

UNIVERSIDAD DE GRANADA



Departamento de Geodinámica

Geometría y Cinemática de las
Deformaciones Neógenas en Sierra Nevada
(Cordilleras Béticas)

Jesús Galindo Zaldívar

TESIS DOCTORAL

Granada, 1990



Biblioteca Universitaria de Granada



01533967

Prov. T-10-101

UNIVERSIDAD DE GRANADA
Facultad de Ciencias
Fecha 18 JUN. 1990
ENTRADA NUM. 293

T
13
118

UNIVERSIDAD DE GRANADA

DEPARTAMENTO DE GEODINAMICA

**GEOMETRÍA Y CINEMÁTICA DE LAS
DEFORMACIONES NEÓGENAS EN SIERRA
NEVADA (CORDILLERAS BÉTICAS)**

Jesús Galindo Zaldívar

TESIS DOCTORAL

Granada, mayo 1.990

BIBLIOTECA UNIVERSITARIA	
GRANADA	
Nº Documento	<u>019656464</u>
Nº Copia	<u>121202667</u>

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



Granada, 24 de mayo de 1.990

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

AGRADECIMIENTOS

Mi agradecimiento a todas aquellas personas que me han ayudado en la realización de este trabajo y que gracias a su colaboración han hecho posible que se lleve a término.

He de expresar mi gratitud a D. F. González Lodeiro que ha sido el director de la presente tesis, tanto por los comentarios y la discusión durante la realización de la misma, así como por la dedicación que me ha prestado en todo momento.

También agradezo a D. F. Aldaya las orientaciones y observaciones que me ha realizado en los estudios en el borde meridional de Sierra Nevada, esencialmente en la Depresión de Ugíjar.

A D. V. García-Dueñas quién me presentó parte de la temática que he desarrollado en esta tesis y quien puso a mi disposición los medios materiales del antiguo Departamento de Geotectónica, lugar donde inicié mis investigaciones.

He de señalar también las fructíferas conversaciones y jornadas de campo que he compartido con A. Jabaloy, quien ha realizado sus investigaciones en la Sierra de Los Filabres.

La colaboración de D. D. Martín Ramos en todo lo referente a la realización de las fábricas de ejes [a] de cuarzo ha sido muy notable.

No puedo tampoco olvidar la ayuda prestada por D. C. Sanz de Galdeano en lo referente a los métodos de estudio de la deformación frágil. También he de agradecer a D. J. Guimerá de la Universidad Central de Barcelona, a D. J.L. Simón-Gómez y D. A.M. Casas de la Universidad de Zaragoza y M. Boccaletti de la Università degli Studi di Firenze los datos y programas que me han facilitado para realizar las comprobaciones de los cálculos de los paleoesfuerzos de las deformaciones frágiles.

He de señalar también mi reconocimiento a todos los miembros del Laboratoire de

Geologie Structurale de Montpellier por las conversaciones y discusiones que he mantenido en una etapa avanzada del desarrollo de este trabajo.

También a D. José Roca que pacientemente realizó las preparaciones de láminas delgadas de las muestras.

Quiero también señalar mi agradecimiento a todos los miembros del Departamento de Geodinámica que me han ayudado de diversas formas y cuya mención aquí sería demasiado extensa.

Por último, no podría olvidar a Margarita Sabaniel, quien constantemente me ayudó y alentó en todas las facetas de este trabajo. Tampoco a los familiares que me han animado en todo momento y han soportado muchas veces las incomodidades que mi dedicación a esta tarea conllevaba para todos.

Este trabajo ha sido posible en la fase inicial gracias a una Beca de Formación del Personal Investigador del Ministerio de Educación y Ciencia y posteriormente a un contrato como Ayudante en la Universidad de Granada. La financiación ha sido a cargo de los proyectos de la C.I.C.Y T. 'Cinemática de los Mantos Bético-Rifeños ...' en la primera etapa y posteriormente el proyecto PB-87-0737-CO3-01.

INDICE

1.- Introducción.....	5
1.1.- Localización del área.....	7
- Situación geográfica.....	7
- Situación geológica.....	9
1.2.- Antecedentes.....	11
1.3.- Objetivos.....	21
1.4.- Métodos de trabajo.....	23
- Métodos de campo.....	23
- Métodos de laboratorio.....	24
2.- Determinación de estados de esfuerzo a partir de fallas.....	29
2.1.- Introducción.....	29
- Antecedentes.....	31
+ Métodos basados en la comparación con modelos teóricos de fallamiento.....	31
*El modelo de Anderson (1.951).....	32
*El modelo de deslizamiento. Reches (1.978, 1.983)...	33
+ Métodos Gráficos.....	34
*Método de Compton (1.966).....	34
*Método de los planos de movimiento. Arthaud (1.969).	38
*Método de los diedros rectos. Angelier (1.977).....	41
+ Métodos Numéricos.....	43
*Método de Carey (1.974).....	47
*Método de Armijo-Cisternas (1.978, 1.982).....	49
*Método de Angelier-Goguel (1.979).....	49
*Método de Angelier-Manoussis (1.980).....	50
*Método de separación por aproximaciones sucesivas Etchecopar-Vasseur-Daignieres (1.981).....	51
+ Métodos Mixtos.....	54
Diagramas y-R. Simón-Gómez (1.982).....	54
Diagramas e-K'. De Vicente (1.986, 1.988a y 1.988b)...	56
2.2.- Análisis de datos. Las redes de búsqueda.....	57

-El cálculo directo.....	58
-Las redes de búsqueda.....	60
+Fundamento.....	60
+Condiciones del modelo de fallamiento.....	61
+El procedimiento de búsqueda y diferenciación de fases. La determinación de los estados de esfuerzos.....	62
-Limitaciones del método.....	80
-Ejemplo teórico de distinción de fases de fallamiento.....	85
-Comparación con otros métodos.....	85
 3.- La estructura y las deformaciones en Sierra Nevada.....	90
3.1.- Introducción.....	99
3.2.- Deformaciones en el Complejo Nevado-Filábride.....	111
- Introducción. La correlación de estructuras.....	111
- Deformaciones previas a la fase de deformación principal (Dp).....	113
- La deformación principal (Ds).....	115
+Pliegues (Ps) de la fase de deformación principal (Ds).....	115
+Fábricas planares y plano-lineares.....	121
*Características de campo.....	121
*Características microscópicas en las fábricas de las metapelitas.....	127
*Características microscópicas de las fábricas de las cuarzitas y orientaciones cristalográficas preferentes del cuarzo.....	134
/Microestructuras del cuarzo.....	135
/Fábricas de ejes [c] del cuarzo.....	141
/Fábricas de ejes [a] del cuarzo.....	153
*Sentido rotacional de las estructuras de la deformación principal (Ds).....	160
- Los pliegues conjugados Pc. La deformación Dc.....	162
- La deformación De: el Clivaje de Crenulación extensional.....	176
- Las deformaciones frágiles (Df).....	196
+Las diaclasas.....	196
+Las fallas.....	201
*Fallas con cataclasitas albíticas.....	202

*Fallas con harinas de falla.....	204
*Fallas sin rocas de falla.....	208
- Pliegues tardíos de tamaño kilométrico (Dt).....	213
- Otras deformaciones locales tardías.....	217
- Geometría y evolución de las deformaciones en el Complejo Nevado-Filábride.....	218
3.3.- Deformaciones en el Complejo Alpujárride.....	223
- Introducción.....	223
- El diaclasado.....	228
- Las fallas.....	233
+Contactos entre unidades alóctonas y zonas de falla...234	
+Microfallas: orientaciones preferentes y determinación de los paleoesfuerzos.....	245
3.4.- El Contacto Alpujárride/Nevado-Filábride.....	259
- Características.	
3.5.- Deformaciones en los materiales Neógeno-Cuaternarios...269	
- Deformaciones en la Depresión de Ugíjar.....	269
- Determinación de los paleoesfuerzos.....	273
3.6.- Sistemas de fallas y paleoesfuerzos en Sierra Nevada...277	
4.- Modelo de evolución, discusión y conclusiones.....	281
4.1.- Modelo propuesto.....	281
4.2.- La edad de las deformaciones.....	289
4.3.- Modelos previos y discusión de los resultados.....	293
4.4.- Conclusiones.....	297
5.- Bibliografía.....	299
6.- Anexos.....	321
6.1.- La Informática en el tratamiento de los datos microestructurales.....	332
6.2.- Fabricas de ejes [c] del cuarzo.....	345
6.3.- Resultados de la determinación de paleoesfuerzos.....	365

1. INTRODUCCIÓN

Los estudios geológicos realizados hasta mediados de la década de los ochenta en las Cordilleras Béticas y en particular en Sierra Nevada, determinaron la geometría de los conjuntos tectónicos mayores y describieron las características petrológicas de los materiales. Recientemente, el análisis de las microestructuras asociadas a las zonas de cizalla dúctiles, dúctil-frágiles y frágiles ha permitido avanzar notablemente en el conocimiento de la estructura de los materiales y de la cinemática de los contactos mecánicos.

El objetivo fundamental de esta Tesis, iniciada en 1.985, ha sido el análisis de las deformaciones frágiles, dúctil-frágiles y dúctiles asociadas al sistema neógeno de fallas extensivas en Sierra Nevada.

Este trabajo pretende ser, por una parte, una contribución teórica y práctica a los métodos basados en el análisis microestructural. Los problemas planteados durante el estudio del fallamiento han obligado a desarrollar un nuevo método de determinación de estados de esfuerzo a partir de planos y estrías de falla. El método propuesto, menos restrictivo que los anteriores, se expone en el segundo capítulo y se aplica al estudio de las microfallas de los materiales nevado-filábrides, alpujárrides y neógenos que afloran en Sierra Nevada. También se plantean nuevos procedimientos para el cálculo de medias de datos de orientación sin polaridad y de diagramas de frecuencia de fracturación.

Por otra parte este trabajo también aspira a ser una aportación más al conocimiento de la evolución tectónica de las Cordilleras Béticas. El tercer capítulo lo dedico al estudio de las observaciones realizadas en Sierra Nevada. Describo los materiales que la componen y analizo tanto la deformación como la estructura. En el cuarto capítulo expongo y discuto finalmente los posibles modelos de evolución.

1.1. LOCALIZACIÓN DEL ÁREA.

-SITUACIÓN GEOGRÁFICA.

El área estudiada está comprendida entre los paralelos 36° 49' N y 37° 16' N y los meridianos 3° 3' W y 3° 36' W. Se sitúa en la Alta Andalucía y está incluida administrativamente en la provincia de Granada salvo un pequeño sector del extremo oriental que pertenece a la de Almería. El área se localiza en el sector central de las Cordilleras Béticas.

He realizado las observaciones para la elaboración del trabajo de campo en Sierra Nevada y en las depresiones y montañas que la rodean (fig. 1.1.). La altitud del área de trabajo está comprendida entre los 300 m.s.n.m. en la comarca de Los Guájares y los 3.482 m.s.n.m. del Mulhacén, cumbre más elevada de la Península Ibérica.

Los principales accesos desde Granada a las regiones del SW, S de Sierra Nevada y Las Alpujarras son las carreteras N-323 y el desvío por la C-332. Para desplazarse a la zona norte de Sierra Nevada es necesario utilizar la N-342 y la N-324. A partir de las carreteras principales mencionadas parten numerosas carreteras locales y carriles forestales que recorren las faldas de las alineaciones montañosas. Sin embargo sólo hay dos carreteras que atraviesan Sierra Nevada: la de La Calahorra a Laroles (C-331) que pasa a través del puerto de la Ragua y la de Granada- Solynieve- Capiléira. La última ruta sólo es practicable desde mediados de Julio hasta finales de Septiembre. El acceso en automóvil a las zonas elevadas es difícil por la escasez de carriles. También está limitado en el tiempo por razones climáticas. Las cimas de Sierra Nevada, como su propio nombre indica, permanecen cubiertas por la nieve desde Octubre hasta Junio.

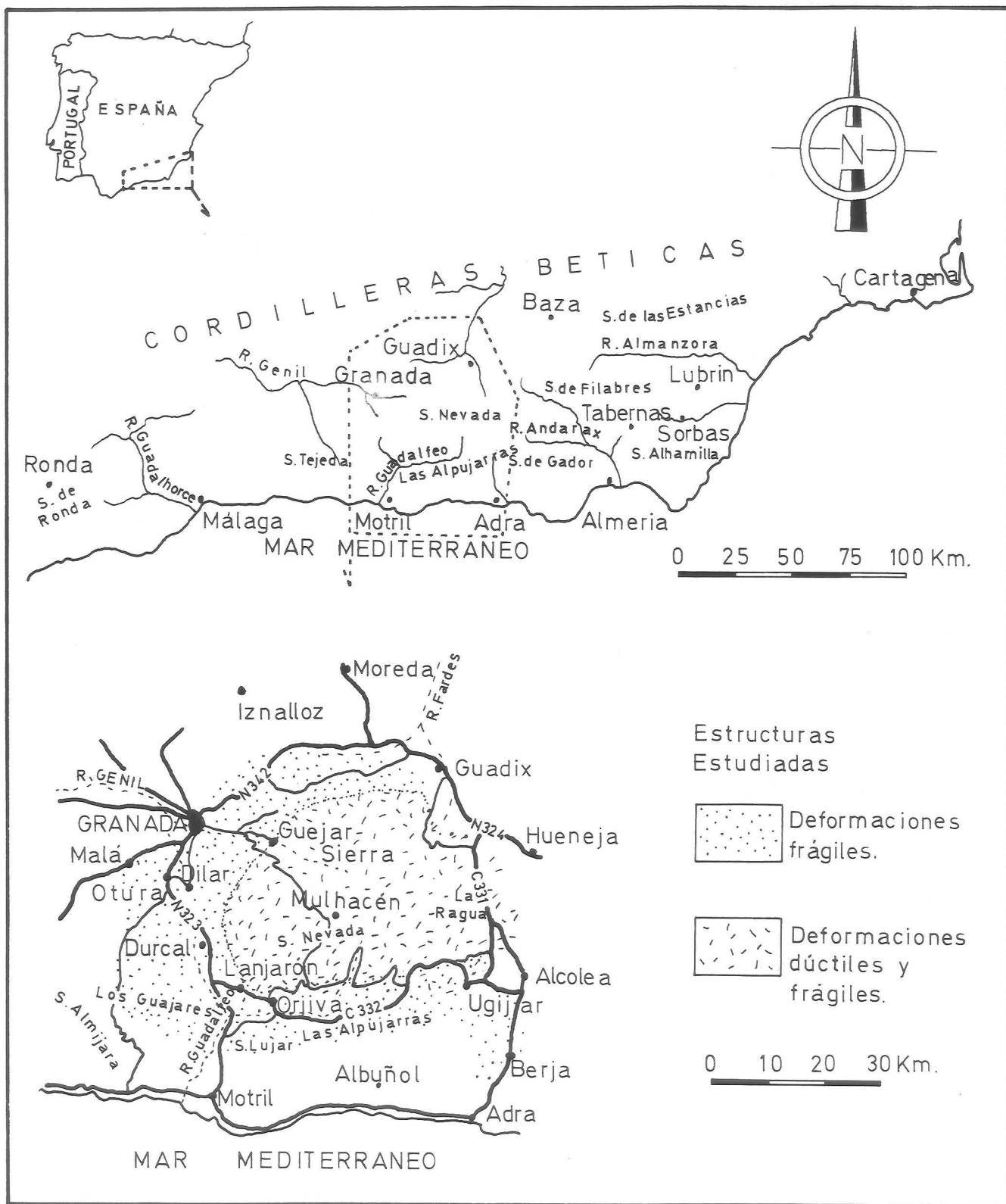


Fig. 1.1. Localización Geográfica.

-SITUACIÓN GEOLÓGICA.

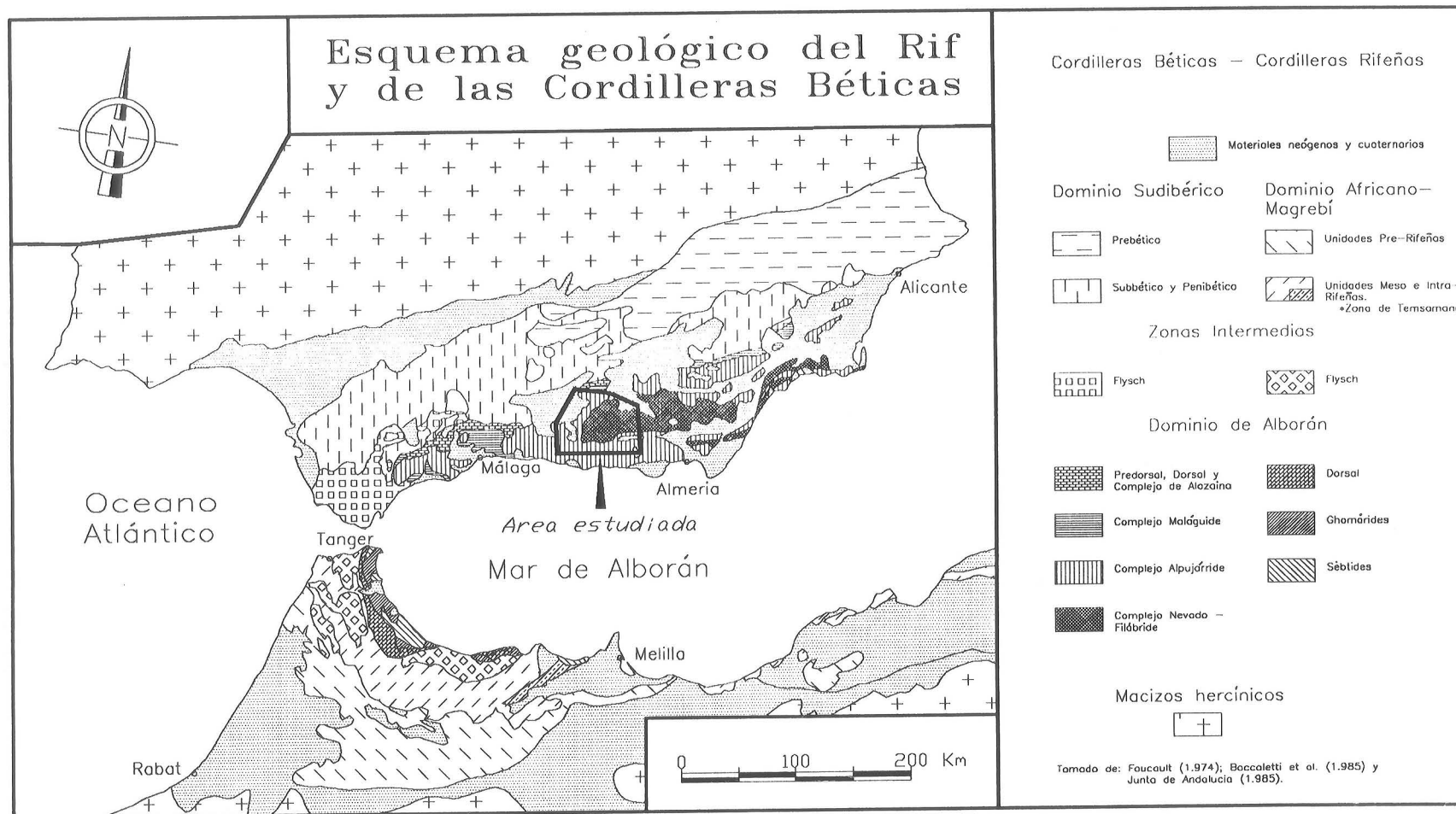
El extremo occidental del orógeno alpino mediterráneo está compuesto por las Cordilleras Béticas y las Cordilleras Rifeñas que se encuentran actualmente separadas por la cuenca neógena del Mar de Alborán (fig. 1.2.). Ambas cordilleras se localizan entre dos zócalos hercínicos: el Ibérico al Norte y el Africano al Sur. Las Cordilleras Béticas han sido divididas a partir de criterios petrológicos y estructurales en 'Zonas Externas' y 'Zonas Internas' (Fallot, 1.948). Las Zonas Internas o 'Zona Bética' están compuestas por un apilamiento de mantos de corrimiento que contienen materiales metamórficos. Las Zonas Externas están formadas por materiales mesozóicos y cenozóicos no metamórficos, cabalgados y plegados. Las Zonas Externas se dividen, por lo que respecta al intervalo de tiempo comprendido entre el Lias Superior y el Mioceno (Rivas et al., 1.979), en la 'Zona Subbética' con facies más pelágicas y la 'Zona Prebética' con facies depositadas en medios someros.

García-Dueñas y Balanyá (1.986) han propuesto una nueva división del conjunto bético-rifeño basada en el concepto de dominio cortical. Distinguen: el Dominio Sudibérico, el Dominio Africano-Magrebí, el Dominio de Alborán y el Surco de los Flysch. A este último no le atribuyen una entidad de 'dominio' por desconocer el tipo de corteza sobre la que se sitúa (fig. 1.2.).

El Dominio de Alborán incluye la 'Zona Bética' y las zonas internas de las cadenas rifeñas; está compuesto por varios complejos formados por mantos de corrimiento con características comunes entre si. De abajo hacia arriba son: el Complejo Nevado-Filábride, el Complejo Alpujárride, el Complejo Maláguide y las unidades de la Dorsal y la Predorsal. Algunos autores holandeses (Egeler y Simon, 1.969) consideraron la parte inferior del Alpujárride como un complejo diferenciado: 'Complejo Ballabona-Cucharón'. Actualmente y salvo excepciones (Puga y Torres Roldán, 1.988), tales materiales se integran en el Complejo Alpujárride.

Este trabajo se ha realizado sobre los materiales del Nevado-Filábride y del Alpujárride que afloran en el sector central de las Cordilleras Béticas, así como los materiales neógenos situados sobre el Alpujárride en la depresión intramontañosa de Ugíjar.

Fig. 1.2. Localización geológica



1.2. ANTECEDENTES.

Los trabajos geológicos realizados en las Cordilleras Béticas desde finales del siglo pasado son numerosos. Su cuantía ha crecido muy rápidamente en los últimos años. En este apartado comentaré primero todos aquellos estudios regionales que han tenido incidencia en el conocimiento de los materiales del Dominio de Alborán y especialmente los trabajos realizados sobre el área estudiada. Expondré finalmente el estado actual de las investigaciones y los problemas que aún subsisten.

Fontboté y Vera (1.983) hacen una síntesis de la evolución de los conocimientos geológicos en las Cordilleras Béticas desde el siglo XVIII hasta principios de la década de los ochenta. Algunos trabajos recientes, esencialmente las memorias de las Tesis doctorales y de los mapas geológicos a escala 1:50.000 (Plan MAGNA) realizan revisiones bibliográficas regionales exhaustivas.

Hasta las primeras décadas de este siglo los escasos trabajos realizados indicaban el carácter autóctono de los materiales en las Cordilleras Béticas. Ezquerria de Bayo (1.850) señala la importancia de los afloramientos de rocas cristalinas. Las investigaciones geológicas sobre las Cordilleras Béticas adquieren un fuerte impulso a raíz de la creación de la Comisión para el Mapa Geológico de España. Las exploraciones geológicas para la confección del primer mapa de escala 1:400.000 se dedicaron generalmente a la descripción petrológica de los materiales. Hay que destacar los trabajos de Barrois y Offret (1.889) y el de Von Drasche (1.879) quien realiza un primer mapa litológico de Sierra Nevada. Desde los primeros trabajos (Bertrand y Kilian, 1.889) se distingue una zona meridional o Zona Bética compuesta por rocas metamórficas y una zona septentrional o Zona Subbética formada exclusivamente por rocas sedimentarias.

Las investigaciones geológicas desarrolladas en los Alpes plantearon la posibilidad de la existencia de cabalgamientos en las Cordilleras Béticas (Termier, 1.911; Gentil, 1.918; Staub, 1.924). Fué Brower y Zeylmans van Emmichoven (1.924) y Zeylmans van Emmichoven (1.925) quienes investigaron y confirmaron finalmente la presencia de mantos de corrimiento. Staub (1.924) propone un corte general de las Cordilleras Béticas en el que generaliza la tectónica de cabalgamientos. Banting (1.933) interpreta las sierras de Lújar

y Gádor como un pliegue-manto.

Hay que destacar en los años posteriores los trabajos de tectónica y petrología realizados en la zona central y oriental de la cordillera por Brower y su escuela: Brower (1.926), Van Bemmelen (1.927), Westerveld (1.929), Zermatten (1.929), Patijn (1.937) y Jansen (1.936). Estos autores distinguen varias agrupaciones tectónicas superpuestas entre sí, que en sentido descendente son:

-**Los Mantos Subbéticos.** (Brower, 1.926; Van Bemmelen, 1.927). En ellos se incluyen los materiales maláguides.

-**Los Mantos Béticos o Alpujárrides.** (Van Bemmelen, 1.927)

-**La Mischungszone.** (Brower, 1.926). Recibe diferentes denominaciones según los autores. Todos coinciden en que es una zona tectónicamente compleja con esquistos, mármoles, gneises, serpentinitas, etc. situada sobre el cristalino de Sierra Nevada.

-**El Cristalino de Sierra Nevada.** (Brower, 1.926). Compuesto por micaesquistos con grafito y cuarcitas.

Blumenthal investiga esencialmente el sector occidental de la cordillera y distingue un nuevo elemento que se superpone al Alpujárride: El *Bético de Málaga* que será denominado posteriormente *Maláguide*. Este autor admite cabalgamientos hacia el N de amplitud limitada en los Alpujárrides (Blumenthal, 1.935). Considera que el cristalino de Sierra Nevada es el para-autóctono de dichos cabalgamientos y el sustrato de los Alpujárrides.

Fallot (1.948) realiza una síntesis de las Cordilleras Béticas, muchos de cuyos principios se han mantenido hasta la actualidad. Este autor centra sus investigaciones en la Zonas externas.

Algunos autores defendían aún la autoctonía de los materiales (Sermet, 1.934). Esta idea continuó hasta los años cincuenta en los que Tercedor (1.951) niega la existencia de cabalgamientos.

Todos los trabajos realizados hasta mediados del siglo XX contribuyeron a establecer la distribución general de los materiales dentro de las Cordilleras Béticas. A partir de los

años cincuenta las investigaciones tienen generalmente un carácter más específico y se centran en regiones y temas concretos.

En los años sesenta se reinician los estudios de los geólogos holandeses en la zona central y oriental de la Cordillera. Hay que destacar los trabajos de De Roever et al. (1.961), Egeler (1.963), Nijhuis (1.964), Simon (1.963), Bicker (1.966), Voet (1.967), Leine (1.968) y Westra (1.969). Analizan esencialmente los materiales de la Mischungszone. Nijhuis (1.964) realiza un examen detallado de las relaciones entre los minerales del metamorfismo plurifacial alpino. La evolución metamórfica que propone comienza con un metamorfismo prealpino sobre el que se superpone un metamorfismo alpino de alta presión (facies de esquistos verdes con glaucofana) que finalmente evoluciona a condiciones de presión intermedia (facies de anfibolitas almandínicas). A partir de las investigaciones de todos estos autores Egeler y Simon (1.969) establecen una nueva división de la Zona Bética. Consideran que la Zona Bética está compuesta por varios complejos tectónicos superpuestos que desde arriba hacia abajo son:

- Complejo Maláguide.** Equivale al Bético de Málaga (Blumenthal, 1.935)
- Complejo Alpujárride.** Comprende la parte superior de los Alpujárrides (Van Bemmelen, 1.927).
- Complejo Ballabona-Cucharón.** Comprende la parte inferior de los Alpujárrides (Van Bemmelen, 1.927).
- Complejo Nevado-Filábride.** Contiene el cristalino de Sierra Nevada y la Mischungszone. La relación entre ambos se interpreta como una discordancia ya que la parte basal de la Mischungszone contiene metaconglomerados.

Sin embargo la división más aceptada actualmente es equivalente a la propuesta por Fontboté (1.966). La composición de la Zona Bética en sentido descendente es:

- Complejo Maláguide.**
- Complejo Alpujárride.**
- Complejo Nevado-Filábride.**

En el Alpujárride continuaron las investigaciones tanto de la estructura como de las características petrológicas de los materiales. Son numerosos los trabajos que se

desarrollaron en el sector central de la Cordillera: Boulin (1.964), estudia un sector situado entre Málaga y Motril, Aldaya (1.969a) entre Motril y Adra, Jacquin (1.970) y Orozco (1.972) la Sierra de Gádor, Torres Roldán (1.974) la Sierra Almirante, Gallegos (1.975) el Oeste de Sierra Nevada, Navarro Vila (1.976) el Noroeste de Sierra Nevada y Avidad (1.976) y Elorza (1.979) al Oeste de Motril.

Cada autor distingue en su área de estudio diferentes mantos de corrimiento a los que asigna nombres locales. Aldaya et al. (1.979) realizan una correlación entre las diferentes denominaciones en la zona central de las Cordilleras Béticas. En el Mapa Geológico de Andalucía (Junta de Andalucía, 1.985) se clasifican los mantos alpujárrides según su metamorfismo y secuencia litológica en tres tipos:

-Mantos Superiores. Contienen la secuencia litológica más completa de los mantos alpujárrides. De techo a muro se disponen:

+**carbonatos** (calizas y dolomías generalmente mármoles).

+**filitas y cuarcitas.** En la transición existen habitualmente calcoesquistos.

+**esquistos, esquistos grafitosos y cuarcitas.**

+**migmatitas y eventualmente granulitas y peridotitas.**

-Mantos Medios. La serie es similar a los superiores pero no se reconoce el término basal de migmatitas, granulitas y peridotitas.

-Mantos Inferiores. Están formados sólo por carbonatos y filitas y cuarcitas.

El grado de metamorfismo de los Mantos Alpujárrides aumenta desde arriba hacia abajo en cada uno de ellos y de abajo hacia arriba en la pila de mantos. Los gradientes metamórficos son generalmente bajos (Torres Roldán, 1.979) aunque recientemente se han descubierto minerales relictos de un metamorfismo de gradiente de alta presión y baja temperatura (Goffé et al., 1.989).

En la década de los ochenta las investigaciones sobre la estructura del Alpujárride han tomado un nuevo rumbo (Campos et al., 1.984; Tubía, 1.985; Campos y Simancas, 1.989; Cuevas et al., 1.986). No sólo se determina la geometría de los contactos sino también su cinemática y condiciones de deformación. El fruto de estas investigaciones ha

permitido distinguir dos etapas de cabalgamiento en el Alpujárride. La primera desplaza los bloques de techo hacia el Este y lleva asociada una zona de cizalla dúctil heterogénea (Tubía, 1.983; Campos et al., 1.984). La segunda tiene carácter dúctil-frágil y movimiento hacia el Norte para los bloques de techo (Aldaya, 1.969b; Cuevas et al., 1.986; Campos y Simancas, 1.989). Sobre estas se superpone una etapa de extensión frágil con sentidos de movimiento hacia el SW en el sector central de la cordillera (Galindo Zaldívar y González Lodeiro., 1.988). Además de la tectónica en mantos de corrimiento, algunos autores proponen en áreas reducidas la presencia de pliegues con flancos inversos hectométricos y kilométricos (Estévez et al., 1.985; Gervilla et al., 1.985; Balanyá et al., 1.987).

En los materiales Nevado-Filábrides las investigaciones realizadas tratan esencialmente de la descripción petrológica de los materiales. Hay que destacar los trabajos de Puga (1.976) en Sierra Nevada, Diaz de Federico (1.971, 1.980) en el Puerto de la Ragua y Langenberg (1.972), Kampschuur (1.975), Gómez Pugnaire (1.979) y Vissers (1.981) en la Sierra de Los Filábres. También se han realizado trabajos específicos sobre el estudio de yacimientos minerales (Arana Castillo, 1.973) así como descripciones y análisis de minerales concretos de Sierra Nevada: la micas (Martín Ramos, 1.976), las cloritas (Nieto, 1.982) y los granates (Velilla, 1.983).

Puga (1.976) y Puga et al. (1.974) establecen una división tectónica de Sierra Nevada basada en criterios petrológicos. Distingue dos grandes mantos que son de arriba hacia abajo:

-**El Manto del Mulhacén**, que corresponde aproximadamente con la Mischungszone de Brower (1.926). Está formado por varias unidades cada una de las cuales tiene un zócalo paleozóico y una cobertera permo-triásica. En sentido descendente son:

+**Unidad de las Sabinas**.

+**Unidad de la Caldera** que puede estar a su vez duplicada.

El zócalo está formado por esquistos grafitosos y cuarcitas. A diferencia del de las Sabinas, en el de la Caldera se reconocen localmente minerales pseudomorfizados tales como la andalucita y la estauroлита que corresponden a un metamorfismo prealpino de baja presión. Las coberteras están compuestas por esquistos claros, cuarcitas, mármoles, gneises, serpentinitas y metabasitas. En las metabasitas,

actualmente anfibolitizadas, se reconocen minerales relictos de alta presión. La evolución metamórfica alpina consta de un primer episodio (eoalpino) de alta presión y baja temperatura en facies de las eclogitas y una retrogradación posterior en facies de esquistos verdes. El segundo episodio (alpino s.s.) tiene su máximo grado en facies de las anfibolitas epidóticas y evoluciona a facies de las anfibolitas almandínicas.

+Unidad de San Francisco. Diferenciada por Diaz de Federico et al. (1.980) en la parte inferior de la unidad de la Caldera. Está compuesta por rocas que contienen distena y no muestran minerales de metamorfismo de contacto.

-El Manto del Veleta. que corresponde aproximadamente con el Cristalino de Sierra Nevada de Brower (1.926). Está formado por una sucesión monótona de esquistos grafitosos con niveles de cuarcitas. Todas las fases de metamorfismo alpino son de presión baja o intermedia en facies de los esquistos verdes. No se reconoce ningún metamorfismo de alta presión.

Además de las unidades anteriores se distinguen niveles de brechas en el contacto entre el Alpujárride y el Nevado-Filábride y en algunos niveles próximos en el Nevado-Filábride. Puga (1.976) las encuentra en el Nevado-Filábride a techo de las unidades cabalgantes. Son brechas carbonatadas ricas en ankerita que contienen fragmentos de rocas nevado-filábrides y algunos niveles de esquistos de grano fino o filitas. Estas rocas han sido denominadas en Sierra Nevada *Formación Soportújar*. Puga et al. (1.985) las interpretan como rocas vulcanosedimentarias intraorogénicas depositadas durante un proceso de surrección de los materiales nevado-filábrides entre las dos fases de metamorfismo alpino. Estas rocas que sólo muestran la segunda fase de metamorfismo alpino quedarían pellizcadas por los cabalgamientos post-metamórficos. La misma litología ha recibido otras denominaciones tales como *Konglomeratische Mergel* (Brower, 1.926) o *Rauhwackes* (Leine y Egeler, 1.962; Leine, 1.968). Los autores holandeses que identifican estos materiales en la Sierra de Los Filábres (Leine y Egeler, 1.962; Nijhuis, 1.964; Langenberg, 1.972; Kampschuur, 1.975 y Vissers, 1.981) abogan por su origen tectónico.

Gómez Pugnaire (1.979) propone una evolución metamórfica en los materiales del Manto del Mulhacén del sector occidental de la Sierra de Los Filábres que consta sólo de dos episodios metamórficos: uno prealpino y uno alpino. El prealpino es equivalente al

descrito por Puga (1.976). El metamorfismo alpino evoluciona desde condiciones de alta presión y baja temperatura a presiones y temperaturas intermedias y finalmente se produce una retrogradación (facies de los esquistos verdes).

Los últimos estudios petrológicos realizados sobre los materiales nevado-filábrides tratan de determinar el origen de las metabasitas. Puga y Diaz de Federico (1.984, 1.988) y Bodinier et al. (1.987) las consideran como parte de una suite ofiolítica desmembrada mientras que Muñoz (1.986), Gómez Pugnaire y Soler (1.987), Muñoz et al. (1.988) y Gómez Pugnaire y Muñoz (1.990) niegan rotundamente esta posibilidad y proponen un origen magmático alcalino o transicional de intraplaca continental.

Los estudios que se centran en la estructura de los materiales son mucho más escasos y han sido realizados en la última década. En el extremo oriental de la cordillera cabe destacar Alvarez (1.987) y Alvarez et al. (1.989); en Sierra Alhamilla los trabajos de Behrmann (1.982), Platt et al. (1.984), Platt y Behrmann (1.986), Weijermars (1.985) y Weijermars et al. (1.985); en el sector central y oriental de Sierra de Los Filábres Vissers (1.981) y Martínez Martínez (1.986a) y García Dueñas et al. (1.988a, 1.988b), en el extremo occidental de Sierra de Filábres Jabaloy (1.985) y Jabaloy y González Lodeiro (1.988) y en Sierra Nevada González Lodeiro et al. (1.984), Aldaya et al. (1.984), Orozco (1.986a, 1.986b) y García Dueñas et al. (1.988b). Estas investigaciones señalan la presencia de zonas de cizalla dúctiles heterogéneas sin a post-metamórficas con desarrollo de fábricas plano-lineares así como la existencia de deformaciones dúctil frágiles tales como el clivaje de crenulación extensional (Platt y Vissers, 1.980) y varias fases de plegamiento superpuestas. Aunque muchos de los trabajos identifican estructuras semejantes, no existe un acuerdo ni en el orden de superposición, ni en el sentido del movimiento, ni en el contacto al que se asocian, ni en su significado geodinámico. Así mientras que Platt et al. (1.984), Platt y Behrmann (1.986) y Galindo-Zaldívar et al. (1.989) asocian la zona de cizalla dúctil y dúctil-frágil de la parte superior del Nevado-Filábride al movimiento en el contacto Alpujarride / Nevado-Filábride, García Dueñas et al. (1.988a, 1.988b) la consideran asociada en parte a los cabalgamientos internos de los materiales nevado-filábrides. Tampoco existe un acuerdo en el sentido de movimiento. Mientras que Behrmann (1.982, 1.987), Platt y Behrmann (1.986), Alvarez (1.987) y Orozco (1.986a, 1.986b) establecen que los desplazamientos del bloque de techo son hacia el E, Martínez Martínez (1.986a y 1.986b) piensa que existen dos tipos de fábricas plano-lineares que indican sentidos de

movimiento distintos y García Dueñas et al. (1.987a, 1.987b) y Galindo Zaldívar et al. (1.989) consideran que el movimiento tiene componente hacia el W. También se discute la interpretación de las deformaciones dúctiles como estructuras compresivas (García Dueñas et al. (1.988a, 1.988b) o estructuras que en algunos casos se pueden asociar a la tectónica extensiva (Galindo-Zaldívar et al., 1.989).

Recientemente García Dueñas et al. (1.988a, 1.988b) determinan en la Sierra de Filábres tres unidades tectónicas separadas por zonas de cizalla: La unidad del Veleta, en la base, a la que se le superponen los mantos de Calar Alto y de Bédar-Macael. Estos autores establecen su correspondencia en Sierra Nevada con las unidades del Veleta, la Caldera y las Sabinas de Puga (1.971). Sin embargo no existe un acuerdo general ni en la división ni en el carácter ni en el número de mantos de corrimiento que aparecen en los materiales nevado-filábrides.

Aldaya et al. (1.984) muestran el carácter extensivo del contacto actual entre el Alpujárride y el Nevado-Filábride al Sur de Sierra Nevada. Este contacto es sustractivo tanto para el Nevado-Filábride como para el Alpujárride y lo denominan *Falla de Mecina*. En el último quinquenio se ha puesto de manifiesto el carácter extensivo de gran parte de los contactos entre las unidades tectónicas del dominio de Alborán: García Dueñas et al. (1.986) en Sierra Alhamilla, García Dueñas y Martínez Martínez (1.988) en Sierra de Los Filábres, Aldaya et al. (1.986) en Sierra Nevada y Sierra de Gádor y Balanyá y García Dueñas (1.986) en el sector occidental de la Cordillera. Galindo Zaldívar et al. (1.989) estudian las deformaciones producidas por el sistema de fallas extensivas en Sierra Nevada y el sector occidental de Sierra de los Filábres. Proponen que todo el contacto Alpujárride / Nevado-Filábride es un 'detachment' extensivo con movimiento del Alpujárride al W-SW en Sierra Nevada en el que el Alpujárride se deforma frágilmente. La deformación asociada en el Nevado-Filábride es dúctil y evoluciona a frágil.

Se han realizado también investigaciones en las cuencas sedimentarias neógenas que permiten conocer la evolución reciente de la Cordillera (Volk, 1.966; Rodríguez Fernández, 1.982; Ott d'Estevou, 1.980). Las deformaciones frágiles recientes han sido estudiadas esencialmente en el sector oriental (Bousquet, 1.977, 1.979; Bousquet et al. 1.975; Bousquet y Philip 1.976a, 1.976b, 1.978; Ott d'Estevou y Montenat, 1.985; Ott d'Estevou et al., 1.988). En el sector occidental el trabajo más importante es el de Benkhelil (1.976). Sanz

de Galdeano (1.976, 1.980, 1.983a, 1.983b, 1.985, 1.987) y Sanz de Galdeano et al. (1.982, 1.984) realizan sus investigaciones en el sector central y oriental de la cordillera. Todos los trabajos suelen distinguir una etapa en extensión que comienza en el Tortoniense y una etapa compresiva durante el Cuaternario. Muchos de ellos estudian específicamente el papel de las fallas de salto en dirección (Sanz de Galdeano, 1.987, 1.989; Sanz de Galdeano et al., 1.984; Weijermars, 1.987; Martín Escorza y López Ruiz, 1.988).

A pesar del número de datos creciente sobre la evolución de las Cordilleras Béticas estos son aún insuficientes para establecer un modelo general de evolución. Ninguno de los modelos de evolución geológica de área propuestos en los últimos años (Torres Roldán, 1.979; Platt, 1.986; Platt y Vissers, 1.989; Weijermars, 1.985; Doblas y Oyarzum, 1.989) integran convenientemente todos los datos que se conocen actualmente.

1.3. OBJETIVOS.

En este trabajo se estudian las características de la Tectónica extensiva neógena en Sierra Nevada. Para ello ha sido necesario cubrir objetivos de carácter metodológico y objetivos relacionados con la Geología Regional.

Los objetivos metodológicos tratan de mejorar las técnicas de tratamiento de los datos de microtectónica. Son los siguientes:

La realización de un nuevo método de determinación de estados de esfuerzo a partir de planos y estrías de falla. Las técnicas previas de determinación de estados de esfuerzo tienen limitaciones que impiden su aplicación a los datos de campo procedentes del área estudiada.

