

Prov. T 12-391

T
14
18

UNIVERSIDAD DE GRANADA
DEPARTAMENTO DE GEODINAMICA

ESTRUCTURA DEL DOMINIO DE
ALBORAN EN LA PARTE NORTE DEL
ARCO DE GIBRALTAR

J. C. BALANYA ROURE

TESIS DOCTORAL
1991

BIBLIOTECA UNIVERSITARIA	
GRANADA	
Nº Document	619660133
Nº Copia	121207021

UNIVERSIDAD DE GRANADA

Facultad de Ciencias

Fecha 18-6-91

ENTRADA NUM. 2.697 (bis)

E S T R U C T U R A D E L D O M I N I O D E
A L B O R A N E N L A P A R T E N O R T E D E L
A R C O D E G I B R A L T A R

Memoria de Tesis Doctoral
que presenta D. Juan Carlos
Balanyá Roure para optar al
grado de Doctor en Ciencias
Geológicas

Dpto. de GEODINAMICA, Universidad de Granada

Los trabajos contenidos en esta memoria que presenta el Licenciado en Ciencias Geológicas D. Juan Carlos Balanyá Roure para aspirar al grado de Doctor en Ciencias Geológicas han sido realizados bajo mi dirección.

Granada, 14 de Junio de 1991



Fdo. Víctor García-Dueñas, Catedrático del Departamento de Geodinámica, Univ. de Granada.

a MAYA y maya

a mis padres

Agradecimientos

Quiero expresar de una manera especial mi reconocimiento al director de esta tesis V. García-Dueñas, del Dto. de Geodinámica de la Universidad de Granada, por la ayuda incondicional prestada en todo momento. Su colaboración ha excedido, con mucho, a la sólo dirección de este trabajo.

Agradezco sinceramente a las distintas personas que me han brindado la oportunidad de visitar conjuntamente con ellas sus áreas de trabajo: F. Aldaya, J. Campos, A. Martín Algarra, F. Simancas y J.I. Soto, de la Univ. de Granada; F. Navarro-Vila de la Univ. de Salamanca; J. Cuevas y J.M. Tubía, de la Univ. del País Vasco; M. Durand-Delga y P. Olivier, de la Univ. de Toulouse; D. Frizon de Lamotte de la Univ. de Reims; A. Michard de la Univ. de Estrasburgo; A. Chalouan de la Univ. de Rabat y M. Esteras de S.E.C.E.G.

Deseo agradecer también a las personas de la Universidad de Granada la ayuda prestada en cuestiones relativas a sus distintas especialidades: a J.M. Azañón, J. Galindo, J.M. Martínez y A. Jabaloy del Dto. de Geodinámica; a J.C. Braga, F. Olóriz, J.M. Tavera y M. Company, a quienes debo la determinación de ammonites, y a M.C. Comas del Dto. de Estratigrafía y Paleontología; a F. Gervilla del Dto. de Mineralogía y Petrología. Igualmente a M. Muñoz, del Dpto. de Petrología y Geoquímica de la Univ. Complutense de Madrid.

Este trabajo se ha desarrollado en el seno de varios proyectos de investigación subvencionados por el CSIC y la CAICYT: "El Borde Mediterráneo Español: Evolución del Orógeno Bético y Geodinámica de las Depresiones Neógenas" (periodo 1983-1984); "Cinemática de los mantos Bético-Rifeños, reconstrucción del paleomargen sudibérico mesozoico y naturaleza de las manifestaciones básicas" (periodo 1985-1988); "Tectónica del Dominio de Alborán: estructuras a escala cortical y procesos ígneos y metamórficos significativos. Modelo evolutivo" (1988-1991). El intercambio de ideas mantenido con las personas integradas en estos proyectos de investigación, la mayoría ya mencionadas en los párrafos precedentes, ha sido de una gran importancia en el transcurso de este trabajo.

Finalmente, deseo expresar mi gratitud a Francisco Marquez Salas y a la familia de Juan Toro, del pueblo de Gaucín. Igualmente a mi amigo Modesto y a su familia, por su hospitalidad.

I N D I C E

CAPITULO I: INTRODUCCION

1.1. DOMINIOS CORTICALES DEL OROGENO BETICO-RIFENO.....	1
1.2. CONTENIDO Y PLANTEAMIENTO DEL TRABAJO.....	4
1.3. PRELIMINARES A LA MEMORIA.....	5

CAPITULO II: LA TERMINACION OCCIDENTAL DEL DOMINIO CORTICAL DE ALBORAN. RASGOS GENERALES DE LA ESTRUCTURA Y UNIDADES IMPLICADAS

2.1. EL ARCO DE GIBRALTAR. INTERPRETACIONES Y PROBLEMAS CONEXOS.....	7
2.2. CONFIGURACION ACTUAL DEL ARCO DE GIBRALTAR Y POSICION DE LOS PRINCIPALES CABALGAMIENTOS.....	11
2.3. CARACTERIZACION DE LOS CONJUNTOS INTEGRANTES DEL DOMINIO DE ALBORAN.....	14
2.3.1. LOS MANTOS DE ALBORAN.....	14
2.3.2. EL COMPLEJO DE LA DORSAL. RELACIONES ESTRUCTURALES CON OTRAS UNIDADES.....	16
2.4. UNIDADES TECTONICAS DEL SEGMENTO BETICO DEL ARCO DE GIBRALTAR.....	18
2.4.1. UNIDADES ALPUJARRIDES.....	18
2.4.2. MALAGUIDES.....	22
2.4.3. EL COMPLEJO DE LA DORSAL.....	23
2.4.4. LOS COMPLEJOS DE LA PREDORSAL Y DE ALOZAINA.....	24
2.4.5. EL COMPLEJO DE FLYSCHS.....	25
2.4.6. UNIDADES DEL DOMINIO SUDIBERICO.....	28

CAPITULO III: SUCESIONES LITOLÓGICAS DEL DOMINIO DE ALBORAN. METAMORFISMO DE LOS ALPUJARRIDES

3.1. SUCESIONES LITOLÓGICAS DE LAS UNIDADES DEL DOMINIO DE ALBORAN.....	31
3.1.1. SUCESIONES LITOLÓGICAS DE LOS MANTOS ALPUJARRIDES.....	32
3.1.1.1. MANTO DE GUARO.....	32
3.1.1.2. MANTOS DE LOS REALES.....	38
3.1.2. LITOESTRATIGRAFIA DE LOS MALAGUIDES.....	45
3.1.3. SUCESIONES ESTRATIGRAFICAS DEL COMPLEJO DE LA DORSAL.....	52
3.1.3.1. LA UNIDAD DE LAS NIEVES.....	52
3.1.3.2. LAS IMBRICACIONES DE BENADALID.....	54
3.1.4. LAS FORMACIONES DE ALOZAINA Y LAS MILLANAS. EL COMPLEJO DE ALOZAINA.....	58
3.2. METAMORFISMO DE LOS ALPUJARRIDES.....	60
3.2.1. ZONALIDAD METAMORFICA Y CONDICIONES P-T EN LA UNIDAD DE JUBRIQUE.....	60
3.2.2. EVOLUCION DEL METAMORFISMO Y DE LOS PROCESOS DE FUSION PARCIAL EN LOS MATERIALES DEL MANTO DE GUARO.....	69
3.2.3. EDAD DEL METAMORFISMO Y DE LOS CUERPOS LEUCOGRANITICOS.....	71

CAPITULO IV: ESTRUCTURA DE LOS ALPUJARRIDES

4.1. INTRODUCCION.....	72
4.2. LA UNIDAD DE BERMEJA.....	73
4.2.1. ESTRUCTURAS PENETRATIVAS: LAYERING Y FOLIACIONES.....	73
4.2.2. FORMA Y LIMITES DEL CUERPO PERIDOTITICO DE SIERRA BERMEJA Y RELACIONES CON OTRAS MASAS ULTRABASICAS.....	77
4.3. EL MANTO DE JUBRIQUE Y LAS IMBRICACIONES DE BENARRABA.....	80
4.3.1. FOLIACIONES DE PLANO AXIAL Y ESTRUCTURAS ASOCIADAS.....	80
4.3.1.1. FOLIACIONES CON CARACTERISTICAS DE ESQUISTOSIDAD: FOLIACION RELICTA (Fj) Y FOLIACION PRINCIPAL (Fp).....	80
4.3.1.2. CLIVAJES Y PLIEGUES DE CRENULACION.....	81
4.3.2. ESTRUCTURA DE LA UNIDAD DE JUBRIQUE Y DE LAS IMBRICACIONES DE BENARRABA.....	83
4.4. EL SUSTRATO DE LA UNIDAD DE BERMEJA.....	85
Estructuras menores penetrativas.....	85
El pliegue recumbente de Guaro.....	86
Significado tectónico de los gneises con litoclastos.....	87
Ultimas estructuras contractivas.....	88
4.5. ROCAS MILONITICAS Y ZONAS DE CIZALLA.....	89
4.5.1. LAS MILONITAS DE LA ALBUQUERIA Y PERIDOTITAS MILONITICAS ADYACENTES.....	89
4.5.2. LA ZONA DE CIZALLA BERMEJA-JUBRIQUE.....	92
4.5.2.1. CARACTERISTICAS DE LA ZONA DE CIZALLA EN LAS ROCAS ULTRABASICAS.....	92
4.5.2.2. CARACTERISTICAS DE LA ZONA DE CIZALLA EN LAS ROCAS GNEISICAS.....	96
4.5.2.3. CONDICIONES DE TEMPERATURA Y ESTIMACION DEL DESPLAZAMIENTO.....	98
4.5.3. ZONAS DE CIZALLA SITUADAS DENTRO DE LAS UNIDADES DE BERMEJA, JUBRIQUE Y EN LAS IMBRICACIONES DE BENARRABA.....	102
Unidad de Bermeja.....	102
Tectonitas L-S distribuidas en el Manto de Jubrique e Imbricaciones de Benarrabá.....	103
4.6. SOBRE EL SIGNIFICADO DE ALGUNOS RASGOS PRINCIPALES DE LA ESTRUCTURA ALPUJARRIDE.....	106
4.6.1. SIGNIFICACION TECTONICA DE LA FOLIACION PRINCIPAL Y DEL ESTIRAMIENTO DUCTIL POST-Sp.....	106
4.6.3. LOS GRUPOS DE MANTOS DE LOS REALES Y DE BLANCA EN EL CONJUNTO DE LOS ALPUJARRIDES.....	109

CAPITULO V: ESTRUCTURAS HERCINICAS Y ALPINAS EN LOS MALAGUIDES

5.1. INTRODUCCION.....	111
5.2. FOLIACIONES Y PLIEGUES HERCINICOS.....	111
5.2.1. PRIMERAS ESTRUCTURAS PENETRATIVAS (SM1, PM1).....	111
5.2.1.1. FABRICAS PLANOLINEARES.....	112
5.2.2. ESTRUCTURAS DE CRENULACION.....	114
5.2.3. EDAD DE LA DEFORMACION Y CORRELACION DE LAS ESTRUCTURAS.....	119
5.3. ESTRUCTURAS ALPINAS.....	120
5.3.1. PLIEGUES DE VERGENCIA OESTE.....	120

5.3.2. PLIEGUES ANGULARES Y FALLAS INVERSAS VERGENTES AL ESTE.....	120
5.3.3. KINKS.....	123
5.3.4. RELACIONES ESTRUCTURALES ENTRE LOS MALAGUIDES Y LOS ALPUJARRIDES.....	123
5.4. SOBRE EL SIGNIFICADO DE LA ESTRUCTURACION ALPINA DE LOS MALAGUIDES.....	125

CAPITULO VI: LA ESTRUCTURA DE LOS COMPLEJOS DE LA DORSAL, DE LA PREDORSAL Y DE ALOZAINA

6.1. ORGANIZACION DEL COMPLEJO DE LA DORSAL.....	127
6.2. LA UNIDAD DE LAS NIEVES Y AFINES.....	129
6.2.1. ESTRUCTURA INTERNA DE LA UNIDAD DE LAS NIEVES Y NATURALEZA DE SUS LIMITES.....	129
6.2.2. POSICION DE LA UNIDAD DE LAS NIEVES Y AFINES. EL "DUPLEX" DE NIEVES.....	130
6.3. LAS IMBRICACIONES DE BENADALID.....	131
6.3.1. RETROPLEGAMIENTO DE VERGENCIA ESTE.....	133
6.3.2. RELACIONES ESTRUCTURALES DE LAS IMBRICACIONES DE BENADALID CON LOS MALAGUIDES Y CON EL COMPLEJO DE LA PREDORSAL.....	134
6.4. ESTRUCTURA DEL COMPLEJO DE LA PREDORSAL. LA ZONA DE FALLA DE ATAJATE.....	135
6.5. EL COMPLEJO DE ALOZAINA.....	137
6.6. EDAD DE LAS ESTRUCTURAS DE LOS COMPLEJOS DE LA DORSAL, DE LA PREDORSAL Y DE ALOZAINA.....	139
6.7. COMPARACION ESTRUCTURAL CON LA TRANSVERSAL DE SIERRA HARANA (BETICAS CENTRALES).....	140

CAPITULO VII: FALLAS EXTENSIONALES Y ESTRUCTURAS TARDIAS

7.1. INTRODUCCION.....	143
7.1.1. ESTRUCTURAS ASOCIADAS A FALLAS NORMALES.....	146
7.1.2. CARACTERISTICAS DE LOS PRINCIPALES DESPEGUES Y FALLAS EXTENSIONALES.....	149
7.1.2.1. EL DESPEGUE DE LA BASE DE LAS PERIDOTITAS.....	149
7.1.2.2. EL DESPEGUE ENTRE MALAGUIDES Y ALPUJARRIDES.....	151
7.1.2.3. LA INVERSION DEL CABALGAMIENTO DE GIBRALTAR.....	152
7.1.2.4. OTRAS FALLAS NORMALES DE BAJO Y GRAN ANGULO.....	154
La Zona de Falla de Piedras Recias.....	154
Fallas normales de gran ángulo.....	155
7.1.3. OMISIONES LITOLOGICAS Y ATENUACION CORTICAL. LA CUENCA DE ALBORAN.....	155
7.2. ESTRUCTURAS POSTERIORES A LAS PRINCIPALES FALLAS EXTENSIONALES.....	157
Pliegues de gran radio.....	157
Fallas de salto en dirección.....	157

CAPITULO VIII: ENGROSAMIENTO Y ADELGAZAMIENTO CORTICALES EN EL ARCO DE GIBRALTAR

8.1. VERGENCIA DEL CABALGAMIENTO DE GIBRALTAR Y ESTRUCTURAS ASOCIADAS.....	160
8.1.1. ESTRUCTURAS EN EL BLOQUE DE MURO DEL CCG.....	161
La deformación en el Penibético (Subbético Interno).....	161
La deformación en las unidades del Tamsamane (Rif oriental).....	163
8.1.2. ESTRUCTURAS EN LOS COMPLEJOS DE POSICION INTERMEDIA.....	164
El Complejo de la Dorsal.....	164
Los Complejos de la Predorsal y de Flyschs.....	165
8.1.3. ESTRUCTURAS EN EL BLOQUE DE TECHO DEL CCG.....	166
8.2. EVOLUCION TECTONICA DEL CCG.....	167
8.2.1. PROPAGACION DEL MOVIMIENTO EN EL BLOQUE DE MURO DEL CCG.....	169
8.2.2. MODIFICACION DE LA ESTRUCTURA LIGADA AL CCG.....	170
8.3. NATURALEZA DEL ARCO DE GIBRALTAR. DISCUSION E IMPLICACIONES.....	171
Características de los límites del Dominio de Alborán.....	172
Sobre la noción de Microplaca o Bloque de Alborán.....	173
Dispersión de los vectores cinemáticos en el Arco de Gibraltar. Valoración de las torsiones de eje vertical.....	174
La Cuenca de Alborán y el Arco de Gibraltar.....	177
El problema de la restitución de estructuras ligadas al CCG.....	177
Modelos a escala litosférica sobre el origen del Arco.....	178
 BIBLIOGRAFIA.....	 181

LAMINAS

1.1. DOMINIOS CORTICALES DEL OROGENO BETICO-RIFEÑO

Las Béticas y el Rif constituyen el extremo occidental del sistema alpino tethysiano que se extiende por todo el Mediterráneo y más al Este se prolonga por la Cordillera del Himalaya. El orógeno bético-rifeño se ubica entre dos áreas de corteza continental, los Macizos Hespérico y Atlásico, que lo bordean por el Norte y por el Sur, respectivamente. Por su parte, los extremos occidental y oriental de las Béticas y del Rif, transicionan a dominios de corteza francamente o parcialmente oceánica: el Océano Atlántico y el Mar Mediterráneo occidental, este último formado durante el Neógeno.

En el orógeno Bético-Rifeño y en su prolongación hacia el Este (Tell) se diferencian (fig. 1.1.) tres segmentos de corteza continental más un conjunto de unidades de cobertera despegadas cuyo basamento es desconocido y tendría presumiblemente naturaleza continental adelgazada o parcialmente oceánica. Estos dominios corticales son los siguientes (García-Dueñas y Balanyá 1986, Balanyá y García-Dueñas 1986):

Dominio Sudibérico: Subbético, Prebético, Depresión del Guadalquivir. Representa el paleomargen meridional de la Placa Ibérica durante el Mesozoico y parte del Cenozoico. Actualmente los materiales del paleomargen se encuentran estructurados en un conjunto de mantos de cobertera, despegados del basamento hercínico (prolongación del de la Meseta).

Dominio Magrebí: Rif y Tell, excepto Rif interno, Bokoyas y Kabilias. Conjunto de unidades que conformaron, durante un periodo equivalente, el paleomargen septentrional africano. Este dominio muestra una evolución distinta a la del paleomargen sudibérico, habiendo seguido uno y otro pautas cinemáticas propias relacionadas con los movimientos de las placas Europa (o Iberia, según el momento) y Africa, respectivamente. Las unidades

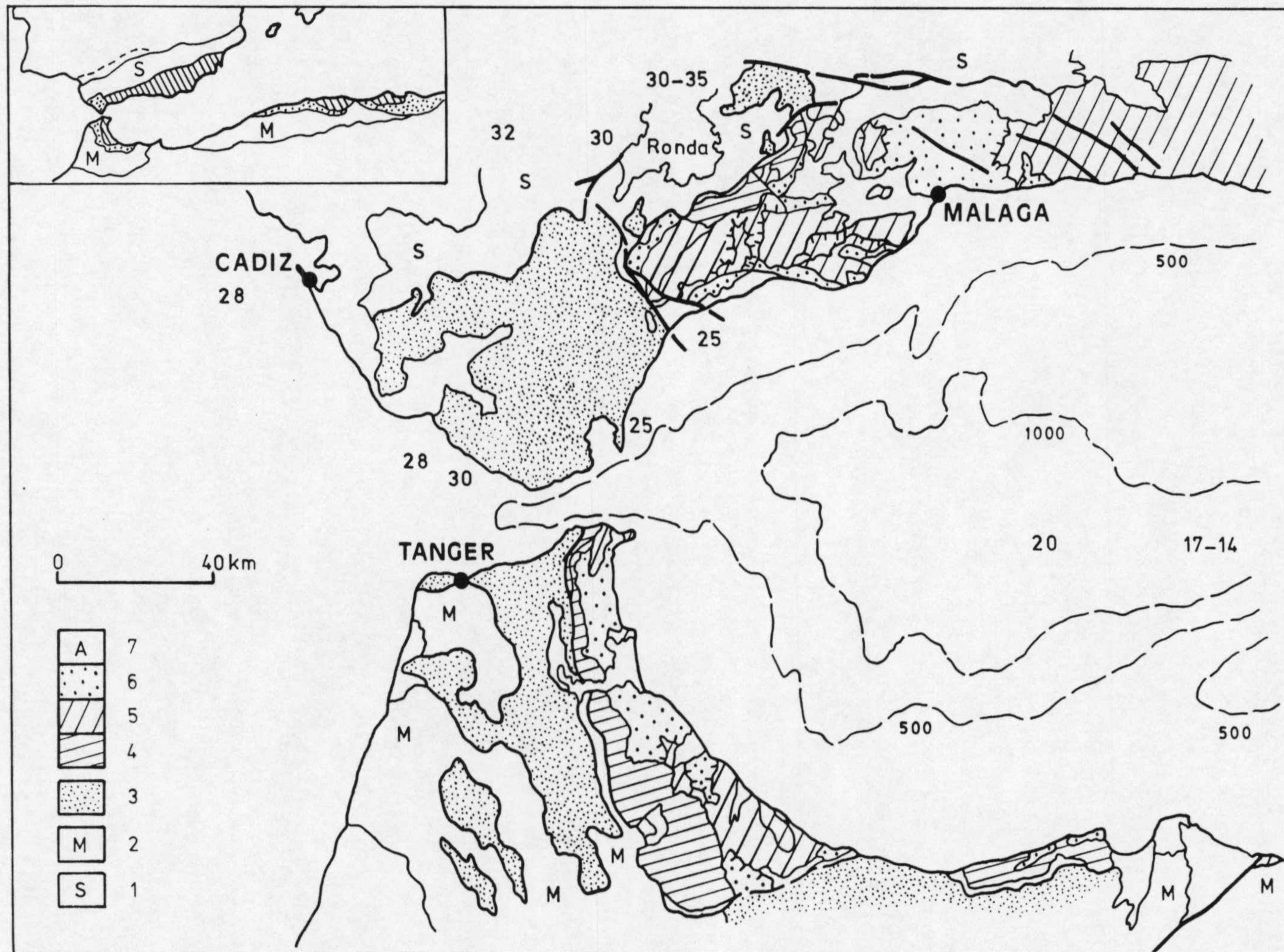


Fig. 1.1.- El Arco de Gibraltar: ubicación en el Mediterráneo Occidental y dominios corticales implicados en su estructura. 1, Dominio Sudibérico; 2, Dominio Magrebí; 3, Dominio del Surco de Flyschs. Dominio de Alborán (rayado oblicuo en la figura de arriba a la izquierda): 4, Complejo de la Dorsal; 5, Alpujarrides; 6, Maláguides; 7, Formaciones discordantes del Mioceno inferior sobre el Dominio de Alborán y Complejo de Alosaina. Isobatas en metros. Los números distribuidos en distintas partes de la figura señalan la profundidad de la Moho en km (tomados de Haztfeld y Boloix 1978, Banda y Ansoerge 1980, y Medialdea et al. 1986).

del Rif externo y del Tell están estructuradas según una tectónica de cobertera. Localmente dichas unidades presentan metamorfismo de grado bajo (Frizon de Lamotte 1985).

Dominio de Alborán. Cabalgante sobre los otros dos, está constituido en su mayor parte por materiales paleozoicos y triásicos metamorfizados en el ciclo alpino. El Dominio de Alborán está organizado en mantos que responden, en lo esencial, a una tectónica thick skinned en la que han participado elementos tectónicos a escala cortical e incluso una lámina del Manto Superior subcontinental (Peridotitas de Ronda y Beni Bousera). Forman parte del Dominio de Alborán -enumerados de abajo a arriba- los mantos de zócalo Nevado-Filábrides, Alpujárrides y Maláguides, que en conjunto designaremos como Mantos de Alborán; asimismo el Complejo imbricado de la Dorsal que aflora en la periferia y cabalgado por dichos mantos, y un complejo de estructura desorganizada (Complejo de Alozaina) superpuesto gravitacionalmente a todos los anteriores y a formaciones discordantes del Mioceno inferior transgresivas sobre Maláguides y Alpujárrides. Los elementos de este dominio que, salvo los Nevado-Filábrides, se reconocen indistintamente en las Béticas y en el Rif, constituyen el basamento del actual Mar de Alborán.

Para el Mesozoico y Paleógeno, la mayor parte de los ensayos de reconstrucción palinspástica sitúan a los complejos integrantes del Dominio de Alborán en posiciones relativamente más orientales que las que ahora ocupan. Dentro de este esquema, se admite que los Complejos de la Dorsal y Predorsal representan zonas subsidentes ubicadas entre las porciones emergidas -o con sedimentación muy exigua- de este dominio y un surco profundo, individualizado a partir del Jurásico superior (el Surco de Flyschs; cf. Durand-Delga 1980, Olivier 1984). En particular, las características de sedimentación y la posición tectónica del Complejo de la Predorsal, intermedia entre los Complejos de Flyschs y de la Dorsal, hacen que pueda ser considerado en el sector occidental de las Béticas y el Rif donde únicamente aflora, un eslabón paleogeográfico entre los Dominios de Alborán y del Surco de Flyschs.

Dominio del Surco de Flyschs. De este dominio cortical sólo se reconoce una parte de su cobertera despegada: los Flyschs Magrebíes y los Flyschs del Campo de Gibraltar (o Flyschs Gaditanos; cf. Durand-Delga 1980, entre otros). Los sedimentos de estas unidades, en buena parte turbidíticos, son indicativos de medios de sedimentación profundos. Las batimetrías máximas se alcanzan en el Cretácico inferior ($\approx 4000\text{m}$ o algo más en algunas unidades, cf. Thurow 1987) y sugieren, para esta edad, que el surco se ubicaba en una porción de litosfera atenuada a la que podría asociarse una corteza continental muy adelgazada o parcialmente oceánica (Biju-Duval et al. 1977, Bourgois 1980, Dercourt et al. 1985, Bouillin et al. 1986, Martin-Algarra 1987); de este sustrato quedan escasos relictos (Bouillin 1977) cuyo significado es debatido. Las unidades del surco (Complejo de Flyschs), desprovistas de su basamento, son cabalgantes sobre las coberteras de los Dominios Sudibérico y Magrebí, y a su vez,

están cabalgados por el Dominio de Alborán.

El contacto-límite del Dominio de Alborán tiene carácter de sutura. La superposición de éste dominio sobre los otros tres se efectúa mediante un cabalgamiento a escala cortical (Cabalgamiento de Gibraltar o CCG; Balanyá y García-Dueñas 1987 y 1988) que provoca la obliteración progresiva del Surco de Flyschs durante el Mioceno inferior.

1.2. CONTENIDO Y PLANTEAMIENTO DEL TRABAJO

Los cuatro dominios corticales que configuran la arquitectura del orógeno Bético-Rifeño se encuentran implicados en el Arco de Gibraltar, nombre con el que se alude al dispositivo estructural de patrón arqueado responsable de la terminación occidental del Dominio de Alborán. Aquella circunstancia permite valorar, entre otros aspectos de interés, en qué medida la evolución tectónica de los elementos mayores que integran las Béticas y el Rif es común a todos ellos; igualmente, qué parte supone una estructuración independiente y qué implicaciones se extraen de ello en términos de acreción de terrenos.

A partir de los requerimientos involucrados en las distintas hipótesis existentes sobre el arco, la mayor parte de ellas con escasos datos cinemáticos extraídos de la propia estructura, se ha hecho patente la necesidad de un análisis de la terminación occidental del Dominio de Alborán desde un punto de vista esencialmente estructural. De tales estudios habrán de derivarse nuevas (y restrictivas) condiciones límite para todo modelo explicativo del arco.

En esta idea, se pretende una aproximación a la evolución tectónica del Arco de Gibraltar basada en el conocimiento de la organización estructural, al Norte del Estrecho, de las unidades implicadas y su comparación con el Sur. Para ello, el trabajo se centra en la estructura interna y naturaleza de los contactos principales de los elementos integrantes del Dominio de Alborán; igualmente, en las relaciones estructurales de éste con el Dominio Sudibérico y con el Complejo de Flyschs. Es también un aspecto prioritario de este trabajo dilucidar si, en el Arco de Gibraltar, las directrices estructurales reproducen o no una torsión generalizada. Finalmente, de las conclusiones cinemáticas a las que se llega, se obtienen referencias para un ensayo de reconstrucción palinspástica.

El mapa geológico 1:100.00 adjunto a esta memoria muestra la región en la cual se han realizado la mayor parte de las observaciones. Igualmente, la división en sectores señalada en el mapa da idea del tipo de aproximación que se ha seguido para su confección y que resulta de la confección de un mapa original junto con la reinterpretación de mapas previos (Dürr 1967, Chamon et al. 1978, Dickey et al. 1979, Martín-Algarra 1987 y Tubía

1985, 1988). En el curso de este trabajo se han confeccionado, además, mapas 1:25.000 en sectores de especial interés o complejidad (Sierras de Benadaliid y Algatocín, Sierra Crestellina y Casares) y, en colaboración con V. García-Dueñas, un mapa sintético de las unidades mayores del Dominio de Alborán incluidas en la Hoja de Algeciras (Nº 87) a escala 1:200.000.

Las relaciones entre estructuras de distintas escalas y sus causas ha llevado con frecuencia, según el problema planteado en cada caso, al estudio de estructuras de escala meso y microscópica. Estos aspectos no constituyen, sin embargo, un fin en sí mismos en el marco de este trabajo.

La región comprendida entre Ronda y Estepona, y sectores colindantes, reúne algunas características sobresalientes para el estudio de las unidades del Dominio de Alborán y de su relación con otros dominios. En ella se localizan las sucesiones litológicas más completas de todos los Alpujárrides, llegando a aflorar extensamente materiales procedentes del Manto Superior subcontinental (Peridotitas de Ronda) y -a diferencia de la parte del arco situada al Sur del Estrecho- el sustrato sobre el que son alóctonas. Por otra parte, el área escogida coincide con la terminación occidental de todos los complejos del Dominio de Alborán, salvo los Nevado-Filábrides cuyos afloramientos más occidentales no sobrepasan el meridiano de Motril. Junto con el sector adyacente a Ceuta, en el Norte de Africa, representa la zona de charnela del Arco de Gibraltar en las hipótesis que interpretan esta estructura como un oroclinal (epígrafe 2.1). Es por tanto un lugar idóneo para valorar la existencia o no de una torsión de eje vertical.

Además del trabajo realizado en la Serranía de Ronda, y con el fin de valorar el alcance y significación de algunas estructuras principales, se han efectuado reconocimientos en otras zonas, especialmente en las Béticas centrales y en el Rif. En algunos casos esto ha permitido la generalización de algunas conclusiones.

1.3. PRELIMINARES A LA MEMORIA

La variedad de contextos geológicos que se barajan en la exposición de este trabajo ha conducido a procurar una cierta independencia entre los capítulos de la memoria. Por esta razón, todos ellos incluyen epígrafes que suponen una sinopsis o primeras conclusiones en relación con los temas tratados; al mismo tiempo, los comentarios sobre trabajos previos van apareciendo a lo largo de todo el texto, según el tema planteado en cada momento, sin que exista un capítulo que trate los antecedentes de manera general.

La memoria se puede considerar dividida en tres partes. La primera (capítulos I, II y III) incluye una descripción general sobre la distribución y posición de las unidades implicadas en la

rama norte del Arco de Gibraltar. Asimismo, se discute en una primera aproximación la significación de los principales conjuntos que integran el Dominio de Alborán. En esta presentación se enuncian también (capítulo III) las características litológicas más sobresalientes de cada una de las unidades y, en el caso de los Alpujárrides, se acompañan observaciones relativas a su evolución metamórfica.

Los capítulos IV al VII tratan la estructura del Dominio de Alborán en su extremidad noroccidental; cada grupo de unidades o Complejos se trata en capítulo aparte. El capítulo VII se centra en las estructuras neógenas sobreimpuestas a la pila de mantos del Dominio de Alborán; en su mayor parte está dedicado a la tectónica extensional, aspecto del máximo interés para la comprensión de la estructura actual del arco.

En el capítulo VIII, finalmente, se infiere la existencia de un cabalgamiento mayor (CCG), ahora modificado, que motivaría la traslación hacia el W del conjunto del Dominio de Alborán y una sucesión compleja de estructuras. Se discuten asimismo algunos aspectos relevantes del origen del arco, desde la perspectiva de la evolución del CCG y de estructuras tardías sobreimpuestas.

El gráfico utilizado para referir la orientación de lineaciones y planos en las figuras es la red equiareal de Schmidt (proyección en el hemisferio inferior).

C A P I T U L O II: LA TERMINACION OCCIDENTAL DEL DOMINIO
CORTICAL DE ALBORAN. RASGOS GENERALES DE LA ESTRUCTURA Y UNIDADES
IMPLICADAS

2.1. EL ARCO DE GIBRALTAR. INTERPRETACIONES Y PROBLEMAS CONEXOS

El Arco de Gibraltar, terminación hacia el W de las cadenas alpinas perimediterráneas, muestra en la actualidad una variación de espesores corticales (fig. 1.1) que denota el adelgazamiento progresivo de la corteza continental, desde unos 30 km en el interior de las provincias de Cádiz y Málaga hasta valores de 14-17 km en el centro del Mar de Alborán (Banda y Ansorge 1980, Hatzfeld y Boloix 1978, Medialdea et al 1986). La Cuenca de Alborán se superpone a la estructura en mantos del Dominio de Alborán, de acuerdo con el análisis de los sistemas extensionales reconocidos en las áreas emergidas de este dominio (García-Dueñas et al. 1986 y 1988, Balanyá y García-Dueñas 1986, Galindo et al. 1989, García-Dueñas y Balanyá 1991).

Una breve reseña histórica dará idea de las muy distintas interpretaciones que ha recibido el Arco de Gibraltar a la luz de lo que fueron, en cada momento, nuevos datos de relevancia y progresivos estados de opinión; entre éstos, los relativos a la cinemática de las placas en el ámbito del Tethys y del Mediterráneo. Enunciadas en orden cronológico, algunas de las principales ideas explicativas del Arco son las siguientes (ver también otras en epígrafe 8.3):

-Cierre periclinal del conjunto de los zócalos bético-rifeños bajo sus coberteras (Fallot 1945). Estas "coberteras" corresponderían a los materiales postpaleozoicos de los Dominios Sudibérico y Magrebí, junto con el Complejo de Flyschs.

-Oroclinal limitado por el Sur por megacizallas de salto en dirección sinistrorsos (Carey 1955).

-Arco de origen paleogeográfico (Trías-Oligoceno), modificado y acentuado durante la tectónica miocena (Durand-Delga 1963, 1972, 1973).

-Conjunto de pliegues y mantos con direcciones de movimiento radiales, situados en la periferia de una microplaca (Microplaca de Alborán). Durante el Mioceno inferior, la deriva hacia el Oeste de la microplaca motivaría la superposición de ésta sobre las placa Europea y Africana y produciría lo más significativo de la deformación en las Béticas y en el Rif (Andrieux et al. 1971, Andrieux y Mattauer 1973; fig. 2.1).

-Arco de origen tectónico, resultado de dos etapas mayores. Una (Burdigaliense) que llevaría a los flyschs rifeños -ligados a la placa africana- a ocupar una posición bética, es decir, sobre la placa europea. Un segundo evento (Tortonense) consistiría en el desplazamiento del conjunto de las Zonas Internas hacia el SW merced al juego sinistrorso del accidente transformante del Nekor, al tiempo que tendría lugar la aproximación de Europa y Africa; esta situación ocasionaría la expulsión centrífuga de las Zonas Externas béticas y rifeñas (Bourgeois 1978).

-Oroclinal limitado al Norte por una falla de salto en dirección dextra (Accidente Granada-Alicante). La torsión tendría lugar durante el Mioceno inferior y afectaría a las "Zonas Internas" bético-rifeñas y al Complejo de Flyschs (Durand-Delga 1980; fig. 2.1). Las "Zonas Externas" no participarían de la estructura oroclinal.

-Forma parcialmente arqueada en origen, acentuada por el movimiento hacia el W del Bloque de Alborán. Este desplazamiento se realizaría a favor de accidentes mayores de salto en dirección (dextros en las Béticas y sinistrorsos en el Rif). La posición de estas fallas limitantes migraría hacia zonas más externas durante el periodo en que fueron activas: Burdigaliense-Mioceno superior (Leblanc y Olivier 1984; fig. 2.1). Esta propuesta ha sido integrada en un modelo más general en el que se ensaya la explicación conjunta de los Arcos de Gibraltar y Calabria a partir de la segmentación de un primitivo bloque único (Bouillin et al. 1986). Este bloque (ALKAPECA) incluye lo que aquí denominamos Dominio de Alborán más elementos constitutivos del Arco de Calabria. La deformación subsecuente al desplazamiento hacia el W de una parte de Alkapeca -Alborán- llevaría aparejada la rotación dextra propuesta en la hipótesis de Durand-Delga (1980).

-El Arco de Gibraltar correspondería a la porción occidental, rotada en sentido antihorario, de un accidente transpresivo dextro coincidente con el contacto Zonas Internas-Zonas Externas, que habría motivado la traslación hacia el W o SW del "Bloque de Alborán" (Martin-Algarra 1987). El movimiento de dicho bloque sería canalizado en la parte meridional por el accidente sinistrorso de Jebha-Nekor.

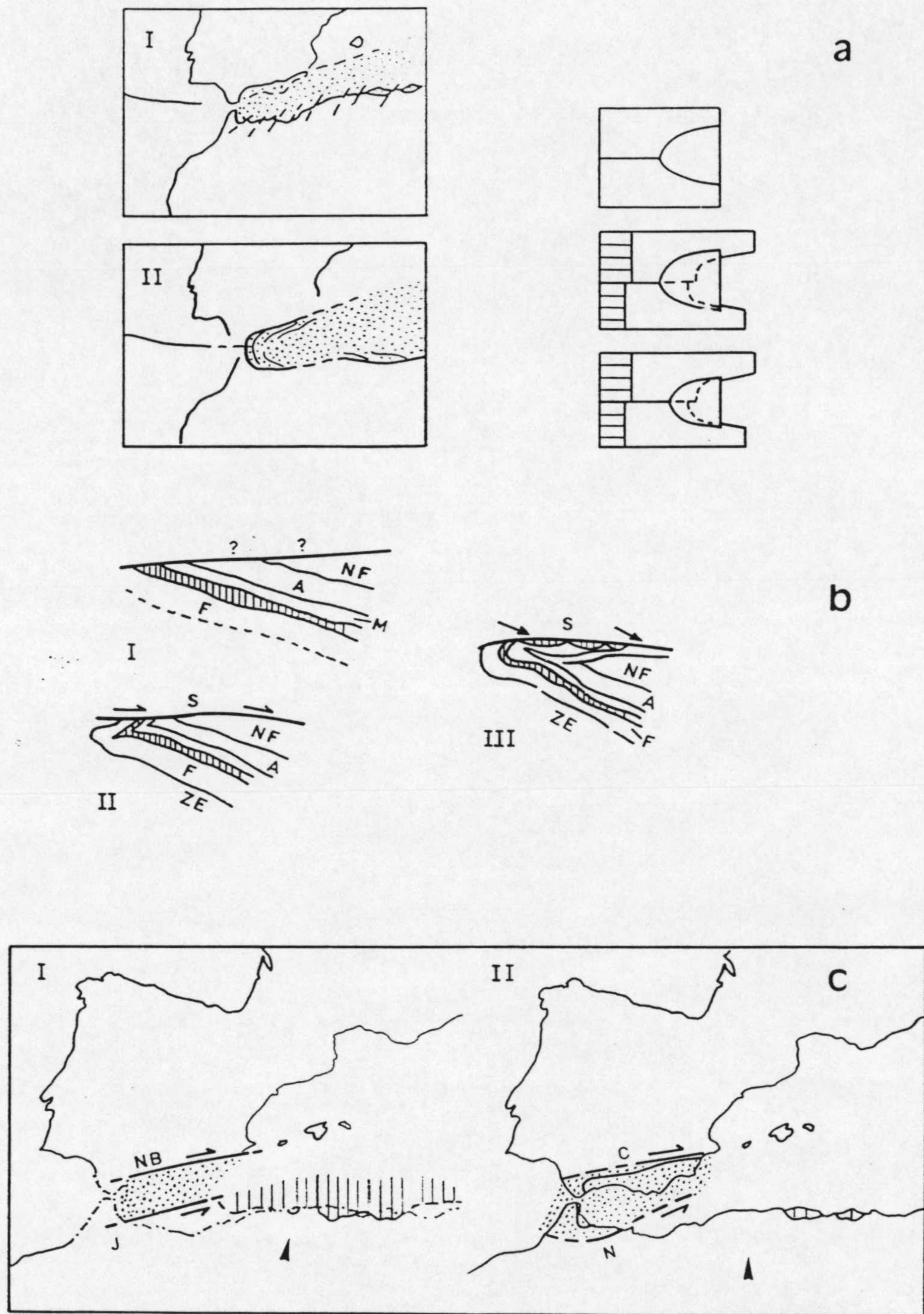


Fig. 2.1.- Hipótesis sobre el origen del Arco de Gibraltar. 2.1a) Andrieux et al. 1971; I, límites actuales de la "Subplaca de Alborán"; II, límites a principios del Mioceno. 2.1b) Durand-Delga 1980; I, finales del Eoceno; II, Aquitaniense; III, antes del Burdigaliense superior; ZE, Zonas externas; S, Subbético; F, Complejo de Flyschs; M, Maláguides; A, Alpujárrides; NF, Nevado-Filábrides; en rayado vertical, Complejo de la Dorsal. 2.1c) Leblanc y Olivier 1984; I, Mioceno inferior; II, Tortonianense; NB, Falla Norbética; J, Falla de Jebha; C, Falla de Crevillente; N, Falla de Nekor; en punteado, el "Bloque de Alborán"; en rayado vertical, las Zonas Internas de las Kabylias.

-Conjunto de estructuras asociadas a la parte frontal de un cabalgamiento mayor (CCG) que, con carácter de sutura, desplaza hacia el W un bloque de techo heterogéneo (Dominio de Alborán), repetidamente estructurado en el Paleógeno y Neógeno; es decir, antes, durante y después de que el CCG fuera activo. La estructuración del Dominio de Alborán y la propia del arco tienen lugar tanto en regímenes de engrosamiento como de adelgazamiento corticales. En esta hipótesis los extremos de las ramas norte y sur del arco se corresponden con rampas laterales del mismo cabalgamiento (Balanyá y García-Dueñas 1987, 1988).

El conjunto de datos obtenidos en las dos últimas décadas, especialmente aquéllos relativos a la datación y estructura de las unidades implicadas en el Arco, junto a los modelos cinemáticos de las placas europea (o ibérica, en su caso) y africana, han llevado a establecer la viabilidad o no de algunos supuestos sobre los que se asentaban parte de las hipótesis referidas. De este modo, hoy es ampliamente aceptada la idea de Andrieux et al (1971) según la cual, a comienzos del Mioceno, los componentes del Dominio de Alborán ocupaban posiciones relativamente más orientales respecto a los Dominios Sudibérico y Magrebí y que estos dos segmentos de corteza no constituyen elementos homólogos durante el Mesozoico y el Cenozoico. Igualmente, hay acuerdo general en que los sedimentos postpaleozoicos de los Dominios Sudibérico y Magrebí no representan las coberteras despegadas del Dominio de Alborán ("Basamento bético-rifeño"), y que los complejos que lo constituyen no se sedimentaron en ámbitos cuya forma era la de un arco cerrado (origen "paleogeográfico" del Arco).

Sin embargo, la mayor parte de las hipótesis referidas interpretan el Dominio de Alborán (o equivalente) como un bloque o una microplaca (o subplaca), nociones que no se ajustan a la evolución tectónica que presenta (ver discusión al respecto en el epígrafe 8.3.1), caracterizada por una marcada inestabilidad y repetida estructuración durante el Paleógeno y Neógeno.

Por otra parte, en la porción externa del arco y cabalgados por el Dominio de Alborán, se enfrentan de Norte a Sur los Dominios Sudibérico y Magrebí. De evolución ciertamente diferente, estuvieron ligados a los movimientos de las placas Europa y Africa, cuyo juego relativo sinistrorso durante el Jurásico y Cretácico inferior se ha evaluado en unos 1000 km (Olivet et al. 1984). De otro lado, el bloque cabalgante general está formado por elementos mayores heterogéneos que han sido estructurados según una tectónica polifásica y distintos vectores cinemáticos (García-Dueñas et al. 1989). Por tanto, en el Arco de Gibraltar se tiene una situación difícilmente asimilable a la idea de dos bloques, situados a techo y a muro de una sutura (CCG), en el último de los cuales pueda distinguirse de manera aproximadamente cilíndrica unas zonas internas y unas zonas externas. Dado que, por otra parte, en las Béticas y en el Rif no se ha seguido este criterio para diferenciar conjuntos pertenecientes a unas u otras zonas, se prefiere prescindir del uso de estos términos y hacer alusión a los dominios corticales

referidos (epígrafe 1.1).

La cuestión por la que se discute si el arqueamiento de una estructura orogénica mayor es concebido esencialmente como un rasgo primario (pre-colisión) o bien deformacional, se plantea repetidamente en segmentos arqueados de otras cadenas (Arco Ibero-Armoricano, Alpes Occidentales, etc.). También, en los arcos orogénicos generados a partir de un proceso colisional, se formulan interrogantes (Goguel 1963; Matte 1986; Malavieille et al. 1984; Choukroune et al. 1986; Julivert y Arboleya 1986; Burg et al. 1987; Platt et al. 1989) trasladables a la región del Estrecho: ¿existe una o varias direcciones de transporte tectónico implicadas en la configuración del arco?; en el caso de que existan varias, ¿son contemporáneas o reflejan cambios en el tiempo?, ¿hay relación entre la variación de los indicadores cinemáticos y las partes central y laterales del arco?; ¿existe torsión de eje vertical?; finalmente, cabe también preguntarse sobre el significado de la aparente incompatibilidad entre los movimientos de las placas y la cinemática de cabalgamientos mayores cuyo frente presenta un patrón arqueado.

2.2. CONFIGURACION ACTUAL DEL ARCO DE GIBRALTAR Y POSICION DE LOS PRINCIPALES CABALGAMIENTOS

Aunque algunos de los aspectos que se expresan a continuación son resultado de este trabajo, se cree conveniente anticipar un resumen sintético que introduzca al lector en la organización de las partes más significativas de la estructura.

La presencia de múltiples superficies tectónicas con geometría próxima a rellanos de gran escala o rampas de ángulo muy bajo -con referencia a la estratificación o, en su caso, a la esquistosidad regional- es una característica relevante de la estructura del arco. Buena parte de estas superficies han sido consideradas en primera aproximación cabalgamientos por cuanto producen repeticiones en la vertical, es decir, considerando las edades recurrentes de la columna resultante, son aditivas.

El análisis detallado de los contactos entre unidades tectónicas ha revelado, sin embargo, que aquéllos que se han producido en régimen frágil generalmente tienen carácter extensional y se superponen a un ordenamiento previo ocasionado por el desplazamiento de mantos (Balanyá y García-Dueñas 1986, García-Dueñas y Balanyá 1991). En algunos casos, el trazado de las fallas normales de bajo ángulo coincide con lo que en origen eran fallas de contracción. La reutilización de segmentos de superficies y zonas de cizalla es un buen ejemplo de inversión tectónica.

Las fallas extensionales a todas las escalas reconocidas en el segmento bético del Arco de Gibraltar producen la omisión de paquetes de materiales de espesor variable, desde partes de una formación litológica hasta unidades tectónicas completas de las

diferenciadas durante los cabalgamientos previos. Durante este episodio de adelgazamiento cortical no se modifica el orden relativo de las unidades superpuestas, por lo que la organización general del arco puede comprenderse en sus aspectos fundamentales directamente a partir de los contactos actuales.

Un contacto tectónico mayor, de pequeña inclinación en la mayor parte de su trazado, limita la base del conjunto de unidades que forman el Dominio de Alborán. Este contacto de primer orden (D/P en la fig. 2.2) resulta de la sobreimposición de fallas normales de bajo ángulo a un cabalgamiento de escala cortical (CCG, cf. epígrafe 2.1) por el que rocas mayormente paleozoicas y metamórficas (incluidas peridotitas) del Dominio de Alborán se encuentran actualmente superpuestas a otras del Complejo de Flyschs y de las coberteras mesozoico-cenozoicas de los Dominios Sudibérico y Magrebí. La fig. 2.2 muestra de manera esquemática las relaciones entre dicho límite y los contactos tectónicos principales situados a techo y a muro del mismo. Hecha la misma salvedad que en los párrafos precedentes, tales contactos limitan unidades -o conjuntos de ellas-, cabalgantes entre sí.

La mayor parte de los cabalgamientos representados han aproximado y superpuesto unidades cuya significación paleogeográfica es distinta en cada caso. Esta circunstancia, que se refleja entre otros hechos en la variabilidad de los registros cronoestratigráficos por unidades o complejos, es una de las causas por las que no se dispone de líneas de corte ("cut off") equivalentes a uno y otro lado de cada uno de los contactos entre unidades.

El contacto basal del Complejo de Flyschs limita a este conjunto, compuesto por coberteras largamente alóctonas, del Subbético en Andalucía (en su mayor parte del Subbético Interno de Ronda o Penibético) y del Intra-Rif en Marruecos. Por su parte, las relaciones estructurales entre unidades penibéticas e intrarrifeñas apenas se conocen dada la falta de afloramientos con contactos mutuos. En las Béticas, el Complejo de Flyschs no aflora al Este del meridiano de Loja, si bien existen algunos afloramientos de materiales afines cuyo significado es discutido (Bourgeois et al. 1973, etc.). En el Norte de Africa, el Complejo de Flyschs prosigue, aunque de manera discontinua, al Este de la rama meridional del arco de Gibraltar. En general, tanto en las Béticas como en el Rif, se puede considerar, descontando el efecto de fallas de salto en dirección sobreimpuestas, que los contactos limítrofes, inferior y superior, del Complejo de Flyschs coalescen entre sí formando un ángulo pequeño.

El Complejo de la Predorsal (en el sentido de Olivier 1984) se sitúa en una doble posición: unidades imbricadas entre el Complejo de Flyschs y el Dominio de Alborán o como klippe sobre dominios externos del arco, o bien formando parte del Complejo de Alosaina (Balanyá y García-Dueñas 1986) por encima de los Maláguides. Los afloramientos correspondientes a la primera situación tienen un espesor muy reducido y marcan parcialmente la

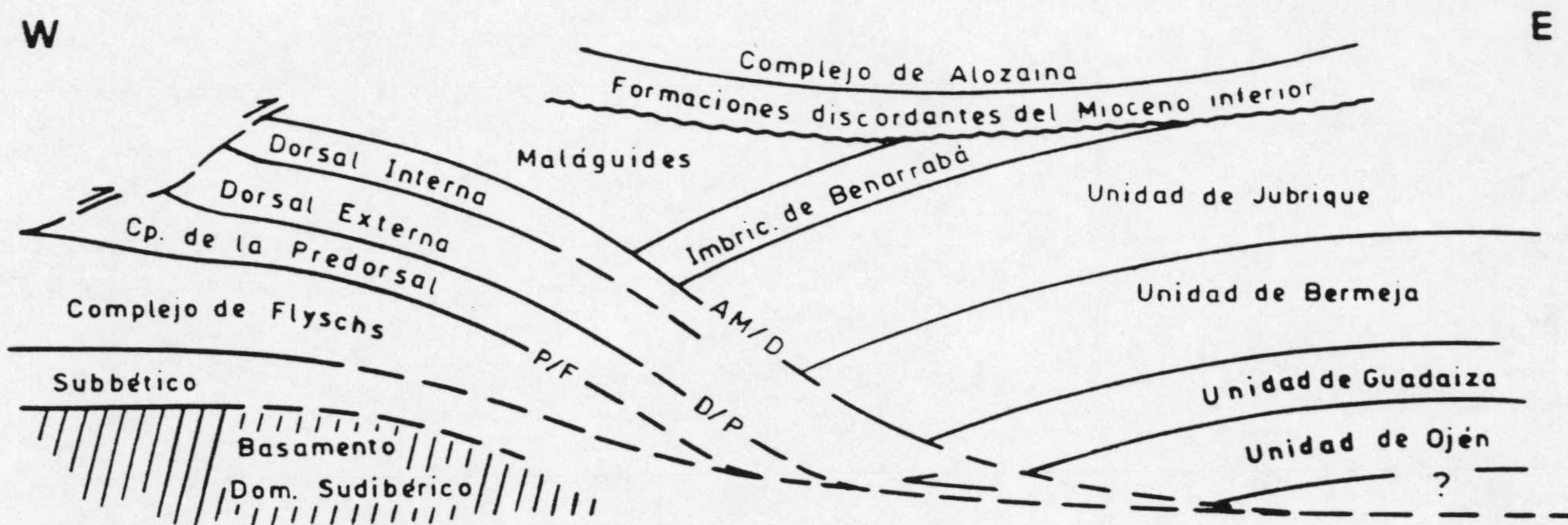


Fig. 2.2.- Posición relativa de los componentes tectónicos principales de la rama norte del Arco de Gibraltar.

traza del CCG; a la escala del arco, los contactos inferior y superior del haz imbricado de Predorsal son a grandes rasgos subparalelos.

El análisis de la estructura actual de las unidades implicadas en el límite del Dominio de Alborán revela que la superposición de este dominio sobre los restantes se realiza a través de varios cabalgamientos relacionados, correspondientes a los contactos de la Predorsal sobre el Complejo de Flyschs (P/F), de la Dorsal sobre la Predorsal (D/P) y de los Maláguides junto con Alpujarrides sobre la Dorsal (AM/D, cf. fig. 2.2). Estos tres cabalgamientos principales configuran la expresión actual del Cabalgamiento de Gibraltar o CCG y son coalescentes hacia el Este con el concurso de accidentes extensionales. El Cabalgamiento de Gibraltar reúne hasta su bloqueo contactos activos sucesivamente durante el Aquitaniense y el Burdigaliense inferior (Balanyá y García-Dueñas 1988).

En el Arco de Gibraltar, el bloque de techo del CCG tiene una estructura en unidades de gran escala en la que participan Maláguides y Alpujarrides. Los contactos que separan las distintas unidades tienen una disposición oblicua respecto al CCG, de modo que la traza de éste corta unidades de posición progresivamente más alta cuanto más hacia el Oeste. La estructura de los Alpujarrides incluye un contacto tectónico mayor que limita la base de las Peridotitas de Ronda (Lundeen 1978, Tubía 1988).

Los Maláguides recubren enteramente a los Alpujarrides y soportan, en la parte occidental del arco, a unidades retrocabalgadas del Complejo de la Dorsal. La organización general de los complejos del Dominio de Alborán se completa en la parte superior de la estructura con el Complejo de Alosaina. Formado por un conjunto de elementos deslizados, el Complejo de Alosaina se sitúa sobre formaciones discordantes del Mioceno inferior (Formaciones de Alosaina y Las Millanas de Bourgois et al. 1972a y 1972b) transgresivas sobre Maláguides y Alpujarrides.

2.3. CARACTERIZACION DE LOS CONJUNTOS INTEGRANTES DEL DOMINIO DE ALBORAN

2.3.1. LOS MANTOS DE ALBORAN

Los Nevado-Filábrides, los Alpujárrides y los Maláguides (enumerados en orden ascendente) constituyen la mayor parte de los afloramientos del Dominio de Alborán; su distribución a escala del orógeno evidencia que cada conjunto recubrió enteramente al inmediatamente inferior. Descontando los efectos del metamorfismo, las sucesiones paleozoicas que se reconocen en todos ellos -especialmente en los dos primeros- guardan semejanzas entre sí. Están compuestas en su mayor parte por depósitos clásticos que intercalan algunos niveles carbonáticos. Los materiales de edad triásica -o triásica proparte- son carbonatos de plataforma; en los Nevado-Filábrides y en los Alpujárrides estos materiales ("facies alpina") son los sedimentos más recientes datados que se conocen. Los Maláguides, por el contrario, incluyen un registro sedimentario que, aunque incompleto, abarca el Jurásico, Cretácico y Paleógeno. Las rocas ígneas asociadas a los Mantos de Alborán constituyen en todos los casos volúmenes subordinados.

Es aceptada en general la edad alpina del metamorfismo para los dos conjuntos inferiores; la mayor parte de las dataciones radiométricas indican el Oligoceno superior o el Mioceno inferior (30-18 m.a.). La discriminación entre dos rangos característicos correspondientes, respectivamente, a las edades obtenidas en rocas nevado-filábrides (Puga y Díaz de Federico 1978, Portugal Ferreira et al. 1988) y alpujárrides (Priem et al. 1979, Michard et al. 1983, Zeck et al. 1989a y 1989b) es problemática. Según Monié et al. (1991) el metamorfismo de AP/BT nevado-filábride sería muy anterior (>48 m.a.) al evento metamórfico de condiciones equivalentes en los Alpujárrides (≈ 25 m.a.); esta comparación, sin embargo, no es inmediata dado que la datación en rocas alpujárrides se ha efectuado sobre fengitas que, aunque coexisten con aragonito y cloritoide, postdatan a las paragénesis originales de alta presión (incluyendo carfolita). El registro metamórfico de los Maláguides es de bajo grado y probablemente es el resultado de dos ciclos, uno hercínico y otro, que sólo le afectaría parcialmente, alpino (Chalouan 1986, Chalouan y Michard 1990; cf. epígrafe 5.4).

Inicialmente la división entre estos "Complejos" (cf. Egeler y Simon 1969, entre otros) se fundamentó en sus características litoestratigráficas, posición estructural y grado de metamorfismo; éste se creía característico en cada uno de ellos y progresivamente más importante conforme la situación del complejo era más baja. Tal criterio no ha perdurado por cuanto se han reconocido rocas de todos los grados metamórficos en mantos cuya

posición y columna litoestratigráfica equivale a la de los Alpujárrides allí donde fueron definidos por Van Bemmelen (1927) y Westerveld (1929).

Estudios posteriores han revelado que efectivamente parecen existir diferencias sistemáticas entre uno y otro grupo de mantos, pero que éstas estriban en su evolución metamórfica: metamorfismo de AP/BT, seguido de un episodio de presiones intermedias en los Nevado-Filábrides (Nijhuis 1964, Puga 1971, Martínez Martínez 1986, etc.), y metamorfismo de presiones intermedias que evoluciona a un episodio de BT/AT en los Alpujárrides (Navarro-Vila 1976, Torres-Roldán 1974 y 1979, entre otros). Trabajos recientes, sin embargo, han puesto de manifiesto asociaciones de AP/BT en los Alpujárrides (Goffé et al. 1988, Azañón y Goffé 1991, Tubía y Gil Ibarguchi 1991) que supondrían el más precoz de los estadios metamórficos reconocidos. Testimonios de alta presión han sido descritos también por Westra (1969) en el denominado Complejo Ballabona-Cucharón, conjunto que Egeler y Simon (1969) consideraron diferenciado del Complejo Alpujárride (por estar constituido sólo por materiales triásicos y contener abundantes rocas volcánicas), pero que otros autores contemplan como el grupo de mantos alpujárrides de posición más baja (Aldaya et al. 1981).

Cabe preguntarse en definitiva sobre el significado y validez de la división entre estos dos complejos como elementos mayores del Dominio de Alborán, habida cuenta además que en diversos trabajos sobre la estructura de Nevado-Filábrides y Alpujárrides se ha abandonado el uso de estos términos (cf. Platt 1982, Platt et al. 1983).

Varias razones llevan a considerar que el límite entre Nevado-Filábrides y Alpujárrides es un contacto de primer orden entre dos conjuntos de significación orogénica diferente. La inexistencia de un hito equivalente al evento metamórfico de baja presión de los Alpujárrides en los Nevado-Filábrides, sugiere que tal episodio ocurrió con anterioridad a la superposición de ambos conjuntos y que, por tanto, es un rasgo genuinamente alpujárride. Por otra parte la dirección de transporte que superpuso Alpujárrides a Nevado-Filábrides es conjetural. El contacto que se reconoce entre ambos conjuntos tiene carácter extensional (García-Dueñas et al. 1986, García-Dueñas y Martínez-Martínez 1988, Galindo et al. 1989) y modifica un contacto cabalgante previo que no aflora. Este cabalgamiento superpuso rocas de todos los grados metamórficos, en su mayor parte paleozoicas, a otras triásicas y más antiguas con metamorfismo de grados bajo y medio.

Los Maláguides, por su parte, constituyen un conjunto bien diferenciado de Alpujárrides y Nevado-Filábrides. Su sucesión litológica es poco o nada metamórfica y en ella se ha datado desde el Silúrico al Paleógeno en distintos puntos de las Béticas y del Rif. Fueron definidos como Manto de Málaga por Blumenthal (1927), quien fijó los rasgos litoestratigráficos esenciales y la posición tectónica a escala regional. Egeler y Simon (1969) y más

tarde Durand-Delga (1968) introdujeron los términos "Complejo Maláguide" y "Maláguides", respectivamente, para designar al mismo conjunto compuesto por distintas unidades. Los Maláguides se sitúan siempre por encima de los Alpujárrides. En el Rif, donde ocupan idéntica posición, han sido agrupados con el nombre de Ghomárides. La identidad entre unos y otros, e igualmente entre los Alpujárrides y sus equivalentes rifeños (denominados Sébtides) están sólidamente fundamentadas en criterios de correlación litoestratigráfica, petrológica y estructural (cf. Didon et al. 1973). Consecuentemente, en adelante haremos referencia indistinta a los afloramientos de uno y otro lado del Estrecho con la denominación acuñada en las Béticas, parte del orógeno en la que adquieren mayor desarrollo y donde fueron caracterizados por primera vez.

2.3.2. EL COMPLEJO DE LA DORSAL. RELACIONES ESTRUCTURALES CON OTRAS UNIDADES

Está compuesto por un conjunto imbricado de coberteras cuyos materiales abarcan desde el Triás hasta el tránsito Paleógeno-Neógeno. Aflora en el límite entre los Mantos de Alborán y el Complejo de la Predorsal, siempre por encima de las unidades situadas a muro del CCG.

En las Béticas, la individualización de este complejo con valor estructural y paleogeográfico ("Dorsal Bética") se debe a Durand-Delga y Foucault (1967). Estos autores reconocieron en la Sierra Harana, cerca de Granada, que la denominada por Blumenthal y Fallot (1935) Zona de Imbricaciones más los afloramientos de la Unidad de la Mora de Durand-Delga y Fontboté (1960) presentaban sucesiones estratigráficas y posición tectónica equivalentes a las unidades que en Marruecos y Argelia habían sido agrupadas bajo la denominación de Dorsal Rifeña y Dorsal Kabyleña, respectivamente. Interesa reseñar que el término "Dorsal" alude sólo al relieve generalmente abrupto que presentan los afloramientos de este Complejo.

Se pueden señalar como rasgos más distintivos de las dos sucesiones tipo que se identifican en Sierra Harana los siguientes (Foucault y Paquet 1970, Foucault 1976, García-Dueñas y Navarro-Vila 1976 y 1980, Balanyá 1982): a) la presencia de un triás superior de facies alpina y la pelagización de los depósitos jurásicos a partir del Lías inferior en la sucesión de la denominada Unidad de Cañamaya; b) la existencia de depósitos continentales o epicontinentales de probable edad permotriásica en la sucesión de la Unidad del Despeñadero; c) ambas sucesiones comportan formaciones conglomeráticas discordantes del Eoceno y están coronadas por una formación característica del Oligoceno Superior formada por turbiditas que incluyen aportes de procedencia maláguide.

La existencia de dos tipos de secuencias semejantes en otros puntos de las Béticas y del Rif ha llevado a establecer la

división entre una "Dorsal interna" (en posición tectónica superior y de la que formaría parte la Unidad del Despeñadero, y una "Dorsal Externa" (Unidad de Cañamaya y otras, de posición tectónica inferior). Las implicaciones que ha tenido esta diferenciación -que se ha completado en el Rif con la de una "Dorsal Intermedia"- son importantes por cuanto distintos autores han interpretado de manera muy diferente su significado paleogeográfico (Didon et al. 1973, Felder 1978, Wildi 1983).

2.3.2.1. CARACTERIZACION ESTRUCTURAL DE LOS COMPLEJOS DE LA DORSAL, DE LA PREDORSAL Y DE ALOZAINA

Es de destacar la unidad estructural que presenta el conjunto de unidades de la Dorsal (ver enumeración en Durand-Delga et al. in: Bourgois et al. 1970, Wildi et al. 1976, Hojas 1:50.000; coincidente en lo esencial con la delimitación que aquí se establece), no obstante las dificultades que resultan de la definición del complejo en función de sus características estratigráficas, como se ha visto muy variables (cf. Martín-Algarra 1980, 1987).

En consecuencia con los condicionantes expuestos, en esta memoria se utiliza la denominación "Complejo de la Dorsal" exenta de un significado paleogeográfico concreto (cf. Balanyá 1984, Aldaya et al. 1987, Campos et al. en prensa), si bien se acepta que los materiales de estas unidades se depositaron en un ámbito de sedimentación diferenciado para determinados intervalos de tiempo. En suma, se alude con este término a un conjunto de unidades de cobertura (Trías-Oligoceno) imbricadas, esencialmente carbonáticas, cuya posición tectónica es característica.

Descontando el efecto de deformaciones ulteriores, el Complejo de la Dorsal tal como aquí se define, se encuentra cabalgado por Maláguides y Alpujárrides. Se sitúa, por otra parte, sobre el Complejo de la Predorsal -a su vez cabalgante sobre el Complejo de Flyschs-, y por tanto, forma parte del bloque de techo de la sutura o contacto-límite del Dominio de Alborán (cf. epígrafe 1.); este hecho marca una diferencia de primer orden entre sus unidades y las que integran los Dominios Sudibérico y Magrebí. En concreto, se considera que el límite inferior del complejo coincide con una superficie, generalmente fuera de secuencia (figs. 2.2 y 2.3), que separa dos zonas con distinta organización geométrica: un conjunto regularmente imbricado a techo (Cp. de la Dorsal) y otro deslavazado a muro (Cp. Predorsal) caracterizado por la escasa potencia de sus unidades tectónicas y la geometría anastomosada de los contactos entre ellas; tales contactos forman en general ángulos muy bajos con la estratificación, se asocian a situaciones tanto de repetición como de omisión e involucran a materiales de edad comprendida entre el Trías y el Burdigaliense.

De acuerdo con esta diferenciación, lo que aquí se denomina Complejo de la Predorsal engloba sólo una parte de los

afloramientos reunidos bajo el mismo nombre por Olivier (1984). Se segregan aquéllos que se sitúan en distinta posición tectónica que la referida, formando parte, por encima de Maláguides y Alpujárrides, del Complejo de Alosaina (Balanyá y García-Dueñas 1986). Dicho complejo comprende un conjunto de elementos, en su mayor parte afines a los del Complejo de la Predorsal y de estructura aparentemente desorganizada, que se sitúan por encima de formaciones discordantes del Mioceno inferior transgresivas sobre Maláguides y Alpujárrides (Formaciones de Alosaina y Las Millanas de Bourgois et al. 1972a y 1972b).

2.4. UNIDADES TECTONICAS DEL SEGMENTO BETICO DEL ARCO DE GIBRALTAR (fig. 2.3)

Como se ha destacado en apartados previos, las unidades tectónicas implicadas en el arco se encuentran organizadas en una cuña continental cabalgante (Dominio de Alborán) y, por debajo de ella, en un conjunto alóctono de coberteras que se apoyan sobre el basamento sudibérico, parte de las cuales testimonian la existencia de un surco (o surcos) profundo, obliterado en el proceso colisional.

El Dominio de Alborán integra varios límites tectónicos mayores, aparentemente pasivos respecto a los contactos relacionados con el CCG; uno de los de mayor significación limita por su base a las Peridotitas -subcontinentales- de Ronda, es decir, a la totalidad de las masas de rocas ultrabásicas de las Béticas occidentales. La constatación, a partir de sólidas evidencias estructurales, de que los macizos ultrabásicos se sitúan por encima de formaciones gneísicas (Lundeen 1978, Dickey et al. 1979, Navarro-Vila y Tubía 1983) y de que, por tanto, no se enraízan en sus respectivas verticales como se ha preconizado por otra parte (Loomis 1972, Bonini et al. 1973, Piles et al. 1978), es un punto determinante en la concepción estructural de la región y de los Alpujárrides en general. En concreto, los afloramientos de peridotitas se interpretan en el presente trabajo como testimonios de una potente (≈ 5 km) lámina continua cabalgante, segmentada y adelgazada por el concurso de accidentes extensionales sobreimpuestos (García-Dueñas y Balanyá 1991).

Los contactos relacionados con el CCG, igualmente modificados, limitan los Complejos de la Dorsal y de la Predorsal. Ambos complejos comprenden un elevado número de unidades tectónicas que afloran, de manera ahora discontinua en la parte norte del Arco de Gibraltar, en torno al límite de los Mantos de Alborán y nunca imbricadas entre ellos.

2.4.1. UNIDADES ALPUJARRIDES

La posición de los materiales alpujárrides respecto a las Peridotitas de Ronda es un criterio de primer orden para la

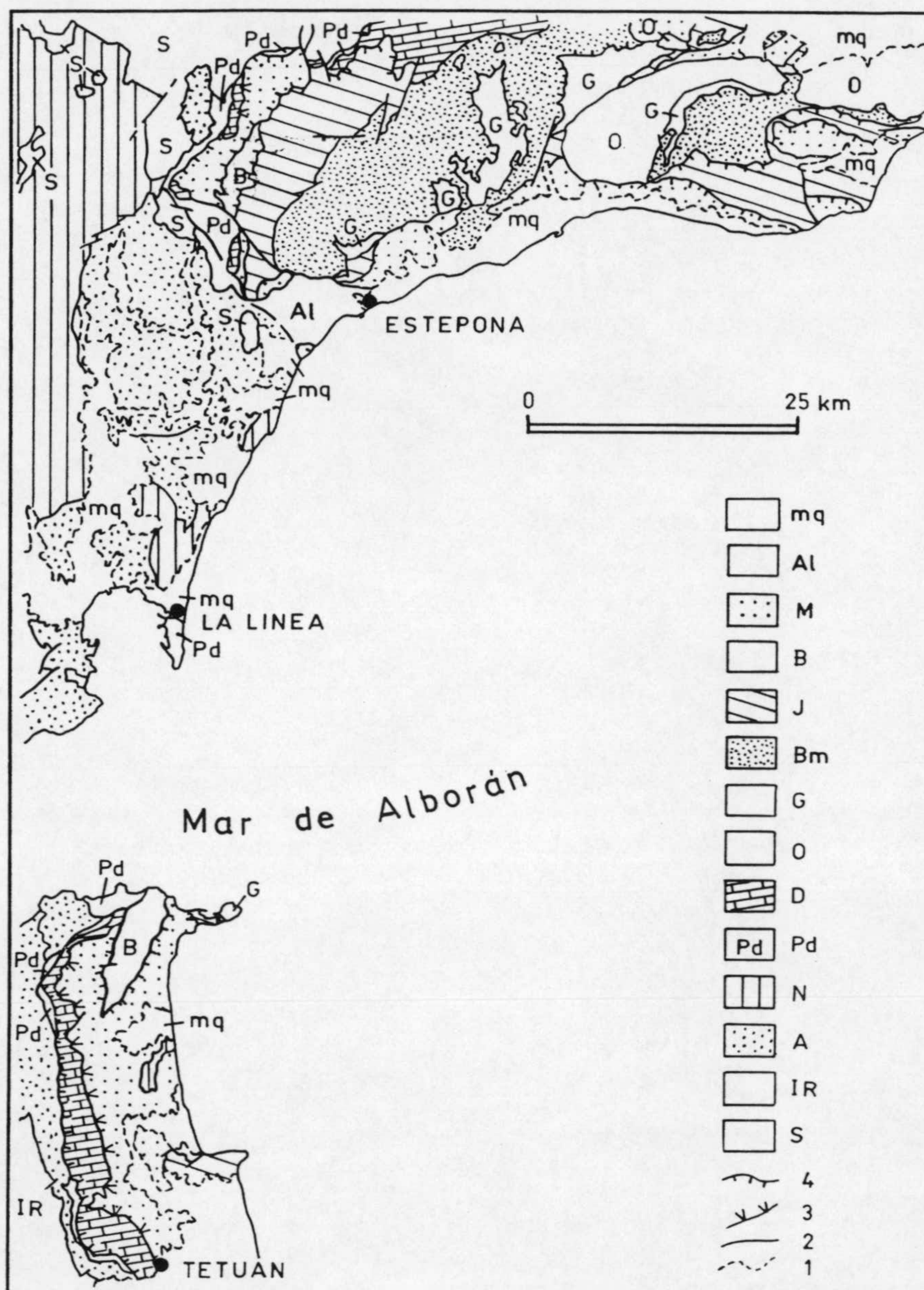


Fig. 2.3.- Unidades tectónicas mayores de la parte norte del Arco de Gibraltar (basado en García-Dueñas et al. 1990 y este trabajo). S, Un. subbéticas (Dominio Sudibérico). IR, Unidades intrarifeñas (Dominio Magrebí). Complejo de Flyschs: A, Unidades de los Nogales (Tisirene) y de Algeiras (Beni Ider), N, Imbricaciones numídicas (Aljibe); Pd, Complejo de la Predorsal. D, Complejo de la Dorsal. Alpujárrides: O, Unidad de Ojén; G, Unidad de Guadaiza; B, Unidad de Bermeja; J, Unidad de Jubrique; IB, Imbricaciones de Benarrabá. M, Maláguides. Al, Complejo de Alosaina. mq, Mioceno sup-Cuaternario. Clave de símbolos: 1, discordancia; 2, contacto mecánico; 3, cabalgamiento invertido; 4, contacto entre unidades tectónicas, con indicación de los bloques de techo y de muro.

jerarquización y agrupamiento de las unidades tectónicas reconocidas en los Alpujárrides Occidentales. La equivalencia entre las unidades distinguidas en este trabajo y las de otros precedentes que admiten el carácter alóctono de las peridotitas se esquematiza en la tabla 2.4; en ella no se ha reflejado la diferenciación hecha por Didon et al. (1973), dado que estos autores consideran una columna litológico-estructural diferente en la cual las rocas ultrabásicas se situarían en la base de dos

unidades tectónicas superpuestas. Algunos pormenores adicionales y la discusión consiguiente se tratarán más adelante (capítulo IV).

	Hoeppener et al (1964) Dürr (1967) Mollat (1968) Buntfuss (1970)	Westerhof (1977)	Lundeen (1978) Dickey et al. (1979)	Navarro-Vila y Tubía (1983) Tubía (1988)	Este trabajo
	Unidad de Casares	Unidad superior	Unidad de Casares	Manto de Los Reales	Imbric. de Benarrabá
	Peridotitas	Peridotitas	Peridotitas		Unidad de Jubrique
				Unidad de Bermeja	
A + B Unidad de Blanca	A Unidad inferior	A + B Unidad de Blanca	Manto de Ojén Manto de Guadaiza	Manto de Guaro Unidad de Ojén Unidad de Guadaiza	

Fig. 2.4.- Equivalencias entre las unidades alpujarrides distinguidas en este trabajo y otros previos. 1, 2, 3 y 4, peridotitas (facies de lherzolitas con plagioclasa, con plagioclasa y espinela, con espinela, y con granate, respectivamente); 5, gneises granatíferos; 6, gneises y gneises migmatíticos; 7, esquistos de grados medio a bajo; 8, filitas; 9, calizas y dolomías recristalizadas (mármoles con diópsido y forsterita en las columnas A y B); 10, cuarcitas; a, anfibolitas; gn, gneises con litoclastos; l, leucogranitos.

Por encima de este contacto mayor se distingue un conjunto que alcanza los 10 km de espesor y que, de abajo a arriba, está compuesto por (Balanyá et al. 1987, Balanyá y García-Dueñas 1991): las Unidades de Bermeja y de Jubrique, ambas consideradas conjuntamente como el "Manto de Los Reales" por Navarro-Vila y Tubía (1983), más las Imbricaciones de Benarrabá. La Unidad de Bermeja está constituida por la totalidad de las rocas ultrabásicas de la región cuyos principales afloramientos se sitúan en las Sierras Bermeja, Alpujata y de las Aguas. Salvo cuando está adelgazada por fallas frágiles, tiene 4.5km de espesor (i.e. parte occidental de Sierra Bermeja) y contacta con la Unidad de Jubrique mediante una zona de cizalla dúctil cuyas características indican una traslación diferencial mayor que 8 km entre ambos lados de la banda (cf. epígrafe 4.5.2.3). La Unidad de Jubrique, con un espesor máximo similar a la anterior, aflora ampliamente al NW de Sierra Bermeja y Sur de Sierra Alpujata. Presenta una sucesión de gneises y metapelitas y, en menor proporción, metapsamitas y carbonatos. Sobre ella se sitúa un número variable de unidades compuestas mayormente por esquistos de grado bajo, filitas, cuarcitas y carbonatos, que en conjunto

no sobrepasan los 1.5 km de espesor. Estas unidades suponen la repetición de las formaciones litológicas más altas de la Unidad de Jubrique y afloran en una extensión limitada cerca de Benarrabá, Casares y Carratraca (Balanyá et al. 1987, Soto 1986). Las unidades e imbricaciones de posición superior al contacto basal de las peridotitas, que en conjunto designaremos como Mantos de Los Reales, afloran también en el Norte de Africa donde es posible identificar cada una de ellas (Didon et al. 1973, García-Dueñas et al 1990).

Otro grupo de materiales, de posición inferior a las peridotitas, aflora extensamente al W de Málaga en las Sierras de Blanca y de Mijas, Dehesa del Albornoque y ventana tectónica del Río Guadaiza (Mollat 1968, Lundeen 1978, Dickey et al. 1979, Navarro-Vila y Tubía 1983). Este grupo está caracterizado por la presencia de rocas metamórficas de alto grado (esquistos, mármoles y augen-gneises) intruídas por leucogranitos con cordierita (Muñoz 1990). Estas rocas se organizan, según sectores, en distintas columnas litológico-estructurales (fig. 2.4, columnas A y B), cuya comparación y posición relativa no es inmediata.

La columna B se dispone en algunos sectores (SW de Guaro, cf. Navarro-Vila y Tubía 1983, Tubía 1985, 1988) sobre la parte inferior de la columna A mediante un contacto subparalelo a la esquistosidad regional. A partir de estas relaciones y de la constatación de la naturaleza intrusiva de una parte importante de las rocas de la columna B (Muñoz, 1991), que también existen en cantidades subordinadas en la columna A, y de la existencia de fallas extensionales que omiten potentes tramos de las sucesiones (García-Dueñas y Balanyá 1991), se concluye que las columnas A y B se complementan parcialmente y que ambas forman parte del flanco inverso de un pliegue recumbente mayor (Balanyá y García-Dueñas 1991; cf. epígrafe 4.4).

Con todo, la existencia de discontinuidades tectónicas importantes -extensionales o no- en diferentes posiciones no permite asegurar que todos los materiales aflorantes por debajo de la Unidad de Bermeja correspondan a una misma unidad. En este sentido hay que señalar que la denominada Unidad de Yunquera, que aflora fuera del área estudiada en el sector NE de la Sierra de las Nieves, comprende rocas de todos los grados metamórficos totalizando un espesor de 1.5km. El reducido espesor en que se distribuyen los distintos minerales índice de esta unidad (Martín-Algarra 1987, Estevez et al., en preparación) cuestiona el carácter continuo de la sucesión de materiales, de la cual hay que señalar además que sólo la parte correspondiente a rocas metamórficas de alto grado ocupa una posición inferior incontestable respecto a la lámina de peridotitas.

De acuerdo con los condicionantes expuestos denominaremos Manto de Guaro (Balanyá y García-Dueñas 1991) a todos los materiales situados por debajo de la Unidad de Bermeja; el calificativo de "manto" deriva de la constatación, al Este de Málaga, de la superposición tectónica a gran escala de materiales

equivalentes a los de Guaro sobre otras unidades alpujárrides. A escala de todos los Alpujárrides denominaremos Mantos de Blanca al conjunto de elementos correlacionables con el Manto de Guaro por su posición tectónica y características litológicas y metamórficas (Balanyá y García-Dueñas 1991). Esta denominación está basada en la de Hoepfener et al. (1964) y Mollat (1968), tal como se refiere en la fig 2.4.

2.4.2. MALAGUIDES

Los Maláguides, alóctonos sobre los Alpujárrides, se presentan estructurados en la Serranía de Ronda en una lámina tectónica principal. A esta unidad mayor que es en su mayor parte equivalente al Manto de Málaga s.str. de Dürr (1967), se le asocian algunas imbricaciones subordinadas. Las imbricaciones reconocidas se localizan sólo al Norte de la Sierra de Alcaparaín (Bourgeois 1978, Soto 1986, Martín-Algarra 1987) y en los afloramientos más occidentales de los Maláguides, concretamente, en los sectores de Atajate-Jimera de Líbar, Benadalid y Hacho de Gaucín (ver Anexo 1: mapa geológico 1:100.000). En todos los casos citados, el solapamiento mínimo que se puede inferir entre las imbricaciones es poco importante (≤ 2 Km).

Otra cuestión, en cierta medida independiente, es la definición del límite inferior de los Maláguides, aspecto discutido desde los primeros trabajos en que se reconoció la presencia de tales materiales en la zona (Blumenthal 1935, entre otros).

En este trabajo se considera que los materiales más bajos de los Maláguides en la región considerada corresponden a filitas y niveles de conglomerados de probable edad silúrica (Formación Morales, cf. Anexo 1). Esto se constata entre Atajate y Casares donde términos de la Formación Morales se apoyan directamente sobre una secuencia alpujárride característica del permotriás (filitas y cuarcitas) por encima de la cual existen niveles discontinuos de carbonatos datados puntualmente como Triás medio (epígrafe 3.1.1.2.3).

En esta idea, las sucesiones de esquistos y gneises que distintos autores (Mollat 1968, Buntfuss 1970, Torres-Roldán 1979) han supuesto en continuidad secuencial con el Paleozoico maláguide poco o nada metamórfico en la vertiente meridional de Sierra Bermeja, formarían también parte de la Unidad de Jubrique. Tal atribución se fundamenta por un lado en la similitud litológica, de grado metamórfico y de relaciones blastesis-deformación entre los esquistos atribuidos por los referidos autores a la base de la sucesión maláguide (foto 5) y los esquistos de la Unidad de Jubrique al NW de Sierra Bermeja. Por otra, en la dificultad de explicar que las sucesiones aparentemente más completas de los Maláguides se presenten junto a fallas normales principales; en nuestra opinión estas sucesiones incorporarían, en definitiva, elementos adelgazados de

la Unidad de Jubrique más la columna paleozoica maláguide, más o menos completa según los casos (ver epígrafes 5.3.4 y 7.1.2.2).

La consideración de un despegue general en la base de la formación Morales coincide con la delimitación regional de los Maláguides de Durand-Delga (1968).

2.4.3. EL COMPLEJO DE LA DORSAL

Las unidades del Complejo de la Dorsal se presentan en la parte norte del Arco de Gibraltar agrupadas en dos conjuntos de estructura diferenciada: formando parte de un dúplex cuyas unidades muestran estructuras penetrativas o bien en forma de imbricaciones (Imbricaciones de Benadalid en este trabajo) jalando dicho frente.

Concretamente, en el área estudiada se reconoce una sólo unidad de las correspondientes al primer grupo (la Unidad de Nieves de Dürr 1967), que constituye el horse inferior y de posición más occidental del dúplex. La Unidad de Nieves presenta una columna litológica con algunas características distintivas respecto a la de la Unidad de Cañamaya (cf. epígrafes 2.3.2 y 3.1.3.1) con la que se ha considerado afín (Durand-Delga et al. in: Bourgois et al. 1970, entre otros); entre ellas, gran desarrollo de los materiales carbonáticos del Trías superior, existencia de un metamorfismo incipiente localizado y ausencia de facies pelágicas en el Lías inferior (Dürr 1967, Felder 1978, Martín-Algarra 1980).

Las Imbricaciones de Benadalid (hasta cuatro, según la transversal) se distribuyen de manera discontinua entre Atajate y Casares. Estas imbricaciones comprenden las unidades de Poyatillo y Peñón de Benadalid de Aldaya et al. (1987), más la mayor parte de los afloramientos mesozoico-paleógenos de las inmediaciones de Gaucín y los relieves carbonáticos de la Sierra Crestellina. Salvo en esta última, donde el Cp. de la Dorsal está deslindado por fallas subverticales de salto en dirección, los restantes elementos quedan limitados en su parte inferior por un contacto tectónico que los diseña y separa del Complejo Predorsal.

Las sucesiones estratigráficas de las Imbricaciones de Benadalid son variables y pueden agruparse, con algunas restricciones, en dos clases (Felder 1978, Aldaya et al. 1987) que se ajustan a las mencionadas en el epígrafe 2.2.2 como sucesiones tipo Despeñadero y tipo Cañamaya. En función de ello, Aldaya et al. (1987) hicieron referencia a dos unidades: Peñón de Benadalid y Poyatillo, ambas compuestas por un número variable de escamas. Dado que no es posible determinar la traslación entre las distintas imbricaciones, en el presente trabajo se hará uso de las columnas tipo sólo para caracterizar la sucesión de cada elemento tectónico (cf. epígrafe 3.1.3.2) y no para agrupar a éstos en unidades.

2.4.4. LOS COMPLEJOS DE LA PREDORSAL Y DE ALOZAINA

En la orla de afloramientos del Complejo de la Predorsal se reconoce un número elevado de elementos tectónicos discontinuos con sucesiones estratigráficas muy incompletas, a menudo constituidas por una sólo formación litológica. En los epígrafes correspondientes (6.4 y 7.1.2.3) dicha organización se interpreta, en la parte norte del Arco de Gibraltar, como una zona de falla extensional (Zona de Falla de Atajate) sobreimpuesta a un conjunto previamente imbricado. Para la descripción de la estructura de esta zona parece pues desaconsejable el uso de unidades definidas a partir de la reconstrucción de una columna estratigráfica original, supuestamente continua (cf. Didon 1969, Didon et al. 1973, Didon y Kornprobst 1973, Olivier 1984; ver fig. 2.5 y epígrafe 3.1.4.1).

	Beni-Derkoul	Djebel-Moussa	Camarote
Terciario	Aquitaniense: pelitas marrones con niveles de areniscas "numidoide"		Aquitaniense: "Numidoide"
	Paleógeno (Eo-Olig.): margas con turbiditas; bloques del Sinemuriense		Eoceno-Oligoceno: Margas versicolores y microbrechas
	-----	Cretácico Sup.-Eoceno: argilitas y margas versicolores; intercalaciones de calizas de microcodium	Paleoceno: calizas con Microcodium
Cretácico	Cenomano-Turonense: pelitas silíceas y calizas alternantes (flysch)		Senoniense Sup.: margas rojas y verdes con microbrechas
	Cretácico Inf.: calizas blancas con aptychus	Cretácico Inf.: calizas blancas y margocalizas	Barremiense: alternancias de margocalizas, arcillas rojas y areniscas cuarzosas
	-----	-----	Berriense (?)-Hauteriviense: "Complejo de Aptychus"
Jurásico	Malm: radiolaritas	Malm: radiolaritas	Malm: radiolaritas
	Dogger-Malm: calizas margosas con bloques calizos	Dogger: Ammonitico Rosso (muy reducido)	Lías Sup-Dogger: calizas margosas
	Lías: tipo dorsal externa	Lías Inf-Medio: calizas blancas	Lías Inf.: calizas; calizas nodulosas rojas con ammonites en el Sinemuriense
Trías	-----	Trías Medio-Superior (?): argilitas y carniolas	-----

Fig. 2.5.- Sucesiones sintéticas del Complejo de la Predorsal, la mayor parte de cuyos materiales se encuentran involucrados en la Zona de Falla de Atajate. Columnas tomadas de Olivier (1984).

En la región al Oeste del meridiano de San Pedro de Alcántara, la Zona de Falla de Atajate incluye:

-La Unidad de Enamorados de Dürr (1967) y Martín-Algarra (1980)

-La parte de elementos correspondientes a la Formación Numidoide de Olivier (1984) situada por debajo de las unidades del Dominio de Alborán

-La Unidad de la Fuensanta de Aldaya et al. (1987)

-Las láminas del Flysch de la Horca (Didon 1969, Felder 1978) situados por debajo del Cp. de la Dorsal en el Hacho de Gaucín

-Los elementos tectónicos situados entre el Cerro de la Laguna y la Sierra Crestellina que, situados bajo el Cp. de la Dorsal o el Manto de Málaga, forman parte de las unidades de Camarote, Argüelles y Cerro de la Novia de Didon (1969) y Didon y Kornprobst (1973).

Al W de Málaga el Complejo de Alozaina incluye, por su parte, klippe sedimentarios de unidades del Complejo de Flyschs (Unidad de Algeciras en particular; cf. epígrafe 2.4.5), de sucesiones jurásicas y cretácicas -Unidades de Ardite de Bourgois 1978- de procedencia discutida, y de elementos equivalentes a una parte de los implicados en la Zona de Falla de Atajate. Así, en el SW de Sierra Bermeja, forman parte de este complejo aquéllos afloramientos de las Unidades de Camarote, Argüelles y Cerro de la Novia (Didon 1969, Didon y Kornprobst 1973) y de la Formación Numidoide (Olivier 1984), en los que se constata -o se infiere- su posición por encima de los Maláguides. En todos los casos el Complejo de Alozaina descansa sobre formaciones discordantes del Mioceno inferior (Formaciones de Alozaina y Las Millanas, Bourgois et al. 1972a y 1972b), transgresivas sobre Maláguides y Alpujárrides. La figura 2.6 recoge la extensión cartográfica de este complejo en la transversal Atajate-Estepona.

Es interesante notar que en otras áreas distintas a las reseñadas, tanto en las Béticas como en el Rif, existen klippe derivados de unidades numídicas del Complejo de Flyschs (Olivier 1984, Didon et al. 1973; ver epígrafes 2.4.5 y 6.5), cuya posición permite incluirlos dentro del Complejo de Alozaina.

Por razones similares a las enunciadas al comienzo de este epígrafe, en la descripción estructural del Complejo de Alozaina no se seguirá el criterio de delimitación de unidades empleado por autores precedentes; tampoco se propone una terminología nueva, dado que el elevado número de elementos tectónicos diferenciables le confiere una escasa utilidad.

2.4.5. EL COMPLEJO DE FLYSCHS

La organización estructural del Complejo de Flyschs no es objeto de este trabajo, si bien es imprescindible aludir a ella en diferentes discusiones que se suscitan a lo largo de esta memoria.

Los afloramientos del Complejo de Flyschs en Andalucía, en su mayor parte ubicados en la provincia de Cádiz, fueron objeto de estudios detallados por Chauve (1968) y Didon (1969), quienes

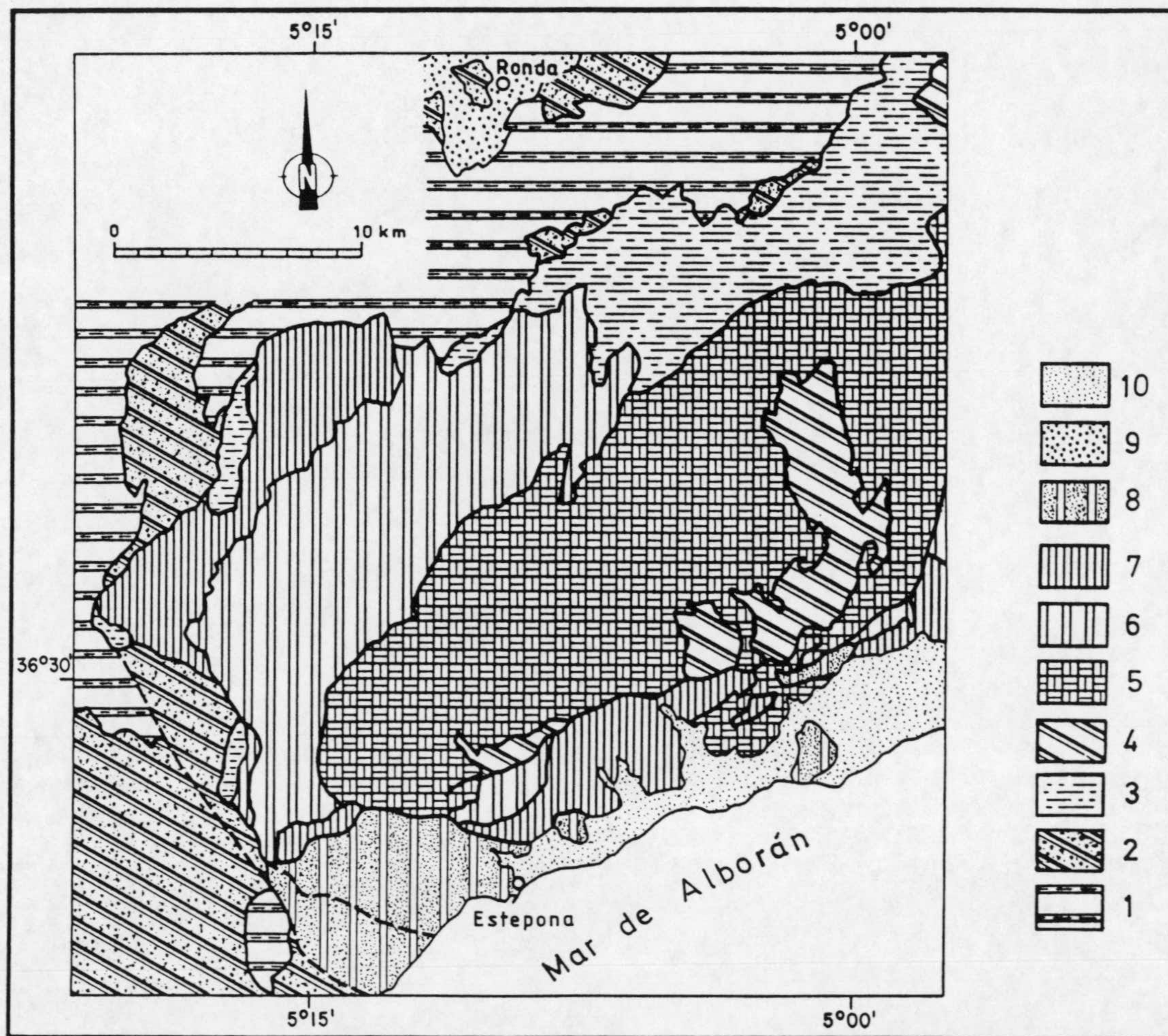


Fig. 2.6.- Afloramientos del Complejo de Alosaina en la terminación occidental del Dominio de Alborán. En orden ascendente: 1, Penibético; 2, Complejo de Flyschs y Complejo de la Predorsal; 3, Complejo de la Dorsal (localmente retrocabalgado sobre los Maláguides); 4, Unidad de Guadaiza; 5, Unidad de Bermeja; 6, Unidad de Jubrique e Imbricaciones de Benarrabá; 7, Maláguides; 8, Formaciones de Alosaina y Las Millanas, y Complejo de Alosaina (arealmente la casi totalidad de lo representado); 9, Materiales de la Depresión de Ronda (Mioceno superior); 10, Plioceno y Cuaternario.

sentaron las bases de la litoestratigrafía, definición y distribución de estas unidades. Estos autores, junto con Peyre (1974) en el meridiano de Antequera, fundamentaron el carácter alóctono del Complejo de Flyschs, bien sobre distintas unidades subbéticas en el Flysch del Campo de Gibraltar, bien sobre unidades del Dominio de Alborán en la región de Colmenar (Complejo de Alosaina proparte en el presente trabajo).

Las unidades del Complejo de Flyschs han sido correlacionadas (Didon et al. 1973) con las equivalentes del Norte de Africa, en donde generalmente se encuentran mejor desarrolladas. Mención aparte de las unidades correspondientes al "Rincón de Estepona" (Didon 1969) y aquéllas de la Predorsal de tipo Jbel Mousa (Olivier 1984), que en el presente trabajo forman parte de los complejos de Alosaina y de la Predorsal respectivamente, estas unidades son las siguientes:

-Unidades Mauritanieneses. Forman estas unidades dos grupos de afloramientos cuyas sucesiones setratigráficas se complementan, pero que frecuentemente constituyen elementos tectónicos individualizados: la unidad del Djebel Tisirene (equivalente a la de Los Nogales en Andalucía), formada por potentes secuencias cuarcíticas y pelíticas del Cretácico inferior, y la Unidad de Beni Ider (=Unidad de Algeciras) con margas, areniscas, brechas, calizas y conglomerados de cantos y cemento calizos (Cenomaniense a Eoceno), y una formación característica de edad Oligoceno (Formación Beni Ider) constituida por una potente sucesión grauwáckica. Las unidades de Los Nogales y Algeciras afloran continuamente entre los meridianos de Tarifa y Estepona, siendo esta última la que ocupa mayor extensión.

Unidades Masilienses. Este grupo del Complejo de Flyschs reúne las unidades de Mellousa y Djebel Chouamat en Marruecos y la de Facinas en España. Están compuestas por arcillas y cuarcitas (Cretácico inferior) y arcillas grises y rojas con calcarenitas (Cretácico superior-Eoceno). Los materiales de edad Cretácico inferior presentan características propias de depósitos muy profundos ($\approx 4000\text{m}$, Thurow 1987). Los afloramientos de la Unidad de Facinas son muy reducidos y se sitúan próximos al meridiano de Tarifa.

Unidades Numídicas En la orilla norte del Estrecho, el Manto del Aljibe ocupa la casi totalidad de los afloramientos del Complejo de Flyschs al W del meridiano de Algeciras. Las imbricaciones que forman dicho manto (y su equivalente del Djebel Sougna en Marruecos) presentan una sucesión de pelitas y calizas (Cretáceo superior-Oligoceno) seguida por una formación de arcillas y areniscas mal clasificadas en bancos gruesos (Aquitaniense). Por encima de estas "areniscas del Aljibe" (Gavala y Laborde 1924) que caracterizan la "facies numídica" se localizan en algunos puntos arcillas y margas de edad Aquitaniense-Burdigaliense que coronan la sucesión (Didon et al. 1984; Esteras et al. 1988).

Didon et al. (1973) consideraron también, dentro de las unidades numídicas, otras cuyas características litológicas son algo diferentes en cuanto a la sucesión ante-Aquitaniense; entre ellas figuran klippen (Zem Zem) situados sobre las unidades maláguides del Rif. Otra unidad que también presenta afinidades numídicas es la de Tala Lakrah (y su equivalente al Norte del Estrecho de Gibraltar, la Unidad de Bolonia), cuyos términos más altos (oligo-aquitanienses) presentan niveles de areniscas numídicas intercalados en una secuencia semejante a la formación grauwáckica oligocena de la unidad de Beni Ider (Algeciras). La unidad de Bolonia, que aflora sólo al Sur del paralelo de Algeciras, aparece siempre individualizada tectónicamente, sin que en ella pueda observarse un cambio lateral de facies hacia sucesiones típicamente numídicas o mauritanieneses.

El Complejo de flyschs es alóctono, en el Campo de Gibraltar, sobre distintas unidades del Dominio Sudibérico y

Magrebí. Este último está representado por la unidad de Almarchal (Didon 1969), prolongación en España de la unidad intra-rifeña de Tánger. La estructura del Complejo de Flyschs es objeto de controversia, de modo que, por el momento, no es posible describir una organización que sea aceptada de manera general. Esta situación deriva en buena parte de la posición tectónica variable con que puede presentarse una misma unidad (Didon 1969, Bourgois 1978, Aldaya et al. 1987, Esteras et al. 1988, García-Dueñas et al. 1990, Hernaiz et al. en prensa, entre otros). El Manto del Aljibe, estructurado internamente en numerosas imbricaciones con acortamiento muy importante E-W, se sitúa por encima o por debajo de la Unidad de Algeciras, según los sectores. Es importante señalar que cuando se dispone en posición superior, la Unidad de Algeciras suele estar invertida junto al contacto (M. Esteras, com. pers.). La Unidad de Almarchal también se encuentra en doble posición respecto a las unidades de Bolonia y de Facinas (Esteras et al. 1988).

Tanto al Norte como al Sur del Estrecho de Gibraltar, el Complejo de la Predorsal es cabalgante, respectivamente, sobre unidades de los Dominios Sudibérico y Magrebí, generalmente por intermedio de las unidades mauritanienses del Complejo de Flyschs.

2.4.6. UNIDADES DEL DOMINIO SUDIBERICO

Dentro de la cobertera despegada del paleomargen sudibérico, la mayor parte de los estudios realizados distinguen dos grupos de unidades subbéticas con características diferenciadas, si bien existen afloramientos (Corredor del Boyar y Sierra de Cañete en particular) cuyas características estratigráficas y posición tectónica ha sido el fundamento de distintas interpretaciones (Blumenthal 1935; Chauve y Hoppe 1961, 1962; Hoppe 1968; Chauve 1969, Bourgois 1970, 1978; Cruz Sanjulian 1974; Martin-Algarra, 1987).

Un primer grupo, cuyos afloramientos se disponen generalmente en posición más septentrional y próximos a la Depresión del Guadalquivir, lo integran unidades del Subbético Medio (García-Dueñas 1967), es decir, con sedimentos de surco en el Jurásico, a partir del Lías superior. Las restantes unidades - con las salvedades antedichas- constituyen lo que se ha llamado Penibético (Hoppe 1968, Chauve 1969, Bourgois 1978, Martin-Algarra 1987, entre otros), cuya característica específica más destacable es la presencia de un jurásico calizo de facies someras y un Cretácico inferior exiguo o inexistente (fig. 2.7); el techo del Jurásico viene marcado por un hard-ground. Tales características permiten ubicarlas en el Subbético Interno (García-Dueñas 1967) y, de hecho, son numerosos los trabajos donde las unidades penibéticas vienen referidas de este modo (Cruz Sanjulian 1974, Aldaya et al. 1987, Campos et al., en prensa).

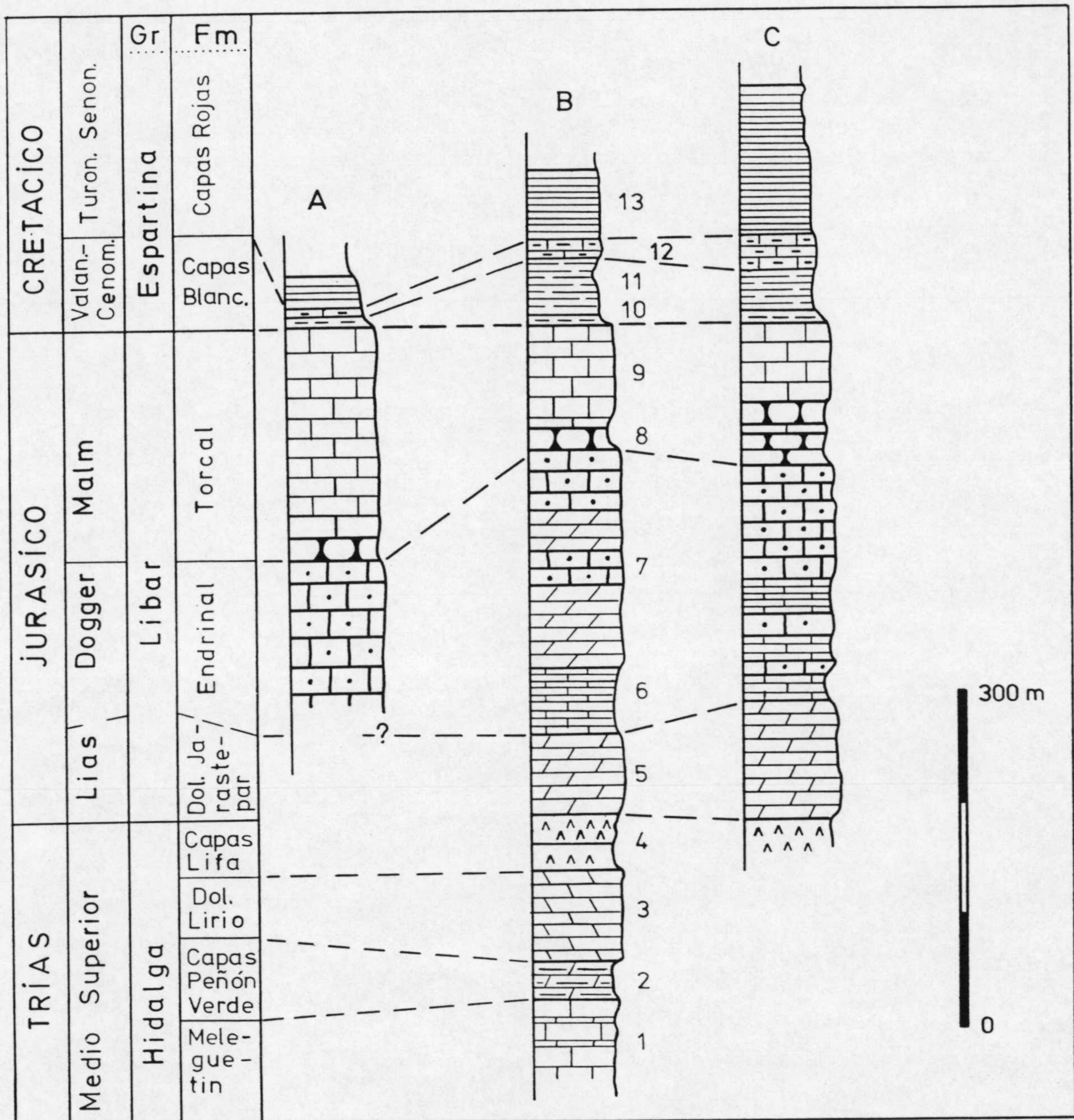


Fig. 2.7.- Columnas estratigráficas del Penibético en distintas verticales representativas. Tomado de Martín-Algarra (1987), algo simplificado. La distinción entre formaciones (Fm) y grupos (Gr) procede del mismo autor. Localidades: A, Hacho de Montejaque; B, Sierra Blanquilla; C, Panderón-Jarastepar. Leyenda: 1, calizas oscuras e intercalaciones margosas; 2, dolomías tableadas y margas dolomíticas; 3, dolomías y carnioles; 4, arcillas y margas con yesos; 5, dolomías cristalinas y masivas; 6, calizas tableadas y en bancos; 7, calizas oolíticas; 8, calizas nodulosas; 9, calizas oolíticas pelágicas; 10, margas grises y blancas; 11, margocalizas y calizas margosas tableadas grises y blancas; 12, calizas tableadas y margocalizas con sílex; 13, calizas margosas, margocalizas y margas de color salmón o rosadas.

