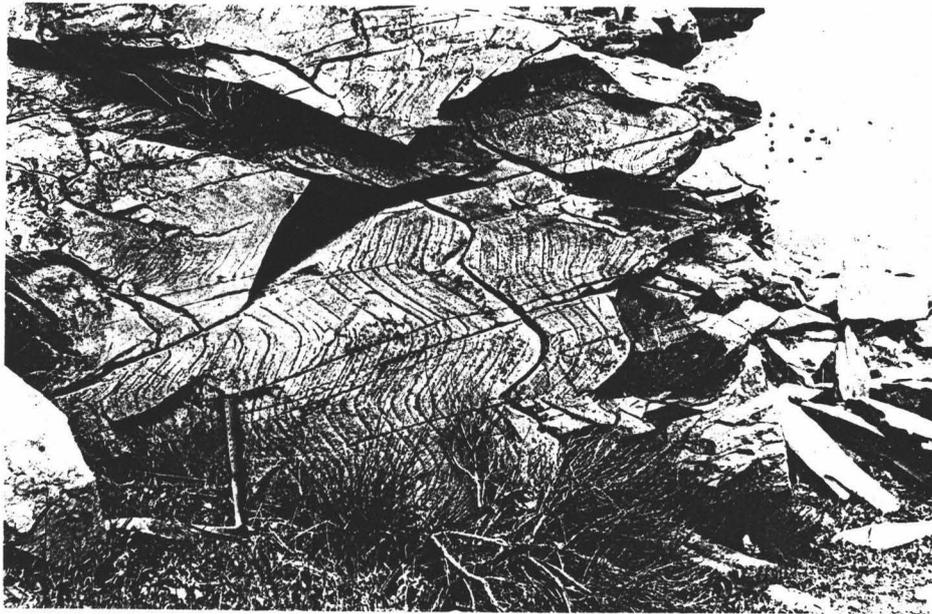


Fotografía 50.- Pliegues menores F_c de forma angular en los Esquistos de Tahal al Oeste de rambla del Agua.

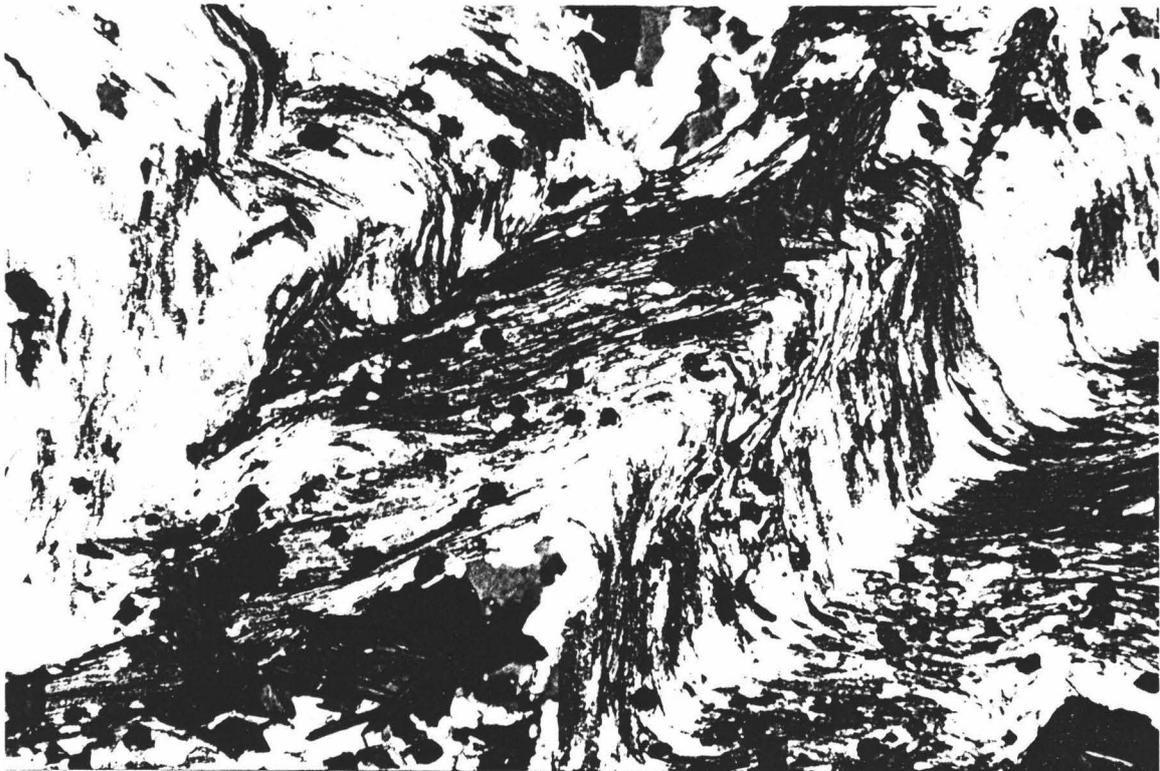


Fotografía 51.- Pliegues menores F_c de forma elipsoidal en las Metaareniscas de Aulago.

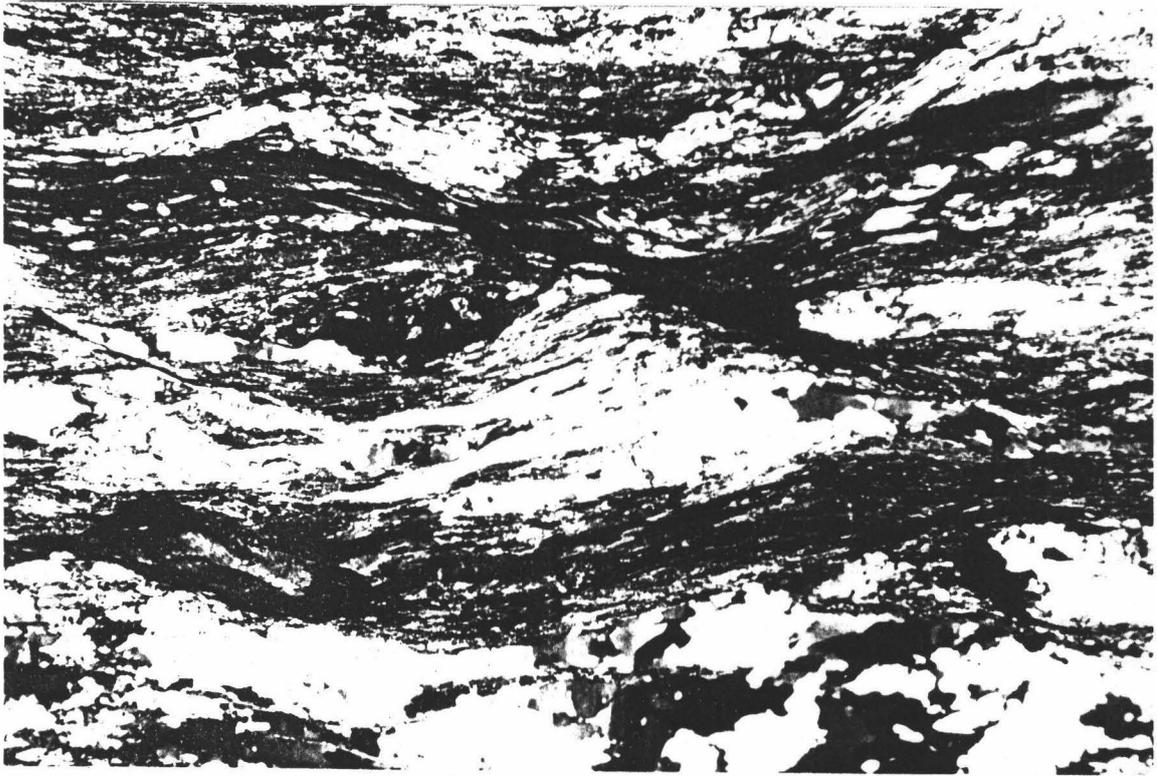
Fotografía 52.- Pliegues menores F_c no cilíndricos y con forma de domos, se observa la amortiguación lateral de los pliegues a ambos lados de las culminaciones de las charnelas y el relevo de los antiformes. Vista paralela a la orientación general de las charnelas. (Metaareniscas de Aulago).



Fotografía 53.- Pliegues menores F_c no cilíndricos. Vista perpendicular a la orientación general de las charnelas del afloramiento de la fotografía 52. (Metaareniscas de Aulago).



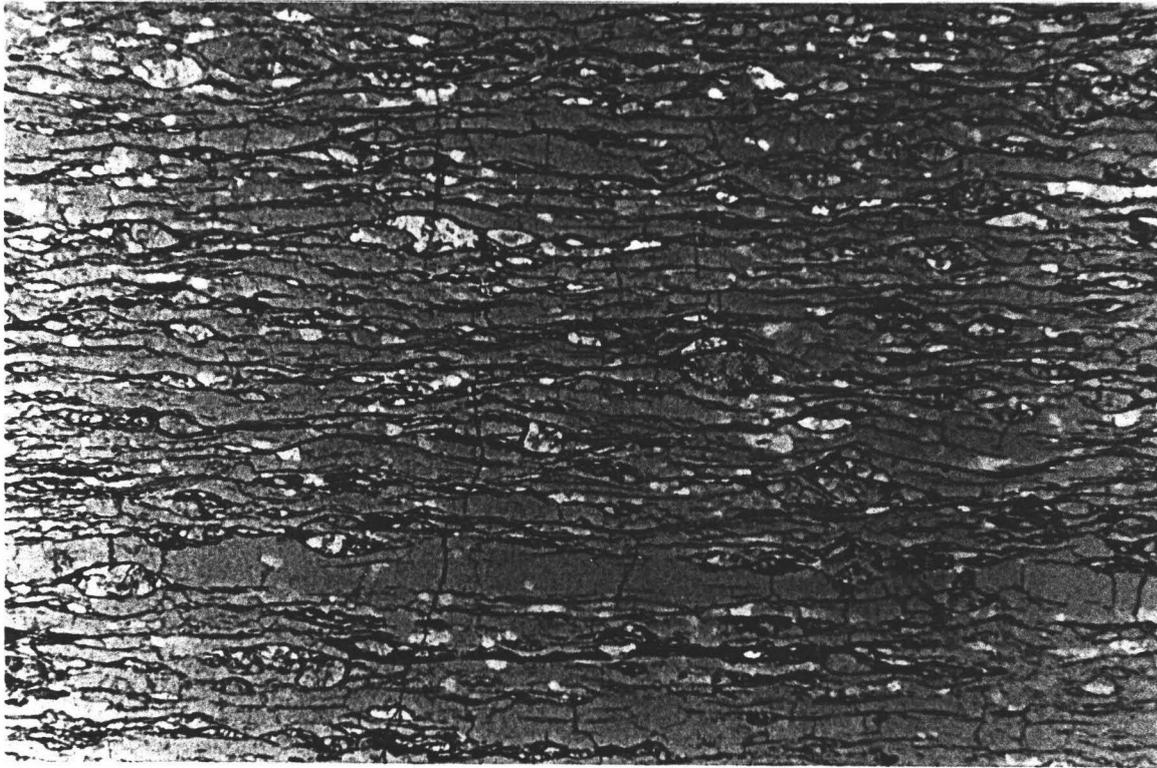
Fotografía 54.- Aspecto de la crenulación F_c al microscopio; la clorita crece desorientada sobre las charnelas de los micropliegues (x 2,5). (eEsquistos de la U. del Rio Bodurria).