El diseño de un conjunto de programas para el tratamiento informático de los datos de orientación de microestructuras. La elaboración manual de las medidas de microestructuras es lenta y laboriosa. Las técnicas informáticas permiten un tratamiento rápido de los datos. Aunque los programas de elaboración parcial de las medidas de microestructuras son numerosos, no existía disponible ningún programa que realizase la elaboración completa.

Una vez alcanzados los objetivos metodológicos, los objetivos regionales tratan de abordar la caracterización de las deformaciones del sistema de fallas extensivas en Sierra Nevada. La superficie de falla principal de dicho sistema es el contacto actual entre el Alpujarride y el Nevado-Filábride. Las deformaciones son diferentes en el bloque de techo y en el bloque de muro. Por ello los objetivos planteados son:

La determinación de la geometría de la macroestructura de las unidades nevado- filábrides y la cinemática de los contactos mecánicos en Sierra Nevada occidental y central a partir del estudio de las meso y microestructuras dúctiles y frágiles y de la realización de cortes y mapas geológicos. La información sobre las características y posición de las microestructuras era muy escasa e insuficiente.

El estudio de las deformaciones frágiles en el Alpujárride y de su cinemática. Todas las deformaciones extensivas que se observan en el Alpujárride son frágiles, tanto en materiales duros (fallas y diaclasas en calizas y dolomías) como en materiales blandos (harinas de falla en filitas y micaesquistos).

El estudio de la geometría de la estructura y las deformaciones de los materiales sedimentarios neógenos y cuaternarios de la depresión de Ugíjar. Los materiales sedimentarios registran y datan las deformaciones que se producen en su sustrato. El sistema de fallas extensivas es de edad neógena. Por ello se ha escogido la depresión intramontañosa de Ugíjar situada al SE de Sierra Nevada. Contiene materiales sedimentarios neógenos y cuaternarios que se sitúan sobre el Alpujárride en una zona muy próxima al contacto con el Nevado-Filábride.

El análisis del contacto Alpujárride / Nevado-Filábride permite, junto con los objetivos anteriores, caracterizar la geometría y las condiciones de deformación del sistema de fallas extensivas. El estudio de las rocas de falla asociadas determina su cinemática.

Las últimas deformaciones del sistema de fallas extensivas son frágiles tanto en el Nevado-Filábride como en el Alpujárride y en los materiales neógenos. Las medidas de planos y estrías de falla se utilizan para establecer algunas características de los paleoesfuerzos que producen las deformaciones frágiles.

Después de estudiar y cuantificar todas las deformaciones, los datos obtenidos han contribuido a establecer mejor la evolución geológica del área.

1.4. MÉTODOS DE TRABAJO.

En este apartado comento las metodologías clásicas que han sido utilizadas durante la realización del trabajo. He preferido exponer más ampliamente en otros capítulos independientes aquellas técnicas originales que han sido desarrolladas y aplicadas por primera vez.

-MÉTODOS DE CAMPO.

Los métodos de campo han sido diferentes según las zonas estudiadas y los objetivos perseguidos.

En los materiales Nevado-Filábrides y en el contacto Alpujárride / Nevado-Filábride (fig. 1.1.) he realizado más de 2000 estaciones de medida de las microestructuras y de recogida de muestras. En cada estación he medido sistemáticamente la orientación de todas las microestructuras: bandeados litológicos, foliaciones, lineaciones de estiramiento y de crenulación, micropliegues, planos y estrías de falla, diaclasas, estructuras en harinas de falla, etc. Los datos microtectónicos han servido para la reinterpretación de los mapas geológicos en los que localmente he modificado el trazado de algunos contactos. No he realizado mapas geológicos nuevos del área dada la existencia de mapas geológicos con la suficiente información para caracterizar la geometría de las megaestructuras. Las microestructuras han sido la base para confeccionar los cortes geológicos y para realizar el análisis de la deformación.

En el Alpujárride he realizado aproximadamente 600 estaciones de medida de microestructuras entorno a Sierra Nevada (fig. 1.1.). He observado y medido las estructuras de deformación frágil, esencialmente las microfallas. La mayor parte de los afloramientos son de rocas carbonatadas (calizas, dolomías y mármoles) que permiten la determinación posterior de los estados de esfuerzo mediante tratamientos estadísticos. He tenido especial interés en los contactos entre unidades y en el contacto basal con el Nevado-Filábride. Localmente he realizado cortes geológicos en los que se muestra la estructura interna de las unidades.

En los materiales neógenos y cuaternarios he medido la orientación de las microfallas en varias estaciones del entorno de Sierra Nevada. En la Depresión de Ugíjar (fig. 1.1.) he realizado cortes y mapas geológicos de escala 1:25.000 y el estudio de las harinas de falla.

-MÉTODOS DE LABORATORIO.

Comprenden tanto los métodos de estudio de muestras como los de tratamiento de los datos de orientación de microestructuras.

A partir de las muestras se han realizado láminas delgadas que he estudiado mediante las técnicas de microscopía óptica de trasmisión. He determinado los minerales y las relaciones entre su blastesis y la deformación.

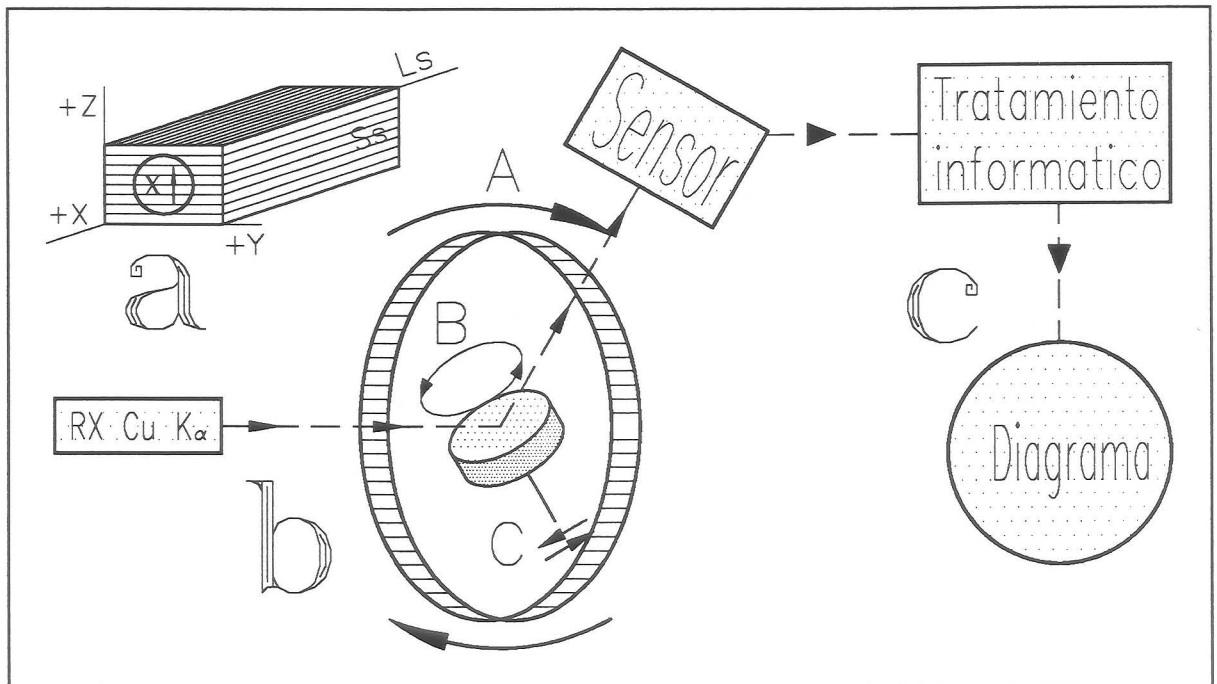


Fig. 1.3. Goniometría de texturas. a: Orientación de la muestra. b: Esquema del goniómetro de texturas. c: Elaboración de los datos.

He confeccionado diagramas de ejes c y a del cuarzo para analizar las orientaciones cristalográficas preferentes de las milonitas. Los diagramas de ejes c de cuarzo se han realizado mediante un microscopio provisto de platina universal. Los datos de microscopía

los he elaborado posteriormente con un tratamiento informático que permite obtener la representación gráfica de las fábricas.

He utilizado un goniómetro de texturas para la obtención de los diagramas de ejes a de cuarzo. Explicaré brevemente en qué consiste esta técnica. El procedimiento (fig. 1.3.) determina la intensidad de la reflexión de los rayos X sobre un plano cristalográfico de un mineral en distintas orientaciones. El valor de la intensidad de cada orientación se representa en proyección estereográfica y se calculan los contornos de densidad. La reflexión utilizada en este trabajo es la [110] del cuarzo. La máxima intensidad registrada corresponde a la orientación preferente de ese plano en todos los cristales del mineral en la muestra. El goniómetro de texturas ha sido puesto a punto por Martín Ramos (1.986) en el Departamento de Mineralogía y Petrología de la Universidad de Granada. A partir de la muestra orientada se corta una pastilla circular con la orientación que muestra la fig. 1.3.. El ángulo entre la fuente de rayos X, la muestra y el sensor es función del espaciado de los planos cuya reflexión quiere determinarse. Se utiliza la radiación $K\alpha$ del Cu como fuente de rayos X. El sensor registra la radiación reflejada por los planos que tienen una posición determinada. Los datos son convertidos mediante un transformador analógico-digital que permite realizar directamente el tratamiento informático adecuado (fig. 1.3.).

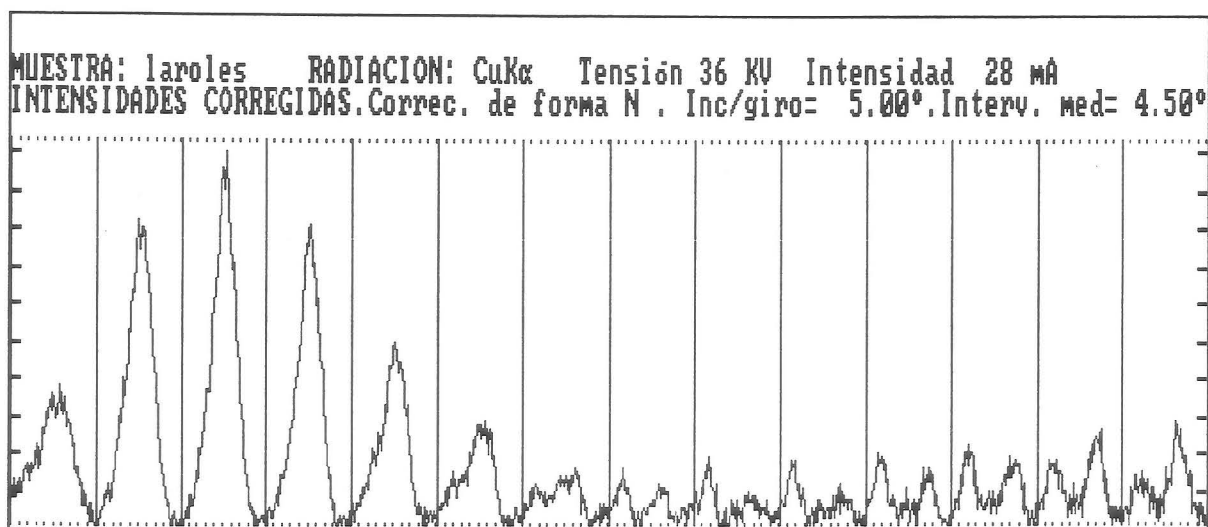


Fig. 1.4. Resultados de la goniometría de texturas. Histograma de intensidades.

La medida de la intensidad de la radiación reflejada se realiza en casi todas las orientaciones del espacio. La pastilla gira simultáneamente entorno al eje A y el B de la fig. 1.3. Además realiza un movimiento oscilatorio (movimiento C, fig. 1.3.) cuyo recorrido

es tanto mayor cuanto mayor sea el diámetro de la muestra. Todos los movimientos pueden regularse con varias velocidades. La fig. 1.4. muestra un ejemplo del histograma de intensidades que se obtiene en esta etapa. El tratamiento informático de los datos permite, finalmente, calcular el diagrama de intensidades en proyección estereográfica (fig. 1.5.). Hay que hacer notar que siempre queda sin explorar el intervalo de orientaciones en las que los rayos X incidirían paralelamente a la superficie de la pastilla debido a los problemas mecánicos inherentes a todo goniómetro de texturas. Esta es la causa de que en las representaciones en proyección estereográfica existan zonas en blanco que coinciden con la orientación de la sección de la pastilla.

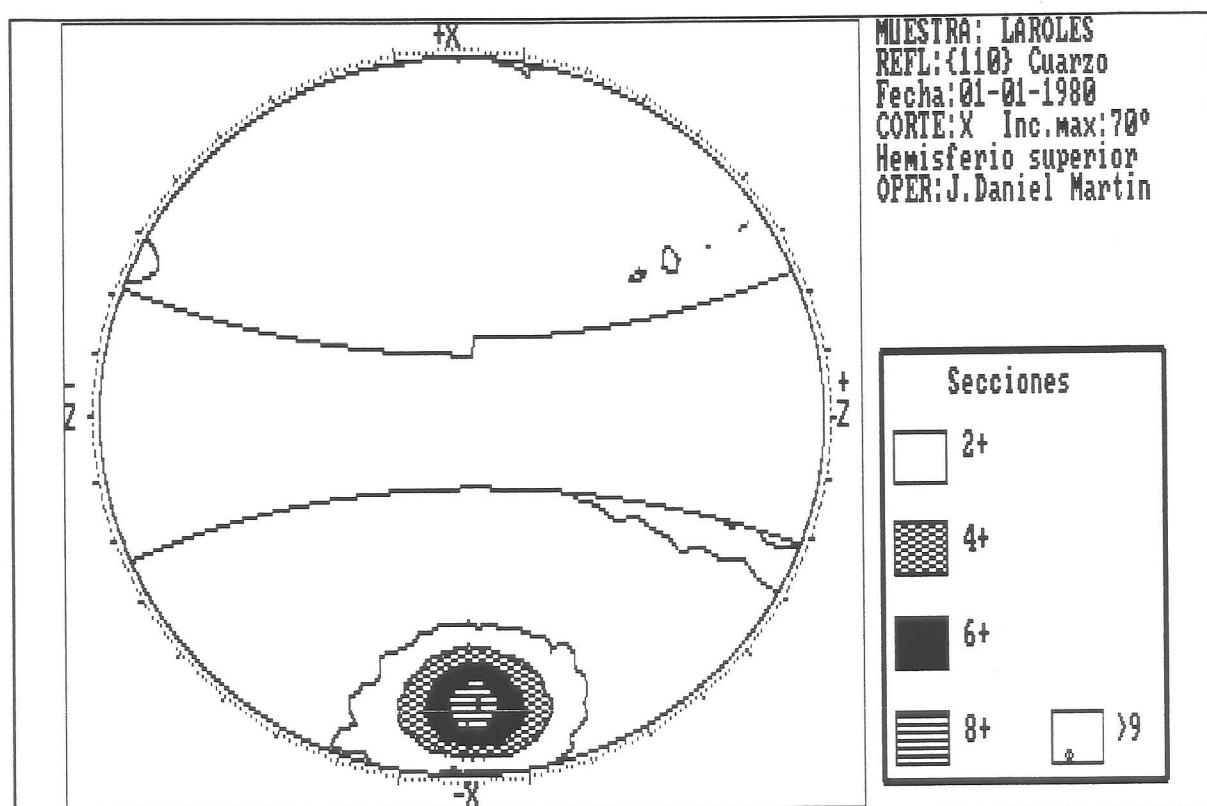


Fig. 1.5. Resultados de la goniometría de texturas. Fábrica de ejes [a] de cuarzo en proyección equiareal. Hemisferio superior.

Se han realizado dataciones $^{39}\text{Ar} / ^{40}\text{Ar}$ de algunas muestras en colaboración con P. Monié del Laboratorio de Geocronología de C.N.R.S. de Montpellier (Francia). El método ha sido puesto a punto en dicho laboratorio por Maluski (1.978, 1.985) y Monié (1.984). La técnica geocronológica es una variante del procedimiento tradicional de datación K / Ar. Este tipo de dataciones se basa en la descomposición radioactiva del K de las redes minerales y la formación de Ar. Ha dado buenos resultados en el estudio de zonas

miloníticas (Costa y Maluski, 1.988).

Por otra parte y dentro de los métodos de laboratorio, he de destacar las técnicas informáticas tanto en lo que se refiere al uso de programas ya realizados como en el desarrollo de nuevos programas en FORTRAN77 y en BASIC. Los programas permiten elaborar los datos microestructurales (cálculo de paleoesfuerzos, diagramas de ejes [c] y [a] del cuarzo y datos de orientación de foliaciones, lineaciones y microfallas), así como agilizar el diseño de figuras y la redacción de esta memoria.

He utilizado el ordenador MV-10000 del Centro de Informática de la Universidad de Granada para el cálculo de estados de esfuerzo a partir de microfallas. El resto de los tratamientos informáticos se han realizado en ordenadores personales compatibles con IBM-PC.

2. DETERMINACIÓN DE LOS ESTADOS DE ESFUERZO A PARTIR DE FALLAS.

2.1. INTRODUCCIÓN.

El avance importante en el análisis de la fracturación en los últimos años ha sido fruto del desarrollo de nuevos modelos y teorías sobre el fallamiento y de la aplicación de nuevas tecnologías a los estudios experimentales sobre la fracturación. La determinación de los paleoesfuerzos a partir de las microfallas se realiza mediante el estudio de afloramientos reducidos en los que se observan un número elevado de planos y estrías de falla. En cada afloramiento se sitúa una *estación* de medida. De esta forma se consigue obtener una información suficiente aunque puntual de las características del elipsoide de esfuerzos.

En las Cordilleras Béticas las investigaciones realizadas hasta el momento sobre tectónica frágil se han dedicado casi en su totalidad a la cartografía de las fallas y más escasamente a determinar la orientación de los paleoesfuerzos a partir del método de Anderson (1.951). Sin embargo el análisis de las fallas no sólo permite establecer las direcciones de los paleoesfuerzos sino también la razón áxica del elipsoide de esfuerzos y en ocasiones las magnitudes de los esfuerzos principales. Todos los métodos desarrollados tienen limitaciones importantes que impiden su aplicación a las medidas procedentes de los materiales nevado-filábrides alpujárrides y neógenos de Sierra Nevada. Por ello ha sido necesario diseñar un nuevo método que pueda suplir las limitaciones de los anteriores y permita utilizar las medidas realizadas.

Las rocas carbonatadas de las distintas unidades alpujárrides son los materiales que muestran un fallamiento más penetrativo. Cuando se examinan las superficies de falla se reconocen habitualmente varias estrías sobre cada superficie plana (fig. 2.1.). La estría de una falla es la expresión del desplazamiento relativo entre sus labios y un reflejo del estado de esfuerzos. Si se observan dos estrías no paralelas significa que la falla ha actuado al menos bajo dos estados de esfuerzo diferentes. Generalmente no existen criterios para

establecer cuando se formó el plano de falla en relación con los estados de esfuerzo que producen las estrías ya que el plano de fractura puede haberse generado anteriormente. La estructura actual de los sistemas de fallas de la región es el resultado de la superposición de distintas fases de deformación frágil. Por lo tanto es necesario aplicar un método que permita diferenciar los estados de esfuerzo correspondientes a varias fases de fallamiento.

La mayor parte de las superficies de falla analizadas tienen estrías pero no tienen criterios que indiquen el régimen. Es necesario utilizar un procedimiento que pueda calcular los estados de esfuerzo en el que conociendo la estría no sea necesario determinar todos los sentidos de movimiento.

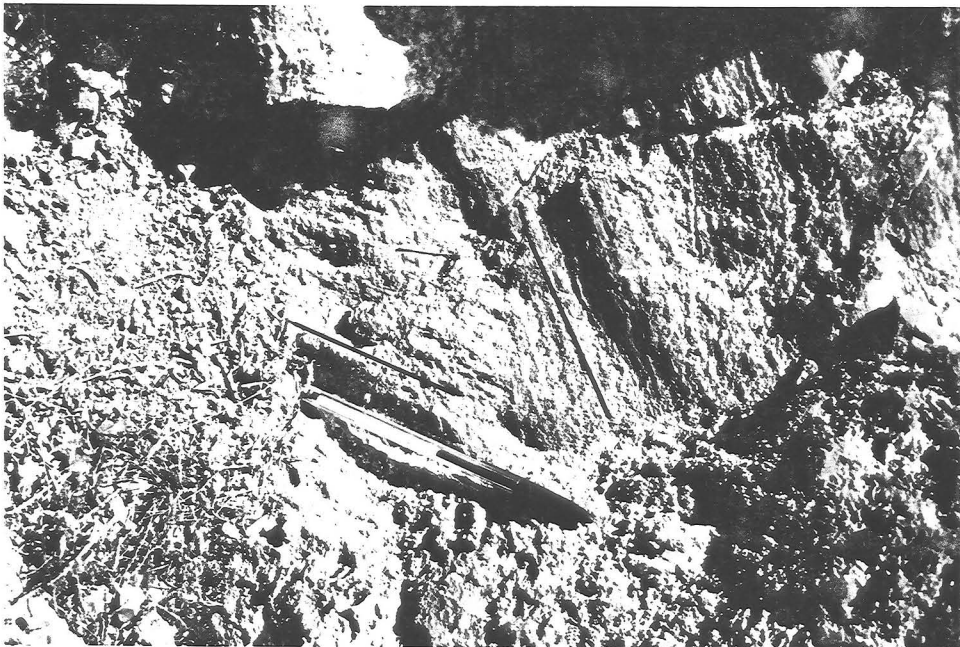


Fig. 2.1. Superposición de estrías sobre un plano de falla. Esta disposición indica que la falla ha funcionado en varios estados de esfuerzo distintos.

-ANTECEDENTES.

Antes de exponer la metodología desarrollada durante este trabajo, comentaré brevemente los métodos más utilizados para la determinación de los estados de esfuerzo. Voy a considerar especialmente aquellos que sólo necesiten datos de orientación de las estructuras. Existen métodos en los que hay que conocer o estimar las características mecánicas de las rocas (Michael, 1.984; Sassi y Carey-Gailhardis, 1.987). Estos no se pueden utilizar en la mayor parte de los casos pues no se tiene una información previa de los valores de la cohesión y la fricción. Los métodos se clasifican en:

-Métodos basados en la comparación con modelos teóricos de fallamiento.

Utilizan generalmente fallas neoformadas. Resolución gráfica y numérica.

-Métodos Gráficos. Utilizan fallas cuyas superficies son neoformadas o son discontinuidades previas. Resolución gráfica.

-Métodos Numéricos. Utilizan fallas cuyas superficies son neoformadas o son discontinuidades previas. Resolución numérica.

-Métodos Mixtos. Utilizan fallas cuyas superficies son neoformadas o son discontinuidades previas. Parte de la resolución es gráfica y parte numérica.

+MÉTODOS BASADOS EN LA COMPARACIÓN CON LOS MODELOS TEÓRICOS DE FALLAMIENTO.

Los modelos de fallamiento se basan en el criterio de fracturación de Coulomb y consideran que la orientación de los planos, las estrías de falla y el régimen de las mismas dependen de las propiedades mecánicas del material y del esfuerzo aplicado. Las posiciones deducidas de los modelos de fallamiento se confirman experimentalmente mediante ensayos de compresión en laboratorio. Si la deformación es monofásica se pueden comparar los modelos de fallamiento y los resultados experimentales con las medidas reales de las fallas. Si la deformación es polifásica lo anterior sólo se puede aplicar cuando sea posible la separación de las fallas correspondientes a cada fase, las características mecánicas del material hayan permanecido constantes y el cuerpo esté fracturado en todas las direcciones para que no existan planos de fallamiento preferentes.

Los modelos de fallamiento más importantes basados en el criterio de fracturación de Coulomb son los de Anderson (1.951) y Reches (1.978, 1.983).

**EL MODELO DE ANDERSON (1.951).*

Este modelo considera que las fallas son consecuencia del estado de esfuerzos local. Para que una falla se origine el esfuerzo debe de ser superior a la resistencia del material. La condición se expresa mediante el criterio de ruptura de Coulomb:

$$\tau = C + \sigma_n \tan(\Phi)$$

En la que:

τ = Esfuerzo de cizalla.

C = Cohesión del material.

σ_n = Esfuerzo normal al plano de falla.

Φ = Angulo de fricción interna del material.

Cuando el plano de fractura es previo a la aplicación de los esfuerzos, el ángulo Φ es el ángulo de fricción de la superficie de falla y depende de las características del material y de la superficie de falla tales como la rugosidad, la composición, la humedad, etc..

Si el estado de esfuerzo es biaxial ($\sigma_1 > \sigma_2$) el análisis se realiza en el plano perpendicular al plano de falla que contiene a σ_1 y σ_2 . El máximo esfuerzo de cizalla se produce sobre aquellos planos situados a 45° de la dirección de los esfuerzos principales (σ_1, σ_2) (fig. 2.2.). Sin embargo las superficies de falla no se localizan en esas posiciones. El criterio de ruptura de Coulomb se alcanza en primer lugar en aquellos planos cuyo ángulo con σ_1 es próximo a los 30° cuando se utilizan los valores reales para la cohesión y la fricción de las rocas. El diagrama de Mohr representa el valor de los esfuerzos normal y tangencial sobre cada plano así como los valores que deben de tener para que se produzca la ruptura. Permite estimar gráficamente en cada caso la cuantía de dicho ángulo.

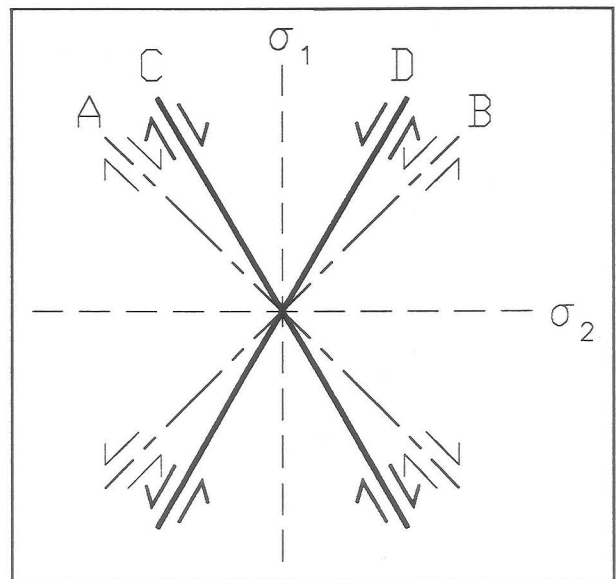


Fig. 2.2. Posición de las fallas formadas en un estado de esfuerzo biaxial ($\sigma_1 > \sigma_2$). A,B: planos con esfuerzo de cizalla máximo. C,D: Planos de falla.

En condiciones de esfuerzo triaxial ($\sigma_1 > \sigma_2 > \sigma_3$) se producirán dos familias de fallas conjugadas (fig. 2.3.) σ_1 se sitúa en la bisectriz del ángulo agudo entre los planos de falla conjugados y es perpendicular a su intersección. σ_2 es paralelo a la intersección de ambos planos. σ_3 , perpendicular a los anteriores, se localiza en la bisectriz del ángulo obtuso entre los planos de falla conjugados y es perpendicular a su intersección. La estría de ambas fallas está contenida en el plano σ_1 / σ_3 . El régimen de las fallas es aquel que produce acortamiento en la dirección de σ_1 y extensión en la de σ_3 .

Este modelo de fallamiento ha sido comprobado experimentalmente mediante ensayos de compresión monoaxial y biaxial. Ha sido muy utilizado para establecer la dirección de los paleoesfuerzos. Sólo es necesario identificar dos fallas conjugadas. También se puede realizar una estimación aproximada de la posición de los ejes del elipsoide de esfuerzos a partir de un plano de falla y una estría formados en la misma fase de deformación.

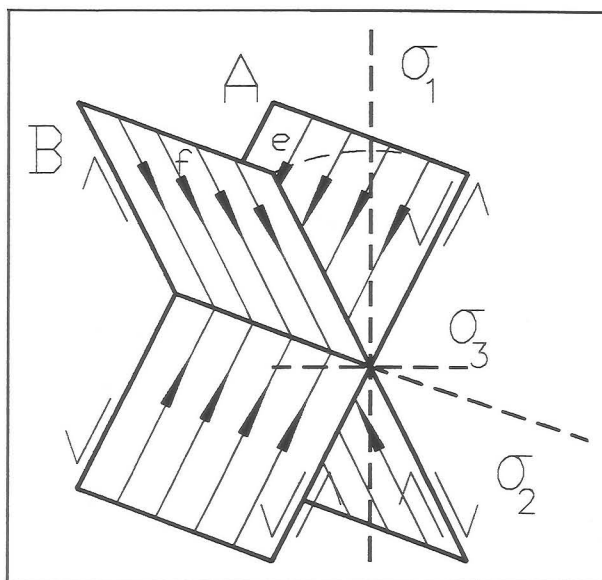


Fig. 2.3. Posición de los planos de falla conjugados (A,B) y de las estrías (e,f) en un sistema de esfuerzos triaxial ($\sigma_1 > \sigma_2 > \sigma_3$) según el modelo de Anderson (1.951).

Huang y Angelier (1.987) proponen un método para la identificación de fallas conjugadas. Una vez que han sido separados y determinados los dos juegos, calculan las direcciones de los esfuerzos principales mediante la analogía con el modelo de Anderson (1.951).

Aunque el método se puede usar en bastantes ocasiones las limitaciones que tiene son muy importantes:

- Sólo es aplicable cuando la deformación es plana independientemente de que el estado de esfuerzos sea triaxial. Por lo tanto es necesario que sólo existan dos juegos de fallas conjugadas que actúen simultáneamente.

- Sólo se utiliza cuando la deformación es monofásica. Se deben identificar bien los sistemas conjugados. Las estrías y los planos de falla deben haberse producido en una sola

fase de deformación.

**EL MODELO DE DESLIZAMIENTO. RECHES (1.978, 1.983).*

Este autor determina la posición en la que se originan las fallas en estados de deformación triaxiales. El modelo de fallamiento, denominado *modelo de deslizamiento*, refleja los desplazamientos globales de todos los juegos de fallas. Utiliza el criterio de ruptura de Coulomb.

El modelo considera que se forman cuatro familias de fallas con simetría ortorrómbica respecto a los ejes principales de la deformación (E_1 , E_2 , E_3) cuando el elipsoide de deformación es triaxial (fig. 2.4.). El ángulo que forma cada familia de planos de falla con los ejes principales del elipsoide de deformación y la posición de sus estrías es función de la razón áxica de dicho elipsoide y de las características mecánicas del material. Cuando la deformación es plana sólo se originan dos juegos de planos de falla que coinciden con los propuestos por el modelo de Anderson (1.951).

Dicho modelo ha sido comprobado experimentalmente en prensas triaxiales (Reches y Dieterich, 1.983). También se reconoce en afloramientos naturales (Reches, 1.987).

El problema inverso puede resolverse del siguiente modo:

- En primer lugar es necesario identificar los ejes y planos de la simetría ortorrómbica que coincidirán con los del

elipsoide de deformación. La simetría debe de ser tanto para los planos de falla como para las estrías.

- Se calcula la orientación del plano de falla promedio respecto a los ejes de simetría.

- Se calcula gráfica o numéricamente la razón áxica del elipsoide de

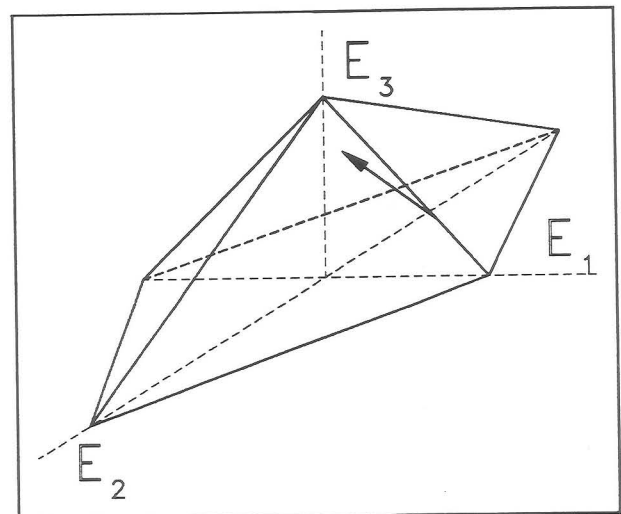


Fig. 2.4. Localización de las superficies de falla en una deformación triaxial según el modelo de deslizamiento ($E_2 > E_3 > E_1$). Modificado de Reches (1.978).

esfuerzos y el valor de la fricción de la roca.

Una vez que ha sido determinado este elipsoide pueden estimarse las características del elipsoide de esfuerzos.

Este modelo demuestra que las relaciones geométricas entre la posición y forma del elipsoide de deformación y las fallas no son sencillas aún en casos ideales de deformación monofásica. Las deformaciones en un espacio tridimensional son habitualmente tridimensionales.

En los afloramientos naturales suele ser difícil identificar la simetría ortorrómbica que determina la posición de los ejes principales del elipsoide de deformación. El coeficiente de fricción es semejante para la mayor parte de las rocas naturales que se deforman en profundidad (Byerlee, 1978) salvo para las arcillas. En niveles someros, si existen planos de discontinuidad previos, la variación del coeficiente de fricción entre ellos puede ser elevada. Los afloramientos estudiados en las Cordilleras Béticas suelen ser polifásicos. La presencia de discontinuidades previas tales como las fracturas o las discontinuidades estratigráficas hacen que los planos de falla se formen alejados de las posiciones teóricas. El margen de error en la estimación de la razón áxica es mucho mayor. Por todo ello la aplicación directa de este método a un caso real es compleja y a veces imposible.

El modelo de deslizamiento ha sido utilizado por Krantz (1988) como base para establecer el modelo denominado '*Odd-axis*' o del 'eje diferente'. El *odd-axis* es el eje mayor o menor del elipsoide de deformación cuyo valor es el más diferente respecto al del eje intermedio de dicho elipsoide. El modelo se basa en el hecho de que la estría sobre un plano de falla es paralela a la intersección del plano de falla con el plano perpendicular al plano de falla que contienen al '*odd-axis*' del elipsoide de deformación. A partir de las características de la simetría ortorrómbica de las fallas entorno a los ejes principales de la deformación y del espaciado y el salto medio de cada juego de fallas se estiman las características del estado de esfuerzos. Los resultados son similares a los del modelo de deslizamiento.

+MÉTODOS GRÁFICOS.

El primer problema complejo que se planteó durante el análisis del fallamiento consistía en la determinación de las direcciones de los esfuerzos principales a partir de la medida de las estrías situadas sobre planos de falla previos ó neoformados cuando la deformación es monofásica. Para ello se idearon un conjunto de métodos gráficos que abordaban este problema aunque con limitaciones muy importantes.

*MÉTODO DE COMPTON (1.966).

Este método aplica el modelo de fallamiento de Anderson (1.951). Si un cuerpo rocoso tiene abundantes fracturas orientadas en distintas posiciones y se somete a un estado de esfuerzos no hidrostático, entre todas las fracturas funcionarán aquellas que son más próximas a los planos teóricos de fallamiento. En el caso ideal de que el esfuerzo aplicado sea biaxial las estrías se distribuirán en proyección estereográfica en un círculo menor de 30° de apertura cuyo eje es σ_1 (fig. 2.5.). Si el estado de esfuerzos es triaxial ($\sigma_1 > \sigma_2 > \sigma_3$) el círculo menor estará elongado en el plano que contiene a σ_2 y σ_3 . Así pues mediante la representación de las estrías de falla se conoce aproximadamente la posición de σ_1 .

Se puede estimar con mayor precisión la posición de σ_1 . Para ello a partir de los datos de orientación del plano de falla y de la estría se determina para cada falla la posición teórica de σ_1 . Se calculan las rectas que forman 30° con la estría y que están contenidas en el plano perpendicular al plano de falla que contiene la estría (fig. 2.6.). Si se conoce el sentido de movimiento de la falla se puede escoger entre las dos posibilidades

(σ_1 y σ_1') la correcta. Si no se conoce se rechaza arbitrariamente aquella de las dos que esté más alejada de la posición de σ_1 calculada en el paso anterior. Si se representan en proyección estereográfica las rectas calculadas para cada falla, el máximo coincidirá con

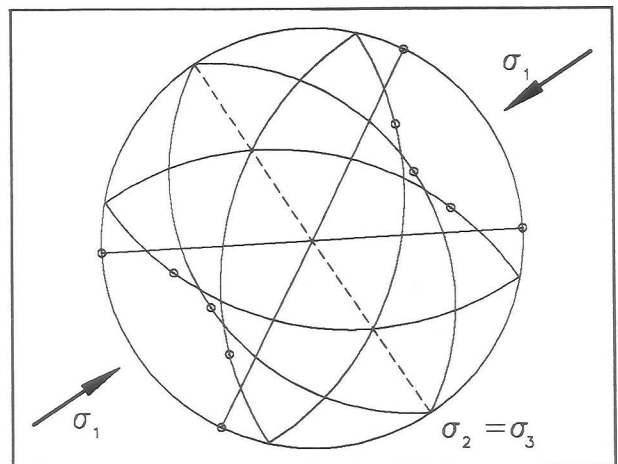


Fig. 2.5. Planos de falla reutilizados y estrías en una compresión uniaxial o biaxial ($\sigma_1 > \sigma_2 = \sigma_3$). Modificado de Compton (1.966).

la posición del σ_1 .

Compton (1.966) aplica con éxito este método a datos de campo. Es un método rápido y sencillo que puede ser utilizado manualmente. Otra de las ventajas es que no necesita conocer los sentidos de movimiento de las fallas para identificar el eje de máxima compresión (σ_1).

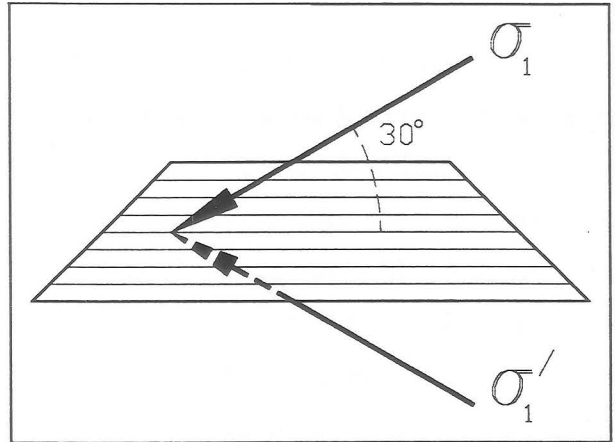


Fig. 2.6. Posición de σ_1 a partir de un plano de falla estriado. Si no se conoce el régimen de la falla existen dos posibilidades (σ_1 y σ_1'). Modificado de Compton (1.966).

Este método caracteriza parcialmente el estado de esfuerzos. Determina correctamente la posición de σ_1 pero no la de σ_2 , ni la de σ_3 ni la razón áxica en estados de esfuerzo triaxiales. El procedimiento se puede utilizar siempre que el elipsoide de esfuerzos sea próximo a un elipsoide de revolución aunque la forma del elipsoide de esfuerzos no se conoce a priori. Por otra parte es un método que no permite la distinción de fases. Supone también que tanto la cohesión como la fricción de todos los planos de falla es constante e igual a los valores medios que se obtienen experimentalmente en las rocas. Sin embargo, las características pueden ser variables dependiendo del origen y la historia de cada plano de fractura.

Recientemente Etchecopar (1.984) basándose en el modelo de Anderson (1.951) propone un método de estimación de estados de esfuerzo que denomina *método de los esfuerzos óptimos*. Este método es una ampliación del procedimiento de Compton. Este autor calcula para cada falla la posición teórica de σ_1 , σ_2 y σ_3 por el método de Anderson. Las direcciones de los esfuerzos principales obtenidas se representan en proyección estereográfica y se estima el máximo de concentración de σ_1 , σ_2 y σ_3 . Dichos máximos coincidirán con los ejes principales del elipsoide de esfuerzo. La crítica que se puede hacer al método de los esfuerzos óptimos es similar a la ya expuesta en el procedimiento de Compton (1.966).

**MÉTODO DE LOS PLANOS DE MOVIMIENTO. ARTHAUD (1.969).*

El procedimiento descrito por Arthaud (1.969) se aplica siempre que las fallas tengan orientaciones diversas y no se distribuyan en sistemas conjugados. El método se basa en el estudio de los planos de movimiento del sistema de fallas. El *plano de movimiento* de cada falla es el plano perpendicular al plano de falla que contiene a la *estría* (fig. 2.7.). El plano de movimiento incluye uno de los ejes principales del elipsoide de esfuerzos. La recta intersección de todos los planos de movimiento del sistema de fallas debe de tener la misma orientación que el eje del elipsoide de esfuerzos. A partir del régimen de las fallas se puede establecer cuál es el esfuerzo principal calculado.

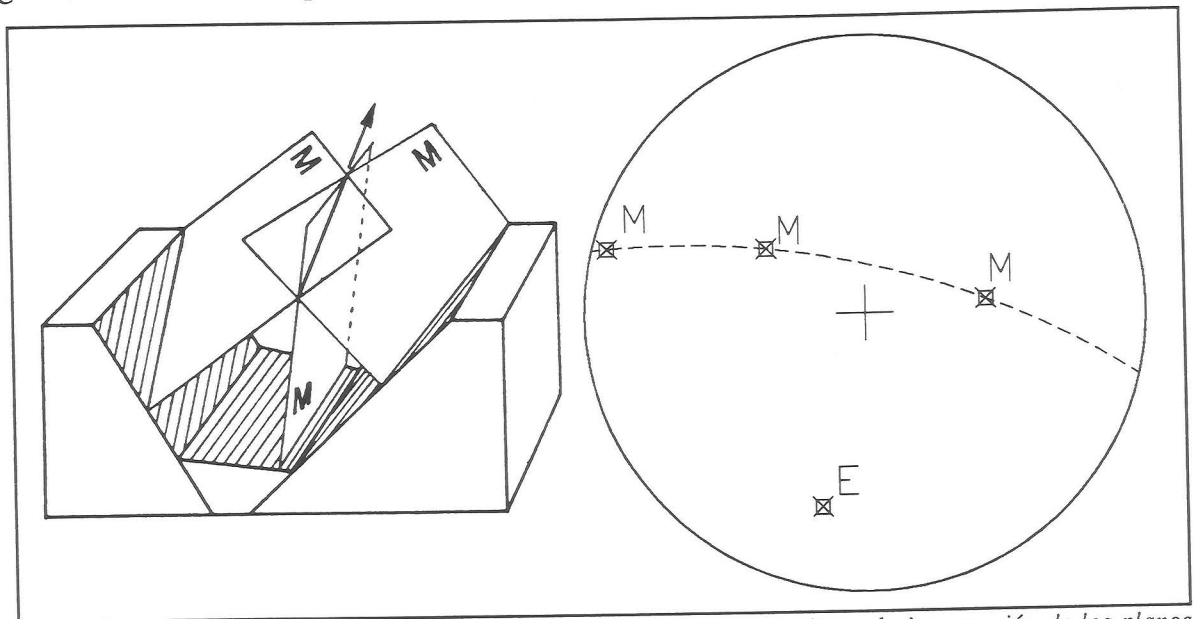


Fig. 2.7. Eje de revolución del elipsoide de esfuerzos (E) calculado mediante la intersección de los planos de movimiento (M) de cada falla (F). Diagrama π en proyección estereográfica. (Mattauer, 1.976).