En general -salvo Hoppe 1968- se acepta que el Penibético es alóctono sobre el Subbético Medio, respecto del cual ocupó una posición paleogeográfica relativamente meridional. Por otra parte, tanto el Penibético como el Subbético Medio soportan a las unidades del Complejo de Flyschs.

En la región comprendida entre Ronda y Estepona afloran dos unidades tectónicas penibéticas (ver epígrafe 8.1.1). La unidad superior aflora extensamente y contacta con las unidades del Complejo de la Predorsal. Se encuentra cortada al SE de Ronda por una importante falla normal de bajo ángulo (Falla de Cabrejas; cf. epígrafe 7.1.2.3), contacto que según Bourgois (1978) sería contractivo y separaría dos unidades cabalgantes diferentes. La unidad inferior aflora sólo en ventana tectónica al NW de Alpandeire (cf. Anexo 1: mapa geológico).

C A P I T U L O III: **SUCESIONES LITOLÓGICAS DEL DOMINIO DE
ALBORAN. METAMORFISMO DE LOS ALPUJARRIDES**

**3.1. SUCESIONES LITOLÓGICAS DE LAS UNIDADES DEL DOMINIO DE
ALBORAN**

En los epígrafes siguientes se describen someramente las sucesiones de las unidades que componen el bloque de techo del Cabalgamiento de Gibraltar. Los Mantos de Alborán representados en la parte norte del Arco de Gibraltar no incluyen los Nevado-Filábrides, aunque algunos autores (Egeler y Simon 1969, Lundeen 1978, Piles et al. 1978) consideraron a los materiales correspondientes al Manto de Guaro como pertenecientes a dicho complejo. Esta idea estuvo basada en el alto grado de metamorfismo de los materiales supuestamente nevado-filábrides y no en su evolución metamórfica, por lo que hoy día parece superada (Didon et al. 1973, Torres-Roldan 1979, Navarro-Vila y Tubía 1983, Tubía 1985, 1988, Balanyá y García-Dueñas 1991).

Los materiales Alpujárrides y Maláguides, por su parte, muestran diferencias significativas, una parte importante de las cuales deriva de su distinta historia deformacional y metamórfica. Merecen destacarse como hechos diferenciales: la distinta naturaleza de sus sucesiones triásicas, la existencia en los Maláguides de cobertera mesozoico-cenozoica sobre un basamento con estructuración hercínica conservada, y el registro de estructuras penetrativas alpinas en los Alpujárrides.

En el Arco de Gibraltar, las unidades del Complejo de la Dorsal aparecen siempre desprovistas de su basamento paleozoico. En las Kabiliyas, en Argelia, existen algunas sucesiones mesozoico-cenozoicas en continuidad estructural con otras paleozoicas de afinidad maláguide (Bouillin 1977).

Los klippen sedimentarios incorporados al Complejo de Aozaina derivan en su mayor parte del Complejo de la Predorsal y del Complejo de Flyschs. El complejo olistostrómico del Burdigaliense reposa sobre formaciones discordantes del Mioceno inferior, específicas del Dominio de Alborán.

3.1.1. SUCESIONES LITOLÓGICAS ALPUJARRIDES

Los materiales alpujárrides de los tercios central y oriental de las Béticas se han agrupado en cuatro formaciones litológicas constitutivas de una columna tipo con valor regional (Aldaya et al. 1981). El espesor de cada una de estas formaciones es variable y puede superar el kilómetro. La sucesión completa integra, enumeradas en orden ascendente, de: a) Formación de esquistos, micasquistos grafitosos oscuros y cuarzomicasquistos; b) Formación de esquistos cuarcíferos pardo-rojizos; c) Formación de filitas y cuarcitas con niveles de calcoesquistos y, localmente, yeso; d) Formación carbonática (dolomías y calizas más o menos recristalizadas) con episodios de origen detrítico. Esta última formación tiene una edad Trías medio-superior, de acuerdo con las dataciones obtenidas en diferentes puntos de las Béticas (ver revisión en Delgado et al. 1981). La formación c) se considera generalmente permotriásica en función de su posición en la columna, existencia de niveles de transición a la formación d), naturaleza detrítica y presencia esporádica de evaporitas. Las formaciones a) y b) son consideradas paleozoicas por la mayor parte de los autores aunque, como en el caso anterior, no han suministrado fósiles.

Las sucesiones de los Alpujárrides occidentales (Manto de Guaro y Mantos de Los Reales) son correlacionables también, hechas algunas salvedades, con la columna tipo. Las características diferenciadoras más relevantes estriban en el elevado grado metamórfico de los materiales que componen la columna del Manto de Guaro (incluida su formación carbonática) y en la presencia de rocas más profundas que las asimilables a la formación más baja de la columna tipo: peridotitas en el elemento tectónico inferior de los Mantos de Los Reales (Unidad de Bermeja) y varios tipos de formaciones gneísicas en ambos grupos de mantos. Otra característica relevante es la presencia de leucogranitos intrusivos en todas las unidades y especialmente bien desarrollados en la Unidad de Guadaiza (Muñoz 1991). Salvo estas cuerpos ígneos, la totalidad de las formaciones presentan una foliación que tiene características de esquistosidad ("schistosity") y que aparece como la discontinuidad penetrativa más perceptible en la roca. Dicha foliación, que denominaremos principal o Sp (ver epígrafe 4.3.1.1), se dispone subparalela a los contactos litológicos, por lo que constituye una de las principales superficies de referencia utilizadas en este trabajo para la descripción de la estructura interna de los Alpujárrides.

3.1.1.1. MANTO DE GUARO (UNIDADES DE OJEN Y GUADAIZA)

Las bases para la caracterización de las formaciones litológicas situadas por debajo de las peridotitas queda recogida en distintos trabajos de índole regional (Dürr 1967, Mollat 1968, Buntfuss 1970, Didon et al. 1973, Martin-Algarra 1987) y otros focalizados en aspectos petrológicos (Westerhof 1975, Torres-

Roldan 1979) o estructurales (Lundeen 1978, Tubía 1985,1988). Sin embargo, en estudios recientes sobre la naturaleza y evolución de las rocas ígneas intrusivas de estas unidades (Muñoz 1991) y los sistemas extensionales en los que la sucesión de Guaro se halla involucrada (García-Dueñas y Balanyá 1991), se han propuesto cambios significativos relativos al significado y extensión tridimensional de distintas formaciones. A partir de los trabajos referidos (ver también epígrafes 2.4.1 y 4.4), se concluye la existencia de una columna única, ahora truncada a diferentes niveles por fallas y zonas de cizalla. Las unidades de Ojén y Guadaiza, resultantes de este proceso, tendrían el carácter de horcos extensionales (fig. 3.1).

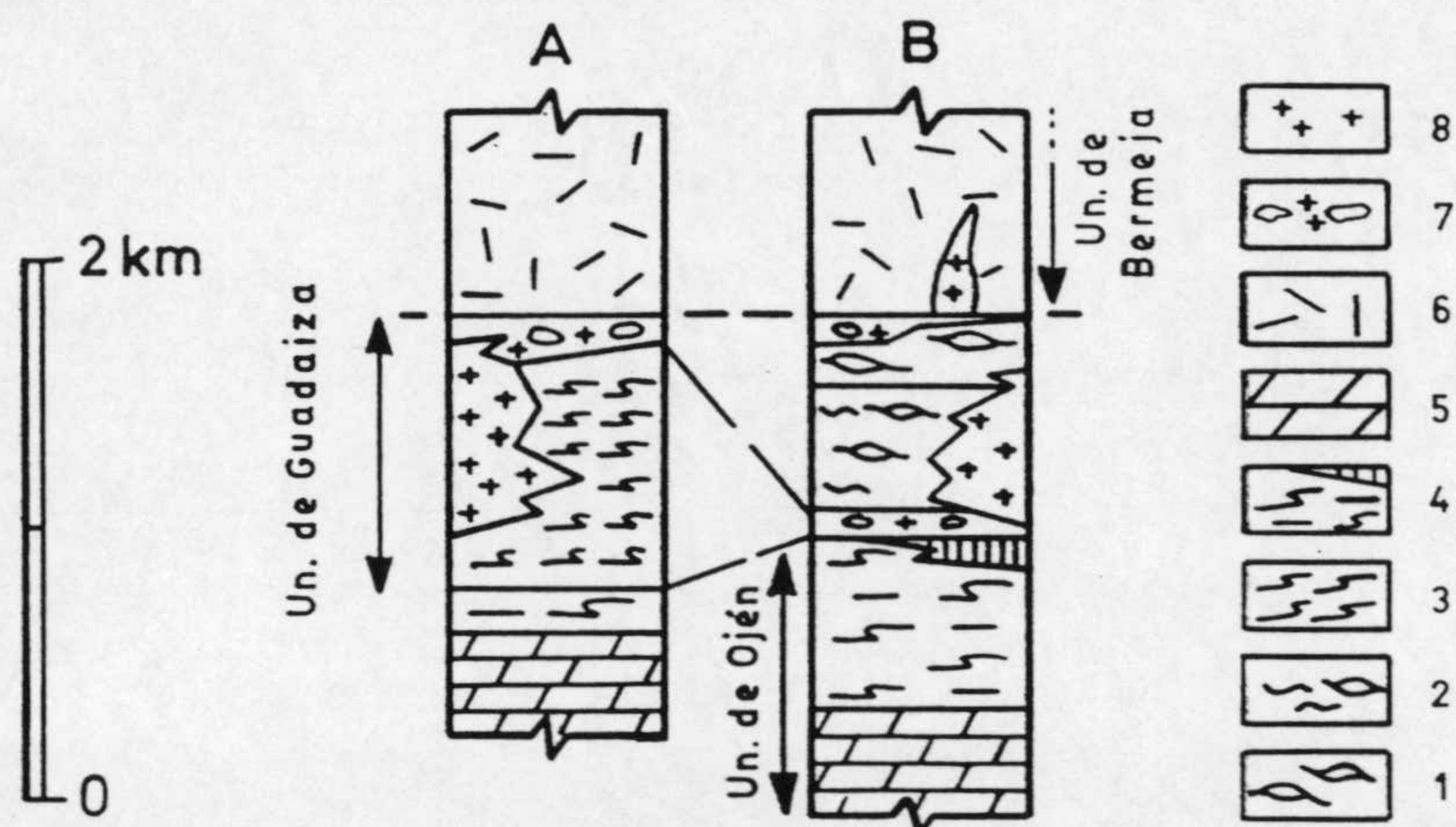


Fig. 3.1.- Columnas litológicas de las Unidades de Ojén y Guadaiza como producto de la escisión en horcos extensionales de una única columna previa (tomado de Balanyá y García-Dueñas 1991). 1, gneises granatíferos; 2, gneises migmatíticos; 3, esquistos oscuros; 4, esquistos claros y niveles de anfibolitas (rayado vertical); 5, mármoles con diópsido y forsterita; 6, peridotitas; 7, gneises con litoclastos; 8, leucogranitos. A, sector de Istán-Guaro; B, sector de Ojén.

La comparación de la columna del Manto de Guaro con la columna tipo alpujarride lleva a aceptar una edad triásica para su formación carbonática, y por ende, a considerar una parte importante de sus afloramientos en posición invertida (cf. Mollat 1968, Navarro-Vila y Tubía 1983, Tubía 1985, Balanyá y García-Dueñas 1991, epígrafe 4.4 de este trabajo). La edad del resto de la sucesión es paleozoica o más antigua para los términos basales; la formación de esquistos grises con sillimanita representa probablemente el equivalente -en este caso con mayor grado metamórfico- de la formación de filitas y cuarcitas (permotriásica) ya mencionada en el epígrafe precedente y, en consecuencia, se le supone la misma edad.

Las descripciones que siguen corresponden a la columna sintética del Manto de Guaro, enunciada en el orden secuencial normal. El espesor mínimo de la sucesión es de 2.5 km.

3.1.1.1.1. GNEISES GRANATIFEROS (MILONITICO-KINZIGITICOS) Y

AUGENGNEISES

Los gneises granatíferos han sido descritos por Westerhof (1975) y por Tubía (1985, 1988), quienes los denominaron, respectivamente, gneises milonítico-kinzigíticos y Milonitas de Albuqueria. Los minerales esenciales de estas rocas son cuarzo, feldespato potásico, sillimanita prismática, granate, biotita, plagioclasa y cordierita. Puntualmente también se reconoce ortopiroxeno y distena (Westerhof 1975).

Los gneises granatíferos presentan sistemáticamente una fábrica planolinar muy acusada, a la que se asocian fábricas asimétricas indicativas de una deformación rotacional cercana a la cizalla simple (Tubía y Cuevas 1986). La potencia de estos gneises es de unos 200m y sus afloramientos se restringen al Este del meridiano de Marbella.

A techo se sitúan augengneises con una foliación cuyo grado de definición es muy variable. La mineralogía principal (Muñoz, in: Hoja 1:200.000 de Algeciras, en prensa) está compuesta por megacristales centimétricos de feldespato potásico y una matriz de cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, cordierita y biotita. Sillimanita y granate aparecen en cantidades accesorias. Intrusivos a su vez en los augengneises, aparecen filones o cuerpos irregulares de leucogranitos con cordierita; la presencia de leucogranitos con iguales características no es exclusiva de esta formación por lo que se tratarán por separado (epígrafe 3.1.1.1.7). El espesor de los augengneises es de unos 200m.

3.1.1.1.2. GNEISES MIGMATITICOS. NIVELES DE ANFIBOLITAS

Esta formación está constituida por gneises migmatíticos que hacia el techo transicionan de manera gradual a gneises bandeados; estos últimos se sitúan próximos a la sucesión esquistosa, a la que pasan también de manera progresiva. En toda la formación se reconocen, además, niveles intercalados de anfibolitas.

Los gneises migmatíticos presentan estructuras variadas (flebíticas, estromáticas y ptygmáticas) y sus componentes principales son cuarzo, feldespato alcalino, plagioclasa, granate, cordierita y sillimanita.

De los tipos de anfibolitas descritos por Westerhof (1975), dos de ellos se encuentran intercalados en esta formación: anfibolitas con clinopiroxeno (plagioclasa, anfíbol y clinopiroxeno) y anfibolitas con granate (hornblenda, anfíbol pobre en calcio, granate, plagioclasa y biotita). Las primeras están generalmente foliadas pero mantienen preservadas algunas texturas ígneas y las segundas pueden presentarse foliadas o masivas; en ambos casos, parecen representar rocas ortoderivadas (Mollat 1968, Westerhof 1975, Tubía 1985).

Intercaladas en los niveles de anfibolitas se encuentran relictos de eclogitas de grano fino y pobremente foliadas compuestas por granate, omfacita y cantidades subordinadas de cuarzo, ilmenita y apatito (Tubía y Gil Ibarguchi 1991).

El espesor global de esta formación alcanza los 1000m.

3.1.1.1.3. ESQUISTOS OSCUROS CON SILLIMANITA

Se trata de esquistos grafitosos cuarcíticos de colores ocres o marrones, con intercalaciones de cuarcitas generalmente de tonos muy oscuros.

La mineralogía esencial de estos esquistos la forman cuarzo, biotita, sillimanita y andalucita; también se encuentran granate y estauroлита en cantidades subordinadas. La andalucita es muy abundante y se presenta como porfiroblastos de hasta varios milímetros crecida tardíamente sobre Sp (cf. Tubía 1985, 1988), si bien está crenulada y afectada por un estiramiento en condiciones frágiles para este mineral (foto 10). La sillimanita y la biotita definen la foliación principal. Las rocas de esta formación que afloran en las ventanas del Guadaiza y de Montemayor se encuentran afectadas de una importante retrogradación de baja temperatura, encontrándose en gran medida alteradas a sericita, clorita y óxidos. Esta alteración dificulta la identificación de las paragénesis previas, que probablemente también incluían feldespato potásico en rocas de aspecto gneísico asociadas a la formación de esquistos oscuros (Muñoz 1991). De hecho, en los alrededores de Sierra Alpujata, existen niveles poco potentes de esquistos oscuros situados entre la formación de gneises migmatíticos y la de esquistos grises (ver epígrafe siguiente), con asociaciones de alto grado.

El espesor de esta formación es difícil de estimar, porque se encuentra parcialmente omitida en gran número de afloramientos o bien porque en otros no se observan sus dos límites. En la ventana del Guadaiza es de 250m.

3.1.1.1.4. ESQUISTOS GRISES CON SILLIMANITA. NIVELES DE ANFIBOLITAS

Son de colores grises claros y presentan intercalaciones de anfibolitas y cuarcíticas, estas últimas muy abundantes hacia el techo de la formación. La mineralogía principal de los esquistos está formada por (Tubía 1985, 1988) cuarzo, biotita, sillimanita, granate, feldespato potásico y andalucita. Biotita y sillimanita marcan la foliación principal; el granate es englobado por Sp y la andalucita crece helicítica sobre dicha foliación.

Las anfibolitas se presentan subconcordantes con la foliación Sp. Son de varios tipos composicionales: además de

anfibolitas con clinopiroxeno y otras con granate de características idénticas a las que se encuentran intercaladas en la formación de gneises migmatíticos, existen anfibolitas con biotita. Estas se presentan asociadas con anfibolitas ricas en cuarzo y pueden estar foliadas o ser masivas. Están compuestas esencialmente por plagioclasa, hornblenda, anfíbol pobre en calcio, granate y biotita (Westerhof 1975).

El espesor de esta formación es de aproximadamente 500m donde se encuentra bien desarrollada.

3.1.1.1.5. MARMOLES CON DIOPSIDO Y FORSTERITA. NIVELES DE ANFIBOLITAS

La formación carbonática constituye masas importantes (Sierra de Mijas y Sierra Blanca) que se sitúan en continuidad con la formación de esquistos grises. Tubía (1985, 1988) distingue una parte basal con mármoles calcáreos blancos o azulados que intercalan niveles de mármoles de tonos ocre con anfibolitas, de calcoesquistos y de mármoles con nódulos de cuarzo, por encima de los cuales aparecen mármoles dolomíticos blancos sacaroides de grano grueso.

Además de calcita y dolomita, dentro de intercalaciones originalmente detríticas se encuentran silicatos de aluminio; la asociación más frecuente es calcita + diópsido + forsterita + flogopita + espinela (Tubía 1985, 1988).

La correlación de esta sucesión carbonática con los niveles de mármoles que afloran próximos a la formación de esquistos oscuros o a los gneises con litoclastos (epígrafe siguiente) es incierta si bien, mineralógicamente, son equivalentes; en niveles impuros de mármoles espacialmente asociados a los gneises con litoclastos se reconoce, junto con calcita y dolomita, forsterita, diópsido, flogopita y espinela (Torres-Roldán 1979).

El espesor la formación carbonática supera los 500m.

3.1.1.1.6. GNEISES CON LITOCLASTOS

La denominación deriva de la dada por Lundeen (1978) a éstas rocas y otras con las que se encuentra espacialmente ligada y que se describirán por separado. Con ella se alude a una brecha formada por fragmentos de rocas y minerales que ha sido transformada por leucogranitos intrusivos con los que se encuentra íntimamente asociada (Muñoz 1991). Autores previos han supuesto que el conjunto de estas dos litologías era constitutivo de una sólo roca corneana, bréchica o migmatítica (Loomis 1972, Lundeen 1978 y Tubía 1985, respectivamente) o bien era la suma de dos tipos de movilizados (Torres-Roldán 1979).

Son de color marrón o gris oscuro y presentan una fábrica masiva o foliada; los litoclastos tienen formas de subredondeadas a subangulosas y tamaños entre 1 y 30cm, pudiendo presentar o no formas discoides orientadas marcadoras de una foliación. La composición de estos fragmentos es variada: esquistos de características semejantes a los esquistos oscuros de la sucesión de Blanca, gneises bandeados y cuarzo; se han descrito también fragmentos de peridotitas (Tubía 1985). Por otra parte, una proporción importante de la roca está formada por minerales no fragmentarios: 20% de cordierita y 5-10% de feldespatos y cuarzo (Muñoz 1991). Los litoclastos presentan internamente una foliación de características iguales a Sp que, en algunos de ellos, está afectada por una crenulación posterior.

Los gneises con litoclastos aparecen intruidos por el leucogranito que adopta formas variadas, generalmente muy irregulares. El leucogranito aísla cuerpos de tamaño muy variable (hasta varios metros) de la brecha lítica a los que transfiere calor y en parte digiere y asimila; el estadio último de este proceso serían los nódulos ricos en cordierita que se encuentran inmersos dentro del leucogranito (Muñoz 1991). Por otra parte, la impregnación de la brecha por el leucogranito induce la feldespatización de esta última, resultando finalmente una roca de características intermedias entre una brecha y una corneana; el calentamiento estático se superpone a las mineralogías retrógradas indicadas para los esquistos oscuros en el epígrafe 1.3. y a la crenulación post-Sp que muestran algunos litoclastos (Muñoz, op. cit.).

La potencia de los gneises con litoclastos puede estimarse en unos 100m.

3.1.1.1.7. LEUCOGRANITOS CON CORDIERITA

Los leucogranitos han sido caracterizados por Muñoz (1991) como cuerpos intrusivos en todas las litologías de la columna de Guaro encontrándose también, en volúmenes subordinados, en los Mantos de los Reales. Los afloramientos más extensos se sitúan en las proximidades de Istán, donde aparecen dando varias tipologías; en este sector han sido denominados Migmatitas de Istán por Tubía (1985). Rocas equivalentes corresponden a los "movilizados sin enclaves" del conjunto migmatítico que Torres-Roldan (1979) diferenció en su unidad de Blanca. Las observaciones que siguen proceden de Muñoz (1991).

En los cuerpos leucograníticos se encuentran representadas tanto facies aplíticas como de megacrístales. La roca tiene un aspecto masivo y no está afectada, en general, por estructuras penetrativas; las facies con megacrístales presentan una foliación grosera marcada mayormente por agregados biotíticos, pero el cuarzo y el feldespato potásico están exentos de deformación intracrística. La mineralogía principal está compuesta por cuarzo, feldespato alcalino y plagioclasa, estos

dos últimos con hábitos sub- o idiomorfos; en cantidades subordinadas biotita, moscovita (prácticamente ausente en la facies de megacristales) y cordierita; como accesorios: turmalina, dumortierita, apatito, opacos y sillimanita.

Los leucogranitos de facies aplíticas se consideran autointrusivos en las facies con megacristales.

3.1.1.2. MANTOS DE LOS REALES

Este grupo de unidades integra, de abajo a arriba, la Unidad de Bermeja constituida exclusivamente por una potente lámina (4.5 km) de peridotitas, la Unidad de Jubrique (≤ 5 km de gneises y metapelitas, con cuarcitas y carbonatos subordinados) y las Imbricaciones de Benarrabá (≤ 1.5 km para todo el conjunto; esquistos, filitas, cuarcitas y carbonatos); dichas imbricaciones suponen la repetición de la parte alta de la sucesión de la Unidad de Jubrique.

Con el fin de evitar repeticiones innecesarias y agilizar la descripción de las sucesiones y su lectura se ha optado por presentar una sola columna de los Mantos de Los Reales, que integra todas las formaciones reconocidas (fig. 3.2). Esta columna representa pues un corte bastante completo de la corteza (especialmente de la corteza media y superior) e incluye una importante lámina del Manto superior subcontinental.

Las únicas dataciones que se han efectuado en este grupo de unidades han confirmado la edad triásica de su formación carbonática (epígrafe 3.1.1.2.6). La correlación de la formación de filitas y cuarcitas de los Mantos de los Reales (epígrafe 3.1.1.2.5) con la formación c) de la sucesión tipo alpujarride es también inmediata. Por su parte, la formación de esquistos grafitosos de grados bajo y medio integra materiales equivalentes a las formaciones a) y b). Las formaciones gneísicas y las rocas ultramáficas, por el contrario, no tienen equivalente y ocuparían posiciones inferiores a la más baja de las formaciones tipo.

La litoestratigrafía y distribución cartográfica de las formaciones de los Mantos de los Reales han sido objeto de numerosos estudios. Mencionaremos como más significativos para el propósito de este trabajo los de Didon et al. 1973, Loomis 1972, Obata 1978, Torres-Roldan 1979, Tubía 1985 y 1988, y Aldaya et al. 1987.

3.1.1.2.1. PERIDOTITAS

Las masas ultrabásicas de la Serranía de Ronda ocupan una extensión aproximada de 450 km² y forman parte de una potente lámina tectónica (Unidad de Bermeja), actualmente segmentada por fallas (Balanyá y García-Dueñas 1991, García-Dueñas y Balanyá 1991).

MANTOS DE LOS REALES

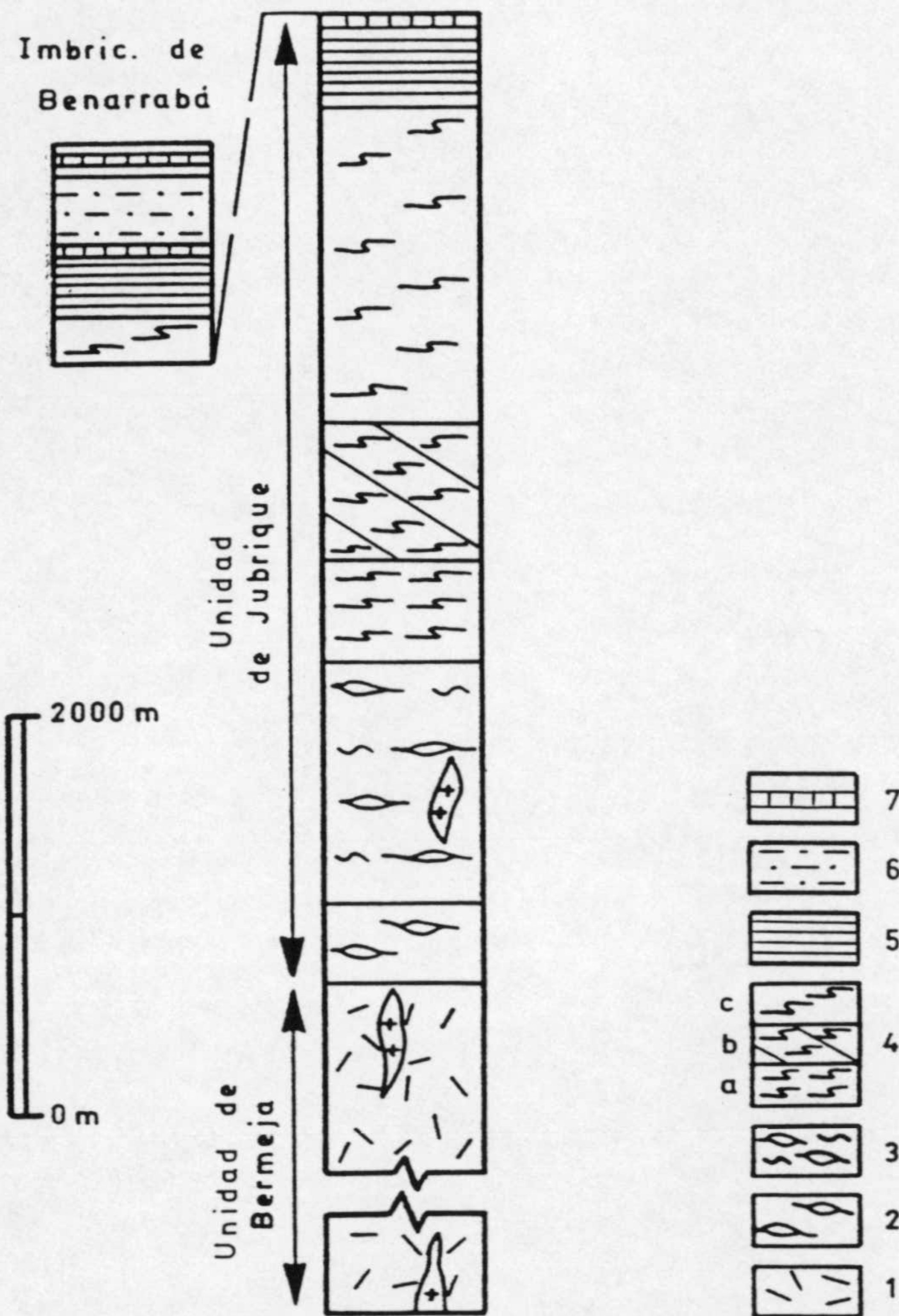


Fig. 3.2.- Columna sintética de las Unidades de Bermeja y Jubrique y de las Imbricaciones de Benarrabá, representativa de la parte noroccidental de Sierra Bermeja. 1, peridotitas; 2, gneises granatíferos; 3, gneises y gneises migmatíticos; 4, esquistos oscuros (a, con sillimanita; b, con estauroлита; c, con biotita y andalucita); 5, filitas y calcoesquistos; 6, cuarcitas; 7, calizas y dolomías recristalizadas. Con trama de cruces, leucogranitos.

Son conocidas desde antiguo, contándose con trabajos petrográficos detallados sobre ellas desde principios de siglo (Orueta 1917). Entre las investigaciones petrológicas y geoquímicas realizadas con posterioridad destacan las de Hernández-Pacheco (1967), Dickey (1970), Dickey y Obata (1974), Dickey y Nicol (1979) y Suen y Obata (1977).

Están constituidas en su mayor parte por peridotitas (95%, Dickey et al. 1979), de composición generalmente lherzolítica y - en menor grado- harzburgítica. El 5% restante lo ocupan capas máficas de composición gabroídica o , más frecuentemente, piroxenítica; su espesor oscila entre unos centímetros y pocos metros, y por lo común presentan formas tabulares con límites bien definidos. El espesor total de la lámina peridotítica, allí donde se presenta más completa -Sierra Bermeja occidental y parte central de Sierra Alpujata- es de unos 4.5km.

La textura más común de las peridotitas es porfiroclástica

de grano grueso con un tamaño de los minerales esenciales, olivino, ortopiroxeno (enstatita) y clinopiroxeno (diópsido), de hasta 8 milímetros (foto 1). Los porfiroclastos presentan formas moderadamente alargadas o equidimensionales y deformación plástica intracrystalina cuyo signo más frecuente es la presencia de bandas de deformación en porfiroclastos de cualquier composición. Los minerales esenciales también componen la matriz de la roca con tamaños de grano entre 30 micras y 1 mm; pueden presentar deformación plástica o no, en este último caso con uniones triples a 120°. Esta textura caracteriza la parte interna de la Unidad de Bermeja.

Existen también texturas porfiroclásticas de grano fino y miloníticas, en su mayor parte restringidas al techo y a partes del muro de la Unidad de Bermeja (Tubía y Cuevas 1986, Balanyá et al. 1987; cf. epígrafes 4.2.1 y 4.5).

Junto con el olivino y piroxenos, aunque en proporciones modales muy subordinadas, siempre existen una o más fases alumínicas que caracterizan, junto con las asociaciones presentes en las capas máficas, las distintas facies de lherzolitas definidas por O'Hara (1967). En Sierra Bermeja y de muro a techo según su posición actual en la lámina peridotítica, Obata (1977 y 1979) ha distinguido las siguientes facies: lherzolitas con plagioclasa, lherzolitas con espinela y lherzolitas con granate; el segundo grupo subdividido, a su vez, en las subfacies Seiland (plagioclasa y espinela) y Ariegite (espinela y granate). Una distribución comparable se encuentra en la Sierra de las Aguas (Soto y Gervilla 1990). Por el contrario, en la Sierra Alpujata, la facies con plagioclasa ocupa una posición intermedia en la columna litológica ubicándose hacia sus extremos las restantes (Hernández-Pacheco 1967, Gervilla 1989). La significación petrogenética de estas zonaciones es un aspecto principal de la evolución de las Peridotitas de Ronda, por cuanto son indicativas de cambios de presión muy importantes durante los procesos de recristalización de las fases de aluminio (Obata 1977, 1979).

La plagioclasa forma habitualmente coronas alrededor de núcleos de espinela, bien conservados en la transición entre las facies de lherzolitas correspondientes. La espinela, de color marrón, presenta formas equidimensionales o alargadas, a veces ameboides, con tamaños <1.5 mm; los cristales de espinela alargados junto con los de ortopiroxeno cuando también lo están, definen macroscópicamente una lineación de estiramiento. El granate se presenta generalmente en núcleos con variable grado de conservación, rodeados por coronas kelifíticas cuyo diámetro externo suele oscilar entre 0.3 y 1cm; es rico en piropo (Obata 1979) y puede contener inclusiones de olivino, orto- y clinopiroxeno y espinela.

En las rocas ultrabásicas que componen el Manto de Bermeja son muy importantes los procesos tardíos de serpentización. Aunque esto es un hecho prácticamente general incluso a escala microscópica (textura mallada), también se localizan bandas de anchura variable -hasta decenas de metros- donde esta alteración

es mucho más importante y da lugar a verdaderas serpentinitas; esto ocurre en las proximidades de fallas importantes como las que limitan por el Sur los afloramientos de peridotitas de Sierra Bermeja.

Por último, es preciso indicar también la existencia de rocas graníticas que intruyen en forma de diques en numerosos puntos de la lámina peridotítica. Estos diques cortan por lo general al bandeado y a la foliación de las peridotitas y su composición es principalmente cuarzo-feldespática, a menudo con cordierita y turmalina; se pueden encontrar, como accesorios, sillimanita, granate y biotita. Existen además algunos diques ácidos con asociaciones de cordierita, cuarzo y grafito (Dickey y Obata 1974).

3.1.1.2.2. GNEISES GRANATIFEROS CON CORDIERITA (KINZIGITAS)

Los gneises granatíferos se sitúan inmediatamente por encima de las peridotitas de Sierra Bermeja, constituyendo la base de la Unidad de Jubrique. El contacto entre las dos unidades es una zona de cizalla dúctil (Balanyá et al. 1987) en la que quedan involucrados los gneises granatíferos más una parte de la formación inmediatamente superior de gneises y gneises migmatíticos. Estas rocas, para las que hemos adoptado el nombre propuesto por Dickey et al. (1979), han sido también descritas bajo otras denominaciones: kinzigitas (Kornprobst 1971, Didon et al. 1973, Tubía 1985, 1988), granulitas pelíticas (Torres-Roldan 1979), Gneises de Baños del Duque (Aldaya et al. 1987).

Son rocas de grano por lo general grueso con texturas bandeadas (alternancia de niveles cuarzo-feldespáticos con otros ricos en biotita), gneísicas (porfiroblastos de granate y feldespatos potásico de 0.5-1.5cm), granoblásticas o blastomiloníticas. También se pueden presentar tipos intermedios o alternantes.

La mineralogía esencial consta de cuarzo, feldespatos potásico, biotita, sillimanita, distena, granate, plagioclasa y cordierita. Son accesorios comunes el grafito, apatito, circón y menas metálicas. La sillimanita es de hábito prismático y se dispone, junto con la biotita, según la foliación principal (Sp) que frecuentemente presenta características de foliación blastomilonítica (Sm); deriva de la transformación de la distena, habiéndose observado formas con características ópticas híbridas entre ambas (Tubía 1985). La distena se presenta en pequeños prismas orientados según la foliación principal, que los envuelve. El granate, que llega a constituir el 10-20% de la roca, se encuentra también englobado por Sp y a veces roto y estirado. La plagioclasa se presenta en cantidades moderadas (0-10%) y la cordierita en proporciones muy variables y tardía respecto a Sp.

El quimismo de estas rocas ha sido tratado por Torres-Roldan

(1979), resultando ser muy parecido al de los gneises, migmatitas y esquistos suprayacentes. Se corresponde con el de pelitas pobres en calcio, con una relación $FeO/FeO+MgO$ próxima a 0.75.

Esta formación intercala localmente niveles discontinuos métricos de mármoles, a veces con granate, olivino y epidota (Tubía 1985), y de granulitas básicas con asociaciones pre-Sp de clinopiroxeno y granate (Loomis 1977).

En conjunto, la formación de gneises granatíferos alcanza los 400m.

3.1.1.2.3. GNEISES Y GNEISES MIGMATITICOS

La mineralogía de estos gneises es semejante a la anterior. Los gneises granatíferos transicionan a esta formación de posición superior por desaparición progresiva de la distena y de la sillimanita prismática (aparece en su lugar fibrolita), disminución del contenido en granate y aumento del de biotita. La estructura es gneísica o bandeada. Los niveles migmatíticos, que aparecen intercalados con mayor frecuencia en la parte media de la formación, se presentan con estructuras variadas: fluidales, nebulíticas o estromáticas. Las bandas definidas por los cuerpos melanocráticos y leucocráticos son de escala decimétrica a métrica y se disponen subparalelas a la foliación principal que queda marcada principalmente por la biotita (foto 2).

En esta formación existen también intercalaciones de mármoles de pequeña continuidad lateral y espesor métrico. La potencia de todo el conjunto es de 1-1.5km. Su techo está marcado por gneises con textura bandeada en los que aparece estauroлита (englobada por S2) y moscovita, efectuándose el tránsito a los esquistos con sillimanita suprayacentes de forma gradual.

3.1.1.2.4. ESQUISTOS OSCUROS DE GRADO MEDIO Y BAJO

Esta parte de la sucesión reúne un paquete muy monótono de esquistos, generalmente grafitosos y ricos en biotita, de colores marrones o grises oscuros. La formación de esquistos oscuros intercala episodios cuarcíticos y de cuarzoesquistos a diferentes niveles.

Comporta tres de las zonas metamórficas distinguidas, respectivamente, por Torres-Roldan (1979) en su Unidad de Casares y por Tubía (1985) en los gneises y esquistos del Sur de Sierra Alpujata; de muro a techo estas zonas son las de sillimanita-moscovita, estauroлита y biotita-andalucita (epígrafe 3.2.1). A techo de esta última, además, se localizan en el valle del Río Genal esquistos con clorita y epidota que no están presentes en afloramientos más orientales de la Unidad de Jubrique y que

consideramos incluidos dentro de esta misma formación; estos esquistos formarían parte de la zona de clorita-biotita de Torres-Roldán (1979; epígrafe 3.2.1), si bien esta zona incluye para dicho autor rocas que en el presente trabajo se considera forman parte de la sucesión maláguide.

Los minerales más comunes constitutivos de los esquistos oscuros son cuarzo, biotita, plagioclasa, granate, moscovita, grafito y andalucita. La biotita y la moscovita marcan la Sp y dibujan pliegues isoclinales singenéticos con dicha foliación; también existen blastos de ambas, generalmente con formas subcuadradas, crecidos sobre ella. La andalucita es helicítica sobre Sp con formas habitualmente subidiomorfos (foto 5) de hasta 5mm y frecuentemente peciloblástica englobando cuarzo, grafito, biotita, moscovita y estaurolita (foto 4). El granate aparece englobado por dicha foliación, con formas frecuentemente esqueléticas y tamaño inferior a 1.5mm.

Además, la distena (pre-Sp) se ha reconocido a lo largo de toda la sucesión (Torres-Roldán 1979); coexiste con la sillimanita, que deriva de su transformación, en la parte inferior de la sucesión esquistosa. La sillimanita (fibrolita) se dispone según Sp. La estaurolita existe en toda la mitad inferior de la formación, ya que la aparición de sillimanita no comporta su desaparición. Se presenta usualmente blindada por moscovita, moscovita y biotita (foto 3), o englobada en peciloblastos de andalucita (foto 4); las formas son xenomorfos a subidiomorfos, a veces macladas en cruz. Aparece tanto englobada por Sp como crecida sobre ella.

En la parte alta de la formación existen también esquistos con cloritoide y, en las proximidades del tránsito a la formación suprayacente de filitas, cloritoesquistos de grano fino y esquistos epidóticos de tonos grises oscuros a verdosos. He reconocido el cloritoide en dos niveles, uno en el tránsito entre las zonas de estaurolita y de biotita-andalucita, y otro en la parte media de esta última zona; se presenta en porfiroblastos dispuestos según la foliación principal o helicíticos (foto 19). En niveles de posición equivalente se ha encontrado también distena (Torres Roldán 1979); por mi parte la he reconocido, asociada con cuarzo, en venas concordantes con la foliación principal, ubicadas en niveles transicionales entre la formación de esquistos oscuros y la formación de filitas; la distena de las venas aparece concordante con Sp (foto 6) y es probablemente anterior a dicha foliación, igual que la descrita en niveles pelíticos.

De las intercalaciones cuarcíticas o de cuarzoesquistos que esta formación comprende, son especialmente características las que se encuentran en los esquistos con sillimanita, en los que además se encuentran conglomerados decimétricos con cantos de cuarzo y matriz biotítica (Tubía 1985), y las incluidas dentro de los esquistos de grado bajo; estas últimas son cuarcitas verdosas, de espesor métrico a decamétrico, ricas en niveles epidóticos.

En el NW de Sierra Bermeja, la formación de esquistos oscuros alcanza 3km de potencia. Las reducciones drásticas de espesor que este paquete de materiales sufre en sectores más orientales se debe al efecto de omisión de fallas normales de bajo ángulo (cf. epígrafe 7.1.2.2 y ss).

3.1.1.2.5. FILITAS Y CUARCITAS. CALCOESQUISTOS

Esta formación corona la sucesión metapelítica de la Unidad de Jubrique y de cada una de las Imbricaciones de Benarrabá. Las filitas son generalmente de color gris azulado -aunque localmente pueden aparecer con tonos verdosos o morados- finamente foliadas, con tránsitos frecuentes a cuarzo-filitas y a verdaderas cuarcitas. El grano es muy fino, hecha la excepción de algunos porfiroblastos de cloritoide (foto 7) o de albita (hasta 1mm).

Los minerales mayoritarios son cuarzo, clorita, mica blanca, albita y, a veces, epidota y cloritoide. La mica blanca comprende moscovita s.s. y, a veces, paragonita (Felder 1978, Torres Roldan 1979). Son accesorios frecuentes turmalina, esfena y menas metálicas. Trabajos actualmente en curso, llevados a cabo por J.M. Azañón, han puesto de manifiesto además la presencia de rutilo englobado por distena y de pseudomorfos de carfolita.

Los niveles cuarcíticos, de color blanco a blanco amarillento, pueden presentarse alternantes con niveles pelíticos en bancos de 0.5 a 1m (i.e. tramos cuarcíticos del sector cercano a Casares) o en paquetes potentes; el más importante de ellos lo constituyen las denominadas Cuarcitas de Benarrabá (Aldaya et al. 1987), que alcanzan 400m de potencia en las proximidades de dicha localidad. La morfología de este cuerpo, en el que se reconocen estructuras primarias (laminación cruzada) es lenticular; pierde potencia hacia el Norte y hacia el Sur, desapareciendo cerca de Algatocín y de Gaucín, respectivamente. Las cuarcitas tienen una mineralogía principal de cuarzo, mica blanca y clorita, tamaño de grano fino a medio y localmente texturas miloníticas con desarrollo de una lineación de estiramiento.

En la vertiente W del Río Genal y en el sector de Casares algunos horizontes detríticos intercalados entre las filitas son metaconglomerados mal clasificados con cantos de cuarzo de tamaño inferior a 1cm y matriz cuarzosa. En el sector de Casares existen también niveles conglomeráticos, ya citados por Didon et al. (1973), con cantos centimétricos de cuarzo y de fragmentos de rocas silíceas oscuras de grano muy fino, y matriz cuarzosa.

La potencia total de la formación es difícil de estimar, ya que gran parte de sus afloramientos forman parte de una estructura imbricada. Los cortes más completos, situados en la margen derecha del Río Genal, permiten estimar 400-500m. La formación de filitas y cuarcitas está ausente en los afloramientos de la Unidad de Jubrique al Este del meridiano de

Estepona.

3.1.1.2.6. DOLOMIAS Y CALIZAS RECRISTALIZADAS. MARMOLES

El techo de la sucesión de la Unidad de Jubrique y de las Imbricaciones de Benarrabá está constituido por carbonatos recristalizados de color gris azulado y composición caliza y dolomítica. Además de calcita y dolomita, estas rocas pueden tener pequeñas cantidades de cuarzo y mica blanca.

En los cortes más completos (vertiente oriental del curso alto del Ayo. Albarrán, al Norte de Casares) se reconoce una parte basal de dolomías bastante masivas, a la que siguen dolomías laminadas y niveles métricos de color gris oscuro que, localmente, presentan restos recristalizados de algas dasycladáceas; entre ellas se ha podido reconocer (determinación J.C. Braga) Diplopora annulata (Schafhäult) del Ladiniense. La posición estructural de estos afloramientos no se corresponde con la de aquéllos cercanos al Ayo. de la Vieja en los que Dürr (1967) y Didon (1969) encontraron fósiles del Triás superior; tales afloramientos, también de naturaleza dolomítica, aparecen en ventana tectónica por debajo de la Unidad de Jubrique y de las Imbricaciones de Benarrabá, y se consideran en este trabajo correlacionables con la Unidad de Nieves. Martin-Algarra (1987) ha sostenido igualmente la pertenencia de estos afloramientos a la citada unidad en función de diferencias litológicas existentes entre los dos grupos de afloramientos referidos.

La potencia máxima observada en esta formación es de 100m (sector de Casares), aunque frecuentemente es mucho menor (0-15m en todos los afloramientos de la margen derecha del Río Genal). Al Este del área estudiada, la formación carbonática de la Unidad de Jubrique está omitida por fallas que separan dicha unidad de los Maláguides.

3.1.2. LITOESTRATIGRAFIA DE LOS MALAGUIDES

Se describe aquí una sucesión que, con variaciones locales poco significativas, es representativa en todo el área estudiada y también en sectores adyacentes (fig. 3.3). La sucesión maláguide se presenta muy completa en la vertiente occidental del Río Genal, donde se reconocen incluso términos triásicos y otros mesozoico-cenozoicos de atribución probable. En este sector Dürr (1967) consideró alpujárrides todos los materiales referidos como Mantos de Los Reales en este trabajo, que previamente habían sido considerados en continuidad con la secuencia maláguide (Blumenthal 1935).

La constancia en todas las Béticas de los rasgos más característicos de las secuencias maláguides lleva a considerar la validez regional de las formaciones litológicas definidas por

otros autores en las provincias de Almería y Málaga (Michelau 1943, Mon 1971, Geel 1973, Herbig 1983). Tales divisiones, que han sido recogidas y parcialmente redefinidas por Martin-Algarra (1987), son fácilmente trasladables al área estudiada.

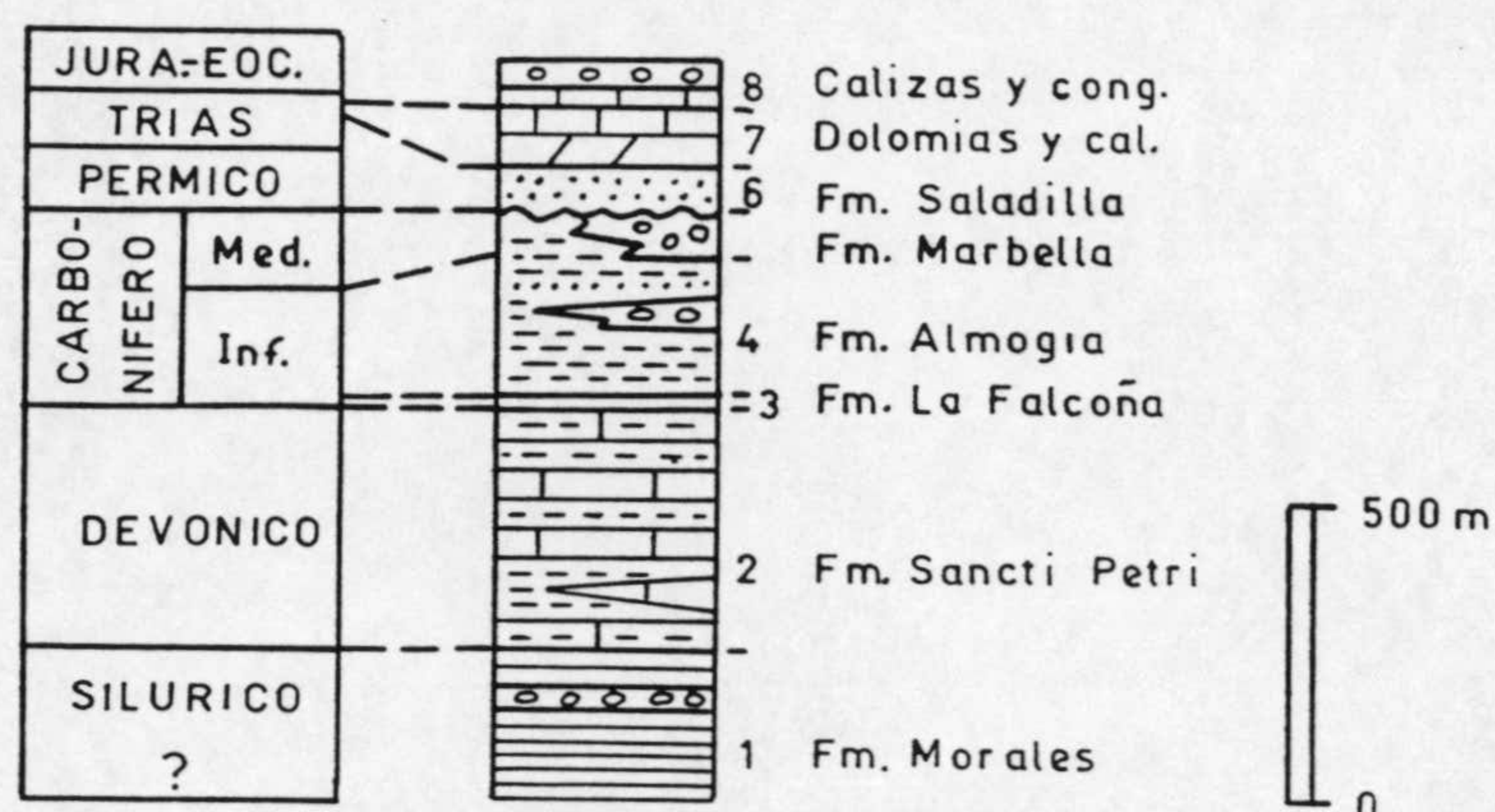


Fig. 3.3.- Columna tipo de los Maláguides entre Atajate y Gaucín. 1, filitas con niveles de conglomerados; 2, grauwackas carbonatadas y niveles de grauwackas; 3, liditas y pizarras silíceas; 4, grauwackas, pizarras y niveles de conglomerados; 5, conglomerados poligénicos; 6, niveles rojos de conglomerados, areniscas y arcillas.

La sucesión maláguide del Sur de Ronda tiene 1500m de espesor en los cortes donde se preserva más completa.

3.1.2.1. FORMACION MORALES. FILITAS CON NIVELES DE CONGLOMERADOS

Esta formación fue definida por Mon (1971) en la parte occidental de los Montes de Málaga. Comprende los términos más bajos de la sucesión maláguide en el sector estudiado, quedando limitada en su base por el contacto con los Alpujárrides.

Los niveles inferiores los constituyen micasquistos de grano fino -metagrauwackas-, tonos pardos y frecuentes irisaciones doradas alternantes con filitas grises o gris-azuladas. La mineralogía principal de estas rocas comprende cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, mica blanca y clorita; en ocasiones se observan biotitas de probable origen detrítico. Los granos de cuarzo suelen tener formas moderadamente aplanadas ($Y/Z \approx 2$) y definen una foliación más o menos marcada también señalada por la mica blanca y la clorita y por concentraciones de óxidos.

Las filitas, progresivamente más abundantes hacia arriba, intercalan niveles cuarcíticos generalmente grises y dan paso - con recurrencias- a pizarras verdes que por alteración dan colores abigarrados (rojos, amarillos y pardos); estas pizarras incluyen niveles de microconglomerados poligénicos (cuarzo, cuarcitas, fragmentos de feldespatos y rocas silíceas oscuras de grano fino) de espesor cercano al metro y, hacia el techo, de conglomerados más gruesos compuestos exclusivamente por cantos de cuarzo. Estos niveles culminan con un conglomerado poligénico

discontinuo característico cuya matriz es arcillosa y su cemento silíceo ("Conglomerado de cantos estirados" de algunos autores). Los cantos son predominantemente de cuarzo y fragmentos de sílex; en menor proporción, fragmentos de pizarras; tienen formas redondeadas entre uno y varios centímetros, y se encuentran aplastados según el plano de foliación y con elongación preferente (fotos 24 y 25).

La parte superior de la formación es predominantemente pelítica, semejante a las filitas y pizarras verdosas descritas en niveles inferiores; las filitas tienen un color gris oscuro característico ("filitas color de humo" de McPherson 1974). Hacia el techo se desarrollan episodios grauwáckicos de colores pardos que pasan de manera transicional -por intercalación de niveles calizos- a la Formación Sancti Petri. Las grauwackas pueden alternar localmente con bancos cuarcíticos (i.e. 200m al S de la Casa de la Picota, TF938472).

La edad de estos materiales puede establecerse por correlación con la obtenida en otros puntos de las Béticas y del Rif en los que se ha datado el Silúrico inferior y el Silúrico superior en la parte alta de esta formación (Agard et al. 1958, Van de Boogard 1965). Los niveles inferiores son azoicos o han suministrado fósiles no determinantes (Geel 1973). Se asume en definitiva para todo el conjunto una edad Ordovícico-Silúrico.

La potencia media de esta formación es de unos 200m. Los 50 últimos corresponden a los niveles pelíticos de posición superior al conglomerado poligénico.

3.1.2.2. FORMACION SANCTI PETRI. GRAUWACKAS CARBONATADAS Y NIVELES DE GRAUWACKAS

Esta formación fue definida por Michelau (1943) y corresponde a las comúnmente denominadas "calizas alabeadas" (Orueta 1917). Comporta niveles de calizas gris-azuladas que alternan con otros de calizas impuras en donde la fracción detrítica está presente en proporción muy variable y con niveles de grauwackas de tonos pardos y azulados a veces laminadas. En esta formación también se reconocen bancos de calizas con sílex localizados puntualmente en su base (i.e. 200m al W de Venta del Espino, TF952487) y niveles métricos esencialmente pelíticos de coloraciones rojizas situados en su parte inferior y media. En todas las litologías descritas es característica la presencia de venas de calcita espática blanca con cristales de uno a varios milímetros.

En general las rocas de esta formación están poco recrystalizadas y a escala regional pueden considerarse como el inicio de la sucesión paleozoica no metamórfica (cf. Herbig 1983). Con todo, el grado de recrystalización puede ser importante en algunos puntos (i.e. afloramientos situados al N de Estepona).

Los niveles calizos presentan típicamente texturas microcristalinas; las impurezas que usualmente contienen están constituidas por granos detríticos de cuarzo, de feldespatos y de micas. Algunos cristales de feldespato potásico son probablemente de origen autógeno, con contornos idiomorfos y englobando cristales de calcita. Las grauwackas suelen tener una matriz muy abundante (hasta más del 50%), con trama ($\approx 0.1-0.5\text{mm}$) de granos subangulosos a subredondeados de cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, moscovita, fragmentos de cuarcitas y, en menor proporción, de biotita y clorita; el cemento, en proporción muy variable, es carbonatado. La existencia de todos los términos intermedios entre niveles más o menos detríticos (con cambios laterales y verticales entre ellos), más la ausencia de calizas de facies pelágicas, está de acuerdo con la idea de Rondeel (1965) y Geel (1973) según la cual estas rocas resultarían de la carbonatación de un flysch grauwáckico.

Numerosas muestras de esta formación recogidas entre Benadalid y Estepona han sido estudiadas por R. Rodríguez Cañero para la identificación de conodontos, resultando todas ellas azoicas. En otros sectores de las Béticas las calizas alabeadas tampoco han suministrado fósiles o bien se han encontrado en olistolitos que esta formación contiene en algunos puntos (Kockel 1958, 1959). No obstante, la existencia a techo de la formación de un nivel de silexitas datado como Turnaisiense (Herbig 1983) hace suponer una edad devónica para todo el conjunto.

La potencia de esta formación es muy variable, generalmente entre 100 y 400m.

3.1.2.3. FORMACIONES LA FALCOÑA Y ALMOGIA. LIDITAS, GRAUWACKAS, PIZARRAS Y NIVELES DE CONGLOMERADOS

La Formación La Falcoña (Herbig 1983) se sitúa a techo de la formación Sancti Petri y está constituida esencialmente por un horizonte de liditas de espesor no superior a 10m al que pueden asociarse niveles de calizas con facies pelágicas.

La Formación Almogía fue definida originalmente por Mon (1971) y posteriormente redefinida, tras la individualización de los niveles mayormente silíceos antes referidos, por Herbig (1983). La Formación Almogía reúne la sucesión de pizarras y grauwackas con niveles de conglomerados que se disponen por encima de las calizas alabeadas y bajo el llamado Conglomerado de Marbella o, cuando este falta, bajo la Formación Saladilla (cf. epígrafes siguientes). En el sector más occidental del área estudiada se reconocen en la parte superior de esta formación niveles de cuarcitas y niveles lenticulares de silexitas de espesor métrico y de rocas volcánicas con textura ofítica, muy alteradas, de probable composición basáltica (Este del Ayo. del Veranil, TF923478).

Las pizarras y grauwackas tienen colores verdes o pardos y se disponen en secuencias rítmicas de carácter turbidítico; en los niveles de grauwackas se reconocen laminaciones y huellas de corrientes. La mitad inferior de la formación es predominantemente grauwáckica y se corresponde con las Grauwackas de Retamares que Kockel y Stoppel (1962) reconocieron en sectores más orientales de la provincia de Málaga. En estos niveles se han reconocido, al N de Benadalid, elementos carbonáticos de tamaño decamétrico que podrían ser equivalentes a otros citados en regiones más orientales y que han sido interpretados como olistolitos (Mauthe 1971).

A techo de estas grauwackas existen niveles de microconglomerados y conglomerados con cantos redondeados de cuarzo, lilitas, cuarcitas y, más escasos, de pizarras y calizas. El tamaño medio de los cantos es de 1-2cm y se presentan generalmente aplanados según los planos de foliación. Niveles de conglomerados equivalentes han sido denominados por Geel (1973) "miembro de los conglomerados polimícticos".

La Formación La Falcoña tiene una edad Tournaisiense según Herbig (1983). De acuerdo con este mismo autor la Formación Almogía abarcaría desde la base del Viseense hasta la edad indeterminada -pero con seguridad post-Bashkiriense inferior- del Conglomerado de Marbella.

La potencia de la Formación Almogía es muy variable; alcanza 250m donde se encuentra mejor desarrollada.

3.1.2.4. FORMACION MARBELLA. CONGLOMERADOS POLIGENICOS

Esta formación ha sido definida por Herbig (1983) quien considera que representa un cambio lateral de facies de la parte alta de la Formación Almogía. Su denominación deriva de la previamente propuesta por Blumenthal (1949) de "Conglomerado de Marbella". Está constituida esencialmente por un conglomerado poligénico con matriz arenosa o arcillosa abundante entre el cual pueden aparecer niveles pelíticos semejantes a los que forman la parte superior de la Formación Almogía. El depósito tiene características de "debris flow".

El conglomerado aflora muy escasamente al W del meridiano de San Pedro de Alcántara. Contiene cantos de litología muy variada: filitas, grauwackas, pizarras, cuarcitas, calizas, gneises y rocas graníticas. Su tamaño es por término medio de varios centímetros y presentan un grado de redondeamiento variable que es muy alto en los de rocas ígneas. Los cantos de rocas graníticas y calizas no tienen equivalente en toda la columna maláguide y son de procedencia incierta. Buchroithner et al. (1980) y Herbig (1984) han descrito en los cantos calizos fósiles indicadores de un ambiente de plataforma carbonatada.

En los afloramientos de la Formación Marbella situados junto

al Hacho de Gaucín se reconocen en malas condiciones de observación rocas holocristalinas de composición gabroídica con texturas ofíticas o subofíticas, aparentemente concordantes con la estratificación.

En el área estudiada el espesor de la Formación Marbella oscila entre 0 y 50m.

3.1.2.5. FORMACION SALADILLA. NIVELES ROJOS DE CONGLOMERADOS, ARENISCAS Y ARCILLAS

La Formación Saladilla fue definida por Geel (1973) en las Béticas orientales y consta esencialmente de areniscas, arcillas y conglomerados que generalmente presentan colores rojizos o rosados. Representa un depósito continental o epicontinental.

Esta formación se reconoce en el área estudiada en afloramientos de reducida extensión, una gran parte de ellos limitados por contactos tectónicos. Las areniscas generalmente tienen coloraciones rosadas aunque se reconocen también niveles de areniscas con tonos ocres o blanquecinos; es frecuente que se encuentren gradadas y con laminaciones cruzadas. Según Felder (1978) predominan las de composición litarenita. Los niveles conglomeráticos se han reconocido en distintas posiciones, tanto en los niveles más bajos de la formación (al W de Benadalid), como situados por encima de tramos decamétricos de pelitas y areniscas (semiventana de Atajate). Los cantos son redondeados con tamaños de uno a varios centímetros; predominan los de cuarzo, sílexitas, cuarcitas y pizarras. La matriz es arenosa o arcillosa.

Intercalados entre la sucesión detrítica se reconocen también láminas dolomíticas centimétricas asociadas a arcillas rojas y verdes, y niveles métricos de dolomías y brechas dolomíticas (W de Benadalid). Las brechas con cantos de menor tamaño ($\approx 2-3\text{mm}$) pueden presentar laminación paralela o cruzada. Los niveles de dolomías junto con otros de yeso que han sido citados en sectores más orientales pueden interpretarse como depósitos lagunares (ver revisión de Mäkel 1985).

Las dataciones que se han efectuado en materiales de esta formación es muy escaso y proceden de regiones distantes de la que nos ocupa. Michelau (1942) dató la parte superior del Bundsandstein y Milliard (1959) el Pérmico. Dataciones más recientes sólo han detectado la presencia de Triás medio y superior (Baudelot et al. 1984, Mäkel 1985, entre otros). En definitiva puede asumirse, de acuerdo con la revisión hecha por Simon y Visscher (1983), que la mayor parte de los materiales de la Formación Saladilla se depositaron en el Triás, si bien es probable que la parte basal de la formación incluya depósitos pérmicos.

En general se acepta que la Formación Saladilla es

discordante sobre la sucesión paleozoica, aunque se ha considerado de manera diferente el valor de la discordancia (Foucault y Paquet 1971, Bourgois 1978, Felder 1978, Chalouan 1986). Son múltiples los hechos que llevan a considerar el carácter discordante de esta formación:

-Se apoya sobre distintos términos de las formaciones Marbella y Almogía.

-Supone un cambio brusco en las condiciones de sedimentación respecto a los materiales subyacentes. Algunos autores han interpretado el primer horizonte de la formación Saladilla como un paleosuelo (Felder 1978).

-La Formación Saladilla no muestra deformaciones penetrativas ni algunos tipos de pliegues que se reconocen en las formaciones paleozoicas (ver epígrafe 5.2.3).

La potencia de estos materiales es muy variable. En el área estudiada es siempre inferior a 100m.

3.1.2.6. DOLOMIAS Y CALIZAS

Se reconocen en contados afloramientos cercanos a Atajate, Benadalid, Gaucín y Casares, siempre por encima de la Formación Saladilla y con frecuencia despegados. Estos términos carbonáticos, en los que predominan las dolomías, tienen características algo diferentes de unos afloramientos a otros.

Al W de Benadalid se reconocen dolomías de tonos pardos o grises con contenido variable en detríticos (cuarzo) o con texturas brechoides. Junto a Gaucín el afloramiento del "Macizo de la Era" (TF931442) descrito por Dürr (1967) se compone -en orden ascendente- de dolomías, calizas masivas y calizas estratificadas con nódulos de sílex. En el sector de Casares, donde se localizan los paquetes carbonáticos más potentes, se reconoce una secuencia compuesta por dolomías en la base y en el techo, y un tramo intermedio calizo; en las dolomías superiores se localizan mineralizaciones de plomo.

La edad de los paquetes predominantemente dolomíticos se considera triásica por comparación con sucesiones mesozoicas maláguides bien conocidas de regiones más orientales y del Rif (Azéma 1961, Paquet 1969, Maate 1984, entre otros). Con igual fundamento a la secuencia del "Macizo de la Era" se le atribuye una edad liásica.

La potencia máxima de la sucesión carbonática triásica es de 200m (Casares), aunque generalmente es de sólo unas decenas de metros. El espesor de los materiales liásicos es de 60m.

3.1.2.7. CALIZAS CON ALVEOLINAS Y CONGLOMERADOS

Estas litologías sólo se reconocen en algunos afloramientos puntuales de las inmediaciones de Gaucín, entre ellos el ya citado TF931442; todos ellos se encuentran limitados por contactos mecánicos que los separan de otros materiales maláguides y de elementos atribuibles al Complejo de la Dorsal (afloramientos del Castillo de Gaucín) o de la Predorsal.

Las calizas son blancas y contienen alveolinas, nummulites y discocyclinas de edad eoceno inferior (Dürr 1967, Didon 1969). Los conglomerados, probablemente también eocenos, tienen matriz margoarenosa y cantos angulosos provenientes tanto de la sucesión maláguide mesozoica como paleozoica (Felder 1978).

3.1.3. SUCESIONES ESTRATIGRAFICAS DEL COMPLEJO DE LA DORSAL

Las descripciones que siguen tratan brevemente las sucesiones más características del Complejo de la Dorsal en el área estudiada. A diferencia de epígrafes anteriores no se presenta una columna sintética dadas las variaciones existentes entre los distintos grupos de afloramientos.

3.1.3.1. SUCESION DE LA UNIDAD DE LAS NIEVES

Las características estratigráficas de esta unidad son bien conocidas a partir de los trabajos de Dürr (1967), Felder (1978) y Martín-Algarra (1980, 1987). La sucesión comporta, de más antiguo a más moderno, los siguientes términos:

Dolomías

Dolomías grises o grises azuladas. Pueden ser masivas o estratificadas y laminadas, con algún nivel margoso en la parte superior. Han sido datadas como Noriense (Dürr 1967, Martín-Algarra 1987), aunque la parte más baja puede ser Carniense. En el sector central de la Sierra de las Nieves llegan a superar los 1000m de espesor, si bien éste disminuye drásticamente hacia el W donde la unidad entera se encuentra adelgazada por fallas normales.

Alternancias calizo-margosas y dolomías

Los contactos de muro y de techo son transicionales, siendo más abundantes las intercalaciones dolomíticas en la parte inferior y los niveles calizos en la superior que culminan con calizas a veces masivas. Los niveles margosos y margocalizos presentan colores ocres y están presentes en toda la formación. Las alternancias calizo-margosas son de edad Raethiense (Dürr 1967, Felder 1978, Martín-Algarra 1987). La potencia de esta formación es muy variable, pues las alternancias calizo-margosas

transicionan lateralmente a la formación dolomítica basal; oscila entre algunas decenas y más del centenar de metros.

Calizas con sílex

Son calizas micríticas con nódulos de sílex, bien estratificadas en bancos generalmente decimétricos, que alternan con delgados niveles de margocalizas y margas; en su parte inferior se sitúan localmente calizas nodulosas y en la parte superior calizas de crinoides (Martin-Algarra 1980, 1987). La parte inferior de las calizas con sílex ha suministrado fauna de ammonites del Hettangiense y Sinemuriense (Dürr 1967). De acuerdo con las edades de los términos que se sitúan inmediatamente por encima, se estima que el conjunto tiene una edad liásica. Alcanzan 100m donde se encuentran más desarrolladas, pero frecuentemente el espesor es mucho menor.

Calizas nodulosas rojas, radiolaritas y margocalizas coloreadas con aptychus

Esta parte de la sucesión se inicia con niveles alternantes de calizas nodulosas rojas (biomicritas con variable contenido en arcilla), margocalizas y calizas con sílex. Se acepta que la edad de estos niveles es Jurásico medio (Martin-Algarra 1987), aunque no han suministrado fósiles determinantes.

Por encima se sitúan radiolaritas rojas y verdes oscuras con niveles intercalados de margocalizas coloreadas con aptychus que se hacen dominantes hacia arriba. Un corte especialmente accesible y bien expuesto de estos términos se encuentra en la carretera a Parauta (UF102603). En diferentes niveles se han encontrado aptychus, Saccocoma y asociaciones de tintínidos que datan, respectivamente, el Jurásico medio y el tránsito Tithónico-Berriasense o el Berriasense inferior (Martin-Algarra 1980, 1987).

La potencia de las calizas nodulosas es inferior a 10m y las restantes litologías suman entre 5 y 25m, según los cortes.

Capas de Taramar y Brecha de la Nava

Las Capas de Taramar (Martin-Algarra (1987) están formadas por margas de colores rojos o anaranjados entre las que se intercalan niveles areniscosos y carbonáticos. Felder (1978) dató algunos de estos niveles como del intervalo Eoceno-Mioceno inferior, edad que ha sido confirmada por Martín-Algarra (1987) quien estima que los niveles más recientes serían Aquitaniense inferior. La potencia de las Capas de Taramar es sólo de algunos metros.

La denominación de Brecha de la Nava se debe a Dürr (1967). Con anterioridad Blumenthal (1933) había preconizado el carácter diluvial de estos materiales que supuso de edad cuaternaria. La brecha es poligénica y está cementada por carbonato. Los cantos son de naturaleza caliza o dolomítica, o de metapelitas de

características equivalentes a la de algunas formaciones alpujarrides. Presenta un aspecto oqueroso característico y contiene costras calcáreas interpretadas en relación con la existencia de paleosuelos (Martin-Algarra 1987). La Brecha de la Nava se dispone discordantemente sobre distintos términos de la sucesión, si bien puede ponerse de manifiesto en algunos puntos que su base está despegada de los materiales subyacentes (i.e. NW de Cartajima). Esta formación es azoica. Considerando la edad de las Capas de Tamar, sobre las que a veces se dispone, Martin-Algarra y Estevez (1984) han concluido una edad Aquitaniense. El espesor es difícil de calcular debido al aspecto habitualmente masivo de la brecha; puede retenerse un valor medio de varias decenas de metros.

3.1.3.2. LAS IMBRICACIONES DE BENADALID

En este trabajo se acepta la idea sostenida en otros previos (Felder 1978, Aldaya et al. 1987) por la que dichas sucesiones pueden clasificarse en dos tipos a los que pertenecen, respectivamente, las sucesiones litológicas de la imbricaciones que afloran en el Poyatillo (963537) y en el Peñón de Benadalid (964531). Con todo, algunos afloramientos que presentan una sucesión de materiales fragmentaria o con alguna diferencia específica pueden plantear en el detalle dificultades de correlación (i.e. alrededores del Cjo. de Panrique, Tajo de Becerril, Castillo de Gaucín, Sierra Crestellina); su adscripción debe admitirse con ciertas reservas.

3.1.3.2.1. SUCESION TIPO POYATILLO

Los materiales identificables con esta sucesión constituyen la mayor parte de los afloramientos de las Imbricaciones de Benadalid. De más antiguo a más moderno, comporta los siguientes términos y formaciones:

Dolomías con alternancias calizo-margosas a techo

La sucesión se inicia con un paquete que alcanza los 150m (1.5km al W de Algotocín) de dolomías grises masivas o estratificadas, que hacia arriba intercala delgados bancos de dolomías marrones. Siguen dolomías grises masivas (hasta 50m), dolomías en bancos de 0.5-1m (hasta 20m) y un tramo característico de unos 30m compuesto por calizas oscuras en bancos de 10-30cm y alternancias de calizas y dolomías con intercalaciones margosas. En estas alternancias Dürr (1967) y Felder (1978) encontraron lamelibranquios del Raethiense, al NW del Poyato y en el Hacho de Gaucín, respectivamente. A las dolomías inferiores se les atribuye una edad Trías superior algo más baja.

Calizas estratificadas de color beige

Son calizas micríticas bien estratificadas en bancos de 10 a 40 cm, a veces con sílex (especialmente hacia el techo). Pueden adoptar localmente aspecto brechoide (Sierrecilla) o noduloso (Poyatillo). Son frecuentes las superficies estilolíticas subparalelas a la estratificación. La potencia máxima observada es de 70m (Sierrecilla). La edad de estos niveles es probablemente Hetangiense.

Calizas nodulosas, calizas y margocalizas con sílex

Las calizas nodulosas son generalmente de color rojo y se disponen a continuación de las calizas del término anterior bien directamente o bien por intermedio de un nivel de unos metros de calizas con sílex de color gris en fractura. Son fosilíferas, habiendo recogido en todos los afloramientos Arnioceras s.p. y, al Sur del Poyato, Arnioceras mendax, lo que está de acuerdo con la edad Sinemuriense dada por Dürr (1967) y Aldaya et al. (1987). La potencia de las calizas nodulosas oscila entre 5 y 10m.

Las calizas con sílex son micríticas, de color gris en fractura y a veces algo margosas. Se presentan estratificadas en bancos de 5 a 30 cm. En las inmediaciones del Cortijo de Panrique, donde intercalan niveles de encrinetas, he recogido ejemplares de Fuciniceras s.p., del Domeriense inferior. La potencia de las calizas con sílex varía entre 5 y 20m.

Los materiales mesozoicos más modernos que integran la sucesión del Poyatillo son margocalizas blancas con sílex, piritosas, estratificadas en bancos de unos 5cm. Didon (1969) encontró en el único afloramiento que se ha reconocido de estos materiales (TF961521) radiolarios y Nannoconus del Neocomiense.

Conglomerados poligénicos, niveles pelíticos y areniscas pardoanaranjadas

Los conglomerados son de cemento calizo y cantos calizos y de sílex; se observan en algunos puntos discordantes sobre los términos liásicos de la sucesión. No se han reconocido fósiles, pero probablemente son eocenos de acuerdo con la edad de otros conglomerados de posición similar reconocidos en sucesiones muy semejantes del Cp. Dorsal (cf. García-Dueñas y Navarro-Vila 1980, Balanyá 1982).

Los niveles pelíticos son arcillas y margas de tonos rojizos y verdosos, a veces con intercalaciones turbidíticas y conglomeráticas de cantos calizos y de calizas con sílex. En los niveles arcillosos Aldaya et al. (1987) citan asociaciones de microfauna eocenas, aunque es probable que estos términos incluyan también niveles oligocenos.

Los términos terciarios más recientes están constituidos por una formación característica (Areniscas del Puerto de la Horca, cf. Didon 1969; Formación Horca, cf. Felder 1978) de areniscas pardoanaranjadas con cemento carbonatado, entre las que se

intercalan niveles de margas ocres. Incluyen clastos de cuarzo (aproximadamente el 50%), carbonáticos (25%), de pizarras y de liditas semejantes a las de la sucesión maláguide. La microfauna referida en diversos trabajos indica una edad Oligocena, quizás hasta el Aquitaniense basal (Didon 1969, Felder 1978, Martín-Algarra 1987).

3.1.3.2.2. SUCESION TIPO PEÑON DE BENADALID

Los materiales que se adscriben a este tipo de sucesión afloran en áreas reducidas: Relieves situados entre el Peñón de Benadalid y Casa Yunca, el macizo carbonático del Castillo de Gaucín y la Sierra Crestellina junto con alguna elevación situada inmediatamente al SE. Este conjunto de afloramientos es coincidente con los de la Subunidad de Benadalid de Felder (1978).

La sucesión se compone, descrita hacia términos más modernos, de:

Dolomías masivas grises

Dolomías secundarias grises, generalmente masivas o pobremente estratificadas. No se han encontrado fósiles. La potencia observada es variable entre 10 y 80m; el muro es un contacto tectónico y el techo es un contacto gradual e irregular en el detalle.

Calizas masivas blancas

Son calizas micríticas de color blanco o crema, a veces con texturas brechoides u oolíticas. En la Sierra Crestellina he reconocido microfauna de Paleodasycladus y en niveles superiores con crinoides Involutina Liasica. Por su parte Felder (1978) encontró en los Llanos del Moro foraminíferos arenáceos y algas de probable edad Lías inferior. Puede retenerse pues una edad Lías inferior y medio para esta formación, cuyo espesor oscila entre 20 y 80m.

Calizas con sílex, calizas nodulosas

Las calizas con sílex son de color gris a gris oscuro en fractura y se presentan bien estratificadas en bancos de 10-30cm que se hacen más margosos hacia el techo. En los últimos niveles aparecen "burrows" piritizados. En la parte inferior de las calizas con sílex, 1.5km al N del Peñón de Benadalid, he recogido fragmentos de Hildoceratidae (Domerense-Toarcense) y, en la parte media, Leptaleoceras s.p. (Domeriense medio). La potencia máxima de estas calizas es de 50m.

Las calizas nodulosas presentan intercalaciones arcillosas y son de colores rojizos; a veces contienen nódulos de sílex de del mismo color y pequeño tamaño. Al SW de Benadalid Dürr (1967)

reconoció en estos niveles faunas de ammonoideos del Toarcense superior y del Malm. En niveles equivalentes, sin embargo, no he podido constatar la presencia de materiales posteriores al Lías superior (cf. en el mismo sentido Aldaya et al. 1987), ya que las capas más altas han suministrado Calliphyloceras s.p., Collina s.p., Hildoceras s.p. y Pseudopolyplectus s.p., del Toarcense medio. Por su parte Felder (1978) encontró materiales del Malm que consideró equivalentes a los descritos por Dürr y los interpretó como olistolitos envueltos en una matriz carbonática de edad no conocida; este nivel se situaría a techo de las calizas nodulosas.

La parte superior de las calizas nodulosas rojas, cuya potencia oscila entre 4 y 10m, transiciona en algunos puntos tanto lateral como verticalmente hacia calizas verdosas noduloso-brechoides, a veces con sílex, de espesor métrico.

Calizas beige y nodulosas. Calizas verdosas y calizas de filamentos

Las calizas micríticas de tonos beige sólo se reconocen en la Sierra Crestellina (300m al SSW de la cota 907m). Contienen fragmentos de aptychus, belemnites y ammonites, éstos últimos con la concha original parcialmente conservada. Entre ellos he recogido Lytoceras s.p., Phylloceras s.p., Perisphinctidae y Simoceras s.p. (?) que, junto con una microfauna abundante en Saccocoma, permiten atribuir una edad Kimmeridgiense-Titónico inferior. Las calizas beige transicionan a calizas nodulosas de tonos beige a rojizos con embriones de ammonoideos y tintínidos (Tintinopsella Longa y Tintinopsella Carpathica) indicativos del Berriasense. El espesor de todo el conjunto es de unos pocos metros.

Otros materiales atribuibles al Jurásico superior fueron reconocidos por Dürr (1967) en un afloramiento aislado 500m al Sur de Casares; estos niveles coronan una sucesión semejante a la del Peñón de Benadalid. Se trata de calizas micríticas de tonos verdosos con fragmentos de aptychus que hacia el techo pasan a calizas de filamentos de coloraciones rosadas. Tienen 20m de espesor.

Conglomerados poligénicos. Areniscas

Los conglomerados son masivos o pobremente estratificados y tienen cantos de 1-30cm predominantemente calizos, aunque también los hay dolomíticos, de sílex, de calizas con sílex y de areniscas calcáreas; Felder (1978) cita además la presencia de cantos de areniscas cuarzosas con cristales de moscovita orientados que recuerdan algunos niveles del Paleozoico maláguide. El cemento es carbonatado. Al pie del Peñón de Benadalid intercalan un nivel de 1.5m de areniscas calcáreas. Los conglomerados contienen escasos fragmentos de nummulites que permiten datarlos como Paleógeno, sin más precisión. El espesor máximo observado es de 20m.

Existen algunos afloramientos (extremo meridional del Hacho de Gaucín, 700 al NW de la Venta de San Isidoro, extremo Sur de la Sierra Crestellina) en los que afloran en deficientes condiciones de observación materiales areniscos semejantes a los de la Formación Horca (epígrafe 3.1.3.2.1), aparentemente asociados a sucesiones de tipo Peñón de Benadalid. En la Sierra Crestellina, por otra parte, se han reconocido inmediatamente al N de la cota 907m niveles decimétricos de areniscas azoicas compuestas mayoritariamente por granos de cuarzo subangulosos a redondeados, que se disponen por encima de calizas con sílex; la edad de estos materiales puede estimarse, al igual que los antes referidos, como finioliocena.

3.1.4. LAS FORMACIONES DE ALOZAINA Y LAS MILLANAS. EL COMPLEJO DE ALOZAINA

Las Formaciones de Alosaina y las Millanas están constituidas por depósitos del Mioceno inferior discordantes sobre el Dominio de Alborán. Definidas ambas en la región de Alosaina-Tolox, han sido correlacionadas con otras sucesiones transgresivas que afloran en diferentes puntos de las Béticas y del Rif (Bourgois 1978, Martin-Algarra 1987). El Complejo de Alosaina se dispone por encima de las formaciones referidas e integra sedimentos del Burdigaliense que contienen Klippes sedimentarios de procedencia mayormente predorsal.

La Formación de Alosaina fue definida por Bourgois et al. (1972). Descansa sobre distintas formaciones de los Maláguides y está constituida por margas grises y niveles de conglomerados con cantos de litología equivalente a varias de las formaciones paleozoicas, permotriásicas y jurásicas maláguides; existen además niveles de areniscas de colores amarillentos y calizas detríticas con foraminíferos. Distintas dataciones convergen en que la edad de esta formación es esencialmente Aquitaniense, si bien su parte inferior puede contener términos del Estampiense (Bourgois et al. 1972, Bourgois 1978, Martin-Algarra 1987).

La Formación Las Millanas (Bourgois et al 1972) descansa indistintamente sobre los Maláguides, los Alpujárrides o la Formación de Alosaina. Consta de brechas poligénicas con abundantes cantos metamórficos procedentes de las sucesiones alpujárrides, alternantes con margas blancas o amarillentas que se hacen progresivamente dominantes hacia el techo. Al Norte de Velez-Málaga la Formación de la Viñuela (Vera 1969, Boulin et al. 1973), considerada equivalente de la Fm. las Millanas, comporta además hacia el techo niveles de sílex y de tufitas. La edad de ambas formaciones es Burdigaliense inferior (Bourgois et al. 1972, Bourgois 1978, Martin-Algarra 1987).

3.1.4.1. EL COMPLEJO DE ALOZAINA

El complejo de Alosaina está compuesto por sedimentos esencialmente arcilloso-margosos que contienen Klippes sedimentarios. Los materiales de estos elementos alóctonos son de edad mesozoica y cenozoica, y derivan de unidades en origen ubicadas por debajo del Cabalgamiento de Gibraltar: del Complejo de la Predorsal y del Complejo de Flyschs. El Complejo de Alosaina así definido comprende materiales incluidos en la Formación de Arcillas con Bloques de Bourgois (1978), concretamente aquéllos situados por encima de las formaciones transgresivas de Alosaina y Las Millanas. Este autor concluyó una edad Burdigaliense para dicha formación.

La extensión actual que ocupa el conjunto de afloramientos del Complejo de Alosaina es reducida. Se puede inferir sin embargo, a partir de su distribución en puntos dispersos del Dominio de Alborán (incluidos los de zonas marinas, cf. Comas et al., en prensa) y del análisis de deformaciones recientes, que la continuidad lateral de este complejo debió ser muy notable.

En el área estudiada el Complejo de Alosaina se dispone en muchos casos, mediante fallas, directamente por encima de Alpujárrides y Maláguides; las Formaciones de Alosaina y/o la de Las Millanas afloran sólo al Norte de San Pedro de Alcántara (Aguador et al. 1990) y, algo más al Este, en las proximidades de Monda (Olivier 1984) y en el ya referido sector de Alosaina-Tolox. Los elementos alóctonos que incluye el Complejo de Alosaina presentan sucesiones estratigráficas incompletas a partir de las cuales se han compuesto varias columnas sintéticas (Didon 1969, Olivier 1984). Las distintas litologías presentes son parte de la formación Beni Ider de la Unidad de Algeciras (cf. epígrafe 2.4.5), de los tramos cuarcíticos (Cretácico inf.) de la Unidad de Los Nogales y de los materiales recogidos en la columna sintética de la Unidad de Argüelles-Cerro de la Novia de Olivier (1984) más los términos de edad cretácica que este mismo autor y Didon (1969) atribuyen a la denominada Unidad de Camarote.

La columna sintética de Argüelles-Cerro de la Novia (Olivier 1984), comporta los siguientes términos (de más antiguo a más moderno) y espesores aproximados:

-Calizas, brechas, calizas con sílex y radiolaritas ($\approx 25\text{m}$); Lías superior-Malm.

-Calizas micríticas y oolíticas (10m); Cretácico inferior.

-Margas grises o rosadas con intercalaciones de microbrechas calcáreas (10m); Cretácico superior.

-Calizas de *Microcodium* (100m); esencialmente Paleoceno, pueden incluir parte del Maastrichtiense y del Eoceno inferior.

-Microbrechas calcáreas ricas en foraminíferos (20m); Ypresiense superior- Luteciense medio.

-Margas blancas con intercalaciones conglomeráticas (10m); Luteciense superior probable.

-Margas rojas y rosadas con niveles intercalados de calizas detríticas (potencia no determinada); Eoceno superior-Oligoceno inferior.

-Microbrechas calcáreas con grandes foraminíferos (30m); Oligoceno superior.

-Margas y arcillas con intercalaciones de areniscas cuarzosas -Formación Numidoide de Olivier 1984- y niveles de silexitas (>100m); Los niveles de la Formación Numidoide se atribuyen al Aquitaniense y los de silexitas al Burdigaliense inferior.

Por otra parte, los términos cretácicos de la Unidad de Camarote, según Olivier (1984), comportan esencialmente dos grupos litológicos: uno de edad Hauteriviense, compuesto por margocalizas con niveles de microbrechas de aptychus y areniscas micáceas con alternancias margosas (30m); otro probablemente Barremiense formado por arcillas, margas y gruesos bancos de areniscas micáceas (20m).

3.2. METAMORFISMO DE LOS ALPUJARRIDES

En este grupo de epígrafes se describen las características más sobresalientes de las condiciones metamórficas y de fusión parcial sufridas por las sucesiones metapelíticas -y otras rocas con ellas asociadas- del área estudiada. La mayor parte de su contenido deriva de trabajos previos; entre los más significativos: Loomis (1972a, 1972b, 1977), Westerhof (1975, 1977), Lundeen (1978), Torres-Roldán (1979, 1983), Tubía (1985, 1988) y Muñoz (1991, en prensa). El desarrollo se centra de manera particular en las condiciones P-T alcanzadas por los materiales de la Unidad de Jubrique ya que se encuentra especialmente bien representada en el área estudiada y, por otro lado, es la que exhibe para los dos eventos metamórficos más patentes la zonalidad más completa de los Alpujarrides occidentales.

3.2.1. ZONALIDAD METAMORFICA Y CONDICIONES P-T EN LA UNIDAD DE JUBRIQUE

Torres-Roldán (1979) y Tubía (1985) han diferenciado varias zonas metamórficas de grado creciente hacia el muro de la unidad que en líneas generales son equivalentes (fig. 3.4). Torres-Roldán distingue dentro del tramo de clorita-biotita mostrado en el diagrama blastesis-deformación de la fig. 3.4 una parte superior (zona o subzona) de clorita-moscovita y otra inferior de biotita-andalucita. La zona de clorita-moscovita no está

ZONA	Sj			Sp		ZONA	Sj		Sp	
	PRE	SIN	POST	SIN	POST		SIN	POST	SIN	POST
Cl - Biot	DISTENA		---			Biot - And - Gr	CLORITA	---		---
	CLORITA	---			---		BIOTITA	---		
	BIOTITA			---			ANDALUCITA			---
	ANDALUCITA				---		ALBITA			---
	ALBITA				---		GRANATE	---	---	
	CORDIERITA				---		MOSCOVITA	---	---	
Est	DISTENA	---				Est	ESTAUROLITA	---		---
	ESTAUROLITA	---					BIOTITA	---		
	BIOTITA	---			---		ANDALUCITA			---
	GRANATE	---			---		PLAGIOCLASA	---	---	---
	ANDALUCITA				---		MOSCOVITA	---	---	
	PLAGIOCLASA				---					
Sill - Mosc - And	DISTENA	---				Sill - Mosc	DISTENA	---		
	ESTAUROLITA	---					ESTAUROLITA	---		
	BIOTITA	---			---		BIOTITA	---		---
	GRANATE	---			---		GRANATE	---		
	FIBROLITA				---		FIBROLITA			---
	ANDALUCITA				---		ANDALUCITA			---
PLAGIOCLASA				---	PLAGIOCLASA	---	---	---		
Sill - Fd K - Cord	DISTENA	---				Sill - Fd K - Cord	ESTAUROLITA	---		
	ESTAUROLITA	---					BIOTITA	---		---
	BIOTITA	---			---		GRANATE	---		
	GRANATE	---			---		FIBROLITA			---
	FIBROLITA				---		FELDESP. - K			---
	FELDESP. - K				---		PLAGIOCLASA	---	---	---
	PLAGIOCLASA				---		CORDIERITA			---
	CORDIERITA				---					
Gr - Dist - Biot - Fdk	DISTENA	---				Dist - Gr - Fd k	DISTENA	---		
	BIOTITA	---			---		BIOTITA	---		---
	GRANATE	---			---		GRANATE	---		
	SILLIMANITA				---		SILLIMANITA			---
	FELDESP. - K	---			---		FELDESP. - K	---	---	---
	CORDIERITA				---		CORDIERITA			---
					---		HERCINITA			---

Torres-Roldán (1979)

Tubía (1985)

Fig. 3.4.- Distinción de zonas metamórficas y relaciones blastesis-deformación en materiales de la Unidad de Jubrique. Tomado de Torres-Roldán (1979) y Tubía (1985).

representada al Este de Sierra Bermeja (Tubía 1985). El trazado aproximado de los límites entre zonas metamórficas de la Unidad de Jubrique queda recogido en la fig. 3.5 que incluye datos de Torres-Roldán (SW de S₂ Bermeja) y de Tubía (S de S₂ Alpujata).

En todas las zonas de la Unidad de Jubrique se reconocen asociaciones minerales que caracterizan dos episodios metamórficos correspondientes a los más patentes a escala regional en los Alpujárrides: un episodio (Mi) de presiones intermedias (s. Miyashiro 1973) y otro posterior (Mb) de bajas presiones. En lo esencial dichos episodios anteceden y posdatan, respectivamente, a la foliación principal Sp.

Por otro lado, las características de las asociaciones reconocidas en las Imbricaciones de Benarrabá -unidades que sólo afloran en el área estudiada- son equivalentes a las que se encuentran en la parte alta de la Unidad de Jubrique y por ello no se describirán separadamente; en concreto se reconocen las zonas de estauroлита (sólo de manera puntual en la base de la imbricación inferior), biotita-andalucita y clorita-moscovita.

Zona de clorita-moscovita

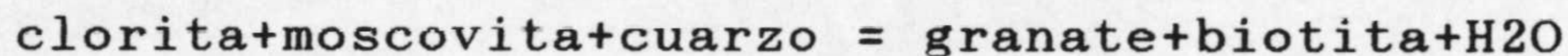
Su distribución comprende esencialmente la formación de filitas y cuarcitas, aunque también se encuentra dentro de esta zona la parte más alta de la formación de esquistos oscuros.

La asociación más frecuente es moscovita-clorita-albita (Loomis 1972a, Torres-Roldán 1979). Según Torres-Roldán (op. cit.) la presencia de moscovita con bajo contenido en celadonita apunta hacia presiones moderadas.

Es de especial interés destacar que en la formación de filitas, tanto en la Unidad de Jubrique como en las Imbricaciones de Benarrabá, estudios actualmente en curso de realización llevados a cabo por J.M. Azañón han detectado la presencia de asociaciones probablemente derivadas de paragénesis propias de alta presión. Así por ejemplo, presencia de rutilo englobado por distena y pseudomorfos de carfolita; los datos texturales apuntan a que las asociaciones originales de alta presión serían precoces respecto a los episodios de presiones intermedias y de bajas presiones. La presencia de pirofilita, en la parte más baja de la zona, como producto de desestabilización de la distena (J.M. Azañón, com. personal) indica que en estos niveles inferiores se alcanzaron los 400°-450°C (ver curva de Kerrick 1968 en fig. 3.6).

Zona de biotita-andalucita

De las relaciones blastesis-deformación ilustradas en la fig. 3.4 se desprende la coexistencia de granate y biotita pre-Sp, probablemente generados según Tubía (1985) a partir de la reacción de Thompson y Norton (1968):



Las condiciones pre- a sin-Sp habrían sido, en función de la curva de estabilidad del granate generado por la reacción

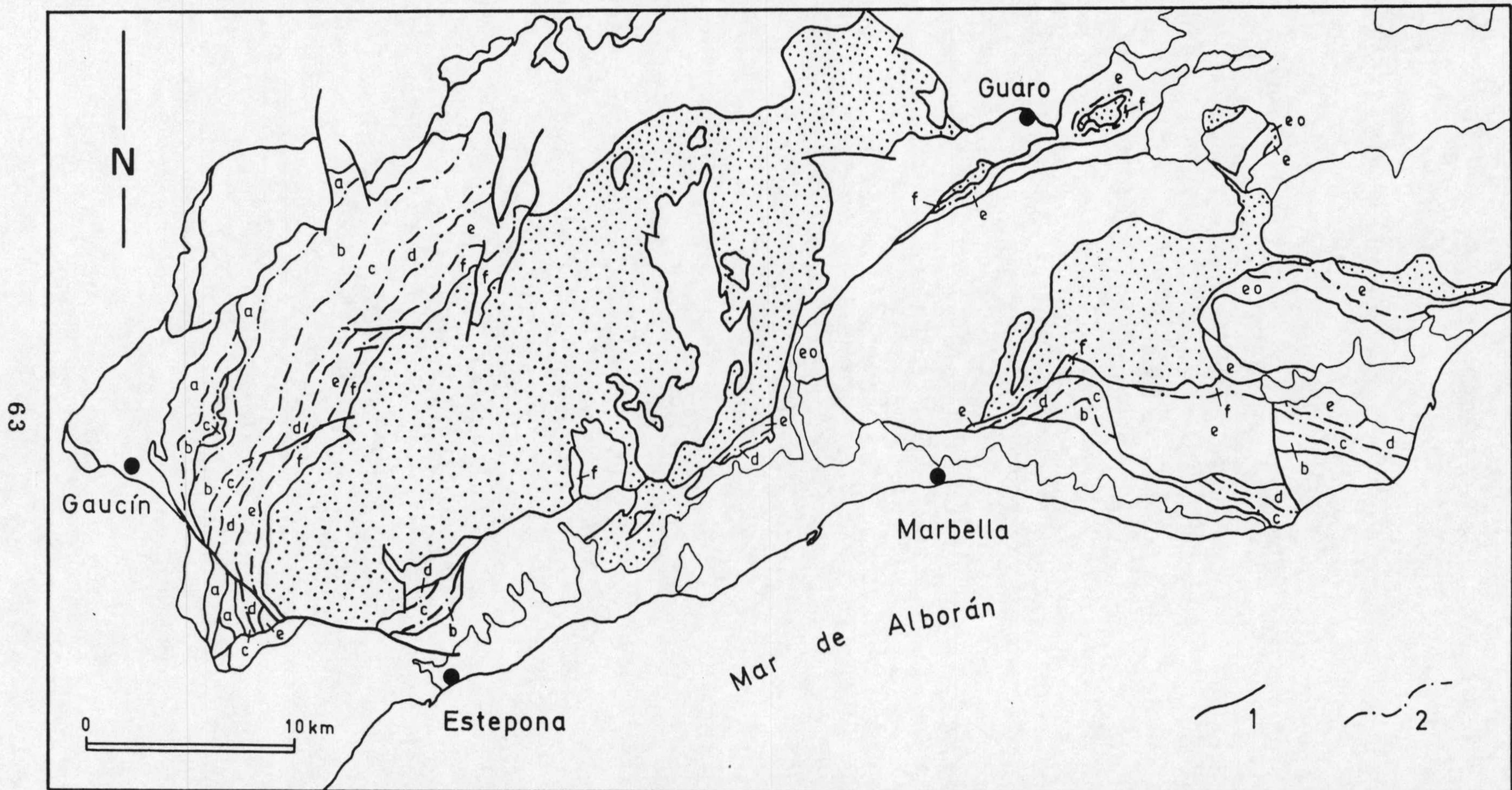


Fig. 3.5.- Distribución aproximada de las zonas metamórficas de la Unidad de Jubrique entre Fuengirola y Gaucín, con datos de Torres-Roldán (1979), Tubía (1985) y este trabajo. Zonas: a, clorita-moscovita; b, biotita-andalucita; c, estauroлита; d, sillimanita-moscovita; e, sillimanita-feldespatos potásico-cordierita; f, granate-distena-feldespatos potásico; eo, formación de esquistos oscuros indiferenciada. 1, contacto tectónico indiferenciado; 2, límite entre zonas metamórficas. En trama de puntos, la Unidad de Bermeja (peridotitas).

anterior y de la inexistencia de estaurolita (fig. 3.6), de $T \approx 500^\circ\text{C}$ y $P \approx 4-4.5\text{kb}$.

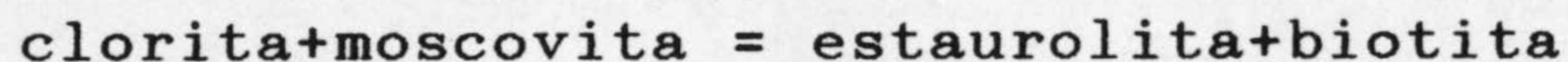
Las condiciones post-Sp pueden ser evaluadas en función de la curva de formación de andalucita y albita (asociadas frecuentemente en esta zona) a partir de paragonita y cuarzo (Chatterjee 1972) y de la curva de formación de estaurolita, mineral ausente en esta zona tanto para las asociaciones pre-Sp como post-Sp. Estas condiciones serían de $T \approx 500^\circ\text{C}$ y $P \approx 2\text{kb}$ (Tubía 1985).

Sin embargo, dada la existencia en esta zona (y también dentro de la formación de filitas) de cloritoide pre-Sp (cf. epígrafe 3.1.1.2.4) y habida cuenta de que la aparición de granate ocurre en la parte más profunda de la zona, se plantea también la posibilidad de que el granate (rico en almandino) se haya formado junto con moscovita a partir de cloritoide, biotita (annita) y cuarzo (Spear y Cheney 1989); el cloritoide se supone rico en Fe. Esta posibilidad, no contemplada en otros trabajos al considerar el cloritoide inexistente, daría unas condiciones de temperatura también del orden de 500°C o algo más altas (cf. Spear y Cheney 1989).

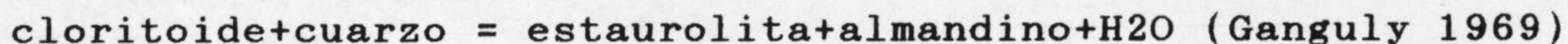
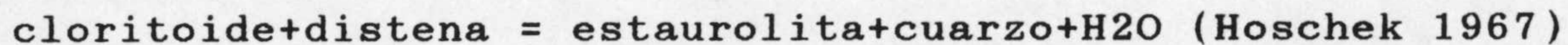
Por otro lado, y de acuerdo con Muñoz (en prensa), las condiciones de crecimiento de la distena (mineral pre-Sp; Torres-Roldán 1979, este trabajo, 3.1.1.2.4) son difíciles de determinar en esta zona, dado que no se conocen suficientemente la(s) paragénesis que acompaña(n) la formación de este mineral. La asignación de la distena al episodio de presiones intermedias, o bien a otro anterior de altas presiones tal como se ha constatado en los Alpujárrides centrales (Goffé et al. 1989, Azañón y Goffé 1991), resta por el momento incierto.

Zona de estaurolita

Torres-Roldán (1979) y Tubía (1985) suponen que la estaurolita, mineral diagnóstico siempre presente en las asociaciones más frecuentes pre-Sp de la zona, deriva de la reacción (Hoschek 1969):



La presencia limitada de cloritoide en las zonas anteriores hace probable también que parte de la estaurolita se haya generado a sus expensas:



pero no justifica que la mayor parte de la estaurolita se deba a estas transformaciones. Otra reacción también ha podido participar en pequeña proporción para la generación de

estauroлита post-Sp, dada la existencia de granate pre-Sp en contacto con estauroлита post-Sp (Tubía 1985):

clorita+moscovita+granate = estauroлита+biotita+cuarzo+H₂O
(Hoscheck 1969)

Todas estas reacciones generadoras de estauroлита permiten fijar una temperatura mínima en torno a 550°C (Winkler 1974). Estas condiciones pueden ser afinadas en función de la transición distena-sillimanita (fig 3.6). Además, la presencia de distena pre-Sp frecuentemente asociada a plagioclasa en la parte inferior de la zona habría sido originada según Torres-Roldán a partir de la reacción:

paragonita+cuarzo = distena+albita+H₂O (Chatterjee 1972)

lo que, en definitiva, permite fijar unas condiciones para el episodio pre-Sp (asumiendo P_{H₂O} = P_{total}) de P≥5-5.5kb y T=550-570°C, y, para la parte inferior de la zona, de T≥550-610°C y P≥6kb (Torres-Roldán 1979).

Las condiciones P-T para el periodo post-Sp pueden fijarse en función de la desestabilización del granate y de la estauroлита (ver 3.1.1.2.4), y de la aparición de andalucita.

La reacción global sería (Torres-Roldán 1979):

granate+estauroлита+moscovita+cuarzo=
biotita+andalucita+componente Ab de la plagioclasa+moscovita

Las condiciones estimadas son de T=550-600°C y P≤2.5kb (Torres-Roldán 1979, Tubía 1985), en función de las curvas de estabilidad del almandino y de la estauroлита, y de la transición sillimanita-andalucita.

Zona de sillimanita-moscovita

La entrada de la zona se sitúa en la aparición de sillimanita (sin-Sp); la mineralogía por lo demás es semejante a la de la zona anterior, incluidas sus relaciones texturales. Torres-Roldán (1979) apunta el probable enriquecimiento en Fe de la estauroлита.

Esta zona se sitúa en la parte inferior de la formación de esquistos oscuros y en la parte más alta de la formación de gneises y gneises migmatíticos allí donde todavía persiste la moscovita.

Las condiciones P-T para el periodo pre-Sp pueden ser obtenidas por tanto a partir de los mismos indicadores que en la zona anterior, lo que indicaría P≥6kb y T≥550-610°C (ver zona de estauroлита).

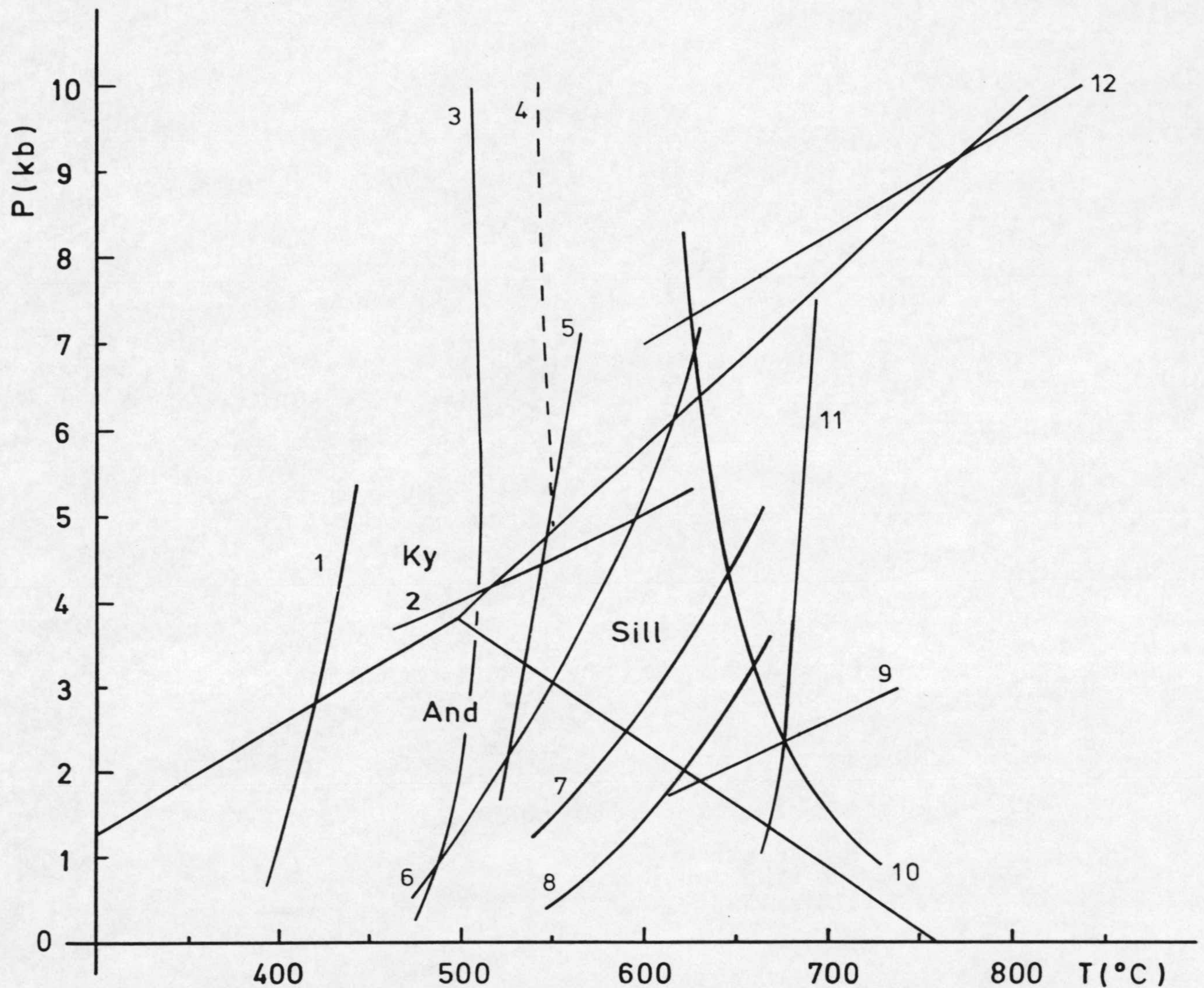


Fig. 3.6.- Principales curvas de estabilidad referidas en el texto para la determinación de condiciones P-T en la Unidad de Jubrique. Punto triple de los silicatos de aluminio según Holdaway (1971).