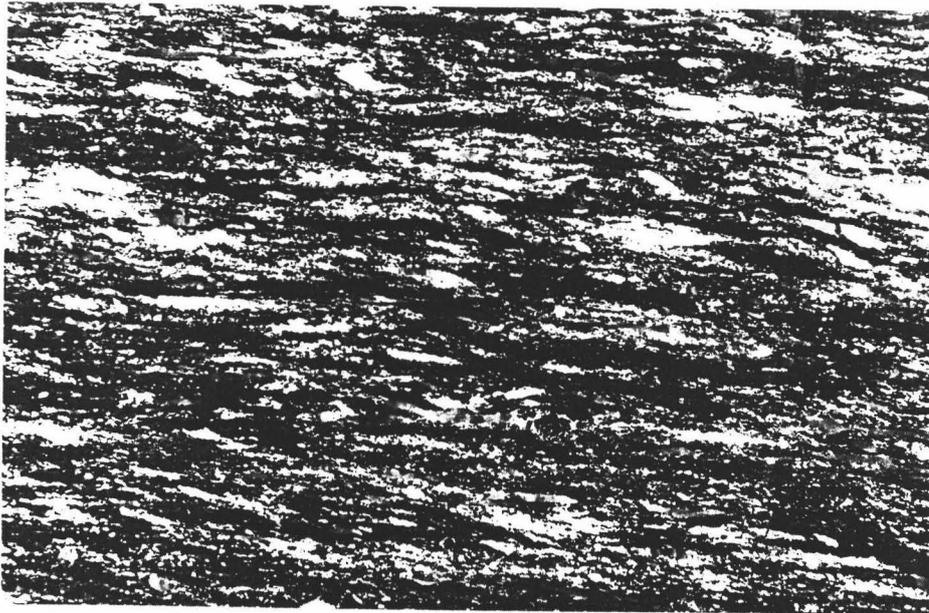
Fotografía 55.- Planos de cizalla C_e del clivaje de crenulación extensional deformado la foliación S_p de la fábrica planolinear. El cuarzo presenta texturas protomiloníticas y los intercrecimientos de mica y clorita son cizallados (x 2,5). (Esquistos de Montenegro).



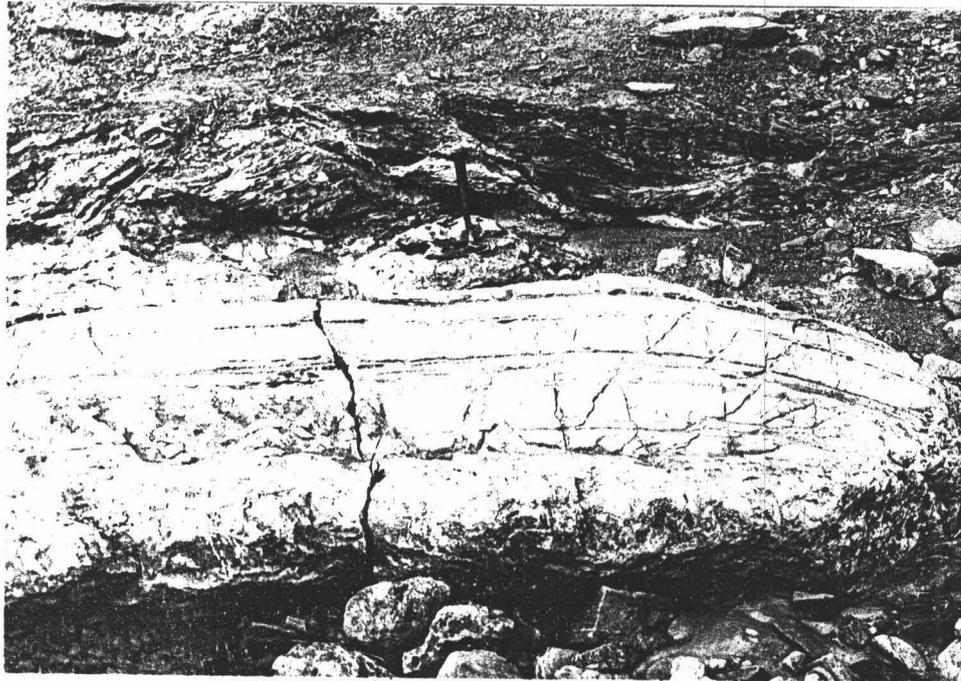
Fotografía 56.- Planos de cizalla C_e y C'_e deformando la foliación S_p , se observa un porfiroblasto de cloritoide oxidado en los bordes, budinado y estirado con crecimiento de intercrecimientos de mica y clorita en el cuello de los budines (x 2,5). (Esquistos de Montenegro).



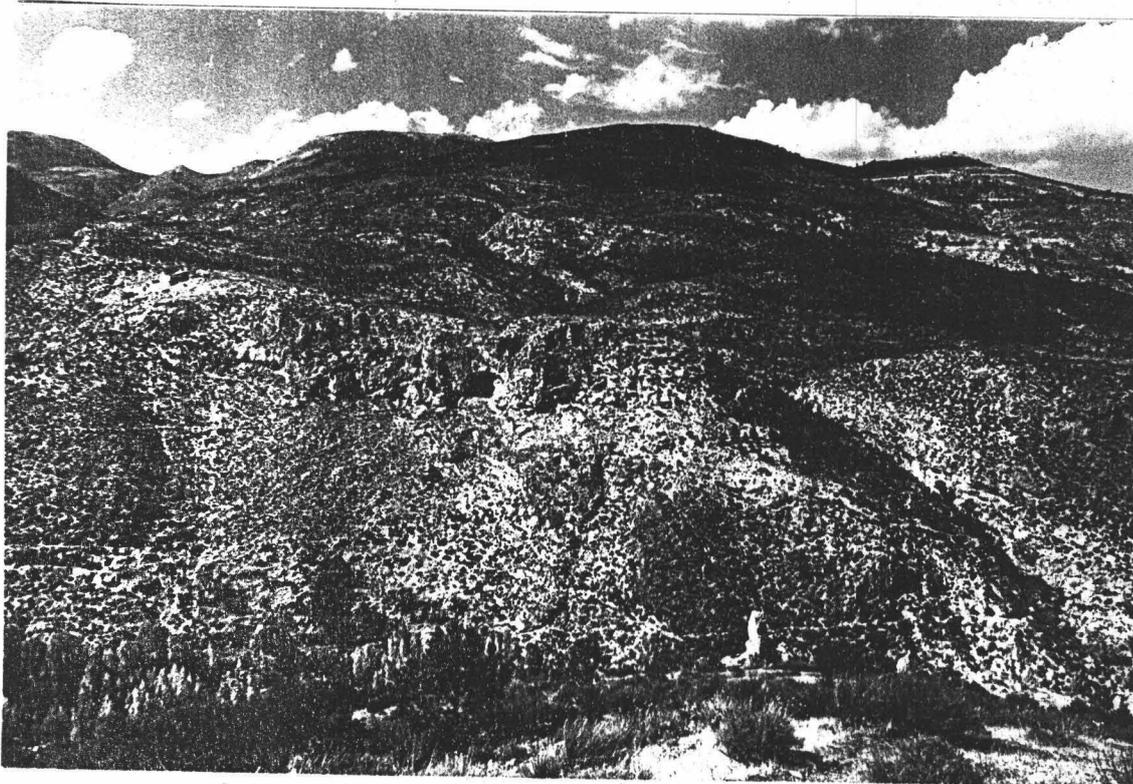
Fotografía 57.- Milonitas cuarzofeldespáticas en la Falla de Abla-Fiñana (sección XY con el Oeste situado a la izquierda, x 2,5).



Fotografía 58.- Ribbon monocristalinos en una vena de cuarzo deformada en la Falla de Abla-Fiñana (sección XY, x 2).



Fotografía 59.- La superficie del "detachment" al Este de Charches: de abajo hacia arriba puede observarse: los Mármoles de las Casas con diaclasas de tensión parcialmente rellenas de brecha carbonatada, 30 cm. de brecha carbonatada y las filitas alpujárrides con estructuras S-C frágiles. El contacto mecánico es paralelo a la foliación S_p en los mármoles.