El cálculo de la recta de intersección de todos los planos de movimiento se puede hacer mediante la proyección estereográfica con diagramas π o diagramas β . En los diagramas π (representación de polos) la posición del esfuerzo viene determinada por la línea perpendicular a las guirrnaldas de polos (fig. 2.7.).

Este procedimiento tiene la ventaja de la rapidez y la sencillez de su ejecución. Se puede realizar manualmente. No se necesita conocer los sentidos de movimiento de todas las fallas aunque es conveniente identificar alguno para establecer cual es el esfuerzo principal determinado.

Si embargo es un método que no separa fases de fallamiento superpuestas. Sólo se puede aplicar cuando el elipsoide de esfuerzos es de revolución bien prolato ($\sigma_1 > \sigma_2 = \sigma_3$) o bien oblató ($\sigma_1 = \sigma_2 > \sigma_3$) lo cual es una situación particular y sólo se puede utilizar en casos muy concretos.

Para determinar la posición de los esfuerzos principales y la razón áxica de elipsoides de esfuerzos triaxiales Aleksandrowski (1.985) propone el *método generalizado de los planos de movimiento*. Este autor calcula teóricamente para estados de esfuerzo triaxiales con distintas razones áxicas las orientaciones de las estrías sobre diferentes planos. Estudia las relaciones geométricas entre los planos de falla, las estrías y la orientación de los esfuerzos principales. Si varios planos de

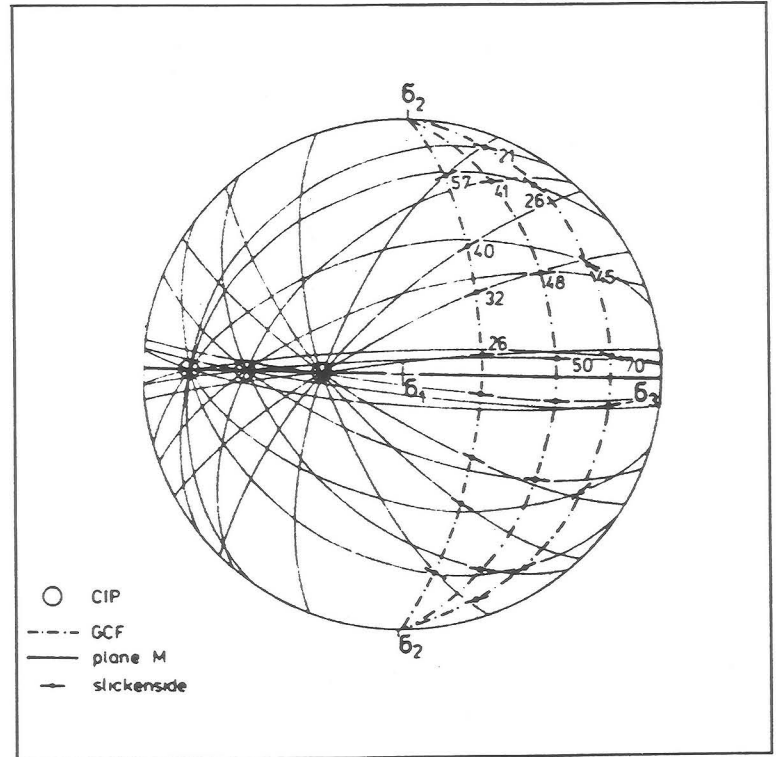


Fig. 2.8. Los puntos de intersección (CIP) de planos de movimiento (M) están en el plano perpendicular al esfuerzo contenido en el plano perpendicular a los planos de falla (GCF). (Aleksandrowski, 1.985).

falla formados en el mismo estado de esfuerzos son perpendiculares a un plano y dicho plano contiene a uno de los ejes del elipsoide de esfuerzos, los planos de movimiento asociados intersectarán en una recta común que está situada sobre el plano perpendicular al eje antes mencionado. El problema se resuelve gráficamente mediante la proyección estereográfica (fig. 2.8.). En tal caso la dirección del eje del elipsoide de esfuerzos coincide con la intersección de la guirnalda formada por los polos de los planos de falla y la guirnalda formada por los polos de los planos de movimiento. Una consecuencia es que los puntos de intersección de los planos de movimiento se disponen sobre los tres planos principales del elipsoide de esfuerzos.

El primer paso consiste en representar en proyección estereográfica todos los planos

de movimiento del sistema de fallas e identificar los puntos de intersección. A partir de las fallas de cada punto de intersección se determina la posición de un eje principal de esfuerzo (fig. 2.8.). Finalmente se estima la dirección media de los tres ejes del elipsoide de esfuerzos que deben ser perpendiculares entre si.

El análisis del régimen de las fallas permite identificar cada dirección con σ_1 , σ_2 y σ_3 . A continuación se puede calcular la razón áxica a partir de la ecuación de Bott (1.959) transformada. Dicha ecuación será comentada posteriormente. Si hacemos coincidir los ejes del elipsoide de esfuerzo (σ_1 , σ_2 y σ_3) con los ejes del sistema de coordenadas (X, Y, Z) se puede utilizar para calcular la razón áxica la siguiente formulación:

$$C = \frac{\sigma_z - \sigma_x}{\sigma_y - \sigma_x} = \frac{\sigma_1 - \sigma_3}{\sigma_2 - \sigma_3}$$

$$C = \frac{l \ m}{n - n^3} \left[\frac{m \ n}{l} - \text{tang} (p) \right]$$

En la que:

C = Razón áxica.

σ_1 , σ_2 y σ_3 ; σ_x , σ_y y σ_z = Valores de los esfuerzos principales. ($\sigma_1 > \sigma_2 > \sigma_3$).

l,m,n = cosenos directores del plano de falla.

p= Pitch de la estría.

Hay que señalar que los valores de la razón áxica que utiliza Aleksandrowski (1.985) están comprendidos entre uno para elipsoides de esfuerzo oblatos e infinito para elipsoides de esfuerzo prolatos.

Este método gráfico se puede realizar manualmente aunque es desaconsejable debido al gran volumen de cálculo. Es un procedimiento que permite utilizar medidas de posición de estrías aunque no se conozca su sentido de desplazamiento.

Las limitaciones son importantes. Se necesitan muchos datos para que la determinación sea fiable. A veces no es posible el cálculo ya que se necesita disponer de varios planos de falla que tengan una posición muy concreta respecto al elipsoide de

esfuerzos. Es un método que habitualmente no permite la separación de fases. Por otra parte la interpretación de los resultados es subjetiva pues la selección de los puntos medios de intersección de los planos de movimiento y el trazado de las guirnaldas que contienen a dichos puntos se hace de manera arbitraria.

**MÉTODO DE LOS DIEDROS RECTOS. ANGELIER (1.977).*

El método de los diedros rectos consiste en identificar los diedros de compresión y extensión asociados a cada falla. Generalmente se utiliza el convenio que sitúa el esfuerzo principal máximo (σ_1) en el diedro de extensión y el esfuerzo principal mínimo (σ_3) en el de compresión (fig. 2.9.).

Si el estado de esfuerzos bajo el que se mueven todas las fallas de un macizo rocoso es el mismo, σ_1 debe de estar situado en la intersección de los diedros de extensión de todas las fallas y σ_3 en la intersección de los diedros de compresión. Cuanto mayor sea el número de fallas se puede acotar mejor la orientación de los esfuerzos (fig. 2.10.).

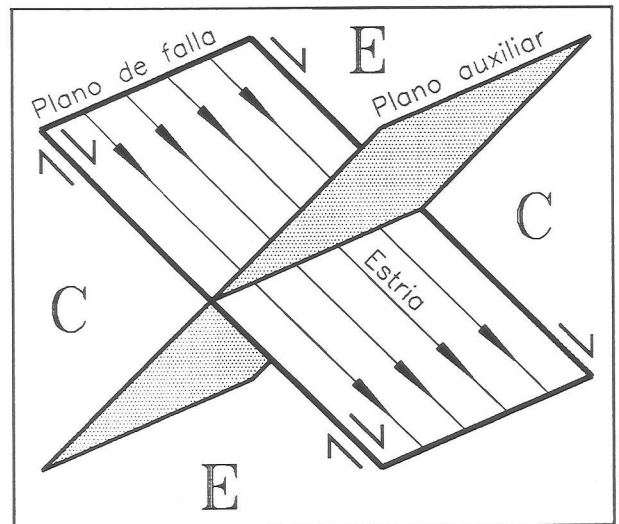


Fig. 2.9. Diedros de compresión y extensión asociados a una falla.

Este método es útil tanto en Sismología como en Geología. En Sismología se pueden utilizar los mecanismos focales de los terremotos. En Geología se determinan los diedros de compresión y extensión a partir de las medidas de orientación de los planos de falla y las estrías en fallas de régimen conocido (fig. 2.9.). El espacio queda dividido en cuatro diedros: dos de extensión y dos de compresión. La división se realiza mediante el plano de falla y el plano perpendicular al plano de falla y a la estría. A partir del régimen de la falla se identifica cual es el carácter de cada diedro.

Si además se tiene en cuenta que los ejes del elipsoide de esfuerzos son perpendiculares entre si, se puede restringir aún más las orientaciones posibles de σ_1 y σ_3 (Lisle, 1.987; Caputo y Caputo, 1.988).

Este método se puede aplicar manualmente. Sin embargo una sola equivocación en la determinación de los sentidos de movimiento de las fallas hace que el resultado sea erróneo. Por ello habitualmente no se calculan las regiones comunes de los diedros sino el porcentaje de diedros en compresión o en extensión para cada orientación. Esta operación se realiza con la ayuda de un ordenador (Angelier, 1977). El resultado se expresa mediante un diagrama en proyección equiareal o estereográfica.

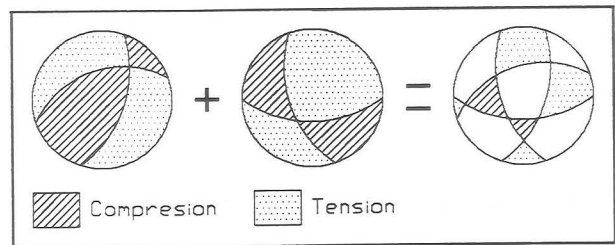


Fig. 2.10. Posiciones posibles de σ_1 y de σ_3 a partir de la intersección de los diedros de compresión y extensión asociados a un sistema de fallas (Angelier, 1977).

Entre las ventajas de esta técnica cabe destacar la posibilidad de aplicación manual. Es un método que siempre se puede utilizar en Sismología. Sin embargo para su uso en Geología es necesario conocer el régimen de las fallas y a veces esto no es posible.

El procedimiento permite determinar con un rango de incertidumbre la posición de los esfuerzos principales. Sin embargo no se puede calcular la razón áxica del elipsoide de esfuerzos. Tampoco se puede aplicar cuando existen varias fases de fallamiento no coaxiales.

+MÉTODOS NUMÉRICOS.

Los métodos numéricos tratan de solventar las limitaciones de los métodos gráficos que han sido expuestos anteriormente. Los métodos numéricos se desarrollaron al mismo tiempo que las técnicas informáticas ya que generalmente realizan un volumen de cálculo muy importante.

El modelo teórico inicial del que se deducen todas las bases mecánicas es similar para casi todos los métodos. El principio fundamental de este modelo teórico es que todos los planos de falla deben funcionar en el mismo estado de esfuerzos. Se parte de un volumen de roca homogéneo e isótropo para que no se produzcan desviaciones de los esfuerzos. La roca debe de estar homogéneamente fracturada en todas las direcciones. Los movimientos de los distintos planos de falla deben de ser independientes entre si. Esto se produce generalmente cuando los saltos son pequeños. Las superficies de falla deben de ser planas o al menos no curvarse en la dirección de movimiento. De esta forma el salto de una falla no induce una rotación diferencial entre los dos bloques. Se deben elegir materiales en los que las fallas no produzcan una deformación dúctil permanente para que no existan ni rotaciones ni desviaciones importantes de los esfuerzos en las proximidades de la falla. Los métodos que distinguen varias fases de deformación necesitan además que cada una esté producida por un sólo estado de esfuerzos. No debe de existir una variación progresiva. Esto se reconoce mediante la observación de las estrías. Si son curvas, el estado de esfuerzos ha debido variar progresivamente.

A pesar de que el modelo inicial es muy estricto, empíricamente se comprueba que en muchos casos reales el fallamiento se produce en unas condiciones próximas a las expuestas anteriormente. Los métodos numéricos obtienen habitualmente resultados aceptables.

Casi todos los métodos numéricos y algunos métodos mixtos se basan en el principio desarrollado por Bott (1.959). Este autor resuelve el problema directo que consiste en calcular la posición de la estría sobre un plano de falla a partir del elipsoide de esfuerzos. La estría que se forma sobre un plano de falla es paralela a la dirección del esfuerzo máximo de cizalla sobre dicho plano y sus sentidos son coincidentes. Bott (1.959) revisa los mecanismos que pueden producir salto oblicuo en las fallas. Concluye que

cuando existe un plano de fractura preferente, la posición de la estría depende de la orientación de los esfuerzos y de sus valores relativos. Si se mantiene constante la orientación de los esfuerzos se puede producir cualquier estría sobre cualquier plano de falla permutándolos entre si y variando sus magnitudes relativas.

Bott (1.959) deduce el valor del pitch (p) de la estría que se produciría sobre un plano de falla definido por sus cosenos directores (l, m, n) cuando los esfuerzos principales σ_1 , σ_2 y σ_3 coincidan con los ejes de coordenadas X, Y, Z, (σ_x , σ_y , σ_z) y se conozca la proporcionalidad entre los esfuerzos o razón áxica (fig. 2.11.). Resolviendo el equilibrio de fuerzas se obtiene la siguiente expresión:

$$p = \arctang \left[\frac{n}{l \ m} \left[m^2 - (1-n^2) \frac{\sigma_z - \sigma_x}{\sigma_y - \sigma_x} \right] \right]$$

Un estado de esfuerzos se puede definir tanto por un elipsoide de esfuerzos como por un tensor de segundo grado. Carey (1.974) resuelve el problema directo desde el punto de vista tensorial. La ventaja respecto a la ecuación de Bott (1.959) consiste en que las direcciones de los esfuerzos principales no tienen porqué coincidir con los ejes del sistema de referencia.

Carey (1.974) parte del principio de que la estría sobre un plano de falla es paralela a la dirección del máximo esfuerzo de cizalla sobre dicho plano (Bott, 1.959). Si en un sistema de referencia (O, X, Y, Z) un plano de falla está determinado por su vector director V (u,v,w) de módulo la unidad y el estado de esfuerzos está definido por un tensor (T), es posible conocer la orientación de la estría (S, (i, j, k)).

Si el tensor de esfuerzos no tiene carácter rotacional sólo existen seis componentes independientes:

$$T = \begin{bmatrix} a & d & e \\ d & b & f \\ e & f & c \end{bmatrix}$$

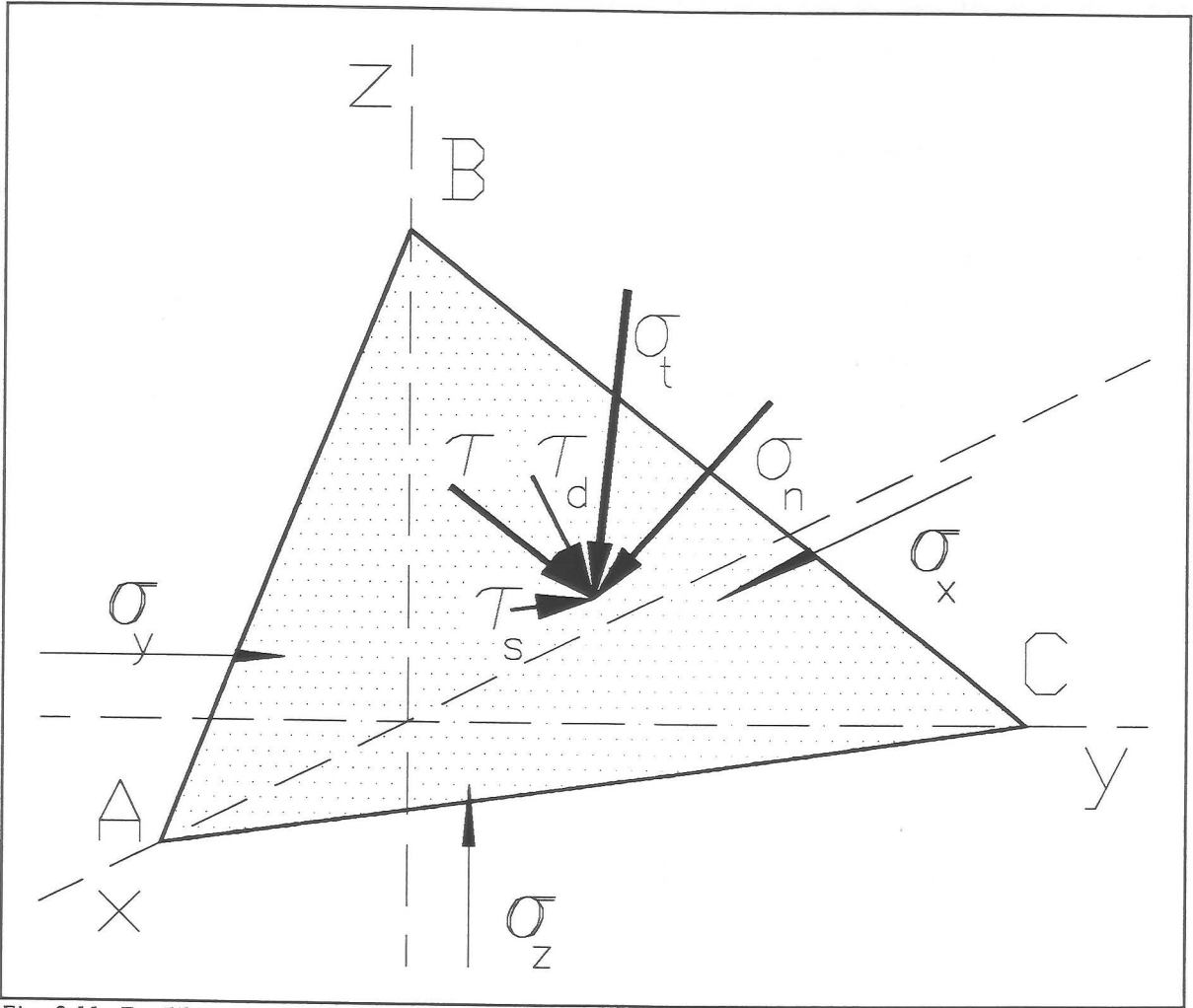


Fig. 2.11. Equilibrio. Falla A,B,C. σ_x , σ_y y σ_z :esf. principal; σ_t :esf. total; σ_n :esf. normal; τ :esf. cizalla. τ_s, τ_d : componentes τ . (Bott, 1.959).

El esfuerzo total sobre el plano (σ_t) se obtiene mediante el siguiente producto:

$$\sigma_t = T \cdot V$$

El esfuerzo de cizalla sobre el plano, paralelo a la dirección de la estría, se obtiene de sustraer al esfuerzo total el esfuerzo normal al plano (fig. 2.11.).

$$\tau = \sigma_t - ((\sigma_t \cdot V) \cdot V$$

El tensor de esfuerzo real (T) está compuesto por una parte isótropa (I) que no produce esfuerzos tangenciales y una parte desviatoria (D'). La componente desviatoria (D') está formada por un tensor desviatorio (D) que depende de la morfología del elipsoide de esfuerzos y un factor (k, D'=D.k) que indica la magnitud de esos esfuerzos, es decir, el tamaño del elipsoide. La parte isótropa puede producir cambios en el volumen y en la

reología del cuerpo que se deforma. La parte desviatoria (D') del tensor de esfuerzos produce la deformación interna por esfuerzos tangenciales.

$$T = I + k.D$$

A partir del estudio de las orientaciones de los planos y estrías de falla sólo se puede determinar la componente desviatoria (D) del tensor de esfuerzos. No se puede conocer ni el factor de proporcionalidad (k) ni la componente isótropa (I). Las magnitudes del esfuerzo real (T) sólo se pueden calcular cuando se conocen las características mecánicas del material.

A lo largo del desarrollo de este texto los términos 'estado de esfuerzos', 'elipsoide de esfuerzos' o 'tensor de esfuerzos', salvo mención en contra, deben de entenderse como la componente desviatoria (D) del estado de esfuerzos (T).

Generalmente no se conocen los valores reales de los esfuerzos. En la diagonal principal de un tensor de esfuerzos se sitúan los esfuerzos normales. El tensor desviatorio de esfuerzos queda determinado mediante cuatro incógnitas (r, d, e, f) (Angelier y Goguel, 1.979).:

$$\begin{bmatrix} \cos(r) & d & e \\ d & \cos\left[r + \frac{2\pi}{3}\right] & f \\ e & f & \cos\left[r + \frac{4\pi}{3}\right] \end{bmatrix}$$

La variable r es el factor de proporcionalidad entre los esfuerzos normales de la diagonal principal.

Las expresiones propuestas por Bott (1.959) y Carey (1.974) permiten resolver el

problema directo. Sin embargo el problema en Geología se plantea de forma inversa. Se conocen los efectos del estado de esfuerzo: se puede medir la posición de los planos y las estrías de falla. Sin embargo no se conoce el estado de esfuerzo.

Si el tensor desviatorio tiene cuatro incógnitas, es necesario y suficiente plantear cuatro ecuaciones para resolver el sistema. Se necesitan cuatro medidas de planos y estrías de falla independientes entre si para determinar el estado de esfuerzos.

Sin embargo habitualmente se pueden medir más de cuatro fallas correspondientes a cada estado de esfuerzos. El sistema está sobredeterminado. Los métodos numéricos tratan de buscar la mejor solución para los valores del tensor de esfuerzos de cada fase así como diferenciar las medidas correspondientes a distintas fases de deformación frágil.

**MÉTODO DE CAREY (1.974).*

Este fué el primer método numérico. Carey (1.974) desarrolla el problema directo mediante el cálculo tensorial. Si la estría real está representada por un vector $S(i,j,k)$ que se sitúa sobre el plano de falla, que tiene un vector director $V(u,v,w)$, se puede calcular mediante el producto vectorial el vector U perpendicular a la estría y situado sobre el plano de falla ($U=V \wedge S$) (fig. 2.12.).

Una estría puede corresponder a un estado de esfuerzos cuando:

$$\tau \cdot U = 0$$

El estado de esfuerzos que mejor se ajusta a toda la población de fallas es aquel en el que las estrías teóricas coinciden con las reales y que minimiza la expresión:

$$\sum_{k=1}^n \frac{(\tau_k \cdot U_k)^2}{|\tau_k|^2}$$

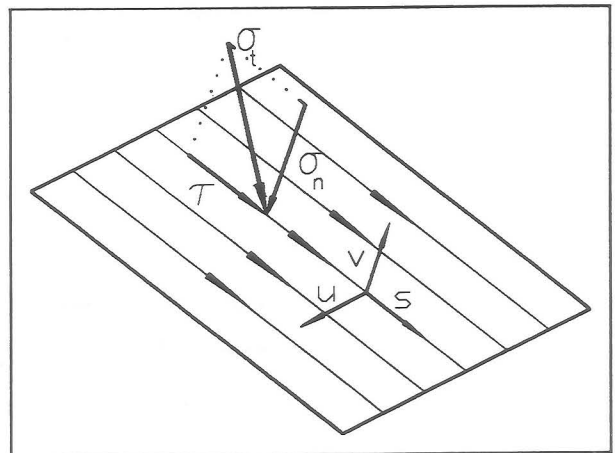


Fig. 2.12. Descomposición del esfuerzo total (σ) en esfuerzo normal (σ_n) y esfuerzo de cizalla (τ). El vector U está sobre el plano de falla y perpendicular a la estría (S).

$$|\tau_k| = \text{módulo de } \tau_k.$$

El procedimiento que utiliza Carey (1.974) para localizar el estado de esfuerzos óptimo es de tipo iterativo. Se parte de un estado de esfuerzos inicial que debe de ser próximo al real. A partir del tensor inicial se van modificando ligeramente las variables del tensor de esfuerzos para ir minimizando la función de ajuste antes mencionada. Cuando el número de iteraciones es suficiente o cuando ningún incremento en las variables del tensor permite mejorar el ajuste, se considera que se ha encontrado el tensor de esfuerzos óptimo. Si no se conoce aproximadamente el resultado, se utilizan varios tensores iniciales tomados al azar.

Este método permite determinar no sólo las posiciones de los ejes del elipsoide de esfuerzos sino también la razón áxica. Aunque Carey (1.974) afirma que sólo es necesario establecer algunos de los sentidos de movimiento de las fallas, sin embargo para aplicar el programa de ordenador que desarrolla el método se necesita conocer los sentidos de movimiento de todas las fallas.

Es un método que sólo se puede usar cuando existe una sola etapa de deformación frágil. Si hay datos que corresponden a varias etapas el resultado es un estado de esfuerzos medio que intenta ajustar todas las medidas.

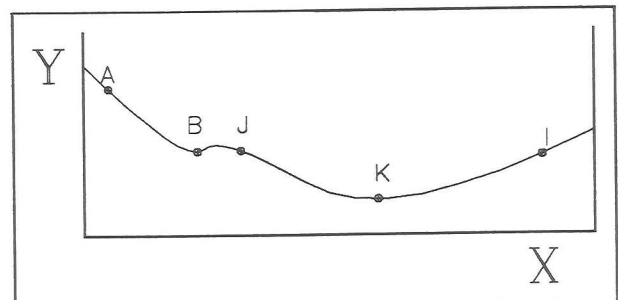


Fig. 2.13. Mínimo absoluto. Iteraciones. Con valor inicial(J,I) próximo al mínimo absoluto(K) el resultado es correcto. Si está alejado(A) y hay mínimos secundarios(B), el resultado puede ser incorrecto.

Uno de los principales problemas de esta técnica es el procedimiento iterativo de búsqueda del tensor óptimo. La función de ajuste tiene una forma que a priori es desconocida y variable que depende de los datos. Una función de forma compleja puede tener numerosos mínimos secundarios. Si el valor inicial para comenzar el proceso de ajuste no es el adecuado, el valor final no será el valor mínimo absoluto de la función sino un mínimo secundario (fig 2.13.). Si se utilizan distintos tensores iniciales se reducen las posibilidades de obtener el valor de un mínimo secundario. Sin embargo no se tiene nunca la seguridad de que el resultado obtenido es el correcto.

**MÉTODO DE ARMIJO Y CISTERNAS (1.978, 1.982).*

Este método tiene un planteamiento más complejo y completo que el de Carey (1.974). La función de ajuste (E) contempla tanto las fluctuaciones que puede tener el tensor de esfuerzos en una misma estación de medida como las diferencias entre las estrías teóricas y reales:

$$E = \sin(\phi) \varepsilon_1^2 + \cos(\phi) \varepsilon_2^2$$

ε_1^2 está relacionado con las variaciones del estado de esfuerzo en el modelo.

ε_2^2 está relacionado con el ángulo entre las estrías calculada y observada.

Mientras que en el método de Carey (1.974) $\phi = 0$, es decir sólo se tienen en cuenta el ángulo entre las estrías teóricas y reales, en el procedimiento de Armijo y Cisternas el valor de ϕ es distinto de 0. La resolución también se realiza parcialmente mediante iteraciones.

Este método en la práctica tiene las mismas ventajas e inconvenientes que las comentadas para el procedimiento de Carey (1.974). Etchecopar et al. (1.981) critica la estimación arbitraria de la varianza relacionada con las fluctuaciones del estado de esfuerzos.

**MÉTODO DE ANGELIER-GOGUEL (1.979).*

Trata de buscar el mejor tensor de esfuerzos a partir de las derivadas parciales y de los mínimos cuadrados de la función de ajuste. Para cada plano de falla (k) la componente del esfuerzo de cizalla perpendicular a las estrías (P_k) se deduce de la siguientes ecuaciones:

$$\sigma_k = T \cdot n_k$$

$$P_k = (n_k \wedge s_k) \cdot \sigma_k$$

en la que:

T = Tensor de esfuerzos.

n_k = Vector unitario perpendicular al plano.

s_k = Vector paralelo a la estría.

σ_k = Esfuerzo total sobre el plano de falla.

El tensor que mejor se ajusta a toda la población de fallas (n) es el que minimiza la función:

$$S = \sum_{K=1}^n P_k^2$$

Cuando se determina el valor mínimo de la función por mínimos cuadrados se obtiene un sistema de ecuaciones. Dicho sistema determina el tensor de esfuerzos buscado.

Si sólo se conocen las direcciones de las estrías y no los sentidos de movimiento se puede calcular el tensor de esfuerzos aunque se obtienen dos soluciones. Si se conoce además el régimen de alguna falla se determina cual de las dos es la real.

El procedimiento se puede aplicar a problemas de fallamiento monofásico. No se puede utilizar en casos polifásicos porque se ajusta un tensor medio para todos los datos. Otro problema, inherente a la mayor parte de los métodos que realizan ajustes por mínimos cuadrados, es que sobrevalora las medidas alejadas de la media. En el cálculo tienen más peso aquellas medidas cuyo ángulo entre las estrías teórica y real es elevado que aquellas en las que es reducido ya que se considera el valor del cuadrado del error de ajuste.

**MÉTODO DE ANGELIER-MANOUSSIS (1.980).*

A pesar de todas las limitaciones anteriormente mencionadas, los métodos desarrollados en los años setenta conseguían definir la orientación y forma del elipsoide de esfuerzos. La principal preocupación de los autores de los años ochenta ha sido la diferenciación y caracterización de los estados de esfuerzo en casos polifásicos.

Angelier y Manoussis (1.980) proponen un método de distinción de fases y

determinación del elipsoide de esfuerzos basado en el concepto de los nudos dinámicos. Este procedimiento trata de clasificar las medidas en un número determinado de grupos. Cuando cada grupo contiene las estrías formadas en un mismo estado de esfuerzos, la función que expresa el grado de ajuste toma el valor óptimo. Además las estrías de cada grupo determinan el estado de esfuerzos en el que se formaron como si se tratase de un caso monofásico.

El problema fundamental que tiene el procedimiento es que hay que determinar a priori el número de fases para establecer el número de conjuntos. Cuando se estudia un afloramiento natural se conoce el número de estrías que se superponen en un plano de falla. Sin embargo el número de fases puede ser superior si el plano no ha funcionado en todas las ocasiones. Por otra parte una desviación local de los esfuerzos puede superponer en un sólo plano de falla dos estrías aunque exista un único episodio de deformación.

**MÉTODO DE SEPARACIÓN POR APROXIMACIONES SUCESIVAS. ETCHECOPAR-VASSEUR-DAIGNIERES (1.981).*

El método utiliza un procedimiento de *optimización - selección*. Permite distinguir varios estados de esfuerzo. Si se quieren determinar varias fases de deformación frágil es necesario establecer a priori y sin ningún criterio el porcentaje de datos que pertenecen a cada fase ($100n/N$; n = número de datos de la fase; N = Número total de datos). El procedimiento debe repetirse con distintos porcentajes y se selecciona el que mejor ajusta los datos.

Se parte de un número elevado de tensores de esfuerzos (habitualmente más de cien) elegidos al azar. Se puede fijar la orientación de los ejes del elipsoide de esfuerzos o bien la razón áxica. Se calcula la estría teórica para todos los planos de falla y para cada tensor. Entre todas las estrías reales (N) se seleccionan aquellas estrías (n) cuyos ángulos con las estrías teóricas son mínimos. Para cada tensor de esfuerzos se calcula el valor de la función de ajuste (S):

$$S = \Sigma (\text{ángulos entre las estrías teórica y real de los } n \text{ datos})^2$$

y se selecciona como tensor de esfuerzos inicial (T_0) el que tiene un valor de S menor.

A continuación se realiza un proceso iterativo en el que se van modificando los parámetros del tensor de esfuerzos inicial (T_0) para disminuir el valor de S . Aunque el número de datos (n) que debe de asignar el tensor de esfuerzos permanece constante, las medidas que fueron elegidas en el primer paso pueden ser reemplazadas por otras que inicialmente no fueron seleccionadas. Finalmente se obtiene el tensor de esfuerzos que se ajusta mejor a un determinado porcentaje de datos.

El proceso se repite con varios porcentajes arbitrarios de datos. Para cada porcentaje se obtienen dos diagramas que expresan el ajuste del estado de esfuerzos: el histograma en el que se representa el ángulo entre las estrías teóricas y reales frente al número de datos y el diagrama de Mohr que representa los planos de falla y el estado de esfuerzos. Se escoge subjetivamente el porcentaje de datos cuyo tensor tiene:

- soluciones similares para distintos tensores iniciales (T_0),
- el máximo número de estrías con una desviación menor de 20° ,
- un histograma de ajuste en el que el máximo corresponde a desviaciones mínimas entre las estrías teórica y real y
- un diagrama de Mohr en el que los planos están más próximos a la envolvente de ruptura.

Con las medidas que no han sido asignadas al estado de esfuerzos calculado se vuelve a comenzar el proceso para determinar una nueva fase de fallamiento.

Entre los métodos de cálculo de los estados de esfuerzo este es sin duda uno de los más difundidos. Ello se debe a que permite tratar casos polifásicos y también a que el programa que lo desarrolla puede ser fácilmente utilizado en cualquier sistema informático. Los estados de esfuerzo se determinan por la posición de los ejes del elipsoide de esfuerzos y por su razón áxica. Se deben de utilizar fallas cuyo régimen sea conocido. No obstante si existe un número muy limitado de fallas en las que se desconoce el régimen, se introducen dos datos con los dos posibles sentidos de movimiento que corresponden a la misma estría real y al final del proceso se rechazará aquella que no sea válida.

Sin embargo el procedimiento puede plantear problemas durante su ejecución. La elección del porcentaje de fallas que corresponden a cada fase se realiza a partir de criterios subjetivos por lo que se pueden obtener distintos resultados con la misma

población de fallas. Este problema se acentúa tanto más cuanto peor sean los ajustes de cada estado de esfuerzos y el número de fases sea más elevado.

El procedimiento de ajuste utiliza una búsqueda iterativa. El problema que puede plantearse es similar al descrito en el método de Carey (1.974). Si el número de tensores de esfuerzos iniciales elegidos al azar es suficientemente elevado es poco probable que el estado de esfuerzos obtenido corresponda a un mínimo secundario de la función de ajuste aunque nunca se puede descartar esta posibilidad.

+MÉTODOS MIXTOS.

He incluido en este apartado a los dos procedimientos desarrollados por Simón Gómez (1.984) y De Vicente et al. (1.986); De Vicente (1.988a, 1.988b) que determinan los estados de esfuerzo mediante métodos numéricos y diagramas. Ambos tratan de diferenciar etapas de fallamiento y son útiles cuando se producen variaciones graduales de los elipsoides de esfuerzo y de deformación.

**DIAGRAMAS Y-R. SIMON GÓMEZ (1.984).*

La premisa fundamental de este método es que a priori se determina que uno de los esfuerzos principales del elipsoide de esfuerzos es vertical. Los otros dos han de estar contenidos en el plano horizontal. La estría que se forma sobre un plano de falla es paralela a la dirección del esfuerzo máximo de cizalla sobre dicho plano. A partir de la ecuación de Bott (1.959) este autor deduce la siguiente ecuación:

$$R = \frac{\sigma_z - \sigma_x}{\sigma_y - \sigma_x} = \sin^2(L) - \frac{\tan(P) \sin(2L)}{2 \cos(B)}$$

el la que:

P= Pitch de la estría de falla.

B= Buzamiento del plano de falla.

L= Angulo entre la dirección de la falla y el eje Y del elipsoide de esfuerzos.

R= Razón áxica.

$\sigma_x, \sigma_y, \sigma_z$ = Magnitudes de los esfuerzos principales.

El pitch de la estría y el buzamiento del plano de falla son conocidos. Las combinaciones posibles para cada falla de la dirección del eje Y del elipsoide de esfuerzos y de la razón áxica (R) se representan en un diagrama y-R mediante una línea. El estado de esfuerzos en el que se originó la estría está representado por un punto de dicha línea. Si varias fallas se han formado en el mismo estado de esfuerzos, el punto de intersección de las líneas que representan a cada una de las estrías determinará el estado de esfuerzos buscado (fig. 2.14.).

La ventaja de este método consiste en la sencillez de su aplicación. Cuando hay

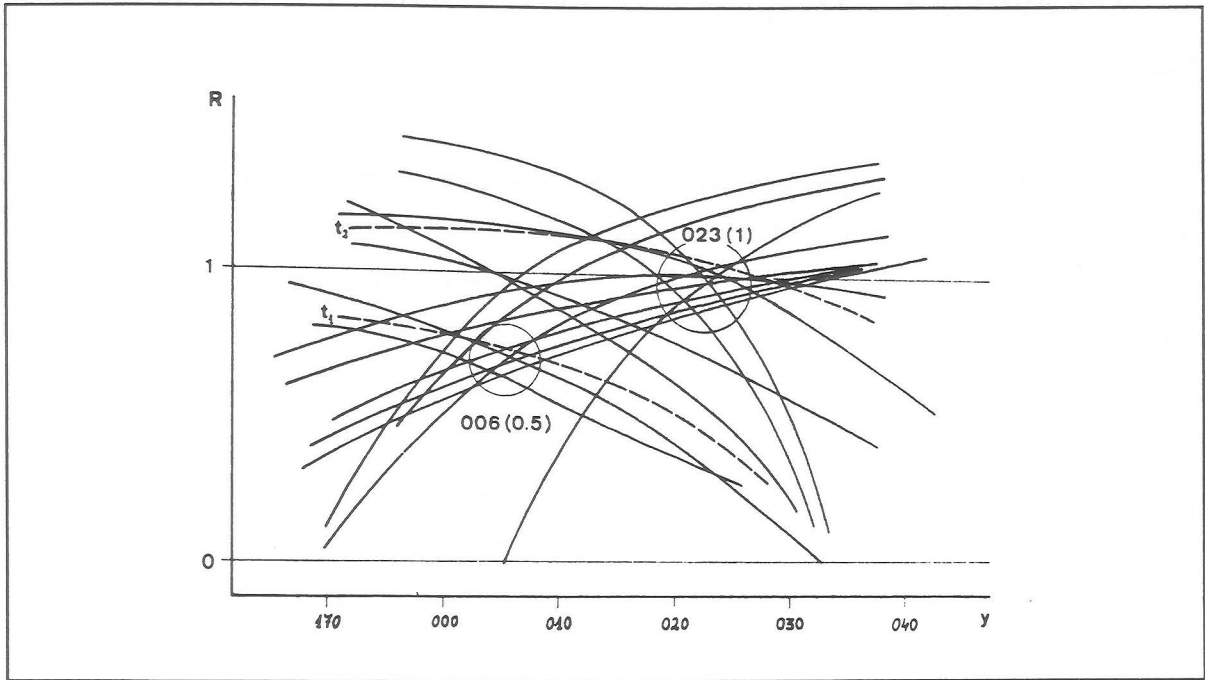


Fig. 2.14. Diagrama y-R. Cada estría corresponde a una línea. Los puntos de intersección de las líneas corresponden a los estados de esfuerzo de cada etapa de fallamiento. (Simón Gómez, 1984).

varias fases cuyos estados de esfuerzo son próximos entre si se puede establecer cual es la evolución mediante los puntos de intersección que se obtienen en el diagrama y-R. Es un procedimiento que permite la diferenciación de fases.

El principal problema consiste en que uno de los ejes principales del elipsoide de esfuerzos debe de ser vertical. Esta premisa se cumple sobre todo cuando la deformación frágil es débil y muy superficial. El método ha sido aplicado con buenos resultados en el estudio de la deformación reciente de la Cordillera Ibérica (Simón Gómez, 1986). Sin embargo no puede utilizarse con garantías cuando las fallas son más profundas o cuando han existido basculamientos posteriores al fallamiento.

Por otra parte habitualmente las desviaciones de los esfuerzos hacen que el elipsoide no tenga exactamente las mismas características en todos los puntos de un afloramiento. Además se comete un pequeño error al realizar la medida de los planos y las estrías de falla. Todo ello hace que las intersecciones de las líneas correspondientes a cada estría no coincidan en un punto. La elección de los puntos de intersección de cada estado de esfuerzos es a veces subjetiva.

**DIAGRAMAS E-K'. DE VICENTE (1.988A, 1.988B). DE VICENTE ET AL. (1.986).*

A diferencia de los procedimientos anteriores que establecen los elipsoides de esfuerzos, este método determina el elipsoide de deformación. Se trata de un procedimiento basado en el modelo de fallamiento de Reches (1.978, 1.983). Como ya ha sido comentado los planos de falla formados en un régimen de deformación triaxial poseen una simetría ortorrómbica. Para calcular el elipsoide de deformación sólo es necesario conocer la posición de los planos de falla aunque también es aconsejable conocer la orientación de las estrías. La determinación de las cuatro familias simétricas de planos originadas en deformaciones monofásicas es generalmente complicada por lo que es necesario utilizar filtros estadísticos (de Vicente et al., 1.986) y no siempre se obtiene un buen resultado.

De Vicente et al., (1.986) y de Vicente (1.988a, 1.988b) proponen el uso de los diagramas e-K' en casos de deformación polifásica. En dichos diagramas se representa un factor que expresa la forma del elipsoide de deformación (K') frente a la posición del eje horizontal con máxima deformación compresiva (e). El factor de forma del elipsoide de deformación viene definido mediante la siguiente expresión:

$$K' = \frac{e_m}{e_v}$$

e_m = magnitud del eje horizontal con máxima deformación compresiva.
 e_v = magnitud del eje de deformación vertical.