- 1) pirofilita=S.A.+cuarzo+H₂O (Kerrick 1968)
- 2) clorita+moscovita+cuarzo=granate+biotita+H₂O (Hirschberg y Winkler 1968)
- 3) Fecloritoide+biotita(annita)+cuarzo=almandino+moscovita +H₂O (Spear y Cheney 1989)
- 4) Id. con granate Fe/Fe+Mg=0.9 (Spear y Cheney 1989)
- 5) clorita+moscovita=biotita+estauroilita+cuarzo+H₂O (Hoschek 1969)
- 6) paragonita+cuarzo=albita+S.A.+H₂O (Chatterjee 1972)
- 7) estauroilita+moscovita+cuarzo=biotita+S.A.+H₂O (Hoschek 1969)
- 8) moscovita+cuarzo=FdK+S.A.+H₂O (Althaus et al. 1970)
- 9) biotita+S.A.+cuarzo=cordierita+FdK+H₂O (Holdaway y Lee 1976)
- 10) comienzo de la fusión en el sistema Ab-Or-Qz (Merrill et al. 1970)
- 11) estauroilita+cuarzo=almandino+S.A.+H₂O (Ganguly 1972)
- 12) inicio del campo de estabilidad de granulitas de altas presiones (Green y Ringwood 1967)

Durante la generación de Sp y después, la generación de sillimanita y andalucita no se produce por transformación polimórfica del silicato de aluminio (Loomis 1972a) sino, de acuerdo con Torres-Roldán (1979) y Tubía (1985), según las reacciones:

granate+moscovita+cuarzo = biotita+S.A.+componente Ab de la plagioclasa+moscovita (enriquecida en K)

estauroлита+moscovita+cuarzo = biotita+S.A.+componente Ab de la plagioclasa+moscovita (enriquecida en K) (Guidotti 1968)

estauroлита+moscovita+cuarzo = biotita+S.A.+H₂O (Hoschek 1969)

Argumentos de especial interés en contra de la idea de Loomis (1972a) de que la sillimanita procede de la transformación -a mayor profundidad- de la andalucita son la coexistencia de ambos minerales en toda la zona y sus diferentes relaciones cronológicas con la foliación y con otros minerales (ver 3.1.1.2.4 y fig. 3.4).

Las condiciones post-Sp pueden ser deducidas en función de la desestabilización de la estauroлита para dar andalucita. Suponiendo una estauroлита con X_{Fe}=0.6 y a partir de la curva experimental de Hoschek (1969; ver fig. 3.6), Torres-Roldán obtiene T≥590°C y P≤2.5kb (a P_{H₂O}=P_{total}; en caso contrario, T descendería ligeramente y P sería algo mayor).

Zona de sillimanita-feldespató potásico-cordierita

Esta zona comprende, salvo la parte más alta, la formación de gneises y gneises migmatíticos de la Unidad de Jubrique. Está caracterizada por la presencia de sillimanita y feldespató potásico y la desaparición de moscovita. Según Torres-Roldán (1979) el feldespató potásico se produce sólo parcialmente mediante la reacción

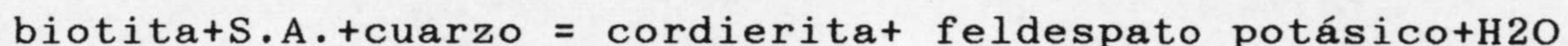
moscovita+cuarzo = FdK+S.A.+H₂O (Althaus et al. 1970)

dado que la cantidad de moscovita -ya relativamente baja en la zona anterior por ser reactante en gran parte de las reacciones involucradas- sería insuficiente para producir la totalidad del feldespató potásico observado. Otra parte de la sillimanita (post-Sp) vendría de la transformación de la andalucita, mineral que no progresa dentro de la zona de sillimanita-FdK-cordierita.

Las condiciones mínimas sufridas durante el episodio pre-Sp pueden extraerse (Torres-Roldán 1979) de la persistencia de relictos de granate, estauroлита y distena. Estas serían, como en la zona anterior de T≥550-610°C y P≥6kb. La temperatura máxima se sitúa en 685°C ya que no se han alcanzado las condiciones para que la estauroлита genere granate y distena (Ganguly 1972; ver fig. 3.6), reacción que sí tiene lugar en la zona más inferior.

Para el periodo post-Sp, y en función de la posición de la transición andalucita-sillimanita y de la curva que marca la desaparición de la moscovita en presencia de Qz (Althaus et al. 1970, fig. 3.6), las condiciones serían de P=2kb y T=625°C. Estas

condiciones serían válidas para la parte más alta de la zona. Torres-Roldán (1979) señala que en partes más bajas de la misma zona, donde se desarrollan los diferenciados leucocráticos (ver 3.1.1.2.3), la disminución de biotita y sillimanita acompañada de la aparición de cordierita como mineral post-Sp serían debidas a la reacción:



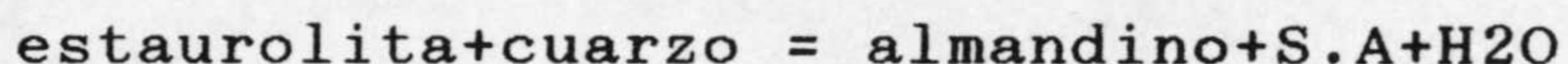
A partir de esta reacción (curva de Holdaway y Lee 1976, fig. 3.6), de la transición andalucita-sillimanita y de la desaparición de moscovita en presencia de cuarzo (curva de Althaus et al. 1970), se obtienen unas condiciones de $T=625^\circ\text{C}$ y $P=2\text{kb}$.

En la parte más baja de la zona, a partir de la reacción de intercambio Fe-Mg en el par biotita-cordierita (cálculos de Holdaway y Lee 1977) y con análisis de muestras correspondientes a esa posición procedentes de Loomis (1972a), Torres-Roldán (1979) estima unas condiciones finales de equilibrio post-Sp de $T=650-700^\circ\text{C}$ y $P\approx 3.5\text{kb}$.

Zona de granate-distena-feldespato potásico

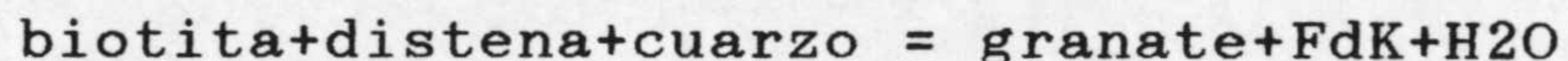
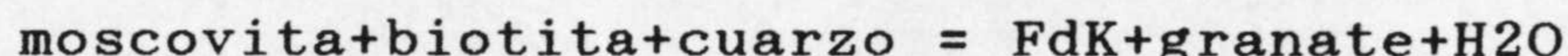
Su distribución coincide con la de la formación de gneises granatíferos con cordierita (fig. 3.5 y Anexo 1: mapa geológico).

La asociación diagnóstico para las condiciones pre-Sp está constituida por granate, distena y feldespato potásico. La reacción presumible por la cual desaparece la estaurolita es objeto de controversia. Así, Loomis (1972) y Tubía (1985) admiten que se produce mediante el equilibrio:



Las curvas de equilibrio de dicha reacción (Ganguly 1972) y de la transformación distena-sillimanita marcarían unas condiciones mínimas de $T=700^\circ\text{C}$ y $P=7.5\text{kb}$ (fig. 3.6).

Sin embargo el origen del granate según Torres-Roldán (1979) tuvo lugar en relación con reacciones que involucran moscovita:



Dicho autor sugiere una $T\geq 740\pm 50^\circ\text{C}$ a partir de la reacción de intercambio Fe-Mg del par biotita-granate (cálculos de Ferry y Spear 1978) y de análisis procedentes de Loomis (1972a); para ello supone una $P\approx 8\text{kb}$.

Tubía (1985), por otra parte, estima que se han podido alcanzar condiciones más extremas ($T\geq 800^\circ\text{C}$ y $P\geq 9\text{kb}$), atendiendo a

la presencia señalada por Loomis (1972a) de granulitas básicas - con asociación inicial de clinopiroxeno y granate- intercaladas en las rocas de esta zona y a la posición de la transición sillimanita-distena (ver fig. 3.6; curva de estabilidad correspondiente a granulitas de altas presiones, con granate, y de presiones intermedias según Green y Ringwood, 1967). Esta estimación es, por otro lado, próxima a la realizada por Kornprobst y Vielzeuf (1984) en los gneises granatíferos del entorno del macizo de Beni-Busera en el Rif.

En el periodo post-Sp las condiciones imperantes son evaluadas de manera similar por distintas aproximaciones, significando igual que en zonas anteriores una importante caída de presión. Tubía (1985) concluye una $T \leq 750^\circ\text{C}$ y $P \leq 3\text{kb}$ en función de la transición distena-sillimanita y de las curvas de equilibrio de la cordierita, fase que aparece en este periodo. Torres-Roldán (1979), a partir de una estimación del valor XFe del sistema y fundamentándose en que la desaparición del granate por reacción con el silicato de aluminio para dar coronas de cordierita y hercinita (ver también Loomis 1976) no se han completado, deduce unas condiciones de $T \approx 750^\circ\text{C}$ y $P \geq 3.5\text{kb}$.

3.2.1.1. Evolución metamórfica

El aspecto más destacable de la evolución metamórfica de la Unidad de Jubrique viene señalado por el registro, en todas las zonas minerales, de una importante caída de presión durante y después de la la generación de la foliación principal al tiempo que no ocurren cambios importantes de temperatura. Esto se traduce en asociaciones pre-Sp propias de presiones intermedias, caracterizadas especialmente por la distena, y asociaciones post-Sp de bajas presiones caracterizadas por la andalucita o cordierita. La relación entre estas trayectorias y la evolución estructural de los Alpujárrides es tratada separadamente más adelante (capítulo IV).

3.2.2. EVOLUCION DEL METAMORFISMO Y DE LOS PROCESOS DE FUSION PARCIAL EN LOS MATERIALES DEL MANTO DE GUARO

A diferencia de la Unidad de Jubrique, los materiales del Manto de Guaro muestran escasos testimonios de metamorfismo pre-Sp (Westerhof 1975, Tubía 1985), ya que su registro ha quedado transformado durante el episodio de bajas presiones. Este último tiene lugar en condiciones de alto grado -o próximas- tanto en la Unidad de Ojén, donde Tubía (1985) ha diferenciado una zona de sillimanita y otra de cordierita-FdK, como en la de Guadaiza. La evolución metamórfica en ambas unidades es perfectamente comparable.

Recientemente Tubía y Gil Ibarguchi (1991) han puesto de manifiesto la existencia de asociaciones de alta presión, que

supondrían el más precoz de los registros metamórficos reconocidos. Las eclogitas por estos autores caracterizadas, que se sitúan como relictos dentro de los niveles de anfibolitas de la formación de gneises y gneises migmatíticos (epígrafe 3.1.1.1.2) del Manto de Guaro, presentan asociaciones de clinopiroxeno y granate indicativas de $P > 15 \pm 0.25 \text{ kb}$ y $T > 730 \pm 35^\circ \text{C}$.

En los gneises granatíferos las condiciones metamórficas pre-Sp serían, según Westerhof (1975), de $P = 8.4 - 9 \text{ kb}$ y $T = 740 - 760^\circ \text{C}$. El mismo autor cifra en $P = 8.5 - 9 \text{ kb}$ y $T = 725 \pm 50^\circ \text{C}$ el campo para las asociaciones precoces de granulitas básicas encontradas en la parte meridional de Sierra Blanca. Dentro de lo que se podría considerar el mismo episodio metamórfico sigue una ligera caída de presión con reemplazamiento de hiperstena por antofilita en los gneises granatíferos ($P = 7 - 8 \text{ kb}$).

El episodio post-Sp se inicia en estas formaciones litológicas con la presencia de granate y cordierita, culminándose la trayectoria de decompresión adiabática en $P \approx 3.5 \text{ kb}$ con formación de cordierita (Westerhof 1975). Subsecuentemente a este episodio se generan granitos peraluminicos cuyas características están especialmente bien documentadas en la Unidad de Guadaiza (Muñoz 1991).

En dicha unidad, la evolución metamórfica y de los procesos de fusión parcial puede sintetizarse como sigue (Muñoz 1991):

a) Un episodio regional post-Sp de bajas presiones, con características semejantes al de la Unidad de Ojén, que finalizaría con procesos de fusión parcial.

b) Retrogradación asociada a la brechificación y eliminación de una parte de la secuencia (mayormente gneises migmatíticos cuarzofeldespáticos con cordierita y gneises granatíferos que aparecen sólo como fragmentos dentro de los "gneises con litoclastos"; cf. 3.1.1.1.6). En este episodio se serpentiza (asociaciones de antigorita+crisotilo y de antigorita+brucita) la parte de los cuerpos peridotíticos próxima a la unidad de Guadaiza y se forma clorita, micas blancas y óxidos de Fe en los esquistos oscuros.

c) Emplazamiento subsiguiente a la generación de los "gneises con litoclastos" -generados en régimen tensional- de fundidos graníticos cuya cristalización tendría lugar contemporáneamente (augengneises) o tardíamente (leucogranitos) al desarrollo de la brecha lítica. El emplazamiento de los fundidos produciría un metamorfismo de contacto en facies de corneanas piroxénicas en los clastos de la brecha.

Las condiciones P-T estimadas por Muñoz (ops. cit), que suponen la reinterpretación dentro del esquema genético que acabamos de referir de datos previos de Torres-Roldán (1979) y Tubía (1985), y de otros propios, serían: $P = 4.5 - 5.5 \text{ kb}$ y $T = 660 - 800^\circ \text{C}$ ($T = 750 - 800^\circ \text{C}$ para una P media de 5 kb) para el comienzo de la fusión parcial (episodio post-Sp); $T \approx 400^\circ \text{C}$ para el episodio

retrometamórfico; $P \approx 3 \text{ kb}$ y $T \leq 700^\circ \text{C}$ para el metamorfismo de contacto (fragmentos recalentados de los gneises con litoclastos).

3.2.3. EDAD DEL METAMORFISMO Y DE LOS CUERPOS LEUCOGRANITICOS

La edad alpina del metamorfismo alpujárride está sólidamente fundamentada dentro y fuera del área objeto de estudio. Regionalmente se constata que las zonas metamórficas del metamorfismo progresivo son continuas desde las formaciones de edad triásica o permotriásica hasta las más antiguas (Paleozoico inferior; eventualmente Precámbrico); el registro metamórfico evidencia en todas ellas una evolución similar (trabajos de Torres-Roldán y Tubía ya citados, Westra 1969, Torres-Roldán 1974, Navarro-Vila 1976).

Los datos radiométricos disponibles apoyan igualmente la edad alpina del metamorfismo y de los procesos de fusión parcial en los materiales alpujárrides. En efecto, los resultados obtenidos sobre gneises y metapelitas -dentro y fuera de la transversal de Ronda- por Westra (1969), Loomis (1975), Michard et al. (1983), Zeck et al. (1989) y Monie et al. (1991) quedan comprendidos entre 80 y 20 m.a. Los trabajos más recientes convergen en que el último evento metamórfico finalizaría en $21 \pm 2 \text{ m.a.}$ (Zeck et al. 1989), si bien esta edad es indistinguible de la de los cuerpos leucograníticos intrusivos en las peridotitas de Sierra Bermeja ($22 \pm 4 \text{ m.a.}$, Priem et al. 1979) que son posteriores al episodio metamórfico de bajas presiones. Se puede apuntar en relación con ello que la evidencia estructural y de evolución P-T de las rocas intruídas (Muñoz 1991; epígrafe anterior) posibilita el rejuvenecimiento de las edades metamórficas al menos en una parte del volumen de rocas térmicamente afectadas por la intrusión de leucogranitos y por los procesos de atenuación cortical concomitantes.

Como ya se apuntó anteriormente (epígrafe 2.3.1) la edad del episodio de AP/BT es anterior a las asociaciones indicativas de presiones intermedias y bajas presiones. La edad de aproximadamente 25 m.a. dada por Monié et al. (1991) a partir de fengitas posteriores a la carfolita, pero coexistentes con aragonito y cloritoide en rocas de los Alpujárrides centrales, podría ser indicativa de que el episodio primero de AP/BT fuera considerablemente más antiguo.

4.1. INTRODUCCION

Los Alpujarrides de las Béticas occidentales (Fig. 4.1) resultaron de la superposición de mantos a escala cortical que implican a voluminosas masas de peridotitas subcontinentales (Hoeppener et al. 1964, Didon et al. 1973). Los cuerpos peridotíticos aparecen interconectados, jalonando lo que fué un cabalgamiento mayor (Lundeen 1978, Navarro-Vilá y Tubía 1983, Balanyá et al. 1987) posteriormente modificado por cizallamiento dúctil extensional (García-Dueñas y Balanyá 1991, Muñoz 1991). Por encima del referido contacto mayor se diferencian varios elementos tectónicos que formaron parte del grupo de Mantos de Los Reales (Balanyá y García-Dueñas 1991; cf. epígrafe 2.4.1.). Enumerados en orden ascendente, éstos son: la Unidad de Bermeja, compuesta por la totalidad de las Peridotitas de Ronda; la Unidad de Jubrique, constituida en su mayor parte por sucesiones de espesor kilométrico de gneises y esquistos de grados medio y bajo; finalmente, y situadas inmediatamente por debajo de los Maláguides, las Imbricaciones de Benarrabá repiten la parte más alta de la Unidad de Jubrique y comportan esquistos de grado bajo, filitas y carbonatos.

El contacto entre las Unidades de Bermeja y Jubrique separa rocas con diferente registro de facies metamórficas de alta presión y alta temperatura (lherzolitas con granate y gneises granatíferos), y se sitúa dentro de una zona de cizalla dúctil (Zona de Cizalla Bermeja-Jubrique) con desplazamiento mayor que 8km (cf. epígrafe 4.5.2). Las Imbricaciones de Benarrabá producen recurrencias en la sucesión litológica y en las zonas metamórficas -con asociaciones de grado decreciente hacia el techo- de la Unidad de Jubrique. La individualización de unidades tectónicas propuesta en este trabajo ha sido comparada con la de autores precedentes y previamente comentada en el epígrafe 2.4.1.

El sustrato cortical de las peridotitas (Unidad de Bermeja) está formado mayormente por rocas metamórficas de alto grado (gneises, esquistos y mármoles) constitutivas de sucesiones, en general invertidas, del Manto de Guaro. En Sierra Bermeja el contacto basal de las peridotitas se sitúa a techo de una brecha intruída por leucogranitos (gneises con litoclastos, cf. epígrafe

3.1.1.1.6) formada a expensas de elementos de la sucesión del Manto de Guaro (Muñoz 1991); a la roca bréichica se asocian zonas de cizalla retrógradas ($\approx 400^{\circ}\text{C}$). En la parte Norte de Sierra Alpujata, además, se localizan junto al contacto gneises y peridotitas miloníticas de alta temperatura: las Milonitas de la Albuqueria de Tubía (1985) y las peridotitas de textura milonítica que este autor considera relacionadas con las primeras; en este área las zonas de cizalla retrógradas se localizan entre las milonitas de las rocas ultrabásicas y las gneísicas, y dentro de éstas últimas, no existiendo, por tanto, continuidad entre el conjunto de milonitas de alta T.

La estructura de todas las unidades alpujárrides se encuentra significativamente modificada por deformaciones sobreimpuestas, especialmente por fallas normales de bajo ángulo lístricas o no (Balanyá y García-Dueñas 1986; García-Dueñas y Balanyá 1991; Soto y Gervilla 1991; García-Dueñas et al., en prensa; fig. 4.1). Así, pueden ponerse en relación con estas estructuras varios rasgos principales de la actual estructura de los Alpujárrides occidentales: la individualización en cuerpos de la Unidad de Bermeja, las discontinuidades en el trazado de las Milonitas de la Albuqueria y de la Zona de Cizalla Bermeja-Jubrique y, las omisiones litológicas y variaciones de espesor en todas las unidades (ver 7.1.2).

4.2. LA UNIDAD DE BERMEJA

4.2.1. ESTRUCTURAS PENETRATIVAS: LAYERING Y FOLIACIONES

Layering

En el interior de los macizos ultrabásicos se reconocen variaciones composicionales primarias que definen el layering. Los cambios composicionales pueden considerarse a dos escalas. Unos a escala de afloramiento, como los límites de las capas máficas centimétricas a decimétricas intercaladas en la roca peridotítica, o las capas duníticas de morfología más o menos tabular y tamaño decimétrico a decamétrico (especialmente hectométrico, cf. Gervilla 1990). Otros, cartografiables a

Fig. 4.1.- Esquema tectónico de los Alpujárrides occidentales (según Balanyá y García-Dueñas 1991, algo modificado).

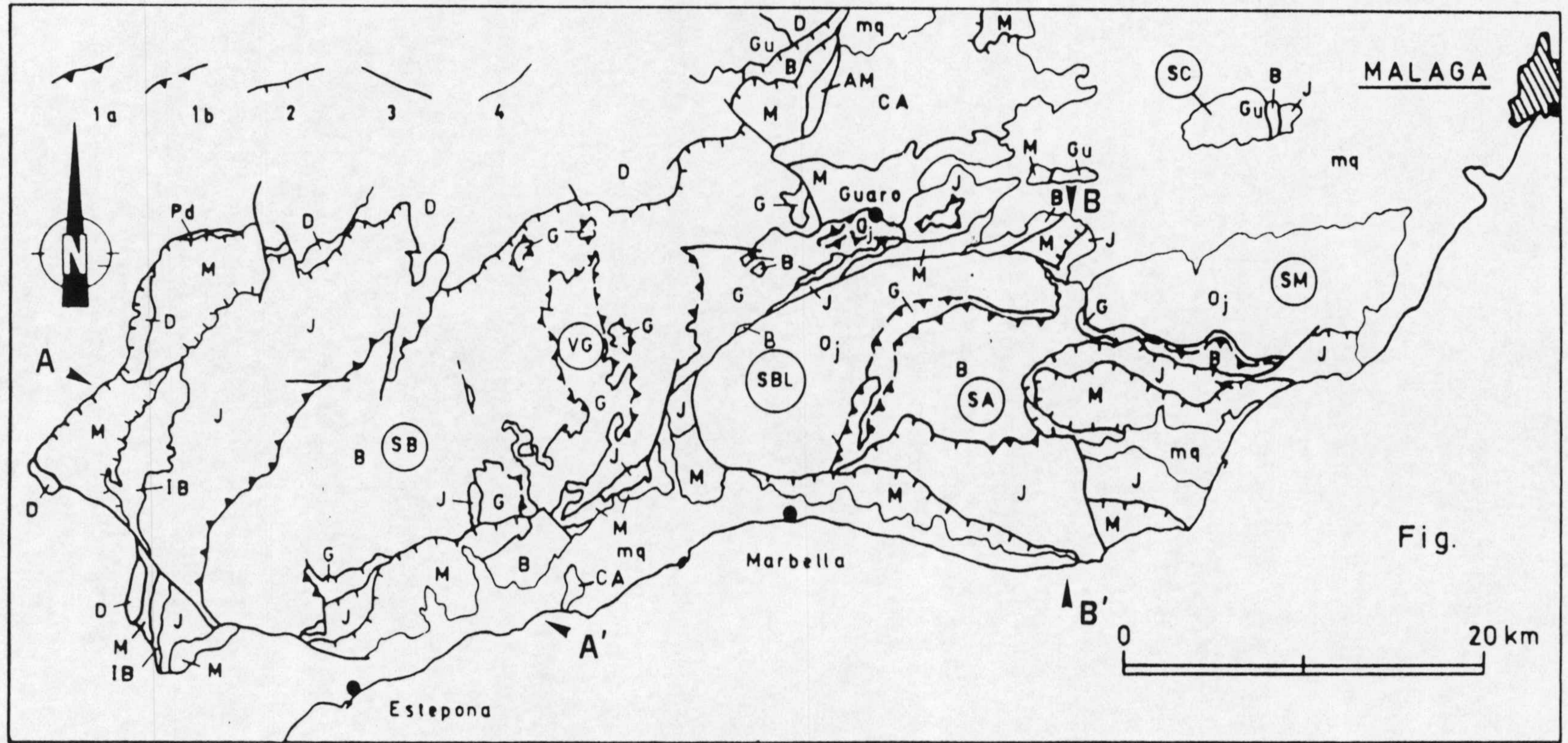
mq, sedimentos del Mioceno sup-Cuaternario. CA, Complejo de Alozaina. AM, Formaciones de Alozaina y las Millanas. Pd, Unidades de la Predorsal. D, unidades de la Dorsal. M, Maláguides. Alpujárrides: Gu, materiales del Manto de Guaro indiferenciados; Oj, Unidad de Ojén; G, Unidad de Guadaiza; B, Unidad de Bermeja; J, Unidad de Jubrique; IB, Imbricaciones de Benarrabá.

Mayúsculas dentro de círculos: SA, S^a Alpujata; SB, S^a Bermeja; SBL, S^a Blanca; SC, S^a de Cártama; SM, S^a de Mijas; VG, Valle del Guadaiza.

1a, zona de cizalla de alta temperatura; 1b, zona de cizalla retrometamórfica; 2, falla normal de bajo ángulo; 3, contacto tectónico; 4, contacto estratigráfico.

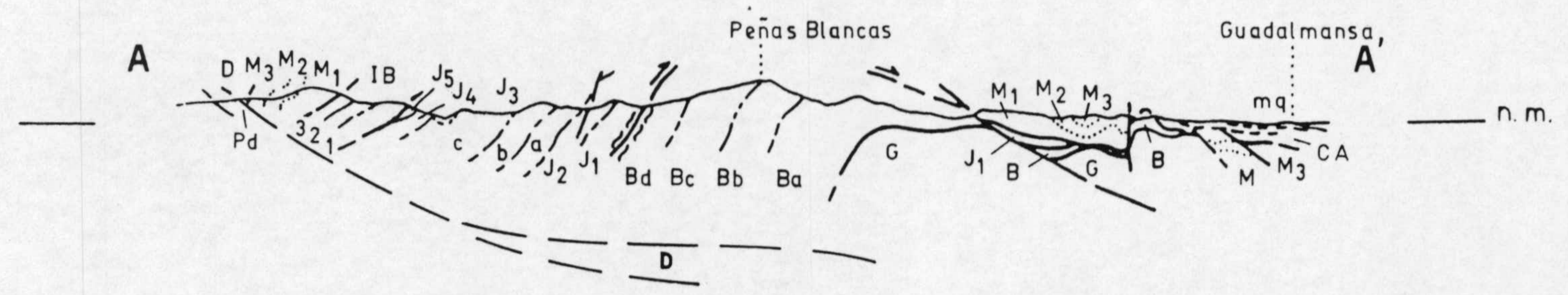
Leyenda del corte A-A'.- Maláguides: M1, Fm. Morales; M2, Fm Sancti Petri; M3, Fms. La Falcoña y Almogía. Unidad de Bermeja: Ba, facies de lherzolitas con plagioclasa; Bb y Bc, facies de lherzolitas con espinela (subfacies Seiland y Ariegite, respectivamente); Bd, facies de lherzolitas con granate. Unidad de Jubrique: J1, gneises granatíferos; J2, gneises y gneises migmatíticos; J3, esquistos oscuros de grados medio y bajo; J4, filitas; J5, calizas y dolomías. Imbricaciones de Benarrabá (IB): 1, esquistos oscuros; 2, filitas; 3, cuarcitas. Resto de la leyenda como la indicada para el mapa.

74



WNW

ESE



E:1:100.000, representan la transición entre distintas facies de lherzolitas (ver Anexo 1: mapa geológico; epígrafe 3.1.1.2.1).

Foliación en peridotitas de textura porfiroclástica

En Sierra Bermeja la textura más frecuente de las peridotitas es la porfiroclástica. En general esta textura es de grano grueso (3-8mm) en las partes internas de la Unidad de Bermeja (foto 1) y de grano fino -y con frecuencia asociada espacialmente a peridotitas de textura milonítica- en las proximidades del contacto con la Unidad de Jubrique; localmente también se aprecia un decrecimiento del tamaño de grano hacia el contacto con la Unidad de Guadaiza. La fig. 4.2 ilustra esta distribución en una sección del Macizo de Los Reales.

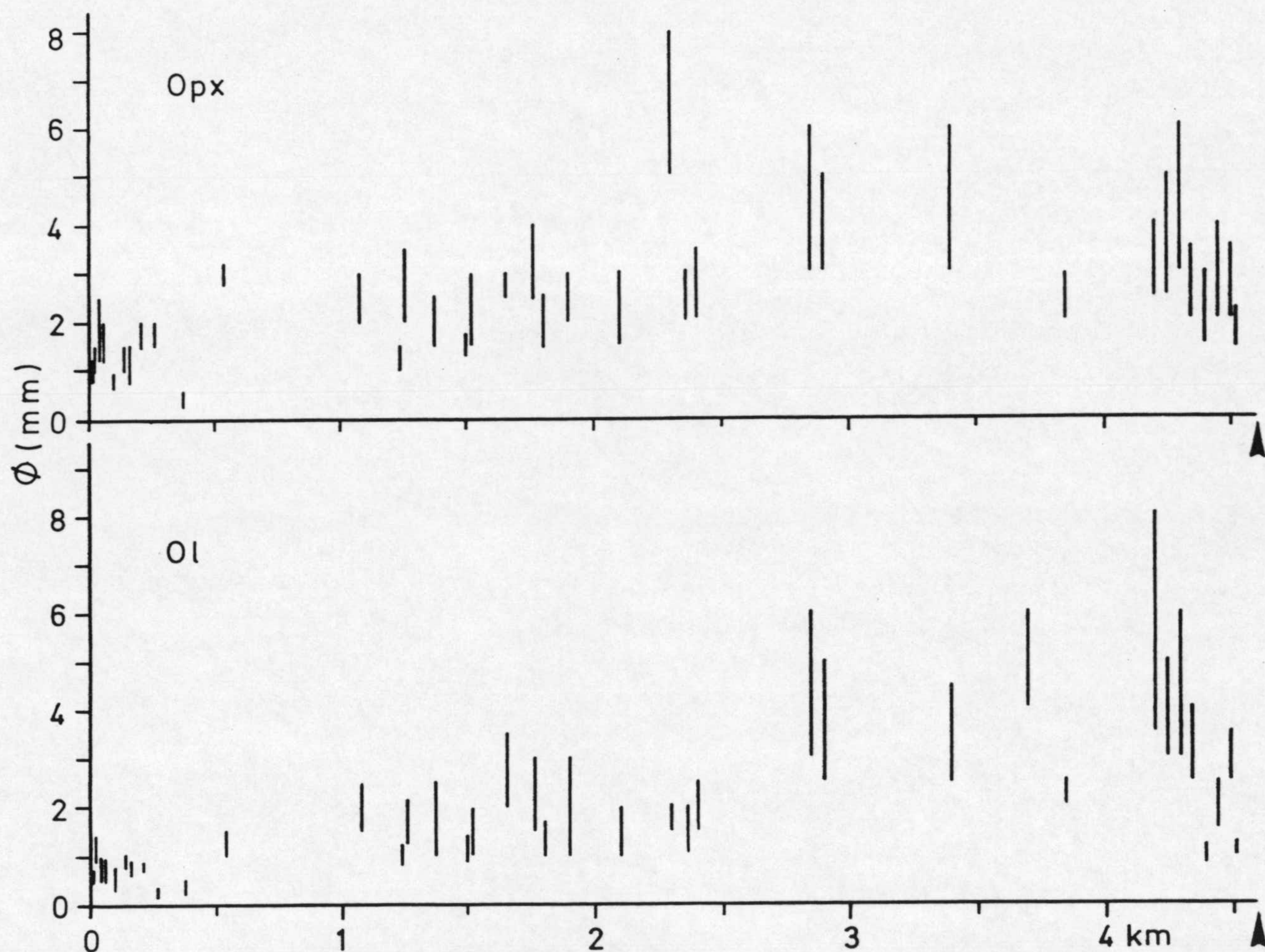


Fig. 4.2.- Tamaño de grano de porfiroclastos de olivino (Ol) y ortopiroxeno (Opx) en peridotitas de textura porfiroclástica. La sección corresponde aproximadamente a la del corte A-A' de la fig. 4.1.

Las texturas porfiroclásticas evidencian una deformación plástica acompañada de recristalización: porfiroclastos de olivino y piroxenos con bandas de deformación, junto con una

matriz formada por neoblastos (300µm por término medio) de estos mismos minerales que generalmente se presentan indeformados y con puntos triples a 120°. A las texturas porfiroclásticas se asocian formas moderadamente aplanadas, y a veces alargadas ($x/z \approx 2-5$), de los porfiroclastos, dando lugar a una foliación (Sb) cuyo grado de definición es muy variable. Sb afecta indistintamente a las peridotitas y a las capas máficas. Los trabajos de Darot (1973) en Sierra Bermeja y de Tubía (1985) en Sierra Alpujata han puesto de manifiesto que la lineación más frecuente asociada a esta foliación es una lineación "b" de enstatita (Nicolas et al. 1971) indicativa de una dirección de alargamiento perpendicular a dicha lineación y próxima a WSW-ENE; la deformación sería rotacional con sentido de cizalla hacia el WSW para el bloque superior. El análisis de la orientación preferente de los índices [100], [010] y [001] del olivino (Tubía 1985) permite concluir que esta deformación se efectuó a alta temperatura (>950°).

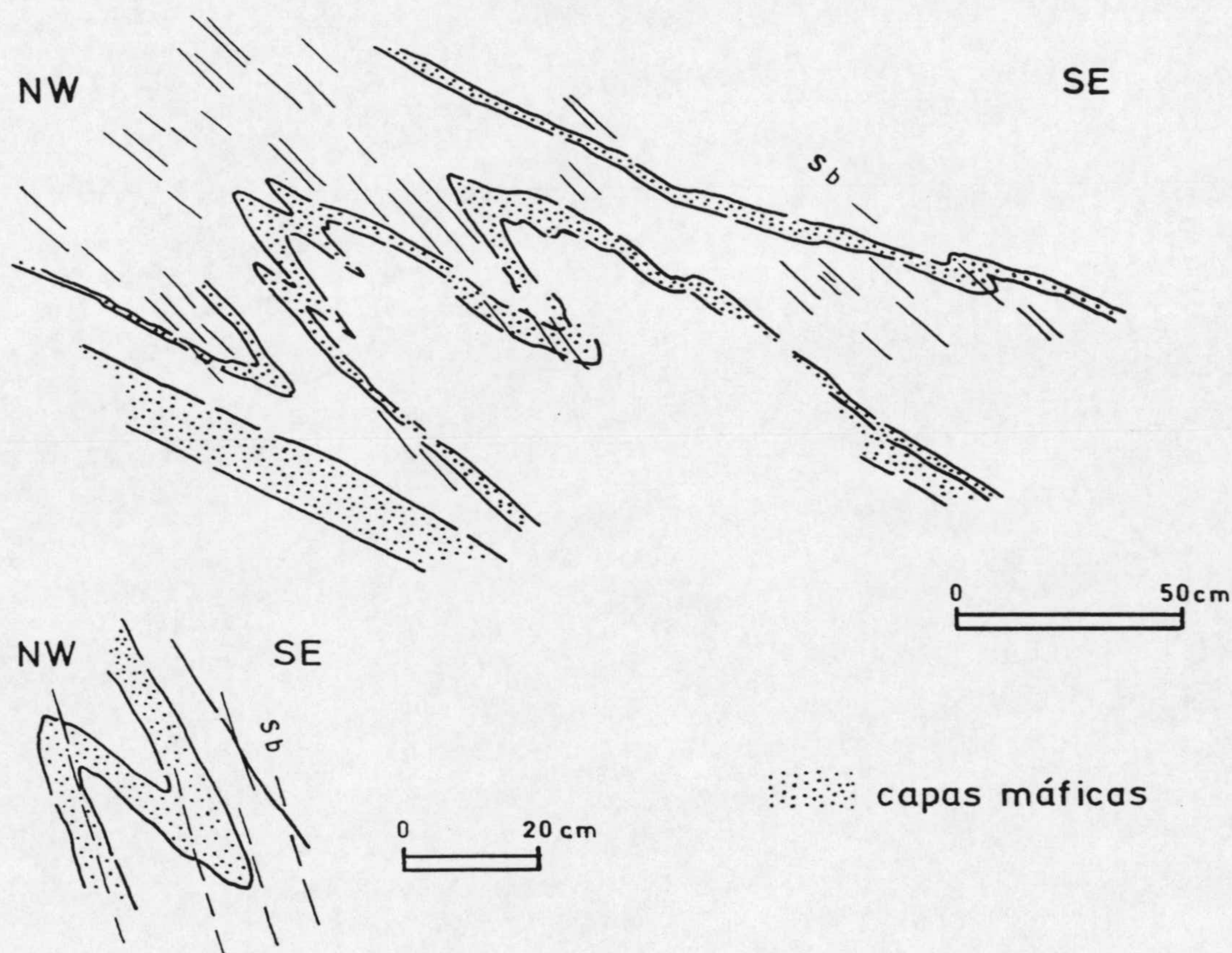


Fig 4.3.- Perfiles de pliegues Pb transectados por la foliación Sb (Unidad de Bermeja).

Se han reconocido escasos pliegues menores que puedan asociarse a Sb. Se trata de pliegues cerrados a isoclinales, con ejes de dirección aproximada NE-SW y una razón del espesor ortogonal entre la charnela y los flancos entre 2.5 y 4; las charnelas pueden ser angulares o romas, a veces curvas (formas cerradas o con doble vergencia). Dichos pliegues (Pb) deforman a

las capas máficas y son transectados por Sb, foliación que nunca aparece plegada con formas semejantes; la transección es transversa, llegando a formar un ángulo de 10-15° con el plano axial de los pliegues (fig. 4.3). Por otra parte y fuera de los puntos en los que se han reconocido los pliegues, Sb forma comúnmente un ángulo de 15-30° con el layering de las peridotitas; en los casos observados la relación layering/Sb es compatible con el sentido de cizalla asociado a la dirección de extensión contenida en Sb y no con el de la zona de cizalla del techo de la lámina peridotítica (ver más adelante en 4.5.2.1).

La relación de los pliegues Pb con la foliación Sb, junto con la orientación casi coincidente de las charnelas y de la lineación de alargamiento asociada a Sb, sugieren que son pliegues reorientados en condiciones de cizalla simple heterogénea a alta temperatura; la foliación Sb representaría el estadio final de la deformación finita no coaxial, habiéndose nucleado el pliegue en estadios precoces de la deformación progresiva.

4.2.2. FORMA Y LIMITES DEL CUERPO PERIDOTITICO DE SIERRA BERMEJA Y RELACIONES CON OTRAS MASAS ULTRABASICAS

Para el reconocimiento de la estructura interna de la Unidad de Bermeja se han utilizado dos tipos de marcadores, unos correspondientes a rasgos de diferenciación composicional de la roca (i.e. límites de las capas máficas, distribución cartográfica de las facies lherzolíticas) y otros a estructuras deformacionales penetrativas (foliaciones y lineaciones). El espesor de la unidad en Sierra Bermeja occidental (Macizo de Los Reales) es de aproximadamente 4.5km, medidos perpendicularmente al layering y a la foliación Sb.

El contacto del cuerpo peridotítico de Sierra Bermeja con la Unidad de Guadaiza viene señalado por la presencia sistemática de una banda de gneises con litoclastos. Los leucogranitos que se asocian a estas rocas muchas veces no muestran deformación interna penetrativa (Muñoz 1991). Localmente -proximidades del contacto en particular- tanto los litoclastos como la matriz granítica se presentan deformados según una fábrica planolinear. La parte basal del cuerpo peridotítico se encuentra en un avanzado estadio de serpentización y sólo localmente se reconocen texturas miloníticas; por otra parte se constata en algunos puntos que en las proximidades del actual contacto Bermeja-Guadaiza se desarrollan estructuras frágiles más recientes que los gneises con litoclastos.

En determinados sectores al Este de Sierra Bermeja (Norte de Sierra Alpujata; ver fig. 4.1) y junto al límite inferior de las peridotitas se sitúan milonitas de alta T (Milonitas de la Albuqueria más peridotitas miloníticas; Tubía 1985) cuyo cortejo estructural señala un movimiento relativo hacia el ENE para el bloque de techo (Tubía y Cuevas 1986). Tales milonitas de alta

temperatura, que se hallan atravesadas por zonas de cizalla retrógradas, se encuentran ausentes o representadas de manera exigua en las ventanas tectónicas de Guadaiza y Montemayor y en el segmento del contacto Guadaiza-Bermeja al N de Estepona (ver fig. 4.1); en algunos puntos de estos sectores puede ponerse de manifiesto que la disposición del contacto respecto a las superficies de referencia previas es oblicua y que las porciones conservadas de bandas miloníticas correlacionables con la de la Albuqueria han sufrido cataclasis. Tanto las rocas de falla frágiles como las milonitas que afectan a los gneises con litoclastos y a los leucogranitos, se asocian a contactos de omisión que han sido interpretados como fallas normales de bajo ángulo (García-Dueñas y Balanyá 1991; ver 7.1.2.1).

El límite superior de la Unidad de Bermeja es una zona de cizalla dúctil indicativa de la traslación hacia el ENE de la Unidad de Jubrique (Balanyá et al. 1987, Balanyá y García-Dueñas 1991). Tal zona de cizalla se conserva en los sectores W y NW de Sierra Bermeja; por el contrario, se encuentra omitida por fallas normales en toda la vertiente Sur.

En Sierra Bermeja la foliación Sb y las capas máficas son subparalelas a la zona de cizalla de techo; también lo es en conjunto la distribución de facies lherzolíticas (Obata 1979) que, de arriba a abajo, son las de granate, espinela (subfacies Ariegite y Seiland) y plagioclasa. El gran desarrollo areal que adquiere la facies de plagioclasa en los alrededores de la Ventana de Guadaiza es debida a la disposición tendida del bandeo composicional en este sector. Sin embargo, existen algunas irregularidades en la distribución de facies de espinela y de granate al SE de Igualeja y junto al cierre occidental de la ventana tectónica de Montemayor, cuya geometría parece guardar relación con fallas normales de bajo ángulo.

Relaciones estructurales entre los cuerpos constitutivos de la Unidad de Bermeja

La continuidad original de todas las masas ultrabásicas de los Alpujarrides occidentales formando parte de una gruesa hoja alóctona (Unidad de Bermeja) se puede inferir a partir de varios hechos: a) la posición equivalente de todas ellas siempre entre las mismas dos unidades; b) el carácter extensional de las zonas de cizalla retrometamórficas y de las fallas frágiles que configuran muchos de los contactos que actualmente limitan los cuerpos peridotíticos (fig. 4.4); las fallas normales son responsables de la drástica disminución de espesor de la lámina cabalgante original e incluso de su segmentación (afloramientos discontinuos en torno a Sierra Blanca, fig. 4.1); c) la disposición sistemática en rellano de techo y de muro de la zona de cizalla del contacto entre las unidades de Bermeja y Jubrique (i.e. Sierras Bermeja, Alpujata, Pelada, de las Aguas; igualmente en Beni Bousera, cf. Reuber et al. 1981).

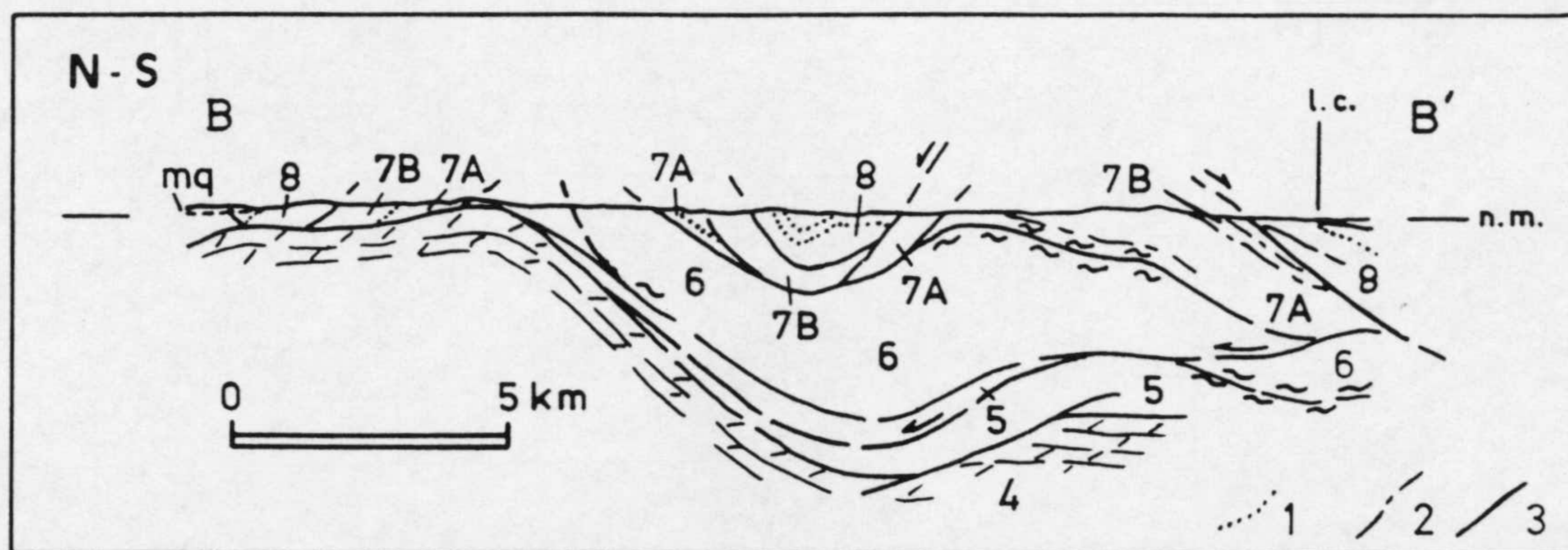


Fig. 4.4.- Corte geológico a través del Macizo peridotítico de Sierra Alpujata (según García-Dueñas y Balanyá 1991). Nótese el carácter extensional de los contactos que limitan los cuerpos peridotíticos y el plegamiento tardío de las fallas normales de bajo ángulo. Situación del corte en la fig. 4.1.

Leyenda.- 1, contacto estratigráfico; 2, isograda metamórfica; 3, contacto mecánico (los segmentos de zonas de cizalla de alta temperatura se indican con signos sigmoidales); 4, mármoles de la Unidad de Ojén; 5, formaciones de esquistos y gneises de las Unidades de Ojén y Guadaiza; 6, Unidad de Bermeja; 7, Unidad de Jubrique (7A, gneises; 7B, esquistos y filitas); 8, Maláguides; mq, Mioceno sup-Cuaternario.

La Unidad de Bermeja se acuña hacia el Este, no existiendo afloramientos de la misma al Este de Málaga. Pese a la ausencia de peridotitas subsisten adyacentes unidades similares a las de Jubrique y Guaro.

En el Norte de Sierra Alpujata las rocas de la Unidad de Bermeja en contacto con los materiales de Guaro pertenecen en su mayor parte a la facies de lherzolitas con granate (Tubía 1985, 1988). La distribución de las facies lherzolíticas en Sierra Alpujata es, por tanto, diferente de la indicada para la Sierra Bermeja ya que en la S^a Alpujata las facies se encuentran repetidas de arriba a abajo: granate-espínela-plagioclasa-espínela-granate (Gervilla 1988). Tubía (1985, 1988) apunta una disposición también simétrica por la que las peridotitas de composición harzburgítica -minoritarias siempre en el total del macizo- se disponen preferentemente en dos tramos situados a techo y muro de la lámina peridotítica. Comparando ambos macizos, ocurre como si existiera un pliegue recumbente, del que en la Sierra Bermeja sólo restaría completo el flanco superior.

La disposición geométrica sugiere que la foliación S_b podría ser plano axial de ese hipotético pliegue cuya charnela no se conoce. El pliegue de la Alpujata, por otra parte, podría ser indistintamente un sinclinal o un anticlinal. Interpretar la estructura como un anticlinal lleva implícito aceptar la polaridad normal de la columna litológica de las peridotitas de Sierra Bermeja; la estructura así concebida da cabida a la hipótesis de Obata (1979) por la que la distribución de las facies lherzolíticas, tal como se presentan en Sierra Bermeja, estaría en directa relación con el ascenso adiabático de las peridotitas. Aunque son posibles otras interpretaciones, esta explicaría satisfactoriamente el hecho de que la Unidad de Jubrique, que representa un corte bastante completo de la corteza

con polaridad indiscutiblemente normal, descansa directamente encima de las peridotitas de la Sierra Bermeja.

4.3 LA UNIDAD DE JUBRIQUE Y LAS IMBRICACIONES DE BENARRABA

4.3.1 FOLIACIONES DE PLANO AXIAL Y ESTRUCTURAS ASOCIADAS

4.3.1.1 FOLIACIONES CON CARACTERISTICAS DE ESQUISTOSIDAD: FOLIACION RELICTA (Sj) Y FOLIACION PRINCIPAL (Sp)

La foliación principal (Sp) es la discontinuidad penetrativa más patente a escala regional. Se presenta usualmente con características de esquistosidad (schistosity) si bien en las formaciones menos metamórficas (filitas y cuarcitas) aparece como un clivaje pizarroso de trazado regular o anastomosado, según dominios. Da lugar a un bandeo diferenciado especialmente típico en las rocas con sillimanita-feldespatos potásicos (bandeo gneísico) y en la formación de filitas y cuarcitas donde puede presentarse con un espaciado muy fino (0.05mm). En la Unidad de Jubrique las formas acintadas de los diferenciados migmatíticos de estructura estromática se disponen paralelamente a la foliación principal observable en las bandas melanocráticas. Sp se presenta por lo general como una foliación de aplastamiento, existiendo también todas las situaciones intermedias hasta una foliación de características miloníticas. Las descripciones de las bandas miloníticas, con independencia de su relación con Sp, se presentan aparte (epígrafe 4.4).

La foliación principal se sobreimpone a una foliación previa (Sj) que también tiene características de esquistosidad; la presencia de ambas foliaciones genera una lineación de intersección. En rocas de grado bajo y medio, donde Sj es visible incluso en afloramiento, Sp se manifiesta como una foliación de crenulación. En las restantes formaciones litológicas Sj se suele reconocer como una foliación relictas, a menudo en el interior de cristales o en dominios lenticulares de la fábrica. Las relaciones de blastesis con respecto a una y otra foliación en la Unidad de Jubrique están recogidas en la fig. 3.4, donde puede verse que asociaciones indicativas de un metamorfismo de presiones intermedias son anteriores a la foliación principal Sp y lo esencial del episodio de bajas presiones la posdata.

Pliegues Pj y Pp

La foliación Sj es subparalela a los contactos litológicos existentes dentro de las sucesiones metamórficas por lo que admitiremos, sin haber observado ningún pliegue sin-Sj, que los pliegues contemporáneos de esta foliación tienen un ángulo entre flancos muy bajo.

Los pliegues menores reconocidos -de unos milímetros a varios metros- cuyo plano axial es congruente con Sp son isoclinales y tienen razones altas (hasta 8) entre el espesor

ortogonal de la charnela y el de los flancos; asociada a estos pliegues puede reconocerse una lineación de crenulación. Las charnelas de estos pliegues son en algunos casos algo curvas y su orientación en conjunto muy variable (fig 4.5).

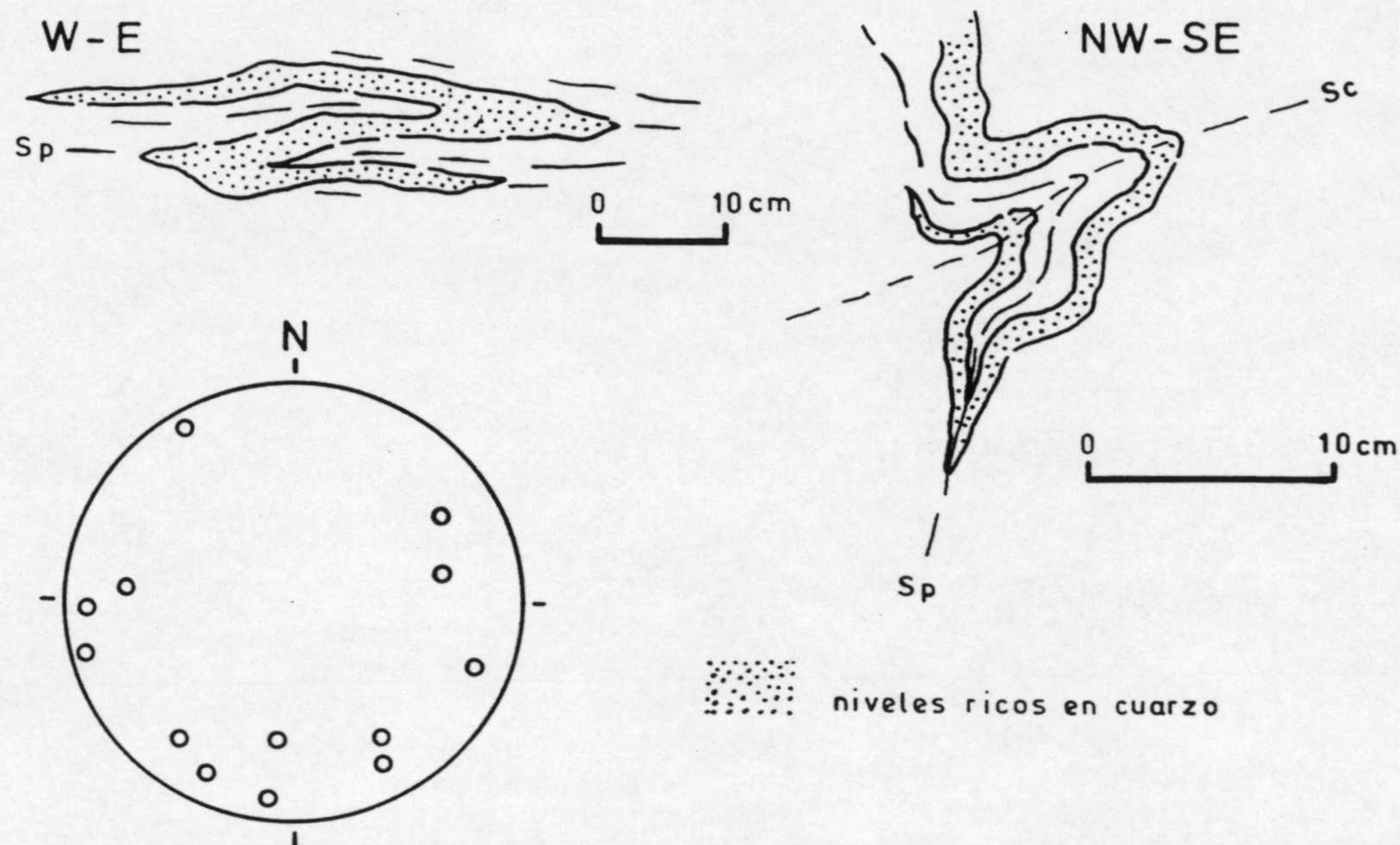


Fig. 4.5.- Perfiles de pliegues Pp e interferencias producidas por pliegues de crenulación sobreimpuestos (Unidad de Jubrique). Sc, clivaje de crenulación; círculos vacíos, ejes de pliegues Pp.

La geometría isoclinal de estos pliegues permite considerar la foliación principal como una superficie de referencia subparalela a escala regional a la de los contactos litológicos (So en metasedimentos).

4.3.1.2. CLIVAJES (Scn, Scw) Y PLIEGUES (Pcn, Pcw) DE CREMULACION

La foliación Sp se encuentra deformada -junto con porfiroblastos crecidos sobre ella como la andalucita- por crenulaciones que desarrollan localmente (esquistos de grado medio y formaciones gneísicas) clivajes de espaciado variable (0.5-3mm) marcados por dominios planares de micas reorientadas y, en ocasiones, por la forma elongada de los granos de cuarzo. En general los clivajes de crenulación no dan lugar a un nuevo bandeo diferenciado.

Las lineaciones de crenulación y los pliegues a los que están asociadas tienen una orientación de tendencia bimodal (fig. 4.6.) que obedece a la existencia de dos generaciones de pliegues Pcn y Pcw morfológicamente parecidos cuyos ejes tienen direcciones aproximadas E-W y N-S, respectivamente.

Los pliegues de dirección aproximada E-W (Pcn) son de cerrados a abiertos y vergentes al Norte. El clivaje de crenulación (Scn) que acompaña a dichos pliegues se desarrolla irregularmente, llegando a ser apretado (0.5-1mm) en distintas partes de la formación de esquistos oscuros. Estos pliegues son correlacionables con los pliegues de vergencia Norte caracterizados ampliamente en los Alpujárrides centrales (Avidad y García-Dueñas 1981, Simancas y Campos 1988, Campos y Simancas 1989).

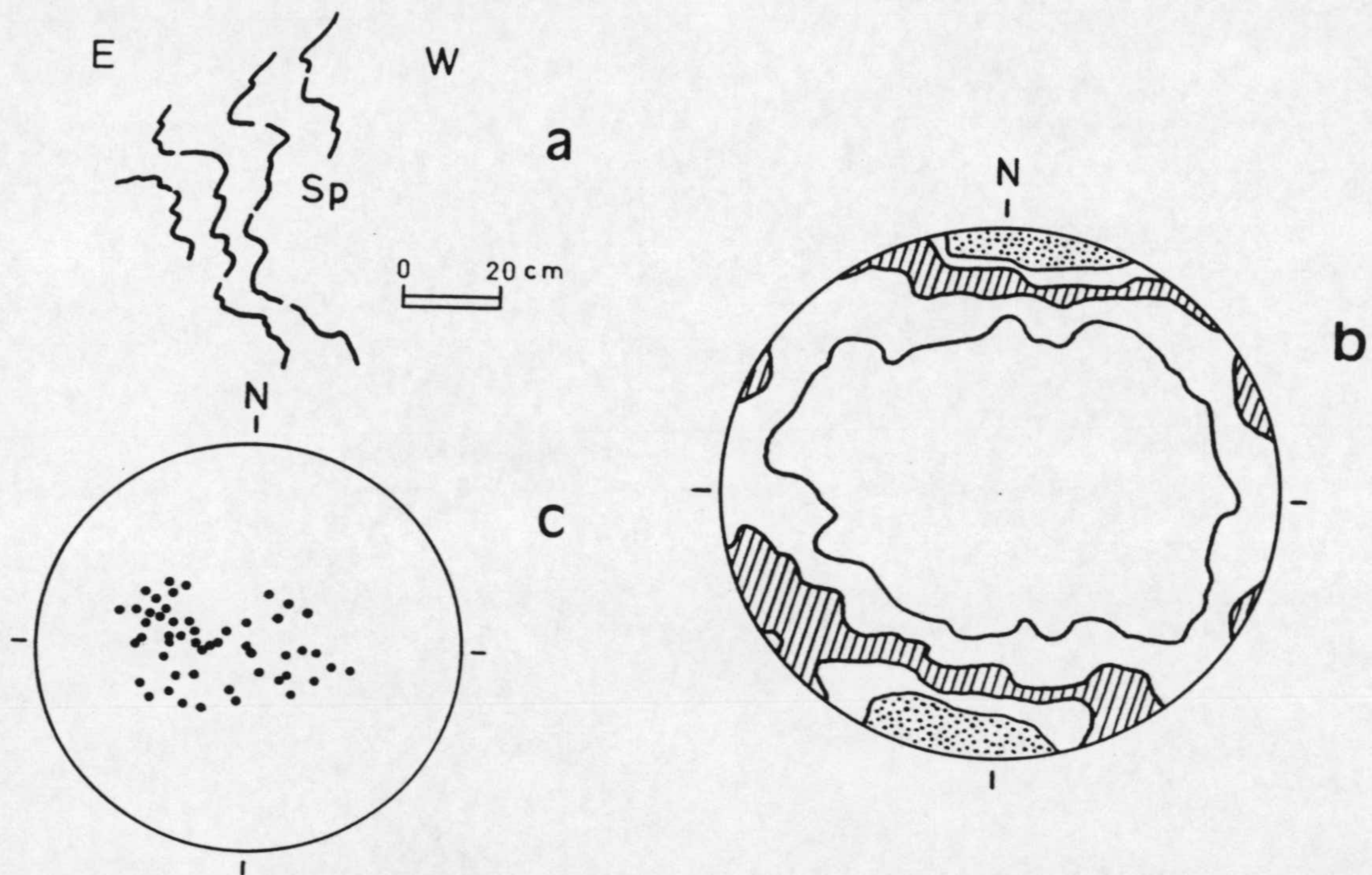


Fig. 4.6.- Pliegues de crenulación (Unidad de Jubrique e Imbricaciones de Benarrabá). 4.6a) detalle del flanco inverso de un pliegue de crenulación de vergencia W (niveles cuarcíticos de la zona de andalucita-biotita de la Un. de Jubrique). 4.6b) orientación de ejes de pliegues y lineaciones de crenulación; n=438; intervalos del 1.5, 3, 4.5 y >6%. 4.6c) polos de planos axiales de pliegues de crenulación vergentes al W.

Los pliegues de dirección N-S (Pcw), muy abundantes en la vertiente NW de Sierra Bermeja y más escasos en las demás áreas, son vergentes al W y tienen ángulos entre flancos de 35 a 80°. Los pliegues mayores son hectométricos y provocan la inversión local de la sucesión de la Unidad de Jubrique. Las charnelas de estos pliegues son algo curvas y suelen presentar un dispositivo en relevo. No se ha observado blastesis generalizada en relación con el clivaje de crenulación (Scw) pero sí el crecimiento local de cristales de biotita coincidiendo con planos de kink de andalucitas deformadas por la crenulación en la parte más baja de la formación de esquistos oscuros.

La observación puntual de dos lineaciones de crenulación superpuestas con las direcciones indicadas señala que los

pliegues Pcw serían los más tardíos.

4.3.2. ESTRUCTURA DE LA UNIDAD DE JUBRIQUE Y DE LAS IMBRICACIONES DE BENARRABA

El contacto basal de la Unidad de Jubrique es un contacto litológico neto que separa su formación de gneises granatíferos de las peridotitas (facies de lherzolitas con granate) de la Unidad de Bermeja. Como ya se ha mencionado, este límite se ubica en el interior de una zona de cizalla dúctil con sentido de movimiento hacia el ENE para el bloque de techo. La relación entre la estructura interna de la Unidad de Jubrique y su contacto basal es la de un rellano a gran escala. En los sectores en que aparentemente esto no es así se constata que el contacto entre las Unidades de Bermeja y Jubrique es frágil y lleva aparejada la omisión de al menos una parte de la zona de cizalla entre ambas y de porciones importantes de sus respectivas columnas litológicas.

El espesor de la Unidad de Jubrique es de aproximadamente 5Km al NW de Sierra Bermeja, sector donde se encuentra más completa. Al Sur de las Sierras Bermeja y Alpujata el espesor es mucho más reducido, estando omitidas sistemáticamente la formación de filitas y la formación carbonática; puede faltar también parte de la formación de esquistos oscuros y de las formaciones gneísicas de posición inferior o, incluso, la Unidad de Jubrique completa, quedando en contacto los Maláguides con la Unidad de Bermeja (mapa y corte A-A' de la fig 4.1.). Salvo estas modificaciones debidas a fallas normales, la estructura interna de la Unidad es sencilla, quedando definida por las superficies aproximadamente paralelas de los contactos litológicos entre formaciones y del contacto basal. La forma de la Unidad de Jubrique sería probablemente tabular y tendida, si se restituyen el basculamiento extensional y los pliegues tardíos (finimiocenos, cf. epígrafe 7.2).

El límite superior de la Unidad de Jubrique es un contacto frágil por encima del cual aparecen varias láminas tectónicas (Imbricaciones de Benarrabá), cada una con polaridad estratigráfica normal, o bien coincide con el contacto basal de los Maláguides. En todos los casos dichos contactos se sitúan por encima de delgados budines de la formación carbonática o directamente sobre la formación de filitas de la Unidad de Jubrique.

Las Imbricaciones de Benarrabá afloran en las inmediaciones de Benarrabá (Aldaya et al. 1987) y en el sector de Casares. Los materiales constitutivos de las imbricaciones son idénticos en litología y en registro metamórfico a los de las formaciones más altas de la Unidad de Jubrique, por lo que se interpretan como una escamación relativamente superficial de dicha unidad.

En secciones E-W localizadas entre Benarrabá y Gaucín se

reconocen tres imbricaciones (fig.4.7). Cada una de ellas incluye parte de la formación de filitas y cuarcitas y una representación exigua de la formación carbonática; la imbricación inferior, que descansa indistintamente sobre las formaciones de filitas y carbonática de la Unidad de Jubrique, integra en su base un tramo discontinuo de esquistos oscuros con granate, cloritoide y estauroлита. El espesor conjunto de las tres imbricaciones es de 1.5km o menor, pero sin duda ha sido reducido. La potencia de cada imbricación es muy inferior a lo esperable en función de su zonación metamórfica, lo que, junto con el carácter discontinuo de algunas litologías, indica la existencia de adelgazamientos.

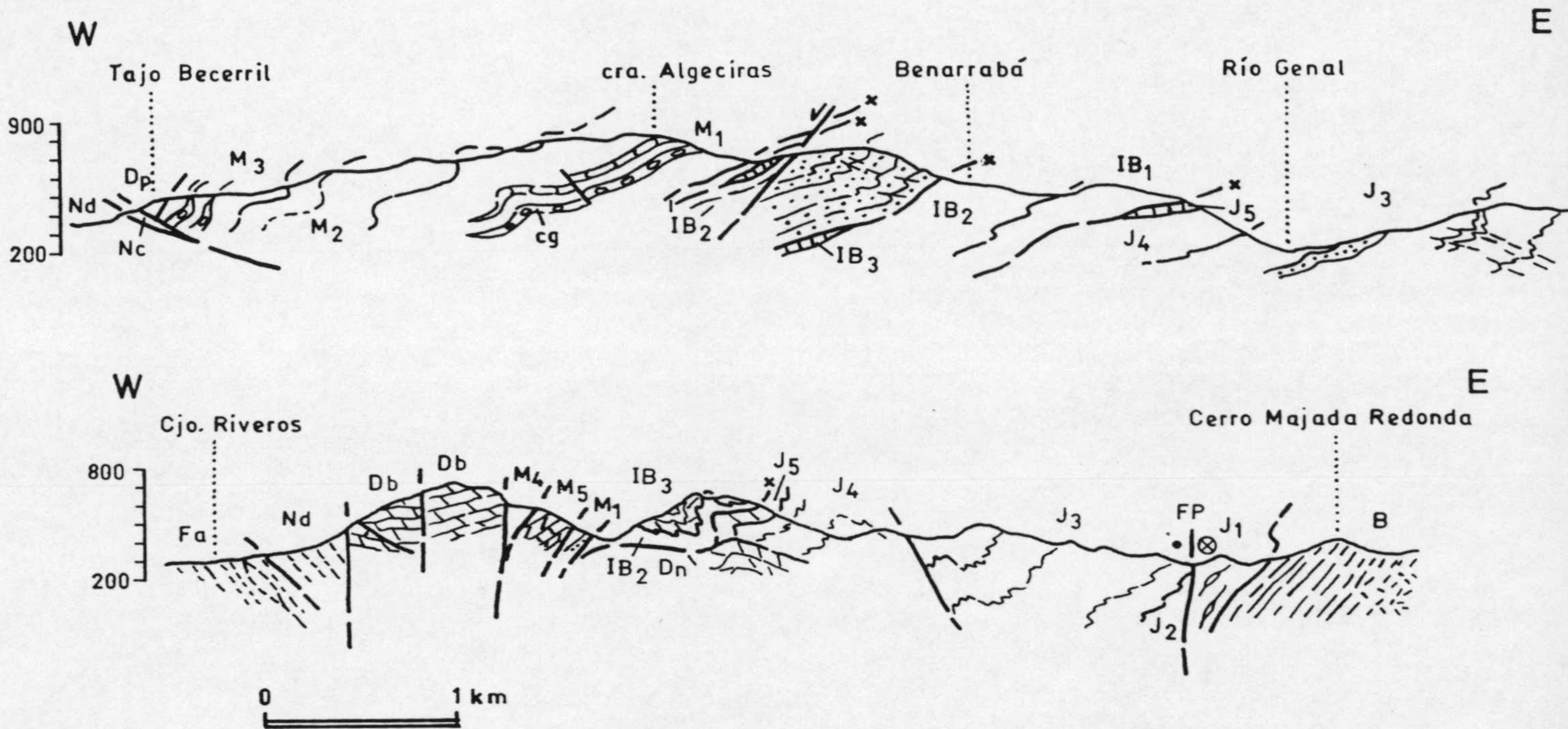


Fig. 4.7.- Cortes geológicos de las Imbricaciones de Benarrabá (superior, Benarrabá; inferior, 1.5km al Norte de Casares). Imbricaciones de Benarrabá: IB1, esquistos oscuros; IB2, filitas; IB3, calizas y dolomías; punteado, cuarcitas. Dorsal: Dp y Db, unidades con sucesiones tipo Poyatillo y tipo Benadalid, respectivamente; Dn, Unidad de las Nieves. Predorsal: Nc, Neocomiense de la Fuensanta; Nd, Aquitaniense; Fa, Neocomiense "Complejo de Aptychus". FP, Falla del Puerto. cg, conglomerados intercalados en M. Resto de la leyenda como en la figura 4.1.

En el sector de Casares se identifica un sólo elemento alpujárride por encima de la Unidad de Jubrique. Está formado por filitas, cuarcitas y carbonatos que en conjunto no superan los 200m. Por su parte occidental limita con materiales maláguides por medio de fallas de salto en dirección (fig. 4.7). Didon et al (1973) diferenciaron en este sector tres unidades denominadas "de Casares"; la revisión de la estructura y características litológicas de este grupo de afloramientos permite atribuir parte de ellos a los Maláguides y otros al Complejo de la Dorsal (cf. epígrafe 3.1.1.2.6 y mapa geológico).

La dirección de transporte tectónico de las Imbricaciones de Benarrabá no se conoce, ya que la correlación de algunas estructuras menores (i.e. lineaciones de estiramiento; cf. epígrafe 4.4.3.) con los contactos entre las imbricaciones es incierta y los argumentos cartográficos no son determinantes. En los afloramientos situados entre Gaucín y Benarrabá, la existencia de rampas de techo ascendentes tanto hacia el Norte como hacia el Sur, son quizás indicativas de una componente E-W importante del transporte, si no están relacionadas con estructuras extensionales. El techo de las Imbricaciones de Benarrabá es un contacto extensional frágil que las separa de los Maláguides (cf. epígrafes 5.3.4 y 7.1.2.2).

4.4. EL SUSTRATO DE LA UNIDAD DE BERMEJA

El sustrato tectónico de la Unidad de Bermeja está compuesto por las Unidades de Ojén y Guadaiza, individualizadas en horres extensionales a partir de un elemento tectónico mayor o Manto de Guaro (Balanyá y García-Dueñas 1991). La aloctonía de dicho manto se constata al Este de Málaga donde se reconocen unidades posicional y litológicamente análogas a las del Manto de Guaro situadas por encima de otras unidades alpujárrides. La estructura del Manto de Guaro es tratada en el presente trabajo de manera secundaria dado que la mayor parte de sus afloramientos están situados fuera del área estudiada.

Estructuras menores penetrativas

Las rocas del Manto de Guaro, salvo las intrusivas, presentan una esquistosidad morfológicamente equivalente a la Sp de la Unidad de Jubrique. En los esquistos grafitosos de la ventana del Río Guadaiza, dicha foliación viene marcada por la disposición de cristales de biotita -muy abundante-, grafito, sillimanita y por las formas elongadas del cuarzo. Se reconocen también de igual manera que en la Unidad de Jubrique, pliegues cerrados a isoclinales sin-Sp que pliegan una esquistosidad previa (Sj); la esquistosidad de plano axial de dichos pliegues aparece sellada por porfiroblastos de andalucita, muy abundantes en los esquistos grafitosos.

Por otra parte, los porfiroblastos (varios milímetros a 2cm) de andalucita están rotos y alargados dando lugar a una lineación de estiramiento de dirección aproximada N-S. En cortes XZ de estas milonitas se observa una disposición de los subgranos de cuarzo respecto de la foliación indicativa de un sentido de cizalla hacia el N. Los fragmentos de los porfiroblastos de andalucita están rotados en el mismo sentido; en las sombras de presión localizadas entre ellos crece clorita, cuarzo y moscovita (fotos 10 y 11), lo que denota para esta deformación unas condiciones retrógradas respecto a las reflejadas por las asociaciones minerales previas. Esta fábrica tardía de la roca se

ha relacionado, a partir de criterios petrológicos y estructurales, con el mismo proceso extensional que genera los gneises con litoclastos de la Unidad de Guadaiza (Muñoz 1991, Balanyá y García-Dueñas 1991; cf. 7.1.2.1).

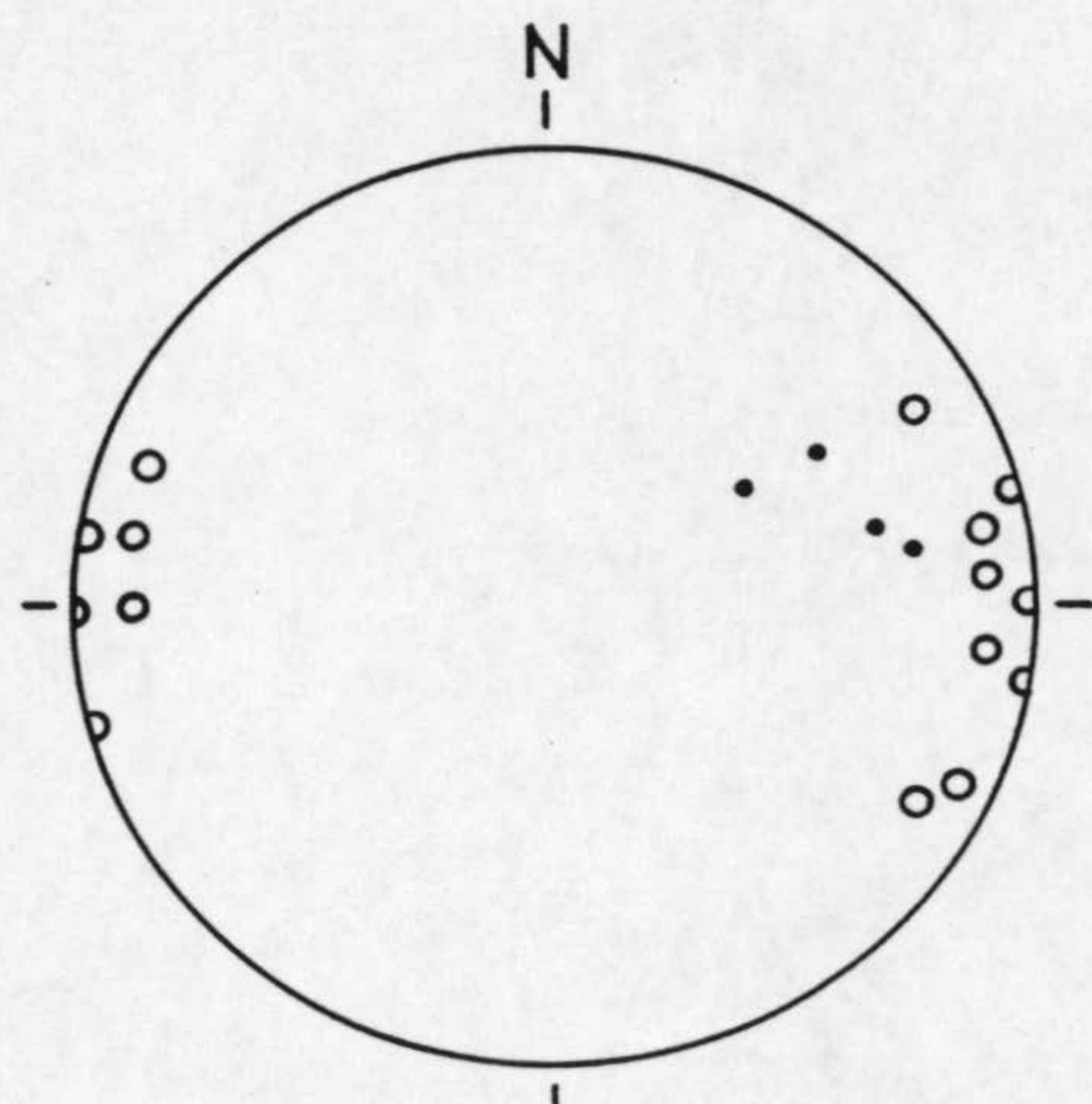


Fig. 4.8.- Orientación de ejes de pliegues sin-Sp (Un. de Guadaiza) y de pliegues de crenulación (Uns. de Guadaiza y de Ojén).

Cabe destacar finalmente la existencia de pliegues posteriores a las andalucitas helicíticas, tanto en la Unidad de Guadaiza como en la de Ojén, que llevan asociada una foliación de crenulación. Son cerrados, vergentes al Norte y tienen una orientación entre ENE-WSW y E-W (fig. 4.8). Los cuerpos de leucogranitos engloban fragmentos de esquistos con la Sp crenulada. La cronología relativa entre estos pliegues y las milonitas de baja T citadas en el párrafo precedente no está establecida de modo directo, aunque al menos una parte de las milonitas reconocidas en la Unidad de Guadaiza son relativamente tardías puesto que localmente deforman a los cuerpos de leucogranitos. No obstante, Muñoz (1991) advierte que algunas milonitas retrógradas de la Unidad de Guadaiza están térmicamente afectadas por los movilizados graníticos. Así, la milonitización de baja T puede considerarse en conjunto contemporánea de la intrusión y ambas de un evento extensional.

El pliegue recumbente de Guaro

Los materiales del Manto de Guaro afloran en Sierra Bermeja en las ventanas tectónicas de Guadaiza, Montemayor y otras de menor extensión. Al Este del área estudiada afloran extensamente en el sector Istán-Guaro y en las Sierras Blanca, de Mijas y de Cártama. Distintos trabajos han constatado una inversión generalizada de la sucesión litológica en las Sierras Blanca y de Mijas (Mollat 1968, Navarro-Vila y Tubía 1983, Tubía 1985), poniéndose así de manifiesto la existencia de grandes pliegues recumbentes cuya geometría y origen no es completamente conocida.

La situación de flanco inverso general se continúa en el sector Istán-Guaro ya que las sucesiones de lo que aquí

denominamos Manto de Guaro resultan de la omisión, variable según la vertical, de partes de una única columna (Muñoz 1991, Balanyá y García-Dueñas 1991). Así, la sucesión litológico-estructural del sector mencionado está compuesta, de abajo a arriba por: mármoles, esquistos grises (poco potentes), esquistos grafitosos y gneises con litoclastos; esta formación bréchica contiene clastos de gneises bandeados y de augengneises, que representarían los términos más profundos de la sucesión inicial, omitidos prácticamente en su totalidad. Se trata, por tanto, de una sucesión invertida, litológicamente semejante a la de la Unidad de Jubrique.

La disposición en las ventanas tectónicas de Sierra Bermeja (Guadaiza y otras), es similar a la del sector Istán-Guaro, si bien el nivel de erosión no deja ver en continuidad ninguna formación por debajo de los esquistos grafitosos.

En conclusión, proponemos la existencia de un flanco inverso mayor del que formarían parte las sucesiones litológicas situadas bajo las peridotitas. La Sierra de Cártama (fig. 4.1), cuya polaridad stratigráfica es normal, se encontraría por debajo de dicho flanco inverso. Por consiguiente, se interpreta la estructura del Manto de Guaro como la de un gran sinclinal recumbente con núcleo en mármoles triásicos (Balanyá y García-Dueñas 1991). Resultados preliminares sobre las estructuras menores asociadas a este pliegue mayor (García-Dueñas y Balanyá, datos inéditos), indican que se trata de un pliegue de crenulación con vergencia Norte.

Implicaciones estructurales de los gneises con litoclastos

Como ya fue indicado en otro apartado (3.1.1.1.6) los gneises con litoclastos son rocas bréchicas transformadas por intrusión de leucogranitos (Muñoz 1991); en los clastos se preserva sistemáticamente la foliación principal que, con frecuencia se encuentra crenulada. Los clastos y la matriz leucogranítica suelen encontrarse indeformados si bien localmente -en especial junto al contacto con las peridotitas- aparecen foliados y con desarrollo de una lineación de estiramiento de dirección próxima a N-S.

En una posición análoga a la de las Milonitas de La Albuqueria en Sierra Alpujata, los gneises con litoclastos jalonan sistemáticamente en la Sierra Bermeja el contacto entre las peridotitas y la Unidad de Guadaiza. Sin embargo, la comparación de la temperatura a que se producen las Milonitas de La Albuqueria ($>750^{\circ}\text{C}$, cf. Tubía 1985, Tubía y Cuevas 1986) frente a la temperatura de retrogradación de la roca durante la brechificación de los gneises con litoclastos ($\approx 400^{\circ}\text{C}$, Muñoz 1991), evidencia la naturaleza bien diferente de unas y otras rocas de falla.

La interpretación de Muñoz (1991) frente a Lundeen (1979,

según la cual los gneises con litoclastos son generados en régimen extensional, con caída de presión e intrusión de leucogranitos, es compatible con las características estructurales del contacto entre la Unidad de Bermeja y la de Guadaiza (cf. 7.1.2.1). Cabe destacar, en este sentido, los siguientes aspectos:

- omisiones litológicas importantes ligadas al contacto y a la banda de gneises con litoclastos

- desarrollo de milonitas de baja temperatura posteriores a la blastesis de andalucita post-Sp en los esquistos oscuros infrayacentes a los gneises con litoclastos

- geometrías de rampas tanto en el techo (peridotitas) como en el muro del contacto (Unidad de Guadaiza). Ambas rampas (con ángulos de hasta 30° en las peridotitas) son descendentes hacia el Norte, aproximadamente en el sentido de transporte de la falla, y determinan su condición extensional.

En conclusión admitiremos que una parte importante de la organización actual del Manto de Guaro, incluida su individualización en horses extensionales (Unidades de Ojén y Guadaiza) y parte del desarrollo de zonas de cizalla dúctil (aquéllas generadas a baja T), se ha efectuado sin relación directa con el emplazamiento en contracción de las peridotitas, al que postdata.

Ultimas estructuras contractivas

Los materiales de la Unidad de Guadaiza al Norte y Nordeste de Estepona se disponen, contrariamente a lo que es usual, por encima de las peridotitas de Sierra Bermeja. Los contactos entre uno y otro tipo de materiales son fallas normales frágiles buzantes al Sur 30-40° (Balanyá y García-Dueñas 1986) que ponen de manifiesto la posición superior de materiales de la Unidad de Guadaiza -gneises con litoclastos incluidos- sobre peridotitas antes del fallamiento. Por encima de los citados elementos de la Unidad de Guadaiza se reconocen otros, muy adelgazadas, en posición normal: un horse extensional de peridotitas de sólo algunas decenas de metros de espesor que soporta a materiales de la Unidad de Jubrique y, por último, los Maláguides (ver Anexo 1: mapa geológico).

La aparición de fallas o pliegues que modifican el orden de la pila de unidades cuando ya se han individualizado las de Ojén y Guadaiza parece ser un hecho local, ya que no se han citado estructuras semejantes fuera del sector litoral de Sierra Bermeja. La sobreimposición de fallas extensionales impide establecer la geometría original y régimen cinemático de esta estructura y, por ende, hacer una correlación precisa entre este evento deformacional y los registrados en los Alpujárrides de más al Este. En cualquier caso correspondería a un episodio tardío,

ya que los gneises con litoclastos de edad mioceno inferior se encuentran implicados.

4.5. ROCAS MILONITICAS Y ZONAS DE CIZALLA

Las rocas de fábrica planolinear están representadas en todas las unidades de los Alpujárrides occidentales (Tubía 1985, Balanyá y García-Dueñas 1991). Por una parte existen milonitas de alta temperatura y lineación de estiramiento ENE: la zona de cizalla que alberga el contacto entre las Unidades de Bermeja y Jubrique (que denominamos Z.C. Bermeja-Jubrique) y la banda que integra las Milonitas de la Albuqueria de Tubía (1985) más las peridotitas de textura milonítica adyacentes (ver 4.1 y 4.2.2). Otras milonitas están representadas en el interior de dichas unidades o coinciden con el trazado de los gneises con litoclastos o con el de las Milonitas de Albuqueria. Sin relación aparente con las mencionadas más arriba, en general tienen carácter retrometamórfico y una lineación de estiramiento de dirección predominante N-S. En la Unidad de Guadaiza este cizallamiento de baja temperatura ($\approx 400^{\circ}\text{C}$) y la propia formación de los gneises con litoclastos se han relacionado con procesos extensionales posteriores a la organización relacionada con Sp (Muñoz 1991, Balanyá y García-Dueñas 1990; cf. capítulo 7.1.2.1). La distribución de las lineaciones de estiramiento de unas y otras rocas miloníticas (s.l.) en las verticales más representativas se ilustra en la fig. 4.9.

4.5.1. LAS MILONITAS DE LA ALBUQUERIA Y PERIDOTITAS MILONITICAS ADYACENTES

Como ya se ha comentado, es en Sierra Alpujata donde únicamente se conservan bien desarrolladas las Milonitas de la Albuqueria junto con peridotitas de textura milonítica localizadas en la parte inferior de las peridotitas. En este sector, donde han sido estudiadas por Tubía (1985, 1988) y Tubía y Cuevas (1986) alcanzan al menos 400m de potencia (200m en peridotitas y otro tanto en los gneises situados por debajo de ellas). La continuidad entre las milonitas de las rocas ultrabásicas y las gneísicas (Milonitas de la Albuqueria) es sólo aparente ya que entre unas y otras se localizan bandas de milonitas retrógradas (Tubía 1985; cf. 4.1 y 4.2.2); la convergencia en las características cinemáticas y en las condiciones de deformación del conjunto de rocas miloníticas de alta T permite suponer que formaban parte de la misma zona de cizalla.

En Sierra Bermeja rocas equivalentes en igual posición faltan casi por completo en el contacto entre los materiales de Bermeja y Guadaiza. En la margen derecha del Ayo. de la Cala (Norte de Estepona) se reconocen sólo de manera ocasional texturas miloníticas en la parte basal de las peridotitas. Dichas

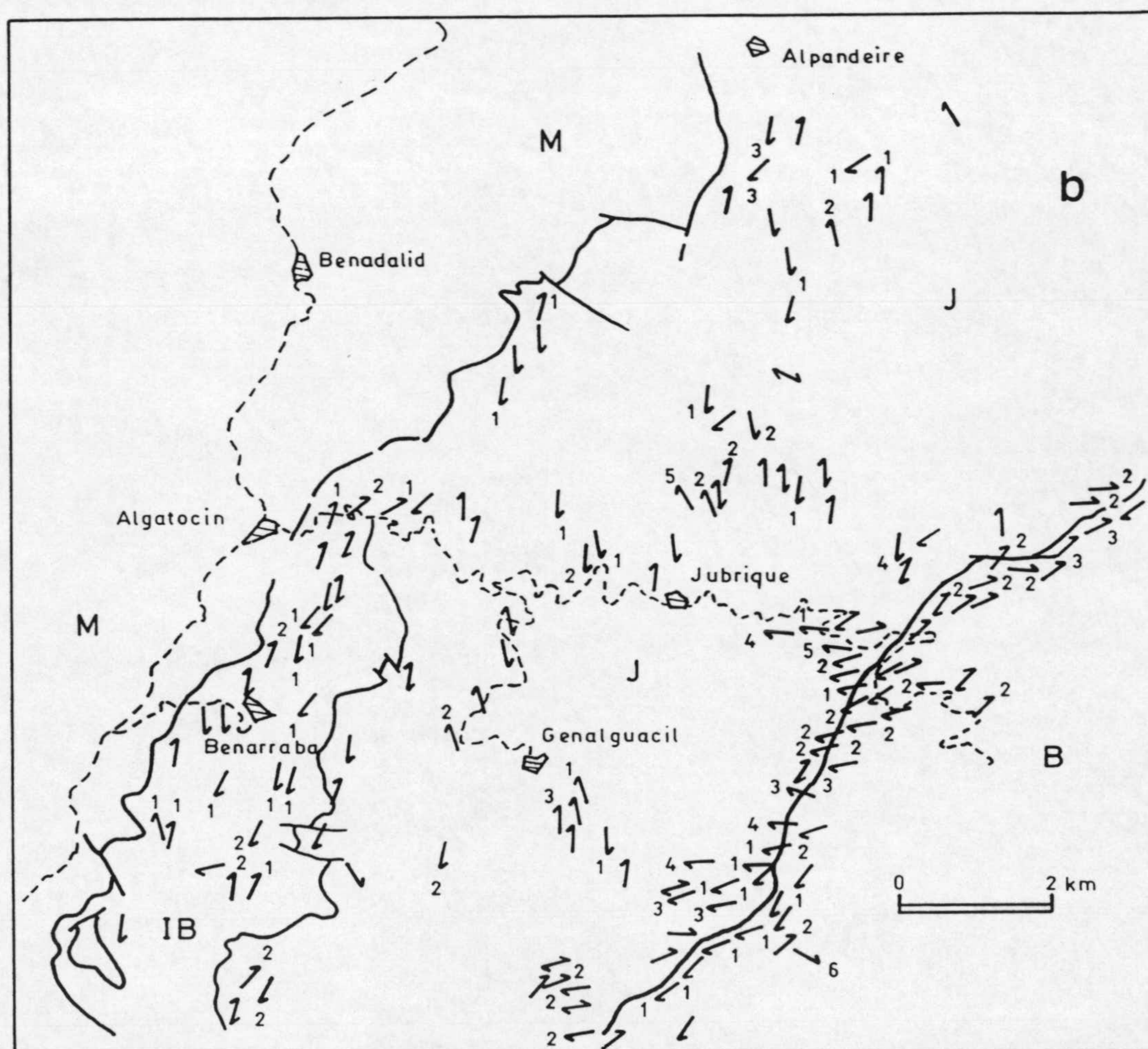
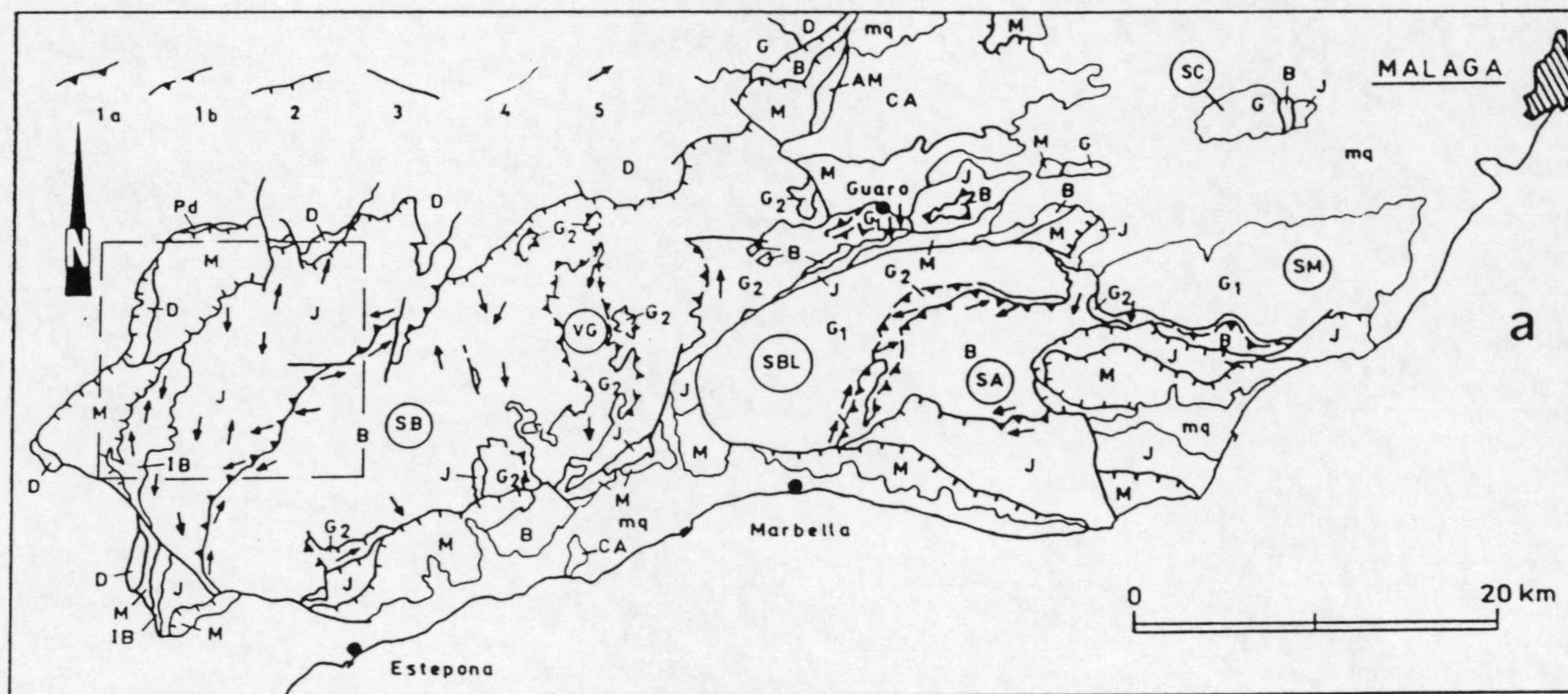


Fig. 4.9.- Orientación de las lineaciones de estiramiento en los Alpujarrides Occidentales. 4.9a) mapa general (según Balanyá y García-Dueñas 1991, algo modificado). 4.9b) detalle de la parte noroccidental de Sierra Bermeja. La inmersión de las lineaciones se indica en decenas de grados.

peridotitas muestran una lineación de estiramiento N60-70E marcada por la enstatita y por la espinela más o menos transformada a plagioclasa. Igual dirección de extensión se constata, para el mismo sector, en algunos mármoles asociados a los gneises con litoclastos (fig. 4.10); la razón X/Y es en este caso moderada (2.5-3; det. método de Fry 1979). La relación del clivaje (100) del ortopiroxeno y de las subjuntas del olivino respecto a la foliación (Nicolas et al. 1971, Etchecopar 1974, Darot y Boudier 1975) en 7 muestras de peridotitas próximas al contacto no ha permitido establecer un sentido de cizalla dominante pese a que alguna de las fábricas es asimétrica (fig. 4.10). El contacto entre las Unidades de Bermeja y Guadaiza coincide en cualquier caso, tanto en este sector como en el resto de Sierra Bermeja, con el trazado de los gneises con litoclastos, de zonas de cizalla retrógradas y de bandas de peridotitas serpentinizadas. Se trata, por tanto, de un contacto estructurado a baja temperatura.

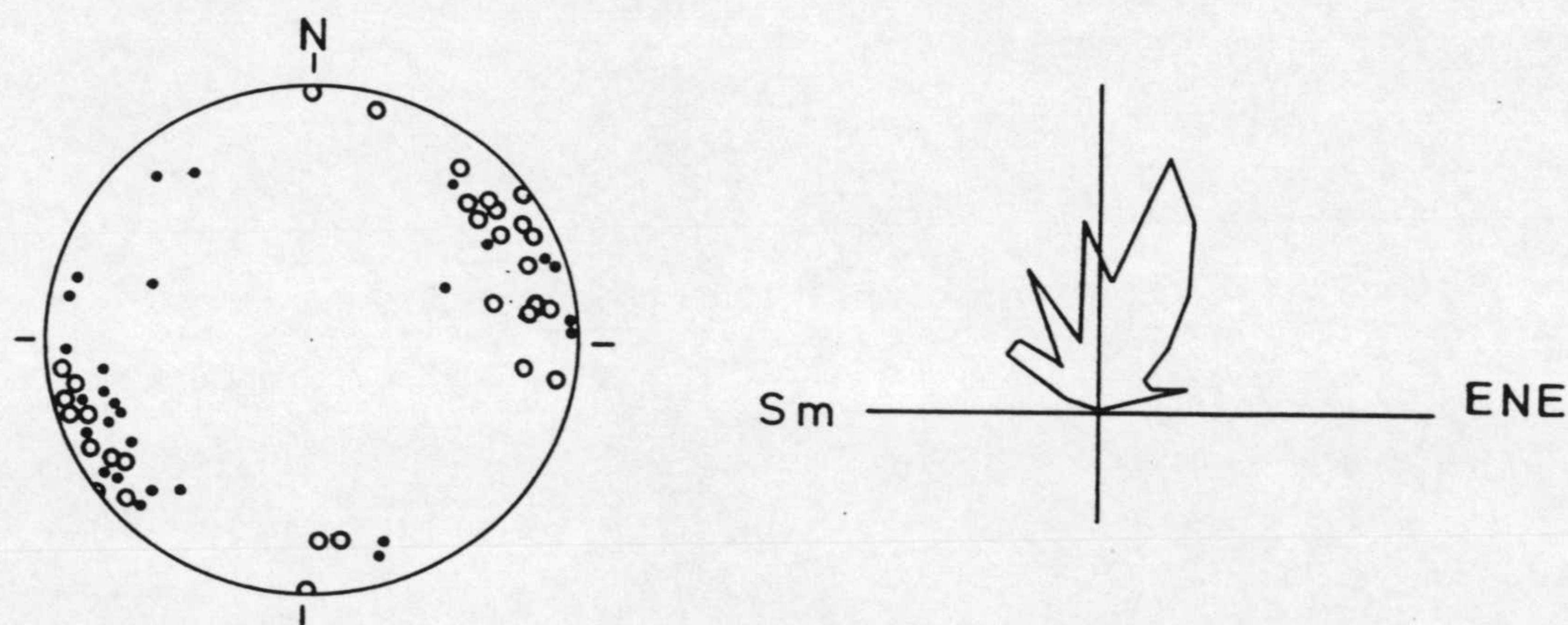


Fig 4.10.- Milonitas relictas próximas al contacto entre las Unidades de Bermeja y Guadaiza al Norte de Estepona. 4.10a) Orientación de la lineación de estiramiento en peridotitas (círculos llenos) y en mármoles de la Un. de Guadaiza (círculos vacíos). 4.10b) Proyección sobre el plano XZ de las subjuntas de olivino de una peridotita próxima al contacto con la Un. de Guadaiza. Sm, foliación milonítica.

La descripción que sigue, sobre las características de las Milonitas de la Albuqueria y peridotitas miloníticas adyacentes de Sierra Alpujata, procede íntegramente de los trabajos de Tubía (1985,1988) y Tubía y Cuevas (1986):

Tanto las peridotitas como las rocas gneísicas están caracterizadas por una marcada fábrica planolinar con lineación de estiramiento (Le) de orientación ENE-WSW predominante; la deformación aumenta hacia el contacto entre ambos tipos de roca. La lineación de estiramiento viene marcada principalmente por las formas elongadas del cuarzo en las rocas gneísicas y del ortopiroxeno (lineación lamelar de enstatita asimilable al eje cinemático "a", cf. Darot 1973) en las ultrabásicas. La orientación de la foliación milonítica (Sm) es subparalela al contacto litológico con las peridotitas. La existencia de fábricas asimétricas es común en los dos tipos de milonitas y son indicativas de un sentido de movimiento para el bloque de

techo hacia el ENE; los indicadores cinemáticos utilizados para esta determinación son muy diversos: orientación preferente de ejes "c" de cuarzo y distintos índices del olivino y de la enstatita, relaciones angulares entre la superficie de foliación y el clivaje (100) de la enstatita y las subjuntas del olivino, sombras de presión asimétricas y orientación de las fracturas en porfiroclastos, estructuras S-C, disposición de las subjuntas del cuarzo. Los diagramas de ejes "c" del cuarzo evidencian unas condiciones del orden de 700-750°C, compatibles con las asociaciones minerales de los gneises; los diagramas de orientación preferente de índices [100], [010] y [001] del olivino apuntan hacia temperaturas algo más altas, alrededor de 900°.

4.5.2. LA ZONA DE CIZALLA BERMEJA-JUBRIQUE

En la parte W y NW de Sierra Bermeja, la zona de cizalla afecta a la parte alta de la lámina peridotítica (facies de lherzolitas con granate) y a la formación de gneises granatíferos del Manto de Jubrique. En conjunto el espesor de la banda deformada es de unos 700-800m. Es posible reconocer, sin embargo, bandas de cizalla de menor espesor e iguales características a ambos lados del contacto litológico en un entorno superior a 1000m; quedan involucradas en este caso rocas de la formación de gneises y gneises migmatíticos.

4.5.2.1. CARACTERISTICAS DE LA ZONA DE CIZALLA EN LAS ROCAS ULTRABASICAS

Las peridotitas exhiben una foliación milonítica apretada y muy regular, manteniéndose en todos los casos con una orientación subparalela al contacto con los gneises granatíferos. La aparición de tectonitas L-S se inscribe dentro de una zona algo más amplia caracterizada por una disminución importante del tamaño de grano y desarrollo de texturas porfiroclásticas de grano fino; dichas texturas se intercalan también dentro de la banda con predominio de la fábrica plano-linear.

La lineación de estiramiento (Lm) viene marcada en mayor o menor grado por todos los minerales, salvo el granate que prácticamente no presenta formas elongadas. La lineación más frecuente en el ortopiroxeno es una lineación "a" de enstatita lamelar (foto 14). Lm tiene una orientación predominante ENE e inmersión hacia el WSW, con variaciones significativas en el sector de Casares donde se dispone N-S. Este cambio de orientación se inscribe dentro de un rasgo estructural de escala mayor en el que también participan las unidades alpujárrides del Rif (Balanyá y García-Dueñas 1987; cf. epígrafe 8.3.1).

Las formas del ortopiroxeno son generalmente alargadas con razones X/Z variables (hasta 25 o más) y longitudes según X

comprendidas comunmente entre 1 y 3cm, raras veces superiores a 7cm. Con frecuencia los cristales presentan estrangulamientos o tienen distinto grosor en sus extremos (foto 13). Existen también formas subredondeadas y otras arqueadas con un extremo globuloso (textura "en cornue", Boiller y Nicolas 1975); tanto unas como otras se desarrollan cuando la orientación de los planos (100) del ortopiroxeno es tal que no favorecen su utilización como planos de deslizamiento por cizalla (Etchecopar 1974, 1977). Los kinks intracrystalinos sobre (100) se desarrollan típicamente en cristales redondeados, pero también se observan en otros con formas elongadas. Los porfiroclastos de ortopiroxeno se encuentran parcialmente recristalizados en los bordes.

Las dimensiones del olivino muestran valores X/Z generalmente inferiores a 8; las subjuntas, con espaciados del orden de 30 μ m, se disponen siempre formando un ángulo elevado (70°-80°) con la foliación. Los porfiroclastos menos alargados de olivino tienen un tamaño entre 0.5 y 1mm y suelen estar rodeados de neoblastos (30-50 μ m) con frecuentes puntos triples a 120°. Los neoblastos constituyen la mayor parte de la matriz, que en las peridotitas de textura milonítica supone más del 50% de la roca. Junto a estas evidencias de recristalización, se observan también neoblastos con subjuntas.

El clinopiroxeno se presenta en su mayor parte como porfiroclastos de formas poco alargadas o subredondeadas (X/Z \approx 2-2.5), con gran desarrollo de subjuntas y parcialmente recristalizado en los bordes.

El gradiente de deformación desde el interior de las peridotitas miloníticas hasta el contacto con la Unidad de Jubrique, se manifiesta en varios hechos:

-Disminución del tamaño de grano y aumento del % de matriz hacia el contacto

-Aumento, hacia el techo de las peridotitas, de la razón X/Y de los porfiroclastos en las rocas de textura milonítica (fig. 4.11)

-Aumento del ángulo de cizalla, con disminución de θ' , desde 25°, a 500m del contacto, hasta valores inferiores a 10° en los últimos 100-150m.