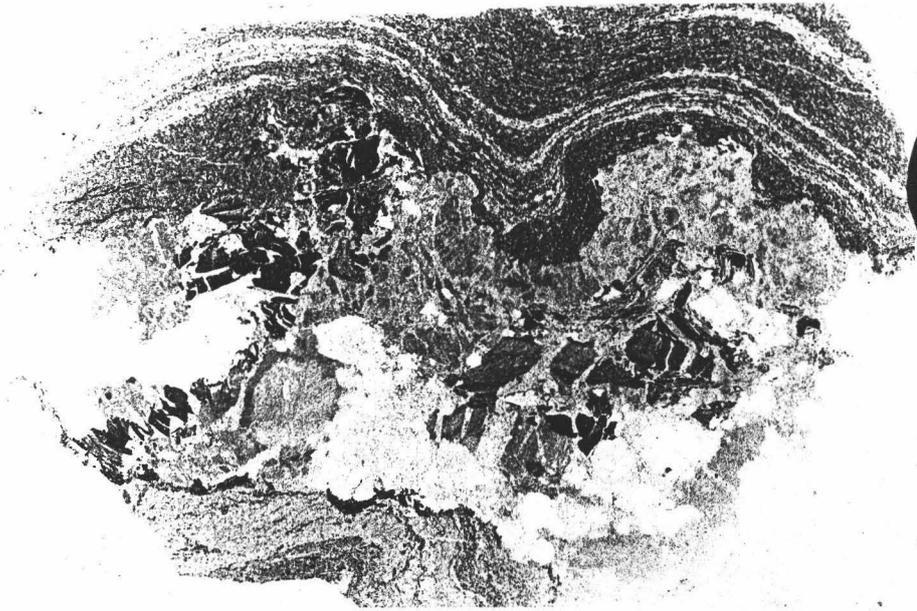


Fotografía 60.- La superficie del "detachment" al Sur de Caniles: de abajo hacia arriba puede observarse: los esquistos nevado-filábrides buzando hacia el Norte, la brecha carbonatada subhorizontal y encima las filitas alpujárrides de la U. de Santa Bárbara.



Fotografía 61.- Contacto de la brecha carbonatada con los Mármoles de las Casas, en el interior de la brecha se desarrollan estructuras S-C groseras.

Fotografía 62.- Paso gradual de un nivel de metapelitas en el interior de los mármoles a un nivel de brecha carbonatada A: la metapelita está plegada por "kink bands" conjugados y estos están cortados por diaclasa de tensión rellenas de calcita (x 2).



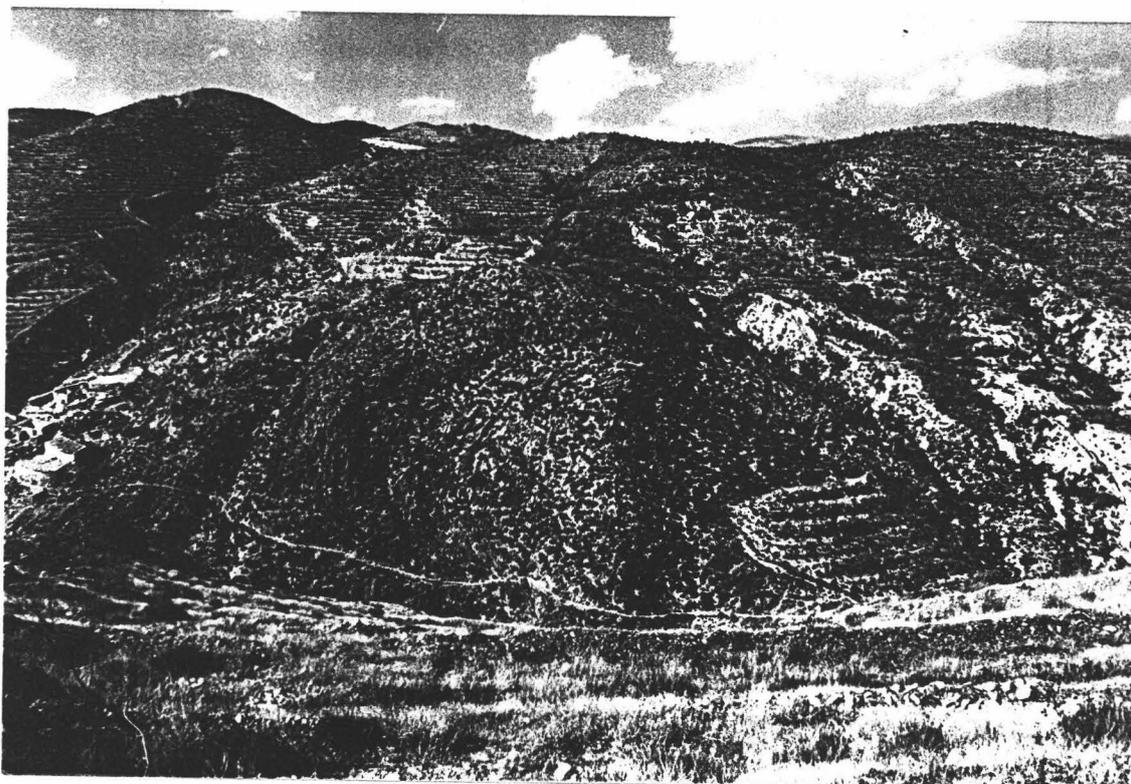
Fotografía 63.- Paso gradual de un nivel de metapelitas en el interior de los mármoles a un nivel de brecha carbonatada B: quedan clastos de metapelite separados por diaclasas de tensión rellenas de calcita, este carbonato está deformado también por grietas de tensión. Los mármoles no reflejan ninguna brechificación (x 2).



Fotografía 64.- "sill" de brecha carbonatada en el interior de los Mármoles de las Casas, con incorporación de fragmentos de las paredes a la brecha carbonatada.



Fotografía 65.- "Duplex" extensionales cortando a los pliegues vergentes al Sur F_c que deforman a la fábrica planolinear.



Fotografía 66.- Falla normal de bajo ángulo con movimiento del bloque de techo hacia el Norte cortando a un pliegue F_n y al "detachment". Sector al Sur de Caniles.

BIBLIOGRAFIA

- AGUILAR, H.J.; CRESPO, V.; REYES, J.C.; APARICIO, A.; FÚSTER, J.M.; MUÑOZ, M. & SAGREDO, J. (1973): " Investigación de Níquel en los macizos ultrabásicos. Nuevos datos sobre la Geología y Petrogénesis". *Bol. Geol. Min. Esp.*, Vol LXXXIV-VI, 41-66.
- ALDAYA, F.; GARCÍA DUEÑAS, V. & NAVARRO VILÁ, F. (1979): " Los Mantos Alpujárrides del tercio central de las Cordilleras Béticas. Ensayo de correlación tectónica de los Alpujárrides". *Acta. Geol. Hisp.* 14, 154-166.
- ALDAYA, F.; CAMPOS, J.; GARCÍA DUEÑAS, V.; GONZÁLEZ LODEIRO, F. & OROZCO, M. (1984): " El contacto Alpujárrides/ Nevado-Filábrides en la vertiente meridional de Sierra Nevada, implicaciones tectónicas". En : *El Borde del Mediterráneo español: Evolución del Orógeno Bético y Geodinámica de las depresiones neógenas. Granada*, 1984, 18-20.
- ALLABY, A. & ALLABY, M. (Ed.) (1990): " The concise Oxford dictionary of Earth Sciences". *Oxford University Press*, 410 pp.
- ALLMENDINGER, R.W.; HAUGE, T.A.; HAUSER, E.C.; POTTER, C.J. & OLIVER, J. (1987): " Tectonic heredity and the layered lower crust in the Basin and range Province, western United States". In: *Continental Extensional Tectonics, Geological society special publications n°28*, 223-246.
- ALLMENDINGER, R.W.; SHARP, J.W.; TISH, D.V.; SERPA, L.; BROWN, L.; KAUFMAN, S.; OLIVER, J. & SMITH, R.B. (1983): " Cenozoic and Mesozoic structure of the eastern Basin and Range province, Utah, from COCORP seismic-reflection data". *Geology*, 11, 532-536.
- ALVÁREZ LOBATO, F. (1987): " La tectónica de la Zona Bética en la región de Aguilas".

Tesis Univ. Salamanca, 371 pp.

ANDRIEUX, J.; FONTBOTÉ, J.M. & MATTAUER, M. (1971):" Sur un modèle explicatif de l'Arc de Gibraltar". *Earth and Planet. Sc. Let.*, 12, 191-193.

BAKER, H.E.; DE JONG, K.; HELMERS, H. & BIERMANN, C. (1989):" The geodynamic evolution of the Internal Zone of the Betic Cordilleras (south-east Spain): a model based on structural analysis and geothermobarometry". *J. metamorphic Geol.*, 7, 359-381.

BALANYA, J.C. (1982):" Las unidades de la Zona de escamas Despeñadero-Cañamaya y su relación estructural con la Zona Bética y el Subbético Interno (Cordilleras Béticas Centrales)". *Tesis de Licenciatura, Univ. Granada*, 90 pp.

BALANYA, J.C. (1986):" La deformación hercínica en el Complejo Maláguide (Cordilleras Béticas, Andalucía)". *Maleo Bol. Inf. Soc. Geol. Portugal*, 2, 1986, 10.

BALANYA, J.C. & GARCÍA DUEÑAS, V. (1986):" Grandes fallas de contracción y de extensión implicadas en el contacto entre los Dominios de Alborán y Sudibérico en el Arco de Gibraltar". *Geogaceta*, 1; 19-20.

BALANYA, J.C.; CAMPOS, J.; GARCÍA DUEÑAS, V.; OROZCO, M. & SIMANCAS, J.F. (1987):" Generaciones de cabalgamientos y pliegues recumbentes en los Mantos Alpujárrides entre Ronda y Almería. Cordilleras Béticas". *Geogaceta*, 2; 51-53.

BALANYA, J.C. & GARCÍA DUEÑAS, V. (1987):" Les directrices structurales du Domaine d'Alborán de part et d'autre du Déroit de Gibraltar". *Com. Rend. Acad. Scien. Paris*, 304, serie II, 929-933.

BALANYA, J.C. & GARCÍA DUEÑAS, V. (1988):" El cabalgamiento cortical de Gibraltar y la tectónica de Béticas y Rif". *Simposio sobre Cinturones Orogénicos, II Congreso Geológico de España*, 35-44.

BANDA TARRADELLAS, E.; UDÍAS, A. & PAYO, G. (1983):" Estructura de la Corteza

y Manto superior en España". *Libro Jubilar J.M.Rios*. Tomo II, 624-638. I.G.M.E.

BATCHELOR, R.A. & BOWDEN, P. (1985):" Petrogenetic interpretation of granitoid rock series using multicationic parameters". *Chemical Geology*, 48, 43-55.