Cada plano de falla está representado por una línea en el diagrama e-K'. Si varias fallas se han formado con un mismo elipsoide de deformación, las líneas que corresponden a dichas fallas se intersectarán en un punto. De Vicente (1.988b) señala la coherencia del elipsoide de deformación que se obtiene a partir de los diagramas e-K' y los elipsoides de esfuerzos calculados con el diagrama y-R y el método de los diedros rectos.

Los inconvenientes de este método son similares a los ya expuestos para los diagramas y-R (Simón Gómez, 1.986).

2.2. ANÁLISIS DE DATOS. LAS REDES DE BUSQUEDA.

El estudio de las características del fallamiento de una región debe de realizarse con una metodología adecuada a la complejidad tectónica del área y a las condiciones de observación. Siempre que sea posible se debe utilizar un procedimiento que permita cuantificar tanto las direcciones de los esfuerzos principales como la razón áxica. Por ello es aconsejable el uso de los métodos numéricos o mixtos.

El método de estudio de las fallas del área debe de tener en cuenta que:

*Los materiales nevado-filábrides y alpujárrides muestran grandes abombamientos que pueden ser simultáneos de algunas de las deformaciones frágiles por lo que los ejes principales de los paleoesfuerzos pueden estar inclinados.

*Las observaciones realizadas sobre las fallas del área estudiada, especialmente las de los materiales nevado-filábrides y alpujárrides, indican que se ha producido una superposición compleja de etapas de fallamiento. El estudio de la geometría de los materiales neógenos (Galindo Zaldívar, 1.985) confirma dicha superposición. Es frecuente observar varias estrías sobre cada plano de falla. Los planos y las estrías de falla no tienen generalmente relaciones de simetría simples. El método debe diferenciar fases de fallamiento a partir de la posición de los planos, las estrías de falla y, cuando sea posible, algunos sentidos de movimiento. No se pueden aplicar los métodos descritos en el apartado 2.1. pues necesitan conocer el régimen de todas las fallas.

*No se conoce a priori ni el número de fases, ni el porcentaje de datos correspondientes a cada fase, ni se puede presuponer que uno de los ejes del elipsoide de esfuerzos sea vertical. Muchos procedimientos necesitan hacer presunciones para la distinción de fases que condicionan el resultado obtenido.

*En las superficies de falla se puede determinar la posición de las estrías. Aunque los criterios para conocer el sentido de movimiento son numerosos (Petit, 1.987; Hancock y Barka, 1.987; Doblas, 1.987), los que se observan en las fallas de la zona estudiada son escasos. Hay muy pocas estaciones en las que se pueda determinar el sentido de

movimiento de un número suficiente de fallas con fiabilidad.

*No se conocen las características mecánicas de la roca. Byerlee (1.978) estudia la fricción de las rocas a distintas profundidades y concluye que el comportamiento de la mayor parte de las rocas en profundidad es semejante. En el área estudiada no se puede realizar una estimación de las características mecánicas de las rocas ya que no se conoce la profundidad a la que se formaron las fallas.

*La función de ajuste que utilice el método debe expresar el valor absoluto de las desviaciones para el conjunto de los datos. Las funciones de ajuste que utilizan los métodos numéricos dependen generalmente de los errores cuadráticos. Estas funciones sobrevaloran las medidas erráticas.

*El procedimiento debe de ser numérico y no iterativo. Los procedimientos iterativos de determinación pueden obtener resultados erróneos y son por ello desaconsejables. Tampoco es conveniente utilizar métodos mixtos ya que las intersecciones de líneas en los diagramas no suelen ser puntos sino zonas. La determinación de las zonas de intersección y de sus puntos centrales es subjetiva.

No existe entre los métodos expuestos ninguno que se adapte a las necesidades del área estudiada. Por ello se propone un nuevo procedimiento que intenta resolver algunos de los problemas planteados.

-EL CALCULO DIRECTO.

Carey (1.974) resuelve el problema directo de forma tensorial. A partir de cuatro medidas de estrías y planos de falla que sean independientes entre si se puede calcular el estado de esfuerzos. Se establece un sistema de ecuaciones lineales utilizando la formulación expuesta durante el planteamiento directo. El sistema de ecuaciones obtenido puede resolverse fácilmente con ordenador mediante la triangulación de la matriz de los coeficientes de las ecuaciones lineales.

Si las medidas analizadas son de la misma fase de deformación, la resolución del sistema de ecuaciones indicará el tensor de esfuerzos que corresponde a la fase de

deformación. Generalmente la deformación es polifásica y existen más de cuatro medidas de cada fase. Si se escogen cuatro medidas al azar, sólo se obtendrá un tensor de esfuerzos real cuando las cuatro medidas correspondan a la misma fase de deformación. El tensor que se calcula a partir de cada combinación de medidas de una misma etapa debe de ser el mismo. Los tensores calculados a partir de medidas procedentes de etapas de fallamiento diferentes son imaginarios y tienen valores variables. Para distinguir las fases de deformación frágil se pueden calcular todos los tensores de esfuerzos posibles a partir de las medidas realizadas. Para ello se seleccionan todas las posibles combinaciones de grupos de cuatro medidas. Si una de las etapas de fallamiento está mejor representada que las otras, el número de combinaciones entre sus medidas es superior al de las otras. El tensor más frecuente obtenido a partir de todos los grupos de cuatro estrías debe de corresponder al estado de esfuerzos de la fase más representada.

Teóricamente se necesita un mínimo de cinco estrías independientes de cada fase para que esta pueda ser diferenciada. Cuatro medidas definen un tensor de esfuerzos. Las combinaciones de cinco medidas de la misma etapa de fallamiento tomadas de cuatro en cuatro determinan cinco tensores iguales. La repetición del tensor real hace posible diferenciarlo de los tensores de esfuerzos imaginarios y de los de distintas fases.

Una vez que ha sido diferenciada una fase de fallamiento el proceso continua con las estrías que no han sido asignadas hasta el momento. De esta forma se analizan las etapas de deformación superpuestas.

El procedimiento anterior calcula directamente el tensor de esfuerzos a partir de las medidas de orientación de las fallas. El elipsoide de esfuerzos puede determinarse a partir del tensor de esfuerzos mediante el método de Cardón.

El cálculo directo de los estados de esfuerzos se ha puesto a punto mediante un programa de ordenador. He realizado comprobaciones combinando estrías calculadas teóricamente sobre diferentes planos de falla con distintos estados de esfuerzos. El procedimiento consigue distinguir satisfactoriamente tanto los grupos de estrías correspondientes a cada etapa de fallamiento como las características de cada estado de esfuerzos.

Sin embargo dicho método no se puede utilizar generalmente con las medidas de campo. El número de combinaciones de cuatro elementos aumenta geoméricamente con el número de datos. Para 5 medidas existen sólo 5 combinaciones, para 10 son 151.200 y para 15 son $5.5 \cdot 10^{10}$. El tiempo de cálculo que necesita un ordenador para ejecutar el programa es directamente proporcional al número de combinaciones. Si el número total de estrías es superior a la quincena, el tiempo de cálculo es demasiado elevado.

Cada combinación de cuatro estrías determina un tensor de esfuerzos. El procedimiento consiste en establecer cuál es el más frecuente. Por lo tanto es necesario hacer una estadística de los tensores obtenidos. Si las medidas están afectadas por pequeños errores, los tensores calculados a partir de las combinaciones de los datos de una misma fase son ligeramente diferentes. La determinación de los valores más frecuentes del tensor de esfuerzos debe de realizarse con un criterio que admita los errores de medida. Las variaciones lineales en los valores de cada variable del tensor no corresponden a una variación lineal ni de la orientación de los ejes principales de esfuerzos ni de la razón áxica del elipsoide de esfuerzos. El procedimiento no tolera bien los errores de medida y por ello no puede ser utilizado con datos reales.

-LAS REDES DE BUSQUEDA.

+FUNDAMENTO.

Los problemas principales del método de cálculo directo son el escaso control que se puede ejercer sobre los errores de medida y la dificultad para establecer el tensor más frecuente. Es necesario utilizar una técnica que permita controlar el error de ajuste y que garantice que el error máximo en la determinación del elipsoide de esfuerzos sea aproximadamente constante. Además debe de ser un método capaz de optimizar una función con cualquier forma. Las redes de búsqueda resuelven estos problemas.

La red de búsqueda consiste en comprobar todas las posibles soluciones y escoger entre ellas la más adecuada. Se debe establecer el ancho de la red que es la diferencia entre los valores de dos soluciones contiguas que se quieren comprobar. Si las oscilaciones de la función tienen una amplitud mayor que el ancho de la red, la diferencia entre el

valor óptimo y el valor obtenido es menor que el ancho de la red.

Las redes de búsqueda han dado buenos resultados en el estudio de los mecanismos focales (Gephart y Forsyth 1.982, 1.984). La red que se utiliza para el estudio de las fallas comprueba las posibles orientaciones de los esfuerzos principales del elipsoide de esfuerzos y su razón áxica y es distinta a la red utilizada por Gephart y Forsyth (1.984).

+CONDICIONES DEL MODELO DE FALLAMIENTO.

Las redes de búsqueda identifican los estados de esfuerzos bajo los que se ha formado un sistema de fallas. Para poder aplicar el procedimiento deben de cumplirse unas condiciones mínimas. El modelo teórico de partida, con dichas condiciones, se utiliza para deducir las ecuaciones correspondientes. Las características reales del fallamiento y de las fallas deben de ser semejantes a las del modelo teórico. Cuanto mayor sea la diferencia menos fiable será el resultado y peor será el ajuste.

La técnica desarrollada se basa en el principio establecido por Bott (1.959). La estría que se forma sobre un plano de falla es paralela a la dirección del esfuerzo de cizalla máximo sobre dicho plano.

La posición de la estría debe depender sólo del estado de esfuerzos general. Toda la deformación debe de ser frágil para que las estrías sean la expresión de la deformación y del esfuerzo total que sufre la roca. Las fallas contiguas deben tener movimientos independientes. Esto suele suceder cuando el salto de las fallas es pequeño. Hay que seleccionar siempre que sea posible microfallas que estén alejadas de las fallas mayores. Además las superficies de falla deben ser planas y no curvarse en la dirección de movimiento para que no se produzcan rotaciones de bloques. El cuerpo debe de ser lo más isótropo posible para que el estado de esfuerzos sea el mismo en todos sus puntos. Las fallas cuyos planos son paralelos deben mostrar estrías paralelas. Además debe estar fracturado en numerosas direcciones para que se pueda obtener información suficiente del estado de esfuerzos a partir del rejuego de sus fracturas. Si se han superpuesto varias fases de fallamiento, cada una de ellas debe de estar definida por un sólo estado de esfuerzos. Las estrías deben de ser rectas para cada estado de esfuerzos.

Las condiciones expuestas son muy severas. Por eso el procedimiento de cálculo admite un pequeño grado de error. Aunque en la naturaleza el fallamiento no cumple estrictamente estas condiciones, el modelo real de fallamiento debe de ser próximo al modelo teórico ya que los resultados obtenidos son coherentes. Los diagramas de ajuste permiten deducir si el modelo teórico se cumple en cada caso de fallamiento real.

+EL PROCEDIMIENTO DE BUSQUEDA Y DIFERENCIACIÓN DE FASES. LA DETERMINACIÓN DE LOS ESTADOS DE ESFUERZOS.

Las redes de búsqueda se aplican a la determinación de los estados de esfuerzos en deformaciones monofásicas o polifásicas. Para ello se utiliza el procedimiento que queda recogido en la fig. 2.15.

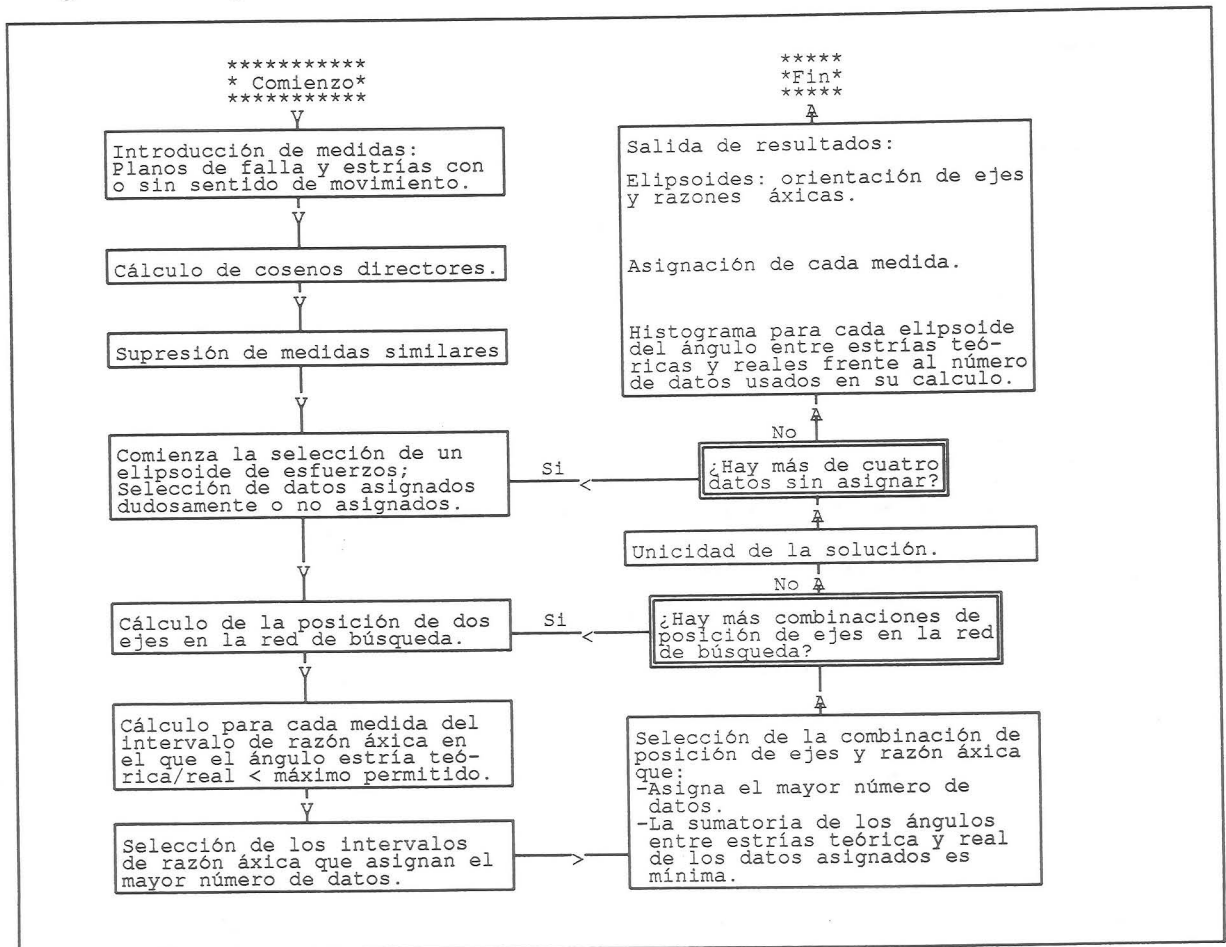


Fig. 2.15. Organigrama de la determinación de fases de fallamiento mediante redes de búsqueda.

Las medidas que se utilizan son planos de fallas con estrías. En un mismo plano

de falla pueden situarse varias estrías. El régimen de la falla puede ser conocido o desconocido para cada estría. La medida de la posición del plano y la estría de una falla no tiene ninguna indeterminación. Sin embargo si se conoce el régimen hay que precisar la certeza que se tiene en su determinación. Si se observa un criterio irrefutable tal como los crecimientos de calcita a favor de escalones en la superficie de falla, la certeza es *segura*. Si por el contrario el régimen se ha establecido a partir de criterios estadísticos o criterios inciertos tales como pliegues de arrastre o las fracturas secundarias asociadas, la certeza se califica de *probable*. El tratamiento posterior que se realiza con las medidas depende de la certeza de cada una.

En Geología las medidas de campo se expresan habitualmente en coordenadas polares. Sin embargo, la mayor parte de las operaciones geométricas se realizan en sistemas de referencia cartesianos y las medidas se representan por sus coordenadas rectangulares. A partir de los datos de posición de los elementos geométricos de cada falla y de su régimen se calculan los cosenos directores de cada medida. Este es el primer paso que hay que realizar en cualquier tratamiento numérico. Las ecuaciones así como el sistema de referencia están especificados en el anexo 7.1.

Los sistemas de fallas pueden estar formados por familias de fallas cuyos planos y estrías son paralelos entre si. El modelo teórico requiere que existan planos en todas las orientaciones del espacio homogéneamente repartidos. Una sola falla de cada familia ofrece la misma información que la familia completa. Si se consideran todas las fallas de cada familia no se consigue caracterizar mejor el estado de esfuerzos y los datos se alejan del modelo teórico al sobrevalorar las orientaciones preferentes. Los métodos previos no tienen en cuenta este problema. El resultado que se obtiene con ellos está condicionado por los planos de falla y las estrías que subjetivamente elige el geólogo. Distintos geólogos pueden obtener para un mismo afloramiento resultados diferentes. Por otra parte es difícil en el momento de realizar la medida llevar un control de los posibles paralelismos de las orientaciones. Por todo ello se selecciona un sólo plano y una sola estría de cada familia de fallas con planos y estrías subparalelas. El resto no se tiene en cuenta durante el cálculo.

Dos medidas de planos y estrías de falla se consideran que son semejantes cuando sus planos forman entre si un ángulo menor de cinco grados y sus estrías también forman

entre si un ángulo menor de cinco grados. Para ello se compara cada medida con el resto de las medidas que se tratan conjuntamente. Se calcula para cada pareja los ángulos entre los planos y las estrías mediante el producto escalar de las componentes rectangulares de sus vectores directores. Si estrías con sentido conocido y desconocido son subparalelas, se escoge una estría con sentido conocido. Si estrías con sentido seguro y probable son semejantes, se selecciona para representar a la familia una cuyo sentido sea seguro. Esto homogeneiza los datos antes de proceder a su tratamiento.

También se rechazan las medidas que han sido asignadas a fases de fallamiento anteriores. La excepción son las estrías con sentido seguro que han sido asignadas a una fase anterior en la que la estría teórica tiene la misma dirección pero sentido opuesto. Tales medidas son consideradas de nuevo ya que aunque su dirección sea compatible, su sentido no lo es. Si finalmente no existiese ninguna fase de fallamiento en la que el sentido fuese correcto, se grabará en el fichero de resultados un mensaje de advertencia para comprobar de nuevo la medida en el campo. Esta característica permite determinar deformaciones polifásicas cuyos estados de esfuerzos son coaxiales y conjugados.

Cuando han sido determinadas las medidas que se deben utilizar, se comienza la selección del estado de esfuerzos que corresponde a una fase de fallamiento. La red de búsqueda comprueba la bondad del ajuste de cada estado de esfuerzos.

La red de búsqueda comprueba todos los nudos de la red o posibilidades de la orientación de los tres ejes del elipsoide y de la razón áxica separadas por un espaciado. El ancho de red o espaciado consiste en dos magnitudes de distinto carácter. Se usa un espaciado angular (L) que es el incremento entre dos posiciones consecutivas de la red para cada eje del elipsoide de esfuerzos. Por otra parte se usa un espaciado para la razón áxica que permite variar la proporcionalidad entre los esfuerzos principales del elipsoide de esfuerzos y permutarlos entre si.

La red recorre las posibles orientaciones de los ejes principales del elipsoide de esfuerzos (A,B,C). La correspondencia de A, B y C con σ_1 , σ_2 y σ_3 ($\sigma_1 \geq \sigma_2 \geq \sigma_3$) se establece mediante el valor de la razón áxica. El primer eje (fig. 2.16.a.) recorre los puntos que en proyección estereográfica están situados sobre arcos de 90° de círculos menores centrados en el centro de la proyección y situados en el primer cuadrante. La distancia

entre dos puntos consecutivos y entre cada dos círculos menores es igual o inferior al ancho de la red (L).

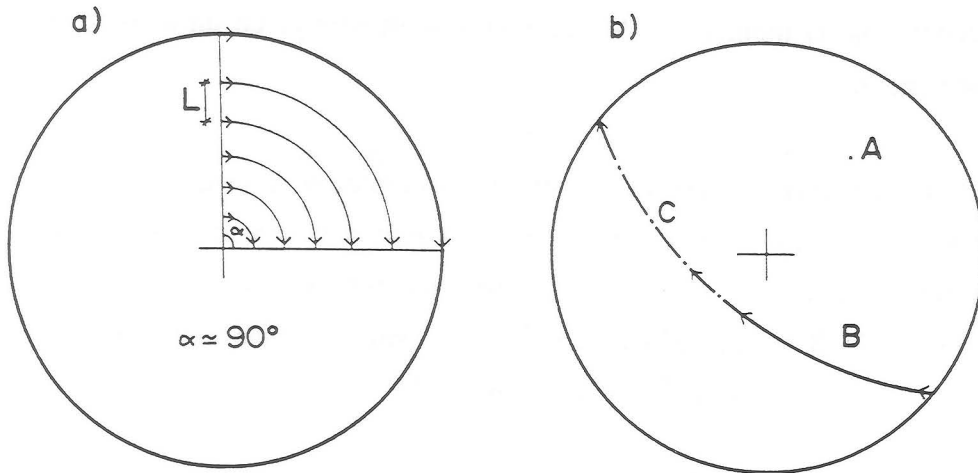


Fig. 2.16. Red de búsqueda. Proyección estereográfica, hemisferio inferior. L = Ancho de red. a: Posiciones del eje A en el primer cuadrante. b: Posiciones de los ejes B y C para una localización general del eje A.

Hay que tener en cuenta que si se mantiene constante el ancho de red (L), cuanto mayor sea la inclinación de los puntos del círculo menor, menor será el número de posiciones posibles de la red. Para calcular el número de posiciones sobre cada círculo menor es necesario conocer la longitud del arco de 90 grados (a) que viene determinada por la siguiente expresión:

$$a = (2 \pi r \cos(\alpha))/4.$$

en la que:

r= radio de la esfera =1.

α = inclinación de los puntos que componen el círculo menor.

Se calcula el número de puntos que se disponen sobre cada arco de circunferencia y el número de círculos menores para que el espaciado entre ellos sea menor que el ancho de red. El número de puntos (n) sobre cada arco de longitud a es el valor entero por defecto que se obtiene de la siguiente expresión:

$$\frac{a}{L} + 2$$

A continuación se redistribuye el espacio total entre el número de intervalos posibles (n-1). Por lo tanto el espaciado real entre cada dos puntos sucesivos sobre un círculo menor y entre cada dos círculos menores contiguos (L') es ligeramente menor que el ancho máximo de la red (L ; $L' \leq L$). El número de círculos menores se calcula de la misma forma teniendo en cuenta que la inclinación de sus puntos se distribuye en un arco de 90° de un círculo mayor vertical.

La red de búsqueda no tiene en cuenta el caso extremo en el que el círculo menor sobre el que se sitúa el eje A coincidiese con un punto representado en el centro de la proyección estereográfica. La razón es que esta posible posición del eje A ya está considerada por el eje B cuando el eje A recorre el primer círculo menor horizontal que coincide con el círculo externo de la proyección.

Para cada posición del primer eje (A) la red comprueba todas las posibles posiciones de los ejes B y C. Los tres ejes del elipsoide son perpendiculares entre si y no son polares. Los ejes B y C se sitúan sobre un plano que en proyección estereográfica se representa por un círculo mayor (fig. 2.16.b.). Sólo es necesario comprobar las orientaciones del eje B comprendidas en un arco de 90° del círculo mayor. Las posiciones del eje B están separadas entre si una magnitud (L'') igual o inferior al ancho angular de la red (L). El cálculo de L'' se realiza de la misma forma que ha sido expuesta para L' . La posición del eje B se puede determinar por su pitch ya que se miden sobre el plano perpendicular al eje A. El cálculo de los cosenos directores del eje B se realiza del mismo modo que los de las líneas situadas sobre planos (anexo 7.1.).

El vector director del eje C se puede calcular mediante el producto vectorial de los vectores directores de los ejes A y B.

Con el procedimiento anterior se comprueban todas las posibles posiciones de tres ejes ortogonales en las que al menos uno se sitúa en el primer cuadrante de la proyección estereográfica. Sin embargo no se han tenido en cuenta las posiciones en las que los tres ejes están en el segundo, tercero y cuarto cuadrante. Para cada posición de la red en la que el eje A se sitúa en el primer cuadrante se comprueban además las posibilidades en las que el eje A se sitúa en el cuadrante tercero, es decir el opuesto al usado la primera vez. En este caso sólo se tienen en cuenta las combinaciones en las que ni el eje B ni el eje C

están comprendidos en el primer cuadrante. Los cosenos directores de las posiciones del eje A situadas en el tercer cuadrante se calculan a partir de los obtenidos en el primer cuadrante cambiando de signo los cosenos directores respecto a los ejes horizontales.

La razón áxica que se considera en este trabajo es:

$$R = \frac{\sigma_2 - \sigma_3}{\sigma_1 - \sigma_3} ; \quad (\sigma_1 \geq \sigma_2 \geq \sigma_3)$$

Los valores extremos que puede tomar son 0 y 1. Además existen tres posibles permutaciones de los ejes del elipsoide de esfuerzos A, B y C y los esfuerzos principales σ_1 , σ_2 y σ_3 .

Es necesario definir el ancho máximo de la red de búsqueda (L y el incremento de razón áxica). La condición imprescindible es que el ángulo que forman las estrías teóricas sobre cualquier plano de falla en dos posiciones contiguas de la red ha de ser mucho menor que el error de medida y que el error máximo admitido. En la práctica se obtienen buenos resultados utilizando un ancho máximo de red de 2 grados y un incremento de razón áxica de 0.01. El tiempo de cálculo no es demasiado elevado y la indeterminación que se produce generalmente es mínima y muy inferior a los errores de medida. Con cualquier tipo de red de búsqueda siempre existen planos teóricos de falla en los que la variación de la dirección de las estrías es muy superior al error máximo admitido. La fig. 2.17. muestra las estrías que se producen sobre diferentes planos de falla cuando se aplican elipsoides de esfuerzos de distintas razones áxicas. Se puede observar que las variaciones más notables en la dirección de las estrías se producen sobre los planos próximos a los planos principales del elipsoide de esfuerzos y de ellos sobre los que el esfuerzo normal es mayor. Salvo en condiciones excepcionales de presión de fluidos alta es muy difícil que exista movimiento sobre los planos en los que la componente dominante del esfuerzo es normal. Por lo tanto esta limitación no impide el uso de las redes de búsqueda.

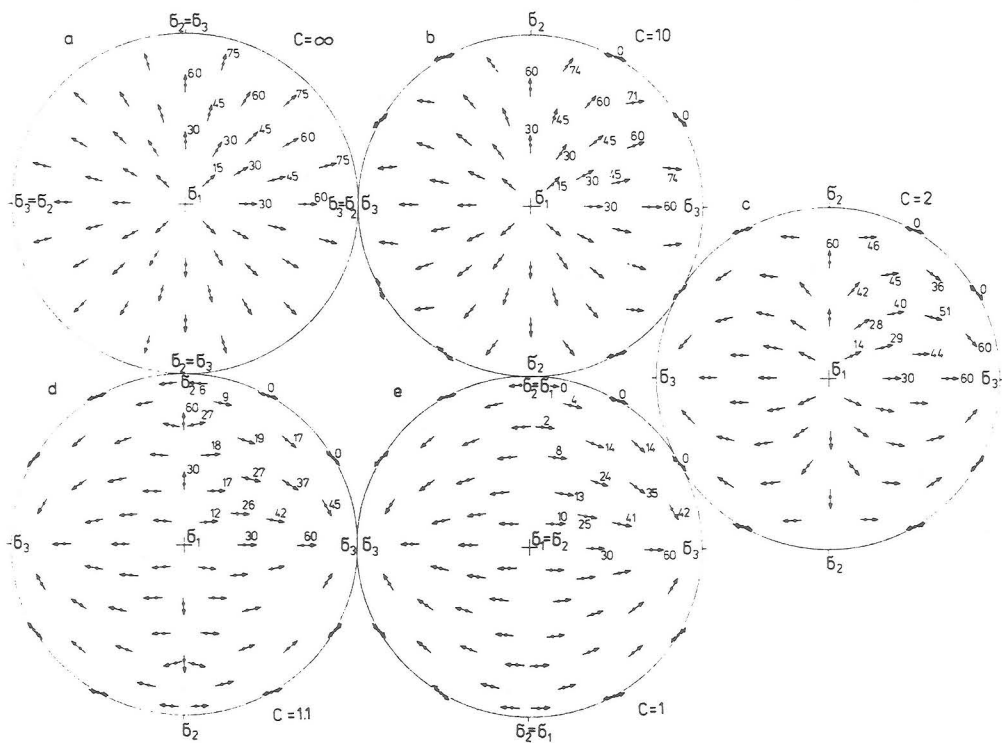


Fig. 2.17. Posición teórica de las estrías formadas sobre diferentes planos de falla en distintos estados de esfuerzos. σ_1 vertical; σ_2 horizontal N-S; σ_3 horizontal E-W. ($\sigma_1 \geq \sigma_2 \geq \sigma_3$). (Aleksandrowski, 1.985).

Para cada estado de esfuerzos y cada falla se tiene en cuenta el ángulo que forma la estría teórica que corresponde a dicho estado de esfuerzos y la estría real. Entre todos los posibles estados de esfuerzos se escoge aquel que mejor cumple las dos condiciones de ajuste:

1) El ángulo entre las estrías teórica y real es inferior al error máximo admitido (habitualmente 15°) en el máximo número de datos. Se escoge la cifra de 15° para considerar que una estría pertenece a una fase de fallamiento ya que es un valor similar al error máximo de medida (Angelier, 1.984). También es el propuesto por Armijo et. al. (1.982) para los métodos inversos.

2) Entre los estados de esfuerzos que cumplen la condición anterior se escoge aquel en el que la sumatoria de los ángulos entre las estrías teóricas y reales es mínima.

El procedimiento de búsqueda del estado de esfuerzos debe de optimizar las dos condiciones antes mencionadas. La primera condición se cumple cuando el número natural que expresa las estrías asignadas es máximo. Por lo tanto la técnica empleada debe de ser capaz de utilizar funciones discontinuas. Frente a los procedimientos iterativos que necesitan funciones continuas, las redes de búsqueda pueden aplicarse a cualquier función.

La ecuación de Bott (1.959) calcula la posición de la estría sobre un plano de falla cuando los ejes principales del elipsoide de esfuerzos coinciden con los del sistema de referencia. Las ecuaciones de Carey (1.974) realizan la misma función a partir del tensor de esfuerzos. La red de búsqueda nos proporciona formas y orientaciones del elipsoide de esfuerzos. Por lo tanto es conveniente deducir la formulación que permita calcular directamente la posición teórica de la estría.

Las posibilidades que ofrece la red de búsqueda son muy numerosas. La comprobación una a una es excesivamente larga. Se pueden hacer varias consideraciones que permiten acortar notablemente el tiempo de cálculo sin reducir el número de combinaciones comprobadas. Son fundamentalmente dos:

1) Considerar que el eje C del elipsoide de esfuerzos que se comprueba tiene siempre un valor 0. La posición de las estrías sobre un plano no depende de los valores absolutos de los esfuerzos principales sino de la razón áxica. Por ello se puede sumar al elipsoide de esfuerzos desviatorio un elipsoide de esfuerzos isótropo tal que el eje C tome valor 0. De este modo se simplifican todas aquellas ecuaciones en las que interviene el valor absoluto del esfuerzo en la dirección del eje C para el cálculo de la estría. Esta simplificación no significa que el esfuerzo o la deformación sean planos. El análisis se

realiza en tres dimensiones y el plano de falla puede formar cualquier ángulo con el plano que contiene a los ejes A y B del elipsoide de esfuerzos.

2) A partir de un elipsoide de esfuerzos se calcula la posición teórica de la estría sobre cualquier plano de falla. Si se conoce la posición de los ejes y la estría real se puede determinar la razón áxica y la correspondencia de A, B y C con σ_1 , σ_2 y σ_3 en la que la estría teórica es paralela a la estría real y ambas tienen el mismo sentido. Si se desconoce el sentido de movimiento de la estría real existen dos posibles correspondencias y razones áxicas para las que ambas estrías son paralelas.

El error de ajuste máximo tolerado es un ángulo de 15° entre las estrías teórica y real (1ª condición del estado de esfuerzos óptimo). Por ello lo que realmente se calcula en una primera etapa son los valores de razón áxica y la correspondencia de ejes que explican satisfactoriamente dos estrías teóricas situadas sobre el plano de falla a $\pm 15^\circ$ de la estría real. Cada valor obtenido para la razón áxica representa el estado de esfuerzos límite a partir de cual la medida se puede asignar. Si se conoce el sentido de movimiento de la estría, determinado mediante criterios seguros, existirá un intervalo único de posibles valores de razón áxica. Si la estría carece de sentido de movimiento existirán dos posibles intervalos cada uno de los cuales corresponde a uno de los dos sentidos opuestos.

Para calcular el intervalo de razón áxica que asigna la posición de la estría es necesario plantear el problema directo. Para ello se supone inicialmente que la orientación de los ejes del elipsoide de esfuerzos que proporciona la red de búsqueda es conocida y correcta.

El esfuerzo total sobre un plano inclinado es igual a la suma de las componentes de los tres esfuerzos principales que se aplican sobre dicho plano por el principio de superposición. Se puede considerar en lugar del elipsoide de esfuerzos desviatorio un elipsoide de esfuerzos en el que los valores de los esfuerzos principales correspondientes a las direcciones de los ejes A (a_1, a_2, a_3), B (b_1, b_2, b_3) y C sean:

$$A : 1. ; \quad B : r ; C : 0.$$

El valor de r está comprendido entre infinito y menos infinito. La variación en los valores de r produce modificaciones en las direcciones de las estrías sobre los planos de falla en un intervalo de 180° . Para cualquier estría real existe un valor de r que produciría

una estría teórica paralela cuyo sentido puede ser el mismo o el opuesto (fig. 2.18.).

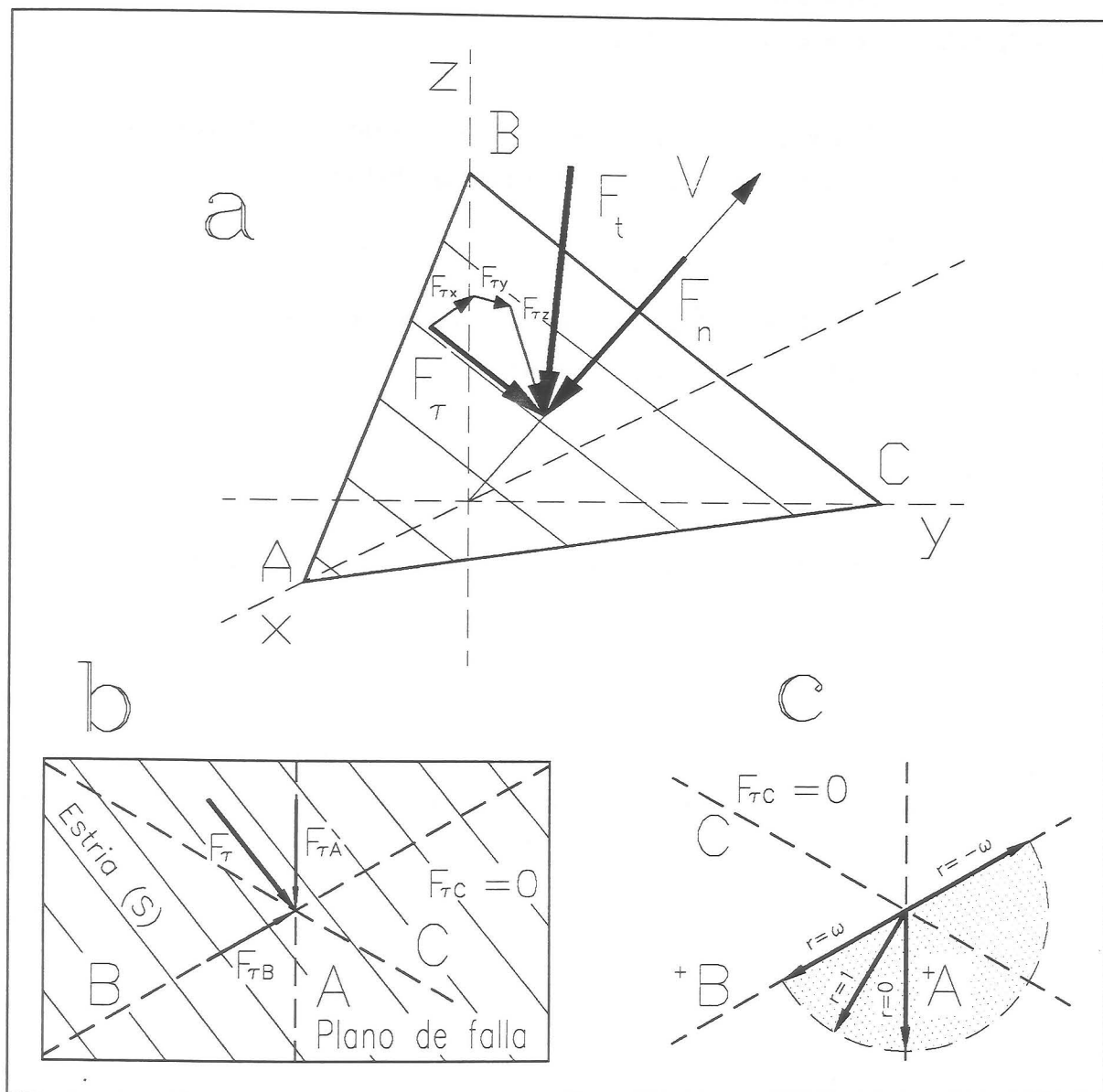


Fig. 2.18. Deducción de la posición de la estría teórica sobre un plano de falla. a: Relación entre la posición del plano y las fuerzas que actúan sobre él. V , vector director del plano; F_t , fuerza total; F_n , fuerza normal; F_v , fuerza de cizalla. b: Posición de la estría teórica (S) paralela a F_v , a partir de las fuerzas de cizalla correspondientes a las direcciones de los ejes A ($F_{\tau A}$) y B ($F_{\tau B}$). A , B y C , proyección de los ejes A, B y C sobre el plano de falla V . c: Estrías teóricas en un abanico de 180° sobre el plano de falla V para diferentes valores de r (A:1, B: r , C:0).

La fuerza total que ejerce cada esfuerzo principal (F_{At} , F_{Bt}) sobre un plano de falla

inclinado de superficie unitaria (fig. 2.18.) cuyo vector director es $V (v_1, v_2, v_3)$ es:

$$F_t = \text{esfuerzo} \cdot \text{superficie} = F_{At} + F_{Bt}$$

$$F_{At} = 1 \cdot A \cdot (1 \cdot \cos(\text{ángulo } AV)) = A \cdot (A \cdot V) = A \cdot (a_1 \cdot v_1 + a_2 \cdot v_2 + a_3 \cdot v_3) \quad F_{Bt} = r \cdot B \cdot (1 \cdot \cos(\text{ángulo } BV)) = R \cdot B \cdot (B \cdot V) = r \cdot B \cdot (b_1 \cdot v_1 + b_2 \cdot v_2 + b_3 \cdot v_3)$$

La fuerza de la componente F_{Bt} es igual a la que existe en la dirección del eje B cuando $F_{Bt} = 1$; (F_{Bt}') multiplicada por su verdadera magnitud (r).

$$F_{Bt} = F_{Bt}' \cdot r$$

La fuerza de cizalla (τ_A, τ_B) es el resultado de restar a la fuerza total ejercida sobre el plano de falla la fuerza normal al mismo.

$$\tau_A = F_{At} - ((F_{At} \cdot V) \cdot V)$$

$$\tau_B = F_{Bt} - ((F_{Bt} \cdot V) \cdot V)$$

τ_B se puede descomponer a su vez en la fuerza de cizalla que se produciría sobre el plano de falla cuando $F_{Bt} = 1$; (τ_B') multiplicada por su verdadera magnitud (r).

$$\tau_B = \tau_B' \cdot r$$

La posición de la estría que se forma sobre el plano de falla es paralela al máximo esfuerzo de cizalla (τ) que se obtiene de sumar las componentes que provienen de los esfuerzos en la dirección de A y de B.

$$\tau = \tau_A + \tau_B$$

Las componentes rectangulares de τ (τ_l, τ_m, τ_n) en el sistema de referencia son:

$$\tau_l = \tau_{Al} + \tau_{Bl}' \cdot r$$

$$\tau_m = \tau_{Am} + \tau_{Bm}' \cdot r$$

$$\tau_n = \tau_{An} + \tau_{Bn}' \cdot r$$

La estría teórica (S) está representada por un vector unitario paralelo a τ y se obtiene de dividir a éste por su módulo ($|\tau|$).

$$S = \frac{\tau}{(|\tau|)}$$

El módulo de τ se calcula mediante la siguiente expresión:

$$|\tau| = (\tau_{12} + \tau_{m2} + \tau_{n2})^{1/2} =$$

$$= ((\tau_{A1} + \tau_{B1}' \cdot r)^2 + (\tau_{Am} + \tau_{Bm}' \cdot r)^2 + (\tau_{An} + \tau_{Bn}' \cdot r)^2)^{1/2}$$

en la que todos los términos son conocidos excepto el valor de r .

El problema directo de cálculo de la posición de la estría teórica (S) sobre un plano de falla se resuelve si se hace coincidir el eje A con σ_1 , el eje B con σ_2 y el eje C con σ_3 ($\sigma_1 \geq \sigma_2 \geq \sigma_3$). El valor de la razón áxica (R), que en este trabajo está comprendido siempre entre 0 y 1, se hace coincidir con r .