Sentido de cizallamiento

En sección XZ, las fábricas asimétricas son dominantes en el conjunto de la banda milonítica. El sentido de asimetría indica en la mayoría de los casos traslación del bloque de techo hacia el ENE o NE y, en consecuencia, que la deformación tiene una componente de cizalla simple predominante.

Los indicadores cinemáticos empleados han sido esencialmente

dos: las disposiciones respecto a la foliación de los planos (100) del ortopiroxeno (fotos 12 y 13) y de las subjuntas del olivino. Sobre un total de 426 ortopiroxenos observados, se ha determinado el sentido de cizallamiento en 52 afloramientos de peridotitas distribuidos a lo largo de la banda milonítica, la mayoría de ellos a menos de 500m (perpendicularmente a Sm) del contacto con los gneises granatíferos; 37 estaciones señalan sentido dominante hacia el ENE o NE, 11 en sentido contrario y 4 dan relaciones simétricas (fig. 4.12).

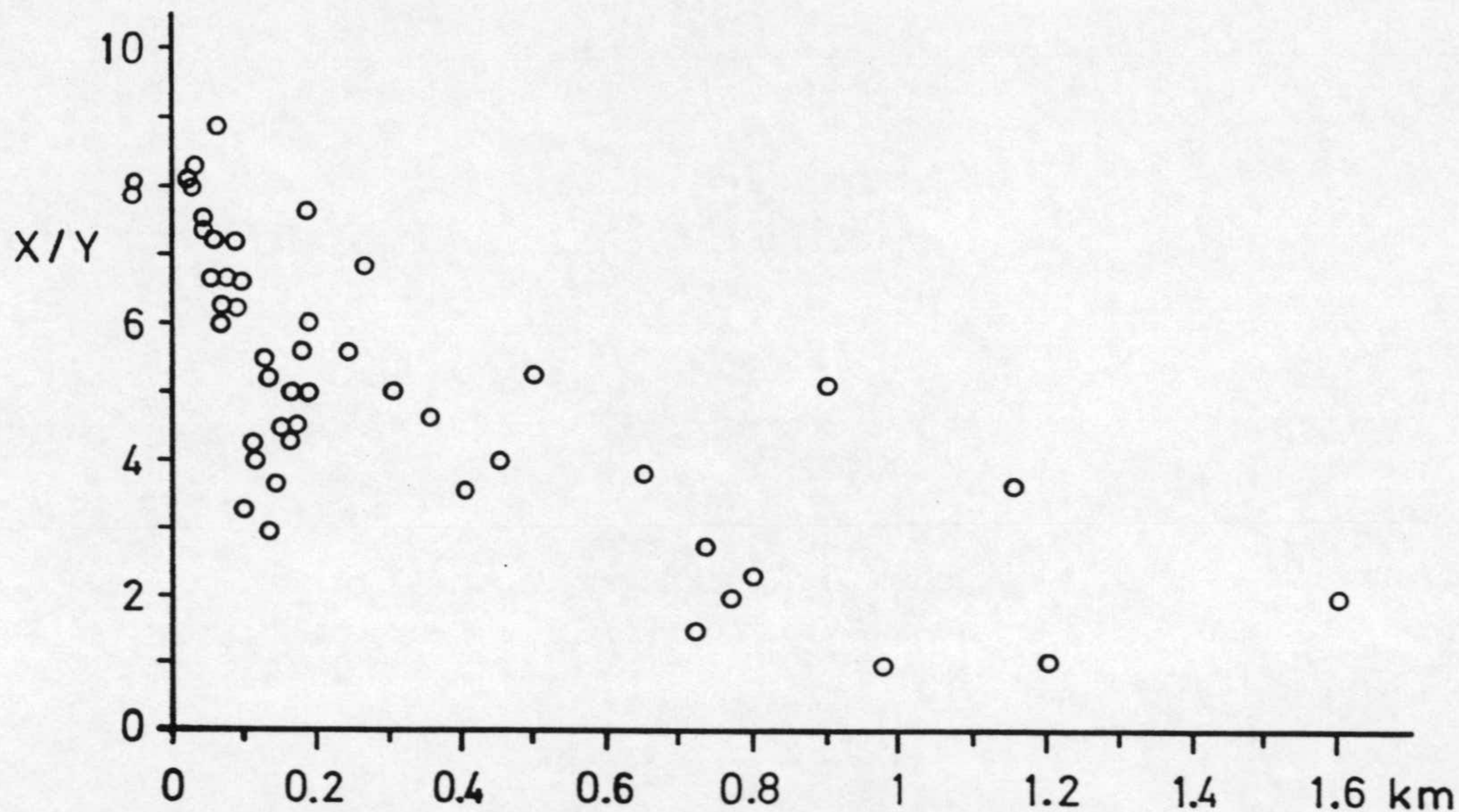


Fig. 4.11.- Razón X/Y de los porfiroclastos de ortopiroxeno en la Zona de Cizalla Bermeja-Jubrique según la distancia al contacto con los gneises granatíferos. Cada punto resulta de la media entre 2-5 cristales.

Por otra parte, los resultados obtenidos a partir de la proyección sobre el plano XZ de las trazas de las subjuntas de olivino en 7 muestras (entre 100 y 400m del contacto con los gneises), son también coincidentes (fig. 4.12): 6 son moderadamente asimétricas e indican desplazamiento del bloque superior hacia el ENE, y otra presenta una fábrica simétrica. En todos los casos la orientación preferente es buena.

Otro criterio adicional utilizado es el de la orientación de los planos de kink intracristalinos que modifican la disposición de los planos (100) del ortopiroxeno.

En resumen, de acuerdo con los resultados expuestos, en el 25% aproximadamente de los casos las fábricas son simétricas o indicativas de un sentido contrario al general, lo que supone que toda la deformación no puede explicarse sólo con la componente de cizalla simple. Esta situación también se mantiene a la escala de la muestra de mano o de la lámina delgada, donde coexisten ortopiroxenos con el clivaje (100) en disposición contrapuesta. Por último es interesante notar que minerales diferentes pueden tener respuestas muy distintas a la escala de la lámina delgada;

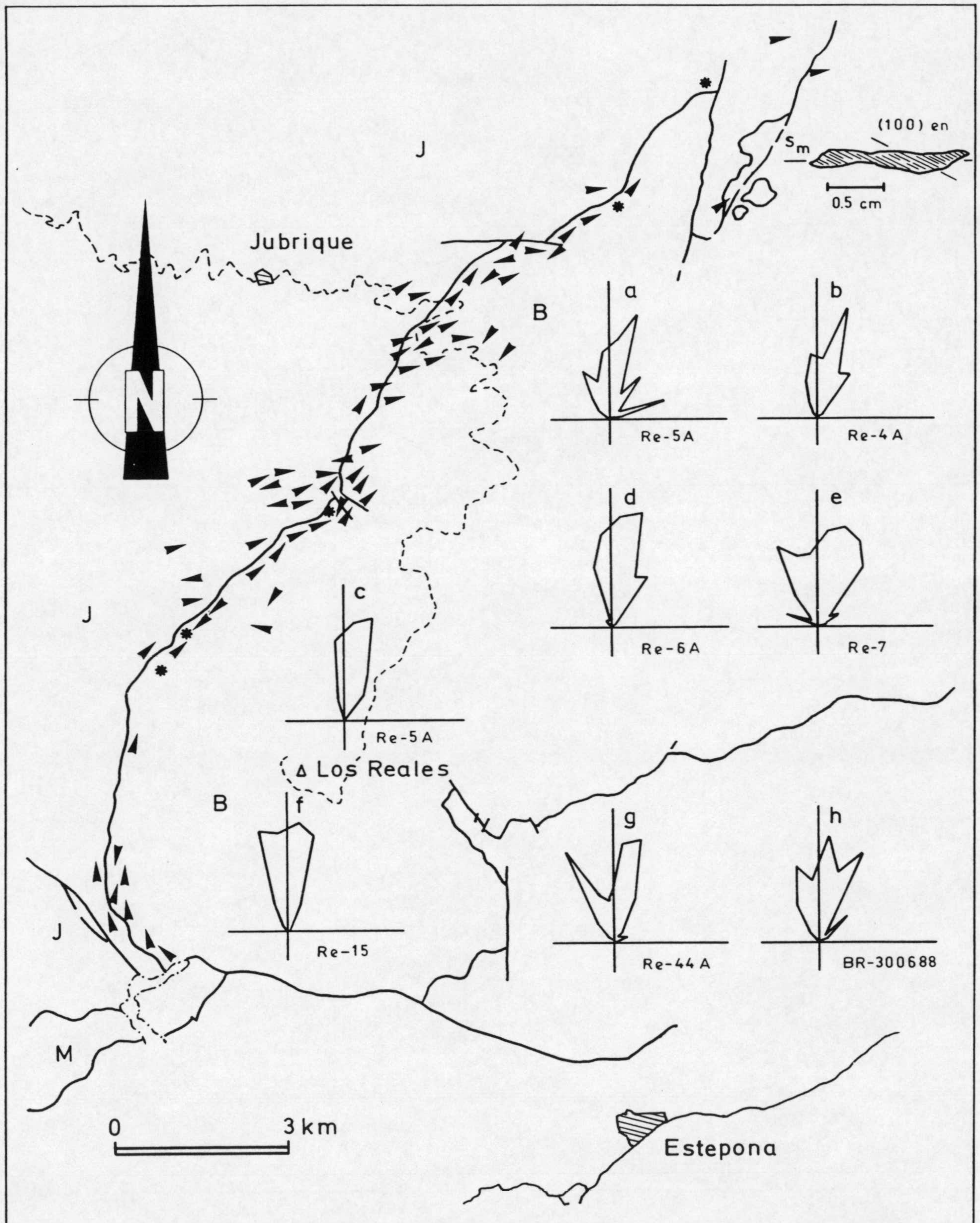


Fig. 4.12.- Sentido de cizallamiento en la Zona de Cizalla Bermeja-Jubrique. Las flechas indican el sentido de movimiento del bloque de techo; los asteriscos señalan estaciones con fábricas simétricas. a, proyección sobre el plano XZ de trazas de planos de kink intracristalinos en el ortopiroxeno ($n=42$); b-h, proyecciones sobre el plano XZ de trazas de subjuntas del olivino ($n=64-100$ por diagrama).

así por ejemplo las subjuntas del olivino pueden disponerse de forma simétrica (fig. 4.12f) y las relaciones del clivaje (100) del ortopiroxeno indicar en la mayoría de los casos (6/1) un sentido de cizalla definido.

4.5.2.2. CARACTERISTICAS DE LA ZONA DE CIZALLA EN LAS ROCAS GNEISICAS

Las estructuras penetrativas que caracterizan la zona de cizalla (lineación y foliación miloníticas s.l., Lm y Sm) se manifiestan con intensidad variable en los gneises granatíferos y en parte de la formación de gneises y gneises migmatíticos; por encima de éstas formaciones sólo se constata la presencia esporádica de boudines con dirección de extensión ENE-WSW, subparalela a la de Lm. La foliación Sm está en general bien definida por la orientación de la biotita y las formas aplanadas y elongadas del cuarzo. La lineación de estiramiento Lm es generalmente poco manifiesta en afloramiento y viene marcada por el cuarzo y los porfiroclastos alargados de feldespatos potásico; el granate rara vez presenta razones X/Y mayores de 1.5. Los cristales prismáticos de sillimanita y de distena (<1mm) se orientan según X, dando a escala microscópica una fábrica linear más patente.

Otras estructuras relacionadas con la zona de cizalla son: pliegues, estructuras S-C (Berthé et al. 1979) y boudines. Los pliegues son isoclinales, con el plano axial paralelo a la foliación y flancos fuertemente adelgazados; frecuentemente están desenraizados y presentan charnelas algo curvas que en general forman ángulos elevados con Lm. Las estructuras de boudinage (o pinch and swell) son frecuentes, y la disposición de los cuellos es aproximadamente perpendicular a Lm; parte de estas estructuras son asimétricas. Las estructuras S-C (foto 15) son de escala centimétrica a decimétrica y evidencian una dirección de movimiento coincidente con Lm y sentidos de cizalla conjugados. Parte de los planos C forman ángulos del orden de 30° con la foliación que presenta características miloníticas y evidencias de tasas de estiramiento elevadas; en consecuencia, dichas estructuras S-C pueden interpretarse como relativamente tardías, dentro del mismo proceso en que se desarrolló Sm.

Microestructuras

El cuarzo se presenta en general con formas más o menos alargadas y signos de deformación plástica (extinción ondulante, subjuntas). Los cristales de tamaño entre 0.3mm y algunos milímetros poseen microestructuras en mosaico alargado, en damero o en cintas (ribbons). Las cintas de cuarzo (1.5-6mm) pueden ser mono o policristalinas (foto 16); en este último caso están formadas por agregados de cristales alargados en la dirección de la cinta y con bordes rectilíneos que forman ángulos muy elevados

con la foliación (70° - 90°), o presentan estructura en damero. El cuarzo que forma parte de la matriz (tamaño medio 0.1-0.2mm) está recrystalizado pues se encuentra como granos equidimensionales, la mayor parte de ellos exentos de deformación interna y con frecuentes puntos triples.

El granate suele presentar formas redondeadas o elongadas hasta $X/Z=5$; en muchos casos está segmentado por fracturas en las que crece biotita. Alrededor de los granates se desarrollan sombras de presión, mayormente rellenas por cuarzo, que suelen ser asimétricas y corresponden a estructuras σ (Passchier y Simon 1986). Este mismo tipo de microestructura se observa en los porfiroclastos de feldespato potásico, tanto en los gneises granatíferos como en la formación gneísica superior; en las colas de estos porfiroclastos (con X/Z hasta 4 y bordes recrystalizados) hay cuarzo y feldespato potásico.

En algunas muestras las estructuras S-C pueden ser dominantes (milonitas S-C de Lister y Snoke 1984), indicando que el gradiente de deformación no es homogéneo a esa escala. Esta microestructura puede venir marcada por la disposición moderadamente elongada de granos de cuarzo respecto a cintas de cuarzo, o formas de pez (mica-fish) en cristales de biotita o sillimanita (foto 17); también por la disposición oblicua de las sombras de presión en torno a porfiroclastos respecto a planos C, materializados por cuarzo ribbon (foto 18).

Sentido del cizallamiento

El sentido de cizalla se ha deducido a escala microscópica o de la muestra de mano a partir de las sombras de presión asimétricas (σ) en granates y estructuras S-C. En algunas ocasiones se ha podido determinar también por la disposición oblicua de los subgranos de cuarzo respecto a la foliación (Simpson y Schmidt 1983) o por diagramas de ejes "c" de cuarzo.

En la mayor parte de las estaciones (18 de 22, cf. fig. 4.12) el sentido de cizalla indica movimiento relativo del bloque de techo hacia el ENE. Los indicadores de sentido contrario al dominante existen en una proporción semejante a todas las escalas; así, por término medio, el 27% de las colas de presión asimétricas observadas en cada estación.

De los diagramas de ejes "c" de cuarzo puede deducirse también el mismo sentido de cizalla, previa discusión de los modelos de orientación preferente que presentan (epígrafe siguiente).

A escala del afloramiento se han utilizado como criterios la relación flanco largo-flanco corto de pliegues isoclinales (en secciones XZ), disposición de cuellos de boudines asimétricos perpendiculares a L_m y estructuras S-C macroscópicas. En los dos primeros casos la vergencia predominante es hacia el ENE. En

cuanto a las estructuras S-C, particularmente las que presentan ángulos entre S y C elevados, existen tanto las que indican sentido hacia ENE como hacia WSW. Como se ha comentado en este mismo epígrafe, tales estructuras se superponen a una fábrica ya milonítica y mantienen la misma dirección de extensión. Pueden interpretarse como una deformación cercana a la cizalla pura (considerando el conjunto de afloramientos), que supondría un episodio tardío dentro del mismo proceso que da lugar a la banda de cizalla entre las Unidades de Jubrique y Bermeja.

4.5.2.3. CONDICIONES DE TEMPERATURA Y ESTIMACION DEL DESPLAZAMIENTO

Son varios los criterios que llevan a considerar que la deformación de la Zona de Cizalla Bermeja-Jubrique se efectuó a alta temperatura en las rocas gneísicas:

-Recristalización importante, especialmente del cuarzo, dando lugar a una roca blastomilonítica; no hay reducción importante del tamaño de grano.

-No existen evidencias de retrogradación en las paragénesis de alto grado de los gneises. En los gneises granatíferos las relaciones blastesis-deformación respecto a Sm en las zonas de alta deformación son equivalentes a las que muestran respecto a Sp en las zonas menos deformadas. Los crecimientos de alta temperatura ($\approx 750^{\circ}\text{C}$; cf. 3.3.1) de cordierita y hercinita post-Sp se encuentran indeformados en la zona de cizalla.

-Cristalización de feldespato potásico en las colas de presión de porfiroclastos de este mismo mineral. De acuerdo con estudios de rocas cuarzo-feldespáticas deformadas natural o experimentalmente (Tullis y Yund 1985, 1987; Gapais 1989), el flujo plástico y la recristalización del feldespato ocurre en condiciones equivalentes a las de la parte superior de la facies de las anfibolitas o a las de la facies de las granulitas.

-Diagramas de ejes "c" (fig. 4.13) con altas concentraciones en Y, formando dos guirnaldas incompletas cruzadas aproximadamente a 90° , asimétricas respecto del plano de foliación; el patrón de distribución se asemeja a las guirnaldas de tipo II de Lister (1977), con la particularidad de presentar máximos cercanos al eje X con el que forman unos 30° . Las concentraciones en Y suponen que el sistema de deslizamiento ha sido esencialmente prismático y, consiguientemente, a temperaturas elevadas ($>600^{\circ}\text{C}$, cf. Bouchez y Pecher 1981). Los máximos cercanos a X pueden explicarse por la actuación de sistemas de deslizamiento de dirección "c", para los que se estiman temperaturas superiores a $650-700^{\circ}\text{C}$ (Blacic 1975, Mainprice et al. 1986). En las Milonitas de la Albuqueria, Tubía (1985) y Bouchez et al. (1985) han caracterizado la existencia de deslizamientos de dirección "c" coexistiendo con otros de dirección "a"; los diagramas resultantes muestran patrones

similares a los de la fig. 4.13.

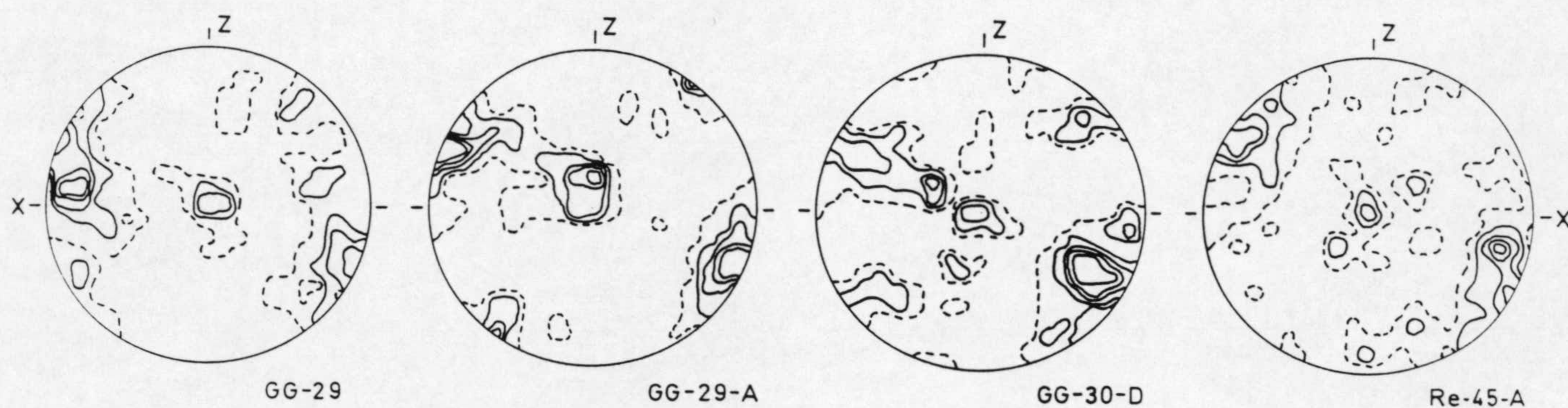


Fig. 4.13.- Diagramas de orientación de ejes "c" de cuarzo en los gneises granatíferos de la Unidad de Jubrique; intervalos del 1, 2.5, 4, 5 y >6.5%; n=150 por diagrama. El ENE se sitúa paralelo al eje X, a la derecha de la figura.

Por otra parte, en las rocas ultrabásicas, son varias las observaciones que permiten una estimación de las condiciones físicas, especialmente de la temperatura:

a) La utilización preferente del plano (100) del ortopiroxeno como plano de deslizamiento. En cristales de enstatita Raleigh (1965; in Nicolas y Poirier 1976) obtuvo experimentalmente deslizamientos en el plano (100) entre 700°C y 850°C (para P entre 5 y 7kb).

b) La existencia general de porfiroclastos de ortopiroxeno con bordes aserrados y recristalización limitada. La suma de ambos hechos sugiere que la deformación tuvo lugar en la parte superior del rango de temperaturas (700°-1000°C) propio de las estructuras "cold worked" en peridotitas (Nicolas y Poirier 1976).

c) El tamaño de neoblastos de olivino y el espaciado de las subjunetas en porfiroclastos de este mismo mineral, parámetros que constituyen un paleopiezómetro de fácil uso en rocas ultramáficas (Ross et al. 1980). Se han determinado ambos parámetros a partir de tres muestras de textura representativa y un mínimo de 40 medidas por muestra, obteniéndose valores concordantes de $\sigma_1 - \sigma_3$ si se admite que la peridotita estaba algo hidratada y dispares si se admite que era una peridotita anhidra. En función de ello se ha partido del primer supuesto, resultando un esfuerzo promedio de 46MPa, según la siguiente relación independiente de T de Ross et al. (1980), en la que d es el espaciado de los subgranos:

$$d(\mu\text{m}) = 15\sigma^{-0.69} \quad (\text{kb})$$

A partir de la expresión establecida experimentalmente por Chopra y Paterson (1984) para la dunita de Åheim (hidratada) que

relaciona la velocidad de deformación (ϵ), el esfuerzo (σ) y la temperatura absoluta (T) según una expresión del tipo:

$$\epsilon = A \sigma^n e^{-Q/RT}$$

donde A, n y Q son constantes determinadas experimentalmente y R es la Cte. universal de los gases; considerando unos límites admisibles para la velocidad de deformación entre 10^{-15} y 10^{-12} s⁻¹, se obtiene que la deformación tuvo lugar a temperaturas comprendidas entre 760°C y 905°C. El mismo método aplicado a tres muestras de lherzolitas con texturas porfiroclásticas de grano grueso situadas fuera de la zona de cizalla Bermeja-Jubrique da como resultado temperaturas, para igual intervalo de ϵ , comprendidas entre 1000°C y 1250°C.

De acuerdo con todos los indicadores mencionados, tanto para las rocas ultrabásicas como para las gneísicas, puede sugerirse que el funcionamiento de la zona de cizalla tuvo lugar a temperaturas comprendidas entre 700°C y 900°C. Este rango es de hecho similar al deducido en distintos macizos ultrabásicos para peridotitas con texturas semejantes a las de la zona de cizalla Bermeja-Jubrique: lineación predominante de enstatita lamelar, reducción importante del tamaño de grano del olivino, presencia generalizada de espinela no transformada en clorita (Nicolas 1986, Tubía y Cuevas 1986, Drury et al. 1990).

Asimismo es posible, dentro del rango referido, que la temperatura fuera algo inferior en las milonitas gneísicas que en las ultrabásicas. Esto podría explicarse por varios mecanismos: a) la aproximación durante el cizallamiento dúctil de dos niveles inicialmente deformados a distinta temperatura; b) la distinta resistencia a la deformación dúctil y consiguiente calentamiento diferencial por cizalla; esta última circunstancia ha sido señalada por Tubía (1985) en las peridotitas de textura milonítica adyacentes a las Milonitas de la Albuquerque.

El desplazamiento relativo entre las Unidades de Bermeja y Jubrique no se puede determinar directamente, ya que no se dispone de marcadores adecuados a uno y otro lado de la zona de cizalla. Si consideramos que la deformación tiene como componente esencial la cizalla simple, la deformación interna por cizalla (θ') y su variación espacial (Ramsay y Graham 1970) serían indicativas de una traslación mínima de 8km (figs. 4.14 y 4.15).

En los gneises de la Unidad de Jubrique (θ') se ha determinado a partir de la medida de θ' en estructuras S-C (excluidas aquéllas tardías mencionadas en 4.5.2.2). En las peridotitas se ha utilizado preferentemente la razón X/Y de ortopiroxenos al θ' . El valor de (θ') está subestimado en las peridotitas ya que los cristales de ortopiroxeno se encuentran a menudo budinados y las razones X/Z en las peridotitas más deformadas son inferiores a las que serían de esperar según el valor de θ' (ángulo entre los planos de deslizamiento (100) y la traza de la foliación)

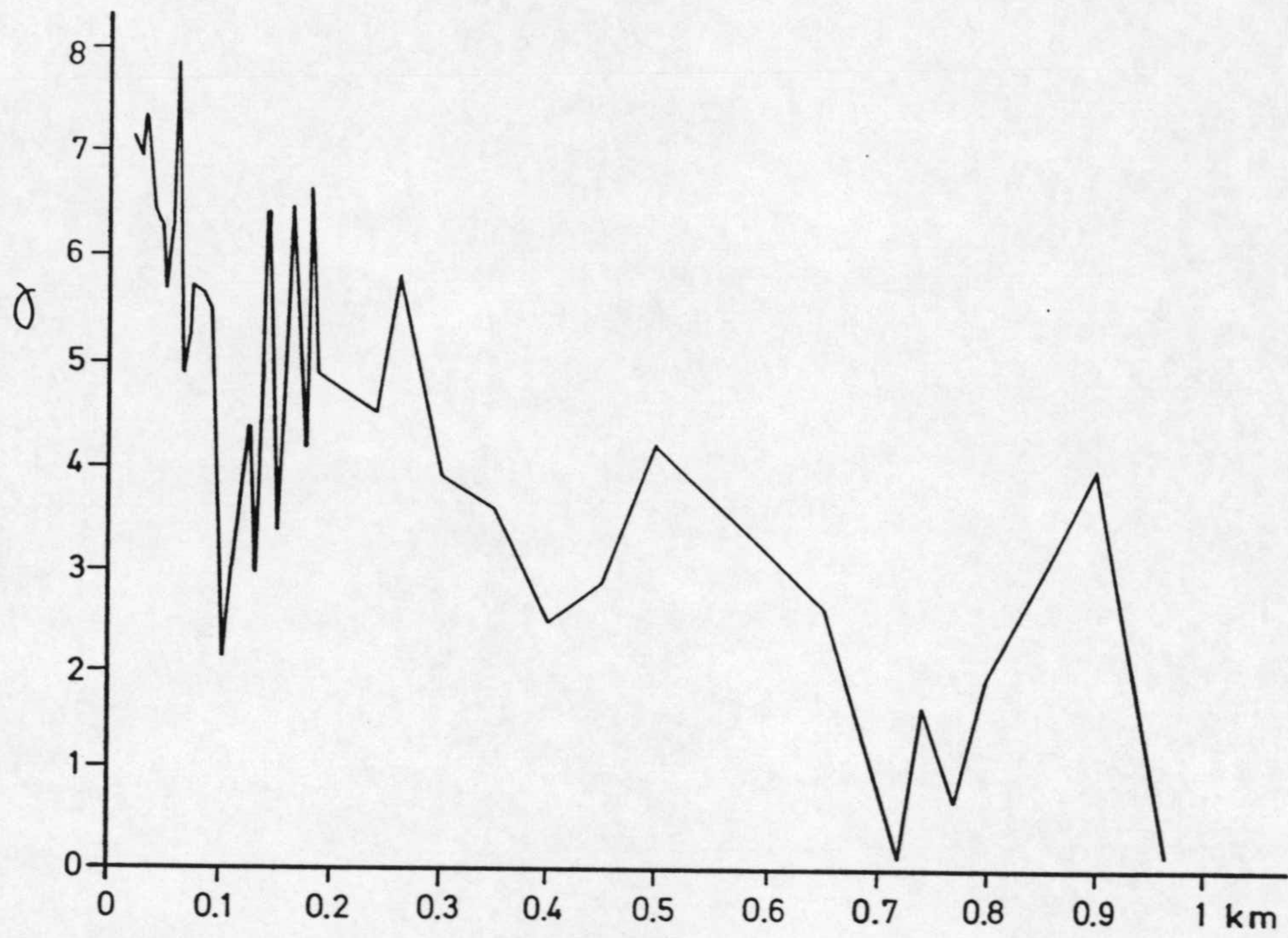


Fig. 4.14.- Variación de la deformación interna por cizalla en las peridotitas según la distancia al contacto con los gneises granatíferos de la Un. de Jubrique (cortes de la carretera Jubrique-Peñas Blancas, Arroyo Estercal y Garganta del Algarrobo).

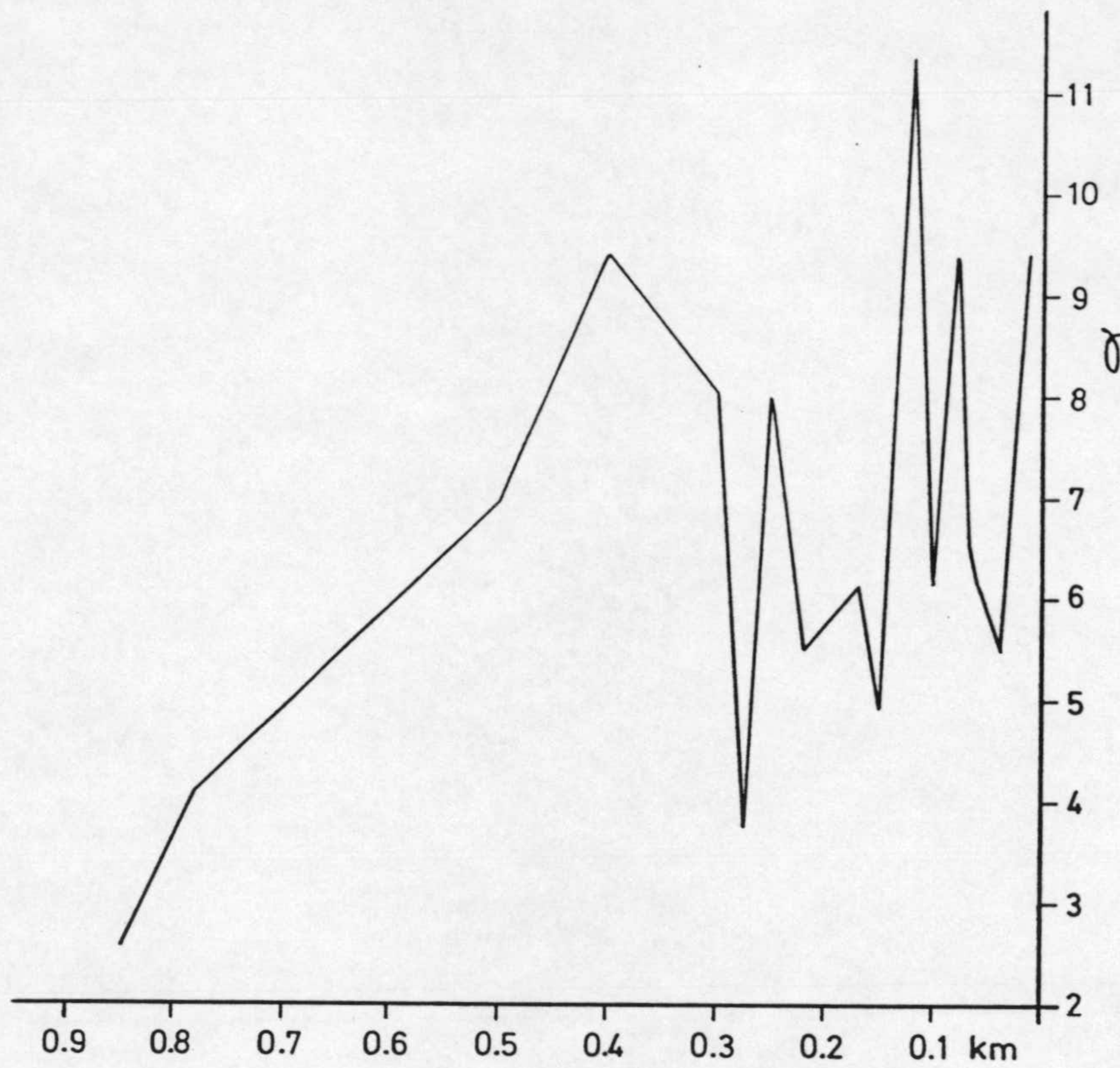


Fig. 4.15.- Variación de la deformación interna por cizalla en los gneises granatíferos según la distancia al contacto con las peridotitas (corte del Río Almarchal).

observado en la misma muestra. Por otra parte, la deformación por cizalla obtenida a partir del ortopiroxeno debe considerarse inferior a la sufrida por el total de la muestra, ya que en general se asume que el olivino fluye con más facilidad que la enstatita (Nicolas y Poirier 1976).

4.5.3. ZONAS DE CIZALLA SITUADAS DENTRO DE LAS UNIDADES DE BERMEJA Y JUBRIQUE Y EN LAS IMBRICACIONES DE BENARRABA

Unidad de Bermeja

En el interior de la Unidad de Bermeja se reconocen algunas bandas de peridotitas de textura milonítica, cuyos espesores oscilan entre unos decímetros y decenas de metros. En concreto, en los alrededores de El Cañuelo, al NW del km 8 de la cra. de Estepona a Jubrique (cf. Gervilla 1990). Dan lugar a una importante reducción del tamaño de grano y poseen una lineación de estiramiento ENE-WSW marcada macroscópicamente por la espinela (parcialmente transformada en plagioclasa), junto con abundantes estructuras S-C indicativas de un sentido de cizalla hacia el WSW (fig. 4.16). Localmente se han reconocido pliegues isoclinales en lechos ricos en espinela cuyos ejes son subparalelos a la lineación de estiramiento.



Fig. 4.16.- Ejemplo de estructura S-C en una peridotita de textura milonítica del interior del Macizo de Los Reales. Las manchas negras corresponden a porfiroclastos de orto y clinopiroxeno; la matriz está compuesta mayormente por cristales de olivino de grano muy fino que definen la foliación milonítica.

El sentido de cizalla indicado y el desarrollo limitado de lineación de enstatita lamelar sugieren que estas bandas de cizalla están en relación con la deformación que genera las texturas porfiroclásticas de muy alta temperatura, dominantes en el interior de la Unidad de Bermeja. Sin embargo, el tamaño de los neoblastos de olivino ($\approx 50\mu\text{m}$) apunta hacia temperaturas del orden de las estimadas para la zona de cizalla Bermeja-Jubrique. La adscripción a dicho episodio resta por el momento incierta. Por otra parte, estudios en curso de realización parecen concluir la presencia de fases hidratadas en tales peridotitas miloníticas (F. Gervilla, com. personal) y esto abre la posibilidad del debilitamiento de los cristales durante la deformación plástica,

facilitando la reducción del tamaño de grano.

Tectonitas L-S distribuidas en la Unidad de Jubrique e Imbricaciones de Benarrabá

En la Unidad de Jubrique existen rocas con fábrica planolínear distribuidas a lo largo de toda la sucesión metapelítica (formación de esquistos oscuros y formación de filitas y cuarcitas). Dichas rocas presentan una lineación (Ln) de dirección aproximada N-S, dispuesta sobre la foliación Sp. Se trata de una lineación de estiramiento o una lineación mineral definida por porfiroblastos de hábito elongado con orientación preferente o por otros equidimensionales con sombras de presión alargadas (fotos 19 y 22); los porfiroblastos pueden ser anteriores (granates) o tardíos (cloritoide, andalucita) respecto a la foliación principal.

La lineación de estiramiento es bien visible en intercalaciones cuarcíticas (fotos 20 y 23) con texturas miloníticas o protomiloníticas y viene típicamente marcada por las formas del cuarzo en mosaico alargado o, excepcionalmente, en cintas ($X/Z > 7$). En cloritoesquistos con textura porfiroclástica, los porfiroclastos de cuarzo (0.3-1.5mm) tienen formas moderadamente alargadas ($X/Z = 2.5$) que también definen la misma lineación, con desarrollo de subgranos de límites indentados.

Dentro de la sucesión metapelítica de la Unidad de Jubrique existen boudines modelados sobre Sp con cuellos dispuestos aproximadamente E-W, compatibles con la dirección de extensión marcada por Ln. Lineaciones de estiramiento N-S existen también, de manera puntual, por debajo de la formación de esquistos oscuros. Cabe destacar a este respecto que en los gneises granatíferos se ha reconocido, en un único afloramiento, la coexistencia de dos lineaciones de estiramiento sobre el mismo plano de foliación: una lineación de orientación ENE marcada por la elongación de los granates y otra N-S señalada por el cuarzo.

En las Imbricaciones de Benarrabá la situación de las rocas con una lineación semejante a Ln es también distribuida. Dicha lineación es a menudo visible en filitas ricas en cuarzo y, especialmente, en niveles cuarcíticos (Cuarcitas de Benarrabá, entre otros). La orientación de Ln es también N-S y subparalela al eje de pliegues cerrados o isoclinales cuyo plano axial coincide con Sp (fig. 4.17).

En relación con estas fábricas se han realizado determinaciones de orientación cristalográfica del cuarzo, la mayor parte de ellas en muestras procedentes de las Imbricaciones de Benarrabá (cuarcitas y cuarzofilitas). Los diagramas de ejes "a" (realización D. Martín Ramos) muestran en general una buena orientación preferente. Una tercera parte de los patrones resultantes son simétricos y, los restantes, moderadamente asimétricos respecto al plano de foliación (fig. 4.18). Asumiendo

que el máximo de ejes "a" tiende a concentrarse sobre el plano de cizallamiento (Bouchez 1978), las fábricas asimétricas respecto al plano XY indican en su mayor parte que el sentido de cizallamiento ha sido hacia el Norte para el bloque superior.

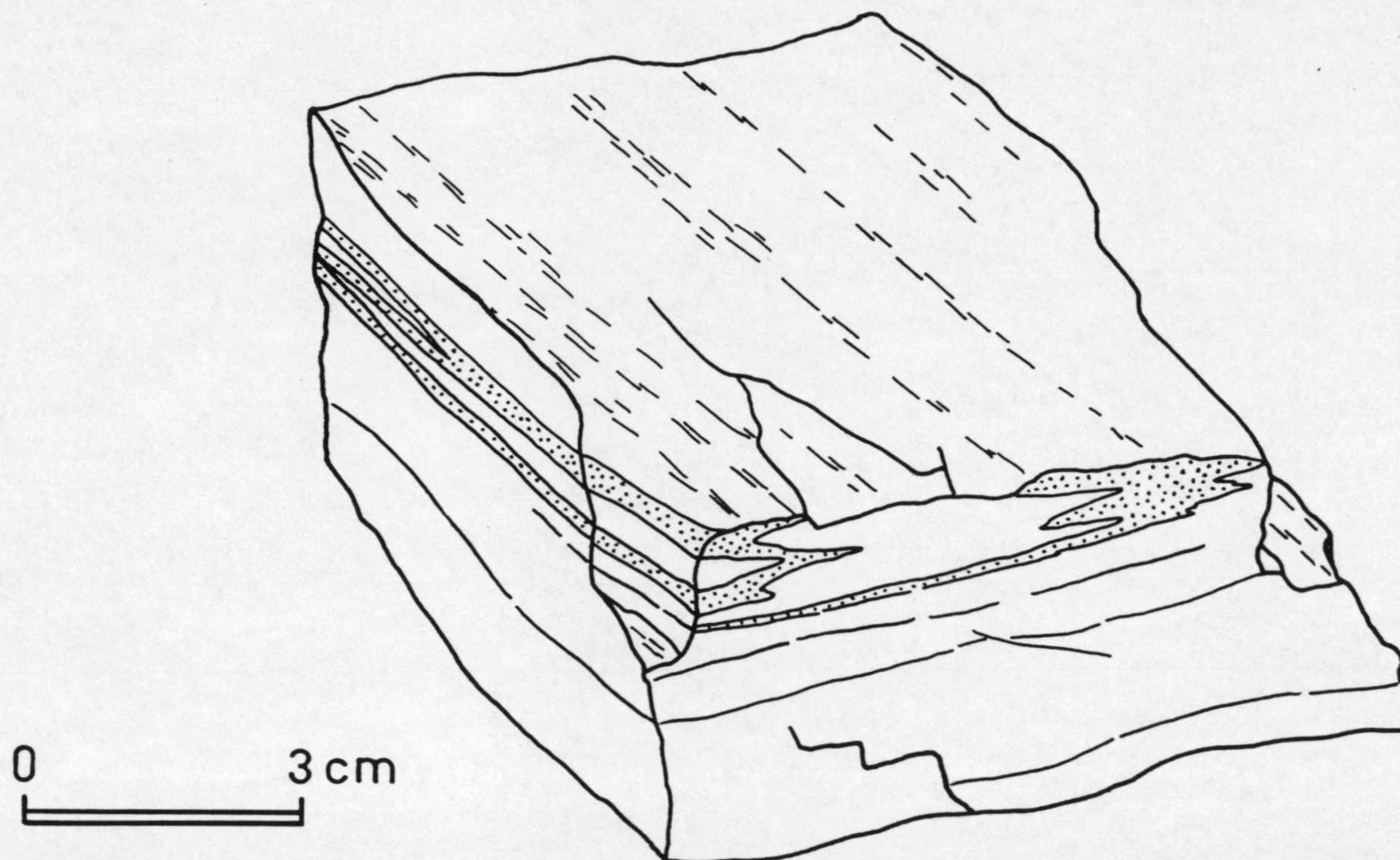


Fig. 4.17.- Pliegues isoclinales con plano axial coincidente con S_n y ejes subparalelos a la lineación de estiramiento L_n . Imbricaciones de Benarrabá (niveles cuarcíticos intercalados en la Formación de esquistos oscuros; muestra BR-364). L_n -líneas finas discontinuas- tiene dirección N-S.

Los diagramas de trazas basales (cf. Bouchez 1977, Lister y Williams 1979) muestran una situación similar, con una asimetría poco marcada e indicativa de un desplazamiento hacia el Norte del bloque superior, o bien son simétricos (fig.4.19). En conclusión, se estima que la deformación a la que están asociadas estas fábricas integra, además de una componente de cizalla simple, otra irrotacional muy importante (foto 21).

Aunque los planos en que se dispone L_n tienen igual orientación que S_p , el desarrollo de esta fábrica lineal parece postdatar a la foliación principal por varias razones: a) en la Unidad de Jubrique existen lineaciones minerales aproximadamente N-S marcadas por cristales, helicíticos respecto a S_p , rotados hacia dicha dirección (foto 19); b) de acuerdo con las relaciones observadas en los gneises granatíferos, L_n postdata a la lineación de estiramiento de dirección ENE (L_m); como ya se ha discutido anteriormente (epígrafe 4.5.2.3), L_m parece contemporánea de la foliación principal.

De otro lado, L_n se encuentra plegada por los pliegues de crenulación de vergencia W y parece haberse generado, al menos

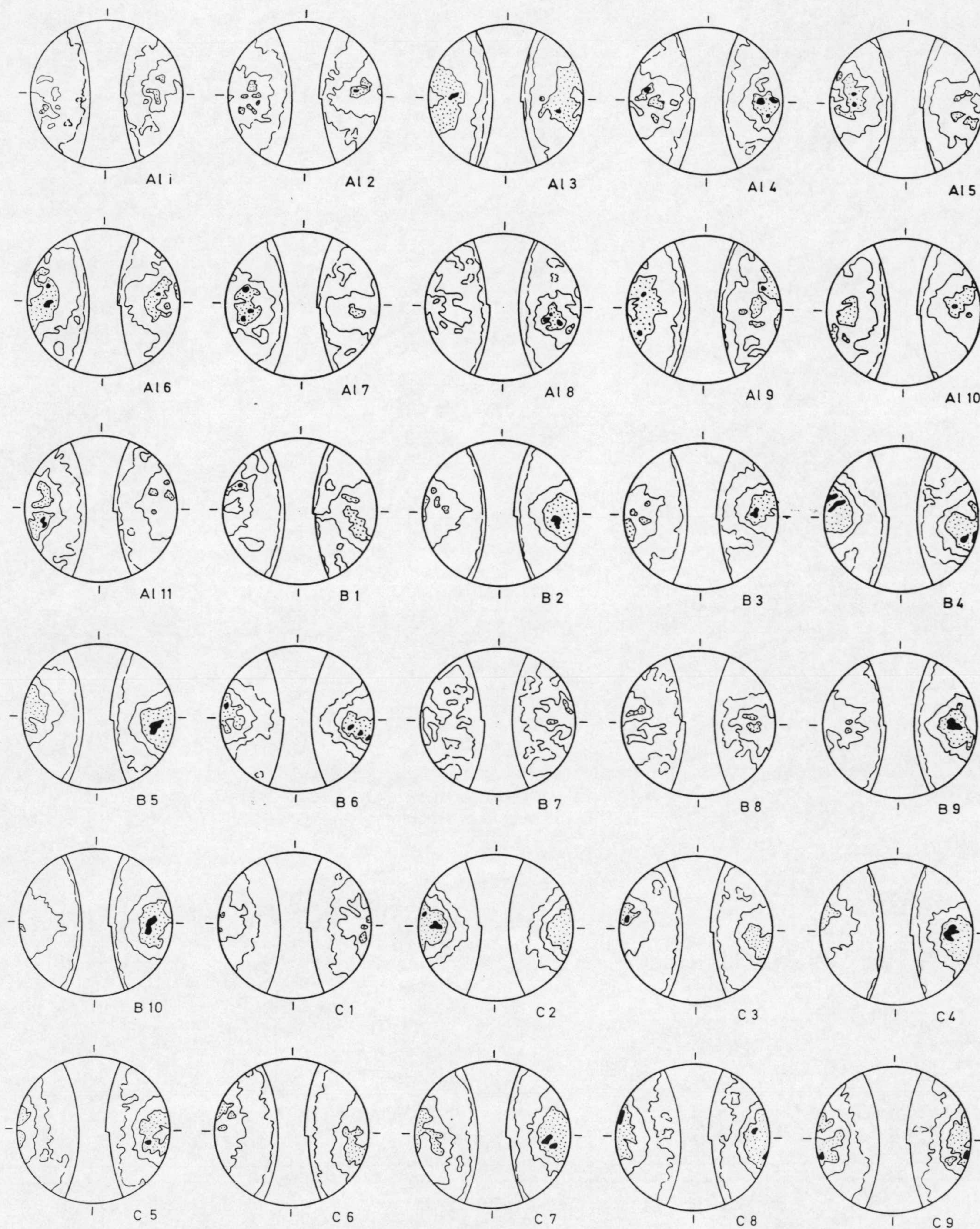


Fig. 4.18.- Diagramas de orientación de ejes "a" de cuarzo. Cuarzitas y cuarzofilitas de las Imbricaciones de Benarrabá. Las marcas horizontales representan la posición del eje X y las verticales la del eje Z. El Norte queda a la derecha de la figura. A1, corte E-W por Algotocín; B, id. Benarrabá; C, id. La Corchuela.

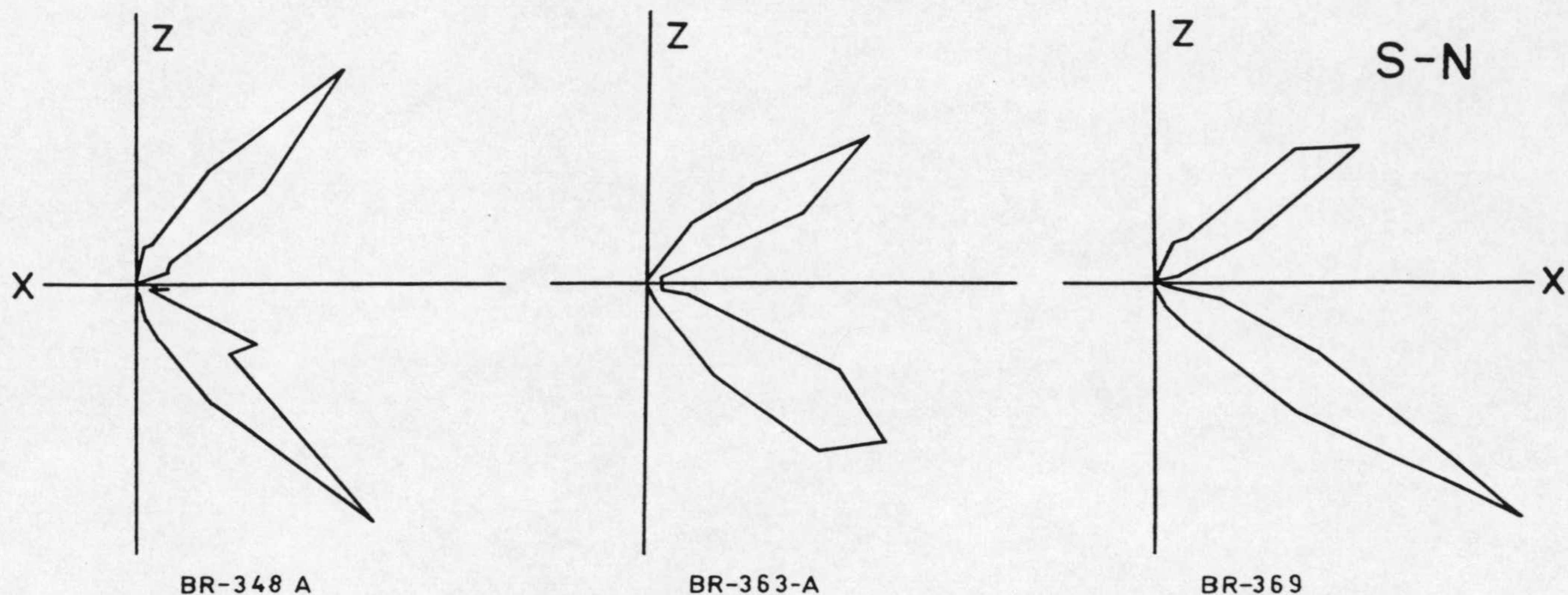


Fig. 4.19.-Diagramas de trazas basales del cuarzo ($n=150$ por diagrama). Niveles cuarcíticos intercalados en filitas de la Unidad de Jubrique (BR-348-A) y de las Imbricaciones de Benarrabá (BR-363-A y BR-369).

en parte, en estadios inmediatamente posteriores al crecimiento estático de algunos cristales helicíticos sobre Sp. Así por ejemplo algunas coronas tardías de crecimiento del cloritoide post-Sp engloban localmente partes de la foliación principal ligeramente flexionadas de manera congruente con la rotación final del porfiroblasto (foto 19).

4.6. SOBRE EL SIGNIFICADO DE ALGUNOS RASGOS PRINCIPALES DE LA ESTRUCTURA ALPUJARRIDE

4.6.1. SIGNIFICACION TECTONICA DE LA FOLIACION PRINCIPAL Y DEL ESTIRAMIENTO DUCTIL POST-Sp

El Manto de Guaro y las Unidades de Bermeja y Jubrique constituyeron -cada cual- una lámina de escala cortical, la última de ellas trasladada a través de una zona de cizalla dúctil de alta temperatura hacia el NE o ENE sobre su correspondiente elemento inferior. Actualmente cada lámina está integrada por sucesiones metamórficas corticales o mantélicas con espesores comprendidos entre 3 y 5km, allí donde tales sucesiones se encuentran menos modificadas por fallas sustractivas posteriores.

La Unidad de Jubrique, la que presenta la zonación de rocas metamórficas corticales más completa, muestra un espesor en su conjunto reducido respecto al que cabría esperar en función de la variación por zonas de las asociaciones minerales del evento metamórfico de bajas presiones. Así por ejemplo, entre la base de la zona de biotita-andalucita y la parte media de los gneises granatíferos, las asociaciones marcarían una diferencia mínima de

1.5kb (ver 3.3.1.), lo que significaría que la columna de rocas interpuesta entre ambos niveles de referencia debió superar los 5km de espesor durante la blastesis mineral. En la actualidad el espesor estructural es un 60% de esta columna original inferida de las condiciones P-T del evento metamórfico de bajas presiones. Esto es enteramente congruente con el desarrollo de las fábricas asociadas a Ln que suponen una componente irrotacional importante y un estiramiento N-S simultáneo al flattening de Sp (ver epígrafe 4.5.3).

Una situación más acentuada se manifiesta en la distribución espacial de las asociaciones pre-Sp correspondientes a la serie de facies de presiones intermedias, indicativa de que el espesor de la columna zonada durante Mi ya se habría reducido al 40-50% cuando se desarrollan las asociaciones del periodo Mb. Interesa resaltar que este efecto se encuentra repartido en el total de la masa de la Unidad de Jubrique, sin que se localicen hiatos especialmente significativos en el paso de alguna zona en particular.

En suma, la generación de Sp conlleva la aproximación, en primera aproximación homogénea, de las isogras generadas durante el metamorfismo de presiones intermedias (cf. Torres-Roldán 1979). Dado que la zonación de la Unidad de Jubrique, tanto para Mi como para Mb es de grado decreciente hacia el techo y tampoco hay recurrencias litológicas dentro de ella, no se puede aducir que el adelgazamiento y estiramiento estén relacionados esencialmente con un cizallamiento simple repartido con superficies "C" ascendentes en el sentido de transporte respecto a las isogras de Mi. De acuerdo además con la ausencia de fábricas asimétricas sin-Sp en la mayor parte de la masa de la Unidad de Jubrique hay que suponer, por el contrario, que el aplastamiento durante la generación de Sp se realiza en régimen próximo a la cizalla pura y en un contexto de atenuación cortical.

De hecho, las caídas de presión prácticamente isotérmicas y/o la permanencia, durante el ascenso de las rocas hasta niveles superficiales de la corteza, de temperaturas relativamente elevadas, parecen ser trayectorias P-T características de situaciones extensionales (Ruppel et al. 1988, Selverstone 1988). Por otra parte, tales trayectorias son difícilmente compatibles con las predicciones de modelos térmicos en donde la aproximación a niveles más superficiales de la corteza viene controlada esencialmente por erosión (England y Thompson 1984).

El despegue dúctil del techo de la lámina peridotítica

La Zona de Cizalla Bermeja-Jubrique, que tiene una geometría de rellano de techo y muro en todos sus afloramientos de ambos lados del Estrecho de Gibraltar (Reuber et al. 1980, Balanyá y García-Dueñas 1991, Soto y Gervilla 1991), constituye un despegue dúctil entre rocas corticales y mantélicas. Las condiciones de

temperatura en que se realiza la deformación (epígrafe 4.5.2.3.) y el hecho de que las relaciones cronológicas blastesis-deformación respecto a Sm sean equivalentes a las de Sp fuera de las zonas más deformadas, indica que la foliación milonítica (Sm) es la expresión local de la foliación principal. Tal despegue coincide con un salto negativo importante ($\geq 3\text{kb}$) en cuanto a las condiciones de presión máximas alcanzadas por las rocas situadas a uno y otro lado del mismo (gneises granatíferos y peridotitas correspondientes a la facies de lherzolitas con granate; cf. epígrafes 3.2.1 y 3.1.1.2.1).

La existencia de esta omisión, sin embargo, no es imputable sólomente a la referida zona de alta deformación. En efecto, las texturas porfiroclásticas del interior de los macizos de Sa Bermeja y Sa Alpujata podrían haberse producido en un régimen extensional (cf. Tubía y Obata 1991) y ser responsables de la reducción de espesor de la columna de rocas ultramáficas en el Manto. En el mismo proceso se produciría el ascenso de todo el conjunto peridotítico hasta la base de la Corteza, pudiendo quedar eliminado ya en este episodio una parte de la Corteza inferior.

El segmento aflorante de la zona de cizalla Bermeja-Jubrique tiene unas características geométricas propias de una zona neutral -no produce adición ni sustracción-, pero la correlación en el tiempo entre la actividad de la zona de cizalla y la foliación Sp, junto con el salto negativo de condiciones P, sugiere su carácter extensional. Si estas proposiciones son ciertas, el despegue dúctil entre rocas corticales y mantélicas sería el resultado de la inversión tectónica, acaecida en condiciones metamórficas de alto grado, de una pila inicial de mantos con metamorfismo de alta presión.

Por otra parte, si el cizallamiento que da lugar a las Milonitas de Albuqueria es contemporáneo al desarrollo de Sp, como parecen indicar sus condiciones de deformación (cf. Tubía 1985, Tubía y Cuevas 1986), habría que admitir que el cizallamiento de alta temperatura registrado por esas rocas ocurre durante el mismo proceso de atenuación a gran escala.

La edad de la zona de cizalla Bermeja-Jubrique es problemática de establecer. Reisberg et al. (1989) han obtenido edades Sm/Nd de 21.1 ± 7 a 24.5 ± 7 m.a. en pares clinopiroxeno-granate de las facies de lherzolitas con granate del NW de Sierra Bermeja; esta edad, que representa el momento de enfriamiento por debajo de la temperatura de intercambio de Sm y Nd entre el clinopiroxeno y el granate, es de difícil interpretación. Zindler et al. (1983) obtuvieron una edad intermineral Sm/Nd de 21.5 ± 1.8 m.a. para una clinopiroxenita granatífera incluida dentro de la facies de peridotitas con espinela; este valor es próximo a los ≈ 20 m.a. obtenidos por Polvé (1983) en rocas equivalentes en el macizo de Beni Bousera. Las observaciones recogidas en esta memoria señalan que la zona de cizalla Bermeja-Jubrique es anterior a los pliegues de crenulación y a la intrusión de los leucogranitos de 22 ± 4 m.a. (Priem et al. 1979), por lo que

estimamos es anterior al Mioceno inferior.

4.6.2. LOS GRUPOS DE MANTOS DE LOS REALES Y DE BLANCA EN EL CONJUNTO DE LOS ALPUJARRIDES

Los Mantos de Los Reales están representados en las Béticas occidentales por las Unidades de Bermeja y de Jubrique, más las Imbricaciones de Benarrabá. Todas ellas tienen actualmente un carácter relicto respecto a la estructura alcanzada en su individualización como mantos, ya que han sido reestructuradas a todas las escalas en un contexto extensional. Otras unidades alpujarrides aflorantes más al Este presentan marcadas analogías con la Unidad de Jubrique: posición estructural, características litoestratigráficas y registro metamórfico. Estos elementos serían, entre otros, el Manto de La Plata (Navarro-Vilá 1976), el Manto de Salobreña (Avidad y García-Dueñas 1981) y las unidades de Sayalonga y Guindalera (Aldaya et al. 1982); en las Béticas orientales (S_a. Alhamilla) se han reconocido afloramientos de materiales que, plausiblemente, constituyen también la prolongación de la Unidad de Jubrique (V. García-Dueñas y J.M. Martínez Martínez, com. personal).

Este conjunto de elementos residuales del grupo de Mantos de Los Reales (Balanyá y García-Dueñas 1991) forman parte del bloque de techo de un cabalgamiento intraalpujarride que, en el tercio occidental, viene indicado por la base de las Peridotitas de Ronda. Por debajo se localiza el grupo de Mantos de Blanca (Balanyá y García-Dueñas 1991), al que pertenecen el Manto de Guaro -incluidos materiales de la S_a. de Cártama- y otras unidades aflorantes más al Norte (Unidad de Yunquera proparte; Dürr 1967, Martín-Algarra 1987) y al Este (Canillas, Venta de Palma, Tejeda; cf. Aldaya et al. 1982).

Actualmente, la mayor parte de los contactos entre unidades asimilables al grupo de Los Reales y al de Blanca son frágiles y proceden de la modificación por fallas extensionales tendidas del dispositivo previo.

Tenida en cuenta la evolución estructural propuesta, la configuración de los elementos constitutivos de Los Mantos de Los Reales durante el episodio de bajas presiones consistiría en un "horse" de peridotitas y un grueso "slab" cortical, por encima del cual se desarrollaría más tarde una tectónica epidérmica (Imbricaciones de Benarrabá y, eventualmente, otras unidades de posición equivalente).

Las características de la superposición del grupo de Los Reales sobre el de Blanca son muy difícil de estimar, debido a que subsisten interrogantes fundamentales respecto al momento en que se individualizan los dos grupos de mantos y a las estructuras responsables de ello. Por otra parte son muy importantes las modificaciones postmetamórficas tardías, una parte importante de las cuales tienen el efecto de alargar el

orógeno en dirección ENE-WSW, es decir, paralelamente a la dirección estimada para la estructuración en condiciones de HT-BP, probablemente extensional, de las peridotitas.

Los elementos residuales del grupo de Mantos de Blanca descansan, a su vez, sobre unidades del tipo del Manto de Lújar, que son las más bajas del edificio Alpujárride (Aldaya et al. 1982). Estas se caracterizan por tener un metamorfismo de grado bajo, ausencia generalizada de materiales paleozoicos antetriásicos y buena representación de la cobertera carbonática (Triás). En el Manto de Lújar y otros elementos tectónicos directamente correlacionables con él es característica, además, la presencia de rocas volcánicas básicas. Estas unidades inferiores se apoyan directamente sobre el Complejo Nevado-Filábride, del que actualmente están separados por un despegue extensional (García-Dueñas y Martínez Martínez 1988, García-Dueñas et al. 1988, Galindo et al. 1989).

5.1. INTRODUCCION

En este capítulo se presentan las principales características de la deformación en las unidades maláguides del Sur de Ronda. Como ya se ha comentado (epígrafe 2.4.2.) tales unidades se presentan organizadas en una lámina alóctona principal (Manto de Málaga en origen) y algunas imbricaciones subordinadas.

Las estructuras se describen en orden cronológico y se ensaya la distinción entre un registro hercínico y otro alpino. Sobre este aspecto existen antecedentes dentro y fuera del área estudiada, si bien el inventario no es bien conocido en general. Cabe mencionar, entre otros: Foucault y Paquet (1971), Felder (1978), Michard y Chalouan (1978), Balanyá (1986), Chalouan (1986), Chalouan y Michard (1990). El trabajo de Chalouan (1986), realizado sobre las unidades maláguides del Rif (Ghomárides) constituye la aportación más completa realizada hasta la fecha. De otro lado, Orozco y Gálvez (1979) y Gálvez y Orozco (1980) han realizado estudios detallados referentes a la geometría y desarrollo de pliegues en materiales paleozoicos maláguides; en estos trabajos no se aborda la edad de las estructuras o su correlación con las descritas en otras áreas.

Conviene adelantar desde un principio que la organización general de unidades y la propia colocación de Maláguides sobre Alpujárrides son de edad indiscutiblemente alpina, por cuanto materiales permotriásicos se encuentran sistemáticamente involucrados en ellas.

5.2. FOLIACIONES Y PLIEGUES HERCINICOS

5.2.1. PRIMERAS ESTRUCTURAS PENETRATIVAS (SM1, PM1)

El registro deformacional más antiguo reconocido en los

Maláguides al Sur de Ronda se manifiesta por una foliación de plano axial (SM1) que afecta de manera general a toda la sucesión maláguide por debajo del Conglomerado de Marbella. Se presenta con características de clivaje pizarroso o, localmente, de esquistosidad (tramos pelíticos inferiores de la Formación Morales).

Las superficies de foliación quedan definidas por la orientación de los filosilicatos (mica blanca, clorita) y las formas aplanadas de los granos de cuarzo. La razón Y/Z media deducida a partir de los cantos de niveles conglomeráticos es cercana a 2.

Los pliegues asociados a esta foliación (PM1) son isoclinales o apretados (Fleuty 1964) y de pequeño tamaño (microscópicos a decimétricos; excepcionalmente, de varios metros). En la mayor parte de los casos se han reconocido sobre venas de cuarzo plegadas cuyo espesor varía irregularmente a lo largo del pliegue. El espesor ortogonal (ta) de las charnelas es 2-3 veces mayor que el de los flancos.

La orientación de las charnelas de PM1 es muy variable; este hecho obedece a la variación original de las mismas -en algún caso se han observado curvas- y a la dispersión introducida por estructuras posteriores (fig. 5.1).

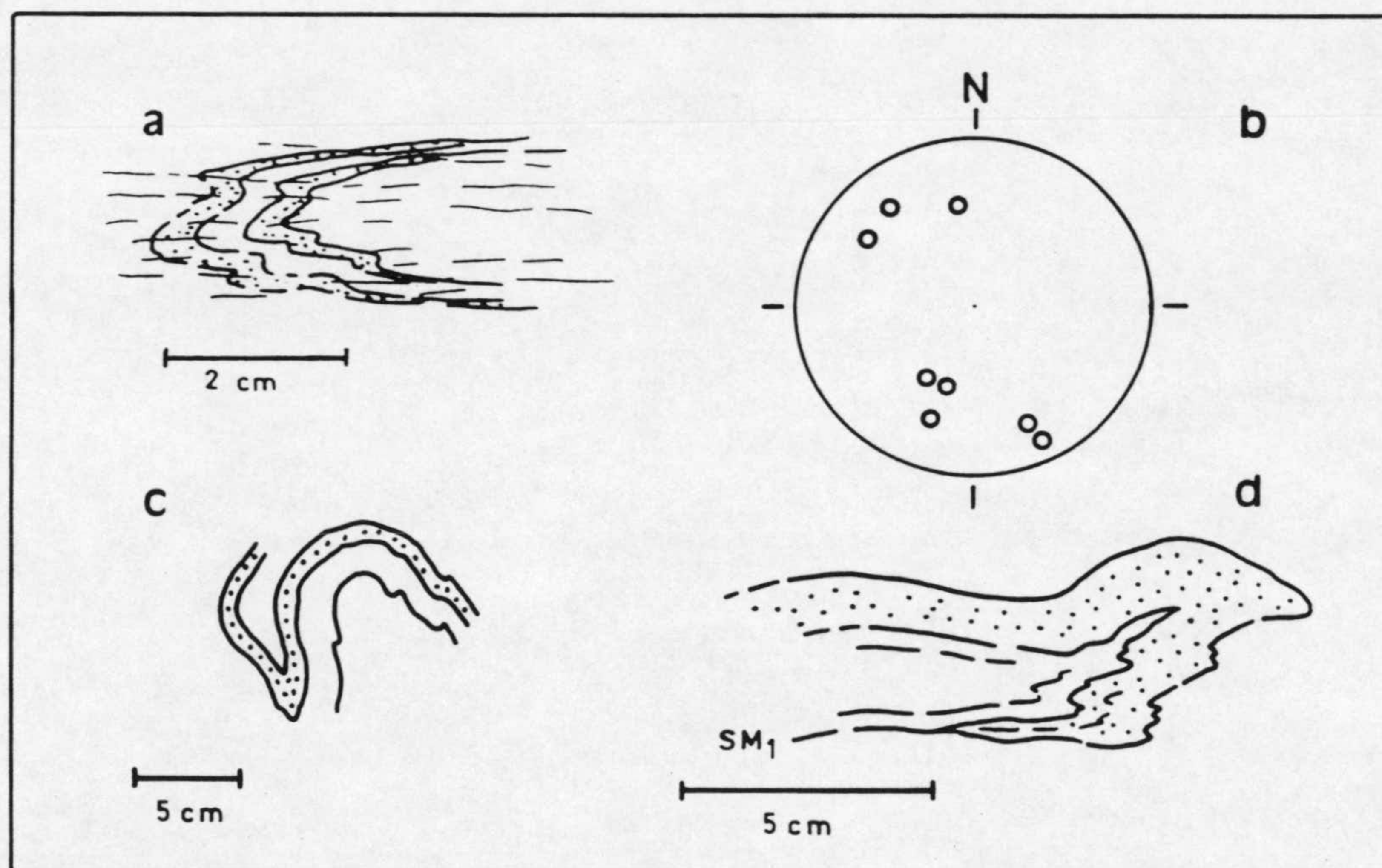


Fig. 5.1.- Características de los pliegues PM1. 5.1a) Perfil de un pliegue PM1 en materiales de la Formación Morales. 5.1b) ejes de pliegues PM1. 5.1c) y 5.1d) Interferencias PM1/PM2. En punteado, niveles cuarcíticos.

5.2.1.1. FABRICAS PLANOLINEARES

En la parte inferior de la sucesión maláguide (200-300m

basales) y en especial en niveles conglomeráticos o cuarcíticos, es frecuente observar una lineación de estiramiento (LM1) contenida en superficies SM1. Los cantos de cuarzo de los conglomerados presentan extinción ondulante, bandas y láminas de deformación. También es común observar cantos elongados y rotos según planos subperpendiculares a X. En otras ocasiones se observan planos oblicuos al eje X a partir de los cuales se ha producido deslizamiento de las partes en que queda segmentado el canto.

Aunque la deformación asociada a LM1 es moderada, ésta es más importante hacia la base de la unidad maláguide principal y prácticamente no se reconoce por encima de la Formación Sancti Petri en dicha unidad. Se ha determinado la razón X/Y del elipsoide de deformación finita en 20 afloramientos. En los conglomerados deformados la distribución de los cantos no suele ser homogénea y la estimación ha sido hecha a partir de la media armónica (H) de las razones X/Y (R) de los cantos: $H = n / (\sum 1/R)$, donde n es el número de objetos -inicialmente elípticos- de la muestra. De acuerdo con Lisle (1977), H se aproxima más al valor real y queda siempre por debajo de los resultados obtenidos a partir de las medias aritmética o geométrica. El número de datos tomados por estación ha sido de 20 a 30, intervalo a partir del cual el incremento de la precisión es muy pequeño (Ramsay y Hubert 1983). Las medias obtenidas oscilan entre 1.3 y 2.65 (fig. 5.2).

La orientación de LM1 se concentra en torno a un máximo N15°-20°E en el sector comprendido entre Atajate y Gaucín (fig. 5.2). En los afloramientos cercanos a Casares el máximo se sitúa sobre N30°W, si bien hay que notar que una buena parte de las lineaciones medidas se sitúan próximas a la Falla del Puerto, zona en la que existen evidencias de una rotación antihoraria relacionada con esta falla de salto en dirección (cf. epígrafe 5.3.1). El sector del Norte de Estepona muestra una orientación de lineaciones semejante a la del Río Genal; también es posible apreciar en ambos casos otra concentración, pobremente definida, entre N90 y N120°E. Esta orientación es congruente con la que cabría esperar en los flancos inversos de pliegues PM2 sobreimpuestos (ver epígrafe siguiente).

En secciones XZ se observa que el estiramiento origina fábricas asimétricas, indicadoras de una deformación parcialmente rotacional con sentido de la cizalla dominante hacia Norte (11 de 15 casos). Los criterios utilizados para determinar el sentido de movimiento han sido: sombras de presión asimétricas en clastos de niveles conglomeráticos, estructuras S-C, orientación respecto a la foliación de las subgranos y de las trazas basales del cuarzo (fig. 5.3b). El mecanismo de deformación ha debido ser sólo en parte el de cizallamiento simple, dado que en la mayoría de los casos el elipsoide es de aplanamiento (fig. 5.3a) y a veces se observan en la misma muestra sentidos de cizalla contrapuestos (fotos 26 y 27).

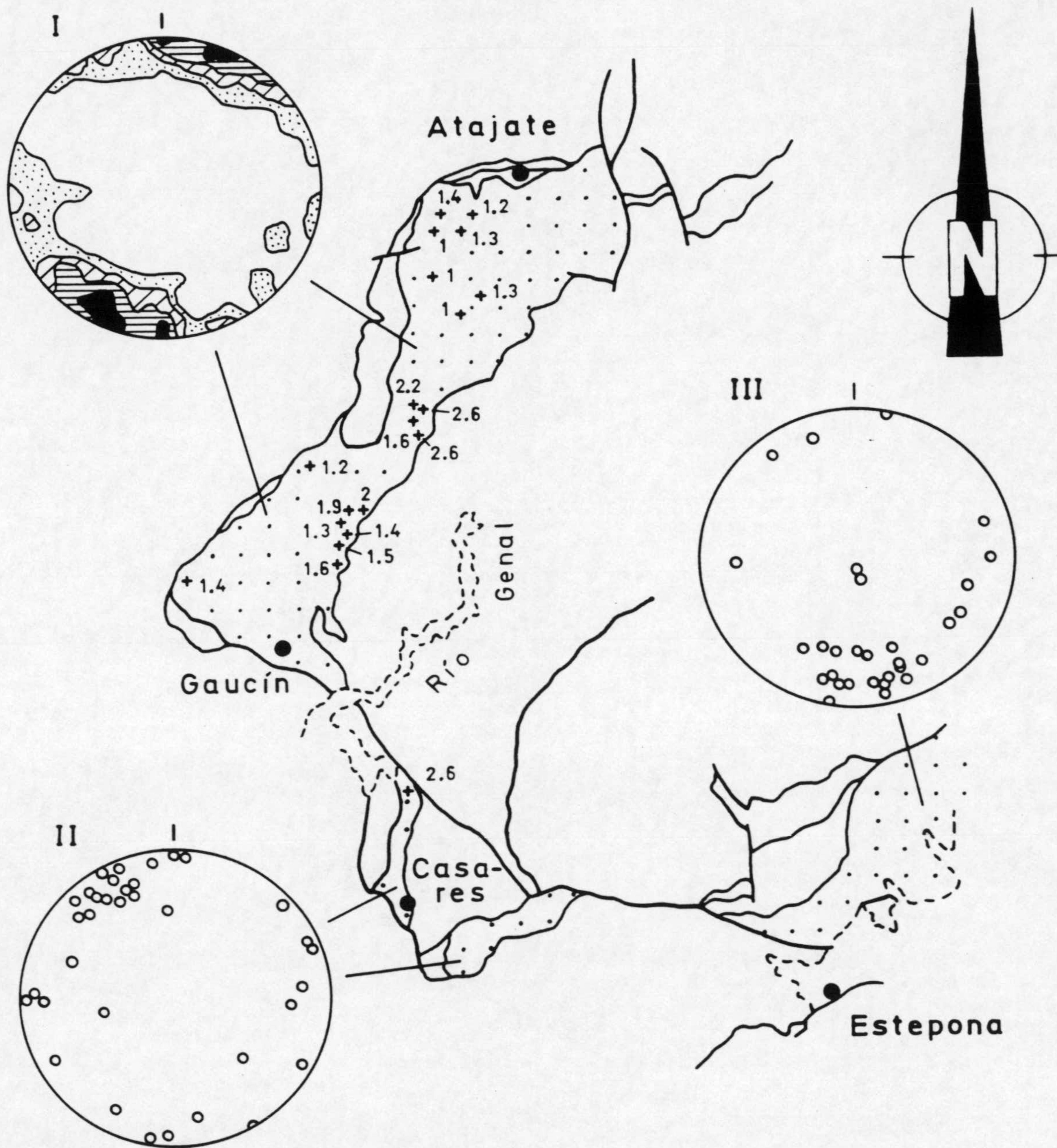


Fig. 5.2.- Orientación de la lineación de estiramiento LM1 y valor de la razón X/Y en distintas localidades (cruces) del área estudiada. Trama regular de puntos, afloramientos maláguides. Diagrama I: contornos del 1, 4, 6 y >8%; n=127.

5.2.2. ESTRUCTURAS DE CREMULACION

La foliación SM1 se encuentra afectada de manera general por pliegues (PM2) que llevan asociada una lineación de crenulación (fotos 28 y 29). Localmente, en especial en los términos de la Formación Morales, se desarrolla un clivaje de crenulación (SM2), que es plano axial de PM2. SM2 no lleva aparejada la blastesis de nuevos cristales y sólo reorienta los ya existentes.

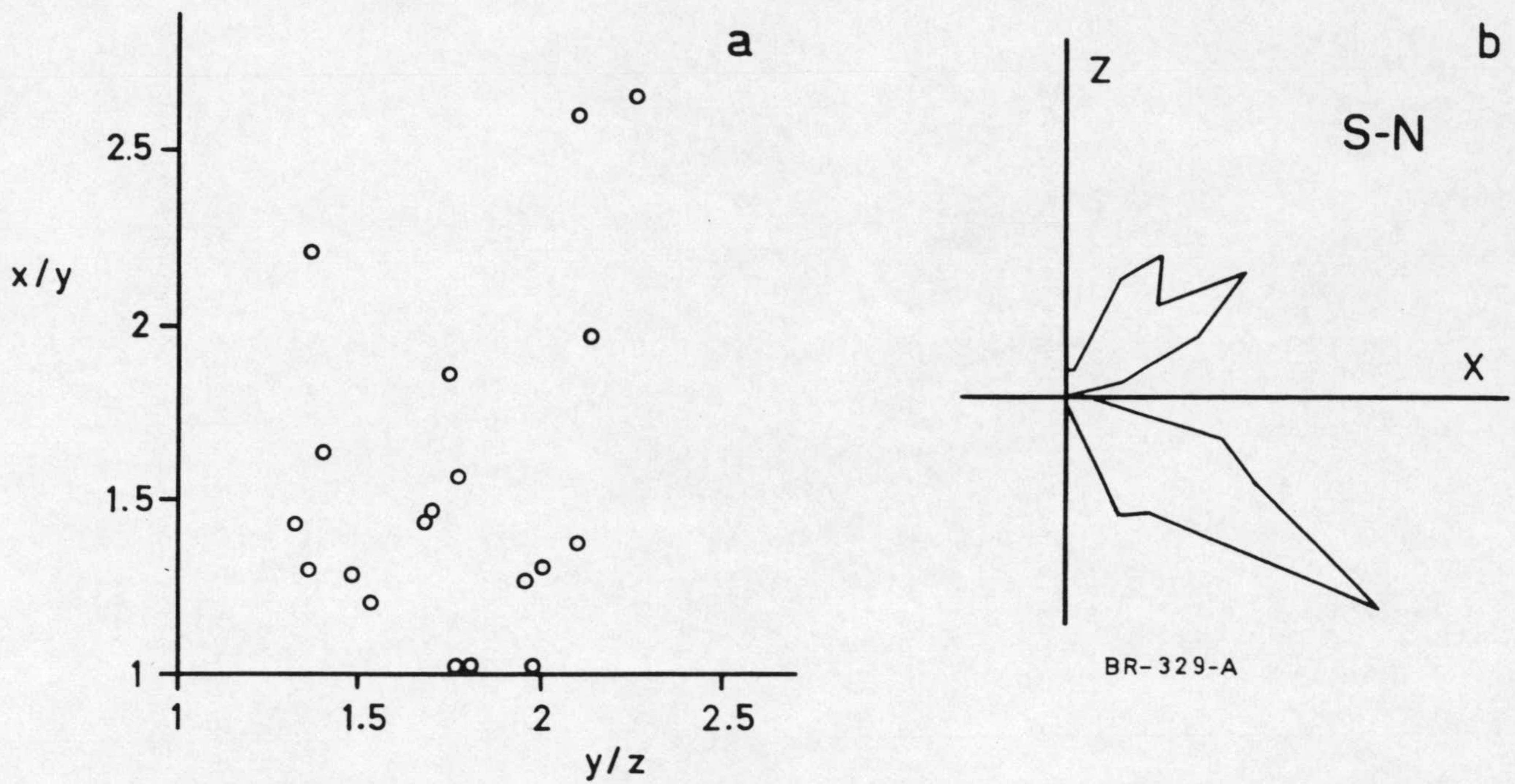


Fig. 5.3.- Características de la deformación asociada a LMI. 5.3a) Diagrama de Flinn. 5.3b) Diagrama de trazas basales del cuarzo ($n=150$), ilustrativo de la existencia de fábricas asimétricas con sentido de cizalla hacia el Norte.

En materiales de la Formación Sancti Petri la crenulación deforma también a láminas de calcita, constituidas por haces de fibras paralelas entre sí y al plano de la lámina. Estas superficies se disponen subparalelas a SM1 y deben corresponder, probablemente, a cizallas relacionadas con dicha foliación.

Los pliegues PM2 tienen tamaño decimétrico a decamétrico y son cerrados, con un ángulo entre flancos en torno a 50° (fig. 5.4a). Su vergencia es hacia el NW o NNW, deducida a partir de la

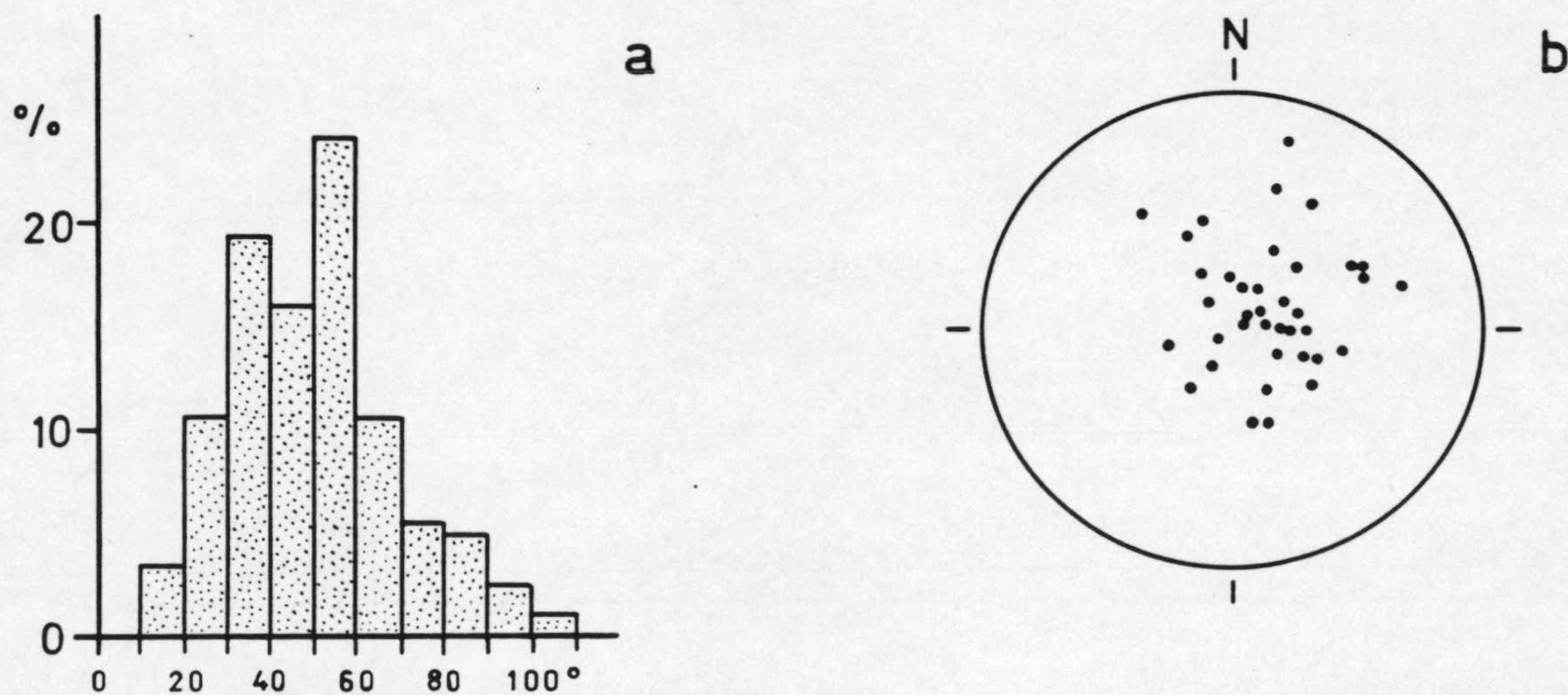


Fig. 5.4.- Pliegues PM2. 5.4a) Angulos entre flancos; $n=87$. 5.4b) orientación de los planos axiales.

polaridad de algunas capas plegadas y del predominio del sentido de rotación (67%). Los planos axiales de PM2 se encuentran plegados, de modo que en ocasiones se reconocen formas de pliegues neutros o bien con buzamiento de sus planos axiales contrario al original (fig. 5.4b). Asociadas a PM2 se encuentran, especialmente en los flancos inversos, fallas inversas o zonas de cizalla dúctil-frágiles de 10-50cm de espesor con sentido de movimiento igualmente hacia el NW o NNW.

Los perfiles de las capas plegadas corresponden en su mayor parte a la clase 1c de Ramsay (1967), a veces próximos a las clases 1b y 2 (fig. 5.5). Esta variación viene muy condicionada

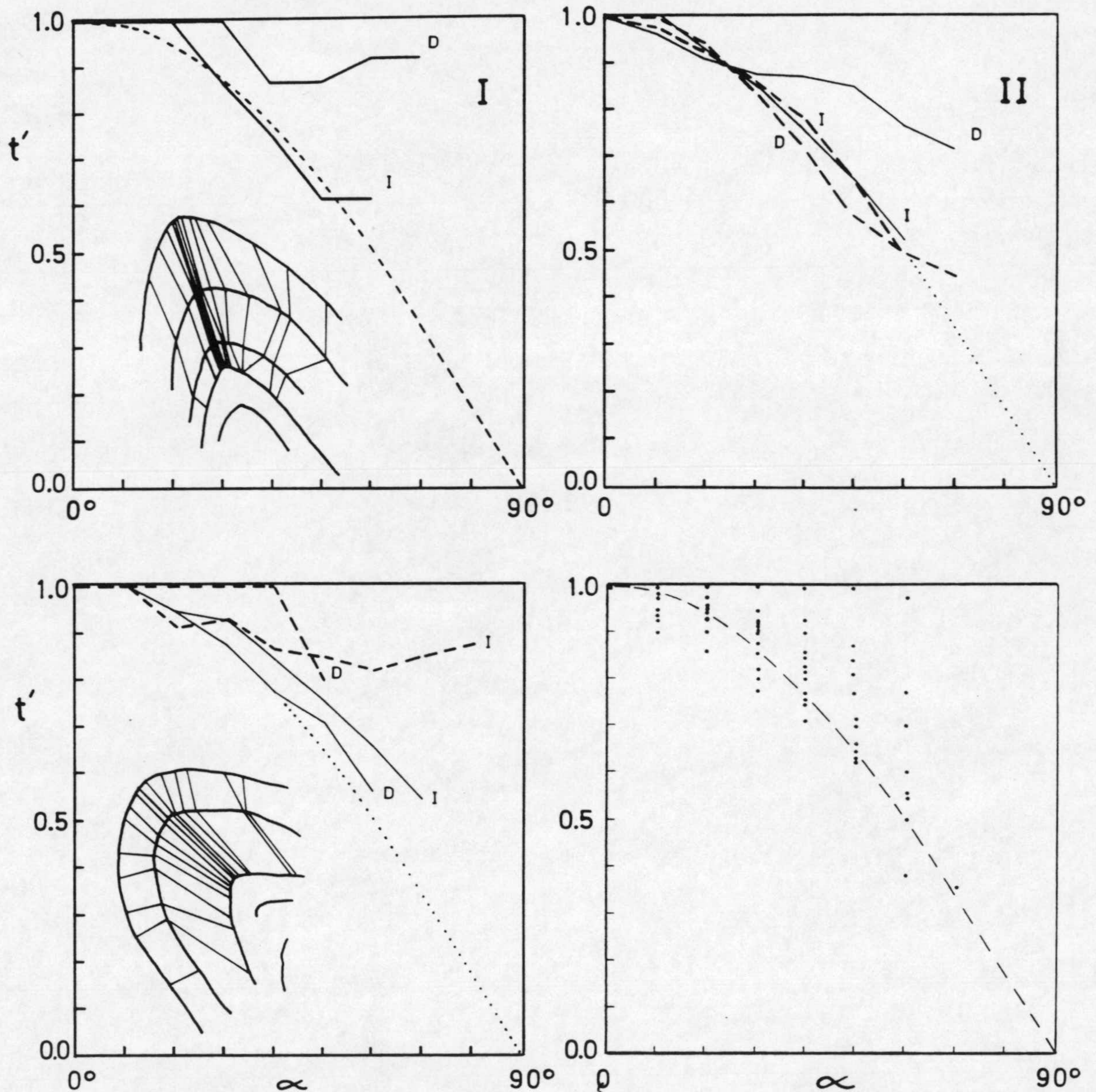


Fig. 5.5.- Perfiles de pliegues PM2 (Fm. Sancti Petri) y valores de t' frente a α . En trazo discontinuo los valores de la capa más alta de cada pliegue. Las figuras de la parte superior corresponden al mismo pliegue: I, capa inferior; II, capas intermedia y superior. Abajo a la derecha: resumen de los valores obtenidos en otros pliegues PM2.

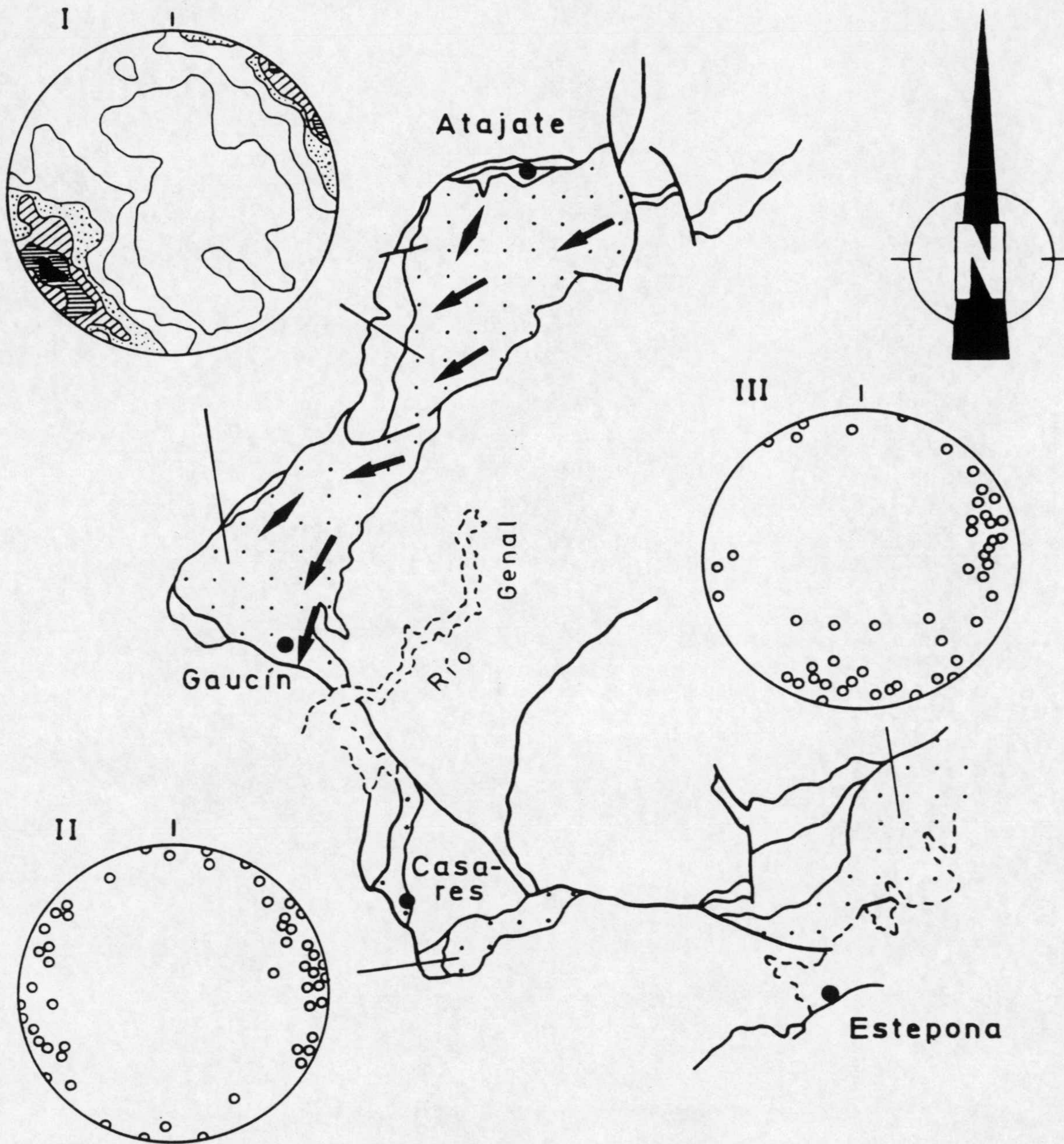


Fig. 5.6.- Orientación de los ejes de los pliegues PM2 según sectores. Trama regular de puntos, afloramientos maláguides. Las flechas gruesas indican máximos locales dentro del sector Atajate-Gaucín. Diagrama I: contornos del 0.25, 1, 2, 3, 4 y >5%; n=400.

por la litología, de modo que la mayoría de las formas cercanas a 1b y con núcleos tendentes a pliegues angulares se reconocen en niveles carbonáticos (foto 31). En definitiva, en los casos aquí analizados no se reconoce una relación clara entre el aplastamiento deducido de la relación de espesores de las capas plegadas (en la mayoría de los casos comprendido entre $1 \leq Y/Z \leq 2$) y la profundidad.

Las charnelas de PM2 son curvas y muestran en afloramiento un dispositivo en relevo. En ocasiones la lineación de crenulación es ligeramente oblicua a la charnela de los pliegues y puede producirse la transección del clivaje de crenulación respecto a la superficie axial. La fig. 5.6 representa la orientación axial de PM2 según distintos dominios.

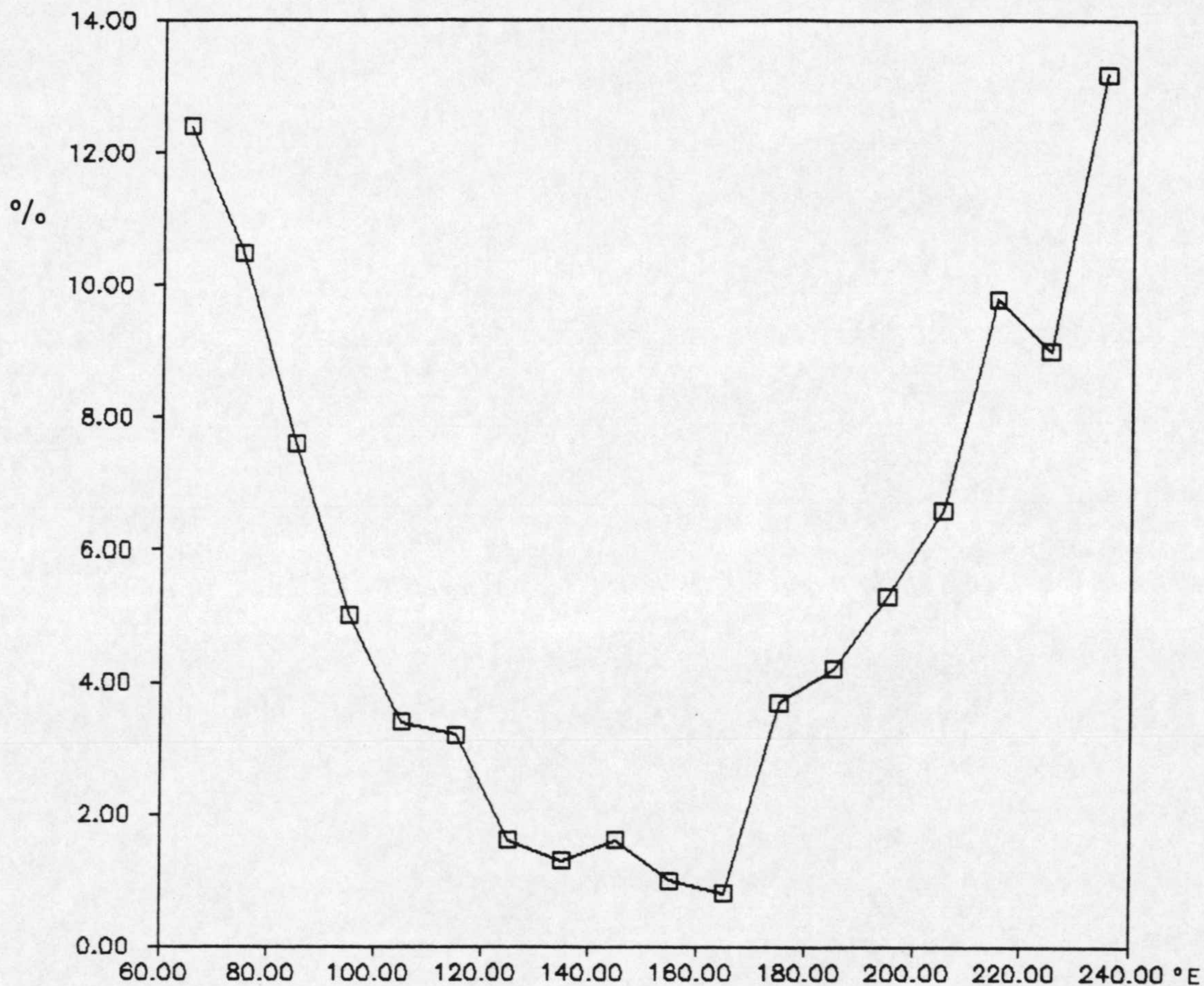


Fig. 5.7.- Orientación preferente de las charnelas curvas de los pliegues PM2 en el sector Atajate-Gaucín.

Haciendo uso de los diagramas elaborados por Sanderson (1972) es posible calcular, a partir de la orientación de las charnelas curvas de los pliegues, la razón X/Y del elipsoide de deformación y la posición del eje X. Para esta aproximación se parte del supuesto de que las formas hoy observadas proceden de pliegues en los que existía inicialmente cierta dispersión en la orientación de sus charnelas (comúnmente una desviación estándar original del orden de 20°); éstas serían progresivamente rotadas hacia la dirección X en cuantía dependiente de la razón X/Y. Se asume igualmente que los ejes X e Y están contenidos en el plano axial del pliegue. En el caso que nos ocupa, en el que se han obviado los efectos de deformaciones posteriores, sólo puede retenerse un valor orientativo de la razón X/Y entre 1 y 2. Los

máximos representados en la fig. 5.7 se sitúan próximos a N60-240°E y el mínimo de la distribución, que denotaría la posición del eje X, se localiza en torno a N30°W (N150°E en la figura).

5.2.3. EDAD DE LA DEFORMACION Y CORRELACION DE LAS ESTRUCTURAS

La presencia de estructuras prealpinas en materiales maláguides ha sido motivo de discusión desde la definición del "Bético de Málaga" (Blumenthal 1927). La disposición discordante de los materiales permotriásicos sobre la sucesión paleozoica se ha mencionado desde antiguo, pero son pocos los autores que hacen referencia a las estructuras fosilizadas. Cabe reseñar los trabajos de Foucault y Paquet (1971), Felder (1978), Estevez y Chamon (1978) y Balanyá (1986) en las Béticas, y Andrieux (1971), Michard y Chalouan (1978), Olivier (1978) y, especialmente, Chalouan (1986), en el Rif.

Los criterios que subrayan el carácter "primariamente" discordante (Felder 1978) de la Formación Saladilla (Permotriás) y permiten asignar una edad hercínica a los pliegues y foliaciones descritas en los epígrafes precedentes, pueden resumirse como sigue:

a) Ausencia de estructuras asimilables a SM1, PM1 y PM2 en los materiales de la Formación Saladilla.

b) Salto brusco de la deformación interna. Los materiales permotriásicos -indeformados- se apoyan sobre términos paleozoicos generalmente foliados.

c) Disposición no conforme de los materiales permotriásicos sobre distintas formaciones paleozoicas.

d) Salto brusco de ambiente de depósito entre los materiales de las Formaciones Marbella (debris flow submarino) y Saladilla (medio esencialmente fluvial, cf. Roep 1972).

De acuerdo con los resultados obtenidos por Chalouan y Michard (1985) y Chalouan (1986) en las unidades maláguides del Rif, la Formación Marbella post-data un conjunto de estructuras, equiparables a las aquí denominadas SM1 y PM2 que serían por tanto ante-Viseenses. De manera semejante, cerca de Ardales, Bourgois (1978) describe un corte donde materiales de la Formación Marbella sin deformación interna se disponen en continuidad sobre Calizas Alabeadas plegadas isoclinalmente. En el área estudiada del Sur de Ronda, sin embargo, los afloramientos de la Formación Marbella son muy escasos y tales evidencias no son concluyentes.

Por su parte, Felder (1978) considera también hercínicas las foliaciones de tipo SM1 por él halladas y los pliegues que estas foliaciones llevan asociados. Contrariamente, pliegues como los aquí denominados PM2, es decir, con clivaje de crenulación y

charnelas algo curvas en relevo, son alpinos según Felder, y contemporáneos de una de las fases de plegamiento reconocibles en los Alpujárrides. Principalmente dos razones están en contra de dicha interpretación: a) los materiales permotriásicos maláguides no aparecen afectados por pliegues PM2, lo que también ha sido confirmado por Soto (1986) en la región de Carratraca; b) los pliegues que en las unidades alpujárrides tienen morfologías parecidas (cf. epígrafe 4.3.1.3) a los PM2 son de dirección N-S, en conjunto distinta de la mostrada por los PM2 de los maláguides (fig. 5.6).

Finalmente cabe mencionar que la correlación entre las estructuras descritas en el presente trabajo y las estudiadas por Orozco y Gálvez (1979) y Gálvez y Orozco (1980) es difícil de establecer, si bien puede retenerse que los pliegues considerados más antiguos en estos trabajos (F1) tienen características semejantes a los FM1 hercínicos de la presente memoria.

5.3. ESTRUCTURAS ALPINAS

5.3.1. PLIEGUES DE VERGENCIA OESTE

Corresponden a pliegues abiertos de charnelas subhorizontales y vergencia W. La dirección de los ejes es aproximadamente N-S, aunque describen variaciones importantes en las proximidades de algunas fallas principales (fig. 5.8).

La geometría de las capas plegadas es cercana a la de pliegues isopacos; excepcionalmente llegan a ser pliegues angulares y se encuentran asociados a fallas inversas de igual vergencia. Carecen de foliación de plano axial salvo un clivaje grosero (espaciado 2-3cm) circunscrito a algunos tramos pelíticos.

Presentan, por lo general, un flanco subvertical -pliegues en rodilla- que motiva localmente la inversión de la sucesión (cf. corte superior fig. 4.7). En ocasiones llegan a dar estructuras de escala cartográfica como el anticlinal que dibujan las Calizas Alabeadas entre Gaucín y la Venta del Espino (ver Anexo 2: mapa geológico de las Imbricaciones de Benadalid).

Los pliegues de vergencia W deforman la lineación de crenulación LM2 y se reconocen en toda la sucesión maláguide, incluida la Formación Saladilla. El tratamiento de estos pliegues como parte del cortejo de estructuras asociadas al Cabalgamiento de Gibraltar se hace en el epígrafe 8.1.3.

5.3.2. PLIEGUES ANGULARES Y FALLAS INVERSAS VERGENTES AL ESTE

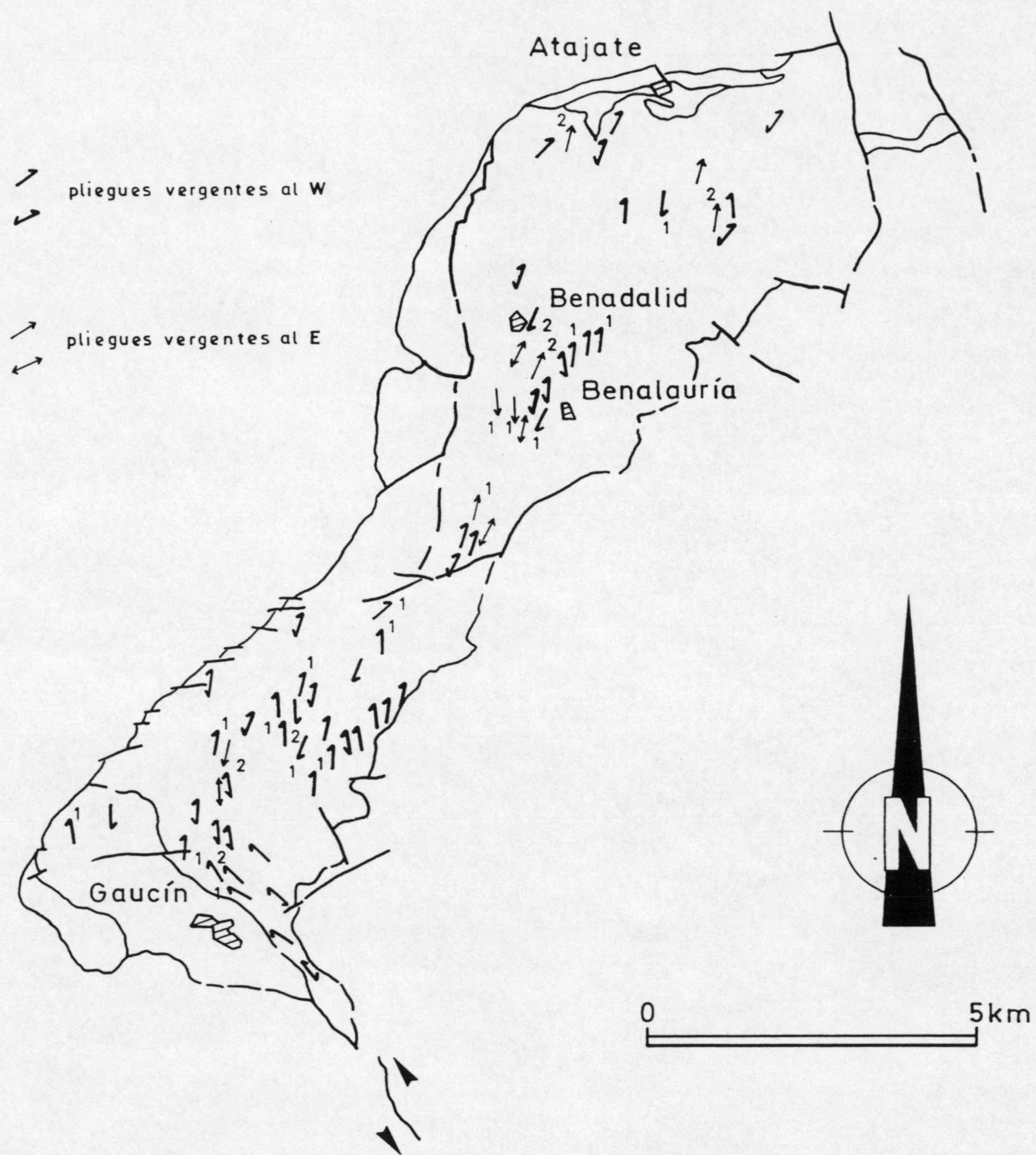


Fig. 5.8.- Distribución de los pliegues alpinos vergentes al Este y al W en los afloramientos maláguides situados entre Atajate y Gaucín. Nótese la torsión en planta de unos y otros en las inmediaciones de la Falla del Puerto (flechas gruesas). La inclinación de los ejes de los pliegues está indicada en decenas de grados.