BEMMELEN, R.W. van (1927):" Bijdrage tot der geologie des Betische Ketens in der Province de Granada". *Tesis. D.T.S. Delft*. XII. 176 pp., Delft. (I. Waltman).

BEHRMANN, J.M. & PLATT, J.P. (1982):" Sense of nappe emplacement from quartz c-axis fabrics: an example from the Betic Cordilleras (Spain)". *Earth. Planet. Sci. Lett.*, 59, 208-215.

BICKER, R.E. (1966):" Geological investigations in the region west of Antas and Cuevas de Almanzora, Southeastern Spain". *Tesis Univ. Amsterdam*, 124 pp.10

BLACIC, J.D. (1975):" Plastic-deformation mechanism in quartz: the effect of water". *Tectonophysics*, 27, 271-294.

BLUMENTHAL, M.M. (1927):" Versuch einer tektonischen gliederung der Betsichen Cordilleren von Central und Südwest (Andalousien)". *Eclog. Geol.*, 20, 487-532.

BODINIER, J.L.; MORTEN, L.; PUGA, E. & DÍAZ de FEDERICO, A. (1987):" Geochemistry of metabasites from the Nevado-Filabride Complex, Betic Cordilleras, Spain. Relics of a dismembered ophiolitic sequence". *Lithos*, 20, 235-245.

BOILLOT, G.; MONTADERT, L.; LEMOINE, M. & BIJU-DUVAL, B. (1984): " Les Margins Continentales Actuelles et Fossiles Autour de la France". *Masson Ed., Paris*. 342 pp.

BOUCHEZ, J.L. & PECHER, A. (1981):" The Himalayan Main Central Thrust pile and its quartz rich tectonites in central Nepal" *Tectonophysics*, 78, 23-50.

BOUSQUET, J.C.; MONTENAT, C. & PHILIP, H. (1978):" La evolución tectónica reciente de las Cordilleras Béticas orientales". In: *Reunión sobre la Geodinámica de la*

- BROOKS, W.E. (1986):" Distribution of anomalously high K₂O volcanic rocks in Arizona: metasomatism at the Picacho Peak detachment fault". *Geology*, 14, 339-342.
- BROUWER, H.A. (1926a):" Overthrust structure in the Eastern Betic Cordillera". XIV *Congres. Geol. Int Madrid.*, 1885-1888.
- BROUWER, H.A. (1926b):" The structure of the Sierra Nevada". *Proc. Kon. Ned. Akad. v. Wet.*, XXIX, 878-882.
- BROWN, R.L. & READ, P.B. (1983):" Shuswap terrane of British Columbia: A Mesozoic "core complex". *Geology*, 11, 164-168.
- BURGOS, J.; DÍAZ de FEDERICO, A. MORTEN, L. & 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.
- BYKERK-KAUFFMAN, A. & JANECKE, S.U. (1987):" Late Cretaceous to early Tertiary ductile deformation: Catalina-Rincon metamorphic core complex, southeastern Arizona". *Geology*, 15, 462-465.
- CAMPOS, J.; GARCÍA DUEÑAS, V.; GONZÁLEZ LODEIRO, F. & ALDAYA, F. (1984):" Direcciones de traslación y apilamiento de unidades en los Mantos Alpujarrides centrales y orientales": En: *El Borde del Mediterráneo Español: Evolución del Orógeno Bético y Geodinámica de las depresiones neógenas. Granada*, 1984, 15-17.
- CAMPOS, J.; GARCÍA DUEÑAS, V.; GONZÁLEZ LODEIRO, F. & OROZCO, M. (1986):" La zona de cizalla del contacto entre el grupo de Mantos de Mulhacén y la Unidad del Veleta (Sierra Nevada y Sierra de los Filabres, Andalucía). *Geogaceta*, 1, 15-17.
- CAMPOS, J.; GARCÍA DUEÑAS, V. & SIMANCAS, F. (1986):" Mantos de

cabalgamiento a escala cortical y sistemas de cabalgamiento en los Alpujarrides (Cordilleras Béticas)". *Maleo Bol. Inf. Soc. Geol. Portugal.*, 2, 14.

CHALOUAN, A. (1986):" Les nappes ghomarides (Rif septentrional, Maroc), un terrain varisque dans la chaîne alpine". *Tesis, Univ. Estrasburgo*. 317 pp.

CHANELL, J.E.T. & MARESCALL, J.C. (1989):" Delamination and asymmetric lithospheric thickening in the development of the Tyrrhenian Rift". In: *Coward, M.P., Dietrich, D. & Park, R.G. (Eds.) Alpine Tectonics, Geol. Soc. London Spec. Pub.* 45, 285-302.

CHOUKROUNE, P. & SMITH, E.I. (1985):" Detachment faulting and its relationship to older structural events on Sadde Island, River Mountains, Clark County, Nevada". *Geology*, 13, 421-424.

COMAS, M.C.; DELGADO, F. & VERA, J.A. (1979):" Benalua de Guadix (993). Hoja del Mapa Geológico de España, E=1:50000". *I.G.M.E.*, Madrid.

COBBOLD, P. & QUINQIS, H. (1980): " Development of sheath folds in shear regimes". *J. Struct. Geol.*, 2, 119-126.

CUEVAS, F.; MARTÍN PENELA, A.; RODRÍGUEZ FERNÁNDEZ, J.; SANZ DE GALDEANO, C. & VERA, J.A. (1984):" Première datation du Turolien à la base de la Formation de Guadix (Secteur d'Abla, Almería, Espagne)". *Geobios*, nº 17, 355-361.

CUEVAS, J.; ALDAYA, F.; NAVARRO VILÁ, F. & TUBÍA, J.M. (1986):" Caractérisation de deux étapes de charriage principales dans les nappes alpujarrides centrales (Cordillères Bétiques, Espagne)". *C.R. Acad. Sc. Paris*, t 302, Serie II, 1177-1180.

CUEVAS, J. & TUBÍA, J.M. (1990): " Quartz fabric evolution within the Adra Nappe (Betic Cordilleras, Spain)". *J. Struct. Geol.*, 12, 823-833.

DAVIS, G.A.; LISTER, G.S. & REYNOLDS, S.J. (1986):" Structural evolution of the

- Whipple and South mountains shear zones, southwestern United States". *Geology*, 14, 7-10.
- DAVIS, G.H. (1983):" Shear-zone model for the origin of metamorphic core complexes". *Geology*, 11, 342-347.
- DAVIS, G.H. (1987):" A shear-zone model for the structural evolution of metamorphic core complexes in southeatern Arizona". In: *Continental Extensional Tectonics, Geological society special publications n°28*, 247-266.
- DAVIS, G.H.; GARDULSKI, A.F. & LISTER, G.S. (1987):" Shear zone origin of quartzite mylonite and mylonitic pegmatite in the Coyote Mountains metamorphic core complex, Arizona". *J. Struct. Geol.*, 9, 289-297.
- DEBON, F. & LE FORT, P. (1983):" A chemical-mineralogical classification of common plutonic rocks and associations". *Trans. Roy. Soc. Edinburgh E. Sci.*, 73, 135-149.
- DELGADO, F. (1978):" Los Alpujárrides en Sierra de Baza (Cordilleras Béticas, España)". *Tesis Univ. Granada*, 483 pp.
- DELGADO, F.; DÍAZ DE FEDERICO, A. & RAMÓN LLUCH, R. (1980):" Guadix (1011). Hoja del Mapa Geológico de España, E=1:50000". *I.G.M.E.*, Madrid.
- DELGADO, F.; GÓMEZ PRIETO, J.A. & MARTÍN GARCÍA, L. (1980):" Baza (994). Hoja del Mapa Geológico de España, E=1:50000". *I.G.M.E.*, Madrid.
- DELL'ANGELO, L.N. & TULLIS, J. (1986):" A comparison of quartz C-axis preferred orientations in experimentally deformed aplites and quartzites". *J. Struct. Geol.*, 8, 683-692.
- DEWITT, E. (1980):" Comment and reply on " Geologic development of the cordilleran metamorphic core complexes"". *Geology*, 8, 6-8.
- DÍAZ de FEDERICO, A. (1971):" Estudio geológico de un sector de S^a Nevada, situado

al Sur de Jérez del Marquesado (Zona Bética, Granada)". *Cuad. Geol. Univ. Granada*, 2, 89-114.

DÍAZ de FEDERICO, A. (1980):" Estudio geológico del Complejo de Sierra Nevada en la transversal del Puerto de la Ragua (Cordilleras Béticas)". *Tesis, Univ. Granada*, 602 pp.

DÍAZ de FEDERICO, A. & PUGA, E. (1974):" Nuevas observaciones sobre la formación de mármoles conglomeráticos de la Zona Bética (Cordilleras Béticas, España)". *Tecniterrae*, 1, 17-23.

DÍAZ de FEDERICO, A. & PUGA, E. (1976):" Estudio geológico del Complejo de Sierra Nevada entre los meridianos de Lanjarón y Pitres (Cordilleras Béticas, España)". *Tecniterrae*, 9, 1-10.

DIDON, J.; DURAND DELGA, M. & KORNPORST, J. (1973):" Homologies géologiques entre les deux rives du détroit de Gibraltar". *Bull. Soc. Géol. France*(7), 15, 17-115.

DOBLAS, M. & OYARZUN, R. (1989):" Neogene extensional collapse in the western Mediterranean (Betic-Rif Alpine orogenic belt): Implications for the genesis of the Gibraltar Arc and magmatic activity". *Geology*, 17, 430-433.

DURAND DELGA, M. & FOUCAULT, A. (1967):" La Dorsale Bétique nouvel élément paléogéographique et structural des Cordilleres Bétiques, au bord Sud de la Sierra Arana (Prov. de Granada)". *Bull. Soc. Geol. France*. v(7), 9. 223-228.

EGELER, C.G. (1964):" On the tectonics of the Eastern Betic Cordilleras. (SE Spain)". *Geol. Randschau*. 58. 260-269.