Sin embargo, el problema que se plantea es distinto. El ángulo entre la dirección de τ y la de la estría real E (e_1, e_m, e_n) ha de ser igual al error máximo admitido (ϵ ; $\epsilon = 15^\circ$). Si se realiza el producto escalar $\tau \cdot E$ se obtiene:

$$\tau \cdot E = (e_1 \cdot \tau_{A1} + e_m \cdot \tau_{Am} + e_n \cdot \tau_{An}) + (e_1 \cdot \tau_{B1}' + e_m \cdot \tau_{Bm}' + e_n \cdot \tau_{Bn}') \cdot r$$

$$\tau \cdot E = |\tau| \cdot \cos(\text{ángulo } \tau \cdot E) = |\tau| \cdot \cos(\epsilon) = (\tau_{12} + \tau_{m2} + \tau_{n2})^{1/2} \cdot \cos(\epsilon);$$

De las expresiones anteriores se deduce que:

$$\cos^2(\epsilon) = \frac{((e_1 \cdot \tau_{A1} + e_m \cdot \tau_{Am} + e_n \cdot \tau_{An}) + (e_1 \cdot \tau_{B1}' + e_m \cdot \tau_{Bm}' + e_n \cdot \tau_{Bn}') \cdot r)^2}{(\tau_{A1} + \tau_{B1}' \cdot r)^2 + (\tau_{Am} + \tau_{Bm}' \cdot r)^2 + (\tau_{An} + \tau_{Bn}' \cdot r)^2}$$

En la ecuación anterior se conocen todos sus términos excepto r . Mediante el desarrollo de dicha expresión se obtiene una ecuación de segundo grado que permite calcular r . r tiene dos valores que corresponden a las dos estrías teóricas sobre el plano de falla que forman 15° con la estría real. Ambas están comprendidas en el sector circular de 180° determinado por la posición de la proyección de los ejes del elipsoide de esfuerzos sobre el plano de falla (fig. 2.18.C.). Las estrías que tienen las mismas direcciones pero sentidos opuestos, corresponden a los elipsoides de esfuerzos conjugados de los obtenidos mediante la ecuación anterior. Dos elipsoides de esfuerzos son conjugados cuando forman estrías con la misma dirección para todos los planos de falla pero cuyos sentidos son

opuestos. Dos elipsoides conjugados tienen las mismas direcciones de los ejes pero los esfuerzos σ_1 y σ_3 están permutados entre sí y sus razones áxicas son complementarias ($R' = 1 - R$).

A continuación se hace el conteo para conocer los valores de la razón áxica y correspondencia de ejes más frecuentes. Para ello se utilizan unos contadores cada uno de los cuales representa una correspondencia de los ejes con los esfuerzos principales y un valor de la razón áxica. El espaciado máximo entre dos valores consecutivos es inferior al ancho de red de razón áxica (habitualmente 0.01).

En la práctica se reduce el tiempo de cálculo si en lugar de aumentar el valor de todos los contadores que están incluidos en el intervalo de razones áxicas de cada estría, se indican sólo las variaciones en el número de las medidas asignadas. Se suma al contador del límite inferior del intervalo $+1$ y al del límite superior -1 . El número de medidas asignadas es igual a la sumatoria de todos los contadores anteriores al del intervalo y el del propio intervalo.

Para cada posición de ejes se determina si existen algunas razones áxicas que asignen un número mayor de medidas que el estado de esfuerzos que pudiera haber sido seleccionado previamente. En caso afirmativo, se calcula la sumatoria de los ángulos entre las estrías teórica y real de todas las fallas asignadas provisionalmente a los estados de esfuerzos que cumplan la primera condición. Para calcular la posición de la estría teórica se utilizan las ecuaciones que han sido desarrolladas anteriormente. Se escoge aquel estado de esfuerzos en el que el valor de la sumatoria sea mínimo (segunda condición).

Una vez agotadas todas las posibles combinaciones de la red de búsqueda se selecciona aquel estado de esfuerzos que mejor cumple las dos condiciones de ajuste. Dicho estado de esfuerzos corresponde a una etapa de fallamiento.

Es necesario comprobar si la solución obtenida es la única posible con los datos que han sido asignados. Una estría sobre un plano de falla puede estar formada por infinitos estados de esfuerzos. El sistema de ecuaciones de Carey (1.974) planteado de forma inversa permite calcular a partir de cuatro planos y estrías de falla el tensor de esfuerzos siempre que las medidas sean distintas e independientes entre sí. Las medidas que se utilizan para

el cálculo de los estados de esfuerzos no están duplicadas ya que existe un filtro previo que detecta las medidas semejantes, sin embargo unas pueden ser combinaciones lineales de otras. Para conocer si hay otros estados de esfuerzos que puedan formar la misma disposición geométrica de las fallas es necesario plantear el sistema de ecuaciones para cada grupo de cuatro medidas asignadas. Son ecuaciones lineales que se pueden resolver por triangulación. Se puede saber si el sistema es determinado o indeterminado mediante los coeficientes que se obtienen en la última línea de la triangulación. Si el rango de la matriz asociada al sistema de ecuaciones es igual al número de incógnitas el sistema es determinado. Si todos los coeficientes que corresponden a la última línea se igualan a 0 quiere decir que la última ecuación es una combinación lineal de las anteriores. El rango de la matriz es menor que el número de incógnitas y el sistema es indeterminado. Si el sistema de ecuaciones es indeterminado para todos los grupos de cuatro planos y estrías de falla, la solución obtenida es un estado de esfuerzos posible que pertenece a una familia de soluciones. En tales casos el programa ELIPSOID graba en el fichero de resultados (SALIDA.E) un mensaje que advierte de esta circunstancia (fig. 2.19.).

```
=== EL ELIPSOIDE ASIGNADO DURANTE EL CALCULO ES UNA POSIBLE SOLUCION  
=== EL SISTEMA ES INDETERMINADO Y PERMITE UNA FAMILIA DE SOLUCIONES
```

Fig. 2.19. Mensaje que indica que el estado de esfuerzos no es el único posible.

A continuación se cuentan los datos que aún no han sido asignados a ninguna etapa de fallamiento. Si son más de cuatro pueden definir un nuevo estado de esfuerzos. En ese caso se comenzará de nuevo el proceso de selección.

El grado de ajuste de un estado de esfuerzos a un conjunto de medidas así como la correspondencia entre el modelo teórico y la situación real se puede comprobar de diversas formas:

1) Histograma del ángulo entre las estrías teóricas y reales frente al porcentaje respecto al intervalo con mayor número de datos. Las medidas que se utilizan para construir el histograma son las que se han usado para el cálculo de cada elipsoide de esfuerzos. Este diagrama expresa el error de ajuste de las estrías. He preferido utilizar el porcentaje respecto al intervalo del histograma con mayor número de datos en lugar del número de datos ya que de esta forma se consigue homogeneizar las dimensiones del

diagrama para todos los casos. Cuando las fallas son de régimen conocido y seguro y el ajuste es perfecto, las estrías teóricas y reales son paralelas y su ángulo es de 0°. El histograma tendrá un máximo en el extremo izquierdo que corresponde a ángulos de 0° (fig. 2.20.). El programa ELIPSOID graba el resultado en el fichero SALIDA.H.

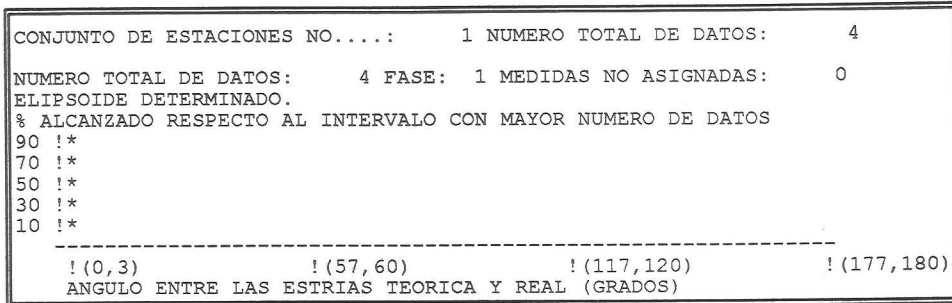


Fig. 2.20. Histograma de ajuste de un elipsoide de esfuerzos. Angulo entre las estrías teórica y real frente al porcentaje respecto al intervalo con mayor número de datos. Obsérvese que el ajuste es perfecto y existe un sólo máximo en el extremo izquierdo del histograma. El régimen de las fallas ha sido determinado mediante criterios seguros.

Si el régimen de las fallas es desconocido o probable y las estrías teóricas y reales son paralelas entre si, el ángulo que forman puede ser de 0° si se considera que tienen el mismo sentido, o de 180° si su sentido fuese opuesto. El histograma correspondiente tiene dos máximos en sus dos extremos (fig. 2.21.).

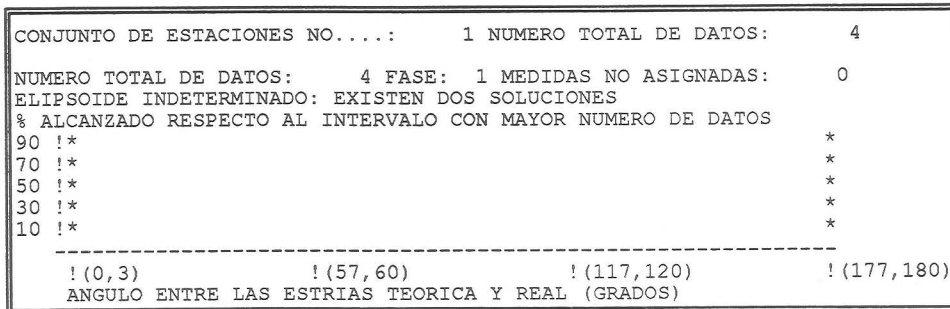


Fig. 2.21. Histograma de ajuste de un elipsoide de esfuerzos. Angulo entre las estrías teórica y real frente al porcentaje respecto al intervalo con mayor número de datos. Obsérvese que aunque el ajuste es perfecto aparecen dos máximos en los extremos del histograma ya que no se conoce el régimen de movimiento de las fallas o este ha sido determinado por criterios estadísticos.

2) Diagramas de densidad en proyección equiareal de los polos de los planos y de las estrías de falla. Estas representaciones permiten observar el grado de dispersión en las direcciones de los elementos que constituyen las fallas. El modelo real es más parecido al modelo teórico cuanto mayor sea la dispersión en las orientaciones de los

planos de falla.

3) Posición de los planos de falla respecto a las orientaciones teóricas de ruptura. Algunos procedimientos (Etchecopar, 1.984) representan sobre los diagramas de Mohr de cada estado de esfuerzos los planos de falla. De esta forma se puede estimar si las fallas que se asocian a un estado de esfuerzos están próximas a la envolvente de ruptura y por lo tanto si el ajuste es correcto.

Este tipo de cálculo se basa en las estimaciones de las características mecánicas de las rocas en profundidad ya que su comportamiento es prácticamente independiente de la litología. La posición y características de la envolvente de ruptura dependen de la cohesión y de la fricción de la roca. En profundidad, los esfuerzos a los que está sometida tienen unas magnitudes muy superiores al valor de su cohesión por lo que su influencia es muy escasa. Para la mayor parte de rocas excepto para las arcillas (Byerlee, 1.978) el valor de la fricción es también constante. En niveles superficiales las rugosidades de los planos de falla y la cohesión de la roca tienen mayor incidencia en el comportamiento mecánico.

Sin embargo, aunque los círculos de Mohr indiquen que un plano de falla no haya funcionado en un determinado estado de esfuerzos, no significa que en la realidad no se haya producido desplazamiento a lo largo de él. Esto se debe a que:

-en la mayor parte de las ocasiones no se tiene conocimiento de la profundidad a la que se han producido las fallas. Si no existe ninguna indicación sobre la paleopresión es arriesgado utilizar el círculo de Mohr pues no se sabe donde se sitúa la envolvente de ruptura.

-aunque las fallas se hayan producido en profundidad no se puede conocer la fricción porque normalmente se forman harinas de falla que tienen un comportamiento mecánico semejante al de las arcillas.

En cualquier caso, para que se produzca movimiento es necesario que existan esfuerzos de cizalla sobre el plano de discontinuidad. La componente de cizalla en los planos principales del elipsoide de esfuerzos es cero. Por lo tanto es imposible teóricamente que se produzcan desplazamientos sobre planos paralelos a los planos principales del elipsoide de esfuerzos.

El programa ELIPSOID no representa los planos de falla en el diagrama de Mohr. No obstante advierte mediante el mensaje que aparece en la fig. 2.22. que un plano de falla determinado es subparalelo ($\pm 5^\circ$) a uno de los planos principales del elipsoide de esfuerzos.

PLANO: 18 ANGULO: 4.5 CON EL PLANO PRINCIPAL PERPENDICULAR AL EJE: C

Fig. 2.22. Aviso de que un plano de falla es subparalelo a uno de los planos principales del elipsoide de esfuerzos. Fichero ESTADO.E.

A continuación se determina el carácter de cada estado de esfuerzos así como la asignación de cada medida a las fases de fallamiento calculadas. Las medidas pueden ser compatibles con una o varias fases de fallamiento. El programa ELIPSOID comprueba la compatibilidad de todas las medidas con todos los estados de esfuerzos calculados. Aunque las estrías se asignen en primer lugar a la fase con mayor representación, pueden pertenecer a cualquiera de las fases señaladas.

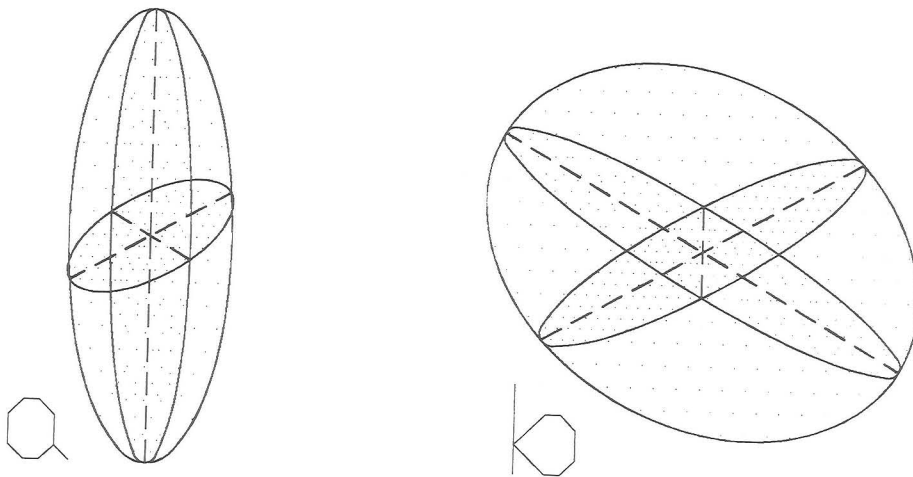


Fig. 2.23. Ejemplo de elipsoides de esfuerzos conjugados. Son coaxiales, con permutación de σ_1 y σ_3 , y con razones áxicas conjugadas ($R = 1. - R'$).

Los estados de esfuerzos están definidos de diferente forma dependiendo de las características de las medidas que se les asignan. Si el estado de esfuerzos ha sido calculado a partir de fallas de régimen desconocido, el estado de esfuerzos está indeterminado. En el histograma de ajuste aparece un mensaje de advertencia. Existen dos posibilidades que corresponden a dos elipsoides de esfuerzos conjugados (fig. 2.23.). Las medidas de las fallas de la propia estación no determinan cuál de las dos posibilidades es la real. Si se utilizan conjuntamente otros datos de microtectónica (estilolitos, diaclasas de tensión, etc.) o se establece una correlación con estaciones próximas, se puede determinar la opción real.

Es posible calcular el estado de esfuerzos sin conocer los sentidos de movimiento de las fallas, aunque con la indeterminación antes mencionada. A cada elipsoide de esfuerzos le corresponde una disposición determinada y única de las estrías en el espacio (fig. 2.17.) que permite identificarlo. Si no se ha observado el sentido de movimiento, cada estría está representada por una recta en el espacio. El ajuste sólo tiene en cuenta el paralelismo entre las rectas reales y las teóricas.

Cuando se conoce el régimen de las estrías de falla se puede determinar cual de los dos posibles elipsoides de esfuerzos es el real. El estado de esfuerzos real es el que explica más estrías compatibles con sentido seguro. Cuando existe alguna estría con sentido opuesto el elipsoide de esfuerzos se califica de *posible*. Si el número es el mismo para ambos sentidos se grabará un mensaje en el fichero que contiene los resultados advirtiendo el problema. Si todas las fallas cuyo régimen es conocido tienen sentido probable, se procede del mismo modo. En este caso el resultado ofrecerá los dos estados de esfuerzo conjugados aunque indicará cuál es el más probable. Si los sentidos de movimiento de todas las estrías teóricas coinciden con los sugeridos, el elipsoide se considera que es *muy probable*.

Se comprueba además la asignación de todas las medidas, se hayan utilizado o no durante el cálculo. El ángulo entre las estrías teórica y real se determina mediante el producto escalar de los vectores que las representan.

Cuando el régimen de una estría de falla se ha establecido mediante criterios seguros y las estrías teóricas y reales son subparalelas (desviación máxima de 15°) y tienen

el mismo sentido para todos los estados de esfuerzos, se confirma el carácter *seguro*. Si existen sentidos opuestos se designa como *posible*. En el caso de que todos los sentidos sean opuestos aparece el mensaje: *permutación?:revisar*. Este problema puede presentarse cuando existen permutaciones de los esfuerzos, es decir, en los casos en los que los dos posibles estados de esfuerzos conjugados hayan actuado realmente. Si hay un número suficiente de medidas correspondientes a cada uno de ellos el programa los determina adecuadamente.

Cuando el régimen de una estría ha sido establecido por medio de criterios estadísticos, la calidad de la asignación del sentido se expresa de la siguiente forma: si todas las estrías teóricas tienen el mismo sentido que las reales el régimen de las fallas es *muy probable*; si más de la mitad de los sentidos coinciden, el régimen es *probable*; si el número de casos es similar, el régimen se califica de *equiprobable*; si al menos hay algún sentido que coincida el régimen es *posible*; si no coincide ningún sentido aparecerá el mensaje *improbable: revisar*.

En aquellos casos en los que el régimen no haya podido ser observado y se asignen los datos a uno o a varios elipsoides de esfuerzos determinados, se puede establecer el régimen teórico de movimiento en la falla. Se calificará de *muy probable* si es el mismo para todos; *probable* si existe algún sentido teórico opuesto; *equiprobable* si el número de sentidos teóricos opuestos es el mismo.

-LIMITACIONES DEL MÉTODO.

Los métodos de determinación de estados de esfuerzos a partir de fallas funcionan correctamente siempre que el modelo teórico coincida con la situación real. A priori nunca se puede establecer esta correspondencia. Después de aplicar el método se debe revisar la calidad de los ajustes de los estados de esfuerzos.

La primera limitación es si es lícito calcular esfuerzos a partir de la observación de deformaciones. Las deformaciones son el resultado de los paleoesfuerzos. El elipsoide de deformación sólo se puede calcular (Angelier, 1.975) en situaciones excepcionales pues no se puede conocer el salto de cada microfalla. La relación fundamental entre el elipsoide

de esfuerzos y el de deformación, utilizada por casi todos los métodos, es el principio de Bott (1.959). Siempre que no existan deformaciones dúctiles permanentes, la estría ha de ser paralela a la dirección del esfuerzo máximo de cizalla sobre el plano de falla. Esta es la única consideración que se utiliza para relacionar los esfuerzos y las deformaciones. Sólo permite calcular la razón áxica y la orientación del elipsoide desviatorio de esfuerzos. La relación entre los tensores de esfuerzo y deformación reales es compleja y no se puede establecer ya que intervienen las características mecánicas del material que son desconocidas. El procedimiento propuesto es independiente de la litología y de las características mecánicas de la roca.

La segunda limitación proviene de las características de los afloramientos y de la complejidad tectónica del área estudiada. Aunque es aconsejable utilizar estrías con sentido conocido ya que se reducen las posibilidades de error, habitualmente el porcentaje de estrías en las que se conoce su régimen es muy bajo. Además los planos de falla no son perfectos sino que son habitualmente superficies alabeadas. Las estrías también suelen ser ligeramente curvas. Todas estas diferencias entre el modelo teórico y la situación real aumentan el error en las determinaciones hasta hacerlas inviables en casos extremos.

La tercera limitación viene dada por el número mínimo de fallas que son necesarias para poder caracterizar un estado de esfuerzos. He podido comprobar empíricamente que se necesitan entre diez y quince estrías de cada etapa de fallamiento. Esta cifra coincide con la señalada por Etchecopar (1.984).

La cuarta es que el método diferencia las fases de fallamiento por orden de abundancia de datos pero no por su cronología. Generalmente se determinan en primer lugar los paleoesfuerzos que corresponden a los últimos desplazamientos sobre las superficies de falla ya que son los más abundantes porque pueden borrar los movimientos previos. Para establecer cual es el orden de superposición es necesario estudiar la relación entre las estrías de los planos de falla. La cronología y la superposición se determina a partir de las edades de los materiales afectados por cada una de las etapas de fallamiento.

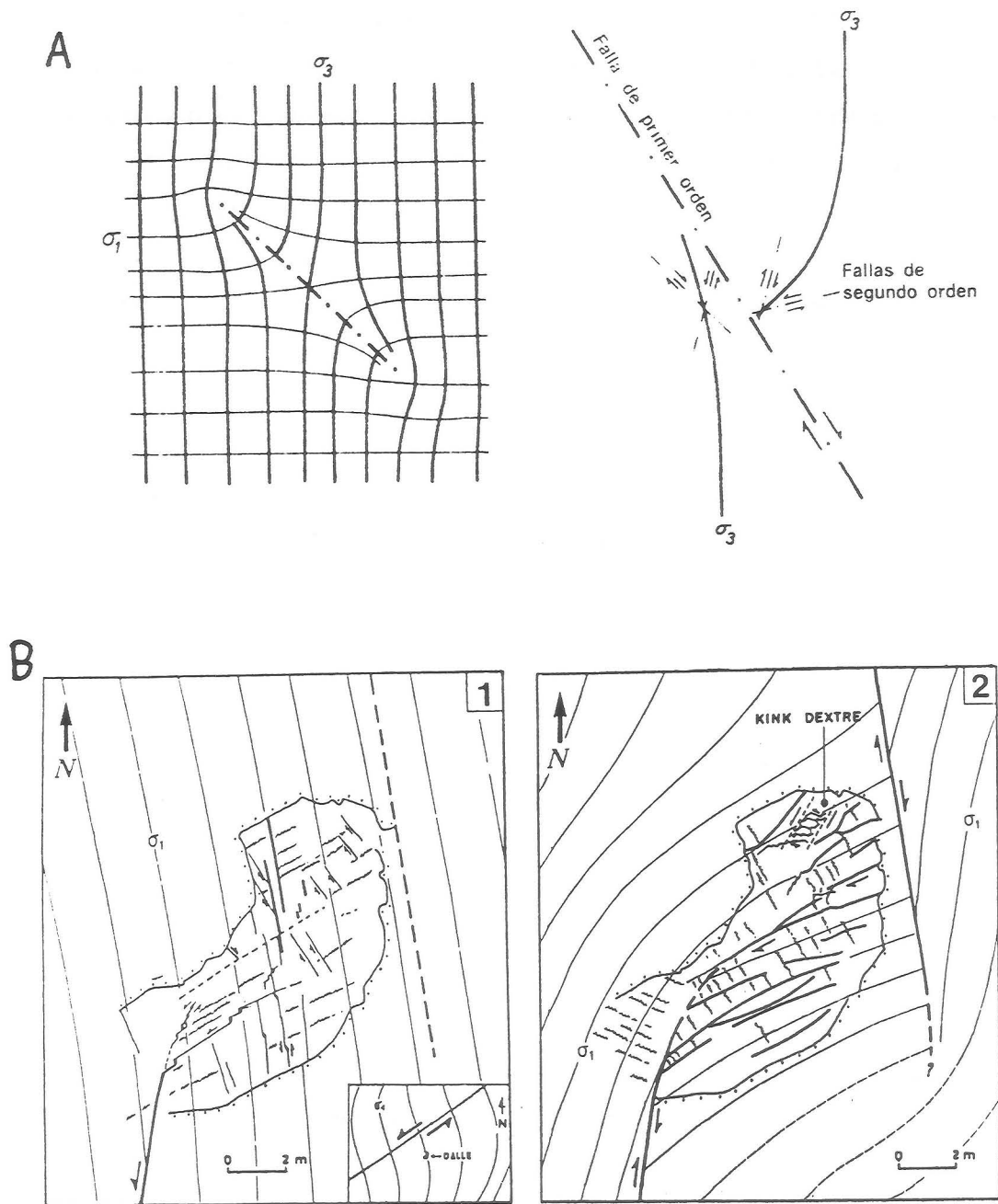


Fig. 2.24. Perturbaciones de los esfuerzos. A: Trayectorias de los esfuerzos en el extremo de una falla neoformada (Tomado de Ramsay, 1.977). B: Superposición de estructuras frágiles a ambos lados de una falla en zonas de relevo (Ritz, 1.986).

La quinta limitación consiste en que todos los métodos cuantifican el estado de esfuerzos o de deformación a la escala de una estación de observación. Cuando se realizan varias estaciones en una zona se puede intentar establecer las trayectorias de los

paleoesfuerzos. Sin embargo aún no se ha resuelto satisfactoriamente el problema de la correlación y estimación de los paleoesfuerzos en un punto intermedio entre dos conocidos. Los procedimientos que se usan actualmente (Simón Gómez, 1.984; Philip, 1.987; De Vicente, 1.988) utilizan sólo los ejes de la elipse de deformación en el plano horizontal aunque el estado de esfuerzos está representado por un elipsoide tridimensional. Esta aproximación es válida sólo cuando el campo de esfuerzos es superficial.

La sexta limitación consiste en las perturbaciones locales del esfuerzo de escala menor que la estación de observación. Los campos de esfuerzo pueden considerarse a distintas escalas (campos cercanos, medios y lejanos ; Hancock et al., 1.987). Si la perturbación de los esfuerzos fuese de mayor tamaño que la estación de medida, este procedimiento se podría utilizar precisamente para su estudio. Sin embargo cuando las perturbaciones son de menor tamaño no se cumple el principio del modelo teórico ya que el estado de esfuerzos en el que se mueven todas las fallas no es el mismo. Estos casos se pueden detectar porque el ajuste de los estados de esfuerzos a las medidas es deficiente.

Las perturbaciones de los campos de esfuerzos se producen sobre todo en las terminaciones de las fallas neoformadas (fig. 2.24.). Son muy interesantes los trabajos de Chinnery (1.966), Ramsay, (1.977), Taha (1.986) y Ritz (1.986) quienes muestran como pueden variar la dirección de los paleoesfuerzos e incluso el número de fases superpuestas en cada punto en afloramientos de pocos metros cuadrados de extensión (fig. 2.24.).

Finalmente, las fallas son deformaciones frágiles que permiten relajar los esfuerzos. Las estrías no reflejan el estado de esfuerzos inicial sino el que existe durante el propio funcionamiento de la falla (Hancock, 1.985). La relajación de parte del esfuerzo por una falla supone una variación de las características del campo de esfuerzos en toda su zona de influencia. Si todas las fallas no se mueven simultáneamente es difícil suponer que el estado de esfuerzos permanezca constante en todo el cuerpo. Sin embargo cuando las estrías de la falla son rectas quiere decir que el estado de esfuerzos ha debido ser constante durante todo el movimiento. El modelo teórico inicial puede utilizar fallas con cualquier orientación. Sin embargo el resultado es mejor cuando el cuerpo está fracturado previamente en numerosas direcciones y dichas fracturas funcionan durante la aplicación de los esfuerzos. Si el cuerpo está fracturado previamente en las direcciones apropiadas es difícil que se creen fallas nuevas y por lo tanto las desviaciones que se produzcan en el

campo de esfuerzos general serán de menor entidad. En los materiales ya fracturados, precisamente en los que mejor se pueden aplicar este tipo de métodos, los valores de la cohesión y la fricción antes del movimiento, durante y después del movimiento son más próximos entre si que en el caso de las fallas neoformadas. En las fallas nuevas los coeficientes de fricción y cohesión iniciales son los internos de la roca y varían fuertemente cuando se produce la fractura. Una roca previamente fracturada soporta esfuerzos menores que una roca intacta. Si los esfuerzos en una roca fracturada ascienden ligeramente sobre el límite de estabilidad que puede soportar la roca se relajarán mediante el salto de sus fallas hasta alcanzar de nuevo los valores de ese límite sin perturbar excesivamente el campo de esfuerzos.

A pesar de todas las limitaciones expresadas anteriormente, con el método propuesto se obtienen generalmente resultados aceptables que son compatibles con los obtenidos del análisis de otras estructuras frágiles.

-EJEMPLO TEÓRICO DE DISTINCIÓN DE FASES DE FALLAMIENTO.

He calculado a partir de la ecuación de Bott (1.959) la estría teórica sobre diferentes planos de falla para tres razones áxicas (0.1; 0.5 y 0.91) con elipsoides de esfuerzos en los que los ejes son σ_1 : vertical; σ_2 : N-S, horizontal; σ_3 : E-W horizontal. Todas ellas son fallas normales. Las fallas teóricas correspondientes a cada estado de esfuerzos se consideran en estaciones distintas (estaciones 1, 2 y 3) y el cálculo final se realiza con el conjunto de las tres estaciones. La distinción tiene una dificultad máxima ya que los tres estados de esfuerzos son coaxiales y coinciden las direcciones de los tres esfuerzos principales. He considerado dos de las estrías sin sentido de movimiento para comprobar si se les asignaba un sentido de movimiento teórico correcto.

He utilizado una red de búsqueda de 2º para los ejes, incrementos de 0.01 para la razón áxica y un error máximo para la posición de la estría de 15º. Las figuras. 2.25. y 2.26. contienen los resultados obtenidos.

CONJUNTO DE ESTACIONES NO....:	1	NUMERO TOTAL DE DATOS:	50
NUMERO DE FASES:	3		
ELIPSOIDE DE ESFUERZOS NO...:	1	RELACION DE EJES	
DATOS ASIGNADOS:	32	[(E.MED-E.MIN)/(E.MAX-E.MIN)]	
E.MED DIR.....:	2. PL.: 0.		
E.MAX DIR.....:	0. PL.: 90.	.560	
E.MIN DIR.....:	272. PL.: 0.		
ELIPSOIDE DE ESFUERZOS NO...:	2	RELACION DE EJES	
DATOS ASIGNADOS:	18	[(E.MED-E.MIN)/(E.MAX-E.MIN)]	
E.MED DIR.....:	0. PL.: 0.		
E.MAX DIR.....:	0. PL.: 90.	.100	
E.MIN DIR.....:	90. PL.: 0.		
ELIPSOIDE DE ESFUERZOS NO...:	3	RELACION DE EJES	
DATOS ASIGNADOS:	18	[(E.MED-E.MIN)/(E.MAX-E.MIN)]	
E.MED DIR.....:	0. PL.: 0.		

E. MAX DIR.....: 0. PL.:90. .910
 E. MIN DIR.....:270. PL.: 0.

GRUPO DE DATOS N.: 1
 SECTOR: COMPROBACION.EF
 ESTACION N.: 2 GRUPO: 1 N. DATOS: 15

//PLANO// DIR.:DIRECCION; BUZ.:BUZAMIENTO; S-A:SENTIDO DE BUZAMIENTO
 , DIR. PLANO (D) O AZIMUT (A)
 //ESTRIA// M:TIPO DE MEDIDA(D-DIRECTA,A-AZIMUT,R-RAKE,I-INCLINACION)/
 /SM:SENTIDO DE MEDIDA/TM:TIPO DE MEDIDA
 (DS-DESPLAZAMIENTO DEL BLOQUE SUPERIOR,BH-BLOQUE HUNDIDO (SH-SUR),G-CASO GENERAL)
 D:DESPLAZAMIENTO(VERTICE O N-NORMAL,I-INVERSA,D-DEXTRA,S-SINISTRA)
 C:CERTEZA(P-PROBABLE,S-SEGURO)

DATO PLANO DE FALLA:					ESTRIA:							
NO.	NOE.	DIR.	BUZ.	S-A	NOE.	M	MAGNITUD	SM	TM	D	C	
1	1	.000	10.000	A	1	R	90.000	G	N	S	SENTIDO SEGURO	ELIPSOIDE/S: 123.
2	2	30.000	45.000	A	1	R	29.750	E			NOR.DEX.MUY PRO.	ELIPSOIDE/S: 3.
3	3	60.000	80.000	A	2	R	18.823	E	G	N	S SENTIDO SEGURO	ELIPSOIDE/S: 13.
4	4	90.000	60.000	A	3	R	90.000	G	N	S	SENTIDO SEGURO	ELIPSOIDE/S: 123.
5	5	120.000	30.000	A	4	R	59.535	E	G	N	S SENTIDO SEGURO	ELIPSOIDE/S: 13.
6	6	150.000	60.000	A	2	R	22.006	E			NOR.SIN.MUY PRO.	ELIPSOIDE/S: 3.
7	7	180.000	30.000	A	5	R	90.000	G	N	S	SENTIDO SEGURO	ELIPSOIDE/S: 123.
8	8	210.000	30.000	A	6	R	34.992	W	G	N	S SENTIDO SEGURO	ELIPSOIDE/S: 3.
9	9	210.000	80.000	A	7	R	7.990	W	G	N	S SENTIDO SEGURO	ELIPSOIDE/S: 13.
10	10	240.000	45.000	A	8	R	54.230	W	G	N	S SENTIDO SEGURO	ELIPSOIDE/S: 13.
11	11	270.000	80.000	A	9	R	90.000	G	N	S	SENTIDO SEGURO	ELIPSOIDE/S: 123.
12	12	300.000	10.000	A	10	R	62.648	W	G	N	S SENTIDO SEGURO	ELIPSOIDE/S: 13.
13	13	300.000	60.000	A	11	R	44.465	W	G	N	S SENTIDO SEGURO	ELIPSOIDE/S: 3.
14	14	330.000	10.000	A	12	R	38.520	W	G	N	S SENTIDO SEGURO	ELIPSOIDE/S: 3.
15	15	330.000	80.000	A	13	R	7.990	W	G	N	S SENTIDO SEGURO	ELIPSOIDE/S: 13.

GRUPO DE DATOS N.: 2
 SECTOR: COMPROBACION.EF
 ESTACION N.: 2 GRUPO: 2 N. DATOS: 15

//PLANO// DIR.:DIRECCION; BUZ.:BUZAMIENTO; S-A:SENTIDO DE BUZAMIENTO
 , DIR. PLANO (D) O AZIMUT (A)
 //ESTRIA// M:TIPO DE MEDIDA(D-DIRECTA,A-AZIMUT,R-RAKE,I-INCLINACION)/
 /SM:SENTIDO DE MEDIDA/TM:TIPO DE MEDIDA
 (DS-DESPLAZAMIENTO DEL BLOQUE SUPERIOR,BH-BLOQUE HUNDIDO (SH-SUR),G-CASO GENERAL)
 D:DESPLAZAMIENTO(VERTICE O N-NORMAL,I-INVERSA,D-DEXTRA,S-SINISTRA)
 C:CERTEZA(P-PROBABLE,S-SEGURO)

DATO PLANO DE FALLA:					ESTRIA:							
NO.	NOE.	DIR.	BUZ.	S-A	NOE.	M	MAGNITUD	SM	TM	D	C	
16	1	.000	10.000	A	1	R	90.000	G	N	S	SIMILAR A: 1	
17	2	330.000	80.000	A	2	R	74.913	W	G	N	S SENTIDO SEGURO	ELIPSOIDE/S: 2.
18	3	30.000	45.000	A	3	R	86.212	E	G	N	S SENTIDO SEGURO	ELIPSOIDE/S: 2.
19	4	60.000	80.000	A	4	R	75.654	E	G	N	S SENTIDO SEGURO	ELIPSOIDE/S: 2.
20	5	90.000	60.000	A	5	R	90.000	G	N	S	SIMILAR A: 4	
21	6	120.000	30.000	A	6	R	87.064	E	G	N	S SENTIDO SEGURO	ELIPSOIDE/S: 12.
22	7	150.000	60.000	A	7	R	84.651	E	G	N	S SENTIDO SEGURO	ELIPSOIDE/S: 2.

23	8	180.000	30.000	A	8	R	90.000	G	N	S	SIMILAR A:	7	
24	9	210.000	30.000	A	9	R	86.906	W	G	N	S SENTIDO SEGURO	ELIPSOIDE/S:	2.
25	10	210.000	80.000	A	10	R	74.913	W	G	N	S SENTIDO SEGURO	ELIPSOIDE/S:	2.
26	11	240.000	45.000	A	11	R	86.406	W	G	N	S SENTIDO SEGURO	ELIPSOIDE/S:	2.
27	12	270.000	80.000	A	12	R	90.000	G	N	S	SIMILAR A:	11	
28	13	300.000	10.000	A	13	R	87.418	W	G	N	S SENTIDO SEGURO	ELIPSOIDE/S:	12.
29	14	300.000	60.000	A	14	R	84.924	W	G	N	S SENTIDO SEGURO	ELIPSOIDE/S:	2.
30	15	330.000	10.000	A	15	R	87.279	W	G	N	S SENTIDO SEGURO	ELIPSOIDE/S:	2.

GRUPO DE DATOS N.: 3
SECTOR: COMPROBACION.EF
ESTACION N.: 2 GRUPO: 3 N. DATOS: 20

//PLANO// DIR.:DIRECCION; BUZ.:BUZAMIENTO; S-A:SENTIDO DE BUZAMIENTO
, DIR. PLANO (D) O AZINUT (A)
//ESTRIA// M-TIPO DE MEDIDA(D-DIRECTA,A-AZINUT,R-RAKE,I-INCLINACION)/
/SM:SENTIDO DE MEDIDA/TM:TIPO DE MEDIDA
(DS-DESPLAZAMIENTO DEL BLOQUE SUPERIOR,BH-BLOQUE HUNDIDO (SH-SUR),G-CASO GENERAL)
D:DESPLAZAMIENTO(VERTICE O N-NORMAL,I-INVERSA,D-DEXTRA,S-SINISTRA)
C:CERTEZA(P-PROBABLE,S-SEGURO)

DATO PLANO DE FALLA: ESTRIA:

NO.	NOE.	DIR.	BUZ.	S-A	NOE.	M	MAGNITUD	SM	TM	D	C		
31	1	30.000	10.000	A	1	R	70.620	E	G	N	S SENTIDO SEGURO	ELIPSOIDE/S:	1.
32	2	60.000	45.000	A	2	R	70.714	E	G	N	S SENTIDO SEGURO	ELIPSOIDE/S:	1.
33	3	120.000	80.000	A	3	R	35.061	E	G	N	S SENTIDO SEGURO	ELIPSOIDE/S:	1.
34	4	150.000	30.000	A	4	R	68.199	E	G	N	S SENTIDO SEGURO	ELIPSOIDE/S:	1.
35	5	210.000	45.000	A	5	R	63.900	W	G	N	S SENTIDO SEGURO	ELIPSOIDE/S:	1.
36	6	210.000	80.000	A	6	R	26.624	W	G	N	S SENTIDO SEGURO	ELIPSOIDE/S:	1.
37	7	300.000	30.000	A	7	R	74.055	W	G	N	S SENTIDO SEGURO	ELIPSOIDE/S:	123.
38	8	330.000	60.000	A	8	R	55.286	W	G	N	S SENTIDO SEGURO	ELIPSOIDE/S:	1.
39	9	30.000	30.000	A	9	R	68.199	E	G	N	S SENTIDO SEGURO	ELIPSOIDE/S:	1.
40	10	30.000	60.000	A	10	R	55.285	E	G	N	S SENTIDO SEGURO	ELIPSOIDE/S:	1.
41	11	60.000	10.000	A	11	R	75.896	E	G	N	S SENTIDO SEGURO	ELIPSOIDE/S:	123.
42	12	60.000	60.000	A	12	R	63.671	E	G	N	S SENTIDO SEGURO	ELIPSOIDE/S:	1.
43	13	120.000	45.000	A	13	R	70.714	E	G	N	S SENTIDO SEGURO	ELIPSOIDE/S:	1.
44	14	150.000	60.000	A	14	R	55.285	E	G	N	S SENTIDO SEGURO	ELIPSOIDE/S:	1.
45	15	150.000	80.000	A	15	R	26.624	E	G	N	S SENTIDO SEGURO	ELIPSOIDE/S:	1.
46	16	210.000	10.000	A	16	R	70.620	W	G	N	S SENTIDO SEGURO	ELIPSOIDE/S:	1.
47	17	240.000	30.000	A	17	R	74.055	W	G	N	S SENTIDO SEGURO	ELIPSOIDE/S:	123.
48	18	240.000	45.000	A	18	R	70.714	W	G	N	S SENTIDO SEGURO	ELIPSOIDE/S:	1.
49	19	300.000	60.000	A	19	R	63.671	W	G	N	S SENTIDO SEGURO	ELIPSOIDE/S:	1.
50	20	330.000	80.000	A	20	R	26.624	W	G	N	S SENTIDO SEGURO	ELIPSOIDE/S:	1.

Fig. 2.25. Resultados de la aplicación del método de diferenciación de fases de fallamiento a una mezcla de datos teóricos. Fichero de impresión SALIDA.E.

```

AMPLITUD MAX. DE LA RED (RAD.): .349067E-01
INTERVALOS DE R. AXICA: .100000E-01
DIVERGENCIA MAXIMA ESTRIA TEORICA/REAL (RAD.): .261799
-----
CONJUNTO DE ESTACIONES NO....:      1 NUMERO TOTAL DE DATOS:      50
NUMERO TOTAL DE DATOS:      50 FASE:  1 MEDIDAS NO ASIGNADAS:      14
ELIPSOIDE DETERMINADO
% ALCANZADO RESPECTO AL INTERVALO CON MAYOR NUMERO DE DATOS
90 ! *
70 ! *
50 ! **
30 ! ** *
10 ! ** * ** *      *
-----
!(0,3)      !(57,60)      !(117,120)      !(177,180)
ANGULO ENTRE LAS ESTRIAS TEORICA Y REAL (GRADOS)

NUMERO TOTAL DE DATOS:      50 FASE:  2 MEDIDAS NO ASIGNADAS:      5
ELIPSOIDE DETERMINADO
% ALCANZADO RESPECTO AL INTERVALO CON MAYOR NUMERO DE DATOS
90 ! *
70 ! *
50 ! *
30 ! *
10 ! *      * *** *      * *
-----
!(0,3)      !(57,60)      !(117,120)      !(177,180)
ANGULO ENTRE LAS ESTRIAS TEORICA Y REAL (GRADOS)

NUMERO TOTAL DE DATOS:      50 FASE:  3 MEDIDAS NO ASIGNADAS:      0
ELIPSOIDE DETERMINADO
% ALCANZADO RESPECTO AL INTERVALO CON MAYOR NUMERO DE DATOS
90 ! *
70 ! *
50 ! *
30 ! *      *
10 ! *      *
-----
!(0,3)      !(57,60)      !(117,120)      !(177,180)
ANGULO ENTRE LAS ESTRIAS TEORICA Y REAL (GRADOS)

```

Fig. 2.26. Resultados de la aplicación del método de diferenciación de fases de fallamiento a una mezcla de datos teóricos. Fichero de impresión ESTADO.E.