Tienen dirección aproximada N-S, charnelas subhorizontales y vergencia Este; a ellos se asocian con frecuencia fallas inversas de igual vergencia. Son pliegues abiertos o cerrados, con un ángulo medio entre flancos de 75° . En general se trata de pliegues angulares y sus planos axiales buzcan hacia el W entre 45° y 60° . Los pliegues que no tienen una geometría estrictamente angular, presentan zonas de charnela reducidas y son de la clase

lc de Ramsay (1967) (fig. 5.9). El tamaño de estos pliegues varía de métrico a hectométrico.

Localmente llegan a desarrollar un clivaje grosero de plano axial; en algunos tramos pelíticos el espaciado del clivaje es de 3-5mm.

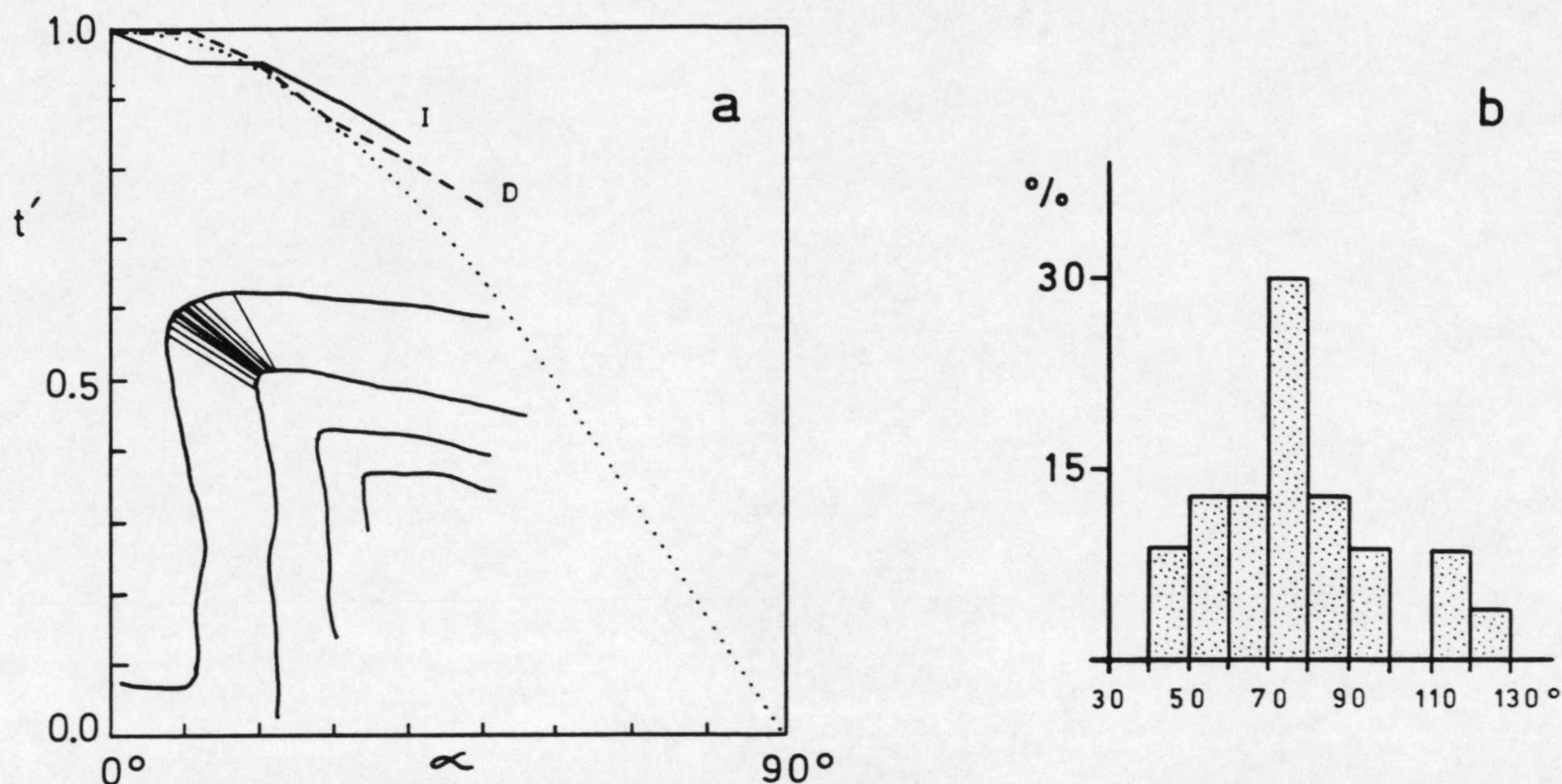


Fig. 5.9.- Características geométricas de los pliegues vergentes al Este. 5.9a) Perfil y valores de t' frente a α de un pliegue localizado en la Formación La Falcoña. 5.9b) Angulos entre flancos; $n=23$.

Los pliegues y fallas de vergencia Este causan algunas repeticiones estratigráficas de escala cartográfica. Así por ejemplo, la aparición del tramo de Calizas Alabeadas por encima del nivel de silexitas de la Fm. La Falcoña en los alrededores del km 86 de la cra. Ronda-Algeciras.

La lineación de crenulación LM2 está deformada por los pliegues vergentes al Este cuyo desarrollo se observa en toda la sucesión, incluidos los materiales permotriásicos (ver mapa geológico del Anexo 2, al W de Algatocín; id. cortes I y IV de la fig. 6.2). Esta misma distribución es patente en las fallas inversas de igual vergencia; ejemplos de ello son las repeticiones de materiales de las Formaciones Almogía y Saladilla en la ladera oriental de la Sierrecilla y en los alrededores de Benadalid.

Los pliegues vergentes al Este involucran, por otra parte, a la Formación Horca del Complejo de la Dorsal (ver cortes fig. 6.2, antes referidos); su edad es pues post-oligocena y se interpretan como parte del cortejo de estructuras retrovergentes asociadas al Cabalgamiento de Gibraltar (ver epígrafes 5.4 y 8.1.3). No se ha conseguido establecer, sin embargo, la relación

cronológica relativa entre estos pliegues y los vergentes al W descritos en el epígrafe anterior. La orientación y distribución de unos y otros se muestra, al W del Río Genal, en la fig. 5.8. Fuera del área comprendida en la figura (entre los ríos del Padrón y del Castor, al NE de Estepona), se reconocen también pliegues angulares de vergencia Este en materiales situados por debajo de las Calizas Alabeadas.

5.3.3. KINKS

Otras estructuras que también deforman a LM2 en los Maláguides están constituidas por pliegues Kink que sólo se desarrollan en los tramos filíticos de la Formación Morales. Se trata de Kinks con un espaciado entre sus planos axiales de 0.5-2cm y morfología "contraccional" (en el sentido de Ramsay y Hubert 1987), es decir, con ángulos diedros muy semejantes entre el plano de kink y cada uno de los flancos.

Su dirección predominante es N120°E en los afloramientos del Valle del Río Genal y variable en Casares y Norte de Estepona. Con igual orientación también se desarrollan kinks en las filitas alpujárrides infrayacentes, por lo que se concluye una edad alpina para estas estructuras.

5.3.4. RELACIONES ESTRUCTURALES ENTRE LOS MALAGUIDES Y LOS ALPUJARRIDES

Al límite Maláguides-Alpujárrides se le asocian, en todo el ámbito de las Béticas occidentales, importantes omisiones (hasta varios km, cf. García-Dueñas y Balanyá 1991), de modo que los materiales maláguides descansan directamente sobre distintas formaciones de la Unidad de Jubrique o, incluso, de la Unidad de Bermeja (por ejemplo al Norte de Estepona); de modo análogo, en el bloque de techo puede faltar la formación inferior de la sucesión-tipo maláguide (Fm. Morales). Por otra parte y a partir de estructuras indicativas del sentido de desplazamiento, se deduce que los segmentos del contacto Maláguides-Alpujárrides correspondientes a rampas de techo y/o muro son descendentes respecto a las superficies de referencia (Sp para los Alpujárrides y So+SM1 para los Maláguides) en el sentido de avance del bloque de techo.

Aunque según sectores el contacto basal de los Maláguides presenta características geométricas y cinemáticas diferentes, lo que señala la existencia de una multiplicidad de fallas y no de una única superficie, la mayor parte son de bajo ángulo y probablemente están conectadas con un despegue extensional situado en la base de los Maláguides (García-Dueñas y Balanyá 1991; cf. epígrafe 7.1.2.2).

Dentro del área cartografiada, la existencia del citado

dispositivo de fallas normales es clara en las relaciones estructurales que presentan Maláguides y Alpujárrides al Norte de Estepona y al SE de Casares; en los afloramientos más cercanos a la Sierra Crestellina, sin embargo, el contacto entre ambos conjuntos está modelado por fallas de salto en dirección de actuación posterior a las citadas fallas normales.

Una disposición que merece atención particular es la del límite Maláguides-Alpujárrides al W del Río Genal. En la mayor parte de su trazado se trata de una superficie buzante al W o WNW con geometría de rellano tanto para el bloque de muro como para el de techo. Por otra parte es en este sector donde se localizan las sucesiones litológicas maláguides y de la Unidad de Jubrique más completas de la región. En el entorno próximo al contacto se desarrollan estructuras de tipo S-C con reorientación de superficies S preexistentes y bandas centimétricas de harinas de falla localizadas a favor de planos C y C' (fig. 5.10); la dirección y sentido de movimiento asociado a estas estructuras son diversos (ver Anexo 3: mapa de estructuras asociadas a fallas) y no han permitido establecer el movimiento general relativo entre los dos bloques. Sin embargo, la elaboración de cortes geológicos a través de la Sierra Bermeja deja ver la exigencia geométrica de que en las zonas situadas al N y NW de Sierra Bermeja el contacto basal de los Maláguides corresponda a un despegue extensional con geometría de rellano para el bloque de techo (ver epígrafe 7.1.2.2). Por otro lado, las asociaciones minerales en las unidades alpujárrides más altas (Imbricaciones de Benarrabá), testimonian la ausencia de importantes volúmenes de rocas a este nivel (epígrafe 3.2.1; ver discusión en el epígrafe siguiente).

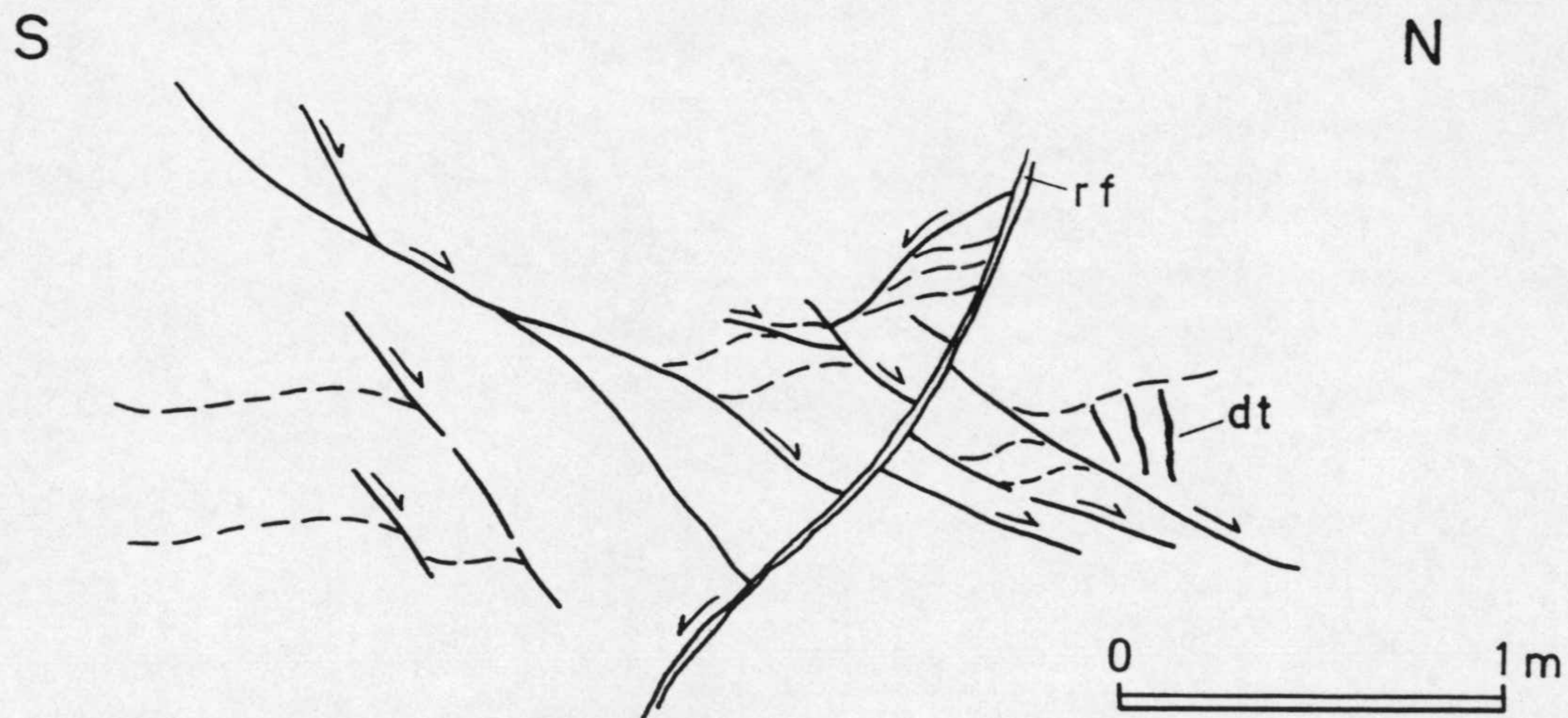


Fig. 5.10.- Estructuras de tipo S-C desarrolladas junto al contacto Maláguides-Unidad de Jubrique, 2km al ENE de Benalauría; dt, diaclasas de tensión; rf, brecha y harina de falla.

Se concluye en suma que las actuales relaciones estructurales entre Maláguides y Alpujárrides obedecen -salvo puntos concretos como el mencionado junto a la Sierra Crestellina- a estructuras relacionadas con un despegue extensional ubicado entre ambos conjuntos. De otro lado, el carácter cabalgante en origen de los Maláguides sobre los Alpujárrides es un hecho sobradamente probado ya que se llega a la superposición generalizada -a la escala del Dominio de Alborán- de materiales paleozoicos sobre otros triásicos (ver dataciones en 3.1.1.2.6).

5.4. SOBRE EL SIGNIFICADO DE LA ESTRUCTURACION ALPINA DE LOS MALAGUIDES

De acuerdo con lo expuesto en este capítulo las estructuras penetrativas de los Maláguides serían anteriores al ciclo alpino, conclusión que podría hacerse extensiva al débil metamorfismo que afecta a parte de la sucesión. Los datos disponibles no son sin embargo concluyentes. Michard et al. (en prensa) señalan edades de hasta 259 ± 5 M.a. Chalouan (1986) y Chalouan y Michard (1990) refieren edades de hasta 183 ± 6 M.a. (método K/Ar) en micas blancas del Devónico (probable) de la Unidad de AaKaïli; las edades que obtienen en términos más bajos de la columna litológica -hacia la base de la unidad- son progresivamente más recientes: 98 ± 3 , 63 ± 2.5 , 30.7 ± 1.5 , 25.3 ± 0.9 M.a. Esta última edad entra dentro del rango obtenido para el metamorfismo de los materiales alpujárrides inmediatamente subyacentes (20 a 26 M.a.; Michard et al. 1983). En opinión de Chalouan (1986) y Chalouan y Michard (1990) los Maláguides habrían sufrido un ligero metamorfismo hercínico asociado a sus estructuras penetrativas y posteriormente, y afectando sólo a la parte inferior y más próxima a los Alpujárrides, un calentamiento alpino (≈ 25 M.a.) que habría rejuvenecido significativamente las edades previas en las proximidades del contacto Alpujárrides-Maláguides.

La superposición de los Maláguides pudo producirse durante el evento metamórfico Alpujárride de AP/BT. Por encima de los niveles con distena y rutilo de las Imbricaciones de Benarrabá (cf. epígrafe 3.2.1) tuvo que existir una importante columna de materiales y ésta debió de haber estado constituida -al menos en parte- por elementos Maláguides mucho más desarrollados que los actualmente aflorantes. Puede sugerirse, de acuerdo con la evolución metamórfica y post-metamórfica Alpujárride y con las características actuales del contacto Maláguides-Alpujárrides que la reducción general de la columna litostática y la eliminación de los elementos basales maláguides habrían ocurrido en relación con la tectónica extensional neógena y anterior.

La cinemática del emplazamiento (cabalgamiento) de los Maláguides sobre los Alpujárrides, previo a los procesos extensionales aludidos, es desconocida. Igualmente, es problemática la relación entre dicho cabalgamiento y la estructuración de los Maláguides en distintas unidades. En el

área estudiada, concretamente, las repeticiones estratigráficas existentes entre Benadalid y Algatocín forman parte de un amplio conjunto de back-thrusts y back-folds asociados al Cabalgamiento de Gibraltar (ver epígrafe 8.1.3). Por otra parte, la unidad maláguide inferior que aflora en semiventana tectónica en las cercanías de Atajate está limitada superior e inferiormente por contactos extensionales (ver Anexo 1: mapa geológico) y la unidad superior localizada junto a Gaucín limita con la unidad intermedia principal mediante un contacto, en origen probablemente un cabalgamiento, modificado por estructuras de salto en dirección.

Los argumentos estructurales utilizados anteriormente para determinar la dirección de traslación de Maláguides sobre Alpujárrides se han basado en la organización geométrica de las unidades (Bourgeois 1978, 1980); estas aproximaciones no han tenido en cuenta la naturaleza extensional de la mayor parte de los contactos implicados y no pueden utilizarse con tal fin. Pese a ello, distintas consideraciones basadas en la analogía estratigráfica y de evolución estructural entre Maláguides (más Ghomárides) y el paleozoico de las Kabylias argelinas (ver Wildi 1983, Chalouan 1986, entre otros), sugieren que tal colocación tuvo una componente Norte importante.

Cabe destacar de otro lado la diferente evolución estructural de los Maláguides frente al resto de los Mantos de Alborán. Los materiales Maláguides que hoy se reconocen apenas han sufrido deformaciones penetrativas ni metamorfismo alpinos. A diferencia de Alpujárrides y Nevado-Filábrides no es evidente tampoco, a escala de la Cordillera, su ordenamiento interno en grandes láminas alóctonas con continuidad regional. Su sucesión estratigráfica paleozoica también tiene características diferenciadas y la existencia de un registro mesozoico-cenozoico (hasta el Oligoceno) le es exclusiva.

Todos estos hechos convergen en la idea de un terreno (cf. Michard y Chalouan 1990), concepto que parece justificado en el caso de los Maláguides tanto en sentido estratigráfico (Coney et al. 1980, Monger et al. 1982) como tectonometamórfico (Matte et al. 1990). Los Maláguides se estructuraron como bloque de techo de los Alpujárrides probablemente antes del Mioceno y se reestructuraron parcialmente como consecuencia del desarrollo de estructuras asociadas al funcionamiento del Cabalgamiento de Gibraltar (ver capítulo VIII). Estas estructuras corresponden en los Maláguides a los pliegues vergentes al W, cuya existencia es general en la zona tanto en las unidades del bloque de muro como en las del bloque de techo del CG, y a los pliegues y fallas inversas de vergencia Este que tendrían el carácter de estructuras retrovergentes. Entre estas últimas cabe mencionar las imbricaciones próximas a Benadalid (cf. epígrafe 5.3.2.) y los pliegues kilométricos vergentes al Este descritos por Chalouan (1986) al N de Tetuan que afectan al conjunto de las unidades Maláguides allí diferenciadas.

C A P I T U L O VI: LA ESTRUCTURA DE LOS COMPLEJOS DE LA
DORSAL, DE LA PREDORSAL Y DE ALOZAINA

6.1. ORGANIZACION ESTRUCTURAL DEL COMPLEJO DE LA DORSAL

El Complejo de la Dorsal aflora de manera discontinua en la periferia del Dominio de Alborán. En las Béticas sus afloramientos más orientales se localizan próximos a la transversal de Granada. En el tercio occidental de la cadena, donde existe la mayor representación de este complejo (cf. Durand-Delga et al., in Bourgois et al. 1970), las unidades de la Dorsal aparecen en dos posiciones diferentes:

a) Extensamente solapadas por Alpujárrides y Maláguides. En este caso los distintos elementos tectónicos presentan foliación de plano axial asociada a pliegues recumbentes y, a veces, metamorfismo de grado bajo. Esta es la situación de la Unidad de las Nieves (Dürr 1967) y elementos afines en las Sierras Prieta y Alcaparaín (Bourgois 1978, Soto 1986, Martín-Algarra 1987).

b) Por encima de los Maláguides, formando parte de un haz de imbricaciones (Imbricaciones de Benadalid), frecuentemente invertido (Balanyá y García-Dueñas 1987 y 1988) y sin deformación interna significativa. Los afloramientos de estas características orlan por el W la traza del Cabalgamiento de Gibraltar (fig. 6.1). Son, de Norte a Sur: Sierras de Benadalid, Algatocín y del Hacho; Gaucín; Sierra Crestellina.

En todos los casos, el conjunto de las unidades del Complejo de la Dorsal descansan -completamente o en parte- sobre el Complejo de la Predorsal. Localmente, este último complejo puede ser muy exiguo o faltar, en cuyo caso el Complejo de la Dorsal se apoya directamente sobre unidades del Penibético.

La organización general del Complejo de la Dorsal está directamente conectada con el Cabalgamiento de Gibraltar; en particular, las Imbricaciones de Benadalid están estructuradas como parte del frente de este cabalgamiento mayor (Balanyá y García-Dueñas 1987 y 1988; ver epígrafe 8.1.2). Idéntica situación se reconoce en las unidades del Complejo de la Dorsal en el Rif, definiéndose así un frente de dirección

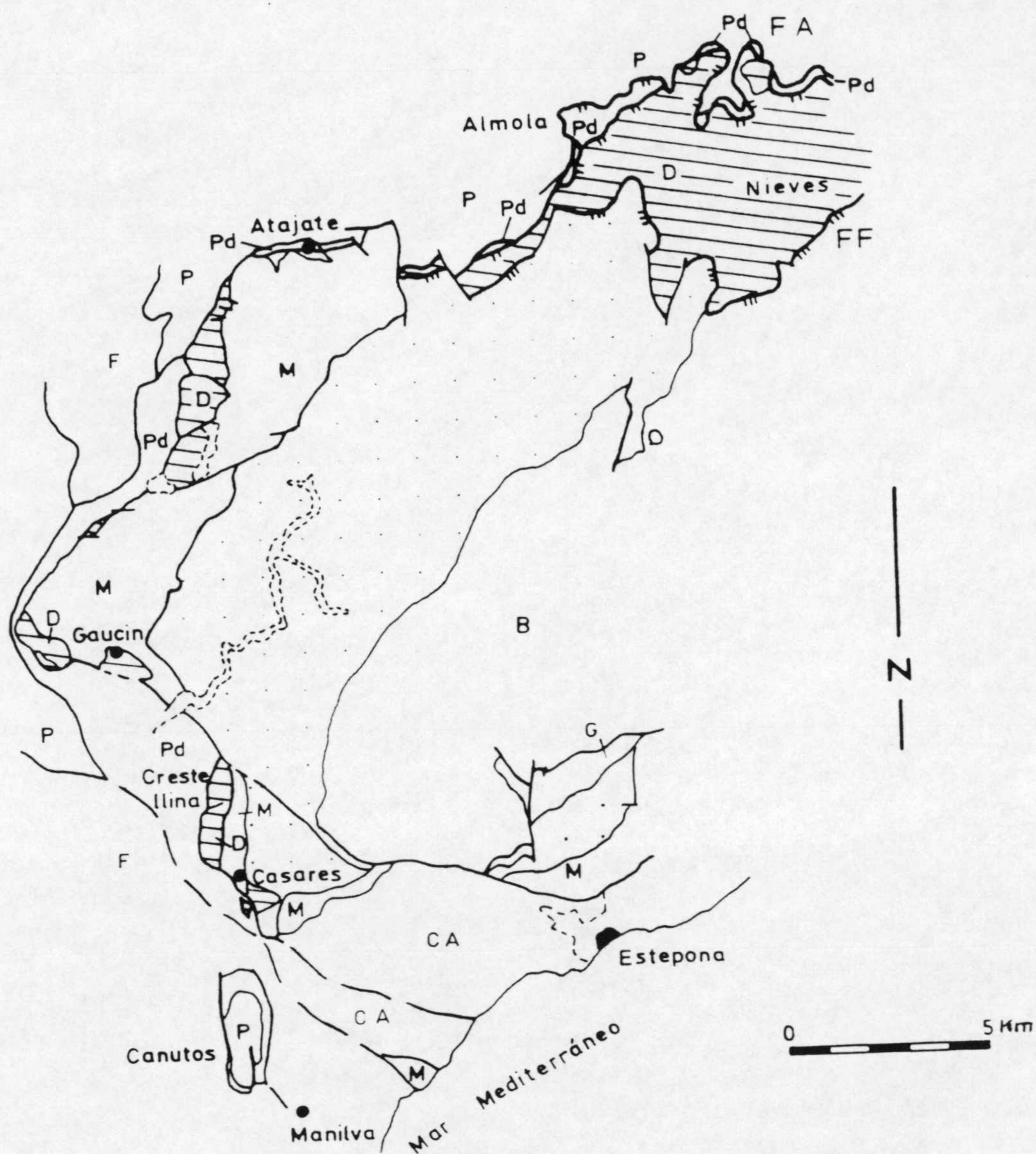


Fig. 6.1.- Disposición de los afloramientos del Complejo de la Dorsal en la terminación occidental del Dominio de Alborán (parte norte del Arco de Gibraltar). Rayado oblicuo, Unidades del Complejo de la Dorsal; Pd, Predorsal; CA, Complejo de Alosaina; F, Complejo de Flyschs; P, Penibético; M, Maláguides; G, Unidad de Guadaiza; B, Unidad de Bermeja; punteado, Unidad de Jubrique e Imbricaciones de Benarrabá. FF, Falla de Fuenfría; FA, Zona de Falla de Atajate.

aproximadamente N-S que, en su configuración actual, alcanza cerca de 200km.

Todas las estructuras contractivas del Complejo de la Dorsal relacionadas con el CCG son de edad Mioceno inferior (eventualmente finioligocenas). Otras, más tardías, son fallas extensionales y fallas de salto en dirección que determinan el trazado discontinuo de los afloramientos y configuran los contactos actuales entre las unidades de la Dorsal y otros complejos.

6.2. LA UNIDAD DE LAS NIEVES Y AFINES

6.2.1. ESTRUCTURA INTERNA DE LA UNIDAD DE LAS NIEVES NATURALEZA DE SUS LIMITES

La Unidad de las Nieves fue definida por Dürr (1967) en la Sierra del mismo nombre y es a este autor a quien se debe esencialmente el conocimiento de su estructura. En líneas generales, la unidad está estructurada en un gran sinclinal recumbente con vergencia al NW o WNW, cuyo flanco inverso alcanza algunos kilómetros y cuya charnela se reconoce en los alrededores del vértice de la Torrecilla (fig. 6.2; ver Anexo 1: mapa geológico 1:100.000).

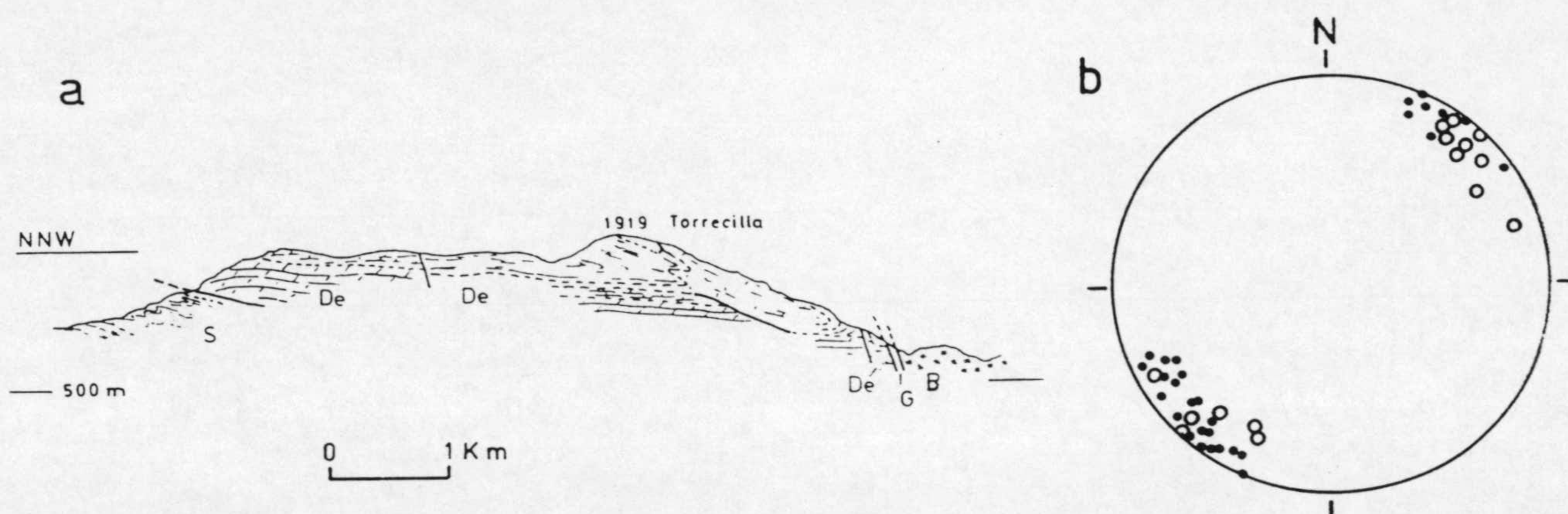


Fig. 6.2.- Estructura de la Unidad de las Nieves. 6.2a) Pliegue recumbente de la Torrecilla (según Dürr 1967). 6.2b) Ejes de pliegues menores vergentes al NW (círculos vacíos) y lineaciones de intersección (círculos llenos); entre el Ayo. de la Fuenfría y el Ayo. de los Zarzalones.

Al pliegue recumbente se le asocia una foliación de plano axial y una lineación de intersección, penetrativas en la zona de charnela del pliegue y en el flanco inverso mayor. En los tramos más margosos o laminados se desarrolla un microplegado morfológicamente equivalente a una crenulación. En el flanco normal, que aflora extensamente en todo el sector septentrional de la Sierra de las Nieves, los pliegues menores son abiertos y la foliación de plano axial se presenta con un espaciado de 1-2cm o puede no existir. Las charnelas de los pliegues menores son rectas en uno y otro flanco.

La superficie axial del sinclinal de la Torrecilla es subhorizontal aunque está moderadamente plegada. La dirección de la charnela del pliegue mayor es aproximadamente $N30^{\circ}E$, valor comparable a las direcciones de los pliegues menores vergentes al NW señalados por Martín-Algarra (1980 y 1987) y a los reconocidos en este trabajo (fig. 6.2).

No obstante la sucesión ordenada de las formaciones litológicas tanto en el flanco normal como en el inverso, una

buena parte de los contactos entre ellas tienen características de fallas, la mayor parte de bajo ángulo, con componente normal. También son extensionales los contactos inferior y superior de la Unidad de las Nieves (Balanyá y García-Dueñas 1986, García-Dueñas y Balanyá 1991; cf. capítulo VII), a los que se asocian importantes omisiones. Estas fallas, cuya dirección de extensión es groseramente N-S, coalescen en la terminación occidental de la Sierra de las Nieves a la altura de Alpandeuire (ver Anexo 1:mapa geológico 1:100.000). El carácter extensional de los límites actuales de la Unidad de las Nieves no contradice la disposición previamente cabalgante de esta unidad sobre el Complejo de la Predorsal y sobre el Penibético. No se tienen, sin embargo, estructuras directamente relacionables con tales cabalgamientos, si bien la estructura general es indicativa de un episodio contraccional con transporte aproximadamente hacia el NW.

6.2.2. POSICION DE LA UNIDAD DE LAS NIEVES Y AFINES. EL "DUPLEX" DE NIEVES

Al NE de Yunquera existen estructuras de plegamiento muy semejantes a las descritas en la Sierra de las Nieves (Bourgeois 1978, Soto 1986, Martín-Algarra 1987, Campos et al. en prensa). Se trata de pliegues recumbentes cuyos flancos inversos conservados alcanzan los 2 ó 3km y a los cuales se asocian estructuras menores comparables a las mencionadas en el epígrafe anterior. Las direcciones axiales de los pliegues menores son aproximadamente N40°E cerca de Yunquera y tienden progresivamente a hacerse N-S hacia Carratraca (pliegues entre N0°-30°E en la Sierra de Alcaparaín, Soto 1986).

La Unidad de las Nieves se compone en este sector oriental de dos elementos tectónicos superpuestos. En ambos se reconocen pliegues vergentes al WNW, aunque, de acuerdo con los autores citados, es en la escama superior donde únicamente se reconocen pliegues (sinclinales) de gran envergadura.

Por encima de la Unidad de las Nieves se sitúa la Unidad epimetamórfica de Bonela-Capellán (Bourgeois 1978) cuya estructura de pliegues vergentes al WNW es muy similar. La distinción de dicha unidad es motivo de controversia y ha estado sujeta a revisión por distintos autores. Así, Campos et al. (en prensa) entienden que en la Sierra Prieta existiría continuidad entre los materiales epimetamórficos de la Unidad de Bonela y los de Nieves -muy semejantes en cuanto a sus formaciones litológicas- mediante la estructura de pliegues recumbentes. Por otra parte, en la Sierra de Alcaparaín, Soto (1986) ha denominado Unidad de Capellán a la unidad superior con metamorfismo y ha limitado la extensión de los afloramientos atribuidos por Bourgeois (1978) a la unidad equivalente de Bonela-Capellán.

No se han enunciado hasta la fecha criterios cinemáticos contrastados que permitan establecer el sentido de movimiento asociado a los contactos que limitan los distintos elementos de

Nieves y Bonela-Capellán. Con todo, se acepta generalmente que son accidentes contractivos subsecuentes a los pliegues vergentes al WNW y que tienen una dirección de transporte similar (Martín-Algarra 1987, entre otros).

Los límites inferior y superior del conjunto Nieves-Capellán corresponden también en la Sierra de Alcaparaín a fallas normales de bajo ángulo (Soto 1986). Ambas fallas -o zonas de falla- son correlacionables con las que ocupan una posición comparable en la Sierra de las Nieves, siendo concretamente el contacto basal la prolongación formal de la misma zona de falla.

En definitiva, la disposición del Complejo de la Dorsal entre las Sierras de las Nieves y de Alcaparaín corresponde, en una sección WNW-ESE, a un duplex cuyos horses son duplicaciones de la unidad de Nieves y de Bonela-Capellán. Sin embargo, las cizallas de techo y muro de tal duplex tienen carácter extensional y no guardan relación con su estructura interna. La geometría actual resulta, por tanto, de la sobreimposición de fallas extensionales a gran escala. El duplex contraccional es previo al desarrollo de las fallas normales y está relacionado directamente con los movimientos contractivos de componente W del Complejo de la Dorsal y de otros elementos del Dominio de Alborán (ver epígrafes siguientes y capítulo VIII).

6.3. LAS IMBRICACIONES DE BENADALID

Los afloramientos de las Imbricaciones de Benadalid se disponen según una orla discontinua en torno a los Maláguides y jalonan el contacto límite del Dominio de Alborán. Salvo en la Sierra Crestellina, donde se encuentran limitados por fallas de salto en dirección subverticales, las imbricaciones se sitúan por encima de los Maláguides y del Complejo de la Predorsal. Su estructura es compleja y deriva de la sobreimposición de pliegues y fallas a una estructura imbricada previa.

En las Sierras de Benadalid y Algatocín, los materiales del Complejo de la Dorsal están organizados en varias láminas superpuestas con sucesiones estratigráficas variables (tipo Poyatillo y tipo Peñón de Benadalid, cf. epígrafe 3.1.3.2). La transversal del Peñón de Benadalid deja ver cuatro láminas separadas por fallas subparalelas a la estratificación (fig. 6.3 y foto 32). Cada una de ellas tiene un espesor de 150-300m y no presentan deformación interna. Los contactos entre ellas suelen situarse, respectivamente, entre los términos más antiguos (Triás) y más modernos (Paleógeno) de las dos columnas tipo. En los afloramientos más septentrionales el número de láminas queda reducido a dos (Llanos del Moro) o a una (Casa Yunca), variación que obedece a la disposición secante de los contactos que limitan al conjunto de las imbricaciones y al nivel de erosión.

En las imbricaciones que afloran al Norte del Collado de la Horca se constata la inversión general de las sucesiones

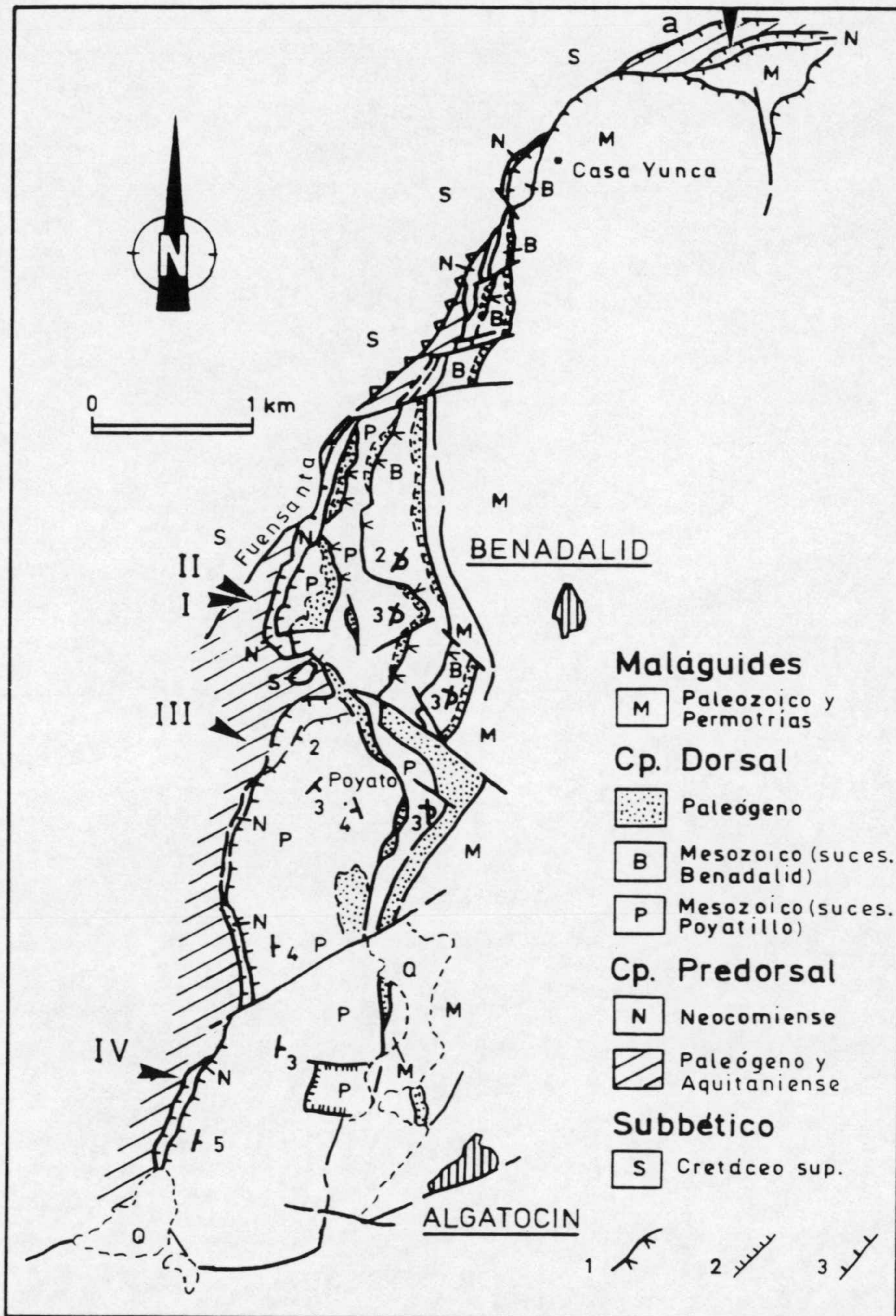


Fig. 6.3.- Mapa estructural de las Imbricaciones de Benadalid al Norte de Algotocin y situación de los cortes de las figuras 6.4 (I-IV) y 6.5 (a). Compárese con el Mapa Geológico de las Imbricaciones de Benadalid (fuera de texto). 1, cabalgamiento invertido (los vértices de las "uves" indican el sentido de buzamiento); 2, falla normal de gran ángulo; 3, falla normal de bajo ángulo. Q, Cuaternario.

estratigráficas. En toda esta zona las láminas con sucesiones tipo Peñón de Benadalid ocupan una posición inferior (Aldaya et al. 1987; fig. 6.3 y Anexo 2), por lo que se concluye que, antes de la inversión de las imbricaciones, eran los elementos más altos. Esta disposición es similar a la de las imbricaciones de la Dorsal Externa -semejante a Poyatillo- e Interna -tipo Peñón de Benadalid- en el Rif (Wildi et al. 1976, Suter 1980).

Elementos asimilables a la sucesión del Peñón de Benadalid afloran al Sur del Puerto de la Horca en Gaucín y en la Sierra Crestellina (ver Anexo 1: mapa geológico 1:100.000); en estos afloramientos la estructura imbricada de las unidades de la Dorsal está severamente modificada por fallas tardías.

En las imbricaciones participan materiales de la Formación Horca, depósito turbidítico de edad Oligoceno sup-Aquitaniense basal (?); en función de ello se estima una edad Aquitaniense inferior para esta estructura (ver más detalladamente en 6.6).

Aunque no se han encontrado estructuras menores indicativas del sentido de movimiento asociado al apilamiento de las distintas láminas, la organización en las Béticas y en el Rif del haz de imbricaciones de la Dorsal es indicativa de un sentido de transporte de componente W. En efecto, la mayor parte de las rampas localizadas en los contactos entre imbricaciones son ascendentes hacia el W (cf. cortes de Wildi et al. 1976); por otra parte, las unidades maláguides y alpujárrides cabalgantes sobre la Dorsal registran pliegues vergentes al W de edad probablemente Mioceno inferior (epígrafe 8.1.3).

6.3.1. RETROPLEGAMIENTO DE VERGENCIA ESTE

El conjunto de las Imbricaciones de Benadalid está deformado por pliegues recumbentes de vergencia Este. Los pliegues son de amplitud kilométrica y están cortados por fallas de salto importante, de modo que la estructura de plegamiento se reconoce sólo de manera fragmentaria.

Las Imbricaciones de Benadalid se encuentran invertidas, formando parte del flanco inverso de dichos pliegues, en la totalidad de los afloramientos situados al Norte del Puerto de la Horca y, puntualmente, en los del Tajo de Becerril, Sur del Hacho y Gaucín.

Los cortes seriados de la fig. 6.4, correspondientes a los relieves situados entre Benadalid y Algatocín, ilustran sobre las características más sobresalientes de este plegamiento posterior y de vergencia contraria al emplazamiento de las imbricaciones. Se reconoce un gran antiforme afectando al conjunto de las láminas cuyo flanco normal aflora en el Poyato y la Sierrecilla, y cuyo flanco inverso de envergadura superior a 1.5km aflora esencialmente al Norte del Puerto de la Horca. El pliegue no lleva asociada foliación de plano axial. Su dirección axial es N10°E, determinada indirectamente a partir de las medidas de orientación de la estratificación.

Los pliegues recumbentes probablemente son coetáneos de los pliegues vergentes al Este que deforman el contacto Maláguides-Dorsal (epígrafe 5.3.2; cf. corte IV de la fig. 6.4). Unos y otros se interpretan como retroestructuras ligadas al frente del Cabalgamiento de Gibraltar (Balanyá y García-Dueñas 1988;

epígrafes 8.1.2 y 8.1.3). Estructuras comparables se reconocen a en el Rif a lo largo de todo el frente occidental del Dominio de Alborán, tanto en las unidades de la Dorsal como en los Maláguides (Raoult 1966, entre otros; cf. epígrafe 8.1.2 y 8.1.3), definiendo así uno de los rasgos más característicos de la estructura del Arco.

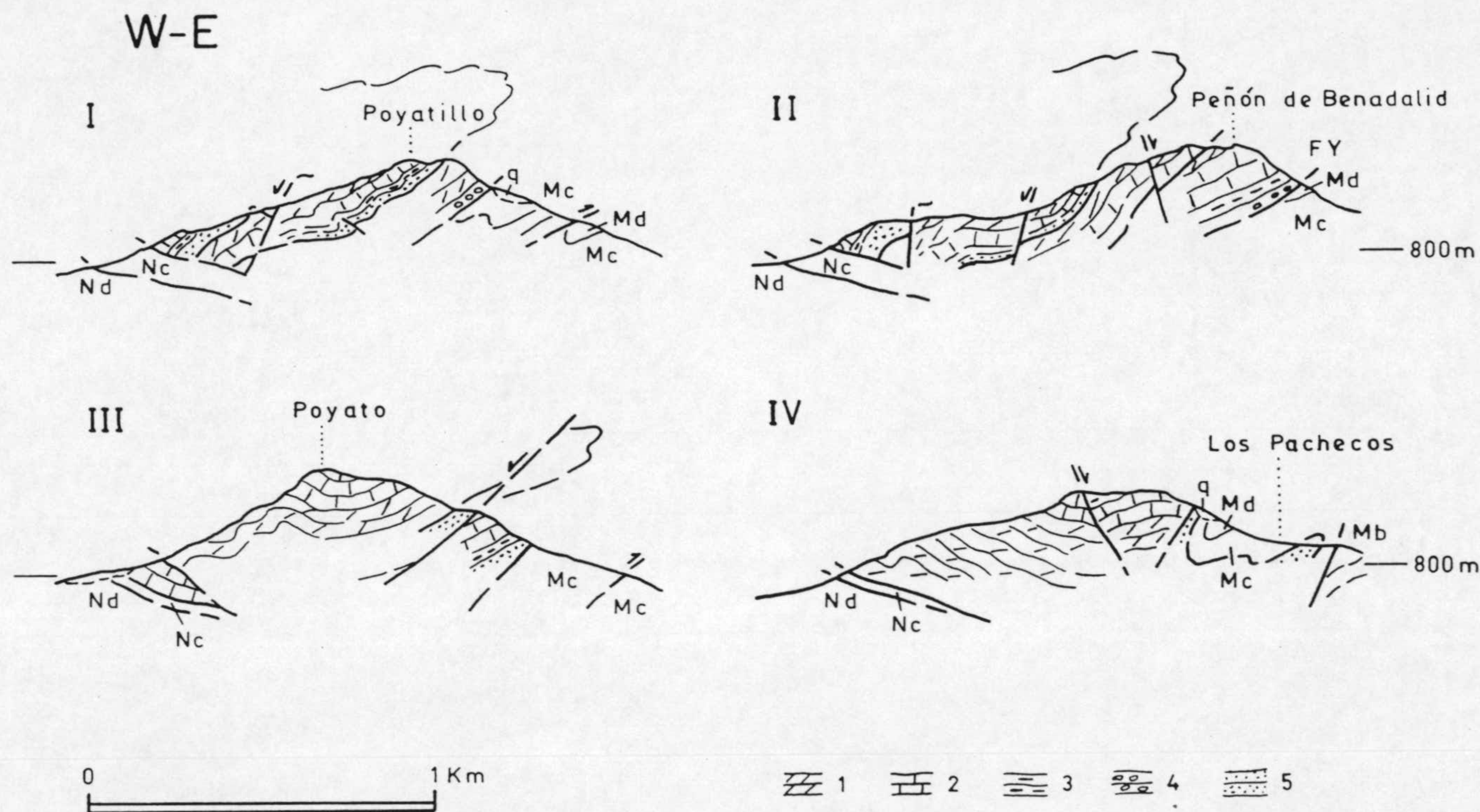


Fig. 6.4.- Cortes geológicos de las Imbricaciones de Benadalid (situación en fig. 6.3). Nótese el efecto del plegamiento recumbente vergente al Este sobre la estructura imbricada y la disección de ambas estructuras por la zona de falla que separa las unidades de la Dorsal y de la Predorsal (Z.F. de Atajate). Imbricaciones de Benadalid: 1, dolomías (Triás); 2, calizas (Lías inf. a Lías medio); 3, calizas nodulosas y calizas con sílex (Lías inf. a Lías sup); 4, conglomerados (Paleógeno de las sucesiones tipo Benadalid); 5, conglomerados, pelitas y areniscas (Paleógeno de las sucesiones tipo Poyatillo). Predorsal: Nc, margocalizas (Neocomiense); Nd, margas (Paleógeno), pelitas margosas y areniscas cuarzosas (facies "numidoide", Aquitaniense). Maláguides: Mb, Fm. Sancti Petri; Mc, Fms. La Falcoña y Almogía; Md, Fm. Saladilla. FY, Falla de Casa Yunca; q, Cuaternario.

6.3.2. RELACIONES ESTRUCTURALES DE LAS IMBRICACIONES DE BENADALID CON LOS MALAGUIDES Y CON EL COMPLEJO DE LA PREDORSAL

Entre Atajate y el Tajo de Becerril el contacto con los Maláguides es una falla (Falla de Casa Yunca) de dirección aproximada N-S y buzamiento de 30-60° hacia el W que corta a toda la estructura de imbricaciones plegadas. Se han reconocido localmente estructuras asociadas al plano de falla indicativas de un movimiento mixto inverso-sinistrorso. En la Sierra del Hacho, Gaucín y Sierra Crestellina el límite Dorsal-Maláguide está modificado por fallas de salto en dirección sinistrorsas

relativamente más tardías (Fallas del Puerto y de Espartina; cf. Balanyá y García-Dueñas 1986; epígrafe 7.2).

El contacto entre las Imbricaciones de Benadalid y el Complejo de la Predorsal es también posterior a la Falla de Casa Yunca y por sus características equivale a la falla que limita por debajo a la Unidad de las Nieves. En general puede decirse que este contacto, tanto en las Imbricaciones de Benadalid como en la Unidad de las Nieves, marca el techo de una zona de falla normal (Z.F. de Atajate, ver epígrafe siguiente) ubicada en la base del Dominio de Alborán.

Habida cuenta de la existencia de pequeñas ventanas antiformales en las que afloran materiales de la Dorsal bajo los Maláguides (corte IV fig. 6.4), y una vez descontadas las estructuras retrovergentes -al Este- que afectan a ambos complejos, se concluye que las Imbricaciones de Benadalid se situaron inicialmente cabalgadas por los Maláguides. La estructura alcanzada mediante los pliegues y fallas retrovergentes ha sido finalmente modificada por fallas normales de bajo ángulo; tales fallas normales constituyen actualmente el contacto entre los Complejos de la Dorsal y de la Predorsal, inicialmente superpuestos en régimen de cabalgamiento.

6.4. ESTRUCTURA DEL COMPLEJO DE LA PREDORSAL. LA ZONA DE FALLA DE ATAJATE.

En el área estudiada el Complejo de la Predorsal aflora discontinuamente a lo largo de todo el perímetro exterior del Dominio de Alborán y por debajo de él. El conjunto de las unidades de la Predorsal alcanza sólo en algunos puntos espesores comprendidos entre algunos centenares de metros y un kilómetro (Almola, W de Algotocín, Tajarillo). En los restantes afloramientos generalmente no sobrepasa los 200m.

La estructura del Complejo de la Predorsal es la de una zona de falla de bajo ángulo (Zona de Falla de Atajate) cuyos horses son de pequeño espesor y a la que se asocian frecuentes recurrencias estratigráficas. La deformación interna de las láminas es en general escasa o nula. Cuando esta es más importante se localiza preferentemente en los límites entre ellas o en el contacto con el Complejo de la Dorsal y no parece guardar relación con la inversión, constatada en algunas partes, de las sucesiones estratigráficas.

Los contactos entre las láminas y distintas estructuras con ellos asociadas son de naturaleza extensional (fig. 6.5). Una de las características más destacables de esta estructura es la persistencia de algunas láminas segmentadas en horses extensionales cuya potencia es muy reducida (ver Anexos 1 y 2). Así por ejemplo, entre Atajate y la Sierra del Hacho se puede inferir la casi continuidad de dos láminas del Complejo Predorsal: la de posición superior (0-80m) está constituida

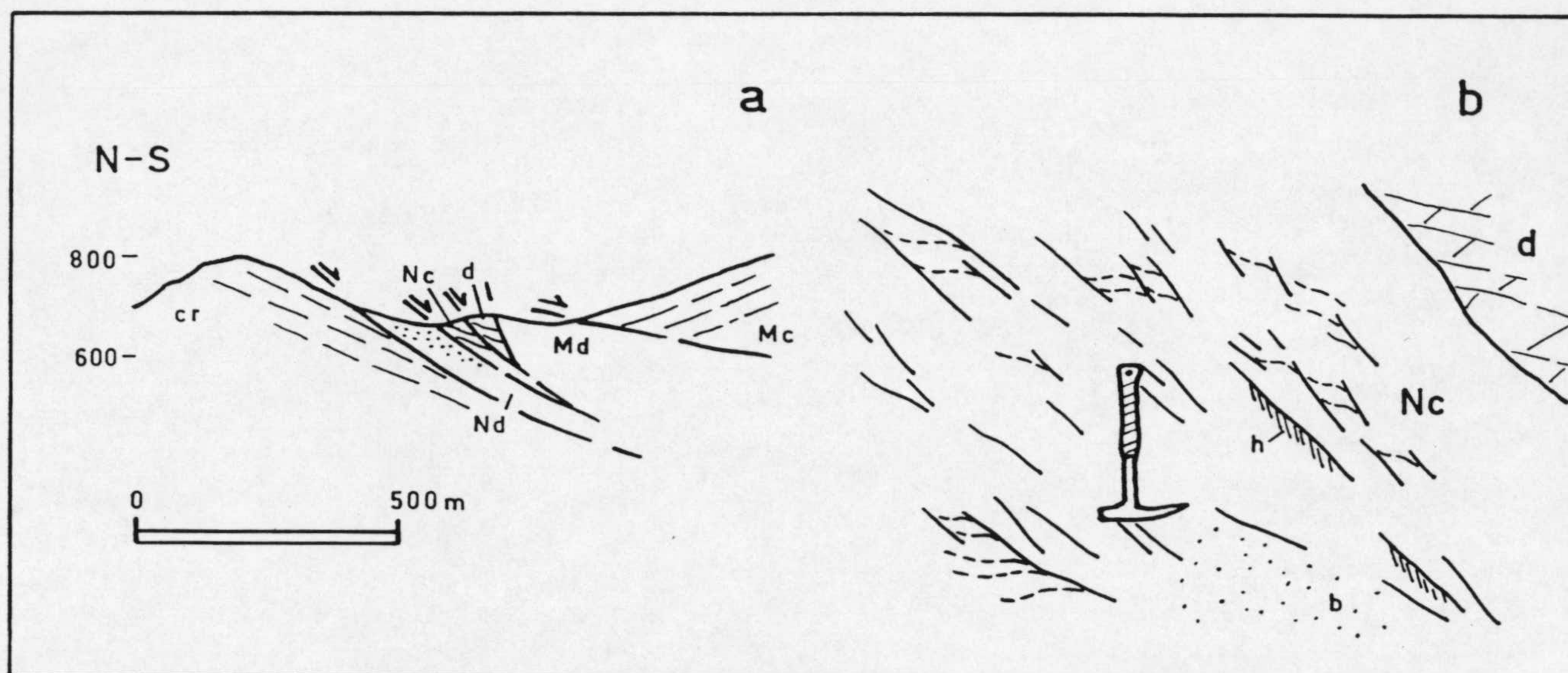


Fig. 6.5.- Caracter extensional de los contactos limitantes de las unidades del Complejo de la Predorsal. 6.5a) corte a través del Complejo de la Predorsal al W de Atajate (situación en fig. 6.3.); cr, Penibético (Formación Capas Rojas); Complejo de la Predorsal: Nd (areniscas cuarzosas del Aquitaniense) y Nc (margocalizas del Neocomiense); Maláguides: Mc (Fms. La Falcoña y Almogía), Md (Fm. Saladilla) y d (dolomías del Triás).

6.5b) detalle del contacto superior del horse extensional compuesto por materiales neocomienses; en líneas discontinuas, superficies de estratificación; h, b, harinas y brechas de falla.

esencialmente por los afloramientos de la Unidad de la Fuensanta de Aldaya et al. (1987), junto con margocalizas rojas situadas próximas al contacto con el Complejo de la Dorsal; éstas últimas, probablemente, completan la sucesión cretácica inferior de la Fuensanta, de acuerdo con las columnas sintéticas propuestas por Olivier (1984) para este tipo de unidades de la Predorsal ("Unidades con Neocomiense blanco" del mismo autor). La de posición más baja está compuesta en su mayor parte por el flysch Mioceno inferior de la sucesión tipo dada por Olivier (1984) para la Unidad de Camarote.

Algunas estructuras de plegamiento reconocidas en el interior de las láminas -pliegues angulares rectos y pliegues vergentes al SW al Sur de Gaucín; fig. 6.6- posiblemente constituyan el único tipo de estructuras relacionables con las repeticiones estratigráficas que caracterizan, por otra parte, la estructura del Complejo de la Predorsal. La dirección de estos pliegues es N120°E, pero existen indicativos de que han sido rotados en sentido antihorario por fallas sinistrorsas (epígrafe 7.2).

La Zona de Falla de Atajate corresponde pues a una "chaos structure" (Wernicke y Burchfiel 1982) modelada sobre un conjunto previamente imbricado y plegado. Esta zona de falla interesa, además de a la totalidad de las unidades de la Predorsal, al Complejo de Flyschs -que resulta completamente omitido en el límite del Dominio de Alborán-, a algunas unidades penibéticas (ver efecto y posición de la Falla de Cabrejas; Balanyá y García-

Dueñas 1986; epígrafe 7.1.2.3) y al Complejo de la Dorsal cuya estructura de pliegues recumbentes se conserva, por el mismo motivo, incompleta en su parte inferior.

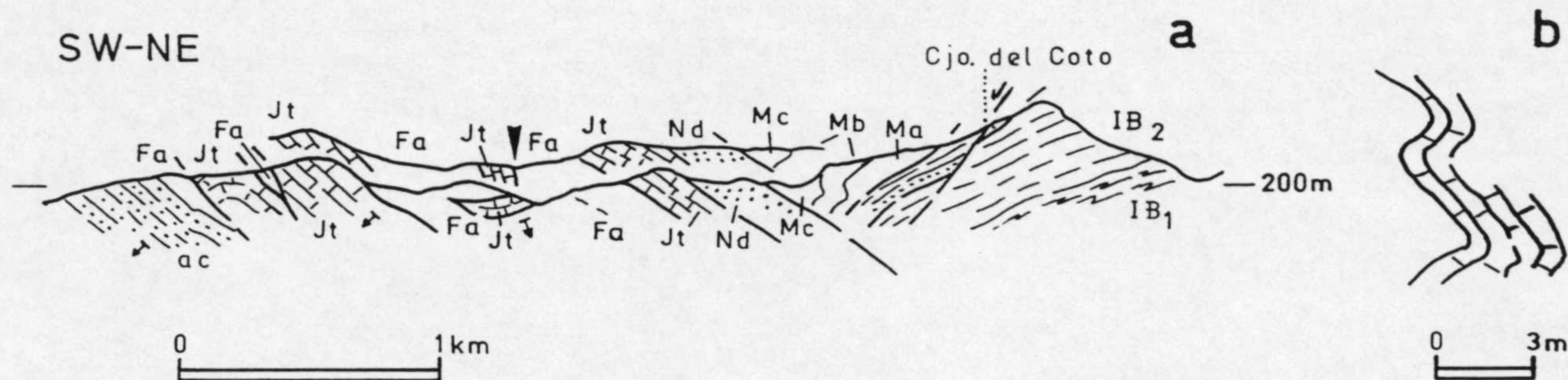


Fig. 6.6.- Repeticiones cronoestratigráficas en el Complejo de la Predorsal. 6.6.a) Cortes geológicos 1-1.5km al SE de Gaucín. Complejo de la Predorsal: ca, areniscas cuarzosas (Cretácico inferior); Fa, "Complejo de Aptychus" (Neocomiense); Jt, sucesiones carbonáticas (Jurásico, eventualmente Triás); Nd, areniscas cuarzosas (Aquitaniense). Maláguides: Ma, Fm. Morales; Mb, Fm. Sancti Petri; Mc, Fms. La Falcoña y Almogía; Imbricaciones de Benarrabá: IB1, esquistos oscuros; IB2, filitas (en punteado cuarcitas). Las flechas pequeñas indican que la sucesión estratigráfica está invertida.

6.6b) pliegues menores de flanco inverso en calizas jurásicas (localización indicada por la flecha vertical de la fig 6.6a).

6.5. EL COMPLEJO DE ALOZAINA

Los afloramientos de este complejo quedan restringidos en el área estudiada a la zona comprendida entre Casares y Estepona. Fallas normales y fallas mixtas (normales y sinistrorsas; fig. 6.7) separan por su parte nororiental dichos afloramientos de las restantes unidades del Dominio de Alborán, que se sitúan a muro. El Complejo de Alosaina aflora en el área en cuestión descendido varios kilómetros respecto a su posición inicial.

Los contactos referidos omiten partes muy significativas de la pila de unidades del Dominio de Alborán, de modo que el Complejo de Alosaina se apoya sobre materiales maláguides severamente adelgazados o directamente sobre diferentes unidades alpujárrides, incluida la Unidad de Bermeja (peridotitas). De igual modo, las formaciones de Alosaina y las Millanas, discordantes sobre el Dominio de Alborán y sobre las cuales se localiza el Complejo de Alosaina (ver epígrafe 2.4.4) a escala regional, están generalmente omitidas.

El límite occidental del Complejo de Alosaina es de trazado dudoso, ya que el substrato de este complejo prácticamente no aflora al W de Estepona. Los afloramientos maláguides de la Torre de la Sal (Didon 1969) marcan el límite suroccidental de dicho substrato. También constituirían la terminación del Complejo de Alosaina si se asume que, descontado el efecto de fallas de salto en dirección, los referidos afloramientos maláguides se sitúan por debajo de los materiales aflorantes inmediatamente al Norte. Esta atribución probable se esquematiza en las figuras 6.1 y 6.7.

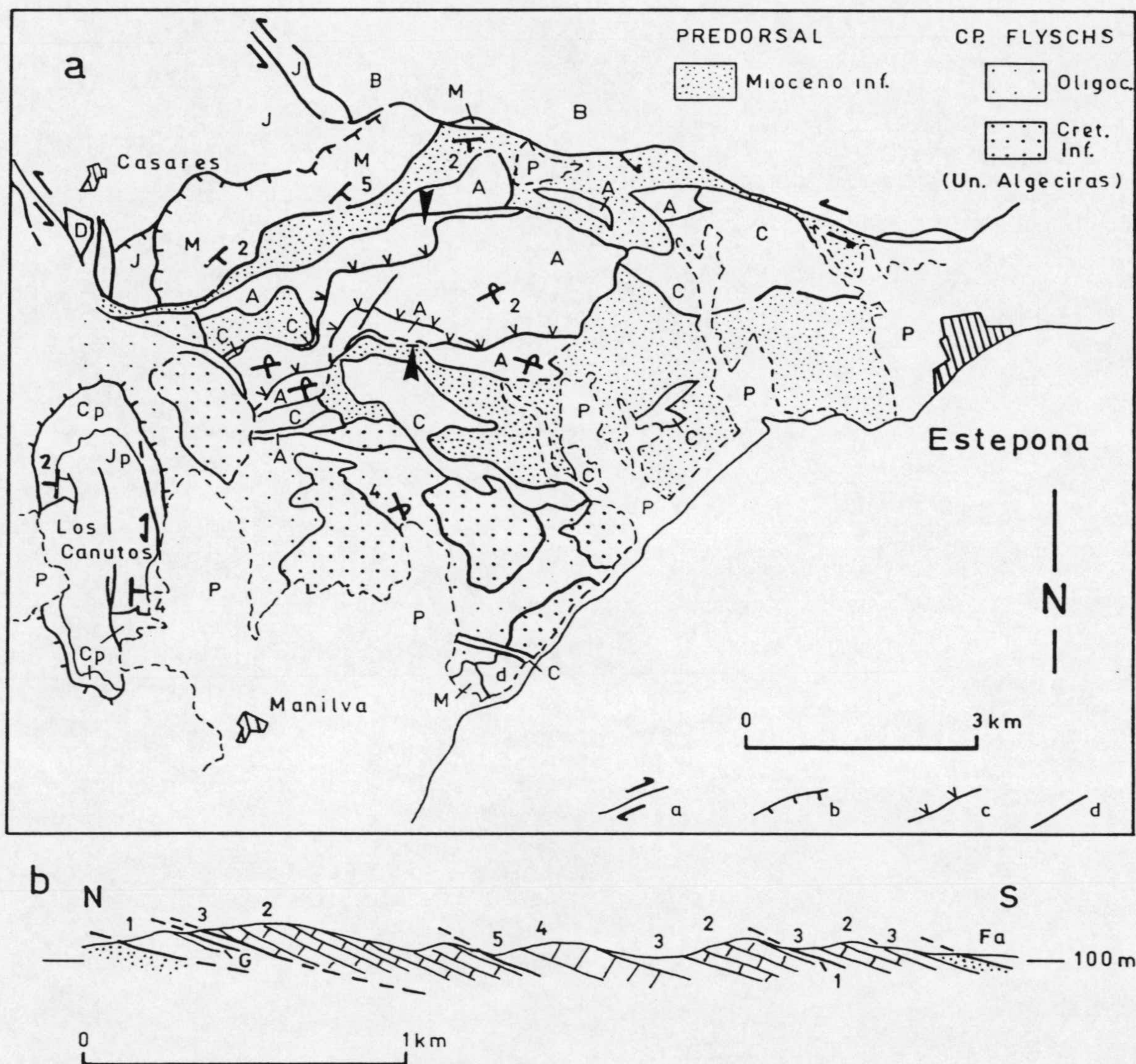


Fig. 6.7.- El Complejo de Alosaina entre Casares y Estepona. 6.7a) Mapa estructural (trazado de los contactos según Didon 1969). Unidades del Complejo de Alosaina de procedencia predorsal: A, unidades tectónicas con sucesiones estratigráficas (Cretácico-Mioceno inf.) tipo Argüelles; C, unidades tectónicas formadas por sucesiones estratigráficas cretácicas tipo Camarote. Maláguides: M, paleozoico y Permotrias; d, Triás. Penibético: Jp, Jurásico; Cp, Cretácico. Alpujárrides: B, Unidad de Bermeja; J, Unidad de Jubrique. D, Dorsal. P, Plioceno y Cuaternario. Símbolos: a, falla de salto en dirección; b, falla normal de bajo ángulo; c, cabalgamiento invertido; d, contacto mecánico. Flechas gruesas, localización del corte de la fig. 6.7b.

6.7b) Corte a través de las unidades con sucesiones tipo Argüelles (según Didon 1969; localización en 6.7a). 1, Cretácico sup.; 2, Paleoceno (calizas de *Microcodium*); 3, Eoceno; 4, Oligoceno (calizas); 5, Mioceno inf. Otras unidades: Fa, "Complejo de *Aptychus*" (Cretácico inf.); G, areniscas cuarzosas de facies "numídica".

El Complejo de Alosaina así delimitado integra elementos característicos de la Unidad de Algeciras (ver 2.4.5) y del Complejo Predorsal; éstos últimos son parte de las unidades de Camarote (Lías a Oligoceno), Cerro de la Novia (Oligoceno) y Argüelles (Cretácico sup. a Oligo-Mioceno) de Didon (1969). En el trabajo referido, Didon concluyó que las tres unidades eran alóctonas sobre el "Flysch de Estepona" (Oligo-Mioceno) transgresivo sobre las zonas internas. Trabajos posteriores,

incluido el presente, han abandonado esta idea (Didon 1977, Felder 1978, entre otros) y consideran que estos materiales de afinidad numídica son la parte alta (Aquitaniense) de la sucesión de distintas unidades predorsales (Olivier 1984).

La estructura interna del Complejo de Alozaina se caracteriza básicamente por la presencia de imbricaciones con sucesiones estratigráficas invertidas y buzamientos generalizados hacia el SW (fig. 6.7). Las imbricaciones son en general poco continuas y aparecen cortadas por superficies fuera de secuencia cuya cinemática y significado no son conocidos.

6.6. EDAD DE LAS ESTRUCTURAS DE LOS COMPLEJOS DE LA DORSAL, DE LA PREDORSAL Y DE ALOZAINA

Materiales turbidíticos de edad Oligoceno sup-Aquitaniense basal? (Formación Horca) son los más recientes involucrados en las Imbricaciones de Benadalid. Este hecho es una constante en la estructura imbricada de las unidades de la Dorsal tanto en las Béticas como en el Rif (Wildi et al. 1976, Nold et al., 1981 Balanyá 1984, entre otros). La formación del haz de imbricaciones en medio marino hubo de ser subsecuente al depósito de la Formación Horca, probablemente durante el Aquitaniense inferior.

Una edad análoga puede atribuirse al pliegue recumbente de Nieves, que deforma como materiales más modernos datados a las Capas de Taramar (Aquitaniense inf.). Entre las distintas unidades del "Duplex" de Nieves no quedan implicados materiales más modernos, con la posible excepción de la Brecha de la Nava. Esta brecha, como se indicó en 3.1.3.1, es azoica.

La Zona de Falla de Atajate es fosilizada por sedimentos de la Depresión de Ronda, concretamente por materiales de edad Tortoniense inferior (Formación La Mina; Serrano 1979). De acuerdo con ello y con la existencia de materiales burdigalienses dentro de la zona de falla (arcillas y margas "supranumidienses", Esteras et al. 1988; margas con silexitas de Puerto Martínez, Olivier 1984), se concluye que la actividad de la misma tuvo lugar en el Mioceno Medio, finalizando inmediatamente antes del depósito de las formaciones marinas de la Depresión de Ronda (cf. epígrafe 7.1.2.3). La estructura imbricada de las unidades de la Predorsal, cuyos materiales no rebasan el Burdigaliense basal (Olivier 1984) es previa al desarrollo de la "chaos structure"; su edad probable es Burdigaliense inferior. Este episodio coincide en el tiempo con la superposición del Complejo de la Dorsal al Complejo de la Predorsal.

La edad de los pliegues retrovergentes al Este en el Complejo de la Dorsal es difícil de precisar: es una estructura posterior a la imbricación de las unidades de la Dorsal y anterior a la Zona de Falla normal de Atajate (Aquitaniense inferior a Tortoniense inferior).

La colocación del Complejo de Alosaina por encima de formaciones discordantes de edad Aquitaniense y Burdigaliense inferior hubo de ocurrir durante el Burdigaliense superior; ningún material posterior al Mioceno inferior ha sido datado en dicho complejo.

Algunos aspectos que complementan lo tratado en este epígrafe se expondrán más adelante (epígrafe 8.2), una vez discutidos otros puntos de interés para la argumentación.

6.7. COMPARACION ESTRUCTURAL CON LA TRANSVERSAL DE SIERRA HARANA (BETICAS CENTRALES)

Al Norte de Sierra Nevada se reconocen los afloramientos más orientales del Complejo de la Dorsal en las Béticas: las alineaciones del borde Sur de Sierra Harana ("Zona de Escamas" de Blumenthal y Fallot 1935; ventanas tectónicas de la Unidad de la Mora de Durand-Delga y Fontboté 1969) y el Cerro del Jabalcón (Durand-Delga y Foucault 1968) al NW de Baza. En la misma región se ubican reducidos afloramientos asimilables a los Complejos de Alosaina (Beas de Granada y SE de Diezma; Bourgois et al. 1973, García-Dueñas y Navarro-Vila 1980) y de la Predorsal (Balanyá y García-Dueñas 1988; fig. 6.8).

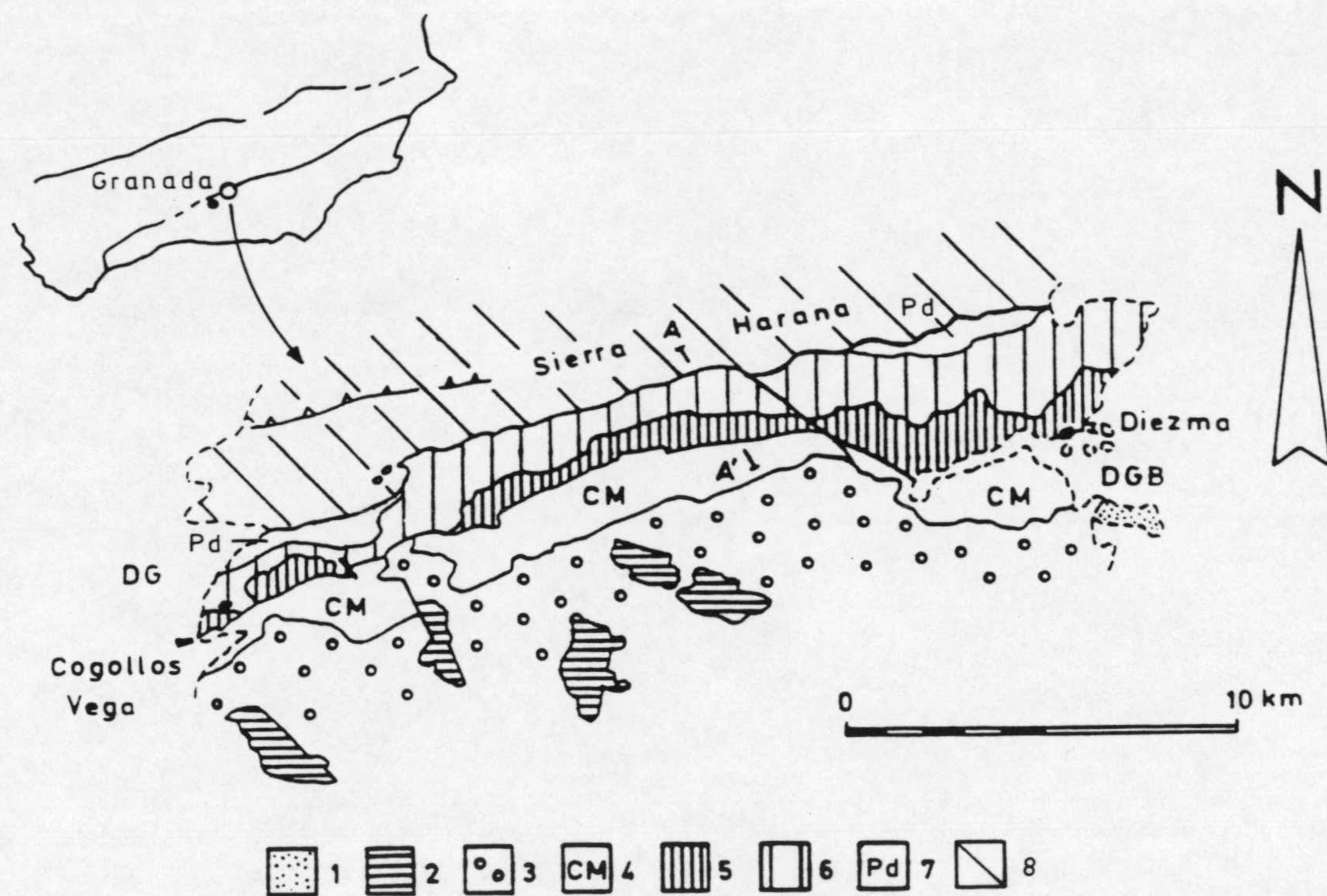


Fig. 6.8.- El Complejo de la Dorsal al Este de Granada. 1, Complejo de Alosaina; 2, ventanas tectónicas de la Unidad de la Mora; 3, Alpujárrides; 4, Maláguides; Zona de Escamas: unidades con sucesiones tipo Despeñadero (5) y tipo Cañamaya (6), asimilables respectivamente a las del Peñón de Benadalid y Poyatillo; 7, Predorsal; 8, Subbético Interno. DG y DGB, Depresiones Neógenas de Granada y de Guadix-Baza. A-A', situación del corte de la fig. 6.9a.

La organización estructural de estas unidades al Sur de Sierra Harana (García-Dueñas y Navarro-Vila 1980, Balanyá 1984, entre otros) se ilustra en la fig. 6.9. Las imbricaciones del Complejo de la Dorsal (cuyos materiales más recientes son equiparables por litología y edad a la Formación Horca) están plegadas según un gran pliegue recumbente de vergencia SE. Dicho pliegue se encuentra modificado por fallas normales de bajo ángulo (García-Dueñas et al., en prensa) que lo separan del Complejo Predorsal y fallas de salto en dirección ENE-WSW y NW-SE, relativamente más tardías. La delgada lámina que constituye el Complejo Predorsal (con materiales de edad Paleógeno-Aquitaniense) está limitada inferiormente por otra falla de bajo ángulo que la separa del Subbético Interno.

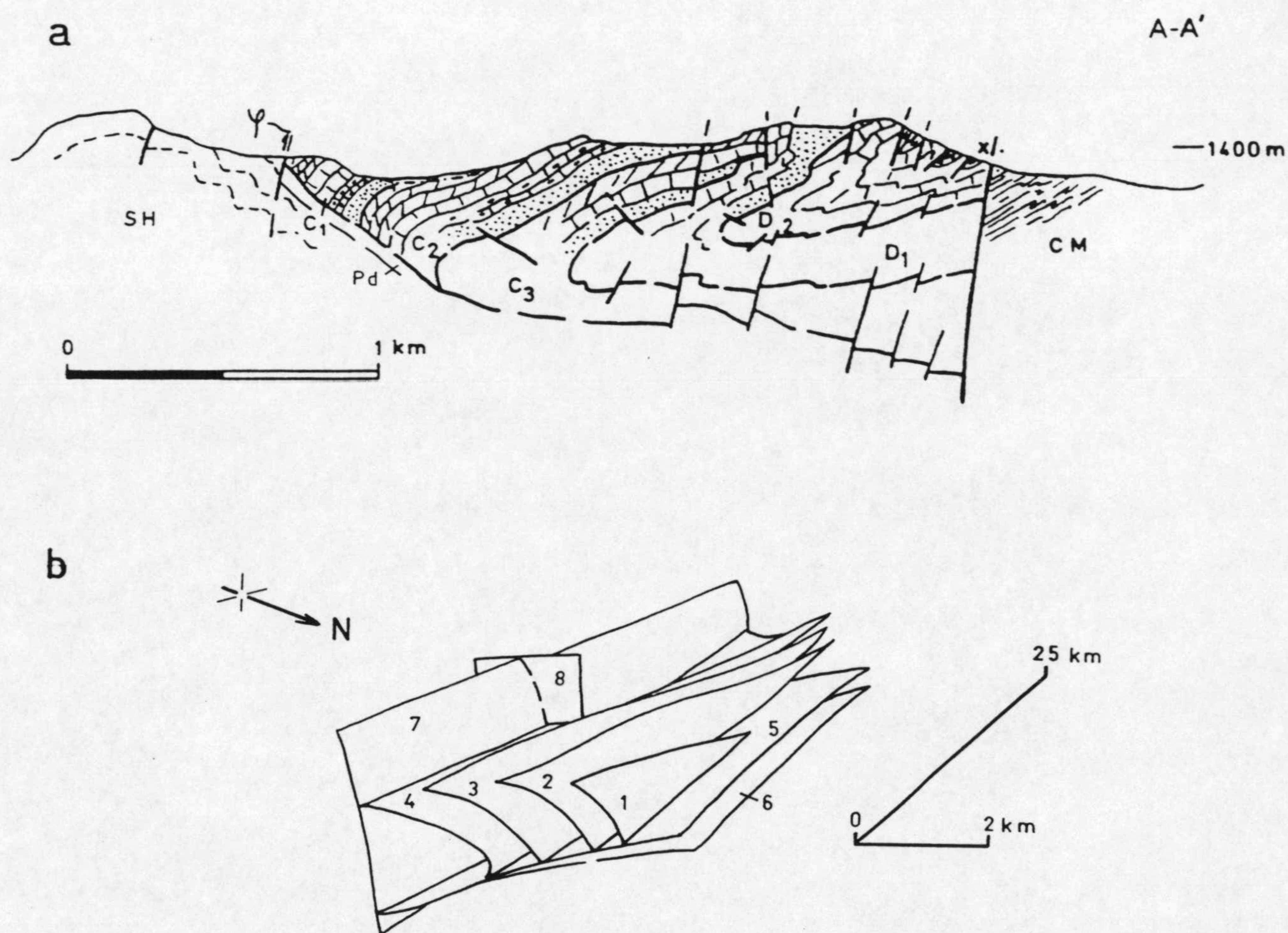


Fig. 6.9.- Estructura del Complejo de la Dorsal en la Sierra Harana. 6.9a) corte a través de la Zona de Escamas (según Balanyá y García-Dueñas 1984, algo modificado; situación en fig. 6.8). D1 y D2, imbricaciones de la Dorsal con sucesiones tipo Despeñadero; C1, C2 y C3, imbricaciones de la Dorsal con sucesiones tipo Cañamaya; Pd, Predorsal; CM, Maláguides; SH, Unidad de Sierra Harana (Subbético Interno). La trama de las imbricaciones de la Dorsal coincide con la de la fig. 6.4.

6.9b) Bloque-diagrama simplificado de la estructura del Complejo de la Dorsal en la Sierra Harana (modificado de Balanyá 1984). 1-4, superficies de thrust entre las imbricaciones; 5 y 6, fallas extensionales entre las que se localiza el Complejo de la Predorsal; 7 y 8, fallas de salto en dirección.

La parecida evolución estructural de esta zona con la de las Imbricaciones de Benadalid es tanto más notable cuanto las edades de las distintas estructuras son perfectamente comparables. Respecto al Complejo de Alosaina, éste incluye Klippes sedimentarios de materiales jurásicos, cretácicos y paleógenos que descansan sobre sedimentos de edad Burdigaliense inferior (Formación Alamillos de Rodríguez Fernández 1982) discordantes sobre los Maláguides.

7.1. INTRODUCCION

La existencia de grandes estructuras extensionales a gran escala ubicadas en el límite entre el Dominio Sudibérico y el Dominio de Alborán, y dentro de éste, ha sido señalada al Sur de Ronda por Balanyá y García-Dueñas (1986 y 1987). El trazado de estos accidentes, principalmente fallas normales de bajo ángulo y despegues extensionales, se ha completado recientemente para la mayor parte del ámbito del Dominio de Alborán al W de Málaga (García-Dueñas y Balanyá 1991, Balanyá y García-Dueñas 1991; fig. 7.1).

La deformación extensional se instaura sobre una pila de mantos ya edificada de modo que una gran parte de los contactos extensionales que se reconocen determinan el actual límite entre unidades. La reorganización habida interesa de manera muy significativa al Cabalgamiento de Gibraltar y al conjunto de las unidades del Dominio de Alborán; como es común en este tipo de deformación el orden relativo de las unidades permanece, aunque la naturaleza de los contactos, su geometría y cinemática no son congruentes con el apilamiento observado.

Doblas y Oyarzun (1989a) han propuesto que las Peridotitas de Ronda constituyen un "mantle core complex" y que, por tanto, se enraizarían en su misma vertical. Esta interpretación ha sido incluida en un modelo más general (Doblas y Oyarzun, 1989b) en donde se considera que el despegue extensional entre Nevado-Filábrides y Alpujárrides aflorante en las Béticas centroorientales (García-Dueñas y Martínez-Martínez, 1988; Galindo et al., 1989, entre otros) representa un estadio menos evolucionado dentro de la tectónica extensional neógena que el que llevaría a la exhumación de las Peridotitas de Ronda. El modelo de Doblas y Oyarzun (ops. cit.) supone una organización geométrica (peridotitas enraizadas en su vertical, unidad de las Nieves y otras como parte del bloque superior del despegue a techo de las peridotitas, etc.) y una temporización de sucesos (como el "diapirismo ultramáfico" Serravaliense o más reciente) que no es compatible con las estructuras reconocidas en el área

estudiada (ver discusión en García-Dueñas y Balanyá, 1991).

Otros modelos que abordan el adelgazamiento neógeno del Mar de Alborán y su relación con la construcción del orógeno Bético-Rifeño como los de Platt y Vissers (1989) y Dewey (1989) son criticables también desde el punto de vista geométrico, cinemático y de la edad de las estructuras, razón por la cual se insistirá en estos aspectos a lo largo de los epígrafes que siguen. Otras observaciones de interés y consideraciones generales sobre la relación entre los sedimentos de la Cuenca de Alborán y la tectónica extensional miocena, o sobre la correlación entre distintos despegues extensionales reconocidos en las Béticas se encuentran recogidas en el trabajo de García-Dueñas et al. (en prensa).

Discriminación entre contactos extensionales y contraccionales

Los criterios y consideraciones utilizados para la identificación de los contactos extensionales de edad neógena puede resumirse como sigue (extraído de García-Dueñas y Balanyá 1991):

1) La corteza sometida a extensión estaba estructurada en mantos de gran continuidad. La columna litológico-estructural inicial estaba compuesta, de abajo a arriba, de: basamento y cobertera subbéticos, Complejo de Flyschs y unidades de la Predorsal y Dorsal, Manto de Guaro, Mantos de Los Reales y Maláguides. Tras el primer episodio de adelgazamiento mioceno (epígrafe 7.1.2.1) la primera columna se completa con los materiales del Mioceno inferior de las Formaciones de Alozaina y Las Millanas, más el Complejo de Alozaina.

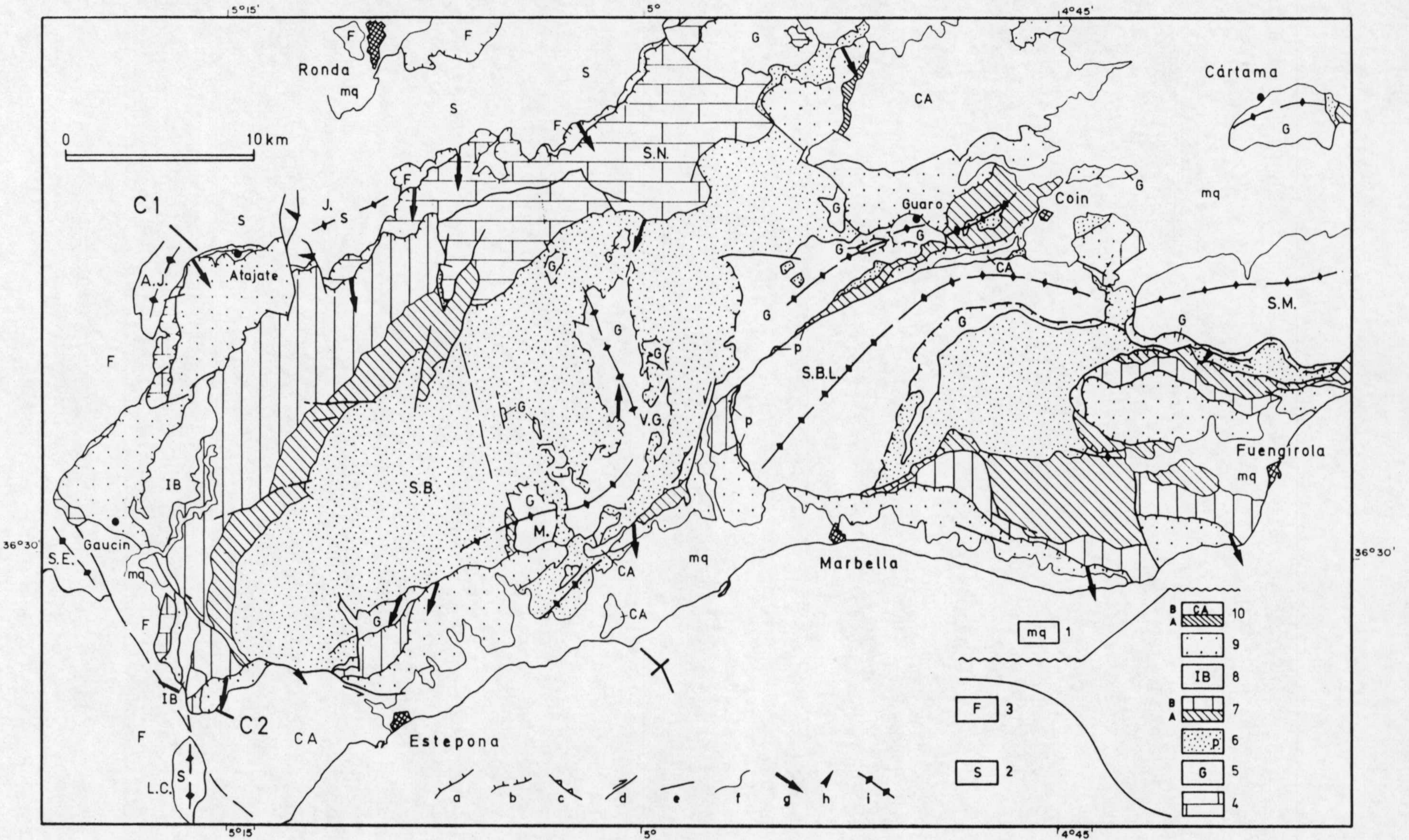
2) Relaciones angulares (rampas y rellanos) entre las fallas -o eventualmente zonas de cizalla- y las superficies de referencia. Entre éstas se han utilizado: estratificación, contactos litológicos, esquistosidad regional (Sp, SM1), foliación milonítica de alta T (Sm) e isogradas metamórficas que han sufrido un aplastamiento dúctil (cf. epígrafe 4.6.1). Todas estas superficies forman entre sí ángulos muy pequeños.

Fig 7.1.- Mapa de las principales fallas extensionales del Dominio de Alborán al W de Málaga (modificado de García-Dueñas y Balanyá 1991).

Leyenda: 1, Mioceno superior-Cuaternario; 2, Subbético; 3, Complejos de Flysch y Unidades de la Predorsal; 4, Complejo de la Dorsal; 5, Unidades de Ojén y Guadaiza; 6, Unidad de Bermeja (peridotitas; p, afloramientos reducidos); 7, Unidad de Jubrique (7A, gneises; 7B, esquistos y filitas); 8, Imbricaciones de Benarrabá; 9, Maláguides; 10A, Formaciones de Alozaina y Las Millanas y 10B, Complejo de Alozaina.

Símbolos: a, falla normal de bajo ángulo (FNBA); b, FNBA con rocas de cizalla dúctil asociadas; c, falla inversa; d, falla de salto en dirección; e, contacto tectónico indiferenciado; f, contacto estratigráfico; g, sentido de transporte tectónico en FNBA; h, sentido de transporte tectónico según estrías de fallas de alto ángulo; i, traza axial aproximada de antiforres mayores. C1 y C2, situación de los cortes de las figuras 7.3 y 7.7.

Toponímicos: S.E., Sierra Espartina; S.B., Sierra Bermeja; S.N., Sierra de las Nieves; S.BL., Sierra Blanca; S.M., Sierra de Mijas; A.J., Arroyo de los Judíos; L.C., Los Canutos; M. Montemayor; V.G., Valle del Guadaiza; J., Jarastepar.



3) Características de las rocas de falla (Brechas, harinas de falla, cataclasitas, milonitas) asociadas a los contactos.

4) Dirección y sentido de transporte a lo largo de superficies de falla, deducidos de diversos indicadores cinemáticos (estructuras tipo S-C, microfallas, estrías, diaclasas de tensión, etc...).

5) Congruencia entre la geometría, cinemática de las fallas y las omisiones litológicas.

7.1.1. ESTRUCTURAS ASOCIADAS A LAS FALLAS NORMALES

Las estructuras asociadas a las fallas frágiles se describen a continuación en su conjunto. Su distribución y orientación queda reflejada en el mapa de estructuras menores asociadas (Anexo 3), en el que también se señala el trazado de las fallas principales. Dichas fallas corresponden en su mayor parte a fallas normales de bajo ángulo ($<45^\circ$ entre la falla y la superficie de referencia) que abreviadamente denominaremos FNBA.

Estructuras de los planos de falla

Se reconocen espejos de falla, estrías, acanaladuras, fibras y superficies mineralizadas. Asociadas a acanaladuras de escala decamétrica se encuentran también en la Zona de Falla de Piedras Recias (corte del Río del Castor) estructuras de morfología "turtleback" de varios metros de tamaño.

Las fibras crecidas paralelamente a las superficies de cizalla son mayormente de calcita (muy frecuentes en la Zona de Falla de Atajate, especialmente en los materiales cretácicos del Penibético) y de serpentina (Zona de Falla de Piedras Recias, Falla de Fuenfría y otras). Otras fibras, crecidas oblicuamente respecto a las paredes de las fracturas en que se instalan, son de cuarzo en metapelitas; evidencian una situación mixta entre una microfalla normal y una vena dilatacional.

Estructuras de tipo S-C

Con esta denominación quedan comprendidas todas aquéllas estructuras que morfológicamente son asimilables a las estructuras del mismo nombre de Berthé et al. (1979). La mayor parte de las estructuras S-C detectadas en las rocas de falla, sin embargo, suponen la reorientación de una S previa (estratificación o foliación) cuyo origen no está ligado al de la roca de falla. Se reconocen estructuras de tipo S-C en todas las fallas normales principales. Su tamaño varía entre 1cm y 1m (fig. 7.2) y su forma tridimensional puede ser alargada de manera

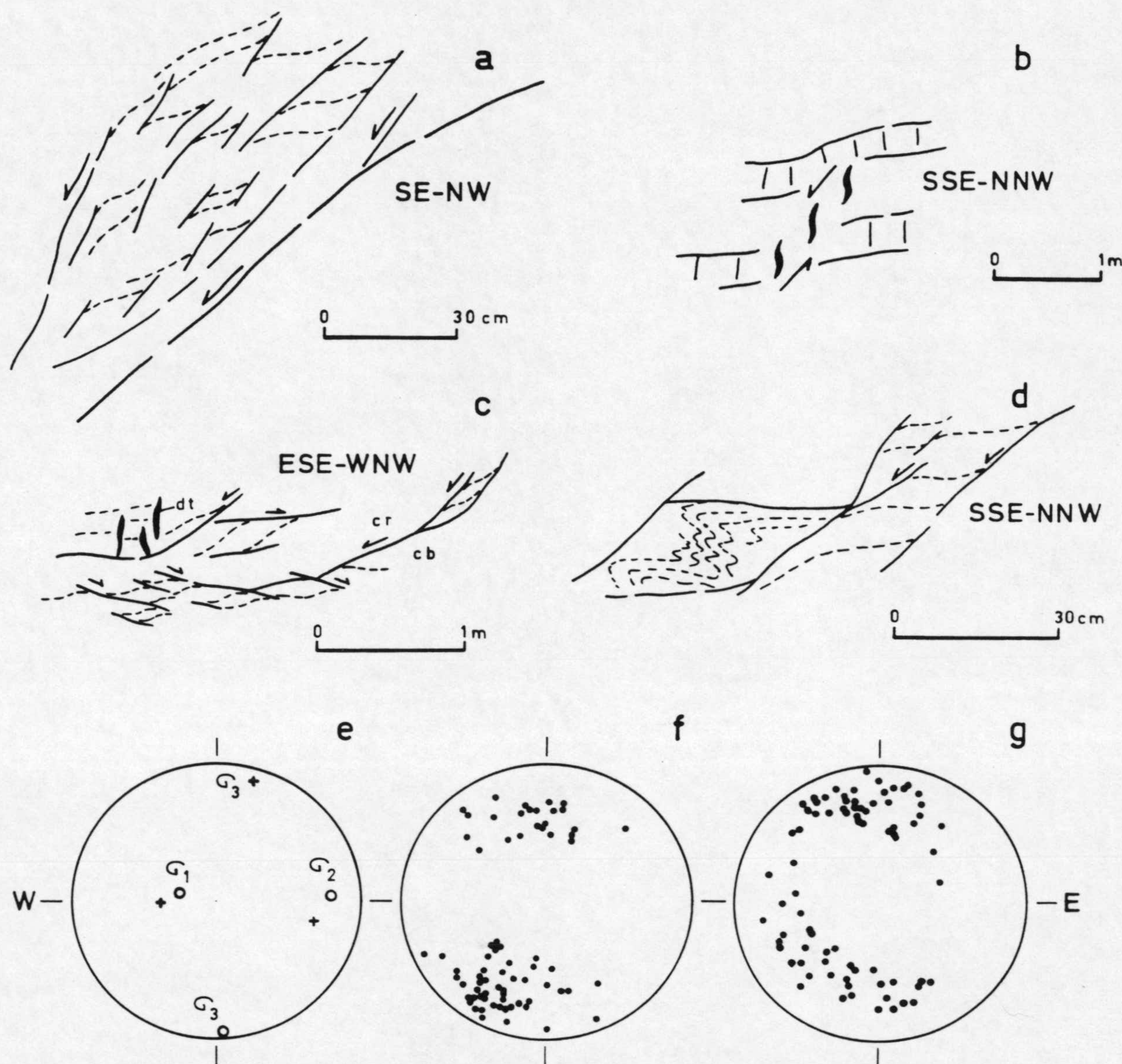


Fig. 7.2.- Estructuras asociadas a las fallas normales (los ejemplos recogidos en la figura proceden de la Zona de Falla de Atajate. 7.2a) estructuras de tipo S-C desarrolladas en niveles de calizas margosas de la Formación Capas Rojas del Penibético (1.5km al Norte de Atajate); 7.2b) diaclasas de tensión en escalón; Fm. Capas Rojas, 2km al Norte de Atajate; 7.2c) detalle del contacto entre las formaciones Capas Rojas (cr) y Capas Blancas (cb) 2km al NNW de Júzcar; dt, diaclasas de tensión; 7.2.d) pliegues asimétricos limitados a zonas con desarrollo de estructuras S-C; Fm. Capas Rojas, 1.5km al Norte de Faraján. 7.2e) orientación local del elipsoide de esfuerzo establecida a partir de los juegos conjugados de fallas Riedel1 y Riedel2 de las figuras f (cruces) y g (círculos vacíos); 7.2f, polos de fallas Riedel conjugadas en materiales neocomienses de la Predorsal (Llanos del Moro); 7.2g, id. en la Fm. Capas Rojas, 1.2km al Norte de Faraján.

aproximadamente perpendicular a la dirección de movimiento o bien equidimensional. En las superficies C se localizan fibras y estrías. El cuerpo de las estructuras S-C aparece a veces segmentado internamente por microfallas normales y por diaclasas de tensión; la deformación interna de la S-C producida por estas estructuras se realiza en distintas direcciones, comúnmente subparalelas y subperpendiculares a la dirección de movimiento que revela la estructura.

Rocas de falla

Esencialmente se trata de harinas y brechas de falla. Las harinas de falla se desarrollan fundamentalmente en metapelitas y se disponen según bandas generalmente estrechas (1-10cm). En el interior de las harinas quedan peces de roca de falla - incoherente o coherente- con desarrollo de una foliación grosera y morfología S-C. Las harinas son especialmente frecuentes en la Falla de Fuenfría y en el despegue de la base de los Maláguides; también se localizan a diversas alturas dentro de la Unidad de Jubrique en forma de bandas subhorizontales, formando ángulos muy variables con la foliación.

Aparte de los "gneises con litoclastos", tratados en capítulos precedentes (3.1.1.1.6 y 4.4.), las brechas se desarrollan casi exclusivamente en rocas carbonáticas y en rocas ultramáficas. En las primeras dan niveles de poco espesor (centimétrico a métrico). Por el contrario alcanzan potencias mayores de 100m en las peridotitas (despegue de la base de los Maláguides al Sur de la ventana del Río Guadaiza), que aparecen en su mayor parte serpentinizadas.

Diaclasas de tensión y estilolitos

Las diaclasas de tensión en forma de diaclasas abiertas, frecuentemente sin mineralizaciones asociadas, son comunes en algunos horcos extensionales de la Zona de Falla de Atajate (por ejemplo, en la lámina de la Fuensanta) y en los esquistos de la Unidad de Jubrique, tanto en las proximidades de la Falla de Fuenfría como en el interior de la unidad. Suelen responder a superficies planas subverticales con direcciones próximas a E-W.

También existen diaclasas de tensión rellenas de calcita en materiales penibéticos y en la Unidad de las Nieves. A veces adoptan dispositivos en escalón indicativos de pequeñas zonas de cizalla normales (fig. 7.2).

Los estilolitos son frecuentes en las calizas jurásicas del Penibético y de la Unidad de las Nieves. En general las superficies estilolíticas se disponen supparalelas a la estratificación y los picos estilolíticos perpendiculares. La relación entre los estilolitos y las fallas es dudosa por lo que, aún siendo congruentes respecto a la orientación de los paleoesfuerzos, no se han utilizado como criterio cinemático; en efecto, puede tratarse de superficies previas ya que se han reconocido afectadas por las restantes estructuras extensionales.

Fallas Riedel

Numerosos ejemplos de este tipo de estructuras son

reconocibles en la Zona de Falla de Atajate y en el despegue basal de los Maláguides (cf. 5.10). En todos los casos, salvo afloramientos puntuales, las fallas Riedel R1 (Logan et al. 1979) predominan claramente sobre las Riedel R2 (fig. 7.2). Estos dos juegos de fallas menores conjugadas forman un ángulo variable entre sí, mayor que 90° (en el diedro que contiene a σ_1) en materiales margosos (fig. 7.2c).

Pliegues internos a las bandas de rocas de falla

En las Zonas de Falla de Atajate y Piedras Recias, en el interior de algunas bandas deformadas donde las estructuras extensionales (S-C y otras) son penetrativas a la escala del afloramiento, existen pliegues asimétricos que no están presentes fuera de dichas bandas. Su tamaño es variable (10cm a unos metros). Pueden estar circunscritos al interior de una estructura S-C (fig. 7.2d) o bien plegar a parte de la roca de falla (tanto harinas como rocas de falla constituídas esencialmente por estructuras S-C). En todos los casos el sentido de rotación de los pliegues coincide aproximadamente con el sentido de rotación de las estructuras extensionales a las que pliegan o por las que son modificados, de modo que pueden considerarse como parte del mismo cortejo de estructuras generadas durante la deformación progresiva.

7.1.2. CARACTERISTICAS DE LOS PRINCIPALES DESPEGUES Y FALLAS EXTENSIONALES

El trazado de las fallas normales de bajo ángulo recogidas en la fig. 7.1, muestra como una buena parte de ellas está deformada por pliegues de gran radio, fallas de geometría lítrica y fallas de salto en dirección. Además, se constata que grupos de ellas coalescen entre sí definiendo varios despegues extensionales.

Los principales despegues se sitúan, de abajo a arriba, en el límite inferior del Dominio de Alborán (Zona de Falla de Atajate), en el muro de las peridotitas y en el contacto Maláguides-Alpujárrides. Todos ellos aparecen modificados por los pliegues antes referidos. Finalmente cabe destacar otro importante grupo de fallas normales (Zona de Falla de Piedras Recias) desarrolladas tardíamente respecto a los despegues principales.

7.1.2.1. EL DESPEGUE DE LA BASE DE LAS PERIDOTITAS

Como ya fue comentado en otro lugar, al contacto basal de las peridotitas en el área estudiada se asocian sistemáticamente rocas bréchicas intruidas por leucogranitos. La brecha modificada

constituye los llamados "gneises con litoclastos" de Muñoz 1991 (ver epígrafes 3.1.1.1.6 y 4.4). De acuerdo con esta autora, la serpentización de la base de las peridotitas y la retrogradación de una parte de la secuencia del Manto de Guaro estarían conectados con un mismo proceso extensional que genera la brecha lítica.