EGELER, C.G. & SIMON, O.J. (1969):" Sur la tectonique de la zone Bétique (Cordillères Bétiques, Espagne). Etude basée sur les recherches dans le secteur compris entre Almería et Velez Rubio". *Verh. Kon. Ned. Akad. Wet. afd. Natuurk. ser.I. v. 25*. 90 pp.

- ELLIOT, D. (1976): " The motion of thrust sheets". *Jour. Geoph. Research.* 81, 949-963.
- FALLOT, P. (1948):" Les Cordilleres Bétiques". *Estudios Geológicos*, 4, 83-172.
- FALLOT, P.; FAURE MURET, A.; FONTBOTÉ, J.M. & SOLE, L. (1961):" Estudios sobre las series de Sierra Nevada y de la llamada Mischungszone". *Bol. Inst. Geol. Min. España.*, 81, 345-557.
- FRY, N. (1979):" Random point distributions and strain measurement in rocks". *Tectonophysics*, 60, 89-105.
- GALINDO ZALDÍVAR, J. (1985):" Fallas compresivas y extensivas en la depresión de Ugíjar. Su relación con la Falla de Mecina". *Tesis de Licenciatura, Univ. Granada*, 86 pp.
- GALINDO ZALDÍVAR, J. (1986):" Etapas de fallamiento neógenas en la mitad occidental de la depresión de Ugíjar (Cordilleras Béticas)". *Estudios Geológicos* 42, 1-10.
- GALINDO ZALDÍVAR, J. (1990): "Geometría y cinemática de las deformaciones neógenas en Sierra Nevada (Cordilleras Béticas)". *Tesis, Univ. Granada*, 319 pp.
- GALINDO ZALDÍVAR, J; GONZÁLEZ LODEIRO, F. & JABALOY, A. (1989):" Progressive extensional shear structures in a detachment contact in the western Sierra Nevada (Betic Cordilleras, Spain)": *Geod. Acta*, 3, 73-85.
- GALINDO ZALDÍVAR, J; GONZÁLEZ LODEIRO, F. & JABALOY, A. (in press):" Geometry and kinematic of post-Aquitanian brittle deformation in the Alpujarride rocks and their relation with the Alpujarride/ Nevado-Filábride contact". *Geogaceta*.
- GANS, P.B. (1987):" An open-system, two-layer crustal stretching model for the eastern Great Basin". *Tectonics*, 6, 1-12.
- GANS, P.B. & MILLER, E. L. (1985):" Comment on "The Snake Range decollement interpreted as a major extensional shear zone" by John M. Bartley and Brian P.

Wernicke". *Tectonics*, 4, 411-415.

GANS, P.B.; MILLER, E.L.; Mc CARTHY, J. & OULDCOTT, M.L. (1985):" Tertiary extensional faulting and evolving ductile-brittle transition zones in the northern Snake Range and vicinity: new insights from seismic data". *Geology*, 13, 189-193.

GAPAI, D. & COBBOLD, P.R. (1987):" Slip system domains.2. Kinematic aspects of fabric development in polycrystalline aggregates". *Tectonophysics*, 138, 289-309.

GARCÍA DUEÑAS, V. (1967):" La Zona Subbética al Norte de Granada". *Tesis Univ. Granada*, 417 pp.

GARCÍA DUEÑAS, V. & BALANYA, J.C. (1986):" Estructura y naturaleza del Arco de Gibraltar". *Maleo. Bol. Inf. Soc. Geol. Portugal*, 2. 23.

GARCÍA DUEÑAS, V.; MARTÍNEZ MARTÍNEZ, J.M. & NAVARRO VILÁ, F. (1986):" La zona de falla de Torres Cartas, conjunto de fallas normales de bajo ángulo entre Nevado-Filábrides y Alpujárrides (Sierra Alhamilla, Béticas orientales)". *Geogaceta*, 1, 17-19.

GARCÍA DUEÑAS, V.; MARTÍNEZ MARTÍNEZ, J.M.; OROZCO, M. & MARTÍN RAMOS, D. (1987):" El sentido de desplazamiento de los mantos nevado-filábrides". *Geogaceta*, 3, 11-13.

GARCÍA DUEÑAS, V. & MARTÍNEZ MARTÍNEZ, J.M. (1988):" Sobre el adelgazamiento cortical mioceno del Dominio Cortical de Alborán. El despegue extensional de Filabres (Béticas orientales)". *Geogaceta*, 5, 53-56.

GARCÍA DUEÑAS, V.; MARTÍNEZ MARTÍNEZ, J.M. & SOTO, J.I. (1988):" Los Nevado-Filábrides, una pila de pliegues-mantos separados por zonas de cizalla". *Simposio sobre Cinturones Orogénicos. II Congreso Geológico de España*, 17-26.

GARCÍA DUEÑAS, V.; MARTÍNEZ MARTÍNEZ, J.M.; OROZCO, M. & SOTO, J.I. (1988):" Plis-nappes, cizaillements syn- a post-métamorphiques et cisaillements

- ductiles-fragiles en distension dans les Nevado-Filabrides (Cordillères Bétiques, Espagne)". *C. R. Acad. Sc. Paris.*, 307, 1389-1395.
- GARCÍA HERNANDEZ, M.; LÓPEZ-GARRIDO, A.C.; RIVAS, P.; SANZ DE GALDEANO, C. & VERA, J.A. (1980):" Mesozoic paleogeographic evolution in the External Zones of the Betic Cordilleras (Spain)". *Geol. Mijnb.*, 59, 155-168.
- GAUDEMER, Y. & TAPPONNIER, P. (1987):" Ductile and brittle deformations in the northern Snake range, Nevada". *J. Struct. Geol.*, 9, 159-180.
- GERVILLA, F. (1989):" Mineralizaciones magmáticas ligadas a la evolución de las rocas ultramáficas de la Serranía de Ronda (Málaga, España)". *Tesis Univ. Granada*, 189 pp.
- GIBBS, A.D. (1984):" Structural evolution of extensional basin margins". *J. Geol. Soc. Lond.*, 141, 609-620.
- GIBSON, G.M.; McDOUGALL, I. & IRELAND, T.R. (1988):" Age constraints on metamorphism and the development of a metamorphic core complex in Fierland, southern New Zealand". *Geology*, 16, 405-408.
- GILBERT, E. & MERLE, O. (1987): " Extrusion and radial spreading beyond a closing channel". *J. Struct. Geol.*, 9, 481-490.
- GOFFÉ, B.; MICHARD, A.; GARCÍA DUEÑAS, V.; GONZÁLEZ LODEIRO, F.; MONNIÉ, P.; CAMPOS, J.; GALINDO ZALDÍVAR, J.; JABALOY, A.; MARTÍNEZ MARTÍNEZ, J.M. & SIMANCAS, J.F. (1989):" First evidence of high-pressure, low temperature metamorphism in the Alpujarride nappes, Betic Cordilleras (SE Spain)". *Eur. J. Miner.*, 1, 139-142.
- GÓMEZ PUGNAIRE, M.T. (1979a):" Some considerations on the highest temperature reached in the outcropping rocks of the Nevado-Filábride complex in the Sierra de Baza area during the alpine metamorphism". *N. Jb. Miner. Abh.*, 135, 75-87.

- GÓMEZ PUGNAIRE, M.T. (1979b):" Evolución del metamorfismo alpino en la Sierra de Baza (Cordilleras Béticas, España)". *Tesis Univ. Granada*, 360 pp.
- GÓMEZ PUGNAIRE, M.T.; FONTBOTE, J.M. & SASSI, G.P. (1981):" On the occurrence of a metaconglomerate in the Sierra de Baza (Nevado-Filabride complex, Betic Cordilleras, Spain)". *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, 7, 405-418.
- GÓMEZ PUGNAIRE, M.T.; TORRES RUIZ, J. & MARTÍNEZ MARTÍNEZ, J.M. (1981):" Escapolita en rocas de las series permo-triásicas del complejo Nevado-Filábride (Cordilleras Béticas). Origen". *Bol. Soc. Esp. Miner.*, 4, 37-46.
- GÓMEZ PUGNAIRE, M.T.; CHACÓN, J.; MITROFANOV, F. & TIMOFEEV, V. (1982):" First report on Pre-Cambrian rocks in the graphite-bearing series of the Nevado-Filabride complex (Betic Cordilleras, Spain)". *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, 3, 176-180.
- GÓMEZ PUGNAIRE, M.T. & SASSI, F. P. (1983):" Pre alpine metamorphic features and Alpine overprints in some parts of the Nevado-Filabride basement (Betic Cordilleras, Spain)". *Memoire Di Scienze Geologishe. Mem. Inst. Geol. Min. Univ. Padua*, 36, 49-72.
- GÓMEZ PUGNAIRE, M.T. (1984):" The distribution and significance of premesozoic metamorphism in the Betic Cordilleras (SE Spain, Nevado-Filabride complex): discussion of existence and intensity of the alpine overprint". *I.G.C.P. n°5, Newsletter*, 6, 57-64.
- GÓMEZ PUGNAIRE, M.T.; VISONA, D. & GERHARD, F. (1985):" Kyanite, margarite and paragonite in pseudomorphs in amphibolitized eclogites from the Betic Cordilleras, Spain". *Chemical Geology*, 50, 129-141.
- GÓMEZ PUGNAIRE, M.T. & FERNÁNDEZ SOLER, J.M. (1987):" High-pressure metamorphism in metabasites from the Betic Cordilleras (SE Spain) and its evolution during the Alpine orogeny", *Contrib. Mineral. Petrol.*, 95, 231-244.