El método logra diferenciar correctamente las tres fases de fallamiento. Aunque las fases 2 y 3 se determinan exactamente, en la fase 1 el programa comete un pequeño desajuste en la posición de los ejes similar al ancho de red (2°). Ello se debe a las condiciones desfavorables en las que se realiza la diferenciación: los estados de esfuerzos son coaxiales, la deformación total es trifásica y la primera fase está representada sólo por el 40% de los datos. Si se repite el cálculo cambiando el error máximo admitido (ϵ) de 15° a 5° , el estado de esfuerzos obtenido es idéntico al teórico. El orden que sigue la diferenciación está marcado por la abundancia de las medidas de cada fase. La primera fase es la que corresponde a las medidas de la estación 3 ya que contiene 20 datos frente a los 15 de las estaciones 1 y 2. A continuación diferencia el estado de esfuerzos de la estación 2 porque aunque el número de medidas es el mismo que el de la estación 1, todas las medidas son seguras en la estación 2. Finalmente se establece el estado de esfuerzos de la estación 1, la menos representada.

Cada medida se puede asignar a uno o a varios elipsoides de esfuerzos. El resultado establece los elipsoides de esfuerzos con los que es compatible cada estría.

Para cada estría se compara y confirma la coincidencia entre los sentidos de movimiento teórico y el introducido para realizar el cálculo. Las estrías en las que no se conocía el sentido de movimiento estrías 2 y 6; estación 1; fig. 2.25.) se les asigna un sentido de movimiento teórico.

La detección de medidas similares localiza tres datos repetidos en la estación 1 y en la estación 2. Para el cálculo se utiliza sólo uno de cada dos datos duplicados.

Los histogramas de ajuste (fig. 2.26.) muestran que el ajuste es casi perfecto para el primer elipsoide de esfuerzos y perfecto para el segundo y el tercero. El máximo situado en el extremo derecho del tercer histograma representa a las estrías en las que se desconocía el sentido de movimiento.

Este ejemplo teórico muestra la viabilidad del procedimiento en la separación de fases de fallamiento.

-COMPARACIÓN CON OTROS MÉTODOS.

El modelo teórico sobre el que se basan la mayor de los procedimientos de determinación y diferenciación de los estados de esfuerzos es muy similar. Los resultados finales deben también ser próximos entre si aunque los procedimientos que utilizan para su determinación son ligeramente distintas.

Durante la realización de este trabajo he tenido ocasión de comparar los resultados obtenidos con el procedimiento propuesto y los de los métodos de Carey (1.974) y Etchecopar et al. (1.981). Ambos son los métodos numéricos de mayor difusión.

He utilizado el método de Carey (1.974) para comparar los resultados que se obtienen en las estaciones con una sola fase de deformación y en las que los sentidos de movimiento de todas las fallas eran conocidos. Aunque el planteamiento del método establece que no es necesario indicar todos los sentidos de movimiento en la determinación del tensor de esfuerzos, para ejecutar el programa que desarrolla el método si es imprescindible. No he estimado conveniente comparar casos de deformación polifásica ya que el principio en el que se basa la separación de fases propuesta por Carey (1.974) no siempre es válido. El procedimiento de separación de fases que propone se fundamenta en el estudio del histograma de ajuste entre las estrías teóricas y reales. Los máximos de dicho histograma representarían a las estrías de cada estado de esfuerzos. Sin embargo en casos polifásicos el resultado que se obtiene es el tensor de esfuerzos medio que intenta ajustar a todas las medidas. El tensor de esfuerzos medio no debe de corresponder con los tensores de esfuerzos de cada fase. Por otra parte las medidas de cada estado de esfuerzos no tienen porqué constituir un máximo en el histograma de ajuste de otro estado de esfuerzos distinto. Este hecho se comprueba en los histogramas de ajuste del ejemplo teórico de la figura 2.26.. Las medidas que corresponden al tercer estado de esfuerzos no forman ningún máximo en el histograma de ajuste del segundo estado de esfuerzos. La conclusión es que el método de Carey (1.974) no puede utilizarse para la separación de fases.

La fig. 2.27. contiene los resultados del análisis de varias poblaciones monofásicas de fallas con las dos técnicas. Aunque los resultados no son estrictamente los mismos, las diferencias son escasas y pueden deberse tanto al procedimiento de búsqueda del estado de esfuerzos óptimo como a las diferencias en la función de ajuste.

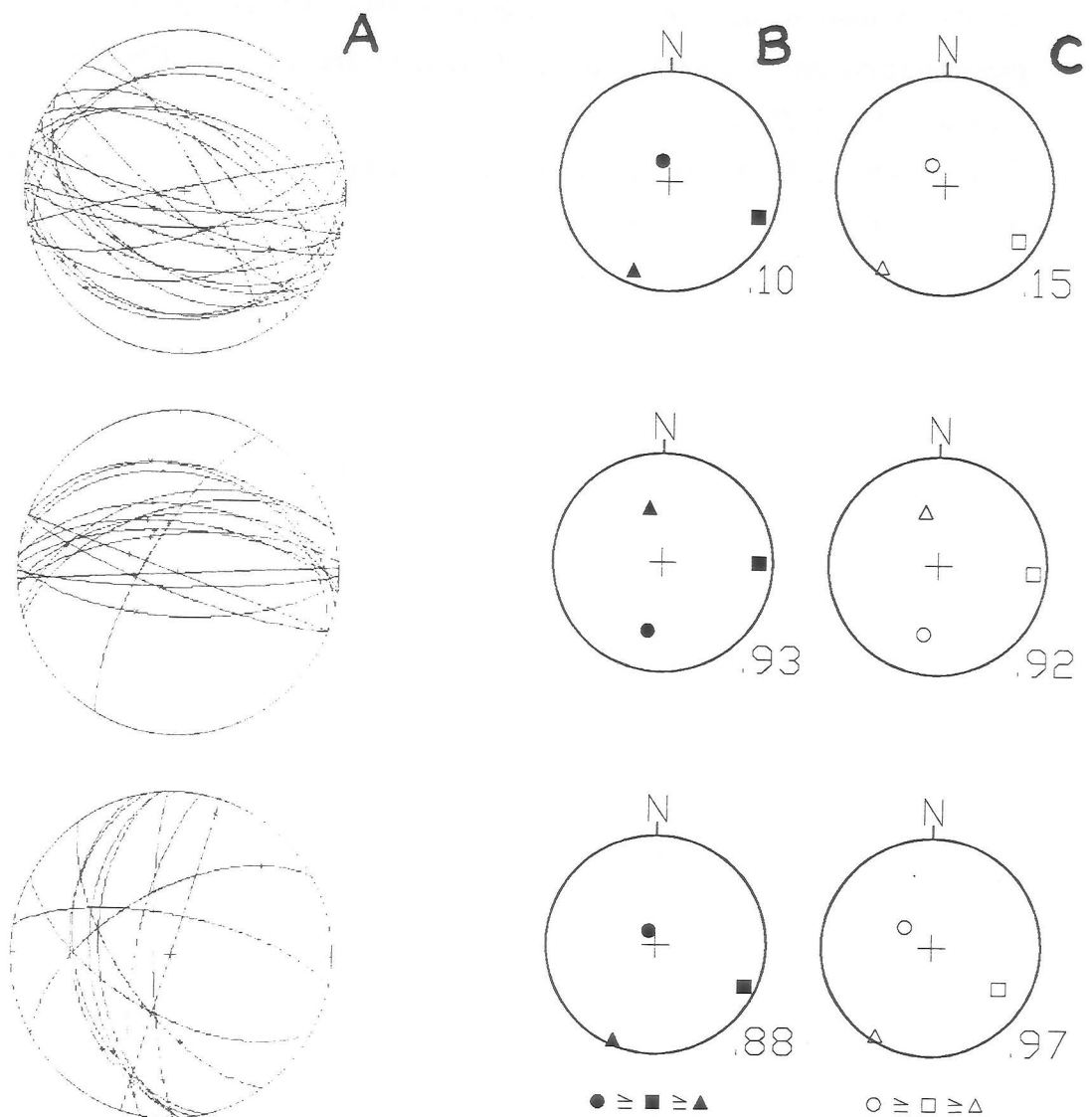


Fig. 2.27. Comparación de los resultados del tratamiento de tres poblaciones de fallas monofásicas mediante el método de Carey (1.974) y las redes de búsqueda. He considerado los sentidos probables que se obtienen con las redes de búsqueda como sentidos seguros para realizar la comparación. Se representa las orientaciones de los ejes de los elipsóides de esfuerzos y la razón áxica. A: Medidas. Fallas normales '+'; fallas inversas 'x'. Proyección equiareal, hemisferio inferior. B: resultados del método de Carey (1.974). C: resultados de las redes de búsqueda. R = razón áxica.

También he comparado los resultados que se obtienen mediante las redes de búsqueda y los del método de Etchecopar et al. (1.981) tanto para casos monofásicos como polifásicos. Las fuentes para realizar la comparación han sido tres:

- 1) las estaciones reales de las proximidades de Montpellier que estudian Etchecopar et al. (1.981) (fig. 2.28.).
- 2) los resultados que obtiene Guimerá (1.988) de la aplicación de dicho procedimiento en el enlace entre la Cordillera Ibérica y la Cordillera Costero Catalana. (fig. 2.29.).
- 3) la utilización del método en algunas de las estaciones de medida de microfallas del área estudiada (fig. 2.30.)

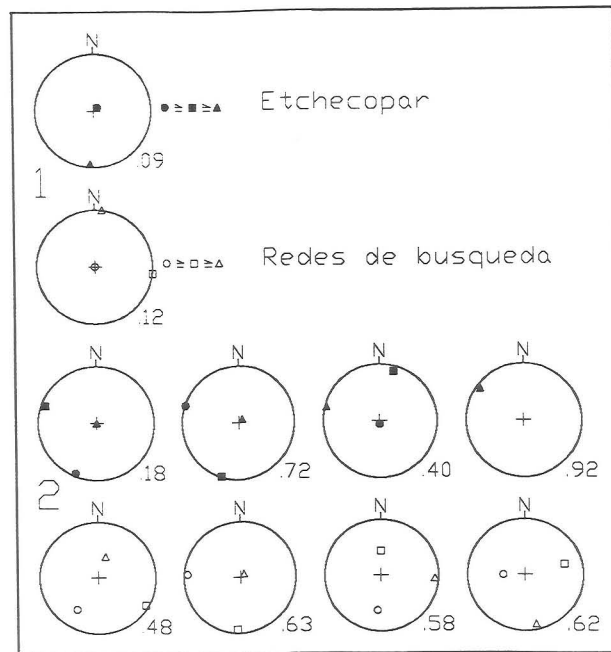


Fig. 2.28. Resultados del tratamiento de estaciones de campo estudiadas por Etchecopar et al., (1.981) y por las redes de búsqueda. Se representa la orientación de los ejes de los elipsóides de esfuerzos y su razón áxica. Proyección equiareal, hemisferio inferior. 1: Estación de Lodève. 2: Estación de Prades.

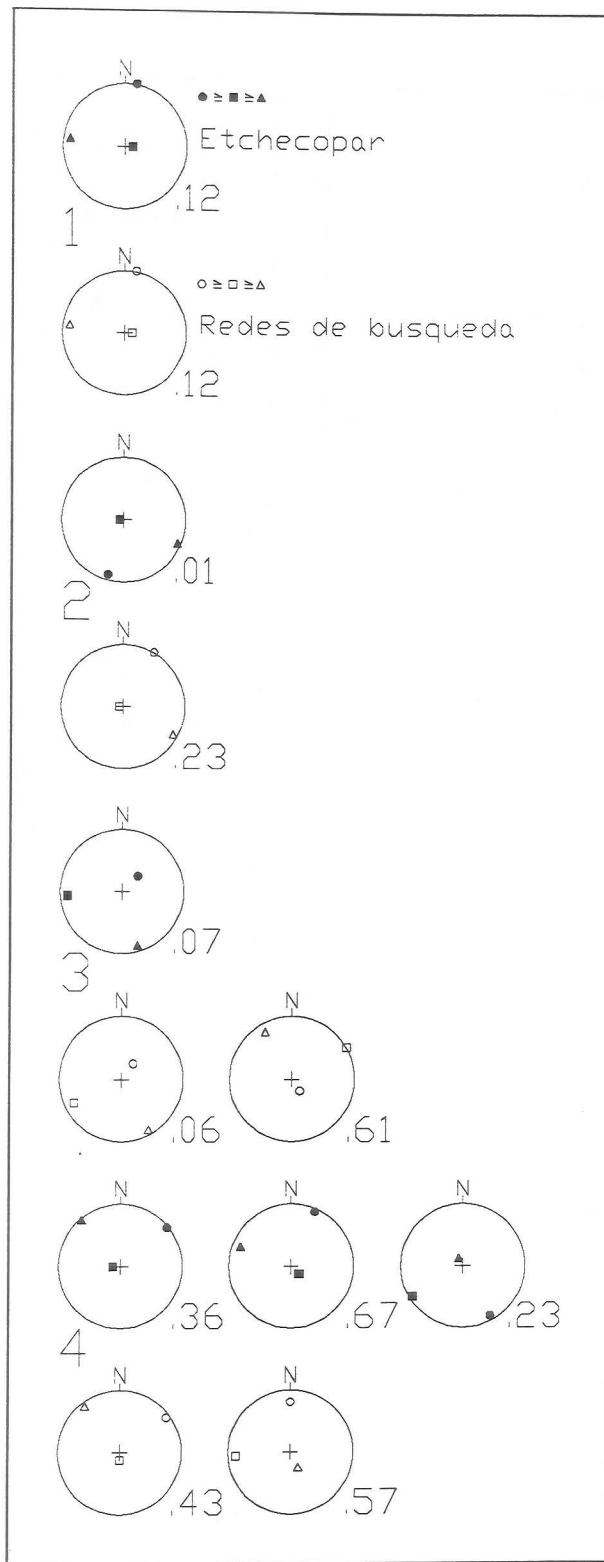


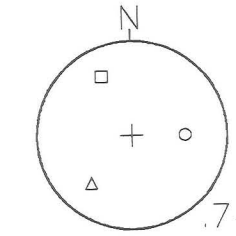
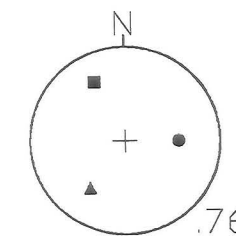
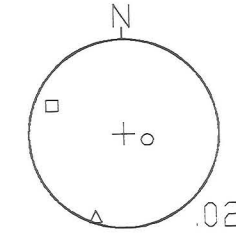
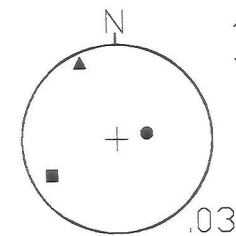
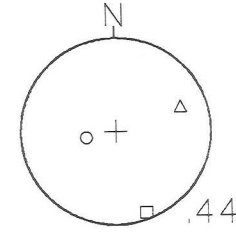
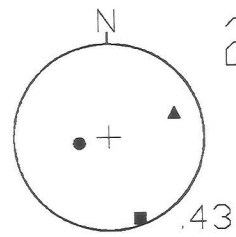
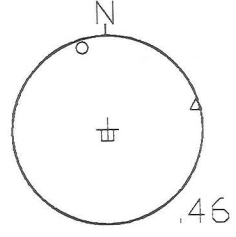
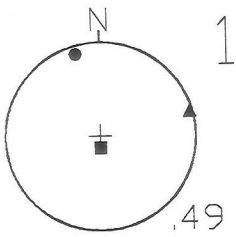
Fig. 2.29. Resultados del tratamiento de estaciones de microfallas estudiadas por Guimerá (1.988) mediante el método de Etchecopar et al., (1.981) y por las redes de búsqueda. Se representa la orientación de los ejes de los elipsóides de esfuerzos y su razón áxica. Proyección equiareal, hemisferio inferior. 1: Estación GB10.0; 2: Estación GCAT.124; 3: Estación GFC.125; 4: Estación GCAT.115.

Etchecopar

Redes de
Busqueda

● ≧ ■ ≧ ▲

○ ≧ □ ≧ △

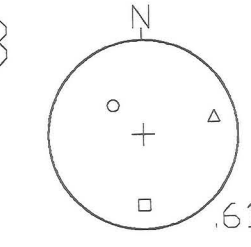
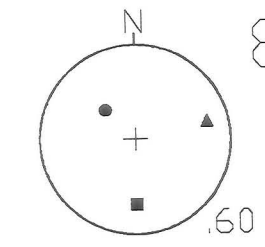
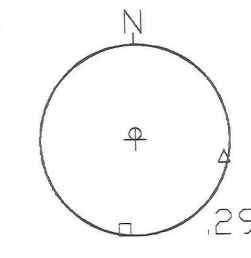
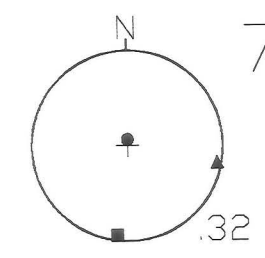
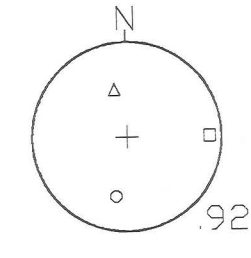
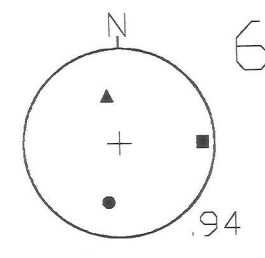
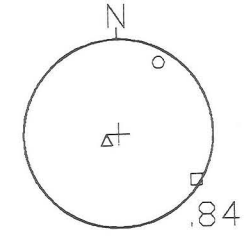
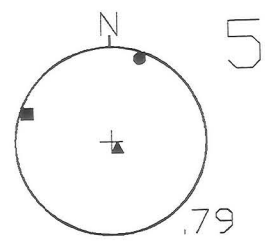


Etchecopar

Redes de
Busqueda

● ≧ ■ ≧ ▲

○ ≧ □ ≧ △



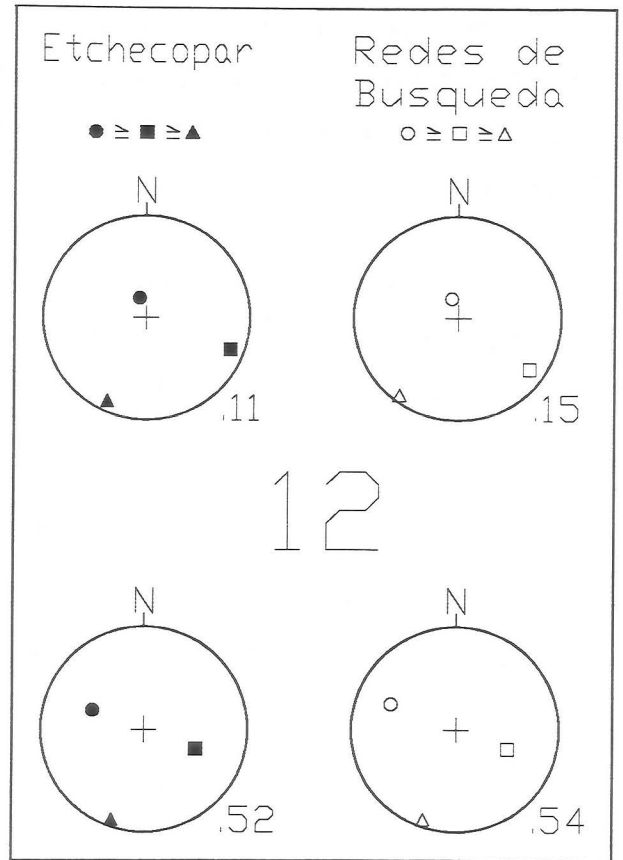
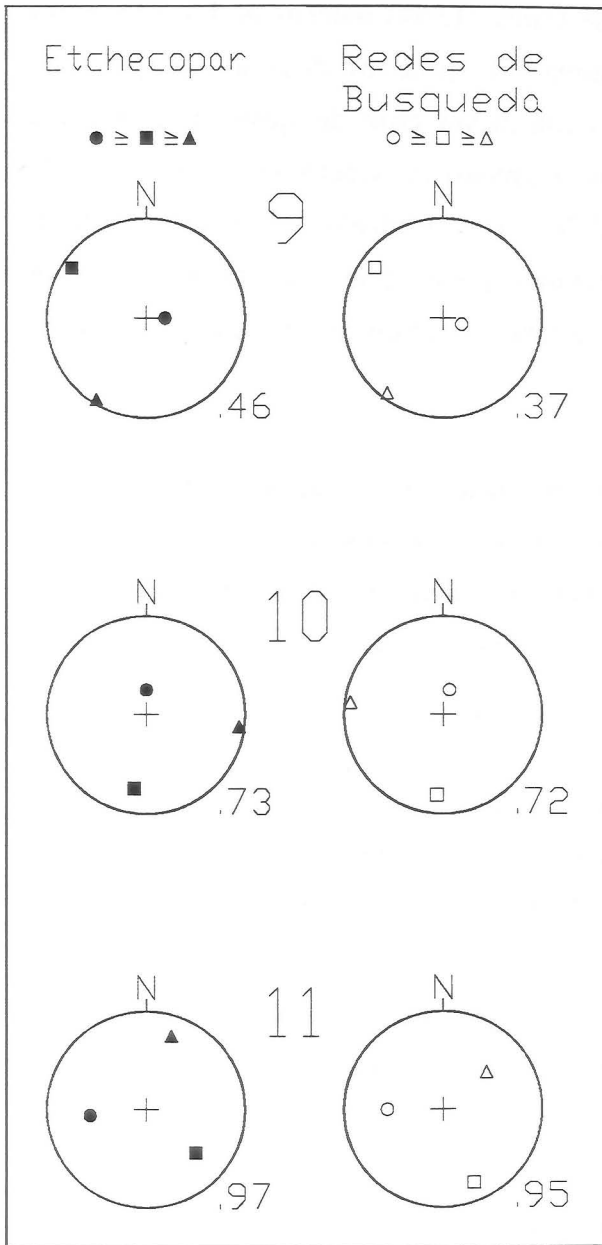


Fig. 2.30. Resultados del tratamiento de datos de estaciones de campo del área estudiada analizados por el método de Etchecopar et al., (1.981) y por las redes de búsqueda. He considerado los sentidos probables que se obtienen con las redes de búsqueda como sentidos seguros para realizar la comparación. Se representa la orientación de los ejes de los elipsóides de esfuerzos y su razón áxica. Proyección equiareal, hemisferio inferior. 1: Estación GS2; 2: Estación GS3; 3: Estación GS15; 4: Estación GS29; 5: Estación D45; 6: Estación D58; 7: Estación C60; 8: Estación GJ17; 9: Estación: MX7; 10: Estación Gor3; 11: Estación GJ18, fase2; 12: Estación D23.

La comparación muestra la coincidencia de los resultados en estaciones monofásicas y en aquellos casos en los que las deformaciones polifásicas están bien definidas. Del mismo modo que he señalado para el método de Carey (1.974) muchas de las diferencias se deben a que la función utilizada para estimar el ajuste es distinta. La que usan Etchecopar et al. (1.981) sobrevaloran los datos con mayor error de ajuste si se compara con la que utiliza la red de búsqueda. En casos complejos de superposición de etapas de fallamiento las diferencias son notables (fig. 2.28.). Los resultados obtenidos en dichas ocasiones también dependen del criterio del operador que es quien finalmente escoge los estados de esfuerzos y determina las fases. Por lo tanto es difícil realizar una comparación objetiva.

El procedimiento iterativo que minimiza la función de ajuste no garantiza que el resultado final sea correcto pues a diferencia de las redes de búsqueda puede obtener un mínimo secundario. Las redes de búsqueda siempre obtienen a partir de los mismos datos los mismos resultados independientemente del operador, lo que no ocurre con el método de Etchecopar et al. (1.981).

El método de las redes de búsqueda incluye un filtro inicial que rechaza automáticamente los datos repetidos. En estaciones con sistemas de fallas paralelos los resultados que obtiene el procedimiento de Etchecopar et al (1.981) son diferentes dependiendo de la elección de las fallas medidas. Por el contrario, si se ha medido al menos una falla de cada juego de fallas paralelas el resultado obtenido con las redes de búsqueda es independiente del número de datos de cada juego y por tanto de la elección de los planos de falla medidos.

Además, mientras que con las redes de búsqueda se pueden tratar estaciones de medida en las que sólo se conoce la dirección de las estrías, el procedimiento de Etchecopar et al (1.981) necesita conocer el régimen de todas las fallas y no valora si el criterio utilizado para su determinación es seguro o estadístico. Esto hace que se rechacen gran parte de las medidas y por lo tanto de las estaciones por insuficiencia de datos.

El procedimiento de Etchecopar et al. (1.981) tiene la ventaja sobre las redes de búsqueda de la rapidez en su ejecución. Se puede utilizar cualquier ordenador porque el

tiempo de cálculo es reducido. El procedimiento de las redes de búsqueda es mucho más laborioso para el ordenador pero menos para el operador. El tiempo de cálculo es mucho más elevado pero una vez introducidos los datos no se requiere la presencia del operador.

Así pues, gracias al avance de las técnicas informáticas el procedimiento de las redes de búsqueda es el que se aplica más fácilmente a casos generales de fallamiento.

3. LA ESTRUCTURA Y LAS DEFORMACIONES EN SIERRA NEVADA.

3.1. INTRODUCCIÓN.

En Sierra Nevada afloran las unidades tectónicas más bajas del Dominio de Alborán. Se distinguen tres grupos de unidades alóctonas a partir de criterios estratigráficos, metamórficos y estructurales. Son en sentido descendente:

- El *Complejo Maláguide*. (Blumenthal, 1.935).
- El *Complejo Alpujárride*. (Van Bemmelen, 1.927).
- El *Complejo Nevado-Filábride*. (Egeler y Simon, 1.969).

Sólo los dos inferiores están bien representados en el área estudiada. Sobre ellos se disponen discordantes los *materiales neógenos y cuaternarios* compuestos generalmente por rocas detríticas. Se han formado a partir de la erosión de los materiales subyacentes y se localizan preferentemente en las depresiones intramontañas.

Todas las litologías han sido descritas por numerosos autores desde los primeros trabajos geológicos en los que se confeccionaron mapas litológicos de Sierra Nevada (Von Drasche, 1.879). Las tesis doctorales recientes cubren todo el sector y tratan específicamente el estudio petrológico de los materiales: en el Nevado-Filábride, Puga, (1.976) y Díaz de Federico, (1.980); en el Alpujárride, Aldaya (1.969a), Orozco (1.972), Gallegos (1.975) y Navarro Vilá (1.976); en los materiales neógenos y cuaternarios, Rodríguez Fernández (1.982). Algunos trabajos estudian monográficamente las especies minerales: las micas (Martín Ramos, 1.976), las cloritas (Nieto, 1.982) y los granates (Velilla, 1.983).

Las rocas de falla son en ocasiones suficientemente extensas para ser representadas en el mapa geológico y se describirán en los apartados dedicados a las deformaciones frágiles.

Los materiales maláguides.

Sus afloramientos tienen dimensiones muy reducidas en el área estudiada. Se localizan en el sector de Beas de Granada (Navarro Vila, 1.970) y al Norte de Berja (Jacquin, 1.970). Están compuestos principalmente por areniscas y filitas de colores rojizos de edad Permo-Trias. No han sido estudiados específicamente en este trabajo y por ello no realizo una descripción detallada.

Los materiales alpujárrides.

Los Alpujárrides están compuestos por la superposición de unidades alóctonas en las que una lámina formada por varios niveles litológicos está cabalgada y plegada. El número de niveles y la potencia de cada uno es variable de una unidad a otra. La variación del grado metamórfico tiene una polaridad normal en cada unidad e inversa en el conjunto de unidades. Cuanto más elevada sea la posición de una unidad alóctona, mayor es el grado metamórfico alcanzado en posiciones equivalentes de la sucesión interna de materiales. Las unidades superiores se sitúan preferentemente en el extremo occidental de las Cordilleras Béticas por lo que el grado metamórfico aumenta en general desde el E hacia el W.

En el Mapa Geológico de Andalucía (Junta de Andalucía, 1.985) se clasifican las unidades alpujárrides en: Mantos Inferiores, Mantos Intermedios y Mantos Superiores. Esta división se establece a partir de la secuencia litológica y del grado metamórfico alcanzado en cada uno. La secuencia ideal completa de un manto alpujárride está compuesta de techo a muro por los siguientes niveles litológicos:

-A) **Calizas, dolomías y mármoles.** Su potencia oscila entre pocos metros y el kilómetro. Están compuestos mayoritariamente por calcita y dolomita y pueden contener además en los Mantos Superiores biotita y moscovita. Hay niveles masivos y niveles tableados en los que la potencia de cada banco oscila entre 10 cm. y 1 m. Su color es de tonalidades grises, aunque puede ser localmente amarillento. En algunos sectores los materiales muestran un diaclasado muy intenso de espaciado inferior al centímetro. En el mapa geológico he diferenciado estas zonas mediante una trama especial.

En la parte basal de este nivel litológico existen dolomías yesíferas y yeso en algunas unidades. Eventualmente se observan también algunas intercalaciones de filitas

(Gallegos, 1.975). En tránsito al nivel infrayacente se encuentran calcoesquistos.

La edad se establece a partir del contenido fosilífero en los Mantos Inferiores e Intermedios: las algas dasycladáceas y los ostrácodos (Flügel et al., 1.984; Kozur et al., 1.985.) indican una edad Trias Medio - Superior.

El grado metamórfico varía entre muy bajo y medio.

-B) **Metapelitas grises y cuarcitas.** La potencia es muy variable y en el área estudiada no supera nunca 500 m.

Las *metapelitas* en los Mantos Inferiores y los Mantos Intermedios están compuestas por: mica incolora, clorita, cuarzo, albita, calcita y óxidos de hierro. Pueden incluir además cloritóide, biotita, turmalina, apatito y circón. Son abundantes las venas de cuarzo en cuyo interior se ha encontrado recientemente carfolita (Goffé et al., 1.989) como mineral accesorio. El tamaño de grano y el grado de cristalinidad es diferente para cada unidad (Gallegos, 1.974). Las rocas pueden clasificarse desde filitas de grano muy fino hasta micaesquistos. Su color habitual es gris azulado aunque pueden tener cualquier tonalidad desde amarilla hasta rojiza o verdosa.

Las *cuarcitas* se intercalan en las metapelitas y contienen, además de cuarzo, porcentajes variables de mica incolora. Son de colores claros y se disponen en capas cuya potencia oscila entre pocos centímetros y un metro. Tienen fábricas plano-lineares y planares.

Este nivel litológico puede incluir a techo calcoesquistos y yeso. Los afloramientos de yeso alcanzan dimensiones decamétricas. Excepcionalmente también contiene rocas volcánicas básicas (Orozco, 1.969).

La edad que se le atribuye es el Pérmico-Trias porque se encuentra en concordancia estratigráfica con los mármoles del Trias Medio-Superior.

-C) **Micaesquistos, micaesquistos grafitosos y cuarcitas.** Este nivel litológico comprende dos tramos agrupados en una sola formación en los mapas geológicos. La

potencia es muy variable y oscila entre pocos metros y más de un kilómetro. La edad atribuida es Paleozóico por su posición bajo el nivel anterior de supuesta edad permotriásica. Los dos tramos litológicos que se diferencian en sentido descendente son:

a) *Cuarcitas y esquistos cuarcíticos con biotita*. Alternan esquistos, cuarzoesquistos y cuarcitas micáceas. La mineralogía de estas rocas en los Mantos Intermedios es: cuarzo, biotita, mica incolora, clorita, plagioclasa, cloritóide, andalucita y óxidos de hierro. En una proporción muy baja pueden existir además epidota, calcita y grafito. Son de color gris y se disponen en capas decimétricas y centimétricas. Tienen fábricas planares y plano-lineares.

b) *Micaesquistos grafitosos*. Este tramo está formado por micaesquistos, esquistos y esquistos cuarzosos. La composición mineralógica en los Mantos Intermedios es: cuarzo, biotita, mica blanca, plagioclasa, granate, estauroilita, andalucita. Como minerales accesorios hay que destacar el cloritoide, la epidota, los óxidos de hierro y el grafito. Esta litología tiene generalmente color negro debido a la presencia de grafito. Muestran un grado de recristalización mayor que el tramo anterior.

En los Mantos Superiores se incluyen en este nivel litológico migmatitas y paragneises. La mineralogía puede contener además: sillimanita, distena y ocasionalmente feldespatos potásicos.

D) Otras rocas metamórficas de grado alto. En la base de los Mantos Superiores completos existe otro nivel litológico compuesto por ortogneises y peridotitas. Este nivel no está representado en el área estudiada.

La secuencia de materiales en los Mantos Intermedios es similar a la de los Superiores salvo que el término basal está ausente y no hay ni gneises ni migmatitas. Los Mantos Inferiores sólo contienen materiales de los dos niveles superiores: carbonatos, filitas y cuarcitas.

La tectónica extensiva adelgaza los niveles litológicos antes mencionados incluso hasta su desaparición. La potencia real de cada unidad puede ser menor que la expresada anteriormente.

Los materiales nevado-filábrides.

Las unidades tectónicas nevado-filábrides están compuestas por varias formaciones litológicas. En el área estudiada están representados todos los materiales nevado-filábrides. La potencia de cada uno es muy variable y algunos pueden estar localmente ausentes. La potencia original nunca se puede establecer ya que no puede ser restituida la deformación por la ausencia de marcadores. Se diferencian dos grandes conjuntos litológicos:

El *conjunto litológico superior* comprende una gran variedad de materiales. Su potencia es generalmente reducida en Sierra Nevada y salvo cuando está replegado, no sobrepasa los 650 metros. De arriba hacia abajo se distinguen tres tramos:

-A) **Mármoles con algunos niveles de esquistos feldespáticos sin grafito e intercalaciones de gneises y anfibolitas.** Potencia máxima entorno a 250 m.

-B) **Micaesquistos feldespáticos sin grafito con intercalaciones de gneises, anfibolitas y serpentinitas.** Potencia máxima menor de 300 m.

-C) **Cuarcitas y esquistos feldespáticos. Ocasionalmente gneises, metabasitas y serpentinitas.** La potencia máxima es inferior a 100 m. En la Sierra de Los Filabres, se han identificado en la parte baja de este nivel algunos lentejones de *metaconglomerados* (Gómez Pugnaire et al., 1.981). Están compuestos por cantos de cuarcitas y micaesquistos con matriz pelítica y cemento a veces carbonatado.

El contacto original del conjunto litológico superior sobre el inferior no se observa bien en Sierra Nevada debido a que está notablemente deformado por una zona de cizalla dúctil heterogénea. En la Sierra de Los Filabres se comprueba que tiene carácter discordante (Jabaloy y González Lodeiro, 1.988).

El *conjunto litológico inferior* está compuesto por una sucesión monótona de esquistos grafitosos y esquistos cuarcíticos generalmente con abundante albita y frecuentes venas de cuarzo. Localmente también se observan escasos niveles de mármoles grafitosos. Su potencia mínima es superior a los 2000 m. No puede estimarse la potencia máxima ya que no aflora el muro. Este conjunto es el que tiene mayor extensión cartográfica. En la parte oriental de las Cordilleras Béticas, en el sector de Lubrín, existen rocas graníticas intrusivas en estos materiales que actualmente están gneisificadas.

Los *mármoles* se localizan preferentemente en la parte alta del conjunto superior. La potencia de las capas es siempre inferior a 50 m. Su coloración varía desde blanca y amarilla hasta gris azulada. Tienen un aspecto bandeado por efecto de la deformación. Están compuestos por calcita y dolomita, mayoritarias. Además contienen mica incolora y biotita. Ocasionalmente también se reconoce ankerita, granate, clorita, minerales opacos, cuarzo y albita. Se clasifican en su mayor parte como mármoles cipolínicos. Su textura es granoblástica y a veces muestran fábricas plano-lineares.

Los *esquistos feldespáticos* es la litología más abundante del conjunto litológico superior. Tienen colores claros que varían en el afloramiento entre blanco plateado, amarillo y verde. Los minerales que los componen son: mica incolora, cuarzo, feldespato (generalmente plagioclasa albítica), granate y clorita. Pueden contener también porcentajes variables de anfíbol y epidota. Los minerales minoritarios son: turmalina, rutilo y minerales opacos. La parte inferior de estos materiales es más cuarcítica y los esquistos suelen tener tonalidades muy claras. Son abundantes las venas de cuarzo. Las texturas son lepidoblásticas y su fábrica más común es plano-linear.

Los niveles de *cuarcitas* se localizan preferentemente en el tramo inferior del conjunto litológico superior. La potencia de sus capas suele ser inferior a los 30 m. También son frecuentes como intercalaciones en los esquistos feldespáticos y en los esquistos grafitosos. La coloración es generalmente clara. Están compuestas mayoritariamente por cuarzo aunque éste no suele superar el 80% del volumen total de la roca. También contienen en proporciones variables: feldespato, mica incolora y granate. Los minerales accesorios son: la turmalina y el circón. La textura es milonítica y tienen fábricas plano-lineares aunque cuando la deformación es baja la textura es granoblástica.

Los materiales que componen el conjunto litológico inferior son los *esquistos grafitosos* con algunas intercalaciones de cuarcitas feldespáticas y abundantes venas de cuarzo. El grafito les confiere tonalidades grises y negras. Están formados esencialmente por: mica incolora, biotita, clorita, cuarzo, feldespato y grafito. En algunas rocas son abundantes el granate y el cloritóide. También pueden tener epidota, turmalina y minerales opacos. Aunque todos los esquistos de este conjunto son grafitosos, existen diferencias en la composición mineralógica. Localmente, en la parte superior del conjunto litológico inferior la mineralogía está compuesta además por: distena y estauroлита y se observan

pseudomorfos de hasta 10 cm. de andalucita (Puga, 1.976; Puga et al., 1.975.). Los cristales de granate y de cloritoide pueden alcanzar los 2 cm.. La textura es lepidoblástica y las fábricas son planares y plano-lineares.

Intercalados entre los materiales metasedimentarios existen cuerpos de rocas ortoderivadas que han sufrido todas las etapas de metamorfismo y de deformación alpinas. Aunque originalmente los contactos entre las distintas litologías fuesen intrusivos y de forma irregular, actualmente se observa una paralelización de casi todos ellos entre si con la foliación principal debido a la deformación intensa que han sufrido los materiales.

Las rocas ortoderivadas que afloran en el área estudiada se localizan preferentemente dentro de los materiales del conjunto litológico superior aunque ocasionalmente también lo hacen en el inferior. Son esencialmente: anfibolitas, serpentinitas y gneises.

Las *anfibolitas* son rocas de color verde oscuro. Su potencia es generalmente reducida aunque puede alcanzar en ocasiones 100 m. Contienen: anfíbol verde-azul, glaucofana, onfacita y granate. Además también tienen proporciones variables de: clorita, albita, epidota, mica, y rutilo. La textura varia desde granoblástica a nematoblástica y sus fábricas suelen ser planolineares.

Las *serpentinitas* son mucho más escasas que las metabasitas. Se localizan siempre en relación con los materiales del conjunto litológico superior. Son de color verde y se disponen en cuerpos lenticulares de potencia generalmente inferior a 30 m. Están formadas esencialmente por minerales del grupo de la serpentina (antigorita y crisotilo), aunque también contienen talco, clorita y diópsido. Los minerales accesorios son opacos tales como la piritita y la calcopiritita. Los minerales fibrosos que las componen muestran ocasionalmente texturas malladas.

Los *gneises* se localizan siempre como intercalaciones en el conjunto litológico superior de potencia variable entre 50 m. y 10 cm. Muestran casi siempre grandes cristales de feldespato potásico que pueden alcanzar hasta la decena de centímetros. Además contienen también cuarzo, plagioclasa, mica incolora y turmalina abundante así como minerales opacos. Las texturas son tanto gneísicas ojasas como gneísicas bandeadas. Habitualmente se interpretan como ortogneíses procedentes de la deformación de uno o

varios cuerpos graníticos intruidos antes de la deformación y desmembrados.

La edad de los materiales metasedimentarios no ha podido establecerse con seguridad dada la ausencia de fósiles. Sólo se han realizado dos hallazgos paleontológicos de interés para precisar la edad de los materiales del conjunto litológico inferior fuera del área estudiada que indican una edad pre-carbonífera. Lafuste y Pavillón (1.976) en la región de Cartagena encuentran *chaetetes* en las intercalaciones de mármoles grafitosos que señalan una edad Eifeliense (Devónico). Gómez Pugnaire et al. (1.982) en la Sierra de Los Filabres datan a partir de fósiles de acritarcos y de algas el Rifeense superior (Precámbrico).

Las dataciones de las rocas ígneas realizadas determinan las edades de su emplazamiento. Priem et al. (1.966) datan las partes menos deformadas del interior de un cuerpo de ortogneises de las proximidades de Lubrín intercalado en materiales del conjunto litológico inferior. Obtienen una edad Pérmico que confirma la edad antepérmica para los materiales del conjunto litológico inferior. Las dataciones realizadas en las metabasitas del conjunto litológico superior (Hebeda et al., 1.980) indican una edad Triásico a Jurásico Superior.

Los metasedimentos del conjunto litológico superior reposan discordantes sobre materiales cuya edad conocida más reciente es el Devónico. La edad del conjunto litológico superior puede ser Carbonífero. Sin embargo la correlación con los materiales del Alpujárride y la existencia de una discordancia en su base posiblemente hercínica indica que los materiales deben ser pérmicos y mesozóicos. Las series de los materiales alpujárrides y nevado-filábrides son a grandes rasgos parecidas. El techo está constituido en ambos casos por calizas, dolomías y mármoles calizos y dolomíticos que en el Alpujárride son del Trias medio - superior datado mediante algas dasycladáceas y ostrácodos (Flügel et al., 1.984; Kozur et al., 1.985). Por lo tanto a los mármoles nevado-filábrides se les atribuye la misma edad. Los términos infrayacentes están formados por niveles metapelíticos sin grafito de naturaleza variada. En el Nevado-Filábride a los esquistos feldespáticos y cuarcitas se les asigna una edad Permo-Trias, similar a la de las metapelitas grises alpujárrides. En la parte baja se localiza también en ambos casos una sucesión muy potente de metapelitas con grafito que contienen en el techo niveles más cuarcíticos de edad datada Paleozóico y Precámbrico.