En efecto, desde el punto de vista de la estructura, pueden destacarse dos aspectos que convergen en el carácter extensional del contacto basal de las peridotitas: a) al contacto se asocian importantes omisiones de la columna litológica del Manto de Guaro (todas las rocas gneísicas y parte de los esquistos de alto grado cuyo único testimonio son los clastos de la citada brecha); b) las milonitas retrómetamórficas de baja temperatura que se sitúan junto a la base de las peridotitas -en parte dentro de los niveles de gneises con litoclastos- llevan aparejadas lineaciones de dirección N-S y sentido de movimiento dominante hacia el Norte, siendo el contacto descendente respecto a las superficies de referencia del bloque de techo (layering y Sb). Hay que hacer notar, con todo, que el contacto mismo aflora en su mayor parte en malas condiciones de observación y que, al menos en algunos puntos, se presenta como un contacto tendido de naturaleza frágil. El ángulo medio de la rampa de techo cuyo ámbito abarca la mayor parte de la ventana del Río Guadaiza, es de unos 20°.

El despegue basal de las peridotitas se encuentra plegado en las ventanas del Río Guadaiza y de Montemayor (fig.7.1) y está cortado por la Falla de Fuenfría al Norte y por la zona de falla de Piedras Recias al Sur.

Aunque la correlación de este despegue con el contacto basal de las Peridotitas de Sierra Alpujata no es sencilla, cabe destacar que en esta otra zona se reconocen también milonitas retrógradas con lineación N-S (Tubía 1985, Balanyá y García-Dueñas 1991) y posición equivalente a las de Sierra Bermeja, y que el contacto es igualmente descendente hacia el Norte en el bloque de techo (García-Dueñas y Balanyá 1991; cf. fig. 4.4).

Edad

Los leucogranitos intrusivos en los Alpujárrides occidentales y otros cuerpos correlacionables (cf. Muñoz 1991) han sido datados en distintos puntos, con resultados de 22-4m.a. (Priem et al. 1979) y 21-2m.a. (Zeck et al. 1989). La brecha lítica que marca sistemáticamente el despegue basal de las peridotitas en Sierra Bermeja es posterior al desarrollo de pliegues de crenulación (cf. epígrafe 4.3.1.2) e inmediatamente anterior a estos movilizados, que son intrusivos en ella. Por otra parte, los propios leucogranitos y los "gneises con litoclastos", que generalmente están indeformados, presentan localmente fábricas planolineares con lineación de estiramiento próxima a N-S y sentido de cizalla al Norte.

De acuerdo con Muñoz (1991), el desarrollo de la brecha y la serpentización de la base de las peridotitas serían inmediatamente anteriores a la generación de cuerpos leucograníticos, es decir tendrían una edad Mioceno inferior. Asumiendo que las zonas de cizalla dúctil que localmente afectan a los leucogranitos son subsecuentes al desarrollo de los "gneises con litoclastos", se concluye que el contacto basal de las peridotitas que hoy se reconoce en Sierra Bermeja debe corresponder en lo esencial a una estructura de inicios del Neógeno; no obstante, como ya se ha señalado, es seguro que este dispositivo está luego modificado en condiciones más frágiles.

7.1.2.2. EL DESPEGUE ENTRE MALAGUIDES Y ALPUJARRIDES

La geometría de este despegue es en general la de un rellano de techo, con vastas zonas de rellanos y rampas de muro. De la comparación entre la posición de este despegue al NW y S de Sierra Bermeja, y de sus relaciones angulares con las superficies de referencia Maláguides y Alpujárrides, se deduce la existencia de una importante rampa de muro entre ambos sectores. La rampa, actualmente erosionada, formaría un ángulo medio de al menos 20° con las superficies de referencia.

La fig. 7.3 señala ésta y otras características relevantes del despegue en la transversal mencionada: relaciones con la Zona de Falla de Piedras Recias, valor de la omisión, aproximación del Complejo de Alosaina a las peridotitas por la suma de sucesivos hiatos extensionales.

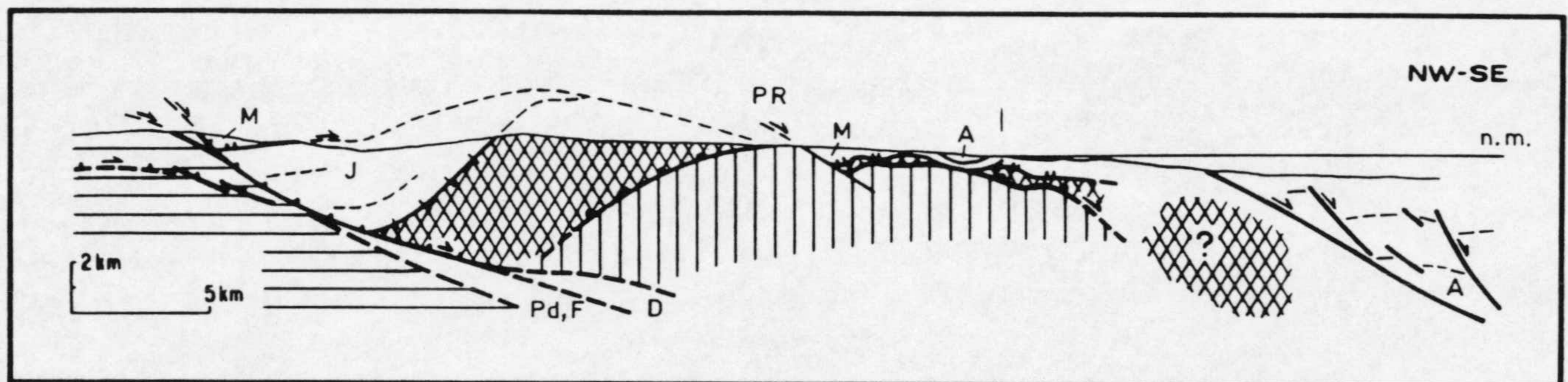


Fig. 7.3.- Relaciones estructurales entre los principales despegues y zonas de falla extensionales en la terminación occidental del Dominio de Alborán (según García-Dueñas et al., en prensa). Situación del corte en la fig. 7.1. Rayado horizontal, Dominio Sudibérico; rayado vertical, Unidades de Ojén y Guadaiza; trama cruzada, Unidad de Bermeja; J, Unidad de Jubrique; M, Maláguides; A, Formaciones de Alosaina y Las Millanas y Complejo de Alosaina; Pd, Predorsal; F, Complejo de Flyschs; D, Dorsal; PR, Zona de Falla de Piedras Recias.

Como fué comentado en 5.3.4 (ver también figura 7.1), la dirección de extensión de este despegue no está suficientemente documentada. Para el ámbito de Sierra Bermeja, y sólo con carácter tentativo, puede proponerse una dirección NNW-SSE, con movimiento del bloque de techo de componente Sur. Esta dirección es congruente con la mayor parte de los indicadores cinemáticos

disponibles y con la geometría deducida de la rampa que, probablemente, tendría el carácter de una estructura frontal.

Edad

El despegue de la base del Maláguide está plegado por el antiformal del Sur de Sierra Bermeja y otros pliegues de similar orientación (fig. 7.1). Estos pliegues, de acuerdo con resultados obtenidos en áreas más orientales, se generaron hacia el final del Mioceno superior (Weijermaars 1985, García-Dueñas et al. 1986). Datos recientes de perfiles sísmicos de multicanal de la parte noroccidental del Mar de Alborán convergen en este mismo sentido (Comas et al., en prensa). Dado que, por otra parte, la Zona de Falla de Atajate posdata el despegue entre Maláguides y Alpujárrides y es fosilizada por materiales del Tortoniense inferior, se concluye que el despegue en cuestión fué activo dentro de un periodo que comprende el Mioceno inferior y el Mioceno medio; por otra parte, la Formación las Millanas de edad Burdigaliense inferior es discordante indistintamente sobre Alpujárrides y Maláguides y sella, a escala de las Béticas, el contacto extensional entre ambos conjuntos (García-Dueñas et al., en prensa).

7.1.2.3. LA INVERSION DEL CABALGAMIENTO DE GIBRALTAR

El límite inferior del Dominio de Alborán se ubica en la Zona de Falla de Atajate. En la parte Norte del Arco el segmento aflorante de la zona de falla coalesce en un despegue cuya traza coincide aproximadamente con el techo del Subbético. Al Sur del Estrecho de Gibraltar se prolonga en una posición equivalente, por debajo del Dominio de Alborán (ver mapa de García-Dueñas et al. 1990 y García-Dueñas et al. en prensa).

Son numerosas las fallas que convergen en este despegue, entre ellas (fig. 7.4): la Falla de Cabrejas que omite toda la secuencia jurásica del Penibético al Sur de Ronda, la Falla de Fuenfría que limita por su parte superior a la unidad de las Nieves, la que limita y omite por el Sur las masas calizas de la Almola y afines (Unidad de Enamorados de Dürr 1967) y las que limitan entre Atajate y Gaucín los distintos horcos extensionales de la Fuensanta y de la Formación Numidoide de Olivier (1984; cf. epígrafe 6.4).

Las líneas de convergencia (equivalentes a las "branch lines" de los sistemas de cabalgamiento) entre diversas fallas, obtenidas a partir de puntos de convergencia, tienen en su mayoría orientación NE-SW a WSW-ENE. De acuerdo con los indicadores cinemáticos (fig 7.1 y Anexo 3), tales líneas de convergencia se dispondrían mayormente perpendiculares o formando ángulos altos con la dirección de movimiento del despegue (bloque de techo hacia el SSE por término medio).

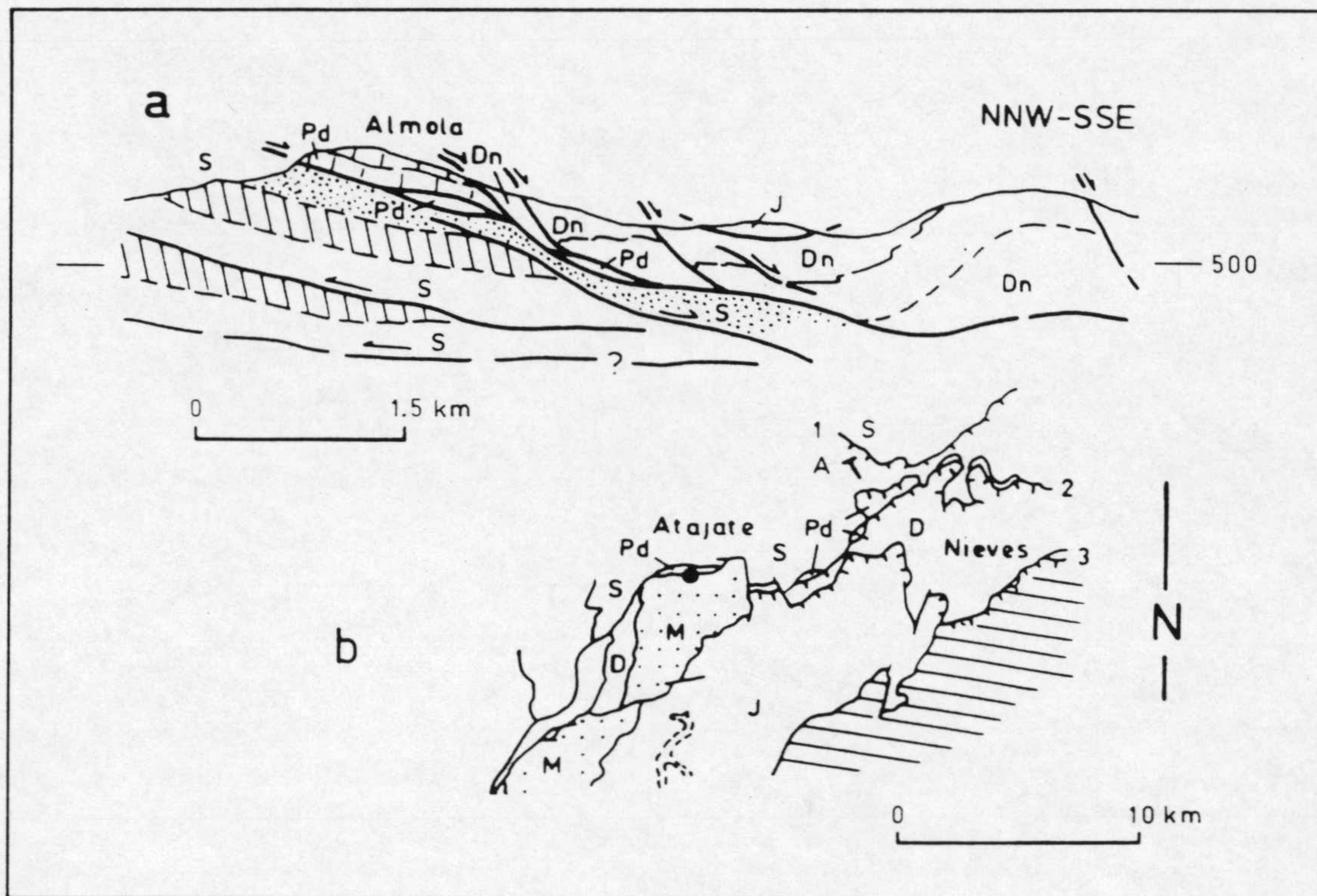


Fig. 7.4.- Características geométricas de la Zona de Falla de Atajate. 7.4a) corte geológico en la terminación Occidental de la Sierra de Las Nieves (según Balanyá y García-Dueñas 1987). S, Penibético (en punteado materiales cretácicos); Pd, Predorsal; D, Dorsal (Dn, Unidad de Las Nieves); J, Unidad de Jubrique.

7.4.b) esquema tectónico de las principales fallas extensionales asociadas: 1, Falla de Cabrejas; 2, fallas que limitan los afloramientos calizos de la Amola; 3, Falla de Fuenfría; M, Maláguides; rayado oblicuo, Unidad de Bermeja; A, situación del corte de la fig. 7.4a.

Los basculamientos ligados al despegue basal del Dominio de Alborán son relativamente frecuentes en todo el frente septentrional de la Unidad de las Nieves (ver corte fig. 7.4). Igualmente, los buzamientos generalizados hacia el NW en la vertiente occidental de Sierra Bermeja pueden interpretarse como un basculamiento de techo ("roll over") de gran escala. Una situación equiparable se reconoce en el Rif a lo largo del frente occidental del Dominio de Alborán; la fig. 7.5., modificada de Durand-Delga et al. (1980), evidencia la persistencia de esta organización 150km al Sur del área estudiada.

El despegue basal del Dominio de Alborán y fallas asociadas se encuentran deformados en el área de Ronda por pliegues de gran radio de orientación ENE-WSW y otros N-S. Los primeros son pliegues suaves o abiertos de plano axial subvertical o buzante al Norte (antiformes del Jarastepar y del Ayo. Turón, fig. 7.1). Los pliegues N-S sólo se localizan junto al frente occidental del Dominio de Alborán y son abiertos, vergentes al Este (antiforme de los Canutos) o con doble vergencia (antiforme del Ayo. de los Judíos; fig. 7.1).

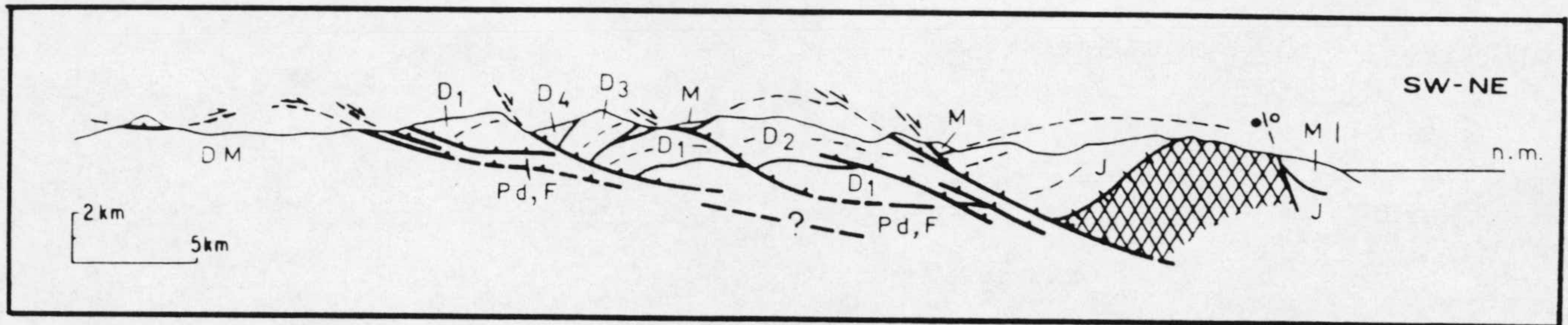


Fig. 7.5.- La inversión tectónica del CCG en el Rif meridional. El corte atraviesa el macizo peridotítico de Beni Bousera (trama cruzada). Según García-Dueñas et al. (en prensa), a su vez reinterpretado de Durand-Delga et al. (1980). DM, Dominio Magrebí; F, Complejo de Flyschs; Pd, Complejo de la Predorsal; D1, D2, D3 y D4, Unidades de la Dorsal; J, Unidad de Jubrique; M, Maláguides.

Edad

De acuerdo con lo tratado en 6.6, el periodo más amplio posible de actividad de la Zona de Falla de Atajate queda ubicado entre la imbricación del Complejo de la Predorsal que implica a depósitos burdigalienses (cf. Olivier 1984) y el depósito de materiales de edad Tortoniense inferior de la Depresión de Ronda. Este periodo comprende el determinado para el despegue extensional entre Nevado-Filábrides y Alpujárrides (Serravaliense) con el que es correlacionable (García-Dueñas et al., en prensa).

7.1.2.4. OTRAS FALLAS NORMALES DE BAJO Y GRAN ANGULO

La Zona de Falla de Piedras Recias

Esta zona de falla se ubica en la vertiente Sur de Sierra Bermeja y está constituida por varias fallas principales con buzamientos aproximados de unos 35° al SSE. Las fallas presentan un trazado anastomosado y estructuras con valor cinemático (S-C, estrías, fibras, "grooves") indicativas por término medio de un movimiento del bloque de techo hacia el SSW en meridianos próximos al de Estepona y hacia el Sur en el de San Pedro de Alcántara. Sin embargo, en la prolongación de esta zona de falla hacia al Este (hasta Calahonda), el movimiento del bloque de techo, de acuerdo con iguales criterios que los indicados más arriba es hacia el SSE (García-Dueñas y Balanyá 1991), lo que sería indicativo de adelgazamientos dentro del bloque de techo concomitantes con su desplazamiento.

Entre Estepona y Marbella la Z.F. de Piedras Recias coincide con una zona de adelgazamientos extremos litológicos donde las omisiones superan siempre los 5km. Este efecto, sin embargo, resulta de la sobreimposición de la zona de falla -con salto mínimo de 1km- a un dispositivo que ya contaba con importantes adelgazamientos por los despegues extensionales previos.

La zona de falla corta a los despegues de la base de las peridotitas y del contacto Maláguides-Alpujárrides; igualmente a los pliegues relativamente más recientes (finimiocenos y Plioceno inf., cf. 7.1.2.2.; García-Dueñas y Comas, com. personal) de dirección ENE como el de la Sierra Blanca. Su edad debe ser Pliocena, lo que está de acuerdo con la edad deducida para accidentes de iguales características en el Mar de Alborán (Comas et al., en prensa).

Fallas normales de alto ángulo

Dentro de las fallas recientes cabe destacar la existencia de fallas normales de alto ángulo. El juego más representado tiene dirección aproximada N-S y corta al despegue basal del Dominio de Alborán. La dirección de extensión es groseramente E-W (ver Anexo 3), lo que contradice el supuesto expresado en algunos trabajos de que tales fallas son de salto en dirección (Didon 1973). Aunque producen separaciones que llegan a ser kilométricas, su salto en general es limitado. La más importante de ellas es la Falla -o Zona de Falla- de Alpandei, cuyo salto total puede estimarse en 800m.

Fallas de igual orientación penetran en los materiales de la Depresión de Ronda, por lo que la edad de las mismas debe ser Pliocuaternaria.

7.1.3. OMISIONES LITOLÓGICAS Y ATENUACION CORTICAL. LA CUENCA DE ALBORAN

Tomando como referencia la columna litológico-estructural comentada en el epígrafe 7.1., compuesta por un conjunto de unidades apiladas previamente a las fallas extensionales comentadas en este capítulo, se ha elaborado el mapa de omisiones de la fig 7.6. En él sólo se constatan las omisiones detectadas en el interior del Dominio de Alborán por lo que quedan excluidas las originadas en la Zona de Falla de Atajate. El mapa está construido a partir de la estimación de las omisiones -respecto a la columna más completa que hoy se puede componer- en 60 verticales distribuidas en toda el área.

Sobre esta distribución enfatizaremos los siguientes aspectos:

a) La suma de las omisiones en diferentes niveles de una misma vertical puede llegar a 10km, existiendo amplios sectores con hiatos extensionales mayores que 5km.

b) los gradientes de omisión dibujan como efecto suma de todas las fallas una corteza extendida fundamentalmente según una dirección NNW-SSE; se perciben además cuellos de megabudines de dirección perpendicular a la antedicha (WNW de Fuengirola).

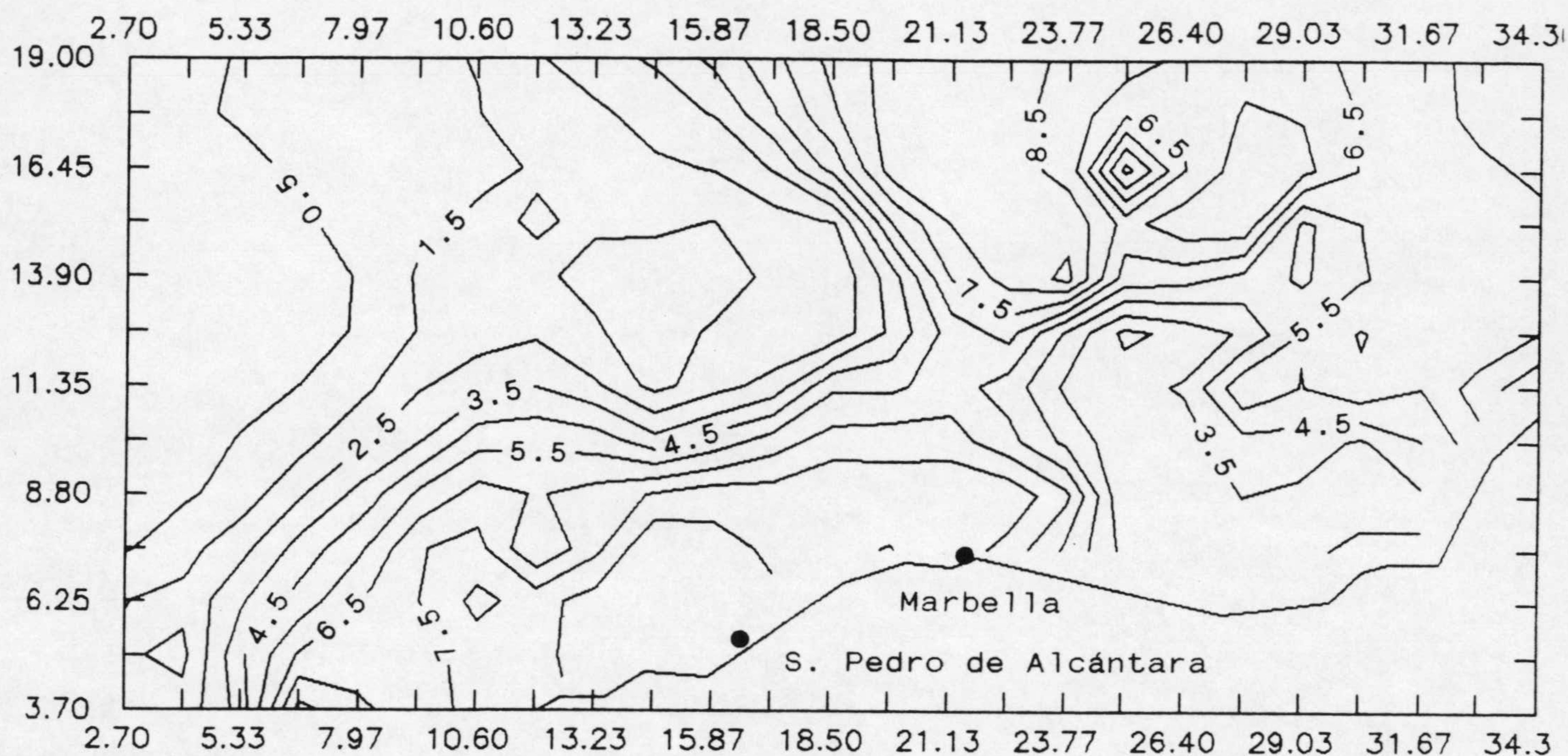


Fig. 7.6.- Omisiones (en Km) asociadas a contactos sustractivos en el Dominio de Alborán, entre los meridianos de Gaucín y Fuengirola. Las marcas de los bordes se encuentran espaciadas 2.6km. Compárese con el mapa de la fig. 7.1 cuyo vértice inferior izquierdo se sitúa 7.4km al Sur y 5.4km al W del de la presente figura.

También se manifiestan gradientes importantes, aunque de menor entidad areal, indicativos de una extensión WSW-ENE (NW de Guaro).

c) Los sinformes tardíos que pliegan a los despegues extensionales se nuclean preferentemente en las zonas de máximo adelgazamiento.

La congruencia entre la distribución principal de masas y los indicadores cinemáticos es manifiesta (comparar las figs. 7.1 y 7.6), si bien subsiste un interrogante en el sector NW de Guaro, del que todavía no se disponen datos suficientes. Igualmente, existe una buena correlación con los datos de geología marina del Mar de Alborán. En efecto, las alineaciones de los surcos neógenos y cuaternarios -y de sus depocentros- en la parte Norte del Mar de Alborán occidental son de dirección aproximada WSW-ENE (SECEG 1990, Comas et al. en prensa) y las cuñas de sedimentos asociadas a fallas de crecimiento ("grow faults") son indicativas de una extensión cuya componente principal es NNW-SSE. También existen en la misma porción del Mar de Alborán diapiros de edad miocena que llegan a afectar al Plioceno; dan alineaciones de dirección NE-SW y ENE-WSW (Comas et al., en prensa). Un corte comparativo de tierra y mar se muestra en la fig. 7.3, en donde es muy notable el espesor de sedimentos recientes acumulados al Sur de la costa de San Pedro de Alcántara.

El adelgazamiento de la cuña continental constituida por el Dominio de Alborán sobre el Cabalgamiento de Gibraltar, que da lugar a la transgresión de los sedimentos discordantes del Mioceno inferior (Formaciones de Alosaina y Las Millanas, cf. epígrafe 3.1.4), coincide con la edad del episodio extensional que lleva aparejado la intrusión de los cuerpos leucograníticos en los Alpujárrides. Por tanto, la segmentación del Manto de Guaro en horres extensionales y la generación de los "gneises con litoclastos" son eventos conectados con la propia aparición del Mar de Alborán (García-Dueñas y Balanyá 1991).

7.2. ESTRUCTURAS POSTERIORES A LAS PRINCIPALES FALLAS EXTENSIONALES

Pliegues de gran radio

Pliegues de radio kilométrico, frecuentemente de plano axial subvertical, constituyen una de las estructuras tardías más sobresalientes al W de Málaga (fig. 7.1). Los más significativos son los antiformes de Sierra de Mijas, Sierra Blanca, Guaro-Montemayor y Jarastepar, y los sinformes de Monda y Fuengirola. El sinforme de Monda se prolonga, desplazado por la Falla de Istán, inmediatamente al Sur del antiforme donde aparece la ventana de Montemayor y su núcleo se sitúa en una zona de extremo adelgazamiento en la que materiales del Complejo de Alosaina descansan sobre peridotitas, ellas mismas de espesor muy reducido.

La dirección de los pliegues mencionados varía entre NE-SW y E-W. Existen, además, otro grupo de pliegues tardíos de dirección aproximada N-S. Estos últimos son pliegues rectos entre suaves y abiertos (antiforme de la ventana del Río Guadaiza) o bien vergentes al Este (Los Canutos) o de doble vergencia, a veces con flancos inversos fuertemente buzantes (antiformes del Ayo. de los Judíos y de la Sierra Espartina; foto 34).

Pliegues de todos los tipos mencionados deforman la Zona de Falla de Atajate, hecho que, junto con la datación de estructuras similares al Este del área estudiada (Weijermaars 1985, García-Dueñas et al. 1986) y en el Mar de Alborán (Comas et al., en prensa), permite atribuirles una edad Mioceno superior. Por otra parte, en la Depresión de Ronda, Serrano (1979) señala la existencia de pliegues suaves a abiertos de dirección aproximada SW-NE que deforman a materiales de edad Tortoniense.

Fallas de salto en dirección

Junto con algunas fallas normales de alto ángulo (cf. epígrafe 7.1.2.4.), son las estructuras más recientes detectadas en la región. Cortan a las zonas de falla de Atajate y Piedras Recias, y a los pliegues de gran radio tardíos. El tipo y

distribución de estructuras menores asociadas a las fallas de salto en dirección están reflejadas en el mapa de estructuras menores (Anexo 3).

En el extremo occidental del Dominio de Alborán se reconoce un sistema conjugado de fallas compuesto por dos juegos de direcciones aproximadas NW-SE y NE-SW que corresponden, respectivamente, a fallas sinistrorsas (Fallas del Puerto, de Espartina y otras; Balanyá y García-Dueñas 1986) y dextrorsas (entre otras, fallas de salto en dirección distribuidas entre el Hacho de Gaucín y Atajate).

El más importante de estos accidentes es la Falla del Puerto cuya componente horizontal del salto, estimada a partir de la separación del techo de la formación de gneises migmatíticos de la Unidad de Jubrique, es de 2.3km. El salto lateral, sumados los efectos de algunas "splay faults" y de la torsión dúctil que acompaña al trazado de la falla en su entorno próximo es, al menos, de 4km. En efecto, la distribución de lineaciones previas a la falla, como lineaciones maláguides (fig. 5.8) y ejes de pliegues vergentes al W en el Penibético (cf. epígrafe 8.1.1), es indicativa de importantes torsiones de eje vertical acordes con el movimiento sinistrorso de este accidente. Al NW de Estepona, la Falla del Puerto cambia de orientación y las estructuras del plano de falla indican una dirección normal-sinistrorsa (estrías hacia N135°E; ver Anexo 3). El salto vertical mínimo estimable en este tramo de la falla en función de la posición del Complejo de Alozaina y la omisión del Maláguide es de 1.5km.

En el sector de Casares y asociadas espacialmente a la Falla del Puerto, existen numerosas fallas de salto en dirección que configuran finalmente una buena parte de los contactos entre unidades o entre formaciones litológicas de una misma unidad (ver Anexo 1: mapa geológico; foto 35); su cronología relativa respecto a los accidentes extensionales es la misma que la señalada para la Falla del Puerto (fig. 7.7). La estructura de este sector reproduce, a gran escala, una morfología de tipo S-C con alargamiento concomitante N-S.

Al Este del meridiano de San Pedro de Alcántara, las fallas de salto en dirección se distribuyen en un sistema distinto con un juego dextro orientado NW-SE y otro sinistrorso de dirección aproximada NNE-SSW. En la región considerada, una de las fallas más importantes es la de Istán que, con unos 3-4km de salto sinistrorso, es responsable del desplazamiento hacia el Sur del sinforme de Monda (fig. 7.1; cf. García-Dueñas y Balanyá 1991). Fallas subverticales de estas direcciones están representadas en todas las Béticas (Sanz de Galdeano 1983) y en algún caso constituyen zonas de falla con desplazamiento lateral muy importante (De Larouzière et al. 1988); en las Béticas centrales algunos sismos recientes parecen estar relacionados con este sistema (Sanz de Galdeano et al., 1982).

La edad de tales fallas es discutida. Algunos autores han propuesto la existencia de distintos episodios de funcionamiento,

algunos de edad Mioceno medio (Sanz de Galdeano, 1990) o incluso Mioceno inferior (De Larouzière et al., 1988). Estas interpretaciones son contradictorias con la cronología relativa de estructuras descrita en el presente trabajo y con resultados obtenidos en el Mar de Alborán más cercano al área estudiada (García-Dueñas y Comas, com. personal). Sugerimos, en definitiva una edad fundamentalmente pliocena para los dos sistemas de fallas descritos, si bien no nos es posible discriminar la edad relativa entre ellos.

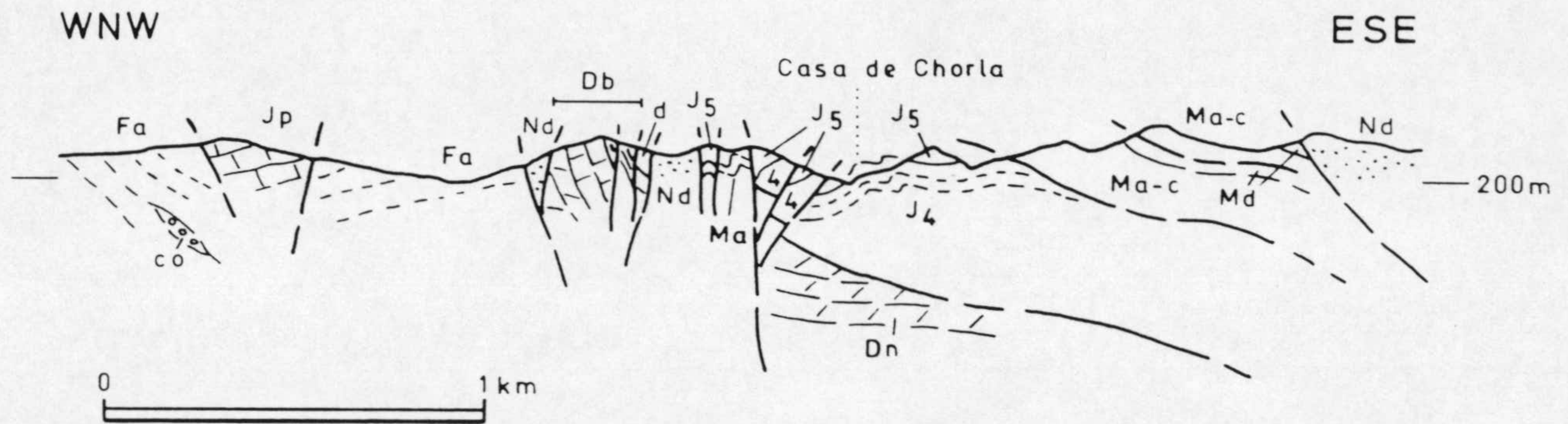


Fig. 7.7.- Relaciones estructurales entre las fallas de salto en dirección y las fallas normales de bajo ángulo (Z.F. de Piedras Recias y despegue de la base de los Maláguides) al Sur de Casares. Situación del corte en la fig. 7.1. Predorsal: Jp, Jurásico; Fa, Neocomiense ("Complejo de Aptychus"; co, calizas oolíticas); Nd, Aquitaniense. Dorsal: Db, sucesiones tipo Peñón de Benadalid (Trías a Jurásico superior: dolomías, calizas, calizas con sílex, calizas margosas de filamentos); Dn, Trías Superior de la Unidad de Las Nieves. Alpujárrides (Unidad de Jubrique): J4, filitas; j5, calizas y dolomías; Maláguides: Ma, Fm. Morales; Mb, Fm. Sancti Petri; Mc, Fm. Almogía; Md, Fm. Saladilla; d, dolomías (Trías).

El sistema localizado en la parte más oriental expresa una situación contractiva N-S semejante a la que indican la mayoría de los pliegues tardíos de gran radio. El sistema al que pertenece la Falla del Puerto, por el contrario, supone un acortamiento groseramente E-W, limitado al entorno occidental del Arco de Gibraltar. Fuera del área estudiada, se reconoce también este sistema en las Unidades del Campo de Gibraltar y en el frente occidental del Dominio de Alborán al Sur del Estrecho (Didon 1973, García-Dueñas et al. 1990).

C A P I T U L O VIII: **ENGROSAMIENTO Y ADELGAZAMIENTO**
CORTICALES EN EL ARCO DE GIBRALTAR

Uno de los rasgos más notables de la estructura del Arco de Gibraltar es la existencia generalizada de superposiciones a gran escala que determinan la posición cabalgante (Cabalgamiento de Gibraltar) del Dominio de Alborán sobre los paleomárgenes Sudibérico y Magrebí. Concomitantemente con el proceso de superposición tiene lugar la obliteración del Surco de los Flyschs. El Dominio de Alborán, constituido en su mayor parte por rocas paleozoicas metamorfizadas y que incluye importantes masas alóctonas de peridotitas subcontinentales, es largamente cabalgante sobre las coberteras mesozoico-cenozoicas de los restantes dominios. La estructura del Dominio de Alborán denota la existencia de sucesivos episodios de engrosamiento y adelgazamiento a escala cortical que constituyen toda una historia orogénica previa al Cabalgamiento de Gibraltar.

Por otra parte y de acuerdo con los fundamentos expresados en distintas partes de la memoria, la reorganización miocena en régimen extensional del conjunto de unidades implicadas en el Arco de Gibraltar es uno de los fenómenos más significativos de su historia deformacional. Dicha reorganización es responsable de la naturaleza extensional de la mayor parte de los límites entre unidades y complejos, lo que en ocasiones dificulta la utilización de algunos criterios dirigidos a determinar la estructura ligada al proceso colisional.

8.1 VERGENCIA DEL CABALGAMIENTO DE GIBRALTAR Y ESTRUCTURAS ASOCIADAS

Distintos indicadores cinemáticos llevan a considerar que el desplazamiento del bloque de techo del CCG se ha realizado con una componente W predominante (Balanyá y García-Dueñas 1988). El frente actual del Dominio de Alborán constituye un lineamiento de dirección aproximadamente N-S que totaliza 175km sumando los afloramientos de ambos lados del Estrecho de Gibraltar. Estructuras ubícuas en todo el frente testimonian acortamientos de dirección groseramente E-W, por lo que el bloque de techo del

CCG, que sólo se desarrolla hacia el Mar de Alborán y regiones periféricas, ha debido desplazarse hacia el Atlántico. Entre estas estructuras cabe destacar:

-Pliegues asimétricos con vergencia de componente W en todas las unidades espacialmente asociadas a la terminación occidental del Dominio de Alborán: Penibético, Complejo de la Dorsal, Maláguides y Alpujárrides.

-Sistemas de cabalgamientos en las unidades del Complejo de Flyschs, que señalan un acortamiento muy importante E-W.

-Pliegues y fallas de vergencia Este restringidas a la parte más occidental del Dominio de Alborán e interpretadas como retroestructuras asociadas al frente del CCG.

En la enumeración de estructuras colisionales agruparemos por un lado las que se desarrollan en las unidades de los Dominios Sudibérico y Magrebí, y por otro, las que se desarrollan en el bloque de techo (Dominio de Alborán) del CCG. En posición intermedia se sitúa el Complejo de Flyschs, Predorsal y Dorsal, cuya organización será descrita separadamente.

8.1.1. ESTRUCTURAS EN EL BLOQUE DE MURO DEL CCG

La deformación en el Penibético (Subbético Interno)

Las unidades penibéticas están estructuradas en un sistema de cabalgamientos (Bourgois 1978), modificado por fallas normales de alto y bajo ángulo que llevan aparejadas importantes omisiones litológicas (i.e. Falla de Cabrejas). Numerosas de estas fallas constituyen en la actualidad el contacto entre distintas unidades, por lo que habían sido interpretadas como cabalgamientos que producían el "rabortage" de estructuras de plegamiento previas (Bourgois 1978).

Internamente cada unidad presenta una estructura de pliegues con vergencia de componente W. Los pliegues son abiertos a cerrados, comúnmente de tendencia angular y de tamaño métrico a hectométrico (fig.8.1). Con frecuencia se reconocen pliegues aislados a un determinado nivel, lo que implica la existencia de superficies de despegue. Una de las superficies de despegue más importantes, bien documentada en el trabajo de Bourgois (1978), es el contacto entre la sucesión carbonática jurásica y las capas margosas cretácicas.

Los pliegues presentan una foliación de plano axial grosera de espaciado centimétrico, que no es penetrativa a escala areal. Aparentemente asociadas a los pliegues, existen numerosas superficies de cizalla que forman ángulos muy bajos o nulos con la estratificación. Frecuentemente presentan fibras de calcita de direcciones comprendidas en su mayor parte entre E-W y WNW (fig. 8.2), y sentido de movimiento dominante de componente W. Si bien

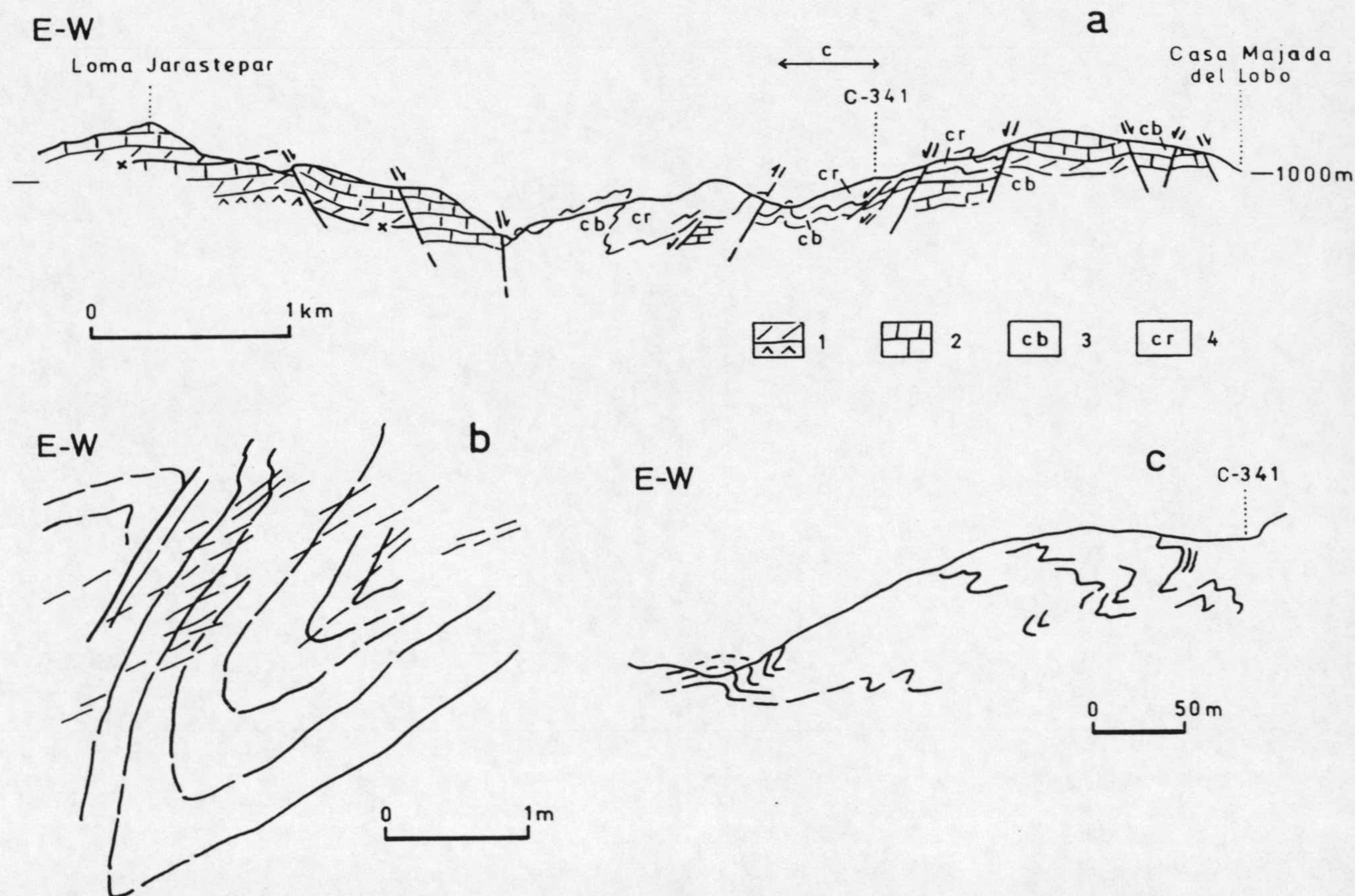


Fig. 8.1.- Pliegues con vergencia de componente W en el Penibético. 8.1a) Corte geológico 500m al Sur del vértice Conio (1270m). 1, Arcillas, yesos y dolomías (Triás-Lias); 2, formaciones calizas (Jurásico indiferenciado); 3, Formación Capas Blancas; 4, Formación Capas Rojas. 8.1b) clivaje grosero de plano axial desarrollado en el flanco inverso de un pliegue menor (Fm. Capas Rojas). 8.1c) detalle del segmento señalado con la letra "c" en el corte de la fig 8.1a.

parte de estas estructuras aparecen como fallas inversas tendidas congruentes con la vergencia de los pliegues, algunas de ellas deben de estar ligadas al deslizamiento diferencial de capas durante el plegamiento, dado que en algunos casos los sentidos de movimiento varían de un flanco a otro del mismo pliegue. En la Zona de Falla de Atajate las estructuras de tipo S-C desarrolladas sobre materiales cretácicos del Penibético, a veces albergan en su interior superficies previas constituídas por haces de fibras de calcita de orientación próxima a E-W; de acuerdo con lo expuesto más arriba, interpretamos que esta fábrica no guarda relación con el fallamiento extensional.

Las direcciones axiales de los pliegues, cuya moda es N35-45°E, sufren variaciones en torno a la terminación occidental del Dominio de Alborán. La desviación más notable ocurre en el bloque Sur de la Falla del Puerto (Sierra Espartina, fig. 8.2), probablemente en relación con el movimiento sinistrorso de este accidente y de otros adyacentes de igual régimen.

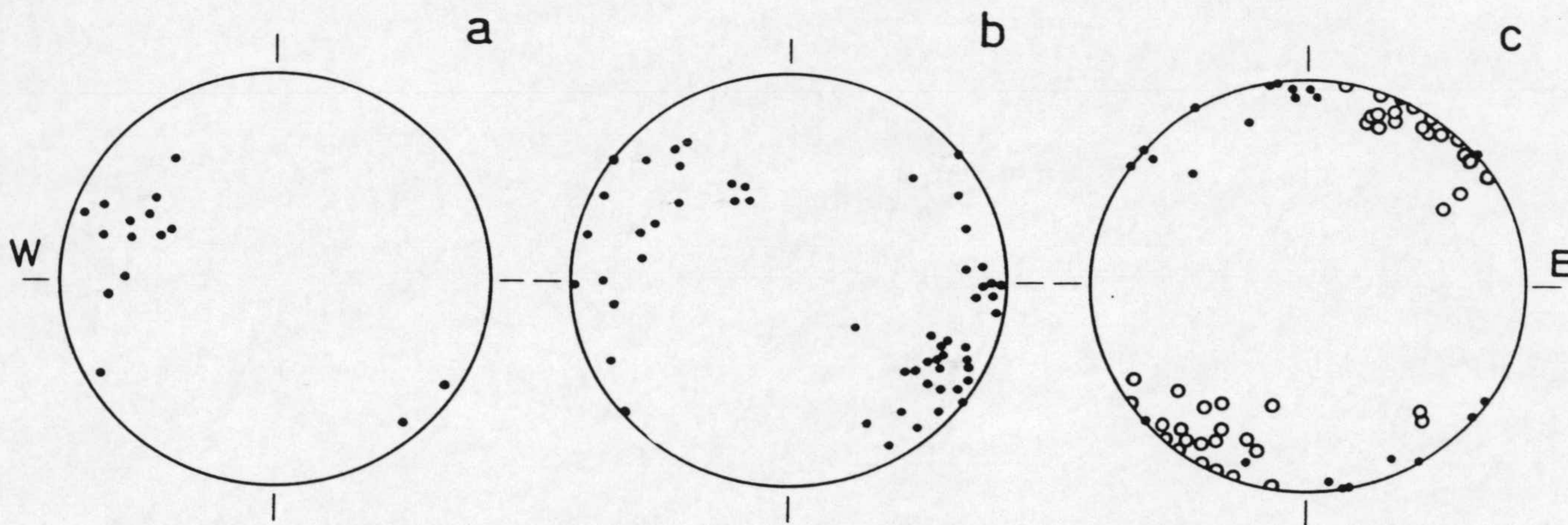


Fig. 8.2.- Estructuras menores con vergencia de componente W en el Penibético. 8.2a) fibras de calcita dispuestas sobre fallas subparalelas a la estratificación en la zona próxima a Encinas Borrachas (≈5km al NNE de Atajate). 8.2b) Id. en la zona del Puerto del Viento-Mirador del Guarda Forestal (10-15km al ENE de Ronda). 8.2c) Variación de la orientación de los pliegues asimétricos con vergencia de componente W al Norte (círculos vacíos) y al Sur de Gaucín (Sierra Espartina y Los Canutos, círculos llenos).

La deformación en las unidades del Tamsamane (Rif oriental)

Las unidades mesorifeñas del Tamsamane forman en el Rif oriental la parte superior del Dominio Magrebí, inmediatamente por debajo del Dominio de Alborán. A diferencia de las estructuras descritas en el Penibético, se localiza una deformación sinquistosa asociada a un metamorfismo de grado muy bajo a bajo (Andrieux 1973, Frizon de Lamotte 1985).

Esta deformación incluye zonas de cizalla dúctil-frágiles con lineaciones de estiramiento orientadas según un máximo N70-80°E y con sentido de movimiento del bloque de techo hacia el W (Frizon de Lamotte 1985). Según Frizon de Lamotte (op. cit.), esta deformación tendría lugar entre 25 y 8m.a. y se generaría en relación con el emplazamiento del Dominio de Alborán cuya base registra estructuras comparables (zonas de cizalla con sentido de transporte asociado hacia N260°E; fig 8.3.).

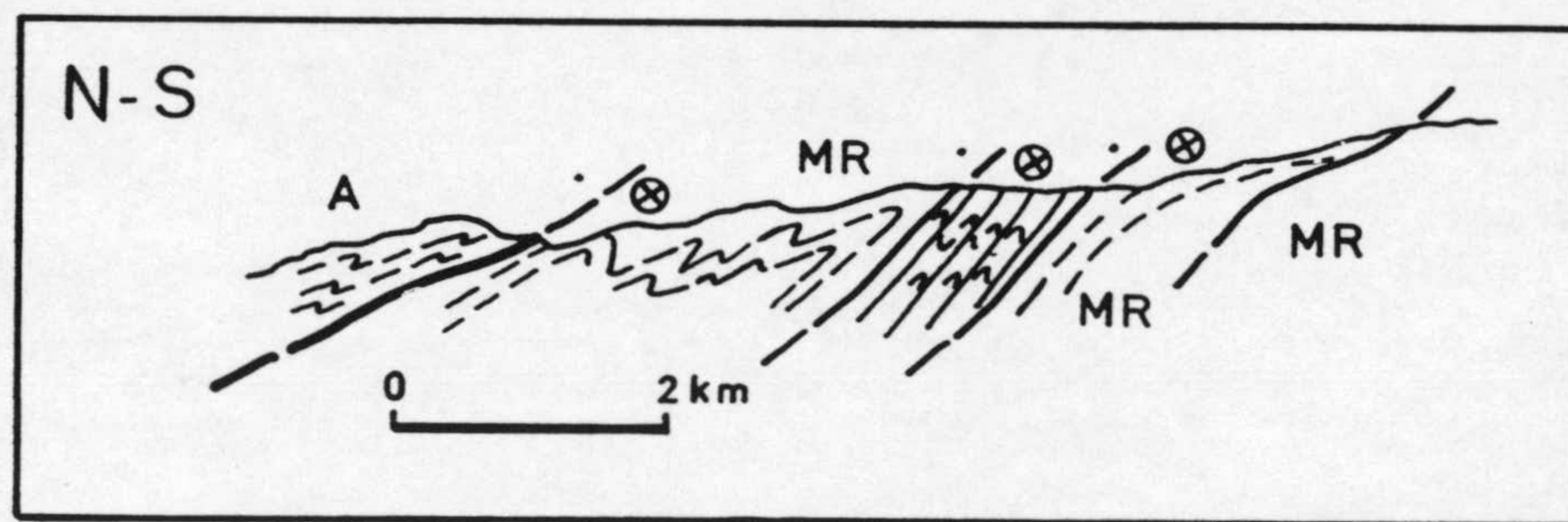


Fig 8.3.- Zonas de cizalla (líneas gruesas continuas) en la región de Ras Afraou (Rif Oriental). MR, Unidades Mesorifeñas; A, Alpujarrides. Según Frizon de Lamotte (1985).

Pese a que la cinemática de las zonas de cizalla es congruente con el movimiento general deducido para el Dominio de Alborán, la consideración de que el cortejo de estructuras del Tamsamane guardan una relación directa con el CCG debe ser tomada con precaución. En efecto, la historia deformacional observada en la parte Norte del Arco sugiere que el contacto Dom. de Alborán-Mesorif debe estar igualmente modificado por la tectónica extensional. Es particularmente llamativa en este sentido la ausencia de unidades intrarifeñas y del Complejo de Flyschs en el contacto.

8.1.2. ESTRUCTURAS EN LOS COMPLEJOS DE POSICION INTERMEDIA

El Complejo de la Dorsal

En estas unidades se reconocen tres tipos de estructuras colisionales principales: pliegues recumbentes vergentes al WNW, abanicos imbricados y retropliegues vergentes al Este que deforman a las imbricaciones (cf. epígrafes 6.2.1 a 6.3.1).

Las imbricaciones son la estructura más característica de toda la orla de unidades de la Dorsal a la escala del Arco de Gibraltar. Constituyen, aunque de manera fragmentaria por causa de la tectónica extensional, un frente N-S de aproximadamente 175km especialmente bien conservado al Sur del Estrecho de Gibraltar.

Igualmente, los pliegues retrovergentes que pliegan a las Imbricaciones de Benadalid (ver epígrafe 6.3.1) se reconocen con características semejantes a lo largo del frente occidental del Rif, especialmente al Norte de Tetuan (Kornprobst 1966, Leikine 1966, Raoult 1966). Dichos pliegues son interpretables, junto con otros de características semejantes localizados en las unidades málaguides adyacentes al Complejo de la Dorsal (epígrafes 5.3.1 y 5.4; ver este mismo epígrafe, más adelante), como retroestructuras asociadas al CCG. Los pliegues vergentes al Este y, en general, la organización de las imbricaciones de la Dorsal, aparecen cortados en su base por una o varias superficies que serían la continuación hacia el Sur de la Zona de Falla de Atajate (fig. 8.4; ver también figura 7.5).

Los pliegues recumbentes vergentes al WNW, a diferencia de las otras estructuras mencionadas, se desarrollan en condiciones de carga netamente más altas (recristalización de las rocas y desarrollo de foliación de plano axial en la Unidad de las Nieves y afines; epígrafe 6.2.1). Por otra parte, el efecto previsible de la inversión tectónica del Cabalgamiento de Gibraltar (epígrafe 7.1.2.3) lleva a considerar que el frente montañoso ocupaba una posición mucho más adelantada que la actual respecto a esta parte del Complejo de la Dorsal. Con estas premisas se puede valorar el soterramiento sufrido por la Unidad de las Nieves en unos 10-15km; este sería el espesor de la columna de

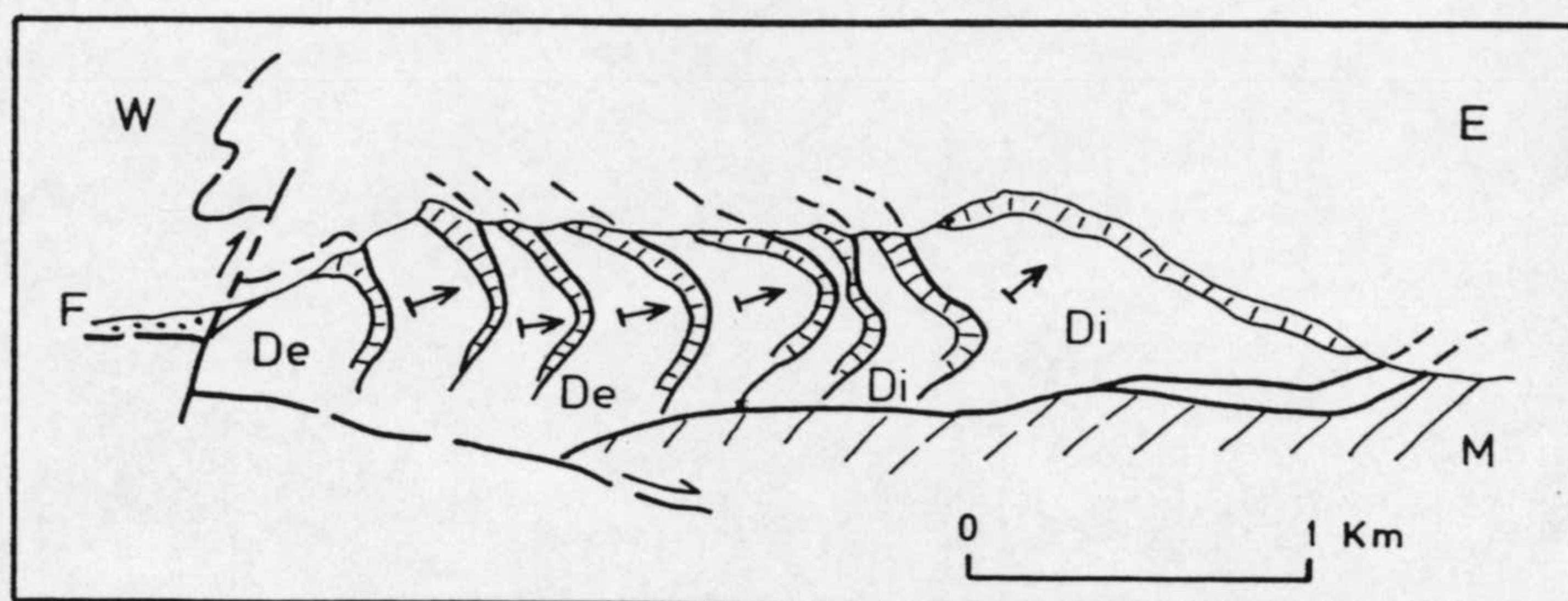


Fig. 8.4.- Corte de las imbricaciones de la Dorsal al Norte de Tetuán (reintrepretado de Raoult 1966). Ver explicación en el texto. F, Unidades del Complejo de Flyschs; Di, Imbricaciones de la Dorsal Interna; De, Imbricaciones de la Dorsal Externa; M, Maláguides; las flechas indican el techo de las sucesiones estratigráficas.

materiales alpujárrides y maláguides una vez descontado el efecto de fallas normales posteriores, lo que permite sugerir una situación de "underplating" para este conjunto de unidades. La situación actual de la Un. de Las Nieves y afines, y de las Imbricaciones de Benadalid en la estructura de la rama Norte del Arco queda recogida en el corte de la fig. 8.5.

Por su parte la estructura del Complejo de la Dorsal en Sierra Harana (epígrafe 6.7), constituida esencialmente por un conjunto de escamas imbricadas que dibujan un pliegue recumbente, es equiparable a la de las Imbricaciones de Benadalid. Esta estructura ha sido considerada como una rampa lateral del Cabalgamiento de Gibraltar (Balanyá y García-Dueñas 1988). Sin embargo, reconstrucciones aproximadas del juego de algunas fallas principales de salto en dirección recientes (algunas de ellas recogidas en la fig. 1.1) y de pliegues de gran radio (Sierra Nevada, Sierra del Tocón), permiten estimar que la posición de las imbricaciones de Sierra Harana respecto a las de Benadalid fue NE-SW o más nordestada. Igual dirección puede estimarse que tuvo el retropliegue de Sierra Harana (fig. 6.9) una vez descontadas las fallas de salto en dirección recientes que existen en la región (cf. García-Dueñas y Navarro-Vila 1980; fig. 5.10). Dado que en la rama Norte del Arco la dirección media de movimiento de las unidades estructuradas en relación con el CCG es hacia el WNW, se sugiere que las imbricaciones de Sierra Harana constituyeron estructuras frontales durante el Mioceno inferior.

Los Complejos de la Predorsal y de Flyschs

Se han reconocido escasas estructuras (i.e. pliegues con vergencia de componente W; epígrafe 6.4) relacionables con el emplazamiento del Dominio de Alborán sobre el Complejo de la Predorsal. Sin embargo, las continuas recurrencias estratigráficas que caracterizan el Complejo dentro de la Zona de

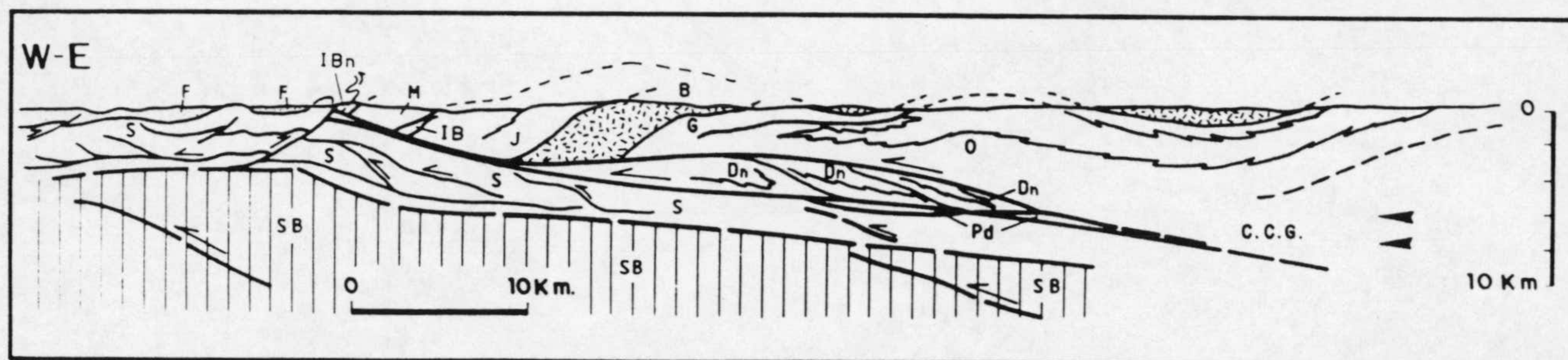


Fig. 8.5.- Corte general simplificado, 6km al Norte de Gaucín, de la terminación occidental del Dominio de Alborán (según Balanyá y García-Dueñas, algo modificado). Nótese la doble posición de las Unidades del Complejo de la Dorsal: por debajo de Alpujárrides y Maláguides, o bien retrocabalgadas en el frente. El cierre del sinclinal recumbente de la Unidad de Ojén es sólo ilustrativo (el corte discurre subparalelo a la dirección axial).

Leyenda: SB, basamento del Dominio Sudibérico; S, cobertera del Dominio Sudibérico; F, Complejo de Flyschs; Pd, Complejo de la Predorsal; Dn, Unidad de Las Nieves y afines; IBn, Imbricaciones de Benadalid; M, Maláguides. Alpujárrides: O, Unidad de Ojén; G, Unidad de Guadaiza; B, Unidad de Bermeja; J, Unidad de Jubrique; IB, Imbricaciones de Benarrabá. Las flechas indican el sentido de transporte de las estructuras asociadas al CCG (Cabalgamiento de Gibraltar), anteriores a su inversión tectónica.

Falla de Atajate, soportan la existencia de imbricaciones a gran escala relacionadas con el CCG.

La estructura del Complejo de Flysch es un problema debatido en el que algunas cuestiones fundamentales (por ejemplo la propia individualización de unidades o el ordenamiento de las mismas en determinada vertical) son motivo de controversia. Con todo, el rasgo estructural más marcado corresponde a una tectónica de mantos de despegue ("thin skinned") edificados según trayectorias groseramente E-W (las síntesis más recientes se pueden encontrar en Esteras et al. 1988, García-Dueñas et al. 1990 y Mapa geológico de Algeciras a E:1:200.000).

De acuerdo con los trabajos de síntesis mencionados y otros areales (Hernaiz et al. en prensa, entre otros) el acortamiento debido sólomente a la estructura interna de las unidades numídicas es de varias decenas de km. Por otra parte, el solapamiento visible en la región de Ronda del Complejo de la Predorsal sobre el flysch numídico es de unos 40km en dirección E-W.

8.1.3. ESTRUCTURAS EN EL BLOQUE DE TECHO DEL CCG

Alpujárrides y Maláguides presentan, de manera ubicua al NW de Sierra Bermeja, pliegues N-S vergentes al W. Los pliegues alpujárrides (Pcw) desarrollan una crenulación sobre la foliación Sp y, en algunas litologías, una foliación de crenulación (Scw; epígrafe 4.3.1.2). Las estructuras extensionales de tipo S-C desarrolladas junto al contacto Maláguides-Alpujárrides deforman a la foliación de crenulación Scw de los Alpujárrides, por lo que los pliegues Pcw a los que está asociada son anteriores al

despegue extensional situado entre ambos conjuntos. Los pliegues vergentes al W son una de las estructuras más tardías desarrolladas en los Alpujárrides; habida cuenta además de que la Formación Las Millanas, discordante sobre Maláguides y Alpujárrides, no está deformada por estructuras correlacionables, se concluye una probable edad Aquitaniense o más antigua para la crenulación N-S.

Los pliegues vergentes al W de Alpujárrides y Maláguides, especialmente desarrollados en la parte más occidental del Dominio de Alborán, parecen ser el efecto de una cizalla simple a la escala del bloque de techo del CCG. Estructuras comparables se han descrito en otras cadenas alpinas y hercínicas (Ramsay et al. 1983, Alonso 1987), localizadas en el bloque de techo de rampas frontales. Probablemente los pliegues vergentes al W en Maláguides y Alpujárrides estuvieron ubicados en una rampa mayor de techo, ahora modificada -o acentuada- por las fallas lístricas que producen la inversión tectónica del Cabalgamiento de Gibraltar.

En los Maláguides existen, además, estructuras vergentes al Este parecidas a las mencionadas en el Complejo de la Dorsal e igualmente interpretables en términos de estructuras retrovergentes. Están constituidas por pliegues y fallas que afectan a materiales del Oligoceno terminal (Formación Horca del Cp. de la Dorsal) y al contacto de superposición de los Maláguides sobre las Imbricaciones de Benadalid (epígrafe 5.3.2.; ver fig. 6.4).

También pueden considerarse pliegues retrovergentes como los considerados aquí, los pliegues vergentes al Este que deforman el contacto entre unidades maláguides del Rif (cf. Griffon 1966, cortes generales 2,3 y 4; Chalouan 1986, fig.2).

8.2. EVOLUCION TECTONICA DEL CCG

El Dominio de Alborán como pila polifásica de mantos alpinos, se estructuró en lo esencial con anterioridad al Cabalgamiento de Gibraltar. En efecto, las fábricas penetrativas sinmetamórficas y otras sobreimpuestas, que supusieron una atenuación importante del edificio de mantos (Sp, Sm, Lm y Ln en los Alpujárrides; capítulo IV) están deformadas por estructuras relacionadas con el CCG (pliegues de vergencia W de crenulación y otras). Por otro lado, el episodio extensional de intrusión de leucogranitos en los Mantos Alpujárrides (Muñoz 1991) es de edad Mioceno inferior (Priem et al. 1979, Zeck et al. 1989) y también posdata dichas fábricas.

Habida cuenta de la superposición de estructuras, y de la edad y significación de las formaciones litológicas implicadas, el inicio de la progresión hacia el W del Dominio de Alborán hubo de acaecer a principios del Neógeno y vendría señalado por la estructuración del abanico imbricado frontal de las unidades de

la Dorsal (Balanyá y García-Dueñas 1988; epígrafes 6.3, 6.6 y 8.1.2.).

El contenido de la Formación Horca en clastos procedentes de la secuencia paleozoica maláguide sugiere que los Maláguides eran en este momento cabalgantes sobre una parte del Complejo de la Dorsal, probablemente sobre las unidades con secuencias tipo Peñón de Benadalid (epígrafe 3.1.3.2.2) en general desprovistas de esta formación turbidítica y que ocuparían la parte más interna del ámbito de sedimentación del complejo una vez restituida la estructura. Algunas unidades de la Dorsal (Nieves y otras) se imbricaron por detrás del frente y por debajo del bloque de techo, estructurándose en pliegues recumbentes acompañados de deformación interna (epígrafes 6.2.1 y 8.1.2.).

Aunque la secuencia de estructuras asociada al CCG haya tenido lugar de manera continua, a partir de la imbricación de las unidades de la Dorsal se pueden señalar varios hitos evolutivos en la organización colisional que llevan finalmente a la invasión del ámbito del Surco de los Flyschs por la cuña cortical de Alborán. Entre los más notables, la organización de un prisma de acreción con unidades de los Complejos de la Predorsal y de Flyschs, y la generación de estructuras retrovergentes en el frente del CCG (cf. Balanyá y García-Dueñas 1988).

La construcción del prisma acrecional debió iniciarse hacia el Aquitaniense, momento en que las unidades de la Predorsal y del Complejo de Flyschs registran depósitos de tipo numídico (Olivier 1984), y continuar hasta el depósito de los materiales más recientes implicados (Burdigaliense inferior para las unidades de la Predorsal y Burdigaliense medio para las unidades del Complejo de Flyschs, según Olivier 1984). En primera aproximación se puede hablar por tanto de cabalgamientos en una secuencia "piggy-back" en los cuales quedarían involucrados, progresivamente, los dominios de sedimentación de los Complejos de la Dorsal, Predorsal y de Flyschs.

La aparición de estructuras retrovergentes en la parte frontal del Cabalgamiento de Gibraltar comporta el retroplegamiento del abanico imbricado de la Dorsal y el retrocabalgamiento del pliegue resultante sobre los Maláguides. Las retroestructuras vergentes al Este (pliegues y fallas post-oligocenas, cf. 5.3.2.) que se detectan en los afloramientos maláguides más próximos a las unidades imbricadas de la Dorsal probablemente resultan de la propagación del mismo proceso.

La edad del conjunto de las estructuras retrovergentes en la Dorsal y en los Maláguides es difícil de determinar en detalle. Ben Yaïch et al. (1986) citan fauna del Aquitaniense-Burdigaliense inferior en materiales implicados en el contacto retrocabalgante entre Dorsal y Maláguides al SW de Ceuta; es el único punto a lo largo de dicho contacto en que se conoce la presencia de materiales más modernos que el Oligoceno terminal (-Aquitaniense?).

De los pliegues y cabalgamientos retrovergentes en las unidades de la Predorsal y de los Flyschs existen numerosas evidencias, aunque dicha organización está significativamente modificada por deformaciones recientes (i.e. 6.5). Por su parte, la sedimentación del Complejo de Aozaina de edad Burdigaliense superior, sobre las formaciones discordantes de Aozaina y Las Millanas (cf. 6.6), testimonia el desmantelamiento gravitacional de una parte de las unidades retrocabalgantes del CCG; estas unidades incluirían además de las de la Dorsal otras de los Complejos de la Predorsal y de los Flyschs de acuerdo con las características de los klippen sedimentarios que engloba el Complejo de Aozaina (epígrafes 2.3.2.1 y 3.1.4.1).

Se concluye, por tanto, que la sedimentación del Complejo de Aozaina data el bloqueo del CCG por cuanto los cabalgamientos rectores de la sutura (cabalgamiento del Dominio de Alborán con Dorsal incluida sobre el Cp. de la Predorsal y cabalgamiento de éste sobre el Cp. de los Flyschs), quedan involucrados en las estructuras retrovergentes. La aparición del frente retrocabalgante de la Dorsal coincide parcialmente en el tiempo con la estructuración del prisma de acreción constituido por unidades de los Complejos de la Predorsal y de Flyschs.

8.2.1. PROPAGACION DEL MOVIMIENTO EN EL BLOQUE DE MURO DEL CCG

El comienzo de la estructuración de la cobertera del Dominio Sudibérico en relación con el cabalgamiento del Dominio de Alborán se sitúa en el Aquitaniense, momento en que se registra una importante reestructuración de la cuenca paleógena y grandes vertidas olistostrómicas (Comas 1978; Comas et al. 1988). En el Subbético, los primeros sedimentos nutridos a expensas de unidades del Dominio de Alborán son de edad Burdigaliense superior (Comas 1978).

Al Mioceno inferior deben corresponder también los pliegues con vergencia de componente W del Penibético y lo esencial de su organización en mantos, actualmente muy modificada (epígrafe 8.1.1.). Los materiales más recientes que se conocen en las unidades penibéticas (incluyendo unidades como la del Peñón Grande de Bourgois 1978) son de edad Aquitaniense superior-Burdigaliense inferior (Martín-Algarra 1987; Martín-Algarra y Martínez-Gallego 1984; Dubois y Magné 1972; Molina 1979), pero no se tiene constancia de que los pliegues vergentes al W, que sistemáticamente deforman a los materiales margosos del Oligoceno, involucren al llamado "flysch penibético" Aquitano-Burdigaliense. Con este fundamento Bourgois (1978) propuso una edad finioligocena para estas estructuras.

Es de interés destacar que en la cobertera del Dominio Sudibérico de las Béticas centrales y orientales se han constatado frecuentes rotaciones dexas relacionadas con fallas de salto en dirección recientes (Osete et al. 1988, Platzman

1990, Villalain et al. 1991). Una vez efectuada la restitución de tales deformaciones se comprueba que, probablemente, lo más significativo de la estructuración de la cobertera del Dominio Sudibérico ha tenido lugar según direcciones de acortamiento análogas a las del Penibético (aproximadamente NW-SE, Comas et al 1988).

El acortamiento en las unidades situadas a muro del Dominio de Alborán prosigue en el tiempo más allá del momento en que el CCG quedó bloqueado. Así, durante el Mioceno medio se estructura una parte importante (relativamente externa) de la cobertera del Dominio Sudibérico (Foucault 1971, Azema 1977, Garrido et al. 1983, Martín-Algarra et al. 1988) y en los inicios del Mioceno superior todavía se registran vertidas olistostrómicas de materiales subbéticos en la Depresión del Guadalquivir (Garrido et al. 1983, Portero y Alvaro 1984). Por su parte, el emplazamiento definitivo en el Golfo de Cádiz de un frente olistostrómico data del Mioceno medio (Lajat et al. 1975); en esta región el basamento alcanza los 10km de profundidad (Emery y Uchupi 1984) y está constituido por una corteza continental progresivamente adelgazada hacia el W hasta la transición con la corteza oceánica atlántica.

El basamento hercínico del Dominio Sudibérico no aflora en ningún punto de las Béticas. Es muy probable que el contacto estratigráfico zócalo-cobertera con un fuerte contraste reológico constituya un despegue principal a lo largo del cual, una vez bloqueado el frente del CCG, se haya propagado el movimiento hacia el W del Dominio de Alborán (Balanyá y García-Dueñas 1987).

8.2.2 MODIFICACION DE LA ESTRUCTURA LIGADA AL CCG

Tras el bloqueo del CCG y mientras se propagaba la deformación en los sistemas de cabalgamientos del bloque de muro, un conjunto de procesos extensionales modifican la morfología del frente de cabalgamiento y conducen a la variación del espesor de la corteza previsiblemente alcanzado al final del Mioceno inferior. Este probablemente correspondía al de una corteza continental normal (cf. García-Dueñas et al., en prensa), si se tienen en cuenta la situación de transgresión generalizada sobre el Dominio de Alborán de la Formación Las Millanas y la drástica atenuación de la pila de mantos que precedió o tuvo lugar contemporáneamente a dicho depósito (ver 4.6.1 y 7.1.2.1).

La tectónica extensional desarrollada a partir del Mioceno inferior (epígrafes 7.1.2.2 a 7.1.2.4) produce un estiramiento NNW-SSE de la corteza y un adelgazamiento adicional muy notable del bloque de techo del CCG en el segmento del Arco estudiado aquí (i.e. denudación extensional de parte de la pila Alpujarride). Es durante el Mioceno medio que tuvo lugar la inversión tectónica del propio Cabalgamiento de Gibraltar.

Pliegues de gran radio y fallas de salto en dirección, ambas

estructuras localizadas en el Mioceno superior-Plioceno (epígrafe 7.2), son las únicas estructuras contractivas detectadas en el frente actual del Dominio de Alborán posteriores al bloqueo del CCG. De ellas, el sistema de fallas de salto en dirección que ocasiona la dislocación del frente occidental del Dominio de Alborán (Falla del Puerto y otras, ver 7.2) y los pliegues N-S de vergencia Este que pliegan a la Zona de Falla de Atajate (Pliegues de Espartina y del Ayo. de los Judíos; epígrafe 7.2 y foto 34) testimonian la permanencia de contracciones E-W residuales hasta tiempos recientes.

8.3. NATURALEZA DEL ARCO DE GIBRALTAR. DISCUSION E IMPLICACIONES

El Arco de Gibraltar es el resultado de un proceso colisional que lleva a la superposición de un dominio de corteza continental (Dominio de Alborán) sobre dos márgenes continentales previamente yuxtapuestos (Dominios Sudibérico y Magrebí; ver epígrafe 1.1). En la colisión se produce la obliteración de un dominio de litosfera atenuada (Surco de los Flyschs) ubicado entre el Dominio de Alborán y ambos márgenes.

La organización del Arco fue controlada por un conjunto de cabalgamientos mayores de vergencia W. El Cabalgamiento de Gibraltar (CCG) agrupa varios de ellos; tiene carácter de sutura y participa en la obliteración del Surco de los Flyschs. Otros cabalgamientos de posición más baja testimonian la propagación de la deformación hacia el antepaís. Las estructuras colisionales son de edad Mioceno inferior y medio, habiendo quedado bloqueado el Cabalgamiento de Gibraltar en el Burdigaliense superior.

Durante la colisión, el Dominio de Alborán -salvo las unidades del Complejo de la Dorsal- se comporta como un bloque prácticamente pasivo respecto a las estructuras contraccionales, si bien es energicamente adelgazado. En efecto, contemporáneamente a la generación de cabalgamientos por delante del frente del Arco, tiene lugar la aparición de la Cuenca de Alborán, llegando en el Mioceno medio a la inversión tectónica del CCG. A partir del Tortoniense superior, episodios contraccionales (pliegues y fallas de salto en dirección) y extensionales (fallas de alto y bajo ángulo) completan finalmente la fisonomía del Arco y de la Cuenca de Alborán.

El Dominio de Alborán, bloque de techo del CCG, se estructuró con anterioridad a su desplazamiento hacia el W a lo largo de repetidos cambios de régimen a gran escala de edad alpina: a) cabalgamientos a escala cortical y generación de metamorfismo AP-BT en los Alpujárrides plausiblemente conectado con el emplazamiento sobre éstos de los Maláguides y de imbricaciones internas; b) atenuación, durante la generación de la esquistosidad sinmetamórfica Sp (condiciones de intermedias a bajas presiones) en los Alpujárrides, de la pila de unidades generada en el episodio de AP/BT; c) posterior generación de pliegues recumbentes evidenciados por la frecuente inversión de

la zonación metamórfica.

Se debe retener, en suma, que el Dominio de Alborán ha tenido una historia orogénica alpina antes de su participación en la colisión neógena que da lugar al Arco de Gibraltar y que, durante los tres hitos referidos, los complejos constituyentes del Dominio de Alborán quedaban situados respecto a Iberia y Africa en posiciones mucho más orientales que las que actualmente ocupan.

En la rama Norte del Arco de Gibraltar (transversales de Gaucín o de Atajate, el solapamiento mínimo ESE-WNW del Cp. de la Predorsal sobre el de los Flyschs es de 35-40Km. Del mismo orden es el del Cp. de la Dorsal sobre el Cp. de la Predorsal y del conjunto de los Mantos de Alborán sobre la Dorsal. En este último caso la cifra estimada podría ser mayor si se considera que los klippes de la Unidad de Montecorto (con litologías permotriásicas de tipo Maláguide) de Bourgois (1978) constituyen klippes del frente del Dominio de Alborán.

A estos desplazamientos habría que sumar el acortamiento debido a las Imbricaciones de Benadalid y a la estructura interna de la Unidad de las Nieves, con lo que puede retenerse un desplazamiento total en relación con el CCG mayor de 110km. En esa estimación no se ha tenido en cuenta el acortamiento debido a las imbricaciones del Cp. de la Predorsal, cuya estructura está enteramente modificada por fallas normales. No es aventurado, sin embargo, sugerir en función de la persistencia de varios elementos que comportan repeticiones estratigráficas sistemáticas a lo largo de la Zona de Falla de Atajate, un mínimo del orden de 150km para el desplazamiento total del bloque de techo del CCG respecto al Complejo de Flyschs.

Por su parte, el despegue y expulsión de la cobertera del Surco de los Flyschs hasta invadir los márgenes vecinos ha debido suponer una traslación adicional mínima del orden de la centena de km de acuerdo con la anchura estimada para el surco a partir de reconstrucciones de placas (Dercourt et al., 1984). En definitiva, el desplazamiento relativo hacia el W del Dominio de Alborán respecto a la cobertera del Dominio sudibérico durante el Mioceno inferior ha sido al menos de 250km, por lo que la progresión del frente montañoso para este intervalo en el Arco ha sido de 3cm/año o algo mayor, es decir del orden de las velocidades estimadas en los límites convergentes de placas (Le Pichon 1968).

Características de los límites del Dominio de Alborán

Las estructuras superpuestas que configuran los límites actuales del Dominio de Alborán evidencian el carácter cabalgante de este dominio sobre los restantes implicados en el Arco. En efecto, una zona de falla extensional de bajo ángulo separa el dominio de Alborán de las coberteras situadas a muro; el solapamiento actualmente visible sobre dichas coberteras es por

lo tanto inferior al alcanzado por el CCG. Puede estimarse que el desplazamiento mínimo a lo largo del CCG (Dominio de Alborán respecto al Complejo de Flyschs) fue de 150km, admitiendo que para la rama norte del Arco la dirección media de acortamiento fue WNW-ESE.

Distintos autores (Durand-Delga 1980, Van de Fliert et al. 1980, Leblanc y Olivier 1984, Leblanc 1990) han hecho intervenir accidentes transcurrentes mayores para explicar el desplazamiento hacia el W del Dominio de Alborán y las propias relaciones estructurales entre el Dominio de Alborán y las coberteras periféricas. Los resultados obtenidos en el presente trabajo divergen de estas ideas por cuanto las fallas de salto en dirección resultan ser tardías incluso respecto a los despegues extensionales. Por otra parte, segmentos muy importantes del contacto-límite del Dominio de Alborán forman ángulos bajos a muy bajos respecto a las superficies de referencia en el bloque de muro. Análogas características estructurales presenta el contacto-límite del Dominio de Alborán al Norte de Sierra Nevada, donde se reconocen por debajo de Maláguides y Alpujárrides ventanas tectónicas del Complejo de la Dorsal en posición retrasada (8km) del frente actual del Dominio de Alborán (fig. 6.8). Los contactos que limitan las ventanas y el propio frente son fallas normales de bajo ángulo (García-Dueñas et al., en prensa); adicionalmente, el dispositivo extensional está afectado por pliegues abiertos y fallas de salto en dirección (epígrafe 6.7).

Otras objeciones basadas en la geometría de las fallas de bajo ángulo que actualmente constituyen la mayor parte del límite del Dominio de Alborán -y otros contactos mayores dentro de partes más externas del Arco- contradicen el modelo de indentación y estampación de Taponnier (1977) que prevé que los movimientos se canalizarían a favor de fallas subverticales (cf. discusión de Platt et al. 1989 para su aplicación a los Alpes).

Sobre la noción de Microplaca o Bloque de Alborán

De acuerdo con la evolución estructural preconizada en esta memoria para el Dominio de Alborán, éste constituye una zona de movilidad particular en la que se han sucedido repetidamente cambios de régimen y, concomitantemente, de espesor cortical.

La idea de que el Dominio de Alborán constituye un conjunto esencialmente rígido que sufre deformación limitada a los bordes durante su traslación hacia el W (Andrieux et al. 1971 y 1973, Leblanc y Olivier 1984) no explica la ubicación en espacio y tiempo de la Cuenca de Alborán ni da cuenta de la tectónica extensional de edad Mioceno inferior y medio que afecta a la totalidad del Dominio (epígrafes 7.1.3; García-Dueñas et al. 1986, 1988, en prensa; Galindo et al. 1988).

Por otra parte, la evolución propuesta tampoco es congruente

con los modelos en los que la organización interna del Dominio de Alborán está directamente ligada a la deriva hacia el W del mismo (Martín-Algarra 1987, Frizon de Lamotte et al. 1989), ya que la cinemática y la temporización no coinciden con las del CCG. Resulta además difícilmente explicable que la deformación más significativa ligada al proceso colisional del Arco se localice dentro del bloque de techo de la sutura.

Dispersión de los vectores cinemáticos en el Arco de Gibraltar. Valoración de las torsiones de eje vertical

En el Arco de Gibraltar, y de Norte a Sur, se constata una variación progresiva de las direcciones de acortamiento: NW-SE a WNW-ESE en la parte Norte (cf. estructuras en el Penibético, Unidad de las Nieves y afines), aproximadamente E-W en la parte central (pliegues de crenulación vergentes al W en los Alpujárrides, retrocabalgamientos y retroplegamientos en unidades de la Dorsal y Maláguides tanto en las Béticas como en el Rif; la mayor parte de la estructura del Complejo de Flyschs), y WSW-ENE en el extremo SW del Arco (pliegues y frentes de cabalgamientos NNW-SSE en la cobertera del Dominio Magrebí y en el Complejo de Flyschs, cf. Morley 1986, 1987 y Leblanc 1990; fig. 8.6).

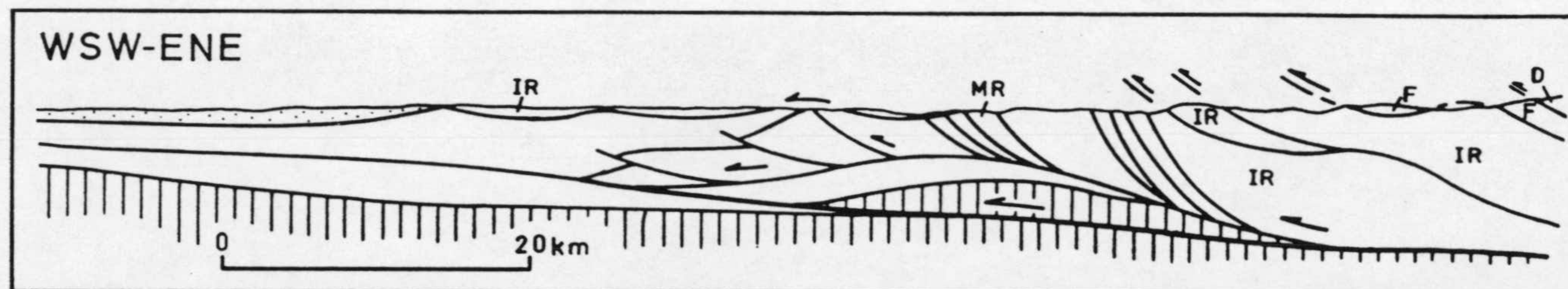


Fig 8.6.- Estructura de la cobertera del Dominio Magrebí según Morley (1987). La dirección de transporte coincide con la del corte. Rayado vertical, basamento del Dominio Magrebí; IR, Unidades Intrarifeñas; MR, Unidades Mesorifeñas; F, Complejo de Flyschs; D, Complejo de la Dorsal.

El patrón divergente de los indicadores cinemáticos puede comportar, entre otras, las siguientes implicaciones: a) que existe rotación de estructuras previamente formadas durante estadios tardíos de la deformación; b) que el bloque de techo se extiende y pierde espesor a medida que progresa el cabalgamiento (cf. Goguel 1963); c) que se produce el engrosamiento del bloque de muro.

La distribución de lineaciones previas al CCG (LM1 y ejes de PM2 maláguides) en el Dominio de Alborán muestra que no existen rotaciones de eje vertical que afecten al conjunto y tengan una pauta sistemática a lo largo del Arco (fig. 8.7; cf. Balanyá y García-Dueñas 1987). Igualmente se puede sostener que el efecto de estructuras posteriores al Mioceno inferior no ha llevado a ninguna torsión generalizada en los Mantos de Alborán, ya que en los Alpujárrides la dirección de los ejes de pliegues de

crenulación Pcw y la lineación Ln (epígrafes 4.3.1.2 y 4.5.3) es similar al Norte y al Sur del Estrecho (Ouazzani 1986; García-Dueñas y Balanyá, datos inéditos).

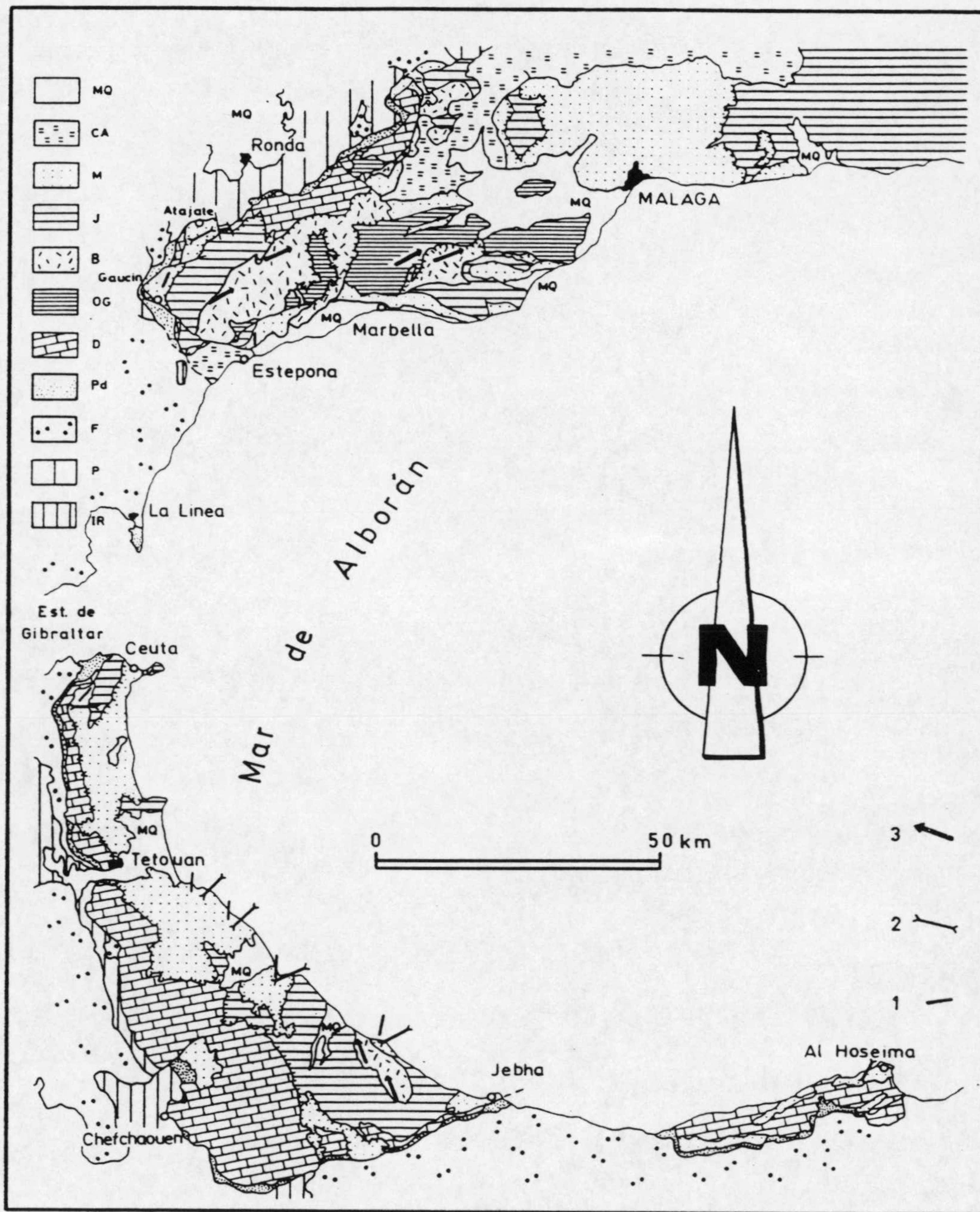


Fig. 8.7.- Orientación de algunas estructuras anteriores al CCG en las dos ramas del Arco de Gibraltar (según Balanyá y García-Dueñas 1987, algo modificado). IR, Intrarif; P, Penibético; F, Complejo de Flyschs; Pd, Complejo de la Predorsal; D, Complejo de la Dorsal; OG, Unidades de Ojén y Guadaiza; B, Unidad de Bermeja; J, Unidad de Jubrique; M, Maláguides; CA, Complejo de Alosaina; MQ, Mioceno superior-Cuaternario.

Lineaciones hercínicas en los Maláguides: 1, lineaciones de estiramiento LM1; 2, ejes de pliegues PM2. Lineaciones alpinas en los Alpujárrides: 3, lineaciones Lm. los datos del Rif proceden de Chalouan 1985 y de Reuber et al. 1982.

En los Alpujárrides la lineación Lm de la zona de cizalla del techo de la lámina peridotítica y la lineación Lb (epígrafe 4.2.1), por el contrario, describen un cambio de cerca de 90° entre los afloramientos béticos y el Rif. La interpretación expresada en 5.4 por la que la colocación de los Maláguides sobre los Alpujárrides pudo ser precoz (al tiempo del metamorfismo alpujárride) es contradictoria con la idea sostenida por Balanyá y García-Dueñas (1987), por la que se suponía que la torsión en planta de Lm era anterior a la superposición de los Maláguides, dado que éstos últimos no la registraban. No obstante estos interrogantes, cabe considerar de acuerdo con todo lo expuesto que la rotación de Lm y Lb es un rasgo interno del Dominio de Alborán anterior y sin ligazón aparente con la evolución del CCG.

En cuanto a la cobertera del Dominio Sudibérico, datos paleomagnéticos (Osete et al. 1988, Platzmann 1989, Villalain et al. 1991) revelan desviaciones dexas generalmente de unos 30° en los vectores paleomagnéticos jurásicos. Tales rotaciones se han relacionado con fallas de salto en dirección, tardías respecto al CCG.

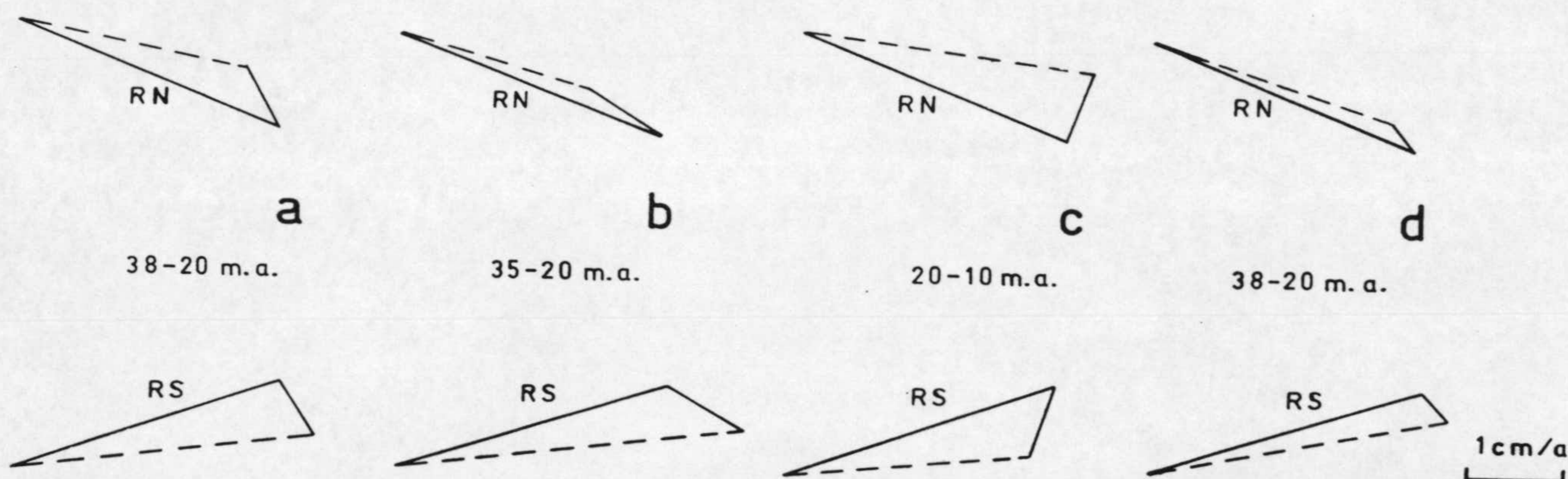


Fig. 8.8.- El movimiento en las ramas Norte (RN) y Sur (RS) del Arco en relación con la aproximación de Iberia y Africa y la deriva relativa hacia el W del Dominio de Alborán (líneas discontinuas). Movimiento entre Iberia y Africa según Olivet et al. 1984 (a, convergencia a la altura de la actual Cuenca Surbalear; d, convergencia a la altura del actual Mar de Alborán) y según Dercourt et al. 1985 (b, d, convergencia a la altura de la actual Cuenca Surbalear).

El acercamiento de componente N-S entre Iberia y Africa, contemporáneo del periodo en que el CCG es activo (Olivet et al. 1984, Dercourt et al. 1986), posibilita la explicación parcial de la dispersión de vectores cinemáticos en torno al Arco de Gibraltar (cf. Balanyá y García-Dueñas 1987; fig. 8.8); no obstante, este dispositivo es probablemente insuficiente por sí solo para explicar la totalidad de las variaciones observadas.

Por otra parte, la evolución del bloque de techo del CCG durante el Mioceno inferior y medio incluye el adelgazamiento progresivo del dominio hacia el centro de la Cuenca de Alborán. Hay que retener, en suma, que el adelgazamiento del Dominio es concomitante con su emplazamiento y que el Arco de Gibraltar no reproduce en conjunto la estructura de un oroclinal limitado por accidentes transcurrentes situados al Norte (Durand-Delga 1980) o

al Sur (Carey 1955, Martín-Algarra 1987).

La Cuenca de Alborán y el Arco de Gibraltar

El conjunto de estructuras extensionales coetáneas de la formación del Arco no es traducible de una manera sencilla en términos de trasera de arco. Cuencas como la de Alborán, resultantes de un proceso colisional y situadas por detrás de un frente de cabalgamiento mayor (i.e. Cuenca Panónica, Cuenca del Tirreno), han sido consideradas separadamente de las de tipo Pacífico por sus peculiares características ("Cuencas de Retroarco Mediterráneas" de Horvarth et al. 1981).

En el Dominio de Alborán la apertura se realiza según direcciones de extensión variadas, algunas de las cuales forman ángulos muy altos con la dirección de acortamiento de las estructuras colisionales (García-Dueñas et al., en prensa). Por otra parte la cuenca que se genera (Cuenca de Alborán) no se emplaza detrás sino que llega a invadir el propio frente de cabalgamiento (Depresión de Ronda). Esto sugiere que la migración relativa hacia el W durante el Mioceno medio del frente de cabalgamiento llevó al desplazamiento del límite occidental de la cuenca retroarco en el mismo sentido, alcanzando finalmente el frente del CCG (cf. García-Dueñas et al., en prensa).

El problema de la restitución de estructuras ligadas al CCG

La restitución completa de las estructuras relacionadas con el CCG no es posible. Los saltos de las fallas en dirección que las deforman no son conocidos con exactitud y no existen líneas de corte suficientes ("cut off lines") para compensar las fallas de bajo ángulo (contraccionales o extensionales) reconocidas. Una parte de las estructuras contemporáneas del CCG producen deformación interna por lo que, desconociéndose el valor de ésta, no son restituibles (Woodward et al. 1986). Hay que señalar por último que existen múltiples direcciones de movimiento superpuestas en el tiempo

Sólo es posible, en definitiva, dar un orden de magnitud de los movimientos relacionados con el CCG y el Arco, y valorar algunas de las implicaciones que derivan de estas reconstrucciones aproximadas.

Un primer aspecto que se deriva del análisis de estructuras superpuestas en el arco es la inviabilidad del origen ultra del Complejo de Flyschs, hipótesis sostenida por algunos autores (Andrieux 1970, Andrieux et al. 1973, entre otros), amparándose en la doble posición del complejo por debajo y por encima del Dominio de Alborán. En efecto, el retroplegamiento y retrocabalgamiento de los abanicos imbricados del frente del CCG explica la colocación de estas unidades (y otras de los Complejos

de la Predorsal y de la Dorsal) sobre el Dominio de Alborán. Por tanto, se puede sostener estructuralmente que los materiales del Complejo de Flyschs se depositaron en un surco profundo individualizado a partir del Jurásico superior ubicado al Sur y al W, siempre por delante, del Dominio de Alborán, como es generalmente admitido.

Un razonamiento análogo puede hacerse con los Complejos de la Dorsal y de la Predorsal, con la restricción de que el ámbito de sedimentación de éste último podría haberse limitado a la parte más occidental del talud continental periférico del Dominio de Alborán, dada la ubicación de sus afloramientos. La posición paleogeográfica paleógena de los ámbitos de sedimentación de los tres complejos (Flyschs, Predorsal y Dorsal) sería, por tanto, la propuesta por Olivier (1984). La ausencia de unidades del Complejo de la Dorsal imbricadas entre unidades maláguides o alpujárrides es una objeción de primer orden a la reconstrucción paleogeográfica de Wildi (1983), según la cual las unidades de dicho complejo estarían ubicadas en diferentes posiciones, una de ellas entre Maláguides y Alpujárrides.

Por otra parte, el ámbito del Dominio de Alborán limitaba al Norte durante el cretácico con otro surco, probablemente de dimensiones más reducidas que el anterior, cuyo talud septentrional estaría constituido por el margen sudibérico. Martín-Algarra (1987) ha considerado que el sustrato de dicho surco fue de naturaleza oceánica en función de la batimetría estimada para sus sedimentos (Formación de Arcillas Variegadas del mismo autor). La naturaleza oceánica del sustrato de dicho surco ha sido sin embargo cuestionada (Comas et al. 1988) en función de la ausencia de rocas afines y de la cuantía relativamente poco importante de la extensión sufrida por el margen sudibérico mesozoico (β estimado).

Modelos a escala litosférica sobre el origen del Arco

Algunas de las hipótesis existentes sobre el Arco de Gibraltar (ver revisión en epígrafe 1.1) proponen modelos orogénicos a la escala de la litosfera. Entre los de mayor incidencia merecen destacarse los de Andrieux et al. (1970), Weijermaars (1985) y Platt y Vissers (1989). El primero de ellos, que sostiene la existencia de una "Microplaca de Alborán", ya ha sido discutido en párrafos precedentes.

Los otros dos modelos se basan en el supuesto (no demostrado) de que el Arco se construye mediante cabalgamientos radiales simultáneos en torno al actual Mar de Alborán. En la hipótesis de Weijermaars (1985) dichos mantos radiales proceden del desmantelamiento gravitacional de un domo litosférico situado en el centro de Alborán ("Alboran Diapir"); con este domo se correlaciona el ascenso hasta la base de la corteza y más arriba de las Peridotitas de Ronda.

Por su parte, Platt y Vissers (1989) reconocen la existencia de una cadena de colisión situada en Alborán durante el Paleógeno. La remoción por convección de la raíz litosférica colisional originaría la elevación de dicha cadena, aumento de energía potencial y extensión subsecuente. Tal extensión provocaría los acortamientos radiales en los márgenes dando lugar al Arco de Gibraltar. Aspectos importantes que han servido de fundamento para la construcción de este modelo son contradictorios con los resultados obtenidos en este y otros trabajos: acortamiento radial simultánea en torno a Alborán, posición de las Peridotitas de Ronda como "base del edificio colisional", trayectorias del metamorfismo alpujarride desprovistas de un evento de AP/BT. Por otra parte en el modelo de Platt y Vissers la expansión hacia el W de la cadena colisional pre-miocena (Mantos de Alborán) es subordinada de la extensión N-S y sería, a partir del Oligoceno medio, de unos 100km. Esta cifra es insuficiente para explicar el acortamiento mínimo estimado para la región del Arco (epígrafe 8.3), si además se tiene en cuenta el alargamiento tardío E-W de Béticas y Rif debido a las fallas de salto en dirección.

Adicionalmente, la sucesión de estructuras en el Arco (epígrafes 8.2 a 8.3) revela que el frente contraccional migra hacia el W y que las verticales de los sucesivos frentes son alcanzadas por la extensión tiempo después (≈ 3 m.a.). García-Dueñas et al. (en prensa) han sugerido que esta situación es acorde con la existencia de un proceso de delaminación del Manto litosférico (Bird 1979) tal como el propuesto por Channel y Mareschal (1989) para el Arco de Calabria y el Mar Tirreno. En efecto, análogamente a la historia deformacional del Arco de Calabria, en el Arco de Gibraltar concurren la migración del Arco y el desarrollo del Mar de Alborán que se expande por detrás hacia el frente contraccional; la extensión sucede a la colisión en unos pocos millones de años. Para el caso del Tirreno, Channel y Mareschal proponen que ha tenido lugar la delaminación del Manto litosférico en relación con un engrosamiento asimétrico de la litosfera; es en estas circunstancias que el modelo prevé que la extensión queda mayormente restringida a la parte trasera del Arco.