- GÓMEZ PUGNAIRE, M.T. & FRANZ, G. (1988):" Metamorphic evolution of the paleozoic series of the Betic Cordilleras (Nevado-Filábride complex, SE Spain) and its relationship with the alpine orogeny": *Geol. Rundschau*, 77/3, 619-640.
- GÓMEZ PUGNAIRE, M.T. & CÁMARA, F. (1990):" La asociación de alta presión distena + talco + fengita coexistente con escapolita en metapelitas de origen evaporítico (Complejo Nevado-Filábride, Cordilleras Béticas). *Rev. Soc. Geol. España*, 3, 373-384.
- GÓMEZ PUGNAIRE, M.T. & MUÑOZ, M. (1991):" Al-rich xenoliths in the Nevado-Filábride metabasites: evidence for a continental setting of this basic magmatism in the Betic Cordilleras (SE Spain)". *Eur. J. Mineral.*, 3, 193-198.
- GÓMEZ PUGNAIRE, M.T. PRIEM, H.N.A. & SASSI, F.P. (in litt):" Radiometric age of gneises in the Nevado-Filábrides rock of the Sierra de Baza (Betic Cordilleras, SE Spain)".
- GONZÁLEZ LODEIRO, F.; OROZCO, M.; CAMPOS, J. & GARCÍA 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: *El borde mediterráneo español. evolución del Orógeno bético y Geodinámica de las depresiones neógenas. Granada*, 1984, 5-8.
- GREEN, T.H. & HELLMAN, P.L. (1982):" Fe-Mg partitioning between coexisting garnet and phengite at high pressure, and comments on a garnet-phengite geothermometer. *Lithos.* 17, 253-266.
- HAMILTON, W. (1987):" Crustal extension in the Basin and Range Province, southwestern United States". In: *Continental Extensional Tectonics, Geological society special publications n°28*, 155-176.
- HEBEDA, E. M.; BOELRIJK, N. A. I. M.; PRIEM, H. N. A. y VENDURMEN, R. H. (1980): "Excess radiogenic Ar and undisturbed Rb-Sr systems in basic intrusives subjected to Alpine metamorphism in SE Spain." *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 47,

- HELMERS, H. & VOET, H.W. (1967):" Regional extension of the Nevado-Filabride nappes in the eastern and central Sierra de los Filabres (Betic Cordilleras, SE Spain)". *Proc. Kon. Ned. Akad. v. Wetensch. series B*, 70, 239-253.
- HERNÁNDEZ PACHECO, A. (1967):" Estudio petrográfico y geoquímico del macizo ultramáfico de Ojén (Málaga)". *Estudios Geológicos*, 223, 85-143.
- HERREN, E. (1987):" Zaskar shear zone: northeast-southwest extension within the Higher Himalayas (Ladakh, India)". *Geology*, 15, 409-413.
- HOLDAWAY, M.J. (1971):" Stability of andalusite and the aluminum silicate phase diagram". *Am. J. Sci.* 271, 97-131.
- HOLLAN, T.J.B. (1980):" The reaction albite = jadeite + quartz determined experimentally in the range 600-1200°C". *Am. Min.* 65, 129-134.
- HOLT, W.E.; CHASE, C.G. & WALLACE, T.C. (1986):" Crustal structure from three-dimensional gravity modelling of metamorphic core complex: A model for uplift Santa Catalina-Rincon Mountains, Arizona". *Geology*, 14, 927-930.
- HOSCHEK, G. (1969):" The stability of staurolite and chloritoid and their significance in metamorphism of pelitic rocks". *Contrib. Min. Petrol.* 22, 208-232.
- HOSCHEK, G. (1980):" The effect of Fe-Mg substitution on phase relations in marly rocks of the Western Hohe Tauern". *Contrib. Miner. Petrol.* 75, 123-128.
- HUDDLESTON, P.J. (1973):" Fold morphology and some geometrical implications of theories of fold development". *Tectonophysics*, 16, 1-46.
- JABALOY, A. & GONZÁLEZ LODEIRO, F. (1985):" La deformación en los bloques de techo y muro de los cabalgamientos de las unidades inferiores Nevado-Filábrides (Cordilleras Béticas, SE España)". *Estudios Geológicos*, 44, 253-261.

- JABALOY, A.; GALINDO ZALDÍVAR, J. & GONZÁLEZ LODEIRO, F. (in litt):" The Mecina Extensional System: their relation with the post-Aquitanian piggy-back Basins and the paleostress evolution (Betic Cordilleras, Spain)". *Geomarine letters*.
- JANSEN, H. (1936):" Die Geologie van Sierra de Baza en van de aangrenzende gebieden der Sierra Nevada en Sierra de los Filabres (Zuid Spanje)". *Tesis Univ. Amsterdam*, 99 pp.
- JUNTA DE ANDALUCÍA (1985):" Mapa geológico de Andalucía, E= 1:400000". ISBN:84-398-5259-2, 150 pp.
- KAMPSCHUUR, W. (1975):" Data on the thrusting and metamorphism in the eastern Sierra de los Filabres: Higher Nevado-Filabride units and the glaucophanitic greenschist facies". *Tectonophysics*, 27, 57-81.
- KAMPSCHUUR, W. & VISSERS, R. (1979):" Macael (1013). Hoja del Mapa Geológico de España. E=1:50000". *I.G.M.E. Madrid*.
- KERRICH, R. & REHRIG, W. (1987):" Fluid motion associated with Tertiary mylonitization and detachment faulting: $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ evidence from the Picacho metamorphic core complex, Arizona". *Geology*, 15, 58-62.
- KROGH, E.J. & RÅHEIM, A. (1978): " Temperature and Pressure Dependence of Fe-Mg Partitioning Between Garnet and Phengite, With Particular Reference to Eclogites". *Contrib. Mineral. Petrol.*, 66, 75-80.
- KROHE, A. (1990):" Local variations in quartz [c]-axis orientations in non-coaxial regimes and their significance for the mechanics of S-C fabrics". *J. Struct. Geol.*, 12, 995-1004.
- KUSZNIR, N.J. & PARK, R.G. (1987):" The extensional strength of the continental lithosphere: its dependence on geothermal gradient, and crustal composition and thickness". In: *Continental Extensional Tectonics, Geological society special*

- LACASSIN, R. (1984):" Etude des mecanismes de déformation dans le versant Nord de la Nappe du Mont Rose (Alpes Suisses) et relation avec les grands chevauchements. Approche méthodologique de la déformation des roches gneissiques". *Tesis, Univ. Languedoc*. 222 pp.
- LAFUSTE, M.J. & PAVILLON, M.J. (1976):" Evidence d'Eifélien daté au series des terrains métamorphiques des Zones Internes des Cordillères Bétiques. Intérêt de ce nouveau repère stratigraphique". *C.R. Acad. Sc. Paris*, 283, 1013-1018.
- LANGEMBERG, C.W. (1972):" Poliphase deformation in the eastern Sierra de los Filabres, North of Lubrin, SE. Spain". *Tesis Univ. Amsterdam, In: GUA Papers of Geology, series 1, n° 2*, 81 pp.
- LEE, J.; MILLER, E.L. & SUTTER, J.F. (1987):" Ductile strain and metamorphism in an extensional tectonic setting: a case study from the northern Snake range, USA". In: *Continental Extensional Tectonics, Geological society special publications n°28*, 267-298.
- LEINE, L. (1962):" On the so-called "Konglomeratishe mergel" in the Sierra de los Filabres (SE. Spain)". *Geol. en Mijnb.*, 41, 135.
- LEINE, L. (1968):" Rauhuckles in the Betic Cordilleras, Spain. Nomenclature, description and genesis of weathered carbonate breccias of tectonic origin". *Tesis, Univ. Amsterdam*, 112 pp.
- LEINE, L. & EGELER, C.G. (1962):" Preliminary note on the origin of the so-called "Konglomeratische mergel" and associated "Rauhuckles" in the region of Menas de Seron, Sierra de los Filabres (SE Spain)". *Geol. en. Mijnb.*, 41, 305-314.
- LINKER, M.F.; FIRBY, S.H.; ORD, A. & CHRISTIE, J.M. (1984):" Effects of compression direction on the plasticity and rheology of hydrolytically weakened synthetic quartz crystals at atmospheric pressure". *Jour. Geophys. Research*, 89,

4241-4255.

LISTER, G.S.; BANGA, G. & FEENSTRA, A. (1984):" Metamorphic core complexes of Cordilleran type in the Cyclades, Aegen Sea, Greece". *Geology*, 12, 221-225.

LISTER, G.S. & DORNSIEPEN, U.F. (1982):" Fabric transition in the Saxony granulite terrain". *J. Struct. Geol.*, 4, 81-92.

LISTER, G.S.; ETHERIDGE, M.A. & SYMONDS, P.A. (1986):" Detachment faulting and the evolution of pasive continental margins". *Geology*, 14, 246-250.

LISTER, G.S. & SNOKE, A. W. (1984):" S-C Mylonites". *J. Struct. Geol.*, 6, 617-638.

LYNCH, H.D. & MORGAN, P. (1987):" The tensile strength of the lithosphere and the localization of extension". In: *Continental Extensional Tectonics, Geological society special publications n°28*, 53-66.

MALAVIELLE, J. (1987a):" Extensional shearing deformation and kilometer-scale "a"-type folds in a cordilleran metamorphic core complex (Raft River Mountains, northwestern Utah)". *Tectonics*, 6, 423-448.

MALAVIELLE, J. (1987b):" Kinematics of compressional and extensional ductile shearing deformation in a metamorphic core complex of the northeastern Basin and Range". *J. Struct. Geol.*, 9, 541-554.

MARTÍN RAMOS, J.D. (1976):" Las micas de las Cordilleras Béticas; Zonas Internas". *Tesis Univ. Granada*. 244 pp.

MARTÍNEZ MARTÍNEZ, J.M. (1984):" Evolución tectono-metamórfica del Complejo Nevado-Filábride en el sector de unión entre Sierra Nevada y Sierra de los Filabres, Cordilleras Béticas (España)". *Tesis Univ. Granada, In: Cuad. Geol. Univ. Granada*, 13, 198 pp.

MARTÍNEZ MARTÍNEZ, J.M. (1985):" Las sucesiones Nevado-Filábrides en la Sierra de

los Filabres y Sierra Nevada. Correlaciones" *Cuad. Geol. Univ. Granada*, 12, 127-144.

MASSONE, H.J. & SCHREYER, W. (1987):" Phengite geobarometry based on the limiting assemblage with K-feldspar, phlogopite, and quartz". *Contrib. Mineral. Petrol.*, 96, 212-224.

MASSONE, H.J. & SCHREYER, W. (1989):" Stability field of the high-pressure assemblage talc + phengite and two new phengite barometers". *Eur. J. Miner.*, 1, 391-410.