Los materiales neógenos y cuaternarios.

Las litologías que voy a considerar en este apartado son las que afloran en la Depresión de Ugíjar, al SE de Sierra Nevada. Corresponden al sector que ha sido representado en el mapa geológico. Las litologías que se pueden reconocer en los materiales de edades equivalentes de todo el entorno de Sierra Nevada son similares.

Los materiales que incluyo en este apartado se dividen en tres grupos diferentes por su edad. Son de techo a muro:

- Materiales cuaternarios.
- Materiales plio-cuaternarios.
- Materiales miocenos.

Materiales cuaternarios. Incluyo en este término:

+*Los materiales cuaternarios aluviales.* Son sedimentos y rocas sedimentarias detríticas situadas en el fondo de los cauces y en las terrazas fluviales. Están compuestos por fragmentos de rocas nevado-filábrides y alpujárrides, esencialmente esquistos, filitas, cuarcitas y mármoles. La granulometría y el redondeamiento son muy variables. En las zonas elevadas de los cauces fluviales predominan los bloques y las gravas con escaso redondeamiento mientras que en las zonas medias y bajas son esencialmente arenas y limos. La esfericidad depende de la litología: los fragmentos de esquistos y filitas son elongados mientras que los de cuarcitas y mármoles suelen ser subsféricos.

+*Los derrubios de ladera* están formados por los detritus de tamaño grava o bloque acumulados al pié de los taludes y de la misma naturaleza que estos. Algunos derrubios de ladera situados sobre materiales carbonatados alpujárrides y neógenos muestran costras de exudación denominadas *caliches* que se forman por precipitación de cemento carbonatado entre los cantos.

Materiales Plio-Cuaternarios. Su potencia es generalmente escasa y no supera las pocas decenas de metros. Son conglomerados heterométricos con cantos de hasta 1 m. de diámetro con algunas intercalaciones de arenas y de lutitas. Los cantos proceden de los materiales nevado-filábrides aunque existen algunos de origen alpujárride. La matriz tiene la misma naturaleza que los cantos y es de tamaño arenita o lutita. Su medio de depósito es continental. El color es pardo y la estratificación está generalmente poco

marcada. El contacto de techo de estas rocas es una discordancia que las separa de los materiales cuaternarios. El contacto de muro es también por discordancia aunque no siempre se observa bien. Ello se debe a la similitud litológica entre este nivel y el infrayacente.

Materiales del Mioceno Medio y Superior. La edad de estos materiales está comprendida posiblemente entre el Serravalliense y el Messiniense. En la parte inferior de la sucesión de materiales Rodríguez Fernández y Sanz de Galdeano (1.988) encuentran escasas intercalaciones de margas calcáreas del Lhangense superior - Serravalliense inferior. El carácter conglomerático y continental de muchos de ellos dificulta notablemente su datación exacta. Estos materiales están representados en el mapa geológico bien como un tramo indiferenciado o bien como tres subtramos. La superposición estratigráfica normal comprende en sentido descendente:

- Conglomerados con niveles de areniscas, limos y arcillas.
- Conglomerados con matriz y cemento carbonatado, calizas conglomeráticas, calcarenitas, areniscas, margas arenosas y margas.
- Conglomerados basales.

Los límites superior e inferior de todo el conjunto de materiales son por discordancia.

Conglomerados, areniscas, limos y arcillas. La potencia de esta formación ha sido determinada mediante varios cortes geológicos de detalle. Aunque el espesor es variable, en algunas secciones puede alcanzar 800 m. medidos perpendicularmente a la estratificación.

Son paraconglomerados, localmente ortoconglomerados, con cantos de hasta 20 cm. de diámetro. En el borde septentrional de la Depresión de Ugíjar los cantos proceden mayoritariamente de los materiales nevado-filábrides mientras que en el borde meridional suelen tener origen alpujárride. La matriz está formada por arena y limo de la misma naturaleza que los cantos. Son conglomerados de origen continental. Su coloración es variable aunque predominan los grises azulados en la base y los tonos rojizos hacia el techo.

La edad es difícil de determinar ya que no hay dataciones precisas. Aldaya et al. (1.983) le asignan una edad Mioceno Superior. López Garrido et al. (1.984) correlacionan esta formación con los materiales del Turoliense - Plioceno Inferior de las depresiones de Granada y Guadix.

El contacto basal de este subtramo parece un contacto normal en la Depresión de Ugíjar. Sin embargo no puede descartarse la posibilidad de que se trate de una discordancia (Rodríguez-Fernández, 1.982) de bajo ángulo.

Conglomerados con matriz y cemento carbonatado, calizas conglomeráticas, calcarenitas, areniscas, margas arenosas, margas y yeso. Incluyo en este tramo todas las litologías anteriormente mencionadas que son facies de carácter marino. La potencia de estos materiales es difícil de calcular ya que habitualmente están plegados. No obstante puede estimarse en un mínimo de 300 m. al W de Ugíjar.

Los cambios de facies en este tramo se producen en la vertical y en la horizontal. Al W de Ugíjar se puede observar un cambio de facies vertical: se pasa en sentido ascendente desde calcarenitas bioclásticas de color amarillo a conglomerados con matriz y cemento carbonatado de colores rojizos. Se produce también un cambio de facies lateral desde el N hacia el S. En el sector meridional este tramo está representado por margas y limos amarillos, localmente con yeso, que tienen intercalaciones arenosas turbidíticas. Las facies más profundas se sitúan en el sector central y meridional de la depresión.

El contacto inferior de esta formación en la Depresión de Ugíjar es siempre por falla.

La edad de estos materiales es para Aldaya et al. (1.983) Mioceno Superior, probablemente Tortoniense en la base. Para Rodríguez Fernández (1.982) y López Garrido et al. (1.984) es Tortoniense superior.

Conglomerados basales. Tienen una potencia mínima de 20 m. en el borde meridional de la Depresión de Ugíjar aunque aumenta notablemente hacia el S, fuera de los límites de la depresión. No se puede calcular la potencia real ya que el contacto de techo siempre es tectónico.

Son conglomerados de color rojizo, a veces grises, que se disponen discordantes sobre los materiales Alpujárrides. Los cantos proceden de rocas alpujárrides: dolomías, calizas, esquistos, cuarcitas y escasas filitas.

Rodríguez Fernández (1.982) los correlaciona con los de otros sectores donde encuentra a techo niveles de limos y arenas finas de color gris verdoso con ostreidos y lamelibranquios del Langhiense-Serravalliense o Tortoniense basal. Por lo tanto es razonable atribuirles una edad Serravalliense.

3.2. DEFORMACIONES EN EL COMPLEJO NEVADO-FILÁBRIDE.

-INTRODUCCIÓN. LA CORRELACIÓN DE ESTRUCTURAS.

Los materiales nevado-filábrides muestran deformaciones dúctiles penetrativas sobre las que se superponen otras de carácter progresivamente más frágil. La secuencia más completa se establece en los niveles elevados de la sucesión de materiales que son los más deformados y comprende desde más antiguas a más modernas:

- Deformaciones previas (Dp) a la fase de deformación principal. Son simultáneas al climax metamórfico.
- Deformación principal (Ds). Foliación principal (Ss) y lineación de estiramiento (Ls).
- Pliegues conjugados (Pc; Dc).
- Clivajes de crenulación extensional (CCE; De).
- Deformaciones frágiles (Df). Fallas con cataclasitas y harinas de falla. Diaclasas.
- Pliegues tardíos de tamaño kilométrico (Dt).

La mayor parte de los trabajos recientes que estudian los materiales nevado-filábrides identifican casi todas las estructuras. Las primeras interpretaciones asocian la deformación principal en Sierra Nevada a los cabalgamientos internos nevado-filábrides (González Lodeiro et al., 1984) con movimiento de los bloques de techo hacia el E (Orozco 1986a, 1986b). Posteriormente se reinterpreta el sentido de movimiento de las milonitas y se asocian a cabalgamientos con desplazamiento de los bloques de techo hacia el W /SW (García-Dueñas et al., 1987a, 1987b, 1988a, 1988b). El clivaje de crenulación extensional (Platt y Vissers, 1980) se relaciona, desde los primeros trabajos realizados en Sierra Nevada, con la tectónica extensional representada por la *Falla de Mecina* (Aldaya et al., 1984). Dicha falla separa al Alpujárride del Nevado-Filábride al S de Sierra Nevada y se interpreta como una falla normal de bajo ángulo.

Este trabajo muestra la coherencia de todas las estructuras posteriores al pico del metamorfismo con el desarrollo de la zona de cizalla dúctil-frágil relacionada con el contacto del Alpujárride sobre el Nevado-Filábride. Dicho contacto se interpreta como un *detachment* extensivo con desplazamiento del Alpujárride hacia el W-SW (Galindo-Zaldívar

et al., 1.989). Las estructuras se agrupan en dos fases tectónicas:

+*Fase compresiva*. No ha podido ser analizada adecuadamente ya que sus estructuras están traspuestas por las deformaciones posteriores.

+*Fase extensiva*. Representada por la deformación principal Ds y las deformaciones posteriores.

Las características de las estructuras varían progresivamente de unos afloramientos a otros. Pueden desarrollarse simultáneamente estructuras con morfologías diferentes en distintos puntos según las condiciones de presión, temperatura y valor de la deformación. Deformaciones distintas pueden crear microestructuras semejantes no contemporáneas. Además algunas estructuras no tienen el mismo grado de penetratividad en todos los materiales. El número de estructuras que se superponen en cada punto es diferente.

La observación microestructural se realiza en estaciones cuya amplitud oscila entre el metro y la decena de metros. Los afloramientos son en muchos casos discontinuos. El principal criterio de correlación de estructuras entre las estaciones de observación es la semejanza en la morfología y la orientación ya que ambas varían de manera progresiva. Otro criterio utilizado es la relación con las estructuras plano-lineares y planares de la deformación principal Ds penetrativas en todo el área de estudio. La correlación de estructuras tiene mayor dificultad cuanto más alejadas entre si se sitúen las estaciones de observación. Las observaciones seriadas permiten detectar las variaciones paulatinas de las microestructuras y garantizar que la correlación es correcta.

A pesar de todo, la localización espacial de cada tipo de estructura ayuda al análisis de la deformación de la zona de cizalla. Después de una exposición detallada de las características de cada una de las deformaciones discutiré su significado.

-DEFORMACIONES PREVIAS A LA FASE DE DEFORMACIÓN PRINCIPAL (Dp).

Es difícil establecer las características geométricas y cinemáticas de las estructuras anteriores a la deformación principal (Ds) ya que ella desarrolla fábricas miloníticas plano-lineares y planares que trasponen a las estructuras previas. Sin embargo se observan ocasionalmente al microscopio foliaciones relictas (fig. 3.1.). Indican que los materiales sufrieron una deformación penetrativa sinmetamórfica anterior a la deformación principal Ds. Las foliaciones previas se observan en:

-la *zona de charnela* de algunos pliegues marcados por bandeados litológicos y cuya foliación de plano axial es la foliación principal (Ss) que contiene a la lineación de estiramiento (Ls). La foliación previa está señalada por los cristales de mica plegados.

- algunos *cristales precinemáticos* de la deformación principal Ds tales como el cloritóide. Las foliaciones internas marcadas por las inclusiones pueden ser previas o contemporáneas de la blastesis y no tienen continuidad con la externa actual de la roca.

Discusión e interpretación de las estructuras. Las foliaciones que se encuentran en el interior de los minerales precinemáticos de la deformación principal Ds son previas o simultáneas a su blastesis. Deben estar relacionadas con las etapas de engrosamiento cortical y metamorfismo de gradiente de presión alta y media estudiado por Puga (1.976). Los materiales situados en la parte superior de la secuencia nevado-filábride han sufrido un metamorfismo polifásico que ha alcanzado las facies de las eclogitas (Puga, 1.977) y que evoluciona posteriormente a facies de las anfibolitas y esquistos verdes. Aunque las condiciones metamórficas se establecen a partir de los minerales relictos, no se pueden reconstruir adecuadamente ni las relaciones texturales entre los minerales del máximo metamórfico ni las estructuras asociadas. No obstante si se identifican las foliaciones conservadas en su interior.

Las foliaciones están marcadas por minerales opacos y micas plegadas por la deformación principal Ds en las milonitas son previas a los últimos incrementos de la deformación. Sin embargo siempre subsiste una indeterminación: la foliación previa puede haberse formado en la fase tectónica compresiva o, por el contrario, puede ser la foliación principal Ss desarrollada en los momentos de deformación iniciales.

En la Sierra de Los Filabres otros autores han descrito megaestructuras tales como

pliegues de tamaño kilométrico y vergencia N y NW relacionados con los episodios metamórficos de presión alta e intermedia (Jabaloy y González Lodeiro, 1.988) y con las etapas de cabalgamiento y engrosamiento cortical (García-Dueñas et al., 1.988a y 1.988b).

En definitiva, no he podido profundizar en el análisis de las deformaciones pre-Ds, posiblemente asociadas al proceso de engrosamiento cortical y metamorfismo de alta presión, porque en todo el área estudiada están traspuestas por la deformación principal Ds que se desarrolla en condiciones retrometamórficas. La observación de dichas deformaciones debe de realizarse en zonas más orientales donde la deformación principal (Ds) asociada a la fase extensiva es menos intensa.

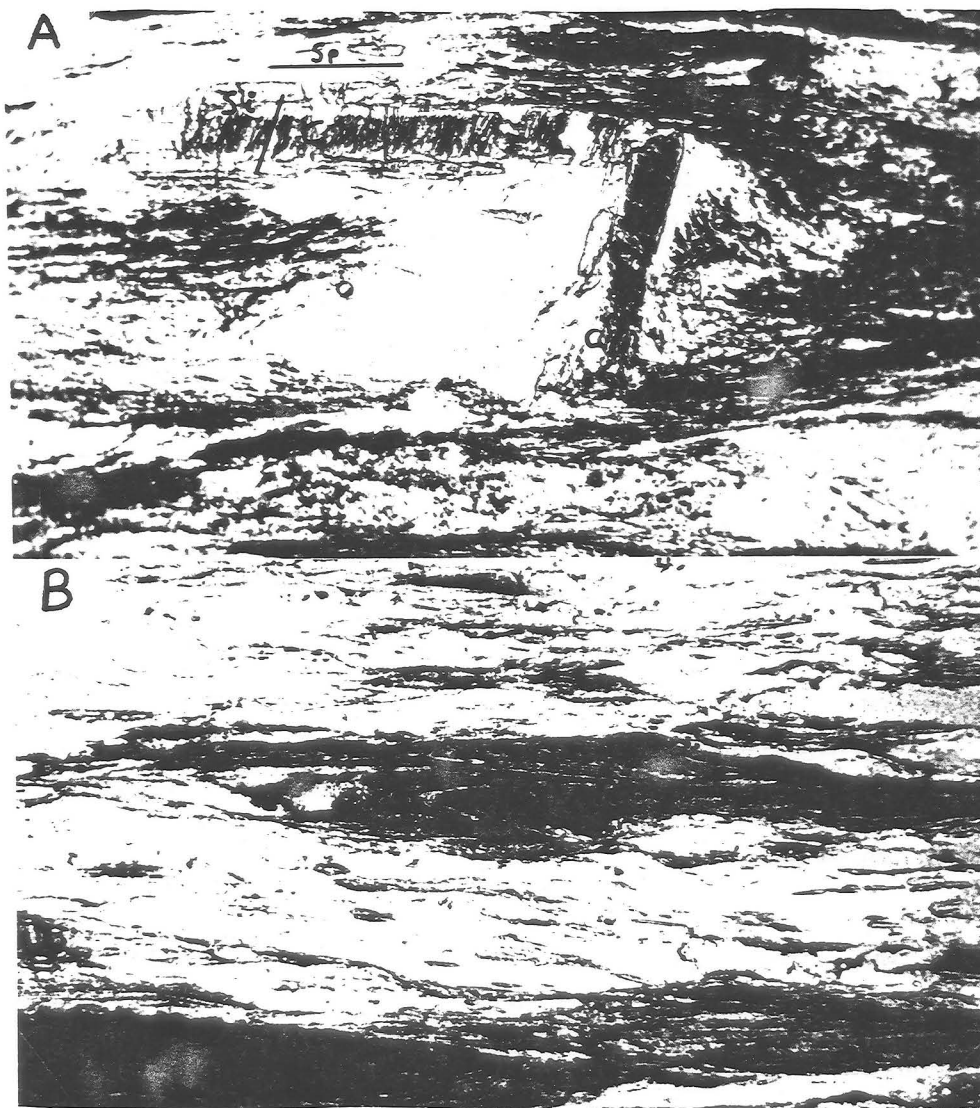


Fig. 3.1. Deformaciones previas a la deformación principal. A: Folioaciones (Si) en el interior de cristales de cloritóide (C) oblicuas a la foliación externa principal de la roca (Sp). El cristal de cloritóide forma una cola de presión. (Muestra J83, X16). B: Pliegues traspuestos marcados por micas y opacos cuyo plano axial es la foliación principal. (Muestra R4, X 2.5).

-LA DEFORMACIÓN PRINCIPAL (Ds).

Es la deformación más penetrativa en todos los materiales nevado-filábrides y desarrolla estructuras con características variables: pliegues (Ps) y estructuras miloníticas relacionadas con las fábricas plano-lineares y planares. Afecta a una ancha banda de materiales subparalela al contacto con el Alpujárride.

Esta fase de deformación (Ds) es posterior al máximo metamórfico y puede correlacionarse con la fase de deformación D₃ que describe Martínez Martínez (1.986a) en el extremo oriental de Sierra Nevada y con la Ds de Platt y Behrmann (1.986) en Sierra Alhamilla.

+PLIEGUES (Ps) DE LA FASE DE DEFORMACIÓN PRINCIPAL (Ds).

Es la primera fase de plegamiento que se puede reconstruir en los materiales nevado-filábrides. Son pliegues originados en una zona de cizalla dúctil heterogénea y afectan a todos los materiales nevado-filábrides que afloran en el área estudiada.

Características.

Son pliegues isoclinales a apretados. Sus planos axiales son subhorizontales y paralelos a la foliación principal (Ss) que se describirá posteriormente. Tienen flancos inversos que en algunos casos superan los seis Km. El engrosamiento en las charnelas es notable y son próximos a la clase 2 de Ramsay (1.977). Sus ejes son generalmente subparalelos a la lineación de estiramiento (Ls) y tienen direcciones medias NE-SW. Son pliegues de tipo *a*.

Atendiendo a la forma de sus charnelas he distinguido dos tipos diferentes:

+Pliegues con charnelas curvas. El grado de curvatura de sus líneas de charnela es variable y tienen en ocasiones formas en vaina. Cuando la deformación es elevada sus charnelas tienen forma de U y son subparalelas a la lineación de estiramiento (Ls). En secciones perpendiculares a la lineación de estiramiento tienen formas cerradas y en champiñón con vergencias opuestas (fig. 3.4.). Son habitualmente de tamaño decimétrico

a métrico. Se localizan en los materiales que han sufrido deformaciones de cizalla elevadas.

+*Pliegues con charnelas rectas*. Los pliegues mayores están bien expuestos en el sector Mulhacén- Alcazaba -Picón de Jeres (fig 3.2.; fig. 3.3.). Sus ejes tienen dirección media N30°E. El ángulo entre ellos y la lineación de estiramiento es de 20° a 30° medido en el sentido de las agujas del reloj. La vergencia general es hacia el NW. Tienen tamaño (amplitud y longitud de onda) métrico a kilométrico.

El criterio principal que he utilizado para distinguir los pliegues Ps de los de fases posteriores ha sido que la foliación Ss que contiene la lineación de estiramiento (Ls) sea el plano axial del pliegue. No se puede utilizar la orientación de los elementos geométricos ya que son varias las fases de plegamiento que afectan a los materiales nevado-filábrides con orientaciones de sus ejes próximas entre si.

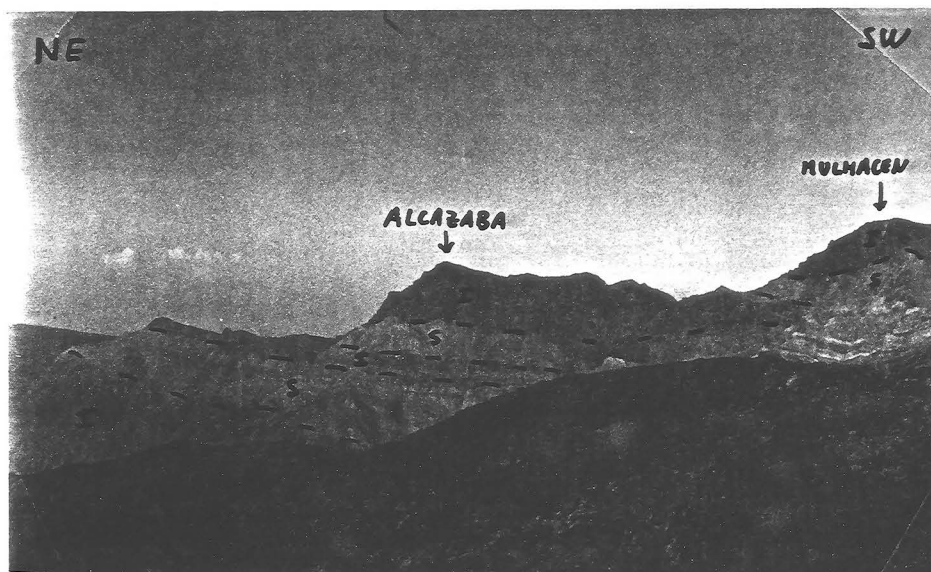


Fig. 3.2. Pliegues Ps de charnelas rectas. Sinclinorio de tamaño kilométrico y vergencia NW en el sector Mulhacén-Alcazaba. S: materiales del conjunto litológico superior. I: materiales del conjunto litológico inferior.

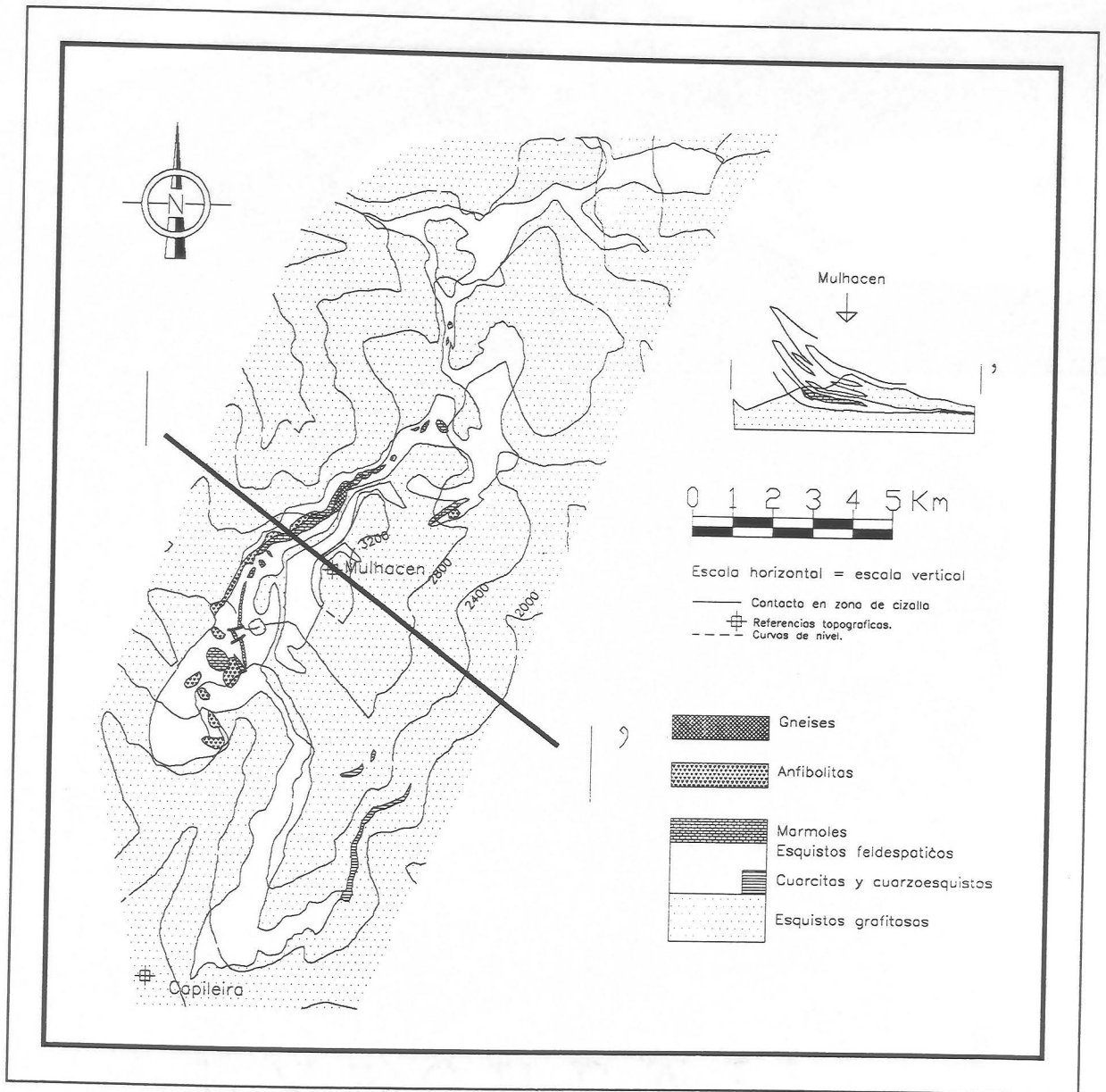


Fig. 3.3. Pliegues Ps de Charnelas rectas. Sinclinorio de vergencia NW en el sector Mulhacén - Alcazaba. Mapa y corte geológico.

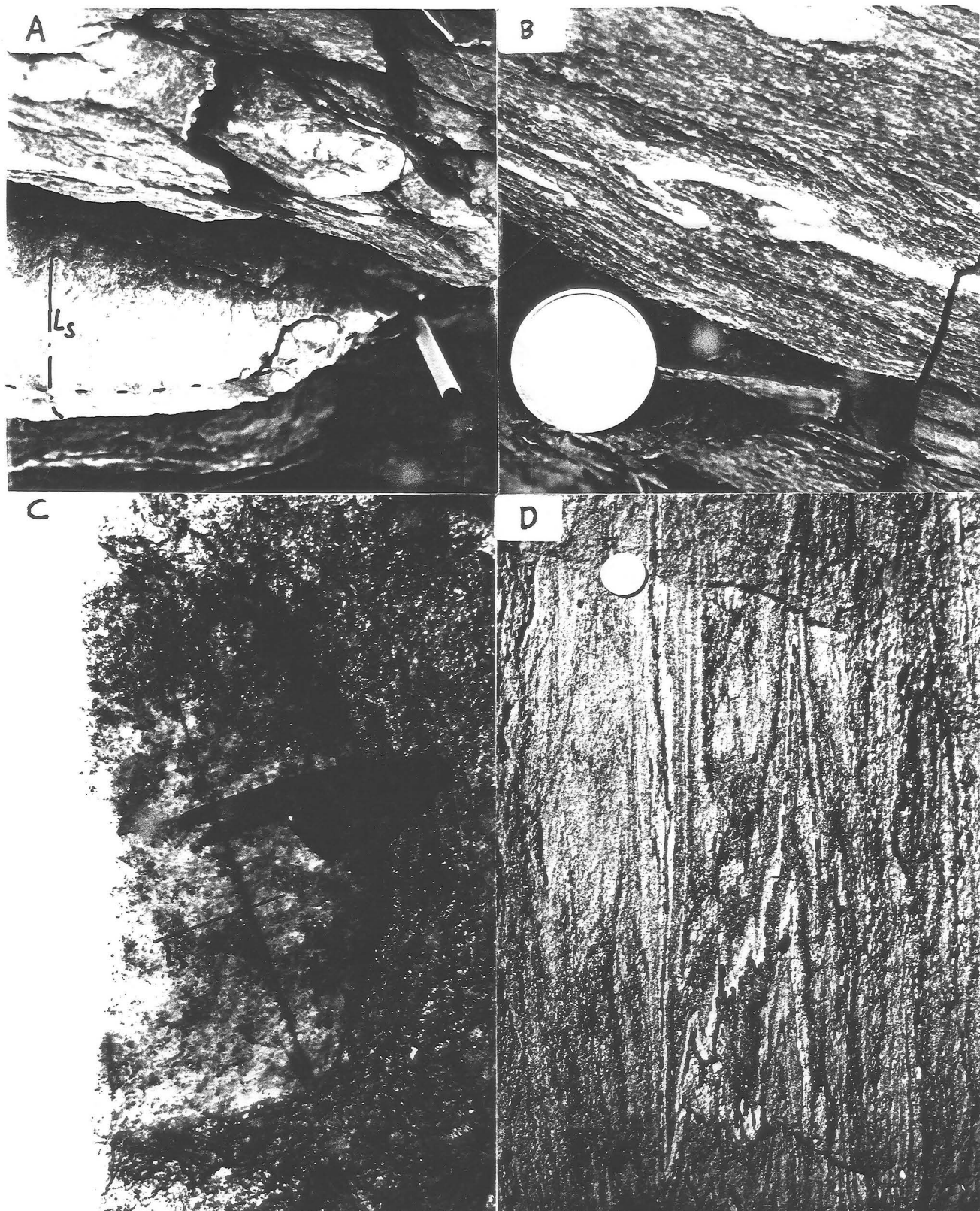


Fig. 3.4. Pliegues P_s de charnelas curvas. A y C: curvatura de las charnelas. B: Formas en champiñon con vergencias opuestas en secciones perpendiculares a la lineación de estiramiento. D: Pliegues casi isoclinales próximos a la clase 2 de Ramsay. A, B y C: pliegues en venas de cuarzo. D: pliegues en anfíbolitas.

Distribución.

Los pliegues Ps se reconocen más frecuentemente en las zonas elevadas de la sucesión de materiales pues son las que tienen más marcadores litológicos y están más deformadas. No he podido estudiar las características de estos pliegues en las zonas bajas aunque puntualmente he reconocido algunos de ellos. Los materiales más bajos de la sucesión afloran en el Puerto de la Ragua y muestran pliegues abiertos en las alternancias de metapelitas y metasammitas. La dirección de sus ejes es N140°E y no coincide con la de la de la lineación de estiramiento del sector (N90°E). Desgraciadamente, la intensidad de las foliaciones de crenulación posteriores a la Ds que los transectan impide estudiar las características de su foliación de plano axial. La correlación con afloramientos próximos en los que la crenulación es menos intensa muestra que la foliación de plano axial es la foliación principal Ss.

Interpretación.

Los ejes de los pliegues Ps son subparalelos a la lineación de estiramiento. Son pliegues de tipo a formados en profundidad en zonas de cizalla dúctil heterogénea. Los dos tipos de pliegues distinguidos en este trabajo han sido descritos por Malavieille (1.987b) en las zonas de cizalla dúctil heterogénea de los Core Complexes de EE. UU. formadas también en régimen extensivo.

El modelo de *formación* más aceptado para los pliegues de *charnelas curvas* es el de Quinquis et al. (1.978) (fig. 3.5.). Sugieren la existencia de zonas de cizalla dúctiles heterogéneas con pequeñas variaciones en la dirección del flujo que pliegan a la foliación previa de las propias zonas de cizalla. Si el movimiento es continuo, las primeras ondulaciones pueden acentuarse hasta desarrollar pliegues de ejes curvos y en vaina con formas cerradas o de vergencias opuestas en secciones perpendiculares a la lineación de estiramiento (fig. 3.4.). Se originan como pliegues *b* y evolucionan a pliegues de tipo *a*. Los ejes están contenidos en el plano de foliación. El análisis de sus vergencias en secciones perpendiculares a la lineación de estiramiento no permite deducir el sentido de transporte tectónico.

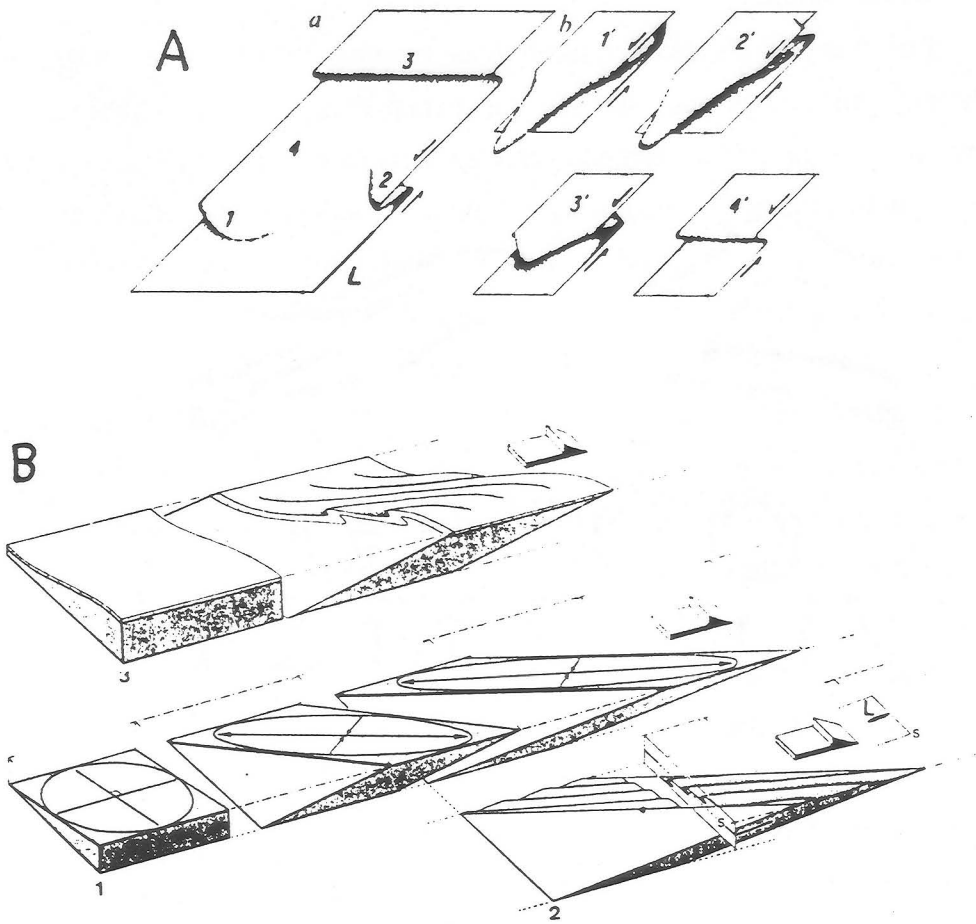


Fig. 3.5. Formación de pliegues en una zona de cizalla dúctil heterogénea con una componente mayoritaria de cizalla simple. Cuando aumenta la deformación, los ejes de ambos tipos de pliegues tienden a paralelizarse a la lineación de estiramiento. A: Pliegues de charnela curva en distintas etapas de su desarrollo (Tomado de Quinquis et al., 1978). B: Pliegues de charnelas rectas formados en superficies originalmente oblicuas a los planos de cizalla. (Tomado de Malavieille, 1987b).

Los pliegues de *charnelas rectas* tienen ejes subparalelos a la lineación de estiramiento. Se han propuesto varios modelos para su formación. Se pueden desarrollar por:

- +compresiones perpendiculares a la lineación de estiramiento (Lacassin, 1984).
- +reorientación de pliegues previos originalmente oblicuos a la lineación de estiramiento. (Berthé y Brun, 1980; Malavieille, 1987b) (fig. 3.5.).

El hecho de que muestren una vergencia constante y que sus ejes no coincidan con la lineación de estiramiento sugiere que son pliegues de ejes originalmente oblicuos a dicha lineación de estiramiento. Sin embargo deben de estar formados en la propia zona de

cizalla ya que la foliación principal Ss es su plano axial. Es improbable que fuesen pliegues anteriores en los que la foliación previa de plano axial coincidiese con la foliación principal Ss.

Se puede deducir el sentido de rotación de la zona de cizalla mediante los pliegues de charnelas rectas comparando la vergencia, hacia el NW, con la oblicuidad entre la lineación de estiramiento y sus ejes. La comparación con el modelo propuesto por Malavieille (1.987b) señala un desplazamiento del bloque de techo de la zona de cizalla hacia el W-SW.

No es posible calcular la rotación que han sufrido los ejes dentro de la zona de cizalla. Sin embargo ésta debe de ser escasa ya que el ángulo entre los ejes y la lineación de estiramiento se mantiene aproximadamente constante en zonas donde la intensidad de la deformación es diferente.

Finalmente existe la posibilidad de que los pliegues de charnela recta estuviesen relacionados con una rampa lateral de muro que buzase hacia el S / SE. Dicha rampa podría producir el arqueamiento que se observa en las direcciones de todas las estructuras desde los sectores orientales a los occidentales y que será mostrado posteriormente. Sin embargo no existe ninguna evidencia que indique la posición de la supuesta rampa.

+FÁBRICAS PLANARES Y PLANO-LINEARES.

*CARACTERÍSTICAS DE CAMPO.

Las fábricas planares se reconocen a simple vista en los materiales nevado-filábrides. Están marcadas esencialmente por:

- la disposición paralela de los filosilicatos.
- el aplastamiento de los cristales de cuarzo.
- los bandeados tectónicos que diferencian lechos paralelos de distintas litologías. En los esquistos: niveles ricos en mica y niveles ricos en cuarzo.
- las colas de presión cuando hay minerales de competencia distinta a la matriz de la roca tales como los feldespatos y los granates en las metapelitas.

-la disposición paralela de otros minerales elongados fundamentalmente: estaurolita, agregados de granate y pseudomorfos de andalucita.

Las fábricas plano-lineares se reconocen porque sobre la foliación principal (Ss) existen elementos lineares paralelos entre si que marcan la lineación de estiramiento (Ls) (fig. 3.6.). Son esencialmente:

- cristales de cuarzo elongados.
- colas de presión del granate y de los feldespatos.
- otros minerales elongados: turmalinas, estaurolitas, pseudomorfos de andalucita, anfíboles.
- agregados minerales elongados: agregados de granate.
- marcadores elongados por su deformación interna tales como los cantos de los metaconglomerados.

Los criterios de campo que permiten determinar el carácter rotacional de la deformación son principalmente:

- colas de presión de minerales pre y sincinemáticos tales como los feldespatos, el granate, el cloritóide, la estaurolita y la ankerita.
- estructuras S-C.

Todos ellos indican generalmente un sentido rotacional de la deformación con desplazamiento del bloque de techo hacia el W-SW. Los discutiré posteriormente junto a los criterios microscópicos porque se observan tanto macroscópicamente como microscópicamente.

Distribución.

La deformación principal (Ds) origina fábricas plano-lineares en los materiales superiores, próximos al contacto con el Alpujárride, y fábricas casi planares en los materiales inferiores de la sucesión. La variación en el carácter de la fábrica es progresiva. Depende de la naturaleza y forma de los cristales de los materiales deformados y de la magnitud de la deformación.

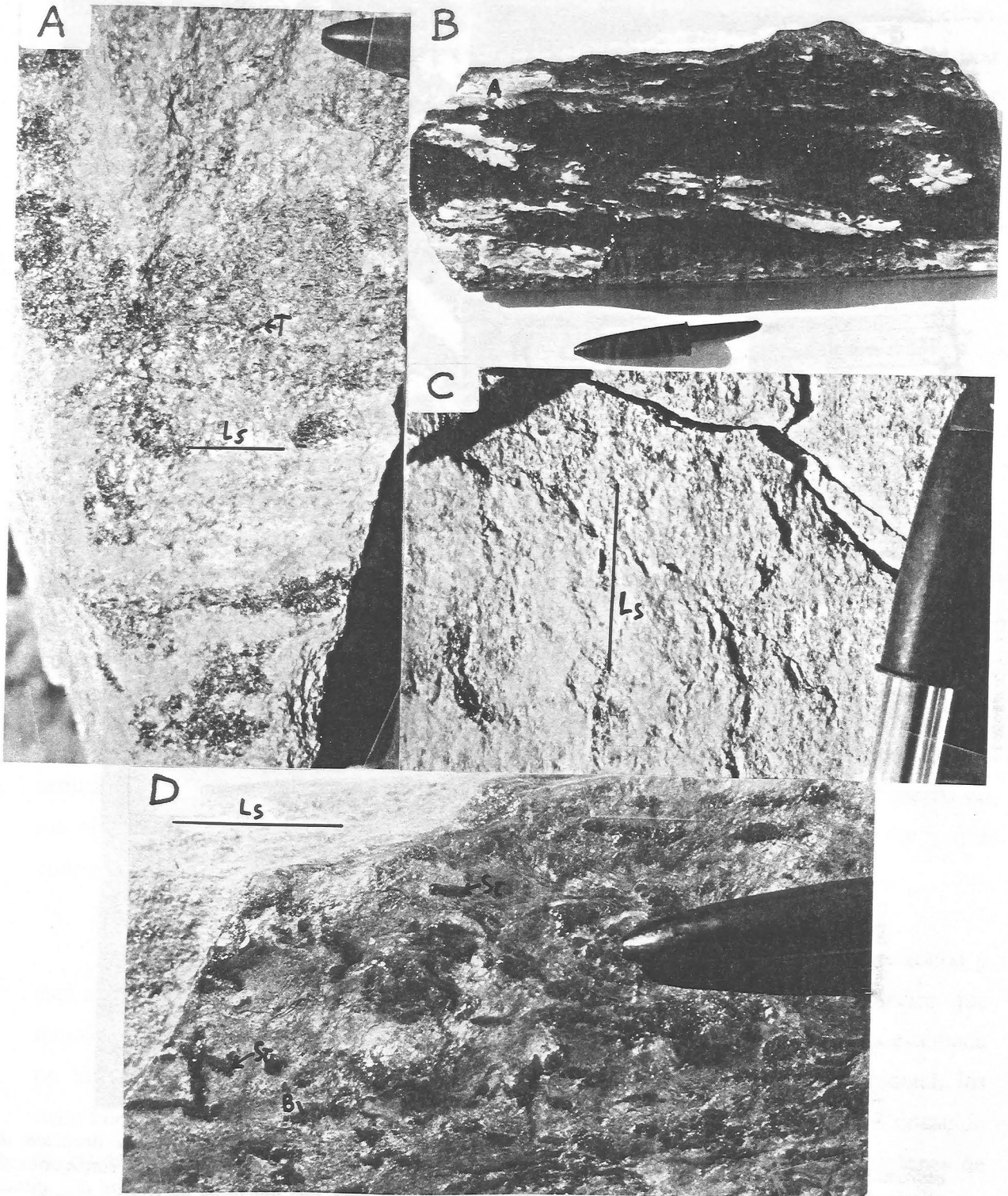


Fig. 3.6. Características macroscópicas de la foliación principal y de la lineación de estiramiento. A: Paralelización de cristales de turmalina (T) y elongación de cristales de cuarzo en un gneiss. B: Elongación de pseudomorfos de Andalucita (A). C: Elongación de cristales de cuarzo en un esquistos. D: Elongación de pseudomorfos de biotita compuestos por granates (B) y de estaurolitas (E).