B I B L I O G R A F I A

- Agard J., Destombes J., Milliard Y. y Morin P., 1958, Sur l'existence du Llandovery supérieur dans le massif paléozoïque interne du Rif au Nord de Tétouan (Maroc septentrional). C. R. Ac. Sc., Série II, 246, p. 2778-2780.
- Aguador R., Feinberg H., Durand-Delga M., Martín-Algarra A., Esteras M. y Didon J., 1990, Nuevos datos sobre la edad de las formaciones miocenas transgresivas sobre las Zonas Internas béticas: la Formación de San Pedro de Alcántara (provincia de Málaga. Rev. Soc. Geol. España, 3, p.79-85.
- Aldaya F., 1966, Sobre la estructura del extremo occidental de Sierra Harana y sectores adyacentes (Cordilleras Béticas, provincia de Granada). Acta Geol. Hisp., 1, p. 1-4.
- Aldaya F., 1969, Los Mantos Alpujárrides al Sur de Sierra Nevada. Tesis Univ. Granada, p. 1-527.
- Aldaya F., 1969, Sobre el sentido de los corrimientos de los mantos alpujárrides al sur de Sierra Nevada (Zona Bética, prov. de Granada). Bol. Geol. Min., 80, p. 212-217.
- Aldaya F., Campos J., Chacón J., García-Dueñas V., García Rosell L., Olmo A., Orozco M. y Sanz de Galdeano C., en prensa, Cortes de la Frontera (1064). Mapa Geológico España 1:50.000 (2a. serie). I.G.M.E.
- Aldaya F., García-Dueñas V. y Navarro-Vila F., 1981, Los Mantos Alpujárrides del tercio central de las Cordilleras Béticas. Ensayo de correlación tectónica de los Alpujárrides. Acta Geol. Hisp. "Hom. a Lluís Sole Sabaris", 14, p. 154-166.
- Allen A.R., 1979, Mechanism of frictional fusion in fault zones. J. Struct. Geol., 1, p. 231-243.
- Althaus E., Karotke E., Nitsch K.H. y Winkler H.G.F., 1970, An experimental re-examination of the upper stability limit of muscovite plus quartz. N. Jahrb. Mineral. Monatsch., 7, p. 289-336.
- Alvarez F., 1987, La Tectónica de la Zona Bética en la región de Aguilas. Tesis Univ. Salamanca, p. 1-371.
- Alvarez F., 1987, Subhorizontal shear zones and their relation to nappe movements in the Cantal and Miñarros units. Eastern Betic Zone (Spain). Geol. Mijnb., 66, p. 101-110.
- Andrieux J., 1970, La structure du Rif central. Etude des relations entre la tectonique de compression et les nappes de glissement dans un tronçon de la chaîne alpine. Tesis Univ. Montpellier, p. 1-284.
- Andrieux J. 1973, Sur le métamorphisme des zones externes du Rif. Bull. Soc. géol. France, 15, p. 106-107.
- Andrieux J., Fontboté J.M. y Mattauer M., 1971, Sur un modèle explicatif de l'arc de Gibraltar. Earth Plan. Sci. Lett., 12, p. 191-198.
- Andrieux J., Frizon de Lamotte D. y Braud J., 1988, Organisation structurale de la Méditerranée occidentale au Jurassique et conséquences. Symposium on the Geology of the Pyrenees and Betics, Barcelona, Abstracts, p 28.
- Andrieux J. y Mattauer M., 1973, Précisions sur un modèle explicatif de l'Arc de Gibraltar. Bull. Soc. géol. France, 15, p.115-118.
- Ansorge J., Banda E., López-Lago A., Mezcuca J., Mueller S., Oliveira C., Sarinach E. y Udias A., 1977, Perfiles sísmicos profundos en España. Modelos preliminares de la corteza en la zona de las Béticas. Bol. Geol. Min., 88, p. 60-75.

Ansorge J., Banda E., Mueller S., Udias A. y Mezcua J., 1976, Crustal structure under the Cordillera Betica. Preliminary results. Reun. Geod. Cord. Bét. y mar de Alborán. Pub. Univ. Granada (1978), p. 9-17.

Araña V. y Vegas R., 1974, Plate tectonics and volcanism in the Gibraltar Arc. Tectonophysics, 24, p. 197-212.

Arboleya M. L., 1981, La estructura del manto del Esla (Cordillera Cantábrica, León). Bol. Geol. Min., 92, p. 19-40.

Arnaud H., Debelmas J., Flandrin J., Didon M. y Kerckhove C., 1976, Remarques et réflexions à propos de l'attribution au Néogène d'une partie des cargneules et des gypses alpins. Bull. Soc. géol. France, 18, p. 973-979.

Arthaud F., 1969, Méthode de détermination graphique des directions de raccourcissement, d'allongement et intermediaire d'une population de failles. Bull. Soc. géol. France, p. 729-737.

Auboin J., Blanchet R., Stephan J. F. y Tardy M., 1977, Téthys (Mésogée) et Atlantique: données de la géologie. C. R. Ac. Sc., 285, p. 1025-1028.

Auzende J. M., Bonnin J. y Olivet J. L., 1973, The origin of the western Mediterranean basin. Jl. geol. London, 129, p.607-620.

Avidad J. y García-Dueñas V., 1981, Motril (1055). Mapa Geol. España 1:50.000 (2a serie), IGME, p.1-36.

Azañón J.M. y Goffé B., 1991, New occurrence of Mg-Carpholite-Kyanite assemblages in the Alpujarride nappes, Betic Cordilleras (S.E. Spain).

Azema J., 1961, Etude geologique des abords de Malaga (Espagne). Est. Geol., 17, p. 131-160.

Azema J., Foucault A., Fourcade E., García-Hernández M., González-Donoso J. M., Linares A., Linares D., López-Garrido A. C., Rivas P. y Vera J. A., 1979, Las microfacies del Jurásico y Cretácico de las Zonas Externas de las Cordilleras Béticas. Pub. Univ. Granada, p. 1-83.

Baena J., Geel T. y Roep Th. B., 1977, Velez-Blanco (952). Mapa Geol. España 1:50.000 (2a serie), IGME, p. 1-42.

Baena J., Geel T. y Voersmans M., 1979, Velez-Rubio (974). Mapa Geol. España 1:50.000 (2a serie), IGME, p. 1-47.

Balanyá 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 Lic. Univ. Granada., p. 1-90.

Balanyá J. C., 1984, El Complejo Dorsaliano al Este de Granada: relaciones estructurales con la Zona Bética y el Subbético Interno. I Congreso Español de Geología, 3, p.169-175.

Balanyá J. C., 1986, La deformación hercínica en el Complejo Maláguide (Cordilleras Béticas, Andalucía). Maleo, Bol. Inf. Soc. Geol. Portugal, 2/3, p.10.

Balanyá J. C. y García-Dueñas V., 1984, Estructura interna y posición del Complejo Dorsaliano al Este de Granada. En: El Borde Mediterráneo Español, Evolución del Orógeno Bético y Geodinámica de las Depresiones Neógenas, Univ. Granada, p.38-40.

- Balanyá J.C. y 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 Gubraltar. *Geogaceta*, 1, p. 19-21.
- Balanyá J. C. y García-Dueñas V., 1987, Les directions structurales du Domaine d'Alborán de part et d'autre du Détroit de Gibraltar. *C. R. Ac. Sc.*, 304, Série II, p.929-934.
- Balanyá J. C. y García-Dueñas V., 1988, El Cabalgamiento Cortical de Gibraltar y la tectónica de Béticas y Rif. Simposio cinturones orogénicos, II Congr. Geol. España, p.35-44.
- Balanyá J.C. y García-Dueñas V., 1991, Estructuración de los Mantos Alpujárrides al W de Málaga (Béticas, Andalucía). *Geogaceta*, 9, p. 30-33.
- Balanyá J. C., Campos J., García-Dueñas V., Orozco M. y Simancas J. F., 1987, Generaciones de cabalgamientos y pliegues recumbentes en los Mantos Alpujárrides entre Ronda y Almería. Cordilleras Béticas. *Geogaceta*, 2, p. 51-53.
- Banda E. y Ansorge J., 1980, Crustal structure under the central and eastern part of the Betic Cordillera. *Geophys. J. R. astr. Soc.*, 63, p. 515-532.
- Banda E., Ansorge J., Boloix M. y Cordoba D., 1980, Structure of the crust and upper mantle beneath the Balearic Islands (western Mediterranean). *Earth Planet. Sci. Lett.*, 49, p. 219-230.
- Banda E., Udías A., Mueller St., Mezcua J., Boloix M., Gallart J. y Aparicio A., 1983, Crustal structure beneath Spain from deep seismic sounding experiments. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 31, p. 277-280.
- Banting A. H., 1933, Sur le pli-nappe de Lujar-Gador (Cordillères Bétiques). *Proc. Kon. Akad. v. Wetensch.*, 36, p. 98-106.
- Barba A., Estevez C. y Piles E., 1978, Coin (1066). Mapa Geol. España 1:50.000 (2a serie), IGME, p. 1-71.
- Baudelot S., Bouhadi S. y Durand-Delga M., 1984, Datation palynologique du Triás moyen au sein des grés rouges "permotriassiques" des environs de Tétouan (Rif septentrional, Maroc). *C. R. Ac. Sc.*, 299, p. 1061-1068.
- Baudelot S., Bouillin J.P. y Coiffait Ph., 1981, Découverte d'Ordovicien inférieur daté par Acritarches dans l'Ouest de la Petite Kabylie (Algérie); conséquences structurales. *C. R. Ac. Sc.*, 293, p. 611-614.
- Beach A., 1974, The measurement and significance of displacements on Laxfordian shear zones, North-west Scotland. *Proc. Geol. Ass.*, 85, p. 13-21.
- Behrmann J.H., 1988, Crustal-scale extension in a convergent orogen: the Sterzing-Steinach mylonite zone in the Eastern Alps. *Geodinamica Acta*, 2, p. 63-73.
- Ben Yaïch A., Maate A., Feinberg H., Magné J. y Durand-Delga M., 1986, Implication de niveaux du Miocène inférieur dans les rétrochevauchements de la Dorsale calcaire rifaine (Maroc): signification à l'échelle de l'Arc de Gibraltar. *C. R. Ac. Sc.*, 302, p. 587-592.
- Bernouilli D. y Jenkins H. G., 1974, Alpine mediterranean, and central atlantic mesozoic facies in relation to the early evolution of the Tethys. En: Dott y Shaver (editores), *Modern and ancient geosynclinal sedimentation. Soc. Econ. Pal. Spec. Publ.*, 19, p. 129-160.

- Berthé D., Choukroune P. y Jegouzo P., 1979, Orthogneis, mylonite and non coaxial deformation of granites: the example of the South Armorican Shear Zone. *J. Struct. Geol.*, 1, p. 31-42.
- Biardeau V., Bouillin J. P., Géry B. y Tefiani M., 1983, Structure et origine paléogéographique des unités méridionales de la Dorsale calcaire dans le Djurdjura (Grande Kabylie, Algérie). *Bull. Soc. géol. Fr.*, 25, p. 437-440.
- Biju-Duval B., Dercourt J. y Le Pichon X., 1977, From the Tethys ocean to the Mediterranean seas: a plate tectonic model of the evolution of the western alpine system. En: Biju-Duval B. y Montadert L. (editores), *History of the Mediterranean basin*, p. 143-164.
- Bird P., 1979, Continental delamination and the Colorado Plateau. *J. Geophys. Res.*, 84, p. 7561-7571.
- Blacic J.D., 1975, Plastic-deformation mechanisms in quartz: the effect of water. *Tectonophysics*, 27, p. 271-294.
- Blumenthal M., 1927, Versuch einer tektonischen Gliederung der Betischen Cordilleren von Central und Südwest Andalusien. *Ecl. Geol. Helv.*, 20, p. 487-592.
- Blumenthal M., 1933, Geologie der berge um Ronda (Andalusien). *Ecl. Geol. Helv.*, XXVI, p. 43-92.
- Blumenthal M., 1935, Reliefüberschiebungen in den Westlichen Betische Kordilleren. *Géol. Médit. Occid.*, 4, p. 3-29.
- Blumenthal M., 1949, Estudio geológico de las cadenas costeras al oeste de Málaga, entre el Río Guadalhorce y el Río Verde. *Bol. Geol. Min.*, LXII, p. 11-203.
- Blumenthal M. y Fallot P., 1935, Observations géologiques sur la Sierra Arana entre Grenade et Guadix. *Mem. Soc. Esp. Hist. Nat.*, 18, p. 5-74.
- Bonini W. E., Loomis T. P. y Robertson J. D., 1973, Gravity anomalies, ultramafic intrusions and the tectonics of the region around the strait of Gibraltar. *Jour. Geophys. Res.*, 78, p.1372-1383.
- Borradaile G. J., 1976, "Structural facing" (Shackleton's rule) and the palaeozoic rocks of the Malaguide Complex near Vélez Rubio, SE Spain. *Proc. Kon. Ned. Akad. v. Wet.*, 79, p. 330-336.
- Bouchez J. L., 1977, Le quartz et la cinématique des zones ductiles. *Tesis Univ. Nantes*, p. 1-117.
- Bouchez J. L. y Pecher A., 1981, The Himalayan Main Central Thrust pile and its quartz-riche tectonites in Central Nepal. *Tectonophysics*, 78, p. 23-50.
- Boudier F. y Nicolas A., 1985, Harzburgite and Lherzolite subtypes in ophiolitic and oceanic environments. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 76, p. 84-92.
- Bouillin J. P., 1977, Géologie alpine de la Petite Kabylie dans les régions de Collo et d'El Milia (Algérie). *Tesis Univ. Paris*, p. 1-511.
- Bouillin J. P., 1978, La transversale de Collo et d'El Milia (Petite Kabylie): une region clef pour l'interpretation de la tectonique alpine de la chaine littorale de l'Algérie. *Mém. Soc. géol. Fr.*, 57, mém. No. 135, p. 1-84.
- Bouillin J. P., 1979, Carte géologique de la Petite Kabylie de Collo et d'El Milia (E:1:100.000). *Travaux du laboratoire de Géologie méditerranéenne*.

Bouillin J. P., 1983, Nouvelles hypothèses sur la structure des Maghrébides. C. R. Ac. Sc., 296, p. 1329-1332.

Bouillin J. P. y Perret M. F., 1982, Datation par Conodontes du Carbonifère inférieur et mise en évidence d'une phase tectonique bretonne en Petite Kabylie (Algérie). C. R. Ac. Sc., 295, p. 47-50.

Bouillin J.P., Durand-Delga M. y Olivier Ph., 1986, Betic-Rifian and Tyrrhenian Arcs: distinctive features, genesis and development stages. En Wezel F.C. (Ed), The origin of Arc. Elsevier Science Publishers, Amsterdam, 21, p. 281-304.

Boullier A.M. y Nicolas A., 1975, Classification of textures and fabrics of peridotite xenoliths from South African Kimberlites. Proc. 1st Int. Kimberlite Conf., Phys. Chem. Earth, 9, p. 467-475.

Boulin J., 1970, Etudes géologiques dans les zones internes des Cordillères Bétiques de Malaga a Motril (Espagne meridionale). Tesis Univ. Paris, p. 1-237.

Boulin J., Bourgois J., Chauve P., Durand-Delga M., Magne J., Mathis V., Peyre Y., Riviere M. y Vera J. A., 1973, Age miocène inferieur de la formation de la Viñuela, discordante sur les nappes internes bétiques (Province de Málaga, Espagne). C. R. Ac. Sc., 276, p. 1245-1248.

Bourgois J., 1970, L'unité de San Cristóbal, nouvel élément ultra-Penibétique au niveau du Corridor de Boyar (Province de Cadix, Espagne). Bull. Soc. géol. France, 12, p. 786-793.

Bourgois J., 1973, Presence et définition dans la région de Cañete la Real et Grazalema d'une formation d'argiles à blocs (Province de Seville, Cadix et Malaga, Espagne). C. R. Ac. Sc., 276, p. 2939-2942.

Bourgois J., 1977, D'une étape géodynamique majeure dans la genèse de l'arc de Gibraltar: l'hispanisation des flyschs rifains au Miocene inferieur. Bull. Soc. géol. France, 19, p. 1115-1119.

Bourgois J., 1978, La transversale de Ronda (Cordillères bétiques, Espagne). Données géologiques pour un modèle d'évolution de l'arc de Gibraltar. Ann. scientifiques Univ. Besançon (France), 30, p. 1-445.

Bourgois J., 1979, Origine sédimentaire des "polymict rauchwackes": formation post-triasique impliquée dans les nappes internes bétiques. C. R. somm. S. G. F., 1, p. 26-29.

Bourgois J., 1980, De l'origine ultra-bétique des Malaguides (zones internes bétiques, Espagne). Geologica Rom., 19, p. 151-170.

Bourgois J., 1980, Pre-Triassic fit and alpine tectonics of continental blocks in the western Mediterranean: Discussions and replay. Geol. Soc. Am. Bull., 91, p. 631-636.

Bourgois J., Bourrouilh R., Didon J., Durand-Delga M., Fourcade E., Foucault A., Paquet J. y Rangheard Y., 1970, Données nouvelles sur la géologie des Cordillères bétiques. Ann. Soc. Geol. Nord., 90, p. 348-393.

Bourgois J. y Chauve P., 1971, Le Corridor de Boyar et ses abords, leur place dans l'Ouest des Cordillères bétiques. Rev. Geogr. phys. Géol. dyn., 13, p. 463-488.

Bourgois J., Chauve P. y Peyre Y., 1973, Presence de facies "flysch" a l'Est de Grenade. Ann. scientifiques Univ. Besançon, 20, p. 139-142.

Bourgeois J., Chauve P., Lorenz C., Monnot J., Peyre Y., Rigo E. y Riviere M., 1972, La formation d'Alozaina. Serie d'âge oligocène et aquitanien transgressive sur le Bétique de Malaga (Region d'Alozaina-Tolox, province de Malaga, Espagne). C. R. Ac. Sc., 257, p. 531-534.

Bourgeois J., Chauve P., Magné J., Monnot J., Peyre Y., Rigo E. y Riviere M., 1972, La formation de Las Millanas. Série burdigalienne transgressive sur les zones internes des cordillères bétiques occidentales (region d'Alozaina-Tolox, Province de Malaga, Espagne). C. R. Ac. Sc., 275, p. 169-172.

Bourrouilh R. y Gorsline D. S., 1979, Pre-Triassic fit and alpine tectonics of continental blocks in the western Mediterranean. Geol. Soc. Am. Bull., 90, p. 1074-1083.

Bousquet J. C., Montenat C. y Philip M., 1976, La evolución tectónica reciente de las Béticas orientales. Reun. Geod. Cord. Bet. y mar de Alborán, Pub. Univ. Granada, p. 59-78.

Braga J. C., Martin-Algarra A. y Rivas P., 1984, Hettangian and Sinemurian of Baños de Alhama de Granada. Reference section for the West-Mediterranean Hettangian (Betic Cordillera, Southern Spain). Geobios, 17, p. 269-276.

Braga J. C., Martin-Algarra A. y Rivas P., 1985, Ammonites du Lias inférieur (Sinémurien-Lotharingien) de la Sierra Harana (Cordillères Bétiques, Espagne). Les Cahiers de l'Institut Catholique de Lyon, 14, p. 85-100.

Buchroithner M. F., Flügel E., Flügel H. W. y Statteger K., 1980, Mikrofacies, Fossilien und Herkunft der Kalkgerölle im Karbon-"Flysch" der Betischen Kordilleren, Spanien.

Bunzfuss J., 1970, Die Geologie der küstketten zur dem Río Verde und dem Campo de Gibraltar. Geol. Jb., 88, p. 373-420.

Burg J.P., Bale P., Brun J.P. y Girardeau J., 1987, Stretching lineation and transport direction in the Ibero-Armorican arc during the siluro-devonian collision. Geodinamica Acta, 1, p. 71-87.

Buser M., 1977-78, La unidad de Pereila: estratigrafía y tectónica (Cordilleras Béticas, provincia de Málaga). Cuad. Geol., 8-9, p. 149-156.

Busnardo R., Mouterde R. y Linares A., 1966, Decouverte de l'Hettangien dans la coupe de Alhama de Granada (Andalousie). C. R. Ac. Sc., 263, p.1036-1039.

Butler R. W., 1982, The terminology of structures in thrust belts. J. Struct. Geol., 4, p. 239-245.

Butler R. W., 1986, Thrust tectonics, deep structure and crustal subduction in the Alps and Himalayas. Jl. geol. Soc. London, 143, p. 857-873.

Campos J., Estévez A., Del Olmo A., García-Dueñas V., García-Rosell L., Martín-Algarra A., Moreno F., Orozco M. y Sanz de Galdeano C., en prensa, Ronda (1051). Mapa Geol. España 1:50.000 (2a serie). I.G.M.E.

Campos J., García-Dueñas V., González-Lodeiro F. y Aldaya F., 1984, Direcciones de traslación y apilamiento en los Mantos Alpujárrides centrales y orientales. En: El Borde Mediterráneo español: Evolución del Orógeno Bético y geodinámica de las depresiones neógenas, Univ. Granada, p. 15-17.

Campos J., García-Dueñas V., González-Lodeiro F. y 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, p.15-17.

Campos J., García-Dueñas V. y Simancas J. F., 1986, Mantos de cabalgamiento a escala cortical y sistemas de cabalgamiento en los Alpujárrides (Cordilleras Béticas). Maleo, Bol. Inf. Soc. Geol. Portugal, 2/3, p. 14.

Campos J. y Simancas F., 1989, Los pliegues tumbados del Manto de Lújar y su modificación por el sistema de cabalgamientos frágiles (complejo Alpujárride, Cordillera Bética). Geogaceta, 6, 50-53.

Carey S.W., 1955, The Orocline Concept in Geotectonics. Proc. Roy. Soc. Tasmania, 89, p. 255-288.

Comas M. C., 1978, Sobre la geología de los Montes Orientales: Sedimentación y evolución paleogeográfica desde el Jurásico hasta el Mioceno Inferior. Tesis Univ. Bilbao, p. 1-323.

Comas M.C. y García-Dueñas V., 1988, La evolución de un segmento del paleomargen sudibérico: la Zona Subbética. Guía de la Excursión B-3, II Congreso Geol. España, p. 1-63.

Comas M.C., García-Dueñas V. y Jurado M.J., en prensa, Neogene extensional tectonic evolution of the Alboran basin from MCS data. Geo-marine Letters.

Comas M. C., García-Dueñas V. y Navarro-Vila F., 1983, Moreda (992). Mapa Geol. España 1:50.000 (2a serie). I.G.M.E.

Coney P.J., Jones D.L. y Monger J.W.H., 1980, Cordilleran suspect terranes. Nature, 288, p. 329-333.

Cooper M. A., 1981, The internal geometry of nappes: criteria for modes of emplacement. En: McClay K. R. y Price N. J. (editores), Thrust and nappe tectonics. Geol. Soc. London.

Coward M. P. y Whalley J. S., 1979, Texture and fabric studies across the Kishorn Nappe, near Kyle of Lochalsh, Western Scotland. J. Struct. Geol., 1, p. 259-273.

Crespo V., Estevez C. y Piles E., 1978, Marbella (1065). Mapa Geol. España 1:50.000 (2a serie). I.G.M.E., p. 1-65.

Cruz-San Julian J., 1972, Posición tectónica del Trías de Antequera en la transversal de Ronda (Cordilleras Béticas, región occidental). Cuad. Geol., 3, p. 165-180.

Cruz-San Julian J., 1974, Estudio geológico del sector Cañete la Real-Teba-Osuna. Tesis Univ. Granada, Pub. Univ. Granada, 71, p. 1-431.

Cruz-San Julian J. y García-Rossell L., 1971, Nota sobre la estructura y posición tectónica del Jabalcón y sectores adyacentes (Cordilleras Béticas, provincia de Granada). Cuad. Geol., 2, p. 115-124.

Cuevas J., 1988, Microtectónica y metamorfismo de los Mantos Alpujárrides del tercio central de las Cordilleras Béticas (entre Motril y Adra). Tesis Univ. País Vasco, p. 1-283.

Cuevas J., Aldaya F., Navarro-Vila F. y Tubía J.M., 1986, Caractérisation de deux étapes de charriage principales dans les nappes Alpujarrides centrales (Cordillères Bétiques, Espagne). C. R. Ac. Sc., 302, p. 1177-1180.

Cuevas J. y Tubía J. M., 1984, Existencia de una banda blastomilonítica asociada a las peridotitas de Sa. Alpujata (Alpujárrides Occidentales). En: El borde Mediterráneo Español: Evolución del Orógeno Bético y Geodinámica de las depresiones neógenas. Univ Granada, p. 9-10.

Chalouan A., 1983, Mise en evidence d'une phase tectonique anté-viséenne dans la nappe paleozoique superieure du Rif interne (Maroc). Sassi & Szederkényi, ICGP, No. 5 Newsletter, p. 38-40.

Chalouan A., 1986, Les nappes ghomarides (Rif septentrional, Maroc), Un terrain varisque dans la chaîne alpine. Tesis Univ. Estrasburgo, p. 1-317.

Chalouan A. y Michard A., 1985, Age anté-viséen de la phase varisque paroxysmale dans les nappes ghomarides du Rif interne (Maroc). Sci. Géol. Bull., 38, p. 165-174.

Chalouan A. y Michard A., 1990, The Ghomarides nappes, Rif coastal range, Morocco: a variscan chip in the alpine belt. Tectonics, 9, p. 1565-1583.

Chamon C., Estevez C. y Piles E., 1978, Estepona (1072). Mapa Geol. España 1:50.000 (2a. serie). I.G.M.E., p. 1-37.

Channel J.E.T. y Mareschal J.C., 1989, Delamination and assymmetric lithospheric thickening in the development of the Tyrrhenian Rift. En Coward M.P., Dietrich D. y Park R.G. (Eds.), Alpine Tectonics. Geol. Soc. London, Special Publication 45, p. 285-300.

Chapond G. y Ruiz Cella C., 1969, Nota sobre el descubrimiento de olistostromos en la región de Ecija. Bol. Geol. Min. España, 80, p. 45-48.

Chapple W.M., Mechanics of thin-Skinned fold-and-thrust belts. Bull. geol. Soc. Am., 89, p. 1189-1198.

Charbaqui A., 1978, Les deformations fini-pliocenes et quaternaires dans la Peninsule de Tanger. Reun. Geod. Cord. Bét. y mar de Alborán, Pub. Univ. Granada, p. 219-223.

Chatterjee N.D., 1972, The upper stability limit of the assemblage paragonite+quartz and its natural occirrences. Contrib. Mineral. Petrol., 34, p. 288-303.

Chauve P., 1963, Sur la signification et l'origine de l'unité de Paterna (province de Cadix, Espagne). C. R. somm. Soc. géol. France, 3, p. 83-84.

Chauve P., 1967, Tectonique du Subbetique dans le Nord de la province de Cadix (Espagne meridionale). Bull. Soc. géol. France, 9, p. 235-245.

Chauve P., 1968, Etude géologique du Nord de la province de Cadix. Mem. I.G.M.E., 69, p. 1- 377.

Chauve P., 1969, Les rapports du subbétique et du pénibétique dans la Serranía de Grazalema. Bol. Geol. Min. España, 80, p. 218-230.

Chauve P., Didon J. y Peyre Y., 1968, Le Crétecé Inferieur du Pénibétique (zona de Ronda-Torcal). Cordillères Bétiques, Espagne. Bull. Soc. géol. France, 10, p. 56-64.

Chauve P. y Hoppe P., 1962, Nouvelles données stratigraphiques et tectoniques sur le Corridor de Boyar (Province de Cadiz, Espagne). Bull. Soc. géol. Fr., 4, 303-310.

Chopra P.N. y Paterson M.S., 1981, The experimental deformation of dunites. Tectonophysics, 78, p. 453-473.

Chopra P.N. y Paterson M.S., 1984, The role of water in the deformation of dunite. J. Geophys. Res., 89, p. 7861-7876.

- Choukroune P., Ballèvre M., Cobbold P., Gautier Y., Merle O. y Vuichard J.P., 1986, Deformation and motion in the western Alpine Arc. *Tectonics*, 5, p. 215-226.
- Dahlen F.A., Suppe J. y Davis D., 1984, Mechanics of fold-and-thrust belts and accretionary wedges: Cohesive Coulomb theory. *J. Geophys. Res.*, 89, p. 10087-10101.
- Dahlstrom C. D. A., 1969, Balanced cross sections. *Canadian J. Earth Sci.*, 6, p. 743-757.
- Dahlstrom C. D. A., 1970, Structural Geology in the eastern margin of the Canadian Rocky Mountains. *Bull. Can. Petrol. Geol.*, 18, p. 332-406.
- Darot M., 1974, Cinématique de l'extrusion, à partir du manteau, des péridotites de la Sierra Bermeja (Serranía de Ronda, Espagne). *C. R. Ac. Sc.*, 278, p. 1673-1676.
- Darot M. y Boudier F., 1975, Mineral lineations in deformed peridotites: Serranía de Ronda and other examples. *Mineral. Soc. Amer. Spec. Pap.*, 3, p. 33-49.
- Davis G. H., 1983, Shear-zone model for the origin of metamorphic core complex. *Geology*, 11, p. 342-347.
- Davis G. H. y Hardy J. J., 1981, The Eagle Pass detachment, southeastern Arizona: Product of Mid-Miocene Listric(?) normal faulting in the southern Basin and Range. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 92, p. 749-762.
- Davis D., Suppe J. y Dahlen F.A., 1983, Mechanics of fold-and-thrust belts and accretionary wedges. *J. Geophys. Res.*, 88, p. 1153-1172.
- De Jong K. A. y Scholten R., 1973, Gravity and Tectonics. John Wiley & Sons, New York, p. 1-502.
- De Larouzière F.D., Bolze J., Bordet P., Hernandez J., Montenat C. y Ott d'Estevou P., 1988, The Betic segment of the lithospheric Trans-Alboran shear zone during the Late Miocene. *Tectonophysics*, 152, p. 41-52.
- Delgado F., 1978, Los Alpujárrides en la Sierra de Baza (Cordilleras Béticas, España). Tesis, Univ. Granada, p. 1-483.
- Delgado F., Estevez A., Martín J. M. y Martín-Algarra A., 1981, Observaciones sobre la estratigrafía de la formación carbonatada de los mantos alpujárrides (Cordillera Bética). *Est. Geol.*, 37, p. 45-57.
- Dercourt J., Zonenshain L., Ricou L., Kazmin V., Le Pichon X., Knipper A., Grandjacquet C., Sbertshikov I. M., Boulín J., Sorokhtin O., Geyssant J., Lepvrier C., Biju-Duval B., Sibuet J., Savostin L., Westphal M. y Lauer J., 1985, Présentation de 9 cartes paléogéographiques au 1:20.000.000 s'étendant de l'Atlantique au Pamir pour la période du Lias à l'actuel.
- Dercourt J., Zonenshain L. P., Ricou L. E., Kazmin V. G., Le Pichon X., Knipper A. L., Grandjacquet C., Sbertshikov I. M., Geyssant J., Lepvrier C., Perchersky D. H., Boulín J., Sibuet J. C., Savostin L. A., Sorokhtin O., Westphal M., Bazhenov M. L., Lauer J. P. y Biju-Duval B., 1986, Geologic evolution of the Tethys belt from the Atlantic to the Pamirs since the Lias. *Tectonophysics*, 123, p. 241-315.
- Dewey J. F., 1976, Ophiolite obduction. *Tectonophysics*, 31, p. 93-120.
- Dewey J. F. y Bird J. M., 1970, Mountain belts and the new global tectonics. *Jour. Geophys. Res.*, 75, p. 2625-2647.

Dewey J.F., Helman M.L., Turco E., Hutton D.H.W. y Knott S.D. 1989. Kinematics of the western Mediterranean. En Coward M.P., Dietrich D. y Park R.G. (Eds.), Alpine tectonics. Geol. Soc. London, Special Publication 45, p. 265-283.

Dewey J. F., Pitman W. C., Ryan W. B. F. y Bonnin J., 1973, Plate tectonics and the evolution of the alpine system. Geol. Soc. Amer. Bull., 84, p. 3137-3180.

Dickey J. S., 1970, Partial fusion products in alpine-type peridotites: Serranía de Ronda and other examples. Min. Soc. America Spc. Papers, 3, p. 33-49.

Dickey J. S., Lundeen M. T. y Obata M., 1979, Geologic map of the ultramafic complex, southern Spain. Geol. Soc. Am., Map and Chart Series, MC-29, p. 1-4.

Dickey J. S. y Nicol L. D., 1979, La historia petrológica del Complejo Ultramáfico de Ronda. Bol. Geol. Min. España, 90, p. 175-183.

Dickey J. S. y Obata M., 1974, Graphitic Hornfels Dikes in the Ronda High-Temperature Peridotite Massif. Am. Miner., 59, p. 1183-1189.

Didon J., 1961, Le lias marno-calcaire des environs de Gaucin (Espagne méridionale). Not. y Com. I.G.M.E., 61, p. 41-50.

Didon J., 1969, Etude géologique du Campo de Gibraltar. Tesis Univ. Paris, p. 1- 523.

Didon J., 1973, Accidents transversales et coulissages longitudinaux dextres dans la partie N. de l'arc de Gibraltar (Cordillères bétiques occidentales, Espagne). Bull. Soc. géol. France, 15, p. 121-127.

Didon J. y Durand-Delga M., 1973, Compte rendu. Colloque de Gibraltar de l'action thématique programmé de l'INAG "Geodynamique de la Méditerranée occidentale". Bull. Soc. géol. France, 15, p. 160-188.

Didon J., Durand-Delga M., Esteras M., Feinberg H., Magne J. y Suter G., 1984, La Formation des Grès numidiens de l'arc de Gibraltar s'intercale stratigraphiquement entre des argiles oligocènes et des marnes burdigaliennes. C. R. Ac. Sc., 299, p. 121-128.

Didon J., Durand-Delga M., Fontboté J. M., Magné J. y Peyre Y., 1961, El Oligoceno Superior del Bético de Málaga (Andalucía). Not. y Com. I.G.M.E., 61, p. 115-130.

Didon J., Durand-Delga M. y Kornprobst J., 1973, Homologies géologiques entre deux rives du détroit de Gibraltar. Bull. Soc. géol. France, 15, p. 77-105.

Didon J. y Kornprobst J., 1973, Carte géologique des rives nord du Déroit de Gibraltar. Bull. Soc. géol. Fr., 15, Anexo fuera de texto.

Doblas M. y Oyarzun R., 1989, Mantle core complexes and Neogene extensional detachment tectonics in the western Betic Cordilleras, Spain: an alternative model for the emplacement of the Ronda peridotite. Earth Planet. Sci. Lett., 93, p. 76-84.

Dunham F. J., 1962, Classification of carbonate rocks according to depositional texture. En: Ham W. A. (editor): Classification of carbonate rocks. Ann. Ass. Petr. Geol., Mem 1, p. 108-121.

Dupuy de Lôme E., 1965, El concepto de olistostromo y su aplicación al Subbético. Bol. Geol. Min. España, 76, p. 23-75.

- Durand-Delga M., 1963, Essai sur la structure des domaines émergés autour de la Méditerranée occidentale. *Geol. Rdsch.*, 53, p. 534-535.
- Durand-Delga M., 1966, Titres et travaux scientifiques. Imp. Prestier (Paris), p. 1-35.
- Durand-Delga M., 1968, Coup d'oeil sur les unités malaguides des Cordillères Bétiques (Espagne). *C. R. Ac. Sc., Série II*, 266, p. 190-193.
- Durand-Delga M., 1972, La courbure de Gibraltar, extrémité occidentale des chaînes alpines, unit l'Europe et L'Afrique. *Ecl. Geol. Helv.*, 65, p. 267-278.
- Durand-Delga M., 1973, Hypothèses sur la genèse de la courbure de Gibraltar. *Bull. Soc. géol. France*, 15, p. 119-120.
- Durand-Delga M., 1980, La Méditerranée occidentale: étapes de sa genèse et problèmes structuraux liés à celle-ci. *Soc. géol. Fr., Mém. h. sér.*, 10, p. 203-224.
- Durand-Delga M. y Fontboté J. M., 1960, Le problème de l'âge des nappes Alpujarrides d'Andalousie. *Rev. Géogr. phys. et Géol. dyn.*, 3, p. 181-187.
- Durand-Delga M. y Fontboté J. M., 1980, Le cadre structural de la Méditerranée occidentale. XXVI Congrès Géol. Intern. Paris. Colloque No. 5 (Les chaînes alpines issues de la Téthys). *Mem. B.R.G.M.*, 115, p. 67-85.
- Durand-Delga M. y Foucault A., 1967, La Dorsale Bétique, nouvel élément paléogéographique et structural des Cordillères bétiques, au bord Sud de la Sierra Arana (Prov. de Grenade, Espagne). *Bull. Soc. géol. France*, 9, p. 723-728.
- Durand-Delga M. y Foucault A., 1968, Un élément de la Dorsale bétique: le Jabalcón (prov. de Grenade, Espagne). *Bull. Soc. géol. France*, 10, p. 65-74.
- Durand-Delga M. y Magné J., 1961, Présence d'Oligocène supérieur sous le front des nappes alpujarrides au Nord-Est de Grenade (Andalousie). *C. R. Ac. Sc.*, 252, p. 559-561.
- Dürr S., 1967, Geologie der Serranía de Ronda und ihrer südwestlichen Ausläufer (Andalousien). *Geologica Rom.*, 6, p. 1-73.
- Egeler C. G. y Simon O. J., 1969, Sur la tectonique de la zone bétique (Cordillères Bétiques, Espagne). *Verh. Kon. Ned. Akad. Wetensch., Afd. Natuurk.*, 25, p. 1-90.
- Elliot D., 1983, The construction of balanced cross-sections. *J. Struct. Geol.*, 5, p. 101.
- Elorza J. J., 1982, Peculiaridades y disposición de la Unidad de Benamocarra en la transversal de Sierra Tejeda (zona bética). Su atribución al complejo Alpujárride. *Bol. Geol. Min. España*, 93, p. 379-389.
- Elorza J. J., García-Dueñas V., Matas J. y Martín L., 1979, Zafarraya (1040). Mapa Geol. España 1:50.000 (2a. serie), I.G.M.E., p. 1-64.
- England Ph.C. y Thompson A.B., 1984, Pressure-Temperature-Time Paths of Regional Metamorphism. Heat transfer during the Evolution of Regions of thickened Continental Crust. *J. Petrology*, 2, p. 894-928.
- Ernst W. G., 1973, Blueschist metamorphism and P-T regimes in active subduction zones.

Tectonophysics, 17, p. 255-272.

Ernst W. G., 1974, Metamorphism and ancient continental margins. En: Burke C. A. y Drake C. L. (editores), The Geology of Continental Margins. Springer-Verlag, Nueva York, p. 907-919.

Esteras M., Muñoz P. y Sandoval N., 1988, Mapa geológico del Estrecho de Gibraltar (Orilla Norte), Escala 1:100.000. S.E.C.E.G.

Estévez A., Gonzalez-Donoso J. M., Linares D., Martin-Algarra A., Sanz de Galdeano C. y Serrano F., 1984, El cabalgamiento Finiserravallense del Norte de Sierra Arana (Cordillera Bética). Observaciones sobre la caracterización bioestratigráfica del Serravallense. Mediterránea Ser. Geol., 3, p. 151-173.

Estévez A., López-Garrido A. C. y Sanz de Galdeano, 1976, Estudio de las deformaciones recientes en el sector del Negratín (depresión de Guadix-Baza). Reun. Geod. Cord. Bet. y mar de Alborán. Pub. Univ. Granada, p. 165-192.

Estévez A. y Sanz de Galdeano C., 1983, Néotectonique du secteur central des Chaînes Bétiques. Rev. Géogr. phys. et Géol. Dyn., 24, p. 23-24.

Etchecopar A., 1974, Simulation par ordinateur de la déformation progressive d'un agrégat polycristallin. Etude du développement de structures orientées par écrasement et cisaillement. Tesis 3ème cycle Univ. Nantes, p. 1-135.

Etchecopar A., 1977, A plane kinematic model of progressive deformation in a polycrystalline aggregate. Tectonophysics, 39, p. 121-139.

Fallot P., 1948, Les Cordillères Bétiques. Est. Geol., 3, p. 83-172.

Fallot P., 1954, Comparaison entre Cordillères Bétiques et Alpes Orientales. Real Soc. Esp. Hist. Nat., , p. 259-279.

Felder T., 1978, Zur geologischen Entwicklung der Betischen Interzonen der Westlichen Serranía de Ronda. Tesis Univ. Zurich, p. 1-222.

Felder T., 1980, Geologic evolution of westernmost part of the internal Betic zone (Betic Cordilleras, Southern Spain). Geol. Rdsch., 69, p. 131-146.

Ferry J.M. y Spear F.S., 1977, Experimental calibration of the partitioning of Fe and Mg between biotite and garnet. Geol. Soc. Am. Abstr. Progr., 9, p. 974.

Fleuty M. J., 1964, The description of folds. Geol. Assoc. Proc., 75, p. 461-492.

Flinn D., 1977, Transcurrent faults and associated cataclasis in Shetland. Jl. geol. Soc. Lond., 133, p. 231-248.

Folk R. L., 1962, Spectral subdivision of limestone types. En: Ham W. A. (editor), Classification of carbonate rocks. Am. Ass. Petr. Geol., Mem. 1, p. 62-84.

Fontboté J. M. y col., 1972, Morón de la Frontera (82). Mapa Geol. España 1:200.000, I.G.M.E., p. 1-42.

Fontboté J. M. y col., 1972, Algeciras (87). Mapa Geol. España 1:200.000, I.G.M.E., p. 1-XX.

Foucault A., 1964, Sur le phénomène dit d'ablation basale dans la zone subbétique (Espagne

méridionale). C. R. Ac. Sc., 258, p. 2621-2624.

Foucault A., 1971, Etude géologique des environs des sources du Guadalquivir (prov. de Jaén et de Grenade, Espagne méridionale). Tesis Univ. Paris, p. 1-633.

Foucault A., 1974, Travaux et titres scientifiques et universitaires. Univ. Paris Départ. Géol. Struct., p. 1-36.

Foucault A., 1976, Compléments sur la géologie de l'Ouest de la Sierra Arana et des ses environs (province de Grenade, Espagne). Bull. Soc. géol. France, 68, p. 649-658.

Foucault A. y Paquet J., 1970, La structure de l'Ouest de la Sierra Arana (Province de Grenade, Espagne). C. R. Ac. Sc., 271, p. 16-19.

Foucault A. y Paquet J., 1971, Sur l'importance d'une tectogénèse hercynienne dans la région centrale des Cordillères Bétiques (Sud de la Sierra Arana, province de Grenade, Espagne). C. R. Ac. Sc., 272, p. 2756-2758.

Freund R., 1974, Kinematics of transform and transcurrent faults. Tectonophysics, 21, p. 93-134.

Frey F. A., Suen C. J. y Stockman H. W., 1985, The Ronda high temperature peridotite: geochemistry and petrogenesis. Geochim. Cosmochim. Acta, 49, p. 2469-2491.

Frizon de Lamotte D., 1985, La structure du Rif Oriental (Maroc). Rôle de la tectonique longitudinale et importance des fluides. Tesis Univ. Paris, p. 1-436.

Frizon de Lamotte D., Guezou J. C. y Andrieux J., 1988, Westward thrusting in the core of the Betic Orogen and the cenozoic motion of the Alboran Block. Symposium on the Geology of the Pyrenees and Betics, Barcelona, Abstracts, p. 25.

Galindo-Zaldivar J., 1985, Fallas compresivas y extensivas en la Depresión de Ugijar. Su relación con la Falla de Mecina. Tesis de Licenciatura Univ. Granada, p. 1-81.

Galindo-Zaldivar J., González-Lodeiro F. y Jabaloy A., 1989, Progressive extensional shear structures in a detachment contact in the Western Sierra Nevada (Betic Cordilleras, Spain). Geodinamica Acta, 3, p. 73-85.

Gallegos J. A., 1975, Los Alpujarrides al W. de Sierra Nevada. Tesis Univ. Granada, Pub. Univ. Granada, 111, p. 1-494.

Galvez R. y Orozco M., 1980, Estructuras de superposición complejas en la Cordillera Bética (Región de los Montes de Málaga). Bol. Geol. Min., 91, p. 697-704.

Ganguly J., 1972, Staurolite stability and related parageneses: theory, experiments and applications. J. Petrology, 13, p. 335-365.

García-Dueñas V., 1967a, Unidades paleogeográficas en el sector central de la Zona Subbética. Not. y Com. I.G.M.E., 101-102, p. 73-100.

García-Dueñas V., 1967b, Geología de la Zona Subbética al N. de Granada. Tesis Univ. Granada, p. 1-417.

García-Dueñas V., 1969, Les unités allochtones de la zone Subbétique, dans la transversale de Grenade (Cordillères Bétiques, Espagne). Rev. Géog. phys. et Géol. dyn., 11, p. 211-222.

García-Dueñas V. y Balanyá J.C., 1986, Estructura y naturaleza del Arco de Gibraltar. Maleo, Bol. Inf. Soc. Geol. Portugal, 2/3, p. 23.

García-Dueñas V. y Balanyá J.C., 1991, Fallas normales de bajo ángulo a gran escala en las Béticas occidentales. Geogaceta, 9, p. 29-33.

García-Dueñas V., Balanyá J.C., Campos J., Martínez Martínez J.M. y Simancas J.F., 1988, Le Domaine d'Alborán: une pile amincie de nappes alpines. XII Réunion des Sciences de la Terre, Lille.

García-Dueñas V., Balanyá J.C. y Martínez-Martínez J.M., en prensa, Miocene extensional detachments in the outcropping basement of the northern Alboran basin and their tectonic implications. Geo-marine Letters.

García-Dueñas V., Esteras M., Sandoval N. y Bahmed A., 1990, Mapa tectónico del Arco de Gibraltar, Escala 1:500.000. S.E.C.E.G., ISBN M-17996.

García-Dueñas V. y González-Donoso J.M., 1971, Granada (1009). Mapa Geol. España 1:50.000 (1a. serie), I.G.M.E., p. 1-X.

García-Dueñas V. y Martínez Martínez J.M., 1988, Despegues extensionales en el Dominio de Alborán. Symposium on the Geology of the Pyrenees and Betics, Barcelona, Abstracts, p. 23.

García-Dueñas V., Martínez Martínez J.M. y Navarro-Vila F., 1986, La zona de falla de Torres Cartas, conjunto de fallas normales de bajo ángulo entre Nevado-Filábrides y Alpujarrides (Sierra Alhamilla, Béticas orientales). Geogaceta, 1, p. 17-19.

García-Dueñas V., Martínez Martínez J.M., Orozco M. y Martín Ramos D., 1987, El sentido de desplazamiento de los Mantos Nevado-Filábrides. Geogaceta, 3, p. 11-13.

García-Dueñas V., Martínez-Martínez J.M., Orozco M. y Soto J.I., 1988, Plis-nappes, cisaillements syn- à post-métamorphiques et cisaillements ductiles-fragiles en distension dans les Nevado-Filabrides (Cordillères bétiques, Espagne). C. R. Ac. Sc., 307, Série II, p. 1389-1395.

García-Dueñas V., Martínez Martínez J.M. y Soto J.I., 1988, Los Nevado-Filábrides, una pila de pliegue-mantos separados por zonas de cizalla. Simposio cinturones orogénicos, II Congr. Geol. España, p. 17-26.

García-Dueñas V. y Navarro-Vila F., 1976, Alpujarrides, Malaguides et autres unités allochtones au Nord de la Sierra Nevada (Cordillères Bétiques, Andalousie). Bull. Soc. géol. Fr., 18, p. 641-648.

García-Dueñas V. y Navarro-Vila F., 1980, La Peza (1010). Mapa Geol. España 1:50.000 (2a. serie), I.G.M.E.

García-Hernández M., González-Donoso J.M., Linares A., Rivas P. y Vera J.A., 1976, Características ambientales del Lías inferior y medio en la Zona Subbética y su significado en la interpretación general de la Cordillera. Reun. Geod. Cord. Bet. y mar de Alborán, Pub. Univ. Granada (1978), p. 125-154.

García-Hernández M., López-Garrido A.C., Martín-Algarra A. y Vera J.A., 1982, Cambios eustáticos en el Cretácico de la Cordillera Bética: comparación de la evolución sedimentaria en un dominio de plataforma (Zona Prebética) y otro de umbral pelágico (Penibético). Cuad. Geol. Ibérica, 8, p. 581-597.

Gavala J., 1924, Mapa geológico de la provincia de Cádiz, Escala 1:200.000. I.G.M.E.

Geel T., 1973, The geology of the Betic of Málaga, the Subbetic, and the zone between these two units in the Velez-Rubio area (southern Spain). Tesis Univ. Amsterdam, Gwa Papers of Geology, 1, p. 1-179.

Gensous B., Tesson M. y Winnock E., 1986, La marge meridionale de la Mer d'Alborán: caracteres astructuro-sedimentaires et evolution recente. Marine Geology, 72, p. 341-370.

Gervilla F., 1990, Mineralizaciones magmáticas ligadas a la evolución de las rocas ultramáficas de la Serranía de Ronda (Málaga-España). Tesis Univ. Granada, Dpto de Mineralogía y Petrología (ed), p. 1-189.

Gervilla F., Torres-Ruiz J. y Fenoll P., 198X, las mineralizaciones de CR-NI de los macizos ultrabásicos de la provincia de Málaga (Sur de España). Caracterización, tipos composicionales y relaciones con las facies de las rocas encajantes.

Géry B., 1983, Situation et âge des formations sédimentaires allochtones du Nord de la Grande Kabylie: exemple du Djebel Aïssa Mimoun. C. R. Ac. Sc., 297, p. 729-734.

Gibb R.A., 1983, Model for suturing of Superior and Churchill plates: An example of double indentation tectonics. Geology, 11, p.413-417.

Gibbs A.D., 1984, Structural evolution of extensional basin margins. Jl. geol. Soc. London, 141, p. 609-620.

Goffé B., Michard A., García-Dueñas V. y González-Lodeiro F., 1988, Metamorphisme Haute presion-Basse Temperature dans les nappes alpujarrides (Espagne); consequences tectoniques. Symposium on the Geology of the Pyrenees and Betics, Barcelona, Abstracts, p. 20.

Goguel J., 1963, L'interpretation de l'arc des Alpes occidentales. Bull. Soc. géol. Fr., 5, p. 20-33.

González Casado J.M. y Casquet C., 1987, Significado de las estructuras tardías , "S-C", de la región de Berzosa-Honrubia (Sistema Central Español). Cuad. Lab. Xeol. Laxe, 12, p. 243-250.

González-Donoso J.M., 1967, Estudio geológico de la Depresión de Granada. Teis Univ. Granada, p. 1-XXX.

González-Donoso J.M., 1977-78, Los materiales miocénicos de la Depresión de Granada. Cuad. Geol., 8-9, p. 191-203.

González-Donoso J.M., Linares D., Martin-Algarra A., Molina E y Serrano F., 1986, Sobre la edad y significado tectonosedimentario de la formación del Pantano de Andrade (Cordillera Bética, Provincia de Málaga). Bol. R. Soc. Española Hist. Nat., 13, p. 275-285.

González-Donoso J.M., Linares D., Martin-Algarra A., Rebollo M., Serrano F. y Vera J.A., 1983, Discontinuidades stratigráficas durante el Cretácico en el Penibético (Cordillera Bética). Est. Geol., 39, p. 71-116.

González-Donoso J.M., Linares D. y Molina E., 1981, Nuevos datos acerca de la edad de los materiales miocénicos transgresivos sobre las Zonas Internas de las Cordilleras Béticas en la provincia de Málaga. Bol. Soc. Española Hist. Nat., 79, p. 103-113.

Green D.H. y Ringwood A.E., 1967, An experimental investigation of the gabbro to eclogite transformation and its petrological applications. Geochim. Cosmochim. Acta, 31, p. 767-833.

Griffon J.C., 1966, La dorsale calcaire au Sud de Tetouan. En: Etudes Géologiques sur la Chaîne du Rif. Not. et Mém. du Service Géol. Maroc, 184, p. 149-225.

Guidotti C.V., 1968, On the relative scarcity of paragonite. *Am. Mineralogist*, 53, p. 963-974.

Gutnic M., 1969, La dorsale rifaine dans la région d'Asifane. En: Etudes géologiques sur la chaîne du Rif. Not. et Mém. du Serv. Géol. Maroc, 194, p. 51-123.

Hatzfeld D. y Boloix M., 1976, Resultados preliminares de los perfiles sísmicos profundos del mar de Alborán. Reun. Geod. Cord. Bét. y mar de Alborán. Pub. Univ. Granada (1978), p. 19-23.

Herbig H.G., 1983, El Carbonífero de las Cordilleras Béticas. In: Martínez-Díaz (ed): Carbonífero y Pérmico de España. X Congreso Internacional de Estratigrafía y Geología del Carbonífero, Madrid, p. 345-355.

Herbig H.G., 1984, Rekonstruktion eines nicht mehr existenten Sedimentationsraumes. Die Kalkgerölle im Karbon-Flysch der Malaguiden (Betische Kordillere, Südspanien). *Facies*, 11, p. 1-108.

Herbig H.G. y Mamet B., 1983, Fossils and age of the limestone boulders in the Marbella Formation (Betic Cordillera, Southern Spain). X Congreso internacional de Estratigrafía y Geología del Carbonífero. Libro de resúmenes, abstract N° 40.

Hernandez J., 1983, Le volcanisme miocène du Rif oriental (Maroc). *Geologie, pétrologie et mineralogie d'une province shoshonitique*. Tesis Univ. Paris VI, p. 1-590.

Hernandez J. y Bellon H., 1985, Chronologie K-Ar du volcanisme miocène du Rif oriental (Maroc): implications tectoniques et magmatologiques. *Rev. Géogr. phys. et Géol. dyn.*, 26, p. 85-94.

Hernández Pacheco A., 1967, Estudio petrográfico y geoquímico del macizo ultramáfico de Ojén (Málaga). *Est. Geol.*, XXIII, p. 85-143.

Hermes J.J., 1978a, The stratigraphy of the Subbetic and Southern Prebetic of the Velez-Rubio-Caravaca area and its bearing on transcurrent faulting in the Betic Cordilleras of Southern Spain. *Kon. Ned. Akad. Wetensch. Proc.*, 81 (1), p. 41-72.

Hermes J.J., 1978, The Prebetic zone, the Guadalquivir basin and the Balearic promontory. *C. R. somm. Soc. géol. France*, 4, p. 187-190.

Hermes J.J., 1982, On alleged rotation of the island of New Guinea. *Pacific Geology*, 16, p. 53-57.

Hermes J.J., 1984, New data from the Vélez-Rubio Corridor: support for the transcurrent nature of this linear structure. *Geology*, 87, p. 319-333.

Hermes J.J. y Kurhy B., 1969, Remarks on the age of emplacement of the Betic of Málaga in the Sierra Espuña, Spain. *Geol. Mijnb.*, 48, p. 72-74.

Hoepfener R., Hoppe P., Dürr S. y Mollat H., 1964, Ein Querschnitt durch die Betischen Kordilleren bei Ronda (SW Spanien). *Geol. Mijnb.*, 43, p. 282-298.

Hoepfener R., Hoppe P., Mollat H., Muchow S., Dürr S. y Kockel F., 1964, Über den westlichen Abschnitt der Betischen Kordilleren und seine Beziehungen zum Gesamtorogen. *Geol. Rdsch.*, 53, p. 269-296.

- Holdaway M.J., 1971, Stability of andalusite and the aluminum silicate triple point. *Am. J. Sci.*, 271, p. 97-131.
- Holdaway M.J. y Lee S.M., 1977, Fe-Mg cordierite stability in high-grade pelitic rocks based on experimental, theoretical and natural observations. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 63, p. 175-198.
- Hoppe P., 1968, Stratigraphie und Tectonik der Berge um Grazalema. *Geol. Jb.*, 86, p. 267-338.
- Horvarth F., Berckhemer H. y Stegena L., 1981, Models of Mediterranean back-arc formation. *Phil. Trans. R. Soc. London, A* 300, p. 383-402.
- Hoschek G., 1969, The stability of staurolite and chloritoid and their significance in metamorphism of pelitic rocks. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 22, p. 208-232.
- Houseman G.A., Mckenzie D.P. y Molnar P., 1981, Convective instability of a thickened boundary layer and its relevance for the thermal evolution of continental convergence belts. *J. Geophys. Res.*, 86, p. 6115-6132.
- Jerez Mir F., 1979, Contribución a una nueva síntesis de las Cordilleras Béticas. *Bol. Geol. Min.*, 90, 503-555.
- Jerez Mir F., 1981, Propuesta de un nuevo modelo tectónico general para las Cordilleras Béticas. *Bol. Geol. Min.*, 92, p. 1-18.
- Jerez Mir L., 1984, Sobre la reconstrucción de la cuenca alpina del Mediterráneo occidental y su deformación orogénica. I Congreso Español de Geología, Segovia.
- Julivert M. y Arboleya M.L., 1986, Areal balancing and estimate of areal reduction in a thin-skinned fold-and-thrust belt (Cantabrian zone, NW Spain): constraint on its emplacement mechanism. *J. Struct. Geol.*, 8, p. 407-414.
- Julivert M., Fontboté J.M., Riveiro A. y Conde L., 1972, Mapa tectónico de la Península Ibérica y Baleares 1:1.000.000, I.G.M.E., p. 1-113.
- Kampschuur W. y Rondeel H.E., 1975, The origin of the Betic orogen, Southern Spain. *Tectonophysics*, 27, p. 39-56.
- Karato S.I., Toriumi M. y Fujii, 1980, Dynamic recrystallisation of olivine single crystals during high temperature creep. *Geophys. Res. Lett.*, 7, p. 649-652.
- Kerr R.A., 1983, Suspect terranes and Continental Growth. *Science*, 222, p. 36-38.
- Kerrick D.M., 1968, Experiments on the upper stability limit of pyrophyllite at 1.8 kb and 3.9 kb water pressure. *Am. J. Sci.*, 266, p. 204-214.
- Kligfield R., Crespi J., Narvk S. y Davis G.H., 1984, Displacement and strain patterns of extensional orogens. *Tectonics*, 3, p. 577-605.
- Kockel F., 1958, Conodonten aus dem Paläozoikum von Málaga (Spanien). *N. Jb. Geol. Paläont., Mh.*, p. 255-262.
- Kockel F., 1959, Conodontos del Paleozoico de Málaga. *Not. y Com. I. G. M. E.*, 53, p. 149-164.
- Kockel F., 1963, Die Geologie des Gebietes zwischen dem Rio Guadalhorce und dem Plateau von Ronda (Spanien). *Geol. Jb.*, 81, 413-480.

- Kockel F. y Stoppel D., 1962, Nuevos hallazgos de conodontos y algunos cortes en el Paleozoico de Málaga (Sur de España). Not. y Com. I.G.M.E., 68, p.133-170.
- Kornprobst J., 1966, La chaîne du Haouz, de la Hafa Queddana au col d'Azlu d'Arabia. En: Etudes géologiques sur la chaîne du Rif. Not. et Mém. du Serv. Géol. Maroc., 184, p. 9-61.
- Kornprobst J., 1971, Contribution a l'étude petrographique et structurale de la zone interne du Rif. Tesis Univ. Paris, p. 1-376.
- Kornprobst J., 1976, Signification structurale des peridotites dans l'orogène bético-rifain: arguments tirés de l'étude des detritus observés dans les sédiments paléozoïques. Bull. Soc. géol. Fr., 18, p. 607-618.
- Lajat D., Gonnard R., Letouzey J. y Biju-Duval B., 1975, Prolongement dans l'Atlantique de la partie externe de l'arc bético-rifain. Bull. Soc. géol. Fr., p. 462-480.
- Laubscher H.P., 1975, Plate boundaries and microplates in alpine history. Am. J. Sci., 275, p. 865-876.
- Leblanc D., 1980, L'accident du Nekor et la structure du Rif oriental (Maroc). Rev. Géol. dyn. Géogr. phys., 22, p. 267-277.
- Leblanc D., 1990, Tectonic adaptation of the External Zones around the curved core of an orogen: the Gibraltar Arc. J. Struct. Geol., 12, p. 1013-1018.
- Leblanc D. y Olivier Ph., 1984, Role of strike slip faults in the betic-rifian orogeny. Tectonophysics, 101, p. 345-355.
- Leikine M., 1969, La chaîne du Haouz au Nord de Tétouan (Jbel Dersa). En: Etudes géologiques sur la chaîne du Rif. Not. et Mém. du Srev. Géol. Maroc, 194, p. 7-51.
- Leine L., 1966, On the tectonics of the Menas de Serón region, western Sierra de los Filabres, SE Spain. Proc. Kon. Ned. Akad. V. Wet., 69, p. 403-414.
- Leine L., 1968, Rauhewackes in the Betic Cordilleras, Spain. Tesis Univ. Amsterdam, Princo N.V., Rotterdam, p. 1-112.
- Le Pixon X., 1968, Sea floor spreading and continental drift. J. Geophys. Res., 73, p. 3661-3697.
- Le Pichon X., Pautot G., Auzende J.M. y Olivet J.L., 1971, La Méditerranée Occidentale depuis l'Oligocène. Schema d'évolution. Earth Planet. Sci. Lett., 13, p. 145-152.
- Le Pichon X., Pautot G. y Weill J.P., 1972, A model of opening of the Alboran Sea. Nature Phys. Sci., 236, p. 83-85.
- Lister G.S., 1984, S-C Mylonites. J. Struct. Geol., 6, p. 617-638.
- Lister G.S., 1977, Discussion: crossed-girdle c-axis fabrics in quartzites plastically deformed by plane strain and progressive simple shear. Tectonophysics, 39, p. 51-54.
- Lister G.S. y Dornsiepen V.F., 1982, Fabric transitions in the Saxony granulite terrain. J. Struct. Geol., 4, p. 81-91.
- Lister G.S., Etheridge M.A. y Symonds P.A., 1986, Detachment faulting and the evolution of passive continental margins. Geology, 14, p. 246-250.

- Lister G.S. y Williams P.F., 1979, Fabric development in shear zones: theoretical controls and observed phenomena. *J. Struct. Geol.*, 1, p. 283-297.
- Loomis T.P., 1972a, Contact metamorphism of pelitic rocks by the Ronda ultramafic intrusion, Southern Spain. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 83, p. 2449-2474.
- Loomis T.P., 1972b, Diapiric emplacement of the Ronda high-temperature ultramafic intrusion, Southern Spain. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 83, p. 2475-2496.
- Loomis T.P., 1975, Tertiary mantle diapirism, orogeny and plate tectonics East of the Strait of Gibraltar. *Am. J. Sci.*, 275, p. 1-30.
- Loomis T.P., 1976, Irreversible reactions in high-grade metapelite rocks. *J. Petrology*, 17, p. 559-588.
- Loomis T.P., 1977, Kinematics of a garnet Granulite Reaction. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 62, p. 1-22.
- Lopez-Garrido A.C. y Orozco M., 1970, Estudio estratigráfico del sector centro-oriental de la Sierra Arana (Cordilleras Béticas). *Acta Geol. Hisp.*, 5, p. 4-7.
- Lundeen M.T., 1978, Emplacement of the Ronda peridotite, Sierra Bermeja, Spain. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 89, p. 172-180.
- Lupiani Moreno E. y Soria Mingorance J., 1988, Granada (1009). Mapa Geol. España 1:50.000 (2a. serie), I.G.M.E., p. 1- 73.
- Maate A., 1984, Etude géologique de la couverture mésozoïque et cénozoïque des Unites Ghomarides au Nord de Tetouan (Rif interne, Maroc). Tesis 3er. ciclo Univ. Toulouse, p. 1- 161.
- Maate A., 1986, Tectonics and plate tectonics model for the Variscan Belt of Europe. *Tectonophysics*, 126, p. 329-374.
- Magne J., Peyre Y., del Valle M. y Vera J.A., 1969, La serie estratigráfica del Gallo-Vilo (provincia de Málaga, España). *Acta Geol. Hisp.*, 4, p. 67-71.
- Majesté-Menjoulas C., Bouillin J.P. y Cygan C., 1984, La série de Bivongi, type de succession paléozoïque (Ordovicien à Carbonifère) de Calabre méridionale. *C. R. Ac. Sc.*, 299, p. 249-252.
- Mäkel G.H., 1985, The geology of the Malaguide Complex and its bearing on the geodynamic evolution of the Betic-Rif orogen (Southern Spain and Northern Morocco). *GUA papers of Geology*, 22, p. 1-263.
- Malod J.A. y Mougenot D., 1979, L'histoire géologique néogène du Golfe de Cadix. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 7, p. 603-611.
- Malavielle J., Lacassin R. y Mattauer M., 1984, Signification tectonique des lineations d'allongement dans les Alpes occidentales. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 26, p. 895-906.
- Martin J. y Braga J.C., 1987, Alpujarride carbonate deposits (Southern Spain)- Marine sedimentation in a Triassic Atlantic. *Palaeogeograph. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 59, p. 243-260.
- Martin-Algarra A., 1980, Las unidades del contacto entre las Zonas Internas y las Externas al SE de Ronda (Cordilleras Béticas, Andalucía). Tesis Lic. Univ. Granada, p. 1-139.

- Martin-Algarra A., 1987, Evolución geológica alpina del contacto entre las zonas internas y las externas de la Cordillera Bética (sector central y occidental). Tesis Univ. Granada, Dpto. Estratigrafía y Paleontología (ed), p. 1-1271.
- Martin-Algarra A., Checa A., Oloriz F. y Vera J.A., 1983, Un modelo de sedimentación pelágica en cavidades kársticas: la Almola (Cordillera Bética). Comunicaciones X Cong. Nac. Sed., 3, p. 21-24.
- Martin-Algarra A. y Estévez A., 1984, La Brèche de la Nava: dépôt continental synchrone de la structuration pendant le Miocène inférieur des zones internes de l'Ouest des Cordillères bétiques. C. R. Ac. Sc., 299, p. 463-466.
- Martin-Algarra A. y Martínez-Gallego J., 1984, El Paleógeno del Penibético. Mediterránea, 3, p. 41-64.
- Martin-Algarra A., Oloriz F. y Estevez A., 1979, La serie de la Almola. Precisiones estratigráficas y consideraciones sobre el contacto entre las Zonas Internas y Externas en la transversal de Ronda. II Congreso de Estratigrafía y Paleogeografía del Jurásico de España. Cuad. Geol., 10, p. 283-293.
- Martin-Algarra A., Sanz de Galdeano C. y Estevez A., 1988, Lévolution tectosédimentaire miocène de la région au Nord de Sierra Arana (Cordillère Bétique) et sa relation avec la mise en place du Bloc d'Alboran. Bull. Soc. Geol. Fr., 8, p. 119-127.
- Martin-Serrano A., 1985, La estructura de las unidades del flysch del Campo de Gibraltar, consecuencias tectónicas y paleogeográficas. Bol. Geol. Min., 96, p. 3-26.
- Martínez del Olmo W., García Mallo J., Leret Verdu G., Serrano Oñate A. y Suarez Alba J., 1984, modelo tectonosedimentario del bajo Guadalquivir. I Congreso Español de Geología, 1, p. 199-213.
- Martínez Martínez J.M., 1986, Evolución tectono-metamórfica del Complejo Nevado-Filábride en el sector de unión entre Sierra Nevada y Sierra de los Filabres (Cordilleras Béticas). Cuad. Geol., 13, p. 1-194.
- Martínez Martínez J.M., 1986, Fábricas y texturas miloníticas. Cinemática de las traslaciones en el complejo Nevado-Filábride (Cordilleras Béticas, España). Est. Geol., 42, p. 291-300.
- Masclé G.H., 1980, Pre-Triassic fit and alpine tectonics of continental blocks in the western Mediterranean: Discussions and reply. Geol. Soc. Am. Bull., 91, p. 631-636.
- Mattauer M., 1963, Le style tectonique des Chaînes tellienne et rifaine. Geol. Rdsch., 53, p. 296-313.
- Matte Ph., Maluski H., Rajlich P. y Franke W., 1990, Terrane boundaries in the Bohemian Massif: Result of large-scale Variscan shearing. Tectonophysics, 177, p. 151-170.
- Mauthe F., 1970, Das Subbético Schollenland zwischen Olvera und Montellano (Prov. Cádiz und Sevilla, Südwestspanien). Geol. Jb., 88, p. 421-469.
- Mauthe F., 1971, La geología de la Serranía de Ronda (Cordillera Bética Occidental). Bol. Geol. Min., 82, p. 1-36.
- Mcklay K.R. y Price N.J., Thrust and nappe tectonics. Geol. Soc. of London, Blackwell Sc Pub., p. 1-539.

- Medialdea T., Suriñach E., Vegas R., Banda E. y Ansorge J., 1986, Crustal structure under de western end of the Betic Cordillera (Spain). *Annales Geophysicae*, 4, p. 457-464.
- Megard F., 1969, La partie orientale du massif des Bokoyas. En: *Etudes géologiques sur la chaîne du Rif. Not. et Mém. du Serv. Géol. Maroc*, 194, p. 123-198.
- Megías A.G., 1982, La evolución del Mar de Alborán y cadenas bético-maghrebides durante el Neógeno. 5º Congreso Latinoamericano de Geología, Buenos Aires.
- Mehnert K.R., 1968, *Migmatites and the origin of granitic rocks*. Elsevier Publishing Co., Amsterdam, p. 1-393.
- Michard A. y Chalouan A., 1978, Presence de l'orogène Varisque dans le socle interne rifo-kabyle (microplaque d'Alborán s.l.). *C. R. Ac. Sc.*, 287, p. 903-906.
- Michard A. y Chalouan A., 1990, The Ghomarides paleozoic terrane, Rif-coast range, Morocco, and its bearing on western mediterranean tectonics. V Congress of the Geological Society of Greece, Thessaloniki, Abstracts, p. 55.
- Michard A., Chalouan A., Montigny R. y Ouazzani-Touhami M., 1983, Les nappes cristalloyphylles du Rif (Sebtides, Maroc), témoins d'un édifice alpin de type pennique incluant le manteau supérieur. *C. R. Ac. Sc.*, 296, p. 1337-1340.
- Michelau P., 1943, *Das Paläozoikum der Betischen Ketten nord-westlich von Málaga*. Tesis Univ. Berlín, p. 1-44.
- Miyashiro A., 1973, *Metamorphism and Metamorphic Belts*. Allen & Unwin, London, p. 1-492.
- Mollat H., 1968, Schichtenfolge und tektonischer Bau der Sierra Blanca und ihrer Umgebung. *Geol. Jb.*, 86, p. 471-532.
- Milliard Y., 1959, Sur l'existence du Permien dans le massif paléozoïque interne du Rif (Maroc). *C. R. Ac. Sc., Série II*, 249, p. 1051-1052.
- Mon R., 1971, Estudio geológico del extremo occidental de los Montes de Málaga y de la Sierra de Cártama (Prov. de Málaga). *Bol. Inst. Geol. Min. España*, 82, p. 132-146.
- Monié P., Galindo-Zaldivar J., González-Lodeiro F., Goffé B. y Jabaloy A., 1991, Ar/Ar geochronology of Alpine tectonism in the Betic Cordilleras (southern Spain). *Jl. geol. Soc. London*, 148, p. 288-297.
- Morley C.K., 1986, A classification of thrusts fronts. *Bull. Am. Ass. Petrol. Geol.*, 70, p. 12-25.
- Mouterde R., 1966, Sur quelques ammonites du Lias du Rif: remarques paléontologiques. En: *Etudes géologiques sur la chaîne du Rif. Not et Mém. du Serv. Géol. Maroc*, 184, p. 225-237.
- Muñoz M., 1991, Significado de los cuerpos de leucogranitos y de los "gneisses cordieríticos con litoclastos" asociados en la Unidad de Guadaiza (Alpujárrides occidentales, Béticas). *Geogaceta*, 9, p. 10-13.
- Muñoz M., en prensa. Petrología. en: Algeciras (87). Mapa Geológico de España 1:200.000, ITGE, en prensa.
- Navarro-Vila F., 1976, Los Mantos Alpujárrides y Maláguides al N. de Sierra Nevada. Tesis Univ. Bilbao, p. 1-288.

- Navarro-Vila F. y Tubía J.M., 1983, Essai d'une nouvelle différentiation des Nappes Alpujarrides dans le secteur occidental des Cordillères Bétiques (Andalousie, Espagne). C. R. Ac. Sc., Série II, p. 111-114.
- Naruk S.J., 1986, Strain and displacement across the Pinaleno Mountains shear zone, Arizona, U.S.A. J. Struct. Geol., 8, p. 35-46.
- Nesteroff W.D. y Ryan W.B.F., 1973, Séries stratigraphiques et implications tectoniques du forage Joides 121 en mer d'Alborán. Bull. Soc. géol. Fr., 15, p. 113-114.
- Nicolas A., 1986, Structure and petrology of peridotites: Clues to their geodynamic environment. Rev. Geophys., 24, p. 875-895.
- Nicolas A., Bouchez J.L. y Boudier F., 1972, Interpretation cinématique des déformations plastiques dans le massif de lherzolite de Lanzo (Alpes piémontaises). Comparaison avec d'autres massifs. Tectonophysics, 14, p. 143-171.
- Nicolas A., Bouchez J.L., Boudier F. y Mercier J.C., 1971, Textures, structures and fabrics due to solid state flow in some European lherzolites. Tectonophysics, 12, p. 55-86.
- Nicolas A. y Jackson E.D., 1972, Répartition en deux provinces des péridotites des chaînes alpines longeant la Méditerranée: implications géotectoniques. Bull. Suisse Mineral Petrog., 53, p. 385-401.
- Nicolas A. y Poirier J.P., 1976, Crystalline plasticity and solid state flow in metamorphic rocks. Ed. Wiley-Interscience, Londres, p. 1-444.
- Nicolas A. y Violette J.F., 1982, Mantle flow at oceanic spreading centers: models derived from ophiolites. Tectonophysics, 81, p. 319-339.
- Nijhuis H.J., 1964, Plurifacial alpine metamorphism in the south-eastern Sierra de los Filabres south of Lubrín, SE Spain. Tesis Univ. Amsterdam, p. 1-151.
- Obata M., 1977, Petrology and petrogenesis of the Ronda high-temperature peridotite intrusion, Southern Spain. Tesis Instituto Tecnológico de Massachusetts, p. 1-220.
- Obata M., 1980, The Ronda peridotite: Garnet-, Spinel-, and Plagioclase-Lherzolite facies and the P-T trajectories of a high-temperature mantle intrusion. J. Petrology, 21, p. 533-572.
- O'Hara M.J., 1967, Mineral paragenesis in ultrabasic rocks. En: Ultramafic and related rocks. P.J. Wyllie ed., New York, p. 393-401.
- Oldow J.S., 1981, Kinematics of late Mesozoic thrusting, Pilot Mountains, west-central Nevada, U.S.A. J. Struct. Geol., 3, p. 39-49.
- Olivet J.L., Auzende J.M. y Bonnin J., 1973, Structure et évolution tectonique du bassin d'Alborán. Bull. Soc. géol. Fr., 15, p. 108-112.
- Olivet J.L., Bonnin J., Beuzart P. y Auzende J.M., 1984, Cinématique de l'Atlantique nord et central. Publ. CNEXO. Rapp. Scient. et Techn., 54, p. 1-108.
- Olivier Ph., 1978, Etude géologique et structurale de la région de Jebha (Rif, Maroc); la terminaison NE de l'accident de Jebha-Chafrate. Trav. Lab. Géol. méditerranéenne, Univ. Paul Sabatier, Toulouse N°2120, p. 1-130.

Olivier Ph., 1982, L'accident de Jebha-Chrafate (Rif, Maroc). Rev. Géol. dyn. Géogr. phys., 23, p. 97-106.

Olivier Ph., 1984, Evolution de la limite entre zones internes et zones externes dans l'arc de Gibraltar (Maroc, Espagne). Tesis, Univ. Toulouse, p. 1-229.

Olivier Ph. y Magné J., 1985, Témoins de la sédimentation aptienne et albiennne à la bordure des Zones internes bético-rifaines (Arc de Gibraltar). C. R. Ac. Sc., 301, p. 329-334.

Orozco M., 1972, Los Alpujarrides en Sierra de Gádor Occidental. Tesis Univ. Granada, Pub. Univ. Granada, p. 1-399.

Orozco M. y Gálvez R., 1979, The development of folds in bedded chert and related rocks in the Malaguide Complex, Southern Spain. Tectonophysics, 56, p. 277-295.

Orueta D., 1917, Estudio geológico y petrográfico de la Serranía de Ronda. Mem. I.G.M.E., 28, p. 1-571.

Osete M.L., Freeman R. y Vegas R., 1988, Direcciones paleomagnéticas jurásicas en la Zona Subbética. Symposium on the Geology of the Pyrenees and Betics, Barcelona, Abstracts, p. 36.

Ott d'Estevou P. y Montenat C., 1988, Cadre et environnement structuraux des bassins neogènes du domaine bétique oriental. Implications geodynamiques. Symposium on the Geology of the Pyrenees and Betics, Barcelona, Abstracts, p. 33.

Paquet J., 1969, Etude Geologique de l'Ouest de la province de Murcie (Espagne). Soc. Géol. France, Mém. 111, p. 1-270.

Paquet J., 1972, Charriages et coulissement dans l'Est des Cordillères Bétiques (Espagne). Int. géol. Congr. 24th Sess. Canada (Montreal), 3, p. 395-404.

Paquet J., 1974, Tectonique éocène dans les Cordillères bétiques; vers une nouvelle conception de la paleogeographie en Mediterranée occidentale. Bull. Soc. géol. Fr., 15, p. 58-71.

Paterson M.S. y Weiss L.E., 1966, Experimental deformation and folding in phyllite. Geol. Soc. Am Bull., 77, p. 841-882.

Pendon J.G., 1978, Sedimentación turbidítica en las Unidades del Campo de Gibraltar. Tesis Univ. Granada, Pub. Univ. Granada, p. 1-251.

Perconing E., 1962, Sur la constitution géologique de l'Andalousie occidentale en particulier du bassin du Guadalquivir (Espagne méridionale). Soc. géol. Fr., Livr. Mém. Prof. P. Fallot, 1, p. 229-256.

Perez Lopez A., 1986, Estratigrafía y estructura del sector noroccidental de Sierra Arana (Subbético Interno, Cordillera Bética). Mediterránea, 5, p. 147-156.

Peyre Y., 1969, Essai sur la paléogeographie des Cordillères Bétiques au Cretacé inferieur: la transversale de Malaga (Andalousie). C. R. somm. S. G. F., 3, 45-49.

Peyre Y., 1974, Géologie d'Antequera et de sa region (Cordillères Bétiques, Espagne). Tesis Univ. Paris, Pub. Inst. Agron Paris, p. 1-528.

Pierre G. y Gigout M., 1976, Sur la deformation du littoral andalou, de Marbella a Cádiz, au cours

- du Quaternaire recent. Reun. Geod. Cord. Bét. y mar de Alborán, Pub. Univ. Granada (1978), p. 195-196.
- Piles E., Estévez C. y Barba A., 1978, Coín (1066). Mapa Geol. España 1:50.000 (2a serie). I.G.M.E.
- Platt J.P., 1982, Emplacement of a fold-nappe, Betic Cordilleras, S. Spain. *Geology*, 10, p. 97-102.
- Platt J.P., 1986, Dynamics of orogenic wedges and the uplift of high-pressure metamorphic rocks. *Bull. geol. Soc. Am.*, 97, p. 1037-1053.
- Platt J.P., 1987, The uplift of high-pressure-low-temperature metamorphic rocks. *Phil. Trans. R. Soc. London*, 321, p. 87-103.
- Platt J.P. y Behrmann J.H., 1986, Structures and fabrics in a crustal-scale shear zone, Betic Cordillera, SE Spain. *J. Struct. Geol.*, 8, p. 15-33.
- Platt J.P., Behrmann J.H., Cunningham P.C., Dewey J.F., Helman M., Parish A.M., Shepley M.G., Wallis S. y Weston P.J., 1989, Kinematics of the Alpine arc and the motion history of Adria. *Nature*, 337, p. 158-161.
- Platt J.P., Behrmann J.H., Martínez J.M. y Vissers R.L.M., 1984, A zone of mylonite and related ductile deformation beneath the Alpujarride Nappe Complex, Betic Cordilleras, S. Spain. *Geol. Rdsch.*, 73, p. 773-785.
- Platt J.P., Van den Eeckhout, Janzen E., Konert G. Simon O.J. y Weijermars R., 1983, The structure and tectonic evolution of the Aguilon fold-nappe, Sierra Alhamilla, Betic Cordilleras, SE Spain. *J. Struct. Geol.*, 5, p. 519-538.
- Platt J.P. y Vissers R.L.M., 1980, Extensional structures in anisotropic rocks. *J. Struct. Geol.*, 2, p. 397-410.
- Platt J.P. y Vissers R.L.M., 1989, Extensional collapse of thickened continental lithosphere: a working hypothesis for the Alboran Sea and Gibraltar Arc. *Geology*, 17, p. 540-543.
- Polvé M. y Allegre C.J., 1980, Orogenic lherzolite complexes studied by Rb-87 : a clue to understand the mantle convection processes?. *Earth. Plan. Sci. Lett.*, 51, p. 71-93.
- Portugal Ferreira M., Ferreira J.T., Puga E. y Díaz de Federico A., 1988, Geochronological contribution to the petrogenetic picture of the Betic Chain (SE Spain). *Coongreso Geológico de España, Comunicaciones*, vol. 2, p. 55-58.
- Price R.A., The southeastern Canadian Cordillera: thrust faulting, tectonic wedging, and delamination of the lithosphere. *J. Struct. Geol.*, 8, p. 239-254.
- Priem H.N.A., Boelrijk N.A.I.M., Hebeda E.H., Oen I.S., Verdurmen E.A.Th. y Verschure R.H., 1979, Isotopic dating of the emplacement of the ultramafic masses in the Serranía de Ronda, southern Spain. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 70, p. 103-109.
- Puga E., 1971, Investigaciones petrológicas en Sierra Nevada Occidental. Tesis Univ. Granada, Pub. Univ. Granada, p. 1-269.
- Puga E. y Díaz de Federico A., 1976, Pre-Alpine metamorphism in the Sierra Nevada Complex (Betic Cordillera, Spain). *Cuad. Geol.*, 7, p. 161-171.

Puga E. y Díaz de Federico A., 1976, Metamorfismo polifásico y deformaciones alpinas en el Complejo de Sierra Nevada (Cordillera Bética). Implicaciones geodinámicas. Reun. Geod. Cord. Bét. y mar de Alborán, Pub. Univ. de Granada (1978), p. 79-114.

Ramsay J.G., 1967, Folding and fracturing of rocks. McGraw-Hill Book Company, p. 1-568.

Ramsay J.G., 1980, Shear zone geometry: a review. *J. Struct. Geol.*, 2, p. 83-89.

Ramsay J.G., 1981, Tectonics of the Helvetic Nappes. En: McClay K.R. y Price N.J. (eds), Thrust and nappe tectonics. *Geol. Soc. of London*, p. 293-309.

Ramsay J.G. y Graham R.H., 1970, Strain variation in shear belts. *Can. J. Earth. Sci.*, 7, p. 786-813.

Raoult J.F., 1966, La chaîne du Haouz, du col d'Azlu d'Arabia au Bab Aonzar. En: Etudes géologiques sur la chaîne du Rif, *Not. et Mém. du Serv. Géol. Maroc*, 184, p. 61-149.

Raoult J.F., 1973, Réunion extraordinaire de la Société Géologique de France. L'Arc de Gibraltar (du 25 Septembre au 3 Octobre 1972). *Compte Rendu. Bull. Soc. géol. Fr.*, 15, p. 129-159.

Reading H.G. (ed), 1978, Sedimentary environments and facies. Blackwell Sci. Pub., p. 1-557.

Reisberg L. y Zindler A., 1987, Extreme isotopic variations in the upper mantle: evidence from Ronda., *Earth Plan. Sci. Lett.*, 81, p. 29-45.

Reisberg L., Zindler A. y Jagoutz E., 1989, Further Sr and Nd isotopic results from peridotites of the Ronda Ultramafic Complex. *Earth Plan. Sci. Lett.*, 96, p. 161-180.

Reuber I., Michard A., Chalouan A., Juteau T. y Jermoumi B., 1982, Structure and emplacement of the alpine-Type peridotites from Beni-Boussera, Rif, Morocco: a polyphase tectonic interpretation. *Tectonophysics*, 82, p. 231-251.

Ricou L.E., 1984, Les Alpes Occidentales: chaîne de décrochement. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 26, p. 861-874.

Ringwood A.E., The petrological evolution of island arc systems. *J. geol. Soc. Lond.*, 130, p. 183-204.

Riviere M., Bourgeois J. y Feinberg H., 1980, Evolution de la zone bétique au Miocène inférieur: asynchronisme tectonique entre l'Est et l'Ouest (Cordillères bétiques, Espagne). *C. R. somm. Soc. Géol. France*, 1, p. 21-24.

Rodriguez Fernández J., 1982, El Mioceno del sector central de las Cordilleras Béticas. Tesis Univ. Granada, Pub. Univ Granada, p. 1-224.

Roep T.B., 1972, Stratigraphy of the "permo-Triassic" Saladilla formation and its tectonic setting in the Betic of Malaga (Vélez-Rubio region, SE Spain). *Proc. Kon. Ned. Akad. v. Wet.*, 75, 3, p. 223-247.

Roever W.P., 1969, Genesis of the Western Mediterranean Sea: enigmatic oceanization, disruption of continental crust, or also upheaval above sea-level and later subsidence of oceanic floor?. *Verhandelingen Kon. Ned. Geol. Mijnbouw. Gen.*, 26, p. 9-11.

Roever W.P. y Nijhuis H.J., 1963, Plurifacial alpine matamorphism in the eastern Betic Cordilleras

- (SE Spain), with special refernce to the genesis of the glaucophane. *Geol. Rdsch.*, 53, p. 324-336.
- Rondeel H.E., 1965, Geological investigations in the Western Sierra Cabrera and adjoining areas, South-Eastern Spain. Tesis Univ. Amsterdam, p. 1-161.
- Ross J.V., Avé Lallemant H.G. y Carter N.L., 1980, Stress dependence of recrystallised-grain and subgrain size in olivine. *Tectonophysics*, 70, p. 39-61.
- Ruppel C., Royden L. y Hodges K.V., 1988, Thermal modeling of extensional tectonics: Application to the pressure-temperature-time histories of metamorphic rocks. *Tectonics*, 7, p. 947-957.
- Ryan W.B.F., Stanley D.J., Hersey J.B., Fahlquist D.A. y Allan T.D., 1969, The Tectonic and Geology of the Mediterranean Sea. En: Maxwell J.C. (ed) "The Sea", John Wiley and Sons, New York, Lamont-Doherty Geol. Observ. Contrib. 1469, 4, p. 387-492.
- Saâdi M. y Demnati A., 1976, Nouveau modele geotectonique pour le domaine Rifain. Reun. Geod. Cord. Bét. y mar de Alborán, Pub. Univ. Granada (1978), p. 159.
- Sanderson D.J., 1973, The development of fold axes oblique to the regional trend. *Tectonophysics*, 16, p. 55-70.
- Sanderson D.J., 1979, The transition from upright to recumbent folding in the variscan fold belt of southwest England: a model based on the kinematics of simple shear. *J. Struct. Geol.*, 1, p. 171-180.
- Sanderson D.J., 1982, Models of strain variation in nappes and thrusts sheets: a review. *Tectonophysics*, 88, p. 201-233.
- Sanderson D.J. y Marchini W.R.D., 1984, Transpresion. *J. Struct. Geol.*, 6, p. 449-458.
- Sanz de Galdeano C., 1976, Datos sobre las deformaciones neógenas y cuaternarias del sector de Padul (Granada). Reun. Geod. Cord. Bét. y mar de Alborán, Pub. Univ. Granada (1978), p. 197-219.
- Sanz de Galdeano C., 1983, Los accidentes y fracturas principales en las Cordilleras Béticas. *Est. Geol.*, 39, p. 157-165.
- Sanz de Galdeano C., Vidal F. y Miguel F. de, 1982, El sistema de fracturas de dirección N10-30°E del borde occidental de Sierra Nevada (Cordilleras Béticas). *Est. Geol.*, 38, p. 393-398.
- Savostin L.A., Sibuet J.C., Zonenshain L.P., Le Pichon X. y Roulet M.J., 1986, Kinematic evolution of the Tethys belt from the Atlantic Ocean to the Pamirs since the Triassic. *Tectonophysics*, 123, p. 1-35.
- Silverstone J., 1988, Evidence for the East-West crustal extension in the Eastern Alps: implications for the unroofing history of the Tauern window. *Tectonics*, 7, p. 87-105.
- Serrano F., 1979, Los foraminíferos planctónicos del Mioceno Superior de la Cuenca de Ronda y su comparación con los de otras áreas de las Cordilleras Béticas. Tesis Univ. Málaga, p. 1-272.
- Shackleton R.M. y Alison C.R., 1984, The relation between regionally consistent stretching lineations and plate motions. *J. Struct. Geol.*, 6, p. 111-117.
- Sibson R.H., 1977, Fault rocks and fault mechanism. *J. Geol. Soc. London*, 133, p. 191-213.
- Simancas J.F. y Campos J., 1988, La estructuración de componente Norte de los Mantos Alpujárrides

en el sector central de la Cordillera Bética. Simposio Cinturones Orogénicos, II Congr. Geol. España, p. 27-33.

Simon O.J. y Visscher M., 1983, El Pérmico de las Cordilleras Béticas. En Martínez Díaz C. (Ed.), El Carbonífero y Pérmico de España. X Congr. Int. Estr. Geol. Carbonífero, p. 451-462.

Simon O.J., Westerhof A. y Rondeel H., 1976, A propos d'une paléogéographie de la Zon Bétique (Espagne méridionale); implications géodynamiques. Bull. Soc. géol. Fr., 18, p. 601-605.

Simpson C. y Schmid S.M., 1983, An evaluation of criteria to deduce the sense of movement in sheared rocks. Geol. Soc. Am. Bull., 94, p. 1281-1288.

Smet M.E.M. de, 1984, Investigations of the Crevillente Fault Zone and its Role in the Tectogenesis of the Betic Cordilleras, Southern Spain. Free University Press, Amsterdam, p. 1-174.

Smet M.E.M. de, 198X, Wrenching in the External Zone of the Betic Cordilleras, southern Spain. Tectonophysics, 106, p.

Smith A.G., 1971, Alpine deformation and the oceanic areas of the Tethys. Geol. Soc. Am. Bull., 82, p. 2039-2070.

Soto J.I., 1986, Relaciones estructurales entre Predorsal, Dorsal, Alpujarrides y Maláguides en la Sierra de Alcaparain (Málaga). Tesis de Licenciatura, p. 1-85.

Soto J.I. y Gervilla F., 1991, Los macizos ultramáficos de Sierra de las Aguas y Sierra de Robla como una ventana extensional (Béticas occidentales). Geogaceta, 9, p. 21-23.

Spear S. y Cheney J.T., 1989, A petrogenetic grid for pelitic schists in the system $SiO_2-Al_2O_3-FeO-MgO-K_2O-H_2O$. Contrib. Mineral Petrol., 101, p. 149-164.

Spry A., 1969, Metamorphic textures. Pergamon Press, Oxford, p. 1-350.

Suen C.J., 1978, Geochemistry of peridotites and associated mafic rocks, Ronda ultramafic complex, Spain. Tesis, Massachusetts Inst. of Technology, p. 1-283.

Suriñach E. y Udías A., 1976, Determinación de la raíz de Sierra Nevada-Los Filabres a partir de medidas de refracción sísmica y gravimetría. Reun. Geod. Cord. Bét. y mar de Alborán, Pub. Univ. Granada (1978), p. 25-34.

Takagi H., 1986, Implications of mylonitic microstructures for the geotectonic evolution of the Median Tectonic Line, Central Japan. J. Struct. Geol., 8, p. 3-14.

Tapponier P., 1977, Evolution tectonique du système alpin en Méditerranée: poinçonnement et écrasement rigide-plastique. Bull. Soc. géol. Fr., 19, p. 437-460.

Thompson J.B.Jr. y Norton S.A., 1968, Capítulo 24, En Zen et al. (Eds.), Studies on appalachian geology. New York, p. 319-327.

Thurow J., 1997, Die kretazischen turbiditserien im Gibraltarbogen: Bindeglied zwischen atlantischer und tethyalen entwicklung. Tesis Univ. Tübingen, p. 1-494.

Torres-Roldan R.L., 1974, El metamorfismo progresivo y la evolución de la serie de facies en las metapelitas alpujarrides al SE de Sierra Almirajara. Cuad. Geol., 5, p. 21-77.

Torres-Roldan R.L., 1979a, 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, p. 19-51.
- Torres-Roldan R.L., 1979b, La evolución tectonometamórfica del Macizo de Los Reales (Extremo Occidental de la Zona Bética). Un ensayo sobre el origen de gradientes anómalos de alta temperatura en el dominio cortical Alpujárride-Maláguide de la Zona Bética (Cordilleras Béticas, Andalucía). Tesis Univ. Granada, p. 1-230.
- Torres-Roldan R.L., Poli G. y Peccerillo F., 1986, An Early Miocene arc-tholeiitic magmatic dike event from the Alboran Sea- Evidence for precollisional subduction and back-arc crustal extension in the westernmost Mediterranean. *Geol. Rdsch.*, 75, p. 219-234.
- Trümpy R. 1976, Du Pèlerin aux Pyrénées, *Ecl. Geol. Helv.*, 69, p. 249-264.
- Trümpy R., 1983, Le Rif et le Tell: leur place entre les océans et entre les continents. *Rev. Géogr. phys. et Géol. dyn.*, 24, p. 197-199.
- Tubía J.M., 1984, Emplazamiento hacia el ENE del Manto de Los Reales (Alpujárrides occidentales): criterios estructurales y de petrofábrica. *Est. Geol.*, 40, p. 177-182.
- Tubía J.M., 1985, Sucesiones metamórficas asociadas a rocas ultramáficas en los Alpujárrides occidentales. Tesis Univ. País Vasco, p. 1-263.
- Tubía J.M., 1988, Estructura de los Alpujárrides occidentales: cinemática y condiciones de emplazamiento de las peridotitas de Ronda. Parte I: características litológicas. *Bol. Geol. Min.*, 99, p. 3-50.
- Tubía J.M. y Cuevas J., 1986, High-temperature emplacement of the Los Reales peridotite nappe (Betic Cordillera, Spain). *J. Struct. Geol.*, 8, p. 473-482.
- Tubía J.M., Cuevas J. y Navarro-Vila F., 1989, Interprétation des cisaillements ductiles vers le NE dans le gneiss de Torrox (Complexe Alpujárride, Cordillères Bétiques). *Geodinamica Acta*, X, p. 107-116.
- Tullis J., Christie J.M. y Griggs D.T., 1973, Microstructures and preferred orientations of experimentally deformed quartzites. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 84, p. 297-314.
- Turner F.J. y Weiss L.E., 1963, Structural analysis of metamorphic tectonites. McGraw-Hill, New York, p. 1-545.
- Uchupi E., Emery K.O., Gowin C.O. y Phillips J.O., 1976, Continental Margin of Western Africa, Senegal to Portugal. *Am. Ass. Petr. Geol.*, 60, p. 809-878.
- Udías A., 1967, The focal mechanism of earthquakes in the Southern coast of the Iberian Peninsula. *Tectonophysics*, 4, p. 229-234.
- Udías A., 1976, The program of deep seismic sounding in Spain. *Reun. Geod. Cord. Bét. y mar de Alborán, Pub. Univ. Granada (1978)*, p. 3-7.
- Udías A., Lopez-Arroyo A. y Mezcua J., 1976, Sismotectónica de la región de las islas Azores a la Península Ibérica. *Reun. Geod. Cord. Bét. y mar de Alborán, Pub. Univ. Granada (1978)*, p. 47-58.
- Van I.R., Graham R.H. y Hayward A.B., 1986, The structure of mountain fronts. *J. Struct. Geol.*, 8, p. 215-227.

- Van Bemmelen R.W., 1927, Bidrage tot de Geologie der Betische Ketens in the provincie Granada. Tesis Univ. Delft, p. 1-176.
- Van Bemmelen R.W., 1969, The Alpine Loop of the Tethys zone. *Tectonophysics*, 8, p. 107-113.
- Van de Fliert J.R., Graven H., Hermes J.J. y Smet M.E.M., 1980, On stratigraphic anomalies associated with major transcurrent faulting. *Ecl. Geol. Helv.*, 73, p. 223-237.
- Van den Boogard M., 1965, Two conodont faunas from the Paleozoic of the Betic of Malaga near Vélez-Rubio, SE Spain. *Proc. Kon. Ned. Akad. v. Wet.*, 68, p. 33-37.
- Vauchez A. y Nicolas A., 1991, Mountain Building: strike-parallel motion and mantle anisotropy. *Tectonophysics*, 185, p. 183-201.
- Vegas R. y Muñoz M., 1984, Sobre la evolución dinámica del borde meridional de la placa ibérica. I Congr. Español de Geología, 3, p. 105-118.
- Vera J.A., 1969, Estudio geológico de la Zona Subbética en la transversal de Loja y sectores adyacentes. Tesis Univ. Granada. Mem. 72 I.G.M.E., p. 1-172.
- Vera J.A., 1970, Estudio estratigráfico de la Depresión Guadix-Baza. *Bol. Geol. Min.*, 81, p. 429-462.
- Vielzeuf D. y Kornprobst J., 1984, Crustal splitting and the emplacement of Pyrenean lherzolites and granulites. *Earth Plan Sci. Lett.*, 67, p. 87-96.
- Watts M.J. y Williams G.D., 1979, Fault rocks as indicators of progressive deformation in the Guingamp region, Brittany. *J. Struct. Geol.*, 1, p. 323-332.
- Weijermaars R., 1985, Uplift and subsidence history of the Alboran basin and a profile of the Alboran Diapir (W-Mediterranean). *Geol. Mijnb.*, 64, p. 349-356.
- Wernicke B., 1984, Uniform-sense normal shear of the continental lithosphere. *Can. J. Earth. Sci.*, 22, p. 108-125.
- Wernicke B. y Burchfiel B.C., 1982, Modes of extensional tectonics. *J. Struct. Geol.*, 4, p. 105-115.
- Westerhof A.B., 1974, Genesis of a magnetite ore near Marbella, Southern Spain: formation by oxidation of silicates in polymetamorphic gedrite-bearing and other rocks. *G.U.A. papers*, 6, p. 1-216.
- Westerhof A.B., 1977, On the contact relations of High-temperature peridotites in the Serranía de Ronda, Southern Spain. *Tectonophysics*, 39, p. 579-591.
- Westerweld J., 1929, De bow der Alpujarras en het tectonisch verband der oostelijke betische ketens. Tesis Univ. Delft, p. 1-120.
- Westra G., 1969, Petrogenesis of a composite metamorphic facies series in an intricate fault zone in the south eastern Sierra Cabrera, Southern Spain. Tesis Univ. Amsterdam, p. 1-166.
- White S.H., Burrows S.E., Carreras J., Shaw N.D. y Humpreys F.J., 1980, On mylonites in ductile shear zones. *J. Struct. Geol.*, 2, p. 175-188.
- Wildi W., 1983, La chaîne tello-rifaine (Algérie, Maroc, Tunisie): structure, stratigraphie et

évolution du Trias au Miocène. Rev. Géogr. phys. et Géol. dyn., 24, p. 201-297.

Wildi W., Nold M. y Uttinger J., 1976, Stratigraphie et tectonique de la Dorsal Calcaire entre Tetouan et Assifane (Maroc septentrional, Rif interne). Reun. Geod. Cord. Bét. y mar de Alborán, p. 193.

Wildi W., Nold M. y Uttinger J., 1977, La Dorsale calcaire entre Tetouan et Assifane (Rif interne, Maroc). Ecl. Geol. Helv., 70, p. 371-416.

Winkler H.G.F., 1974, Petrogenesis of Metamorphic Rocks. Springer-Verlag, p. 1-320.

Woodward N.B., Gray D.R. y Spears D.B., 1986, Including strain data in balanced cross-sections. J.Struct. Geol., 8, p. 313-324.

Zeck H.P., Albat F., Hansen B.T., Torres-Roldan R.L., García-Casco A. y Martin-Algarra A., 1989, A 21 ± 2 Ma for the termination of the ductile Alpine deformation in the internal zone of the Betic Cordilleras, South Spain. Tectonophysics, 169, p. 215-220.

L A M I N A S

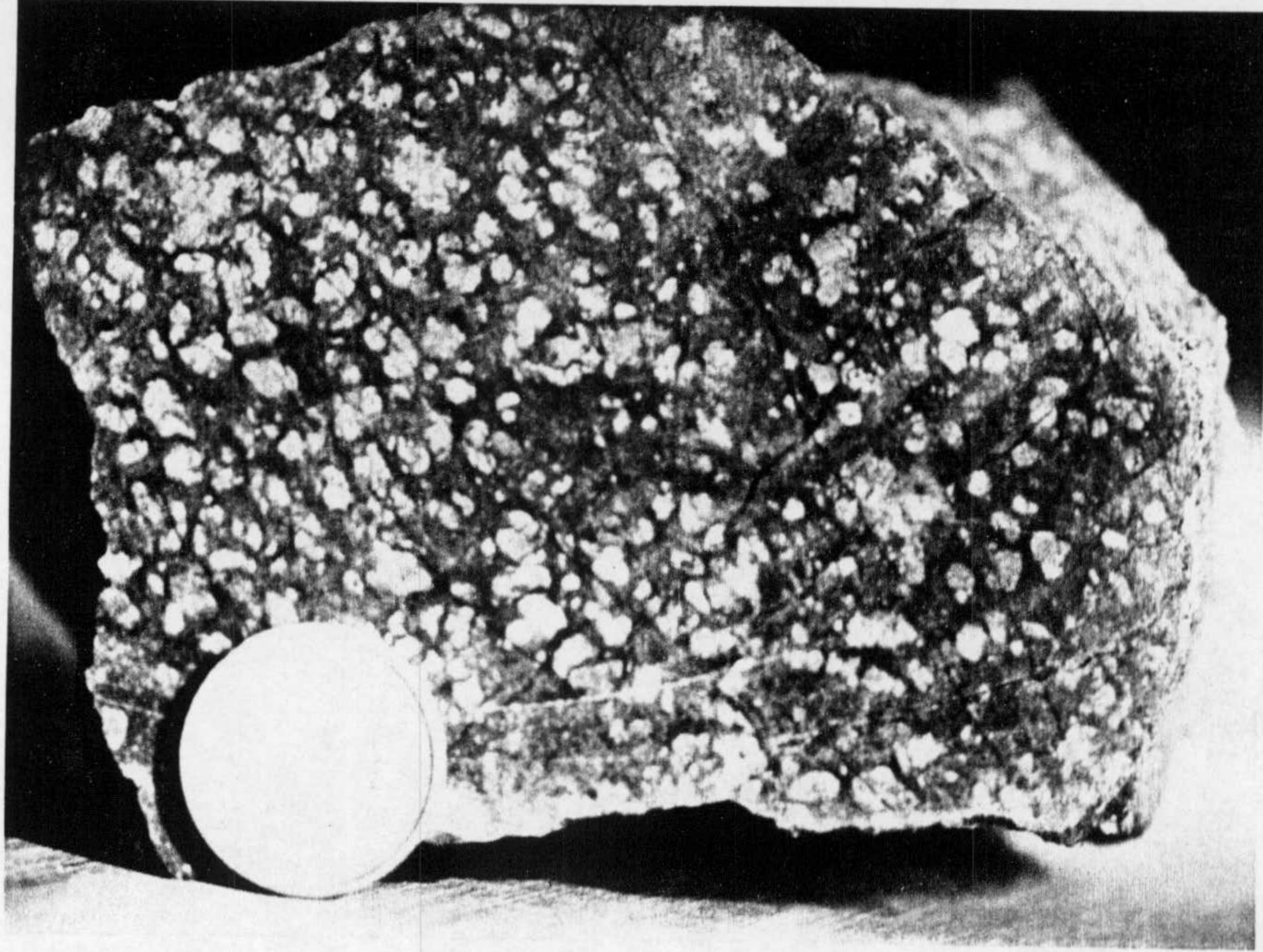
LAMINA 1

FOTO 1.-Aspecto en muestra de mano de una peridotita con textura porfiroclástica de grano grueso. La foliación Sb está pobremente definida y se dispone subhorizontal. La muestra procede del interior de la Unidad de Bermeja, cerca del vértice de Los Reales.

FOTO 2.-Cuerpos de leucosoma y de melanosoma en los gneises migmatíticos de la Unidad de Jubrique. El contacto entre unos y otros es aproximadamente paralelo a la foliación principal Sp.

FOTO 3.-Cristal de estaurolita blindado por moscovita y biotita, helicítico sobre una foliación (S interna) marcada por opacos, cuarzo y biotita. La S interna es conforme con la S externa (foliación principal). Longitud real de la foto: 1.6mm.