MATTAUER, M. (1975):" Sur le mécanisme de formation de la schistosité dans l'Himalaya". *Earth and Planet. Sc. Let.*, 28, 144-154.

MELLINI, M.; NIETO, F.; ALVÁREZ, F. & GÓMEZ PUGNAIRE, M.T. (1991):" Mica-chlorite intermixing and altered chlorite from the Nevado-Filabride micaschists, Southern Spain". *Eur. J. Mineral.*, 3, 27-38.

MIELKE, P. & WINCKLER, H.G.F. (1979): "Eine bessere Berechnung der Mesonorm für granitische Gesteine." *N. Jb. Miner. Mh.* 10, 471-480.

MIYASHIRO, A. (1973):" Metamorphism and Metamorphic Belts". *George Allen & Unwin Eds. Londres.*, 492 pp.

MOLINA CÁMARA, J.M. (1981):" Los Alpujárrides al sur de Serón (Sierra de los Filabres, prov. de Almería, España)". *Tesis de Licenciatura, Univ. Granada*, 156 pp.

MOLINA CÁMARA, J.M. & OROZCO, M. (1983):" Unidades Alpujárrides y deformaciones tardías al Sur de Serón (Provincia de Almería)". *Estudios Geológicos*, 39, 41-52.

MONIÉ, P.; GALINDO ZALDÍVAR, J.; GONZÁLEZ LODEIRO, F.; GOFFÉ, B. & JABALOY, A. (1991):" First report on $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ Geochronology of alpine tectonics in the Betic Cordilleras (Southern Spain)". *J. Geol. Soc. Lond.*, 148, 289-297.

- MUÑOZ, M. (1986):" Estudio comparativo de los cuerpos intrusivos básicos asociados a los materiales de edad Triásica de los Dominios Subbético y Nevado-Filábride del sector centro-oriental de las Cordilleras Béticas". *Geogaceta*, 1, 37-39.
- MUÑOZ, M.; GÓMEZ PUGNAIRE, M.T. & FERNÁNDEZ SOLER, J.M. (1988):" Los clinopiroxenos de las metabasitas hipoabisales del Complejo Nevado-Filábride (Cordilleras Béticas) como indicadores de la afinidad magmática y del ambiente paleotectónico". *Simposio sobre vulcanismo. II Congreso Geológico de España*, 425-433.
- NARUK, S.J. (1987):" Displacement calculations across a metamorphic core complex mylonite zone: Pinaleno Mountains, southeastern Arizona". *Geology*, 15, 656-660.
- NAVARRO VILÁ, F. (1976):" Los mantos alpujárrides y maláguides al Norte de Sierra Nevada (Cordilleras Béticas, Andalucía)". *Tesis, Univ. Bilbao*, 288 pp.
- NAVARRO VILÁ, F. & GARCÍA DUEÑAS, V. (1980):" La Peza (1010). Hoja del Mapa Geológico de España, E=1:50000". *I.G.M.E.*, Madrid.
- NICOLAS, A. & BOUDIER, F. (1975):" Kinematic interpretation of folds in alpine-type peridotites". *Tectonophysics*, 25, 233-260.
- NIETO, F. (1982):" Las Cloritas de las Cordilleras Béticas". *Tesis Univ. Granada*.
- NIJHUIS, H.J. (1964):" Plurifacial alpine metamorphism in the South-eastern Sierra de los Filabres. South of Lubrin, SE Spain". *Tesis, Univ. Amsterdam*. 151 pp.
- OBATA, M. (1980):" The Ronda peridotite: Garnet-, Spinel- and Plagioclase-Lherzolite facies and the P-T trayectories of a high-temperature mantle intrusion". *J. Petrology*, 21, 533-572.
- O'NEILL, R.L. & PAVLIS, T.L. (1988):" Superposition of cenozoic extension on mesozoic compressional structures in the Pioneer Mountains metamorphic core complex,

central Idaho". *Geol. Soc. Am. Bull.* 100, 1833-1845.

OROZCO, M. (1986): " Fábricas de cuarzo y cabalgamiento hacia el ENE en Sierra Nevada y Sierra de los Filabres (Cordilleras Béticas)". *Geogaceta*, 1, 40-41.

OTT-D'ESTEVOU, P. & MONTENAT, C. (1990): " Le bassin de Sorbas-Tabernas". *Documents et travaux de l'IGAL*, 12-13: 101-128.

PARRISH, R.R.; CARR, S.D. & PARKINSON, D.L. (1988): " Early extensional tectonics and Geochronology of the southern Ominega belt, British Columbia and Washington". *Tectonics*, 7, 181-212.

PECHER, A. (1978): " Deformations et métamorphisme associés à une zone de cisaillement, exemple du Grand Chevauchement Central Himalayen (M.C.T.), transversale des Annapurnas et du Manaslu, Népal". *Tesis, Universidad de Grenoble*, 354 pp.

PLATT, J. P. (1986): " Dynamics of orogenic wedges and the uplift of high-pressure metamorphic rocks". *Geol. Soc. Am. Bull.* 97, 1037-1053.

PLATT, J.P. & VISSERS, R.L.M. (1980): " Extensional structures in anisotropic rocks". *J. Struct. Geol.*, 2, 379-410.

PLATT, J.P.; VAN DEN ECKHOUT, B.; JANZEN, E.; KORNET, G.; SIMON, O.J. & WEIJERMARS, R. (1983): " The structure and tectonic evolution of the Aguilon fold nappe, Sierra Alhamilla, Betic Cordilleras, SE Spain". *J. Struct. Geol.*, 5, 519-538.

PLATT, J.P.; BEHRMANN, J.M.; MARTÍNEZ, J.M.M. & VISSERS, R.L.M. (1984): " A zone of mylonite and related ductile deformation beneath the Alpujarride nappe complex, Betic Cordilleras, S Spain". *Geol. Rundschau*, 73, 773-785.

PLATT, J.P. & BEHRMANN, J. M. (1986): " Structures and fabrics in a crustal-scale shear zone, Betic Cordilleras, SE Spain". *J. Struct. Geol.*, 8, 15-33.

- PORTUGAL FERREIRA, M.; FERREIRA, J.T.; PUGA, E. & DÍAZ de FEDERICO, A. (1988):" Geochronological contribution to the petrogenetic picture of the Betic Chain (SE. Spain)". *II Congreso Geológico de España*, 2, 55-58.
- PRIEM, H.N.A.; BOELRIJK, N.A.I.M.; HEBEDA, E.H. & VERSCHURE, R.H. (1966):" Isotopic age determinations on tourmaline granite-gneisses and a metagranite in the Eastern Betic Cordilleras (South-eastern Sierra de los Filabres) SE. Spain". *Geol. en Mijnb.*, 45, 184-187.
- PUGA, E. (1971):" Investigaciones petrológicas en Sierra Nevada (Cordilleras Béticas, España)". *Tesis Univ. Granada*, 257 pp.
- PUGA, E.; DÍAZ de FEDERICO, A. & FONTBOTÉ, J.M. (1974):" Sobre la individualización de las unidades profundas de la Zona Bética". *Estudios Geológicos*, 30, 543-548.
- PUGA, E.; FONTBOTÉ, J.M. & VIVALDI, J.L. (1975):" Kyanite pseudomorphes after andalusite in polymetamorphic rocks of the Sierra Nevada (Betic Cordilleras, Southern Spain)". *Schweiz. Mineral. Petrol. Mitt.*, 55, 227-241.
- PUGA, E. & DÍAZ de FEDERICO, A. (1976a):" Metamorfismo polifásico y deformaciones alpinas en el Complejo de Sierra Nevada, implicaciones geodinámicas". In: *Reunión sobre la Geodinámica de las Cordilleras Béticas y del Mar de Alborán. Granada*, 79-111.
- PUGA, E. & DÍAZ de FEDERICO, a. (1976b):" Pre-alpine metamorphism in the Sierra Nevada complex (Betic Cordilleras, Spain)". *Cuad. Geol. Univ. Granada*. 7, 161-171.
- PUGA, E. & DÍAZ de FEDERICO, A. (1984a):" Materiales indicativos de una asociación ofiolítica en el Complejo de Sierra Nevada y su significado geodinámico". In: *El borde del Mediterráneo español: evolución del Orógeno Bético y Geodinámica de las depresiones neógenas. Granada, 1984*, 21-22.

- PUGA, E. & DÍAZ de FEDERICO, A. (1984b):" La formación de metatufitas del Complejo de Sierra Nevada y sus implicaciones en la evolución geodinámica de este complejo". In: *El borde del Mediterráneo español, evolución del Orógeno Bético y Geodinámica de las depresiones neógenas. Granada, 1984.* 23-25.
- PUGA, E. & DÍAZ de FEDERICO, A. (1988):" Ofiolitas versus eclogitas en las Cordilleras Béticas: manifestaciones de un magmatismo continental y oceánico respectivamente". *Rev. Soc. Geol. España.* 1, 113-128.
- PUGA, E.; DÍAZ de FEDERICO, A. & MORTEN, L. (1988):" Características magmáticas y evolución metamórfica de las metabasitas nevado-filábrides (Cordilleras Béticas)". *II Congreso Geológico de España.* 2, 59-62.
- PUGA, E.; DÍAZ de FEDERICO, A.; BARGOSI, G.M. & MORTEN, L. (1989):" L'association métaophiolitique névado-filabride dans la région de Cobdar (Cordillère Bétique, SE Espagne): conservation de structures en coussins et développement d'éclogites en couronne". *Geod. Acta,* 3, 17-36.
- RAMSAY, J.G. (1967):" Folding and fracturing of rocks". *McGraw-Hill Ed., New-York.* 568 pp.
- RAMSAY, J.G. & HUBER, M.I. (1983):" The techniques of modern structural Geology. Volume 1: Strain Analysis". *Academic Press, INC,* 307 pp, Londres.
- RAMSAY, J.G. & HUBER, M.I. (1987):" The techniques of modern structural Geology. Volume 2: Folds and Fractures". *Academic Press, INC,* 393 pp. Londres.
- REYNOLDS, S.J. & LISTER, G.S. (1987):" Structural aspects of fluid-rock interactions in detachment zones". *Geology,* 15, 362-366.
- REYNOLDS, S.J.; SHAFIQULLAH, M.; DAMON, P.E. & DEWITT, E. (1986):" Early miocene mylonitization and detachment faulting, South Mountains, central Arizona". *Geology,* 14, 283-286.