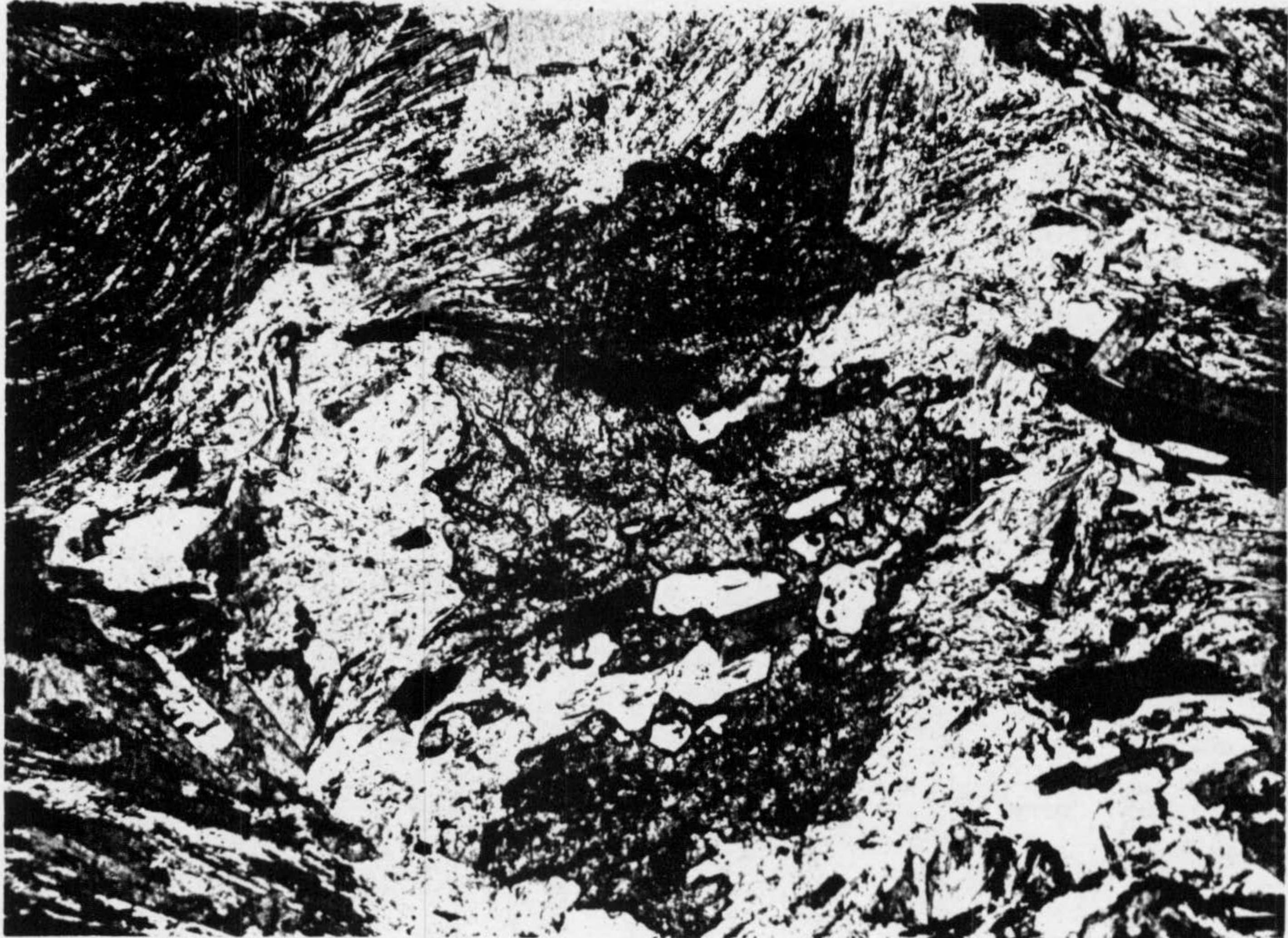
1



2



3



LAMINA 2

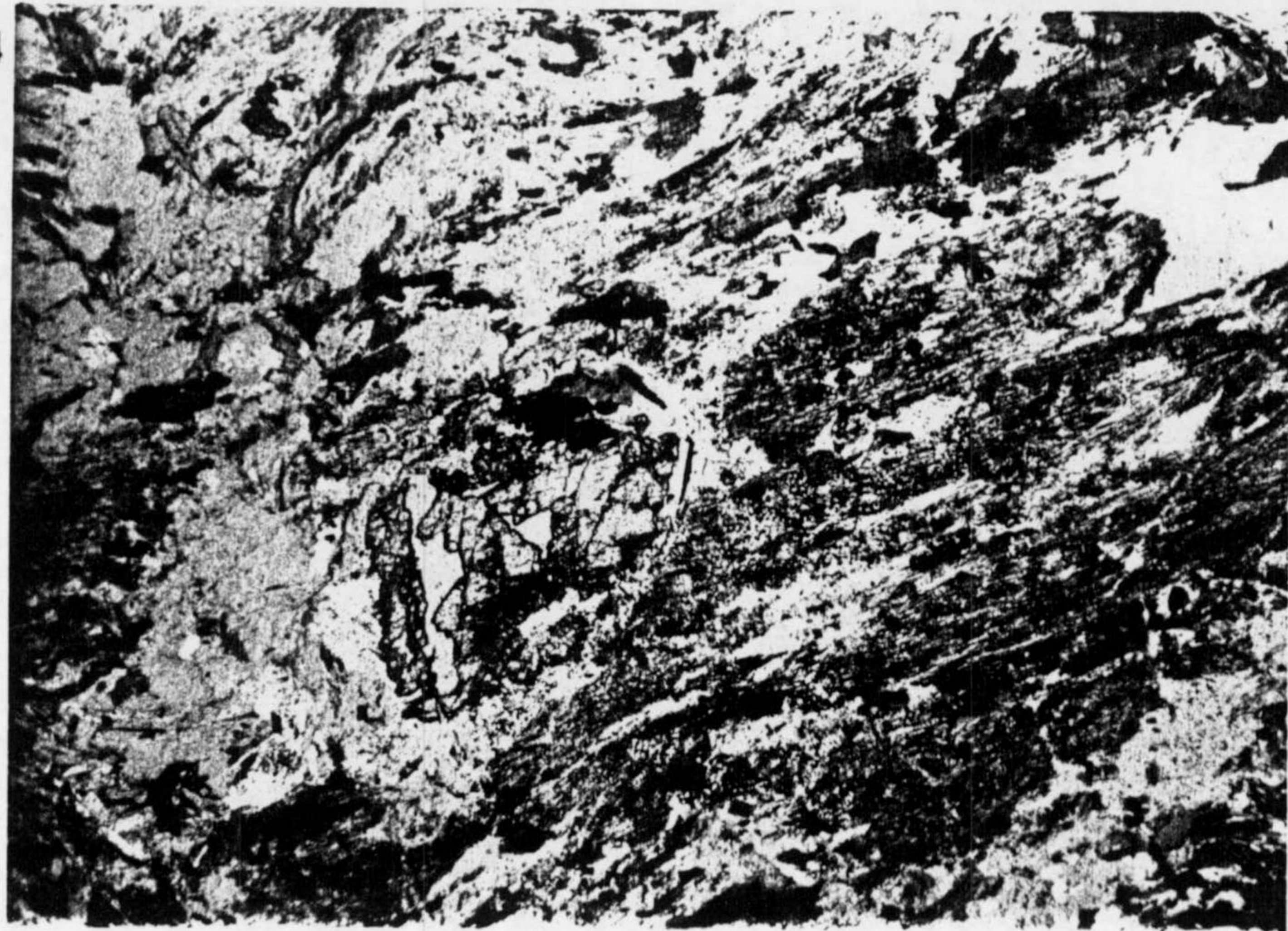
FOTO 4.- Detalle del interior de un peciloblasto de andalucita helicítico sobre la foliación Sp que viene marcada por la biotita. El peciloblasto engloba un cristal de estaurolita (centro foto) parcialmente blindado por moscovita y biotita. Longitud real de la foto: 4mm.

FOTO 5.- Porfiroblasto de andalucita crecido helicíticamente sobre la foliación principal, que aparece marcada mayormente por biotita. Sp está crenulada fuera del cristal. Esquistos con sillimanita de la Unidad de Jubrique al Norte de Estepona. Longitud real de la foto: 1.6mm.

FOTO 6.- Cristales de distena orientados paralelamente a la foliación principal dentro de una vena de cuarzo. Niveles transicionales entre la formación de esquistos oscuros y la de filitas de la Unidad de Jubrique. Longitud real de la foto: 4mm.

FOTO 7.- Cristales de cloritoide dispuestos paralelamente a la foliación (marcada por clorita) o bien desorientados. Filitas de la Unidad de Jubrique. Longitud real de la foto 0.4mm.

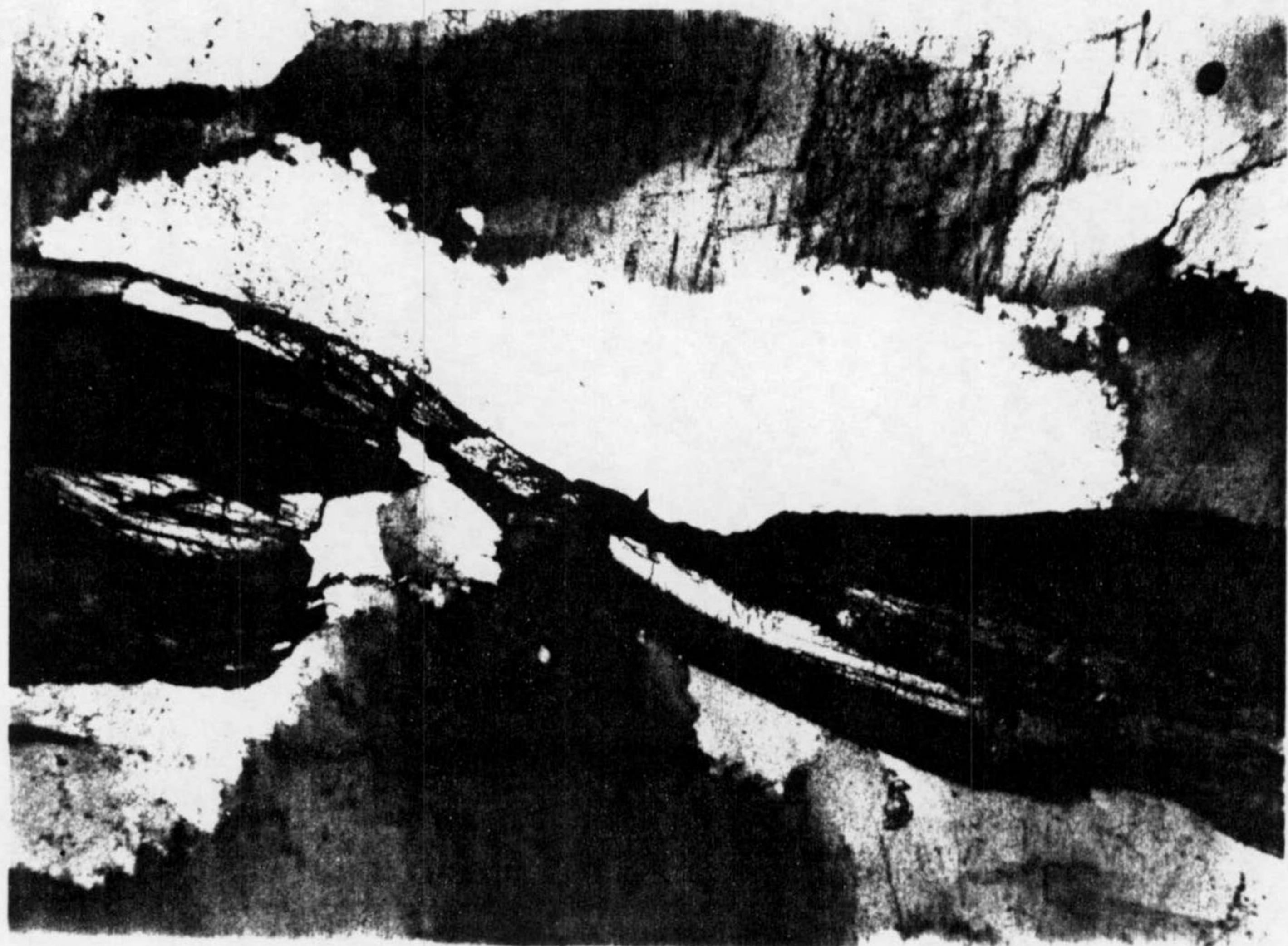
4



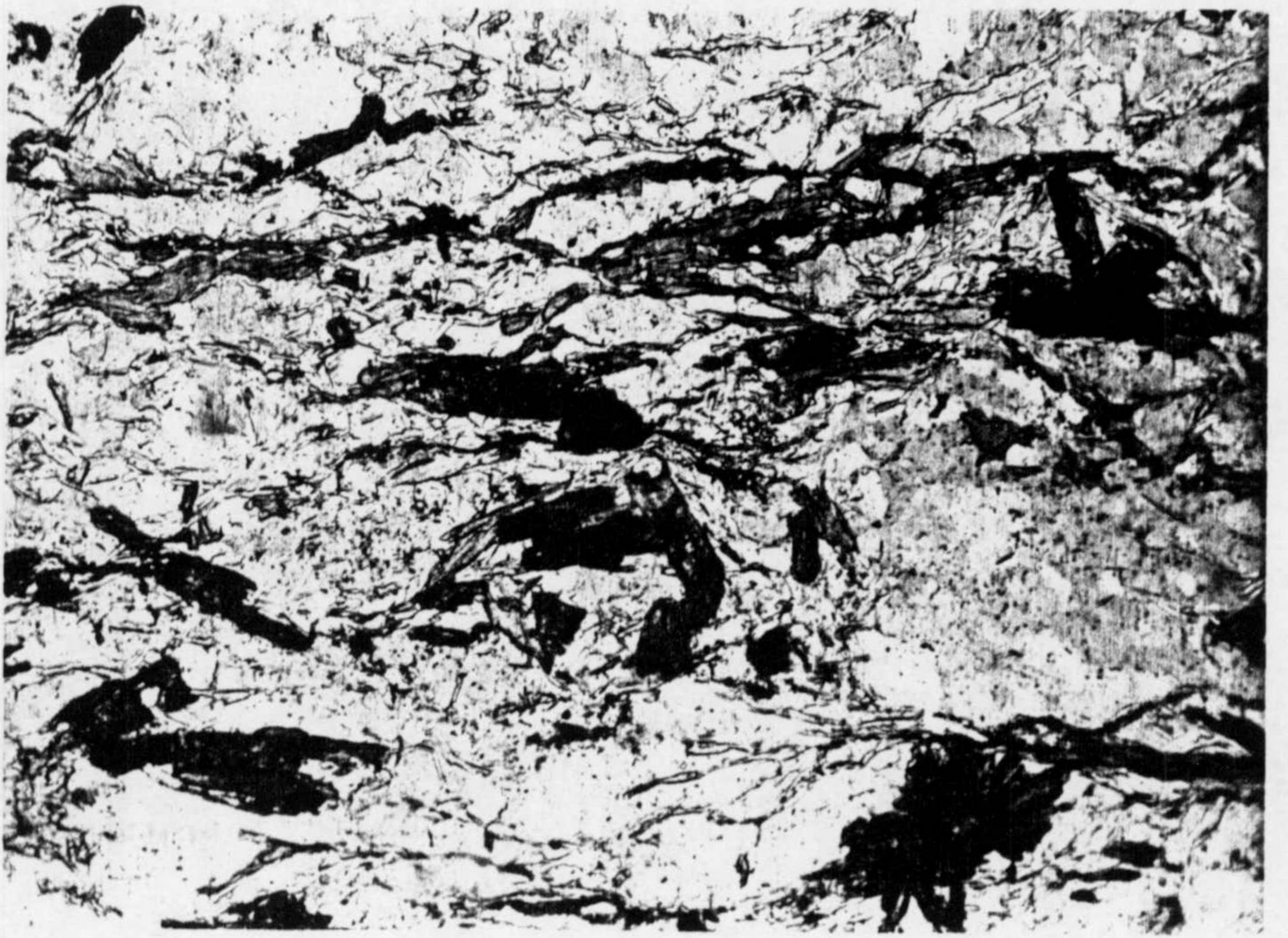
5



6



7



LAMINA 3

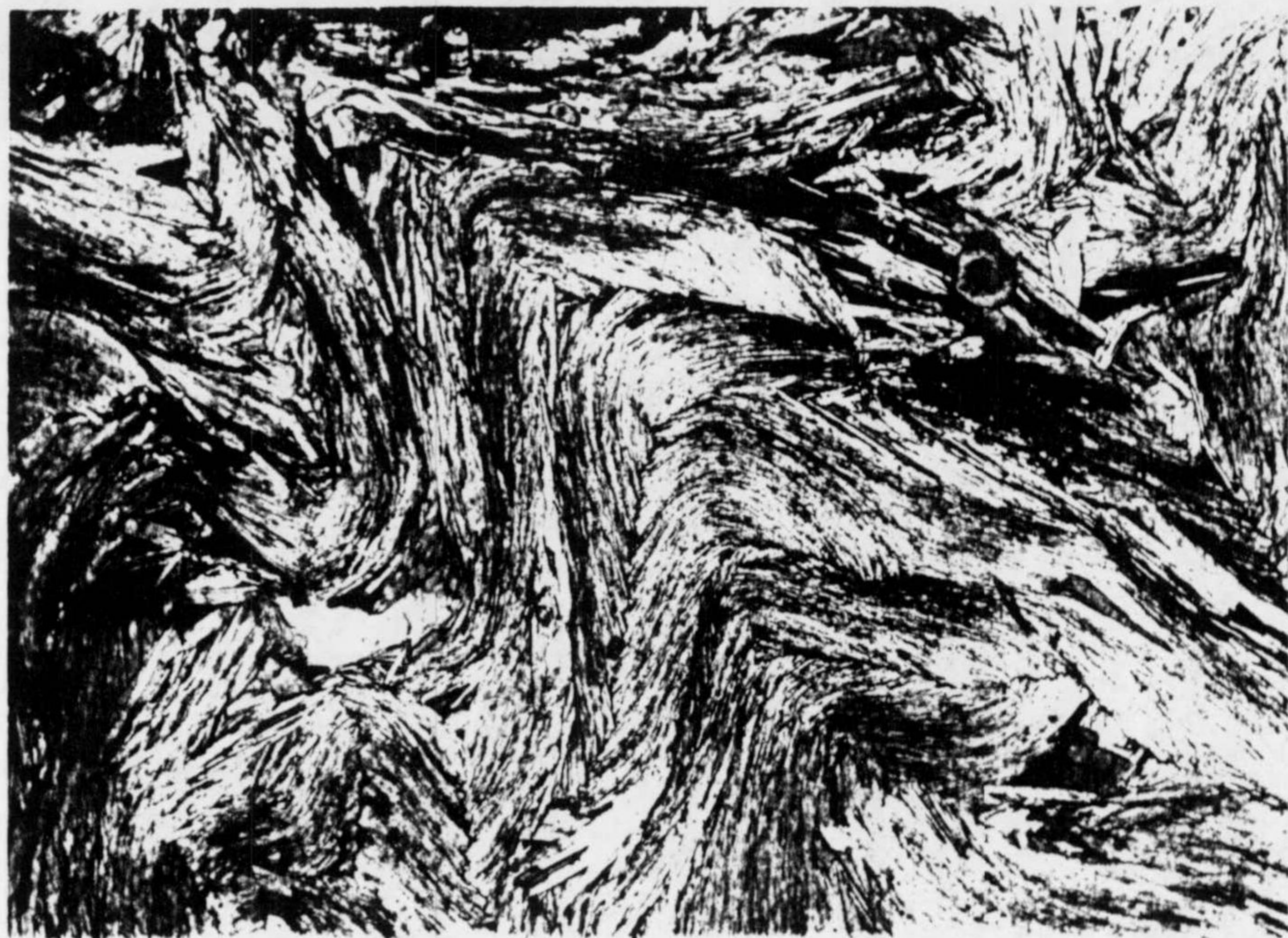
FOTO 8.- Interferencias entre pliegues de crenulación y pliegues Pp, señaladas por cristales de moscovita y biotita. Esquistos de grado medio de la Unidad de Jubrique. Longitud real de la foto: 1.6mm.

FOTO 9.- Crenulación del bandeado diferenciado asociado a la foliación principal por un pliegue Pcw. Se desarrolla una foliación de plano axial incipiente sin desarrollo de blastesis. Esquistos con sillimanita de la Unidad de Jubrique. Longitud real de la foto: 4mm.

FOTO 10.- Fábricas asociadas a milonitas retrógradas de la Unidad de Guadaiza. Andalucitas rotas y estiradas en dirección N-S con crecimientos de cuarzo y clorita, y formación de cuellos sobre la foliación principal. Esquistos oscuros con estaurolita y sillimanita. Longitud real de la foto: 4mm.

FOTO 11.- Detalle de un porfiroclasto de andalucita estirado en dirección N-S, mostrando el desarrollo en torno al mismo de colas de presión con cuarzo y mica blanca. Es bien visible el flattening de Sp, y la adaptación de dicha foliación al porfiroclasto. Esquistos con estaurolita y sillimanita de la Unidad de Guadaiza. Longitud real de la foto: 4mm.

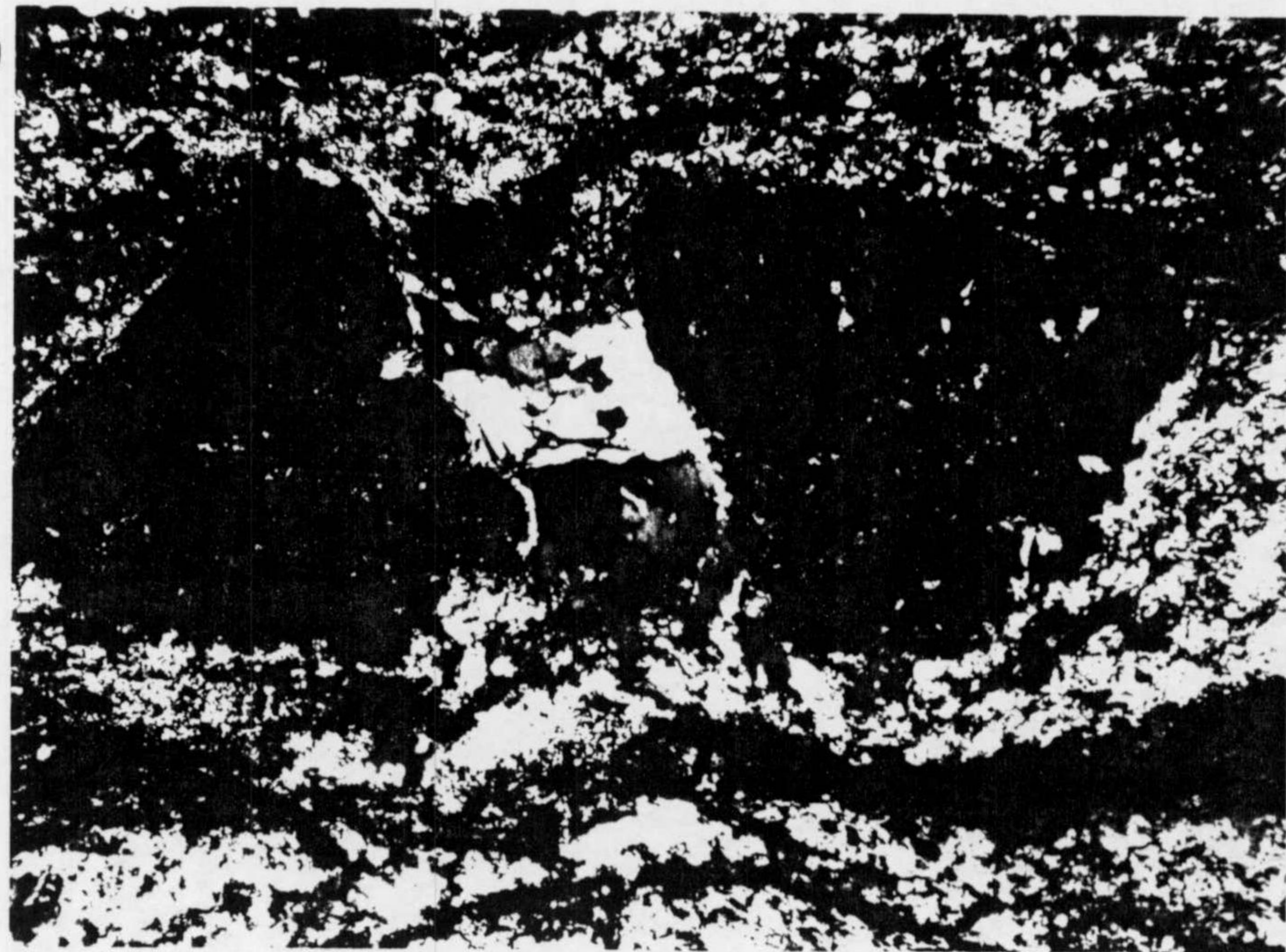
8



9



10



11



LAMINA 4

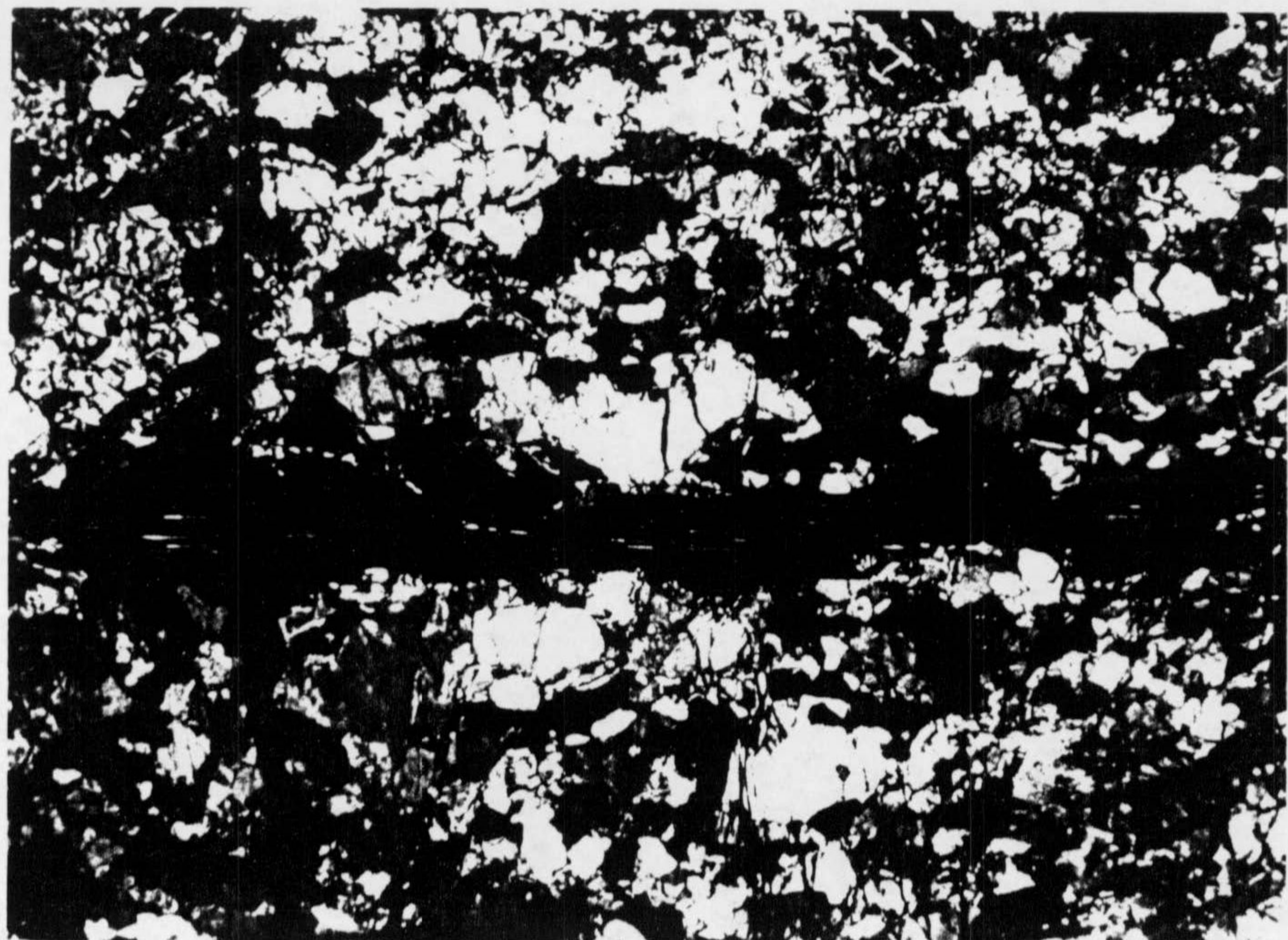
FOTO 12.- Detalle de un cristal de ortopiroxeno (centro de la fotografía) con tasas de estiramiento elevadas en una peridotita milonítica de la zona de cizalla Bermeja-Jubrique. Obsérvese el ángulo muy bajo entre el clivaje (100) y la foliación, y la existencia de estrangulamientos. Longitud real de la foto: 4mm.

FOTO 13.- Detalle del extremo globuloso de un cristal de ortopiroxeno alargado inmerso en una matriz compuesta mayoritariamente por neoblastos de olivino. El sentido de cizallamiento indicado por la disposición del clivaje (100) es dextro (hacia el ENE). Peridotita milonítica de la zona de cizalla Bermeja-Jubrique. Longitud real de la foto: 4mm.

FOTO 14.- Aspecto macroscópico de la lineación Lm en peridotitas de textura milonítica (zona de cizalla Bermeja-Jubrique). Nótese el tamaño de los cristales de ortopiroxeno estirados y la intersección del clivaje (100) con la superficie de foliación (líneas blancas subperpendiculares a la dirección de alargamiento).

FOTO 15.- Estructuras S-C afectando a la foliación Sm. Zona de cizalla Bermeja-Jubrique.

12



13



14



15



FOTO 16.- Ribbons mono y policristalinos de cuarzo en una blastomilonita de la zona de cizalla Bermeja-Jubrique (formación de gneises granatíferos de la Unidad de Jubrique). Longitud real de la foto: 4mm.

FOTO 17.- Sección XZ de una milonita S-C en los gneises granatíferos de la Unidad de Jubrique. Observese las formas sigmoides de los cristales de sillimanita (centro de la fotografía) y las estructuras S-C en el cuarzo, indicativas de un sentido de cizallamiento dextro. El ENE queda a la derecha de la fotografía. Longitud real de la foto: 4mm.

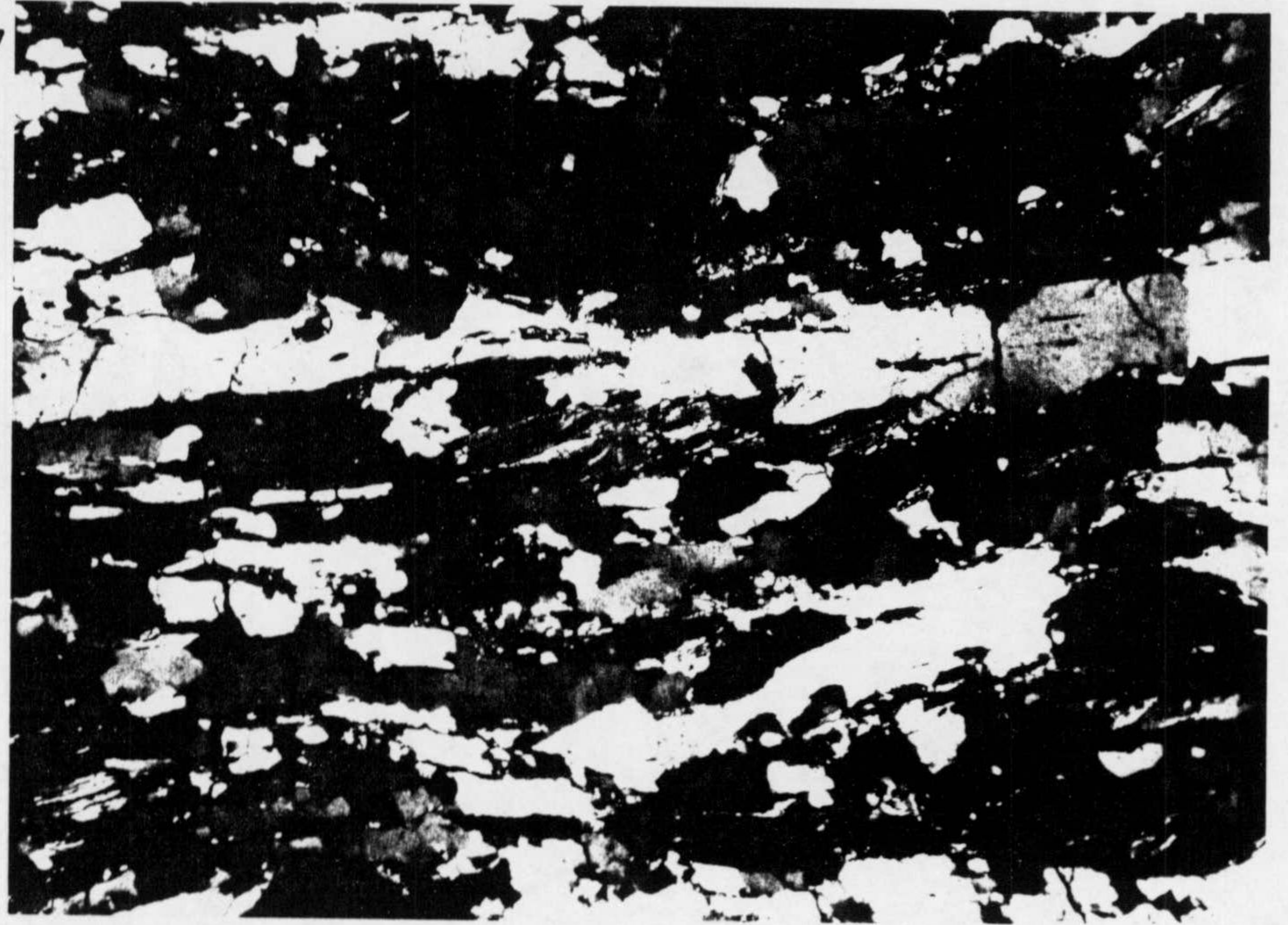
FOTO 18.- Porfiroclasto de granate con sombras de presión asimétricas inmerso en una matriz de cuarzo ribbon y cristales de sillimanita coincidentes con la traza de la foliación. El cizallamiento es de sentido dextro (hacia el ENE). Gneises granatíferos de la Unidad de Jubrique. Longitud real de la foto: 4mm.

FOTO 19.- Cristal de cloritoide crecido helicíticamente sobre Sp y rotado posteriormente hacia la lineación de estiramiento Ln. Observense las coronas tardías de crecimiento (en color más claro) dentro de las cuales se aprecia ya una flexión incipiente de la Sp. El Norte queda a la derecha de la fotografía. Longitud real de la foto: 0.4mm.

16



17



18



19

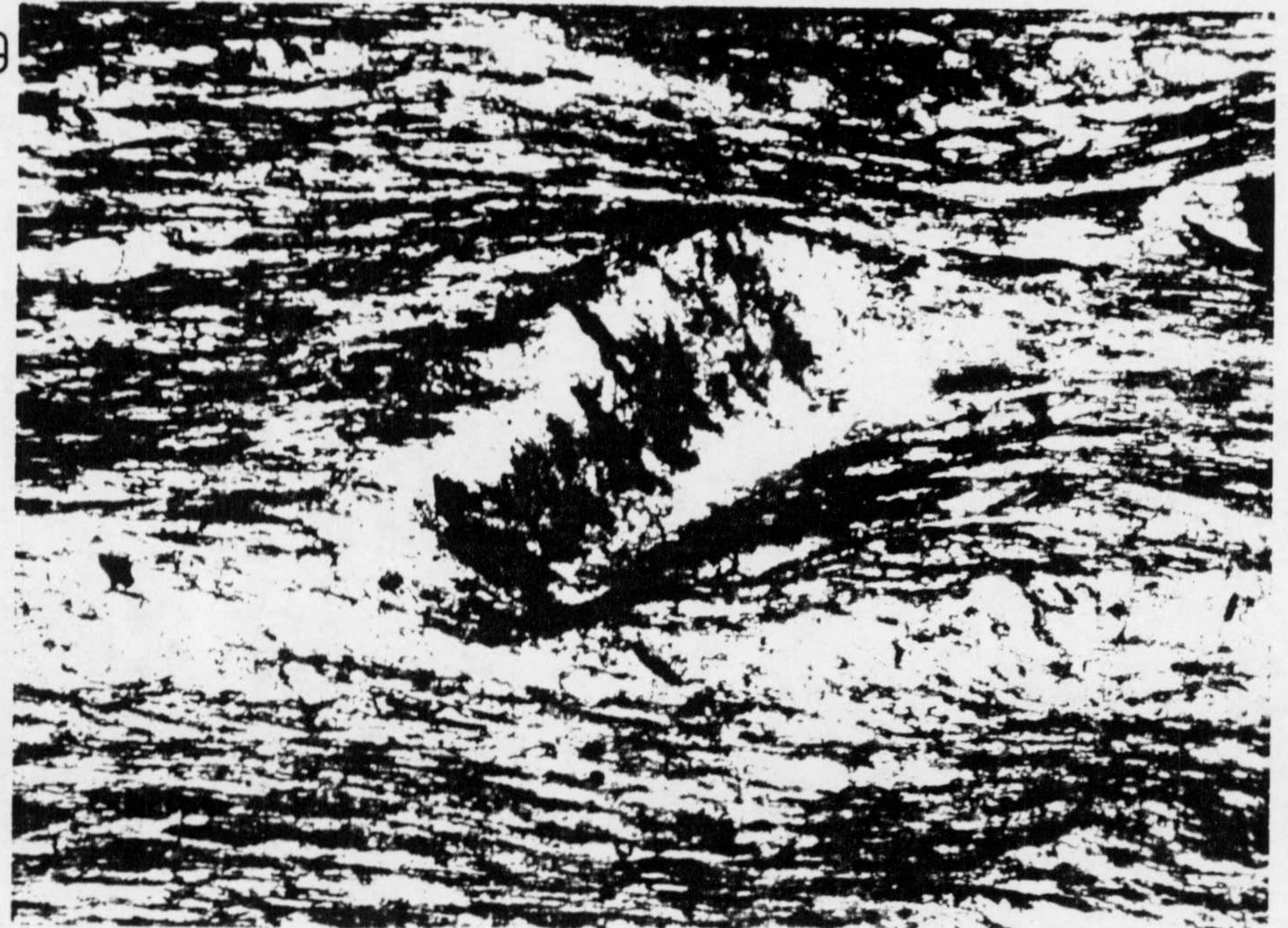


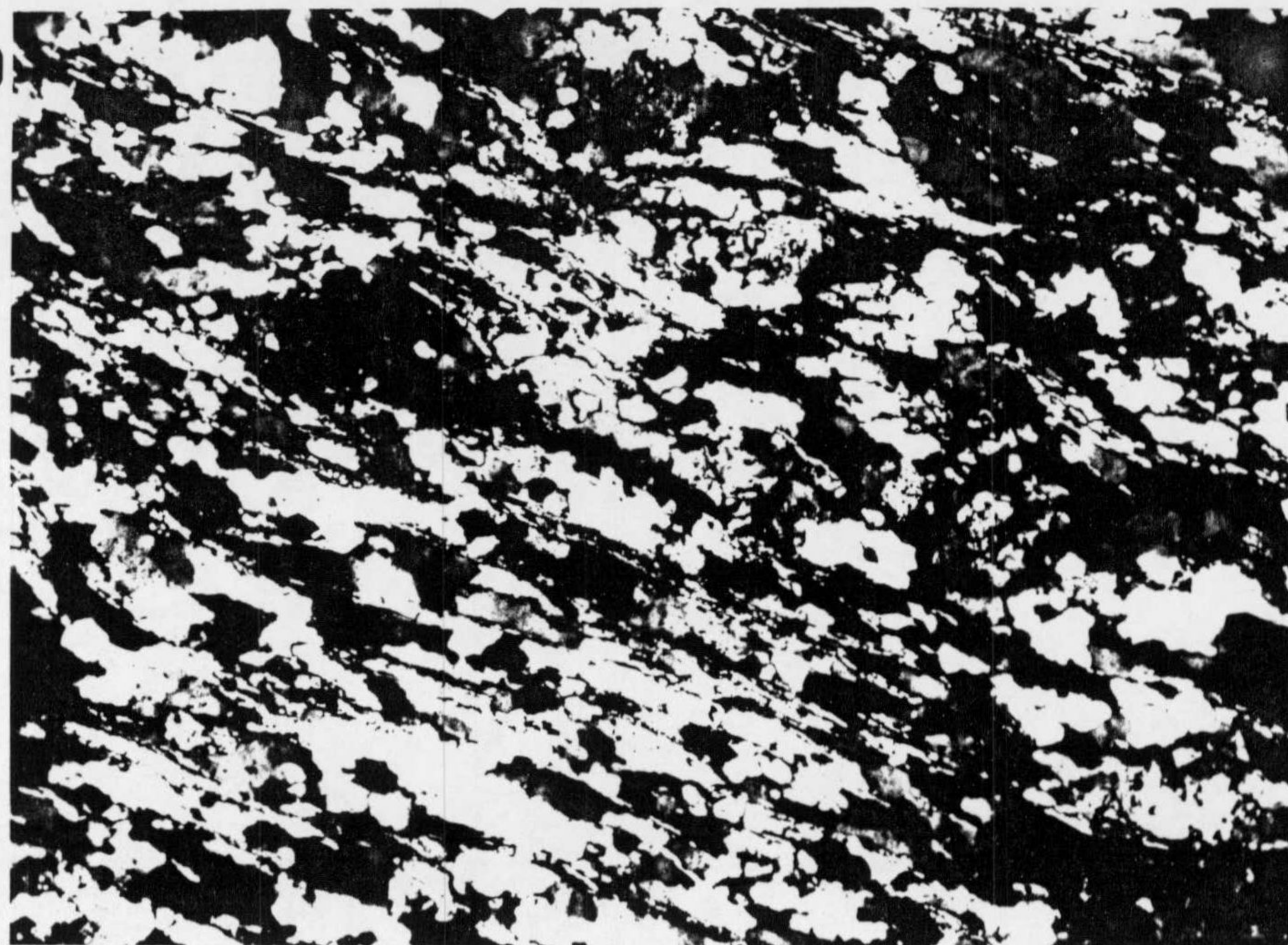
FOTO 20.- Microestructuras asociadas a Ln: texturas del cuarzo en mosaico alargado y en cintas. Niveles cuarcíticos dentro de la formación de esquistos oscuros (Imbricaciones Benarrabá). Longitud real de la foto: 1.6mm.

FOTO 21.- Estructuras S-C en filitas definidas por la inflexión de Sp, foliación que viene marcada por mica blanca, clorita, cuarzo y opacos. Dominan las de sentido de cizalla dextro aunque existen dos juegos conjugados. Longitud real de la foto: 1.6mm.

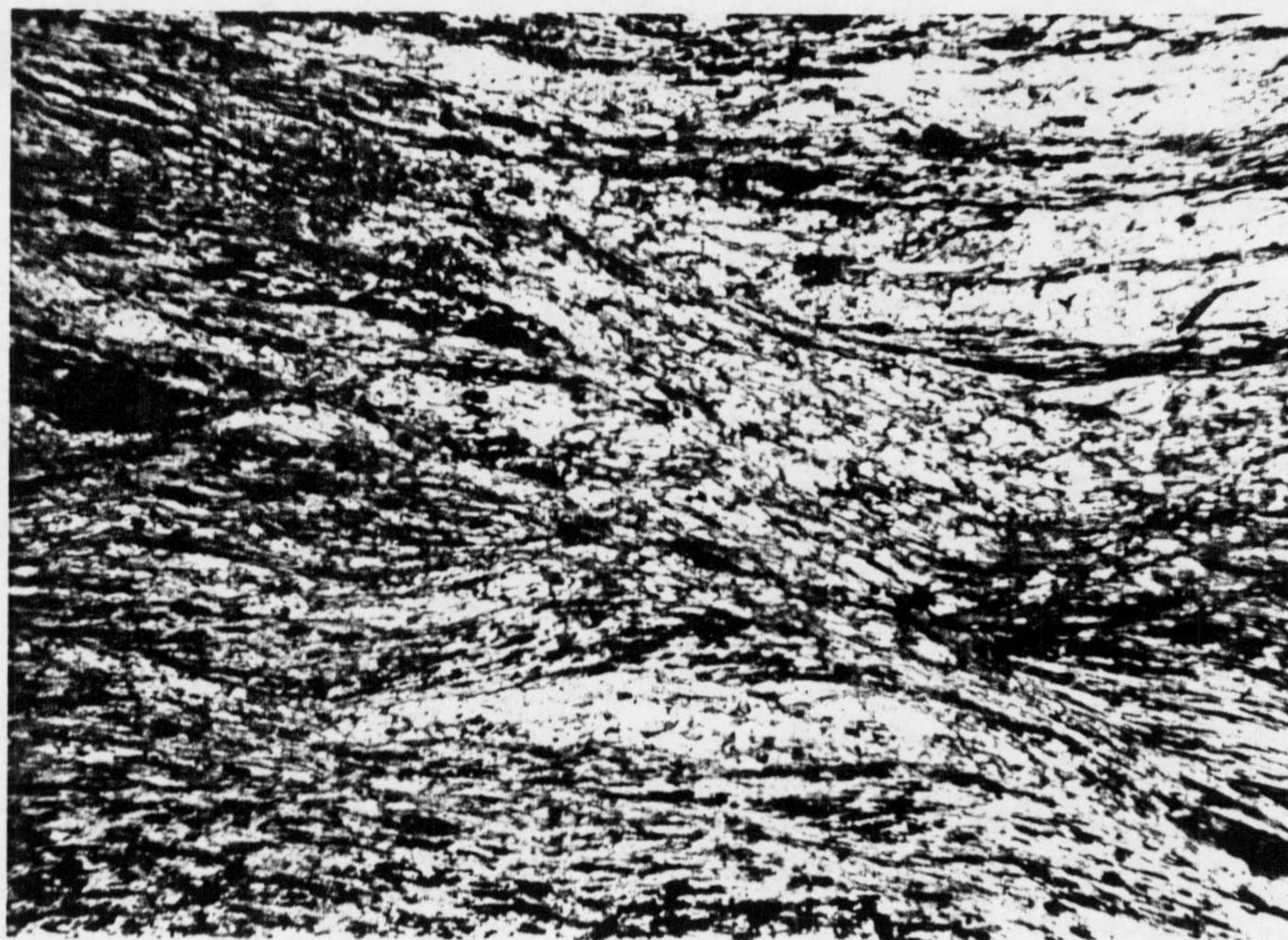
FOTO 22.- Porfiroclasto de granate con sombras de presión asimétricas indicativas de un sentido de cizallamiento dextro (hacia el Norte). Sección XZ (conteniendo a Ln) de un esquisto con sillimanita de la Unidad de Jubrique. Longitud real de la foto: 4mm.

FOTO 23.- Fábricas asociadas a Ln en cuarcitas intercaladas en esquistos oscuros (Imbricaciones de Benarrabá). Cuarzo en mosaico alargado y en cintas. Estructuras mica-fish en cristales de mica blanca (cuadrante superior derecho) indicativas de un sentido de cizalla sinistral. El Norte queda a la izquierda de la fotografía. Longitud real de la foto: 1.6mm.

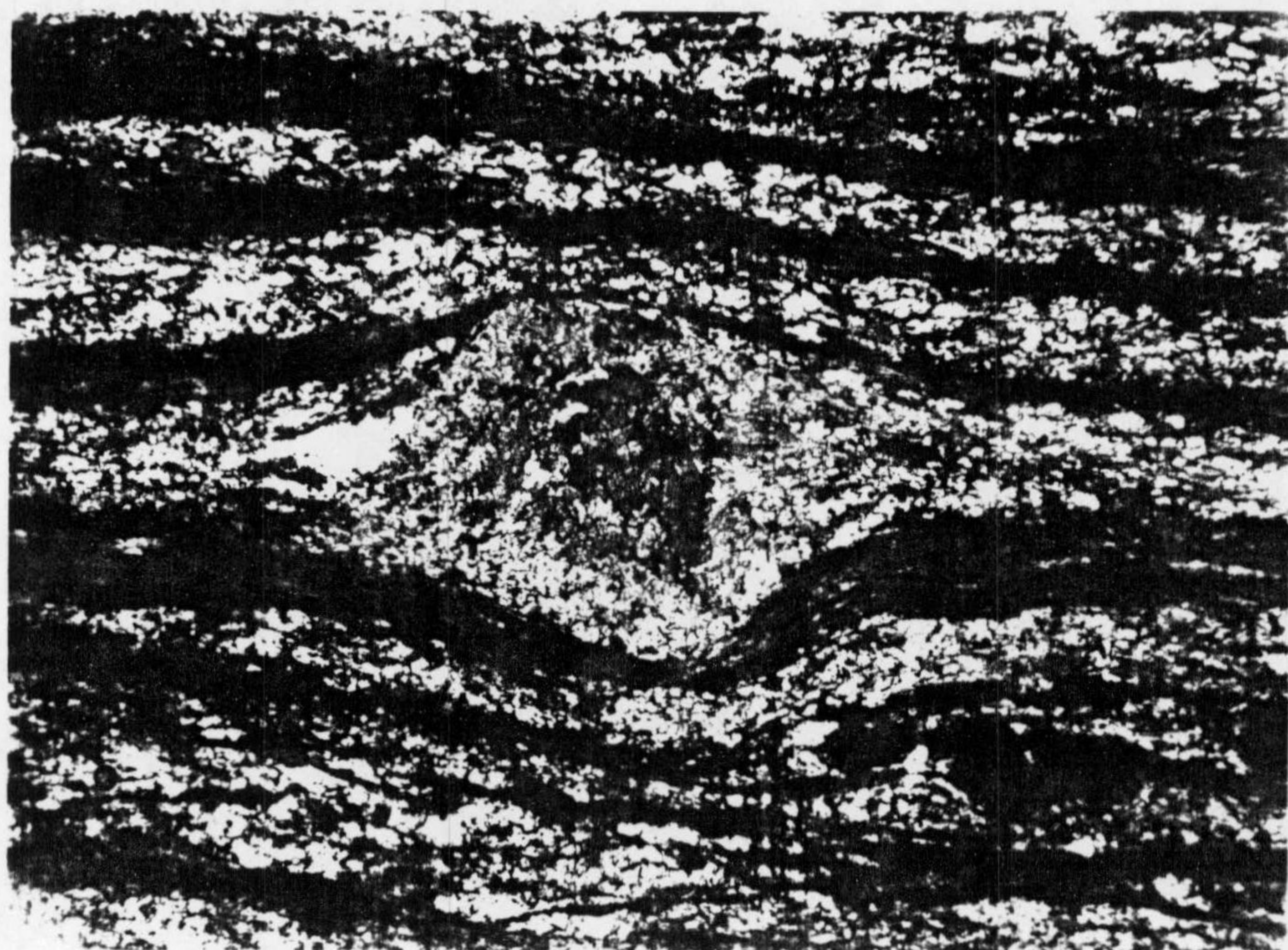
20



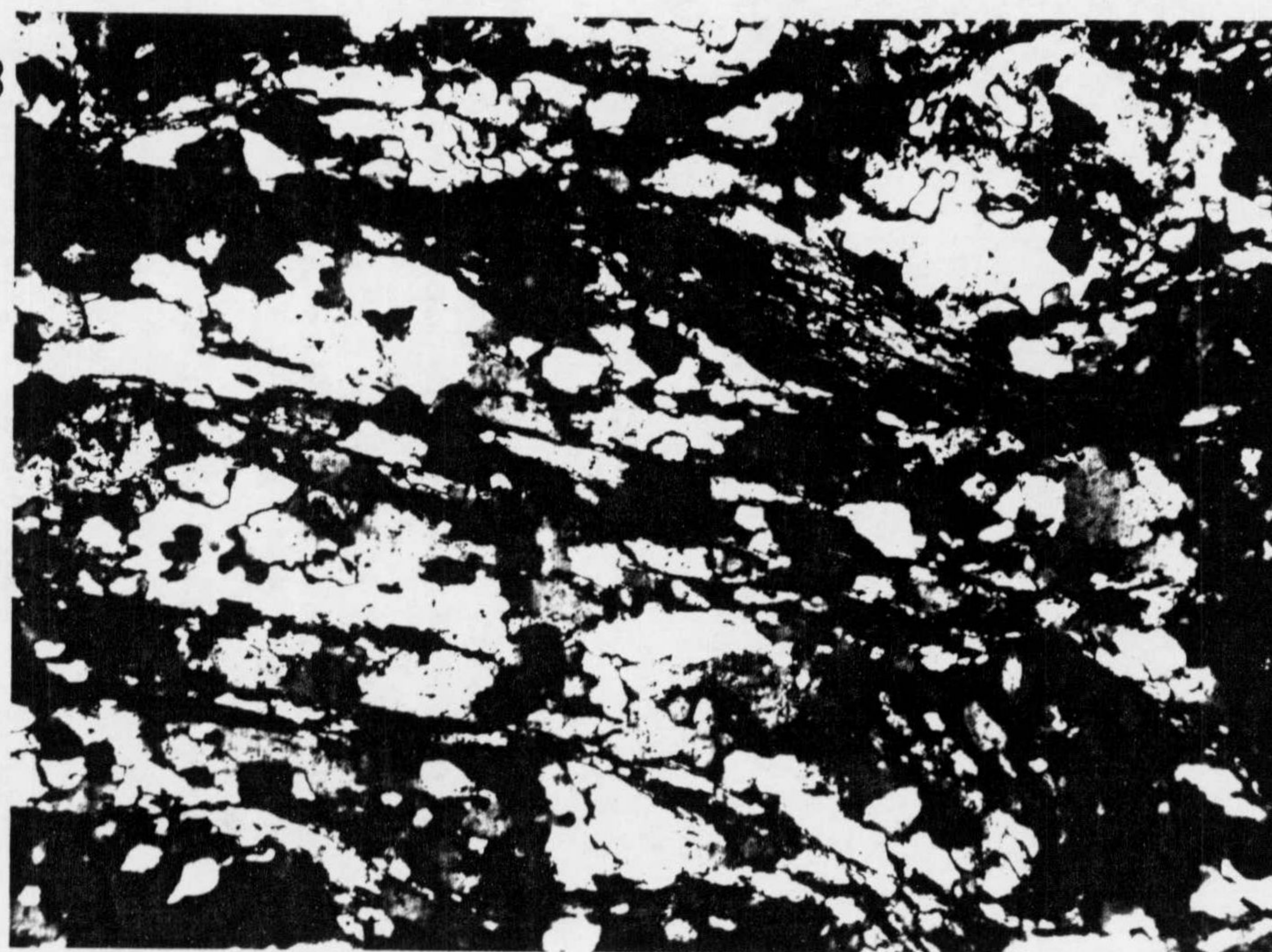
21



22



23



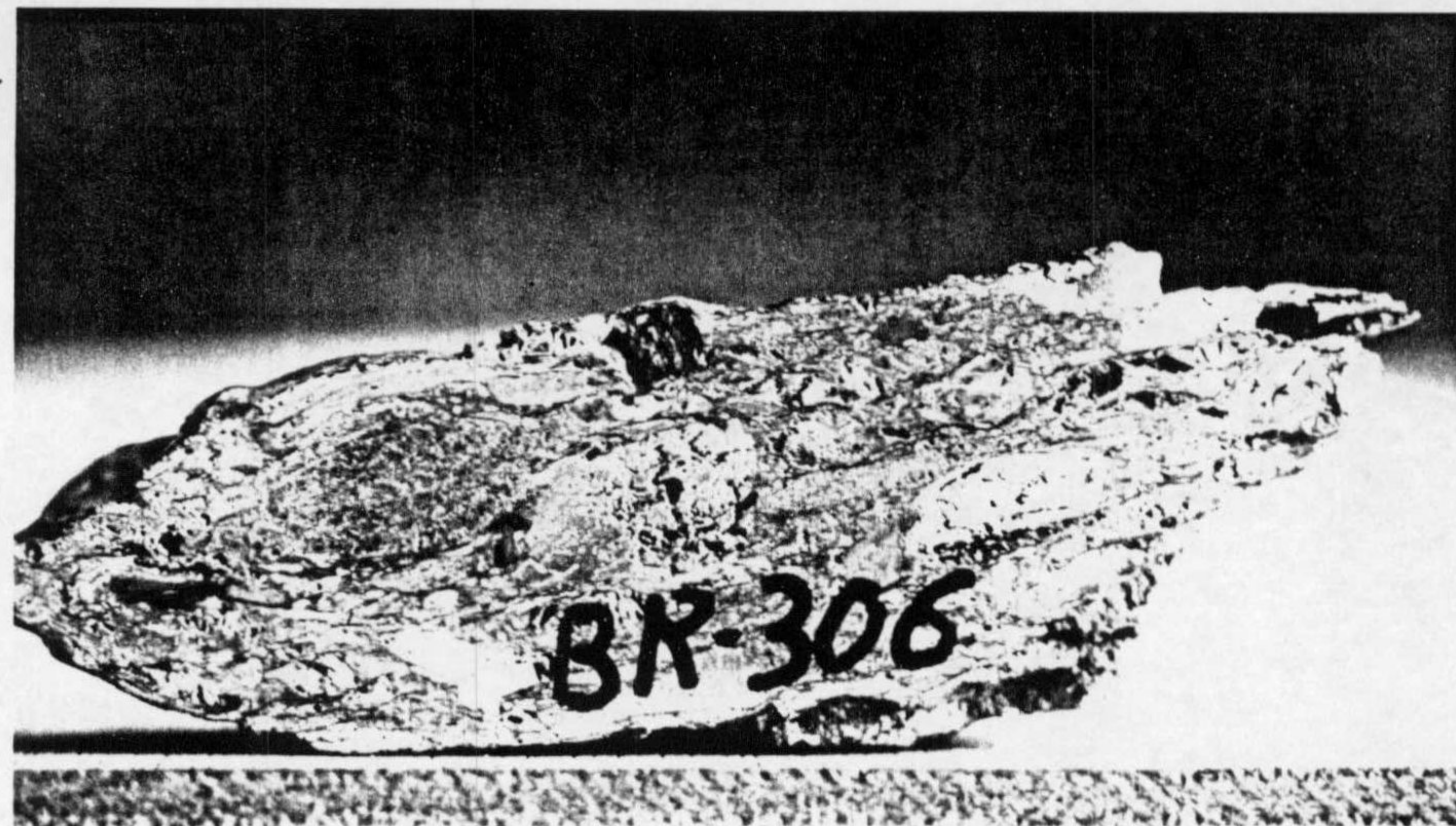
LAMINA 7

FOTO 24.- Sección YZ de un conglomerado deformado de la Formación Morales. El tamaño de la muestra es de 15cm.

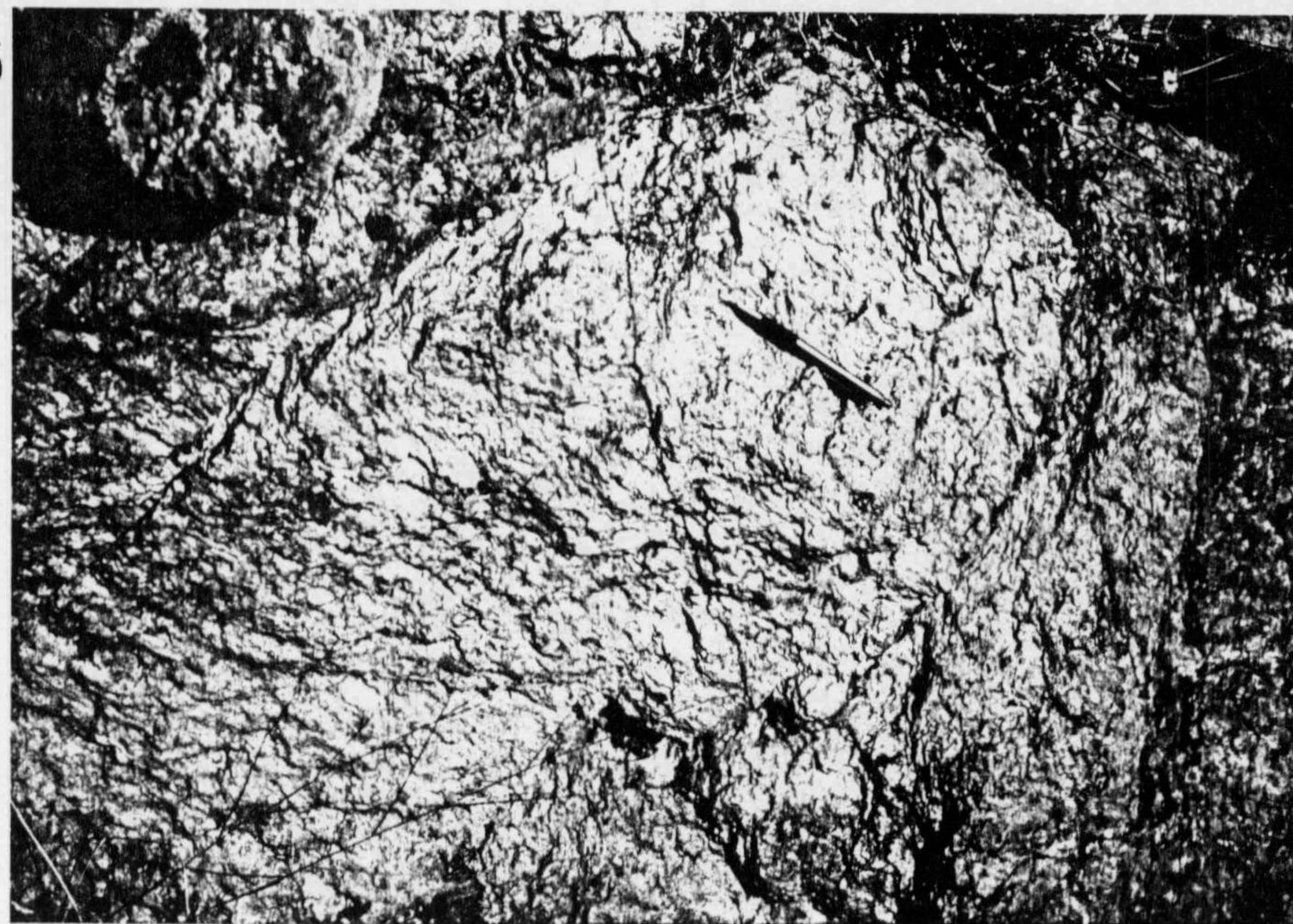
FOTO 25.- Aspecto de afloramiento de la lineación LM1 marcada por los cantos alargados de un conglomerado de la Formación Morales. El borde de la fotografía tiene una dirección aproximada N-S.

FOTOS 26 y 27.- Subestructura de los cantos de cuarzo de un microconglomerado deformado de la Formación Morales. La disposición de los granos y subgranos respecto a la foliación (SM1) es indicativa de un sentido de cizallamiento dextral (foto 26) y sinistral (foto 27). En ambos casos el Norte queda a la derecha de la fotografía. Longitud real de cada foto: 4mm.

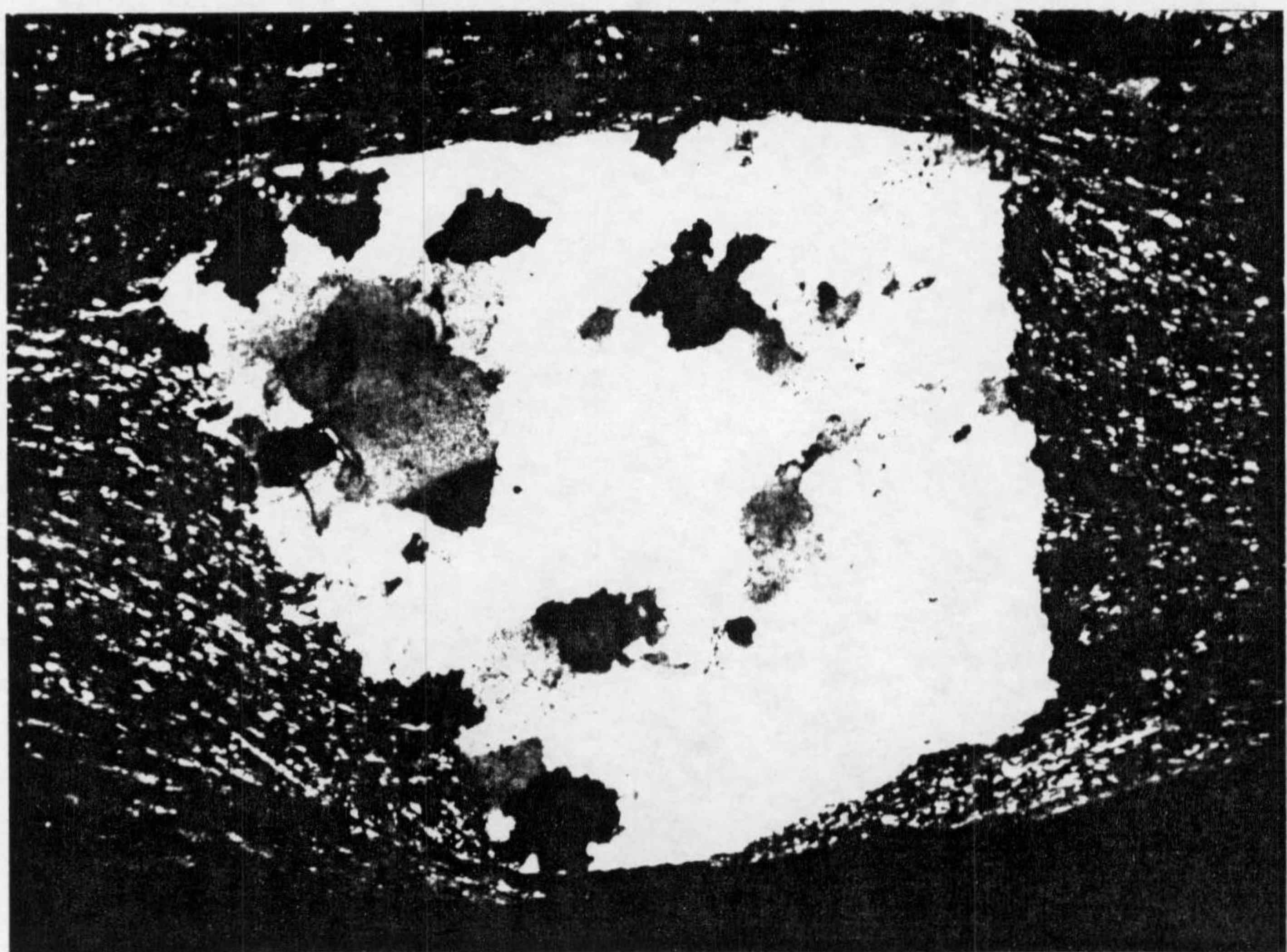
24



25



26



27



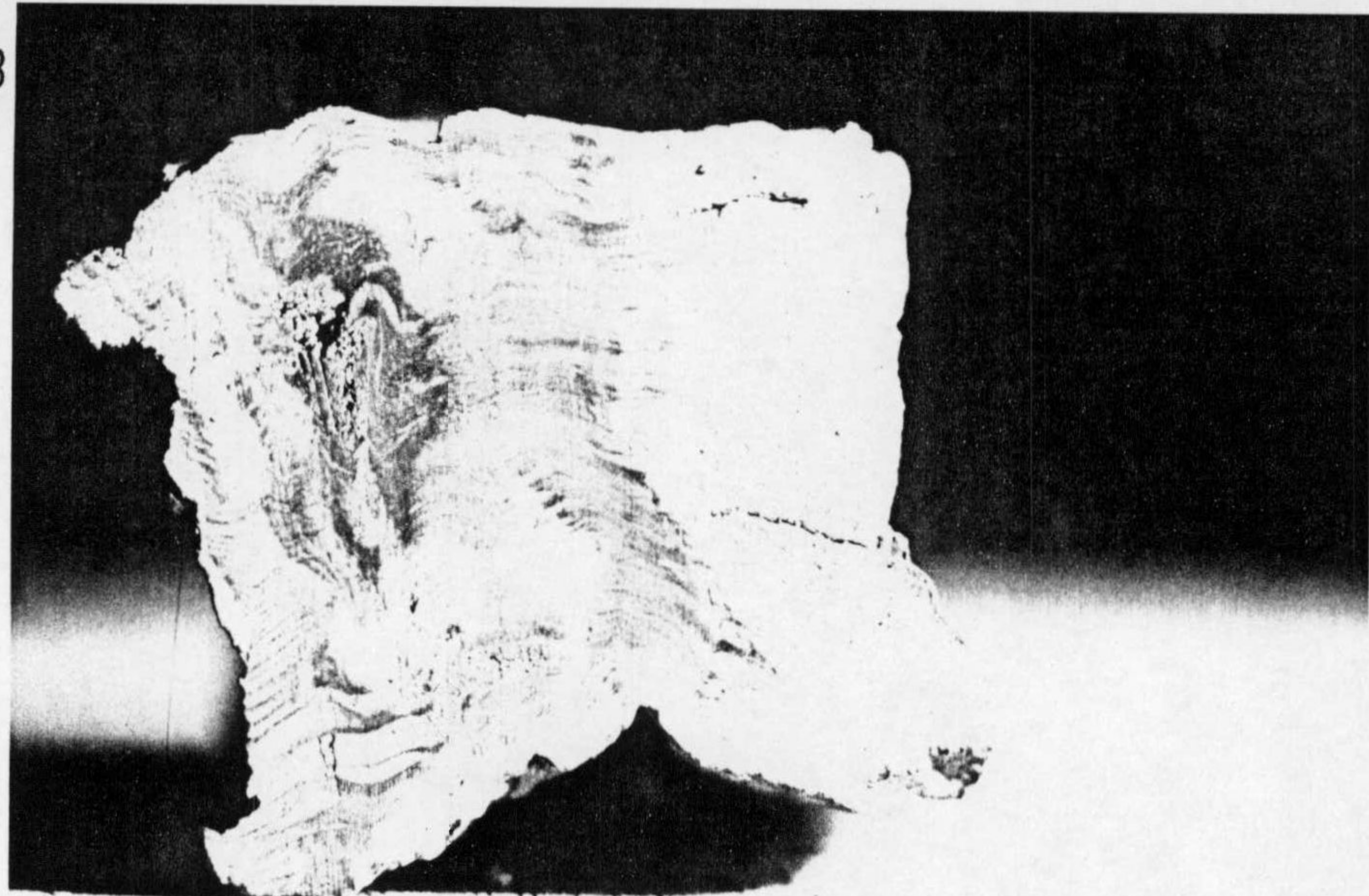
FOTO 28.- Crenulación asociada a los pliegues PM2 desarrollada sobre la foliación SM1. Niveles filíticos de la Formación Morales. El lado de la muestra tiene 4cm.

FOTO 29.- Aspecto de afloramiento de las lineaciones de crenulación y de intersección asociadas a los pliegues PM2. Niveles transicionales entre las Formaciones Morales y Sancti Petri.

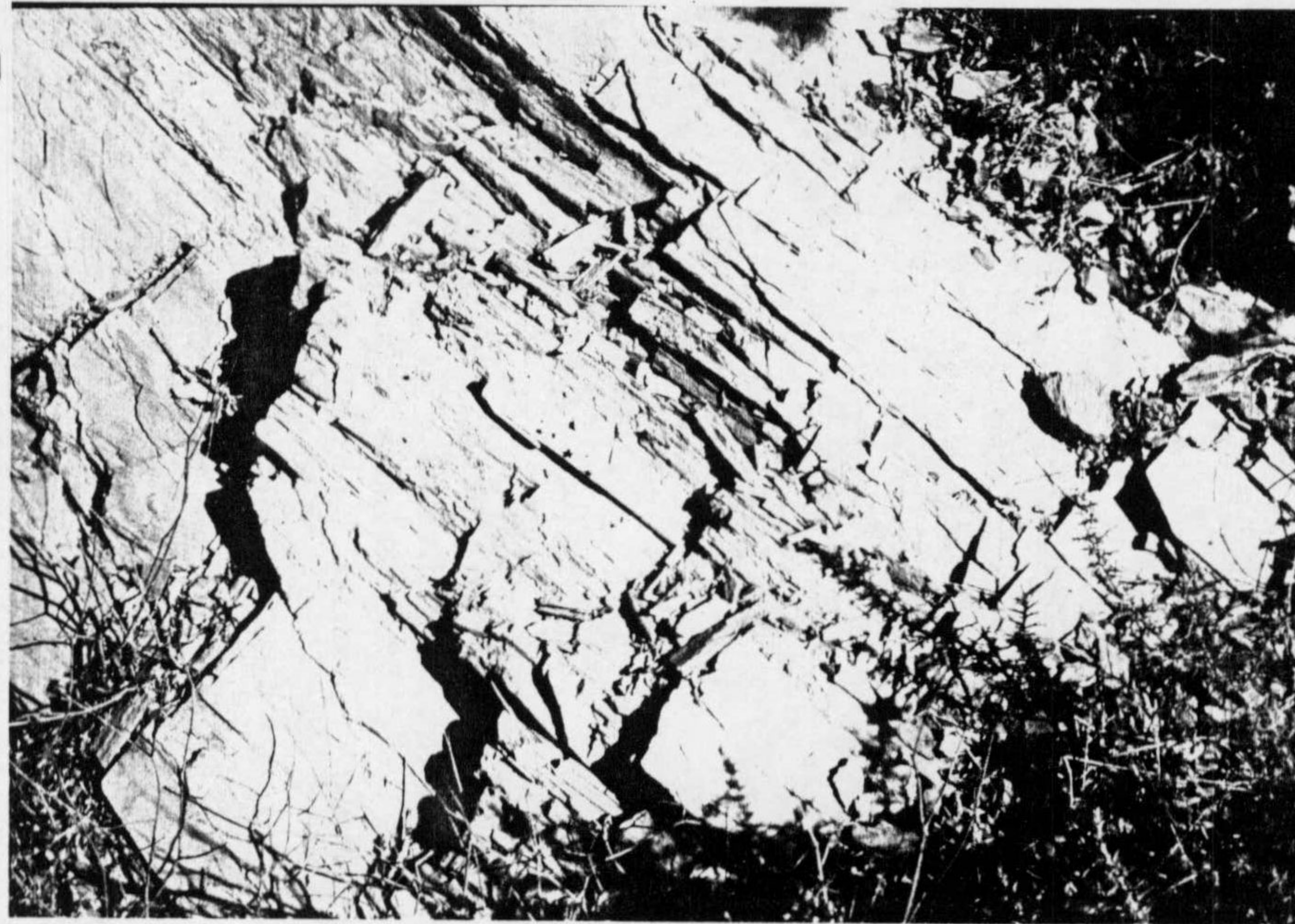
FOTO 30.- Charnelas curvas de los pliegues PM2. Niveles filíticos de la Formación Morales.

FOTO 31.- Perfiles de pliegues PM2 en niveles carbonáticos de la Formación Sancti Petri.

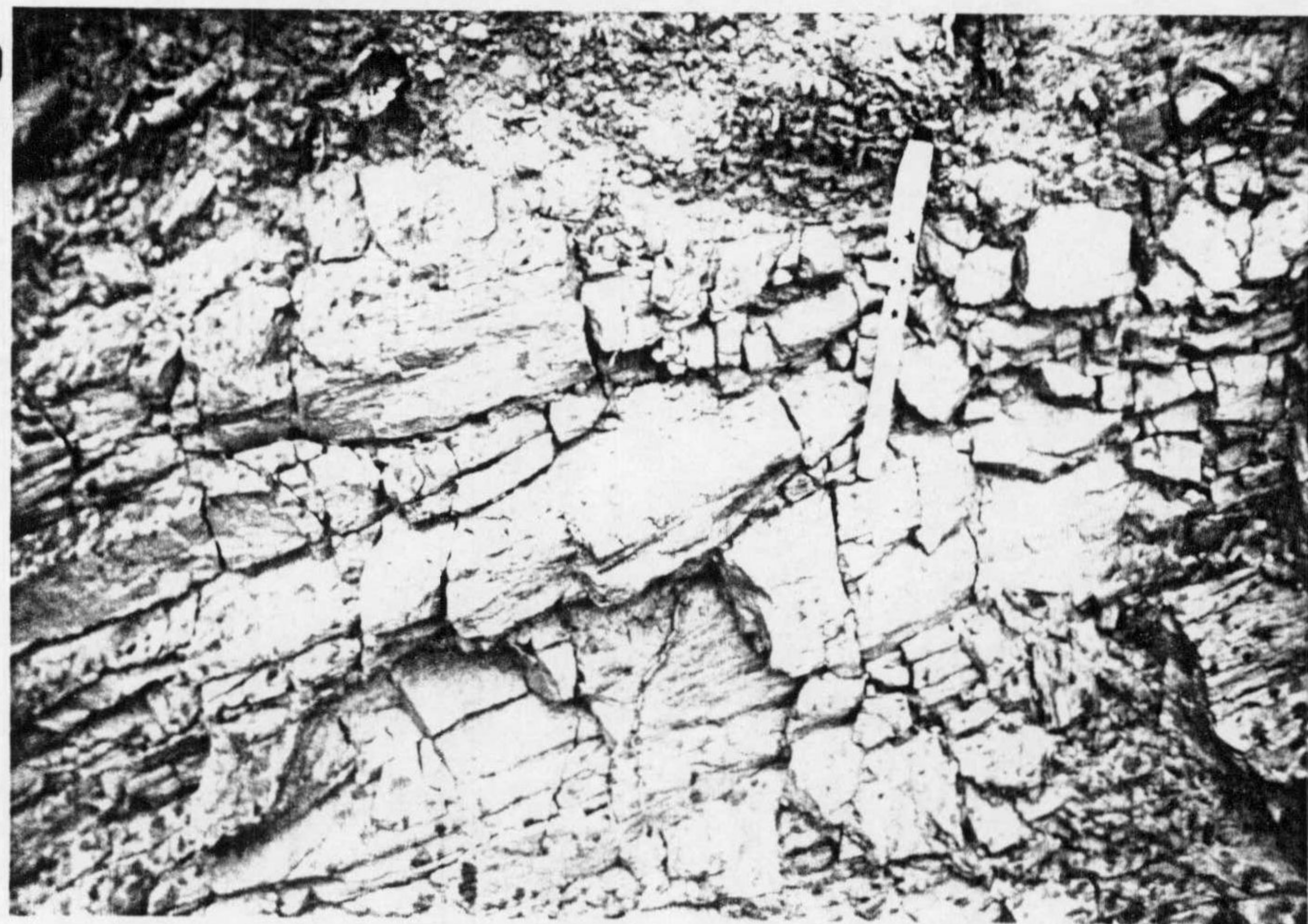
28



29



30



31

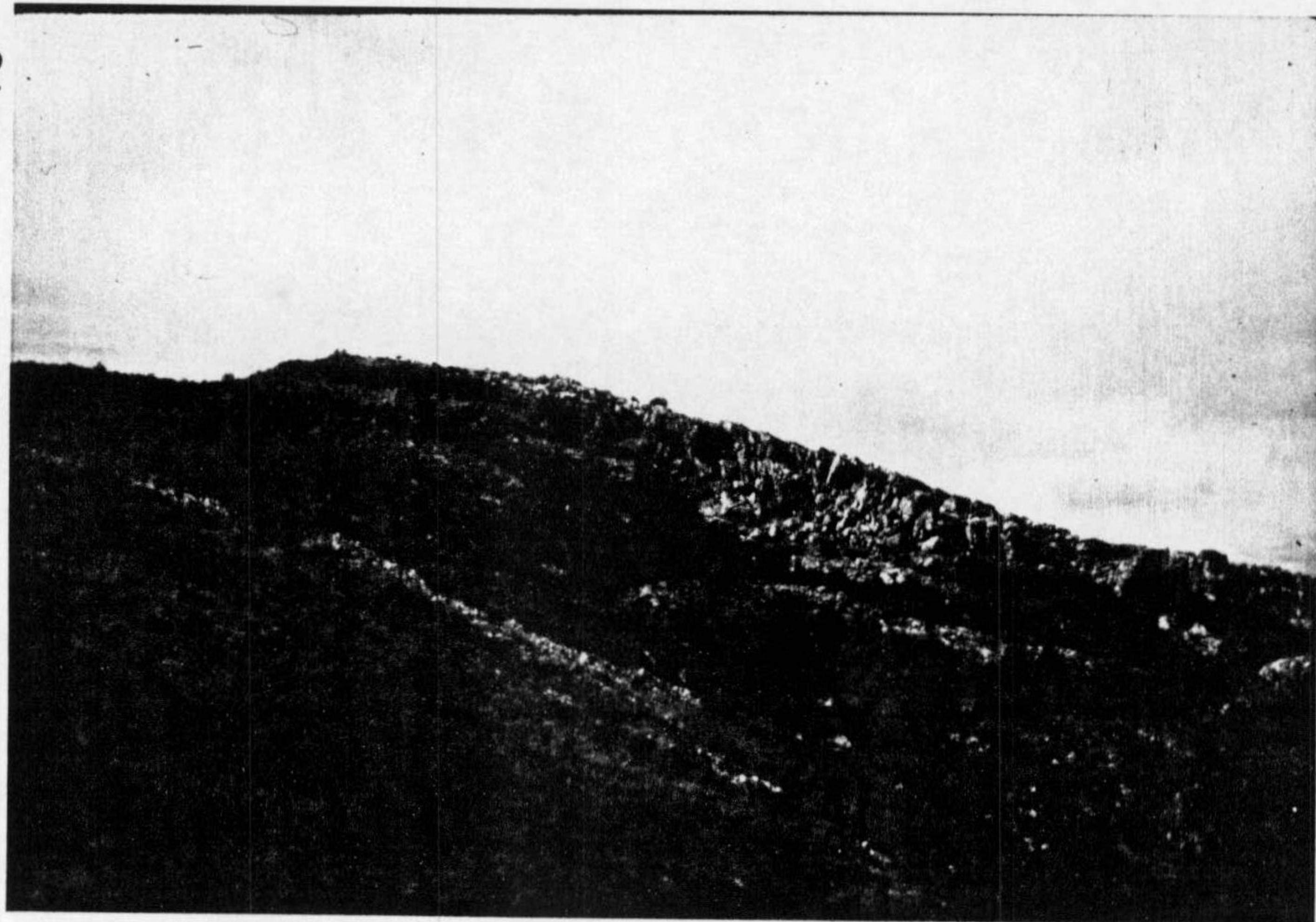


FOTO 32.- Disposición en rellano de techo y de muro del contacto entre dos láminas de las Imbricaciones de Benadalid. El contacto se sitúa entre los dos niveles calizos, de tonos más claros en la fotografía. Las sucesiones de ambas láminas se encuentran invertidas.

FOTO 33.- Budines de talla métrica con morfología S-C en mármoles de la Unidad de Guadaiza. Zona de Falla de Piedras Recias al Norte de Estepona. El Sur queda a la derecha de la fotografía.

FOTO 34.- Diaclasas de tensión subverticales afectando a un pliegue de crenulación Pcw. Intercalaciones cuarcíticas de la formación de esquistos oscuros de la Unidad de Jubrique. Las diaclasas pueden estar rellenas o no por cuarzo y clorita.

32



33



34

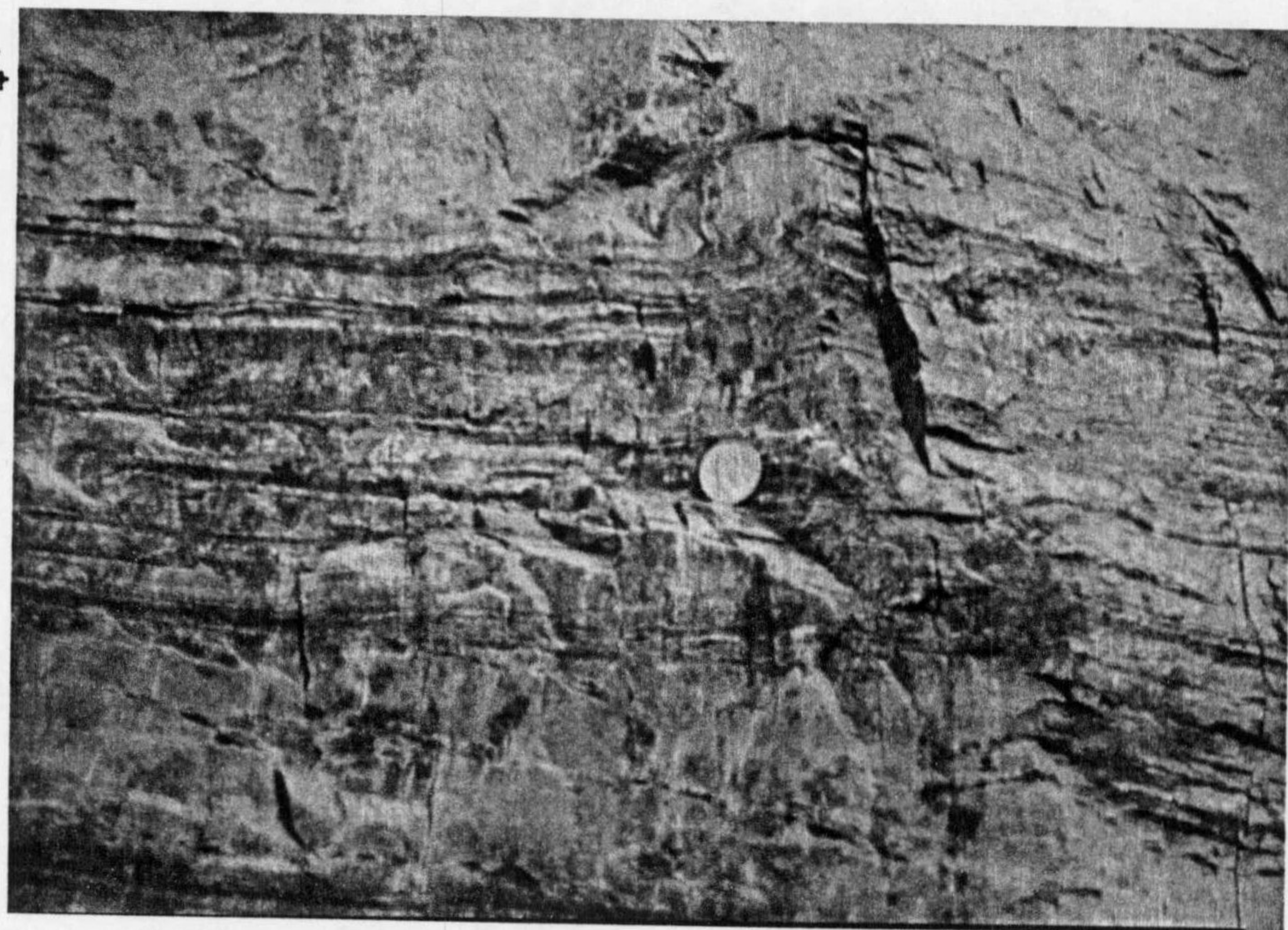
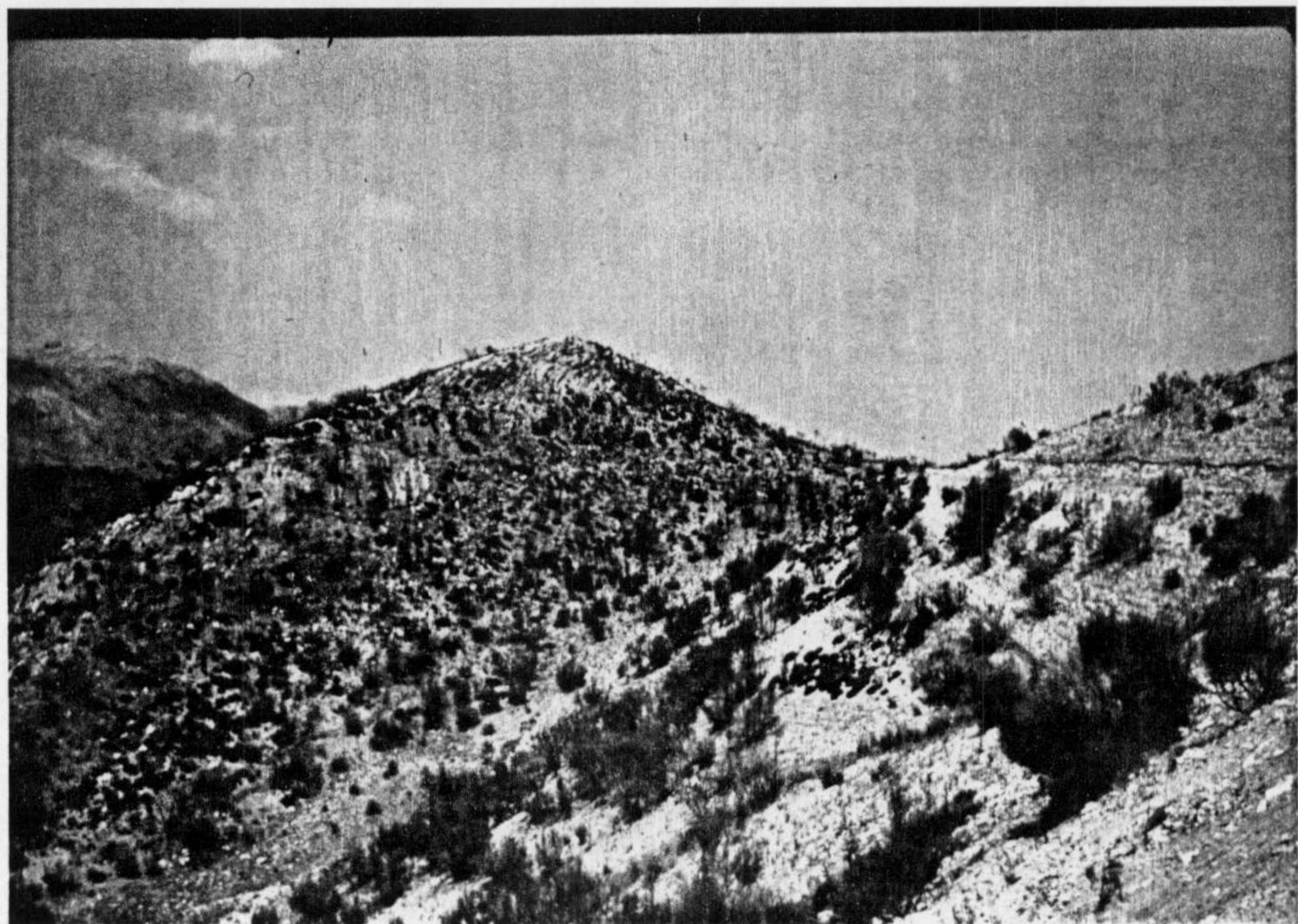


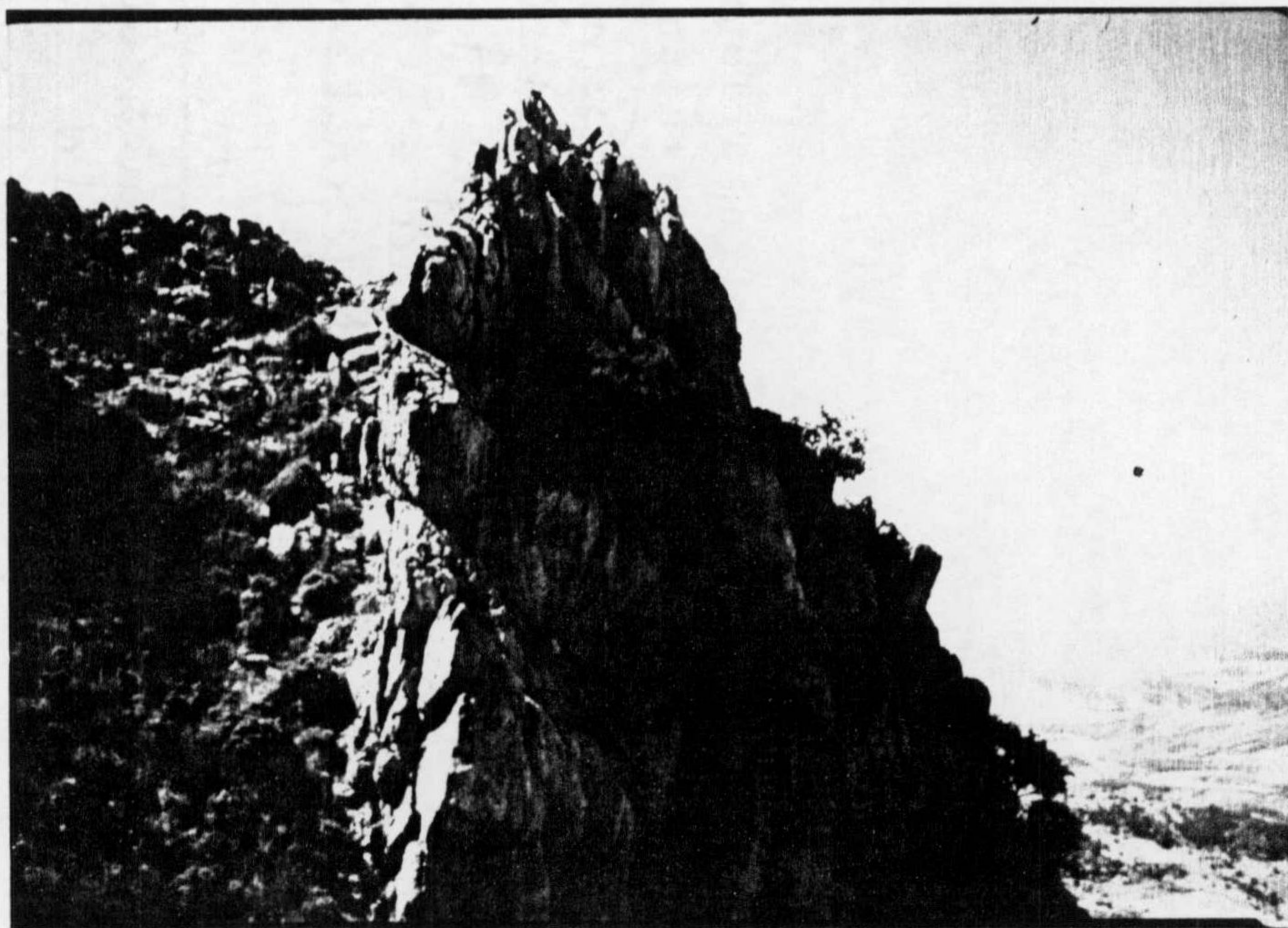
FOTO 35.- Flanco Este y fallas inversas asociadas del Antiforme del Ayo. de los Judíos, deformando la Zona de Falla de Atajate. Los materiales claros situados a la derecha de la fotografía son de edad Neocomiense y pertenecen a la lámina de la Fuensanta del Complejo de la Predorsal. Los más oscuros, a la izquierda, corresponden a la Formación Capas Rojas del Penibético.

FOTO 36.- Detalle de una de las fallas verticales que constituyen los contactos entre calizas (derecha) y dolomías (izquierda) del Complejo de la Dorsal en la Sierra Crestellina. La traza de la falla comprendida en la fotografía tiene una longitud de 20m.

35



36



DILIGENCIA:

Reunido el Tribunal examinador en el día de
a fecha, constituido por:

- D. Pere Santanach Prat
- D. Andrés Perez Estañ
- D. Josep A. Muñoz de la Fuente
- D. André Michard
- D. Miquel A. Orozco Fernandez

Para juzgar la Tesis Doctoral del Licenciado Don
Juan Carlos Balanya Roure
se acordó por unanimidad otorgar la calificación de Apto "Cum laude"
y para que conste, se extiende firmada por
componentes del Tribunal, la presente diligencia.

Granada, a 19 de Noviembre de 1991

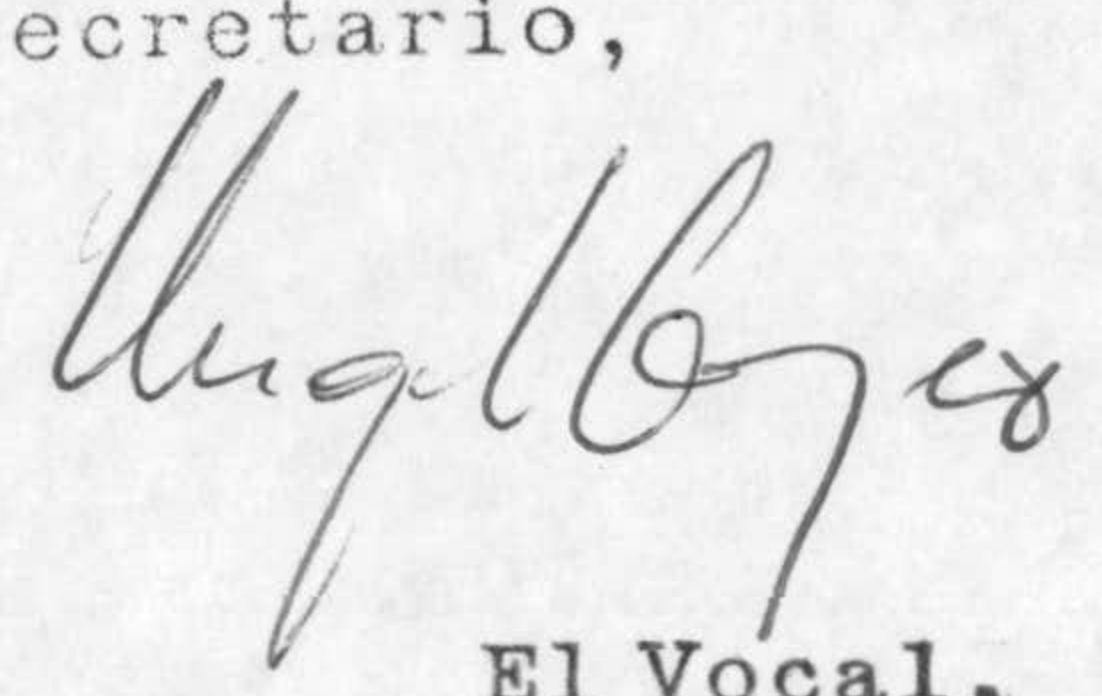
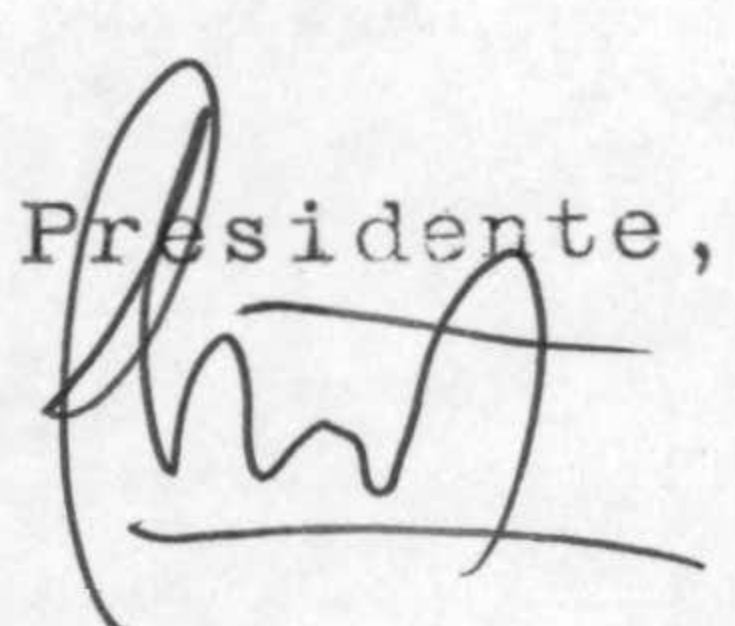
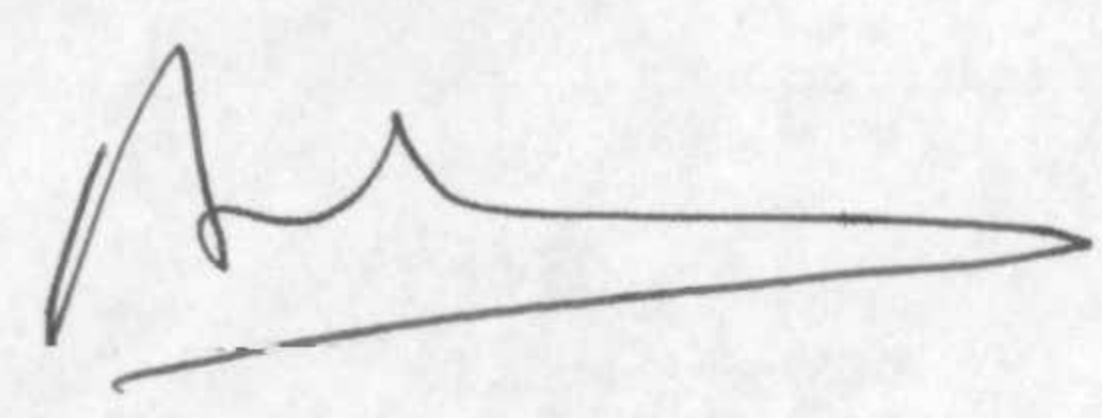
El Secretario,

El Presidente,

El Vocal,

El Vocal,

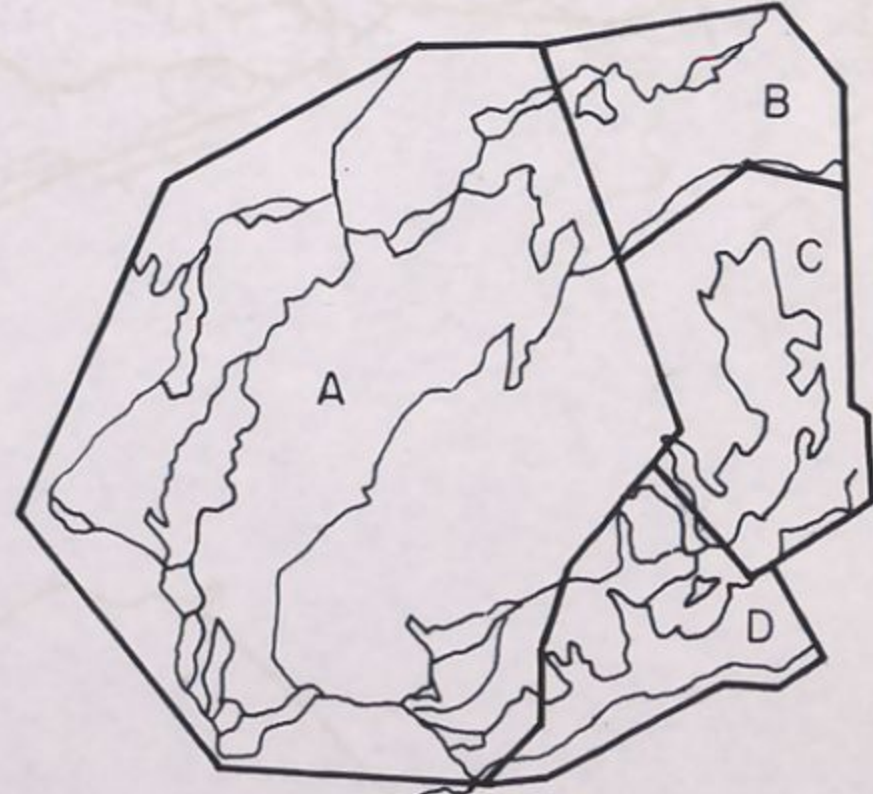
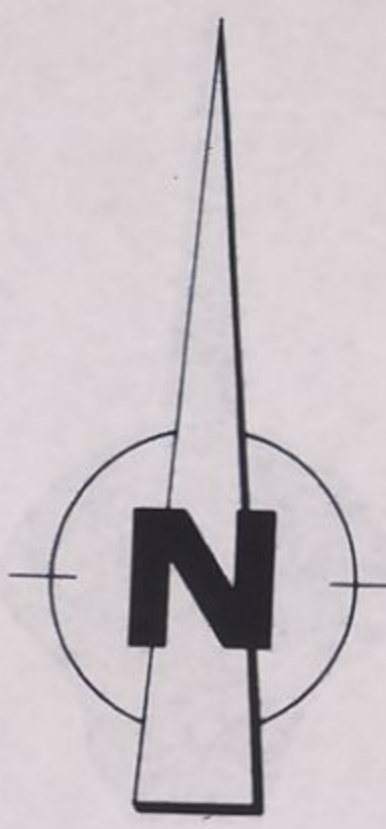
El Vocal,



ANEXO - 1

MAPA GEOLOGICO DE LA TERMINACION OCCIDENTAL DEL DOMINIO DE ALBORAN (Parte Norte del Arco de Gibraltar)

J. C. BALANYA 1991



A.- Zona cartografiada por el autor
Trazado cartográfico en otras zonas según:
B.- Dürr (1967) y Marín-Algarra (1987)
C.- Tubía (1985, 1988)
D.- Chamon et al. (1978) y Dickey et al. (1979)
Isogrados en rocas ultramáficas según Obata (1980)