- ROEVER, de, W.P.; EGELER, C.G. & NIJHUIS, H.J. (1961):" Nota preliminar sobre la geología de la llamada zona mixta tal y como se desarrolla en el extremo Este de la Sierra de los Filabres (SE. de España)". *Not. Com. Inst. Geol. Miner. España.* 63, 223-232.
- ROEVER, de, W.P. & NIJHUIS, J.H. (1964):" Plurifacial Alpine metamorphism in the Eastern Betic Cordilleras (SE. Spain) with especial reference to the genesis of the glaucophane". *Geol. Randschau*, 33, 324-336.
- SALJE, E. (1986):" Heat capacities and entropies of andalusite and sillimanite: the influence of fibrolitization on the phase diagram of the SiAl_2O_5 polymorphs". *Am. Min.* 71, 1366-1371.
- SALTZER, S.D. & HODGES, K. V. (1988):" The Middle Mountains shear zone, southern Idaho: kinematic analysis of an early tertiary high-temperature detachment". *Geol. Soc. Am. Bull.*, 100, 96-103.
- SANDERSON, D.J. & MARCHINI, W.R.D. (1984):" Transpression". *J. Struct. Geol.*, 6, 449-458.
- SANZ de GALDEANO, C. (1973):" Geología de la transversal Jaén-Frailes (Prov. de Jaén)". *Tesis Univ. Granada*, 274 pp.
- SANZ de GALDEANO, C. (1976):" Datos sobre las deformaciones neógenas y cuaternarias del sector de Padul (Granada)". In: *Reunión sobre la Geodinámica de la Cordillera Bética y Mar de Alborán, Universidad de Granada*. 197-218.
- SANZ de GALDEANO, C. (1983):" Los accidentes y fracturas principales de las Cordilleras Béticas". *Estudios Geológicos*, 39, 157-165.
- SIBSON, R.H. (1977):" Fault rocks and fault mechanisms". *J. Geol. Soc. Lond.*, 133, 191-213.
- SIMON, O.J.; MARTÍN GARCÍA, L. & GÓMEZ PRIETO, J.A. (1979):" Mapa geológico

de España, E=1:50000. nº995, Cantoria". *I.G.M.E.*

- SMET, de, M.E.M. (1984):" Wrenching in the external zone of the Betic Cordilleras, Southern Spain". *Tectonophysics*, 107, 57-79.
- SOBOLEV, V.S.; DOBRETSOV, N.L.; KHLESTOV, V.V.; REVERDATTO, V.V.; SOBOLEV, N.V. & SOBOLEV, V.S. Editores (1970a):" The facies of metamorphism". *Translated by Brown, A.D., Dept. of Geol. Publ. nº214 (1972)*, 416 pp.
- SOBOLEV, V.S.; DOBRETSOV, N.L.; KHLESTOV, V.V.; REVERDATTO, V.V.; SOBOLEV, N.V. & SOBOLEV, V.S. Editores (1970b):" The facies of regional metamorphism at high pressure". *Translated by Brown, A.D., Dept. of Geol. Publ. nº266 (1972)*, 361 pp.
- SOBOLEV, V.S.; DOBRETSOV, N.L.; KHLESTOV, V.V.; REVERDATTO, V.V.; SOBOLEV, N.V. & SOBOLEV, V.S. Editores (1970c):" The facies of contact metamorphism". *Translated by Brown, A.D., Dept. of Geol. Publ. (1973)*, 263 pp.
- SOBOLEV, V.S.; DOBRETSOV, N.L.; KHLESTOV, V.V.; REVERDATTO, V.V.; SOBOLEV, N.V. & SOBOLEV, V.S. Editores (1970d):" The facies of regional metamorphism at moderate pressure". *Translated by Brown, A.D., Dept. of Geol. Publ. (1973)*, 297 pp.
- SONDER, L.J.; ENGLAND, P.C.; WERNICKE, B.P. & CHRISTIANSEN, R.L. (1987):" A physical model for Cenozoic extension of western North America". In: *Continental Extensional Tectonics, Geological society special publications nº28*, 187-202.
- SOTO, J.I.; GARCÍA DUEÑAS, V. & MARTÍNEZ MARTÍNEZ, J.M. (1990):" Valor de la deformación dúctil asimétrica en el ortogneis de Lubrín (Manto de Bedar-Macael, Complejo Nevado-Filábride, Béticas)". *Geogaceta*, 7, 92-94.
- SPENCER, J.F. (1984):" Role of tectonic denudation in warping and uplift of low-angle

- normal faults". *Geology*, 12, 95-98.
- SPENCER, J.E. (1985):" Miocene low-angle faulting and dike emplacement, Hower Mountain and surrounding areas, southeastern California and southernmost Nevada". *Geol. Soc. of Am. Bull.*, 96, 1140-1155.
- STAUB, R. (1934):" Der Deckenbau Südaspaniens in den Betischen Cordilleren". *Viertelj. der Natur. for Gessell in Zurich*, 79, 271-332.
- SUEN, C.J. & FREY, R.A. (1987):" Origins of the mafic and ultramafic rocks in the Ronda Peridotite". *Earth and Planett. Sci. Lett.*, 85, 183-202.
- THIESSEN, R.L. & MEANS, W.D. (1980):" Classification of fold interference patterns: a reexamination". *J. Struct. Geol.*, 2, 311-316.
- THOMPSON, A.B. & RIDLEY, J.R. (1987): " Pressure-temperature-time (P-T-t) histories of orogenic belts". *Phil. Trans. R. Soc. Lond.A* 321. 27-45.
- TORRES ROLDÁN, 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 RUIZ, J. (1980):" Los yacimientos de hierro de la Comarca del Marquesado del Zenete: Alquife y Las Piletas (Granada, Cordilleras Béticas)". *Tesis Univ. Granada*. 321 pp.
- TORRES RUIZ, J.; VELILLA, N. & FENOLL HACH-ALI, P. (1982):" Granates espesartínicos y óxidos de Fe y Ti en rocas metamórficas triásicas del Complejo Nevado-Filábride (España)". *Rend. Soc. Ita. Min. Petr.*, 38, 629-640.
- TUBÍA, J.M. (1985):" Sucesiones metamórficas asociadas a rocas ultramáficas en los Alpujárrides occidentales (Cordilleras Béticas, Málaga)". *Tesis Univ. Pais Vasco*, 300 pp.

- VEGAS, R. & MUÑOZ, M. (1984):" Sobre la evolución geodinámica del borde meridional de la Placa Ibérica". *I Congreso Español de Geología*, 3, 105-118.
- VELDE, B. (1967):" Si⁴⁺ Content of Natural Phengites". *Contrib. Mineral and Petrol.*, 14, 250-258.
- VELILLA, N. (1983):" Los granates del Complejo de Sierra Nevada (Cordilleras Béticas)". *Tesis Univ. Granada*, 441 pp.
- VERA, J.A. (1970):" Estudio estratigráfico de la Depresión de Guadix-Baza". *Bol. Geol. Min.*, t 81-5, 429-462.
- VISSERS, R.L.M. (1981):" A structural study of the Central Sierra de los Filabres (Betic Zone, SE Spain), with emphasis on deformational process and their relation to the Alpine Metamorphism". *GUA Papers on Geology, Series I*, nº 15, 154 pp.
- WEIJERMARS, R.; ROEP, Th.B.; VAN DEN EECKHOUT, B.; POSTMA, G. & KLEVERLAAN, K. (1985):" Uplift history of a Betic fold nappe unferred from Neogene-Quaternary sedimentation and tectonics (in the Sierra Alhamilla and Almeria, Sorbas and Tabernas Basins of the Betic Cordilleras, SE Spain)", *Geol. en Mijnb.*, 64, 397-411.
- WERNICKE, B.; WALKER, J.D. & BEAUFIT, M.S. (1985):" Structural discordance between Neogene detachments and frontal Sevier Thrust. Central Mormon Mountains, Southern Nevada". *Tectonics*, 4, 213-246.
- WERNICKE, B. & AXEN, G.J. (1988):" On the role of isostasy in the evolution of normal fault systems". *Geology*, 16, 848-851.
- WESTERWELD, J. (1929):" De bouw der Alpujarras en het tektonisch verband der oostelijke betische ketens". *Proefschrift Delft*. 120 pp.
- WESTRA, G. (1969):" Petrogenesis of a composite metamorphic facies series in an intricate fault-zone in the South-eastern Sierra Cabrera, SE, Spain". *Tesis Univ. Amsterdam*,

166 pp.

WINCKLER, H.G.F. (1974):" Petrogenesis of metamorphic rocks." *Springer Verlag*, 320 pp. Berlin.

WUST, S.L. (1986):" Extensional deformation with northwest vergence, Pioneer core complex, central Idaho". *Geology*, 14, 712-714.

ZEYLMANS van ENMICHOVEN, C.P. (1925):" Geologische onderzoeken in der Sierra de los Filabres (province Almería, Spanje)". *Proefschrift Delft*. 160 pp.

ZEVENHUIZEN, W.A. (1989):" Quartz fabrics and recumbent folds in the Sierra de Los Filabres (SE-Spain)". *Geodynamica Acta*, 3, 95-105.

DILIGENCIA:

Reunido el Tribunal examinador en el día de
fecha, constituido por:

- D. Manuel Juliart Casaguella
- D. Alberto Marcos Vallauré
- D. Francisco Navarro Vilá
- D. José María Tubía Martínez
- D. Florencio Aldaya Valverde

para juzgar la Tesis Doctoral del Licenciado D.

Antonio Jabaloy Sánchez
se acordó por unanimidad la cali-
ficación de APTO cum LAUDE

y para que conste, se extiende firmada por
los componentes del Tribunal, la presente diligen-
cia.

Granada, a 12 de julio de 1891

El Secretario,

El Presidente,

Manuel Juliart

El Vocal,

A. MARCOS

El Vocal,

El Vocal,

F. Navarro Vilá

J. M. Tubía