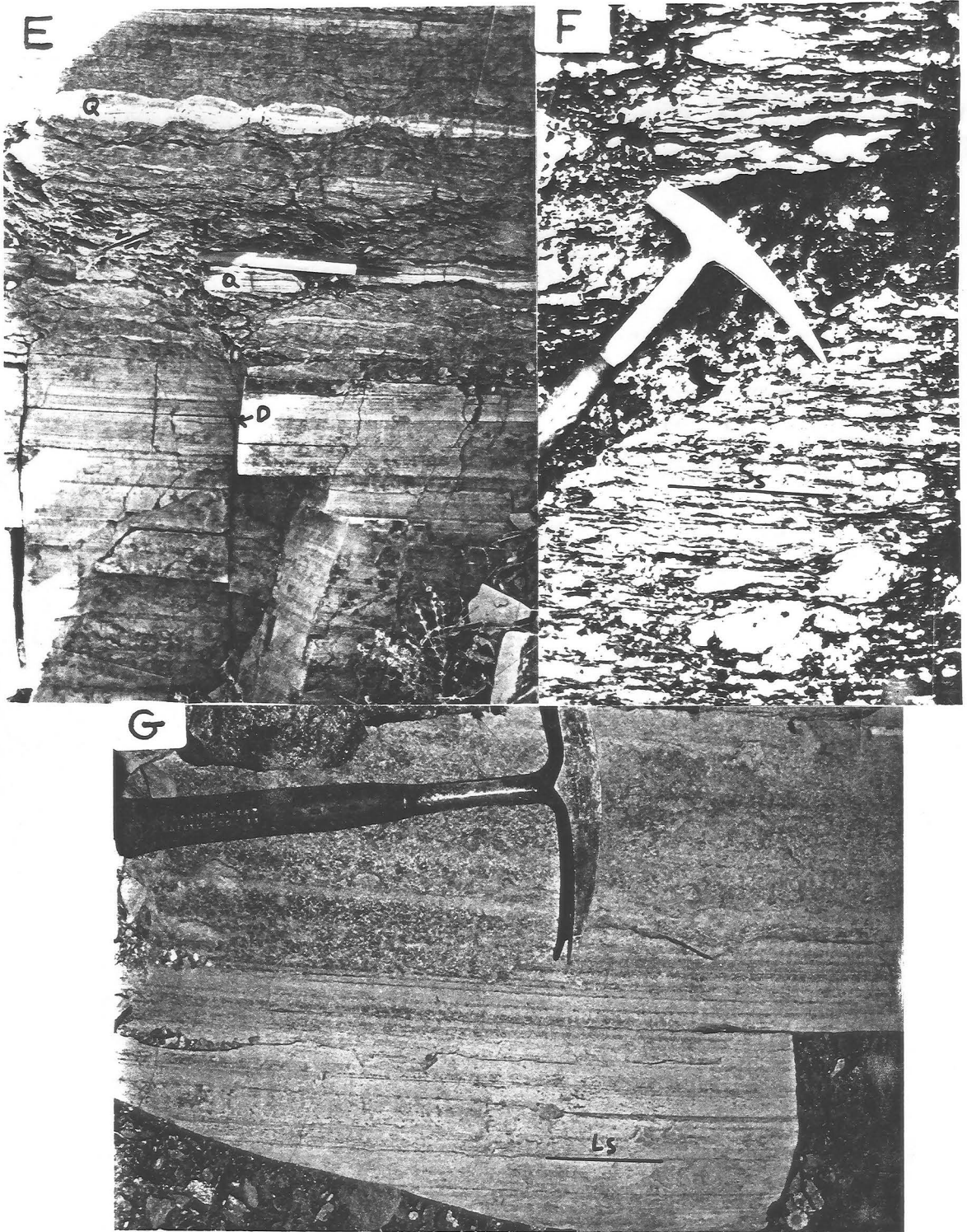


Fig. 3.6.(Cont.) Características macroscópicas de la foliación principal y de la lineación de estiramiento. E: Boudinage en niveles de cuarcitas (Q). Obsérvese el desarrollo de sistemas conjugados de clivaje de crenulación extensional en los niveles de metapelitas (M). Las diaclasas de tensión (D) afectan esencialmente a los niveles de cuarcitas (Q). F: La foliación (Ss) está marcada por las colas de presión de los feldespatos en un gneiss. G: Lineación de estiramiento en una cuarcita formada por elongación de los cristales de cuarzo.

La intensidad aparente de la lineación de estiramiento (Ls) varía bruscamente en los contactos entre niveles de distintas litologías, especialmente entre cuarcitas y metapelitas. Aunque las diferencias en las características reológicas de cada material pueden facilitar que la deformación se concentre en ciertos niveles, para que se manifieste el carácter linear de la deformación es necesario que existan elementos lineares en la roca. En las zonas donde se intercalan cuarcitas con lineación de estiramiento muy intensa y metapelitas, las últimas son filonitas y desarrollan clivajes de crenulación extensional dúctil y estructuras S-C en general. La foliación principal (Ss) y los niveles litológicos pueden boudinarse como consecuencia del estiramiento (fig. 3.6.).

A simple vista se observa que generalmente la intensidad de la lineación de estiramiento aumenta hacia arriba. No obstante, para cuantificar las variaciones en la intensidad de la deformación es necesario elegir un método que se pueda aplicar a una litología aproximadamente homogénea representada en la mayor parte de la serie. En los materiales nevado-filábrides se han realizado determinaciones puntuales del elipsoide de deformación en metaconglomerados (Jabaloy y González Lodeiro, 1.988) y en gneises (Soto et al. (1.990). Las rocas mejor representadas son metapelitas con intercalaciones de cuarcitas y con venas de cuarzo. No se pueden usar correctamente los métodos basados en la forma de los granos de cuarzo o en su disposición relativa (Fry, 1.979) ya que las cuarcitas están muy deformadas y es difícil o imposible reconocer los límites de los granos sedimentarios. Por todo ello he estudiado las orientaciones cristalográficas del cuarzo en los niveles de cuarcitas y en las venas de cuarzo que será tratada posteriormente y que confirman el aumento de la intensidad de la deformación en sentido ascendente.

La zona que contiene las fábricas plano-lineares tiene una disposición horizontal y está actualmente plegada. Las lineaciones de estiramiento se sitúan sobre la foliación que también es generalmente subhorizontal. No se puede establecer dentro del área estudiada un límite inferior neto para la zona de cizalla dúctil. En Sierra Nevada occidental, los materiales más bajos que afloran en las proximidades del Veleta muestran una lineación de estiramiento muy débil. En el Puerto de la Ragua, se observan algunas lineaciones de estiramiento (Ls) poco marcadas en materiales situados tectónicamente más bajos que los anteriores. Sin embargo las foliaciones más penetrativas en este último sector son posteriores a la foliación principal Ss y no permiten el estudio de las estructuras de la

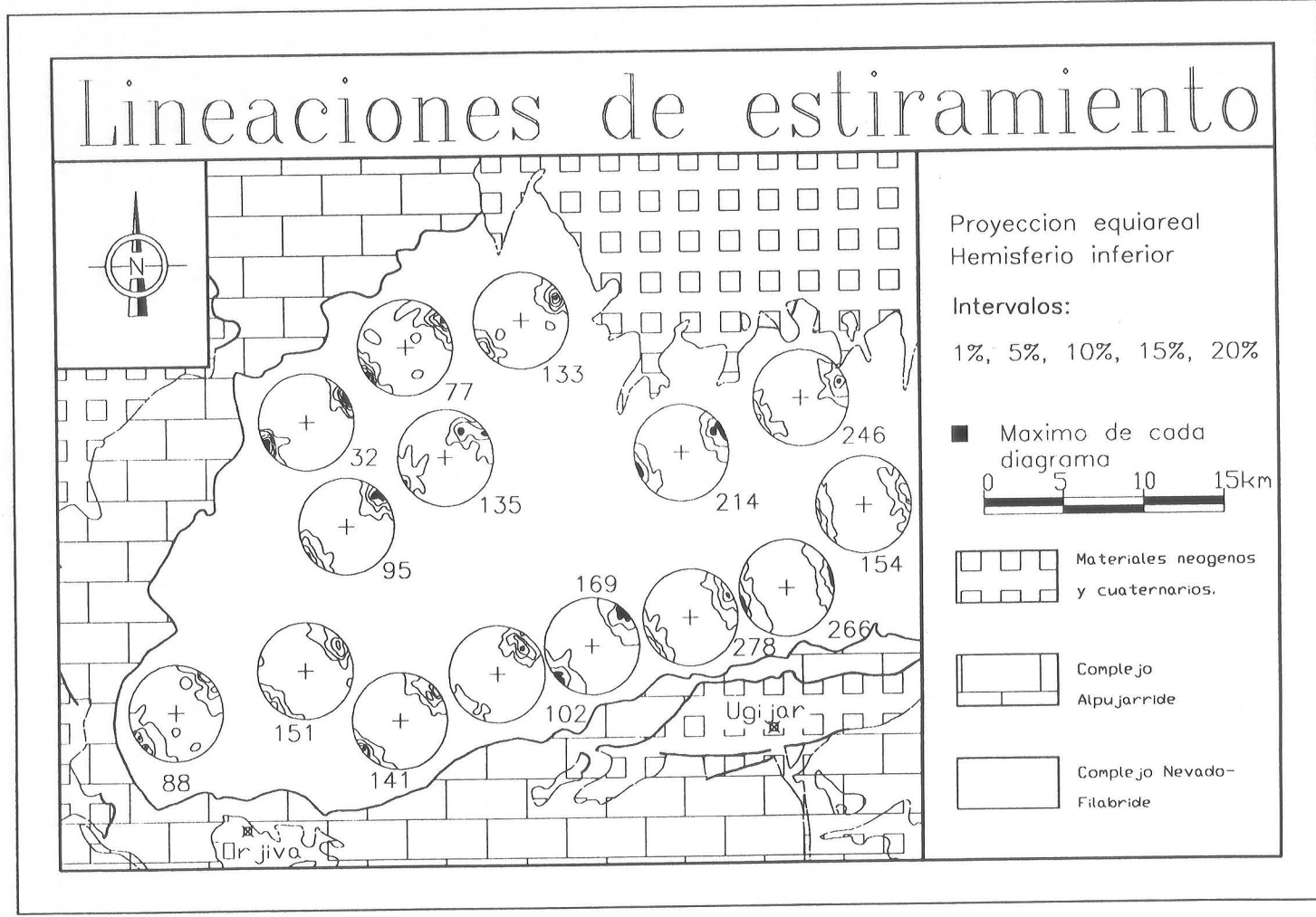


Fig. 3.7. Lineaciones de estiramiento en los materiales nevado-filábrides. Junto a cada diagrama se indica el número de datos.

El techo de la zona de cizalla dúctil inicial no se observa en ningún punto. Sobre las rocas que muestran la máxima deformación se sitúan los materiales Alpujárrides que no están afectados por la deformación principal Ds. El contacto es una zona de falla frágil.

El espesor de materiales afectados por la zona de cizalla dúctil en el sector del Veleta- Mulhacén supera los 2500 m. La potencia de la zona de cizalla de la parte superior del Nevado-Filábride que se observa en la Sierra de Los Filabres es aproximadamente de 1000 m. (A. Jabaloy, com. pers.). El dato anterior apunta que la zona afectada por la Ds tiene forma de cuña que se ensancha en la dirección de la lineación de estiramiento y en el sentido del desplazamiento desde el ENE hacia el WSW.

La medida sistemática de la orientación de las lineaciones de estiramiento permite realizar un mapa de la dirección del eje mayor del elipsoide de deformación. La orientación de la lineación de estiramiento está representada en la fig. 3.7. mediante diagramas de contornos de densidad en proyección equiareal. Proporciona una idea estadística general de la orientación de la lineación en cada sector así como de su grado de dispersión.

Si no se tienen en cuenta las dispersiones locales, al desplazarse desde el sector oriental hacia el sector occidental la lineación de estiramiento (Ls) varía de forma progresiva aunque no constante desde orientaciones próximas a E-W hasta direcciones NE-SW. Las direcciones dependen más de la posición del punto de medida dentro del área que de su localización en la vertical. Esta forma arqueada ya había sido señalada por González Lodeiro et al. (1984).

*CARACTERÍSTICAS MICROSCÓPICAS EN LAS FABRICAS DE LAS METAPELITAS.

En las rocas nevado-filábrides la morfología de la *foliación principal* (Ss) varía entre una *foliación de crenulación* muy desarrollada y una *schistosity*. Está definida principalmente (fig. 3.8.) por la paralelización al plano de foliación de:

- los cristales planares de mica y clorita.
- los cristales elongados tales como la estauroлита, los anfíboles, las turmalinas, etc.
- los cristales deformados y aplanados de minerales como el cuarzo.

-las colas de presión de minerales sincinemáticos como la plagioclasa o el granate ó precinemáticos tales como el feldespato, el granate, la estaurolita y el cloritóide que en las deformaciones coaxiales se disponen subparalelas al plano de la foliación.

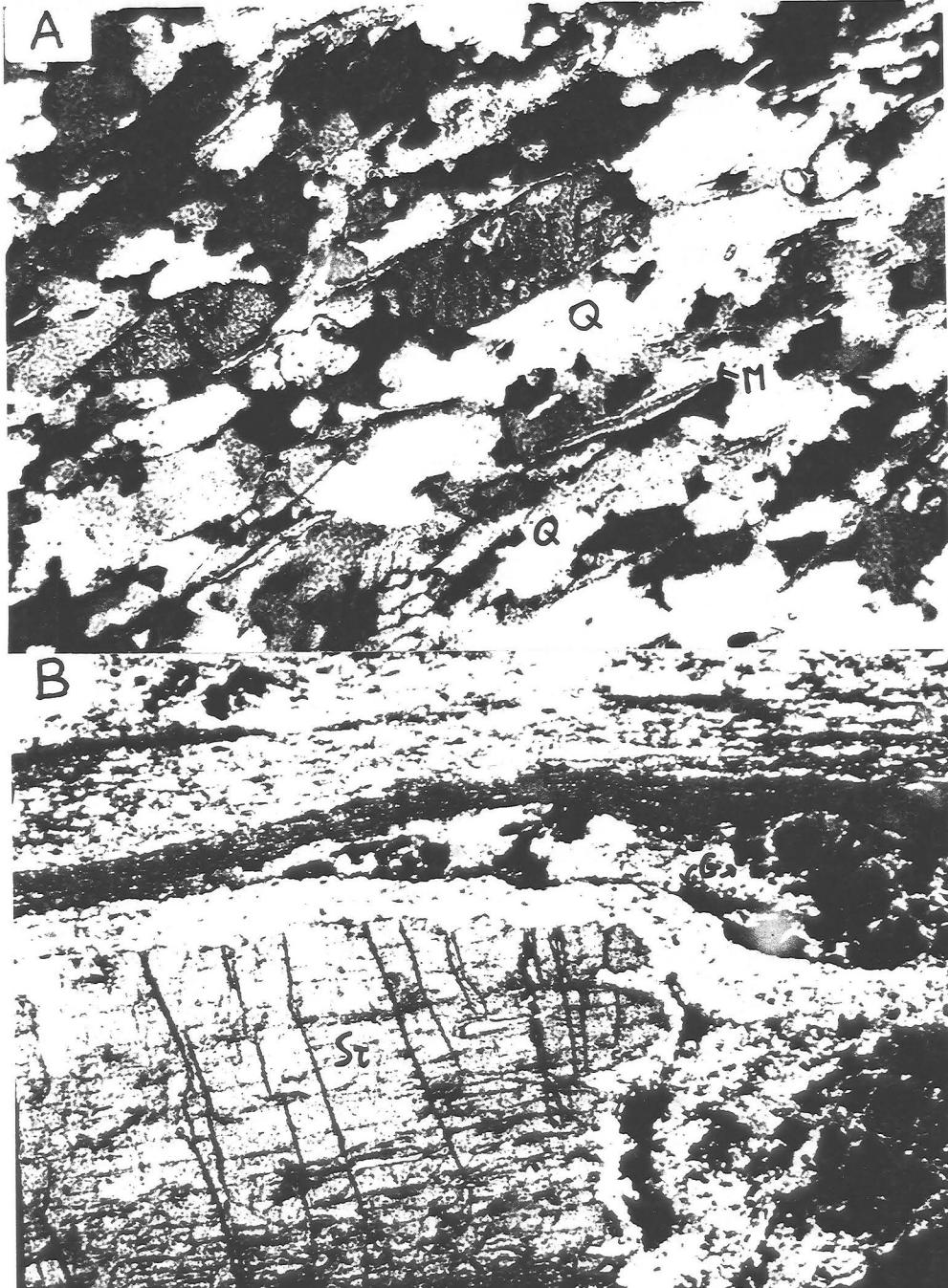


Fig. 3.8. Aspecto microscópico de la foliación principal (Ss). Está marcada por la paralelización de A: cristales de mica (M); cristales de feldespato, esencialmente albita (F); cristales de cuarzo elongados (Q); B: Colas de presión de minerales precinemáticos como la estaurolita (St) y agregados elongados de granate (G). Obsérvese la existencia de fracturas perpendiculares a la foliación y a la lineación de estiramiento tanto en los cristales de feldespato como en los de estaurolita.

La *lineación de estiramiento* (Ls) se observa cuando existen elementos lineares sobre la foliación de la roca paralelos entre si. Son principalmente:

- la elongación de las colas de presión de los minerales sincinemáticos como la plagioclasa y el granate o minerales precinemáticos tales como el feldespato, el granate, el cloritoide, la estauroлита, etc.
- los cristales precinemáticos que rotan pasivamente. En los gneises, los cristales de turmalina; En las anfibolitas, los de anfíbol; en metapelitas, los de estauroлита que a veces muestran también la macla en cruz de San Andrés y son incluso estirados y fragmentados. Los feldespatos también muestran fracturas perpendiculares a la lineación de estiramiento.
- los marcadores elongados por su deformación interna tales como los pseudomorfos de Andalucita, los agregados de granate, los cristales de cuarzo.

La deformación de la mayor parte de los minerales que marcan la foliación de las fábricas planares y plano-lineares, esencialmente el cuarzo, tiene carácter milonítico pues los cristales de la roca se deforman dúctilmente y puede producirse la recristalización de minerales. Por ello se denomina habitualmente a la foliación principal Ss *foliación milonítica*. Las microestructuras que se observan relacionadas con el desarrollo de la deformación principal Ds son: colas de presión, estructuras S-C, peces de mica y estructuras helicíticas.

Las *colas de presión* mejor desarrolladas en los materiales nevado-filábrides se observan en las zonas donde la deformación por cizalla simple es máxima. Suelen ser colas de tipo σ_a y σ_b (Passchier y Simpson, 1986) que indican que la relación cristalización / deformación es alta. Son típicas de zonas de cizalla anchas en las que la deformación está distribuída. Se observan en:

- los gneises entorno a los cristales de feldespato. En ellas cristaliza esencialmente el cuarzo. Su tamaño depende de la deformación y del tamaño del cristal de feldespato. Puede oscilar entre microscópico y decimétrico. Son generalmente asimétricas aunque también hay simétricas y de asimetría dudosa (fig. 3.9.).
- en los micaesquistos entorno a todos los minerales precinemáticos (fig. 3.1.; 3.8.;

3.9.) tales como el granate, el cloritóide y la estaurolita (fig. 4 de Puga et al., 1.975) y sincinemáticos como las plagioclasas (¿albita?).

Todas ellas indican frecuentemente un desplazamiento del bloque de techo de la zona de cizalla hacia el W / SW.

Las *estructuras S-C* que se observan relacionadas con la deformación principal son dúctiles del tipo II de Lister (1.984). Se desarrollan esencialmente en los niveles metapelíticos ya que requieren elementos planares que definan la foliación de la roca. Estas estructuras pliegan los cristales de mica. Su tamaño varia desde microscópico a centimétrico. También indican generalmente un sentido de desplazamiento del bloque de techo hacia el W /SW. Las estructuras S-C tienen características variables: en Sierra Nevada existen desde estructuras S-C dúctiles claramente relacionadas con la deformación principal Ds, hasta estructuras pseudo S-C en las que los planos C son frágiles, están estriados y son netamente posteriores a los planos S. Dedico un apartado más adelante a la descripción de estas estructuras planares secundarias.

Los *mica fish* o peces de mica están relacionados con las estructuras S-C anteriores. Se trata de cristales de mica englobados en una matriz cuarzo feldespática y cuyos extremos están alabeados (fig. 3.9.). Los planos basales de la mica en la zona central del cristal se paralelizan al plano de aplastamiento finito de la roca. La curvatura de los extremos del cristal producida por cizalla indica el sentido de la asimetría de la deformación. Las muestras analizadas en Sierra Nevada indican desplazamiento de los bloques de techo hacia el SW.

Las *estructuras helicíticas* se observan en algunas albitas y granates. Son frecuentes los granates en bola de nieve. Son minerales que han crecido en un régimen de deformación rotacional e indican un sentido de movimiento del bloque de techo hacia el W-SW. Las muestras que proceden de la parte baja de los materiales nevado-filábrides muestran continuidad entre las foliaciones externa e interna de los cristales (fig. 3.9.). Sin embargo habitualmente no se observa la continuidad: las últimas deformaciones de la zona de cizalla suelen ser posteriores al crecimiento de estos minerales.



Fig. 3.9. Microestructuras en las zonas de cizalla dúctil. Todas las microestructuras rotacionales indican movimiento del bloque de techo hacia el W. A y B: Estructuras helicíticas en albitas (Ab). C y D: estructuras rotacionales en granates. A y C: La foliación interna de los cristales se continua con la externa. En D y en una albita de B no se observa dicha continuidad. A: (muestra R15, X6.3) B: (muestra SN22, X6.3). C y D: (Muestra SN25, X2.5).

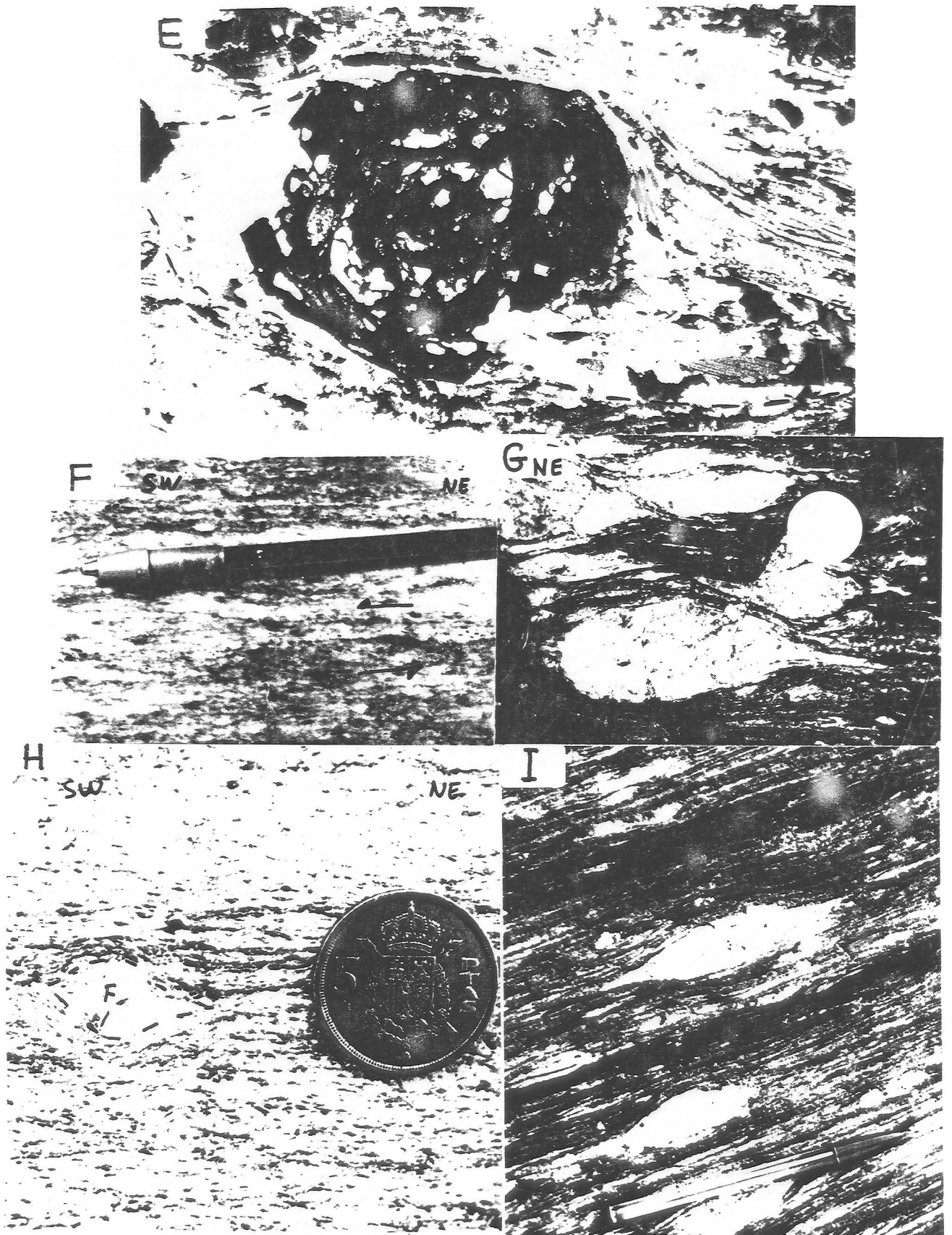


Fig. 3.9. (Cont.) Microestructuras en las zonas de cizalla dúctil. Las estructuras indican desplazamiento de los bloques de techo hacia el W. E: Cola de presión en Granate (Muestra SN16, X2.5). F: Estructura S-C en gneiss. G, H: Colas de presión asimétricas en cristales de feldespato. I: Colas de presión simétricas en cristales de feldespato.

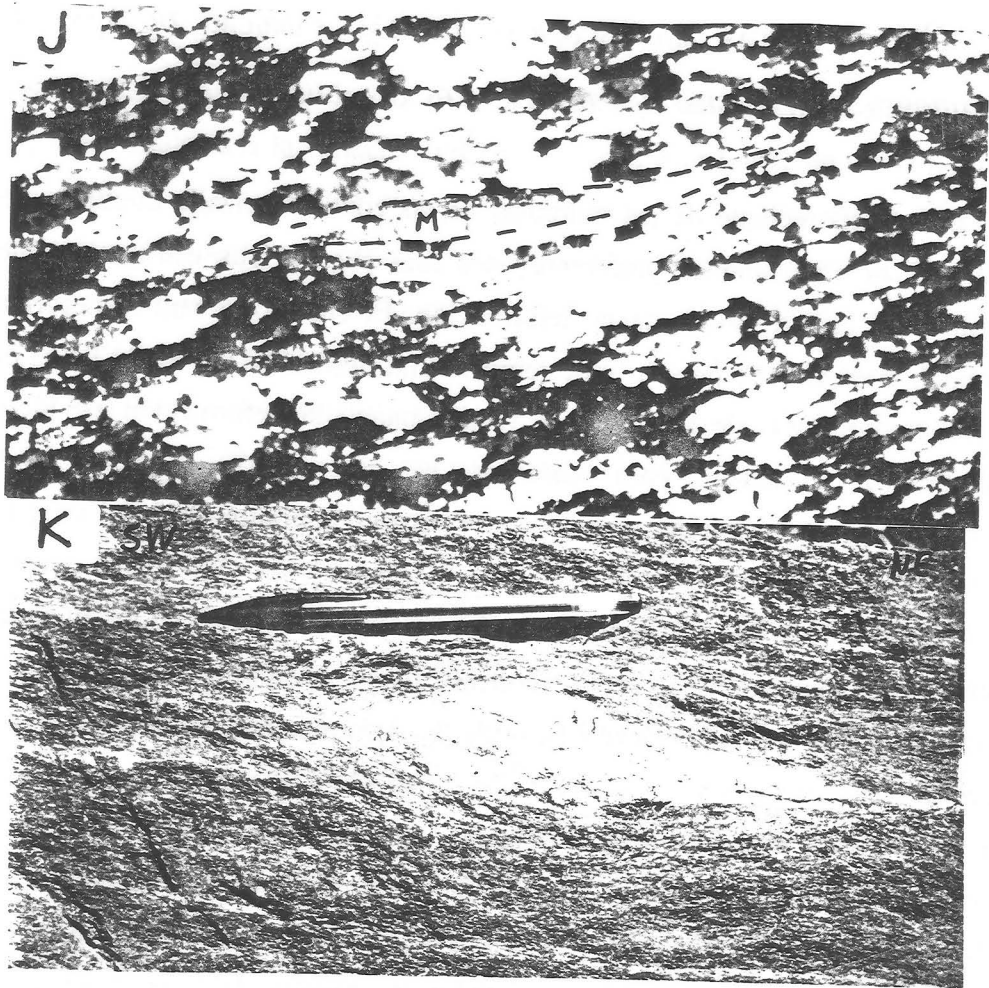


Fig. 3.9. (Cont.) Microestructuras en las zonas de cizalla dúctil. Las estructuras indican desplazamiento de los bloques de techo hacia el W. J: Mica fish (Muestra R-1, X2.5). K: Estructura S-C.

Relaciones blastesis-deformación.

La deformación D_s que se observa en el extremo occidental de Sierra Nevada se produce en condiciones retrometamórficas, en facies de los esquistos verdes. Todos los minerales de las milonitas analizadas son precinemáticos salvo:

- el cuarzo y la clorita que son sin y postcinemáticos y,
- la mica, el granate y la albita que son habitualmente precinemáticos y ocasionalmente sincinemáticos. Los dos últimos tienen estructuras helicíticas en algunas muestras de los materiales más bajos de la sucesión (fig. 3.9.) en las que la foliación interior continua con la exterior. Sin embargo el hecho de que generalmente dichas foliaciones no sean continuas demuestra que la blastesis de estos minerales suele ser previa a los últimos incrementos de la deformación.

**CARACTERÍSTICAS MICROSCÓPICAS DE LAS FÁBRICAS DE LAS CUARCITAS Y ORIENTACIONES CRISTALOGRÁFICAS PREFERENTES DEL CUARZO.*

El análisis reciente de las milonitas de las zonas de cizalla dúctil ha potenciado el estudio de las orientaciones preferentes del cuarzo y de sus estructuras pues permiten determinar las características de la deformación. El cuarzo registra la deformación dúctil en amplios intervalos de presión y de temperatura, desde 300 - 400°C (Tullis et al., 1.973) hasta las temperaturas de fusión de la roca. Cuando la deformación es dúctil, las redes cristalinas se reorientan para absorber la deformación mediante deslizamientos intracristalinos, con la mínima energía y sin romper la continuidad del cristal.

Las cuarcitas se encuentran en numerosas intercalaciones de los materiales nevado-filábrides. Sin embargo no son suficientemente abundantes para obtener un registro continuo de las variaciones en las características de la deformación. En muchos casos contienen impurezas que dificultan el análisis. Por todo ello he tomado tanto muestras de cuarcitas como de las venas de cuarzo que se disponen paralelas a la foliación principal Ss. Aunque su origen no es sedimentario y las orientaciones preferentes de los cristales de cuarzo pueden estar condicionadas por el propio proceso de formación de las venas, tienen la ventaja de que son abundantes en casi todos los niveles de la sucesión de materiales y además son prácticamente monominerálicas.

En este trabajo he recogido muestras para el análisis de las características del cuarzo en dos secciones distintas de los materiales nevado-filábrides: la primera comprende desde las proximidades del Veleta hasta la cima del Mulhacén; la segunda se localiza desde Picena hasta Ferréira por el Puerto de La Ragua (anexo 7.2.). La sección del Puerto de La Ragua se divide en dos fragmentos, La Ragua-N y La Ragua-S. En cada uno está expuesta toda la sucesión de materiales nevado-filábrides desde los materiales más profundos, en las zonas centrales de la sección, hasta los de las proximidades al Alpujárride que aflora en los dos extremos. En la sección que se extiende desde la base del Veleta hasta el Mulhacén no afloran los materiales alpujárrides. No obstante esta sección muestra desde los materiales nevado-filábrides más profundos que afloran en Sierra Nevada occidental hasta términos relativamente elevados de la sucesión. La potencia de los materiales expuestos es superior

a 2500 m.

Las láminas delgadas utilizadas para el estudio de las milonitas se han cortado en secciones perpendiculares a la foliación y que contienen a la lineación de estiramiento. La orientación respecto a los ejes de simetría de la milonita es siempre la misma y ello permite comparar las estructuras observadas en láminas distintas. En ellas se determina el carácter rotacional de la deformación pues son paralelas al 'plano de movimiento', es decir, al plano que contiene a la dirección de transporte tectónico y es perpendicular a los planos límites de la zona de cizalla. Además también se han realizado algunas láminas delgadas paralelas a la foliación para observar las características de la lineación de estiramiento.

Para caracterizar la deformación en una milonita compuesta por cuarzo se estudia en primer lugar la morfología y la estructura de los cristales de la roca. A continuación se miden con la ayuda de la platina universal y el goniómetro de texturas las orientaciones de los ejes [a] y [c]. Los resultados se representan en diagramas de densidad en proyección equiareal y muestran las posiciones preferentes de los ejes de las redes cristalinas. La goniometría de texturas también permite calcular la *ODF* (función de distribución de la orientación; Schmid et al., 1.981) que determina los diagramas de densidad de todos los ejes cristalográficos del cuarzo en el espacio y muestra las orientaciones preferentes de las redes cristalinas. El uso de esta técnica ha dado muy buenos resultados (Behrmann, 1.982; Bouchez et al., 1.984; Law, 1.987; Mancktelow, 1.987). Sin embargo no ha sido posible su aplicación a las muestras procedentes del área de estudio.

/MICROESTRUCTURAS DEL CUARZO.

El estudio de las microestructuras del cuarzo en los materiales nevado-filábrides de Sierra Nevada comenzó con los primeros trabajos de Petrología en los que se analizaron las texturas y la mineralogía de las rocas a partir de láminas delgadas. Puga (1.976) señala que los cuarzos de recristalización metamórfica de Sierra Nevada tienen bordes indentados, extinción ondulante y texturas en mortero. Esta autora afirma que en algunos casos las bandas de cuarzo se producen por fenómenos de recristalización milonítica. El estudio específico de este mineral no se desarrolla hasta la década de los ochenta, en relación con las investigaciones tectónicas. En los materiales nevado-filábrides en Sierra Alhamilla hay que señalar los trabajos en de Behrmann (1.982), Behrmann y Platt (1.982), en el extremo

oriental de Sierra Nevada Martínez Martínez (1.986a), en Sierra Nevada y el extremo occidental de Sierra de Los Filabres, Orozco (1.986a, 1.986b), en el extremo oriental de las Cordilleras Béticas Álvarez (1.987) y en el extremo occidental de Sierra de Los Filabres Jabaloy y González Lodeiro (1.988). Estas investigaciones muestran generalmente una variación semejante en las características de las microestructuras del cuarzo. En las rocas más bajas y menos deformadas se reconocen los granos sedimentarios. En las zonas intermedias se observan estructuras en mosaico y mosaico alargado. En las zonas superiores, próximas al contacto con el Alpujarride, se desarrollan notablemente las estructuras en ribbons del cuarzo. Sin embargo los autores anteriores no están de acuerdo en la interpretación tectónica de los resultados.

Las secciones que han sido estudiadas en este trabajo muestran una variación similar en la morfología de las estructuras. En ninguna de las muestras analizadas se pueden observar los límites originales de los granos sedimentarios ya que todas están deformadas por la deformación principal Ds. Los cambios en las características de las estructuras son graduales. En todas las secciones se observan en sentido ascendente las siguientes estructuras:

Estructuras en mosaico y mosaico alargado. Son las que se desarrollan en los materiales tectónicamente más bajos de la sucesión. Son estructuras granoblásticas generalmente isogranulares. Las muestras de algunas venas de cuarzo pueden ser heterogranulares y se forman *estructuras en mortero*. Los granos de cuarzo muestran formas con bordes redondeados y ocasionalmente se observan algunos puntos triples (fig. 3.10.). Algunos cristales de mica están incluidos en dos granos de cuarzo adyacentes lo que demuestra una migración de los bordes de los cristales (fig. 3.10.). Además es frecuente observar cristales de mica en el interior de los cristales de cuarzo, paralelos a la foliación principal. Los cristales pueden ser desde equidimensionales en las partes más bajas de la sucesión hasta ligeramente elongados. Los procesos de recristalización deben haber sido frecuentes en estas rocas y ocultan en muchas ocasiones la posición de la lineación de estiramiento y la deformación. A veces se mantienen las orientaciones preferentes de los ejes cristalinos del cuarzo tal y como se expone en el apartado siguiente. En algunas muestras se observan extinciones ondulantes, muy bien desarrolladas con bandeados que afectan a todos los cristales. Han debido producirse por deformaciones tardías más frágiles y posteriores a la formación de la estructura en mosaico.

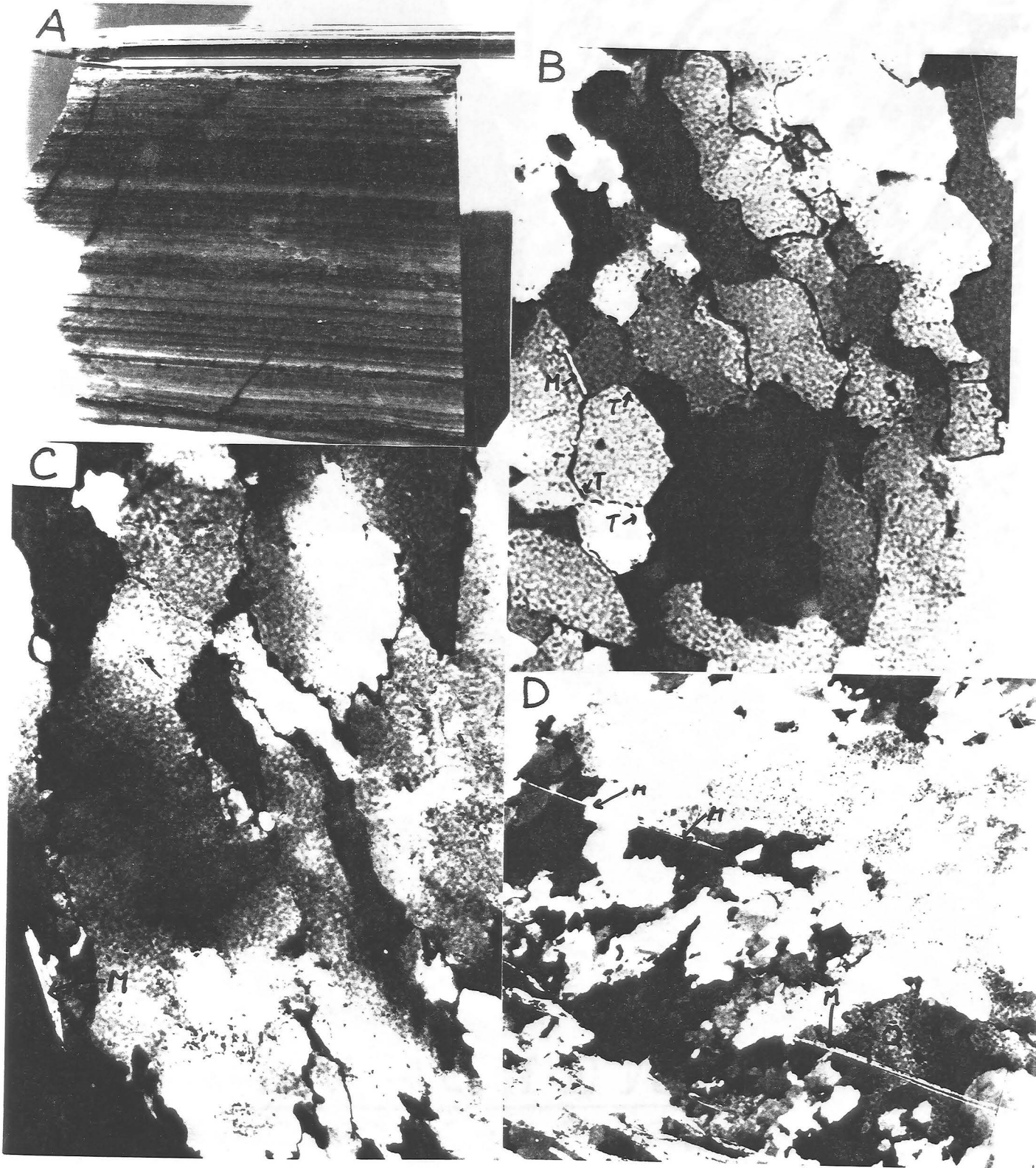


Fig. 3.10. Microestructuras del cuarzo. A: Bandeado formado por ribbons de cuarzo en una milonita. B: Puntos triples (T) y estructuras en mosaico alargado en muestras de la parte baja de la sucesión de materiales (Muestra LR76, X6.3) Los cristales de mica (M) limitan el crecimiento de los cristales de cuarzo. C: Bordes indentados y cristales de mica (M) en el interior de cristales de cuarzo, típicos de la migración de los bordes de grano. (Muestra LR41, X2.5). D: Cristales de Mica (M) en el interior de cristales de cuarzo (Q) y en el límite de los cristales.

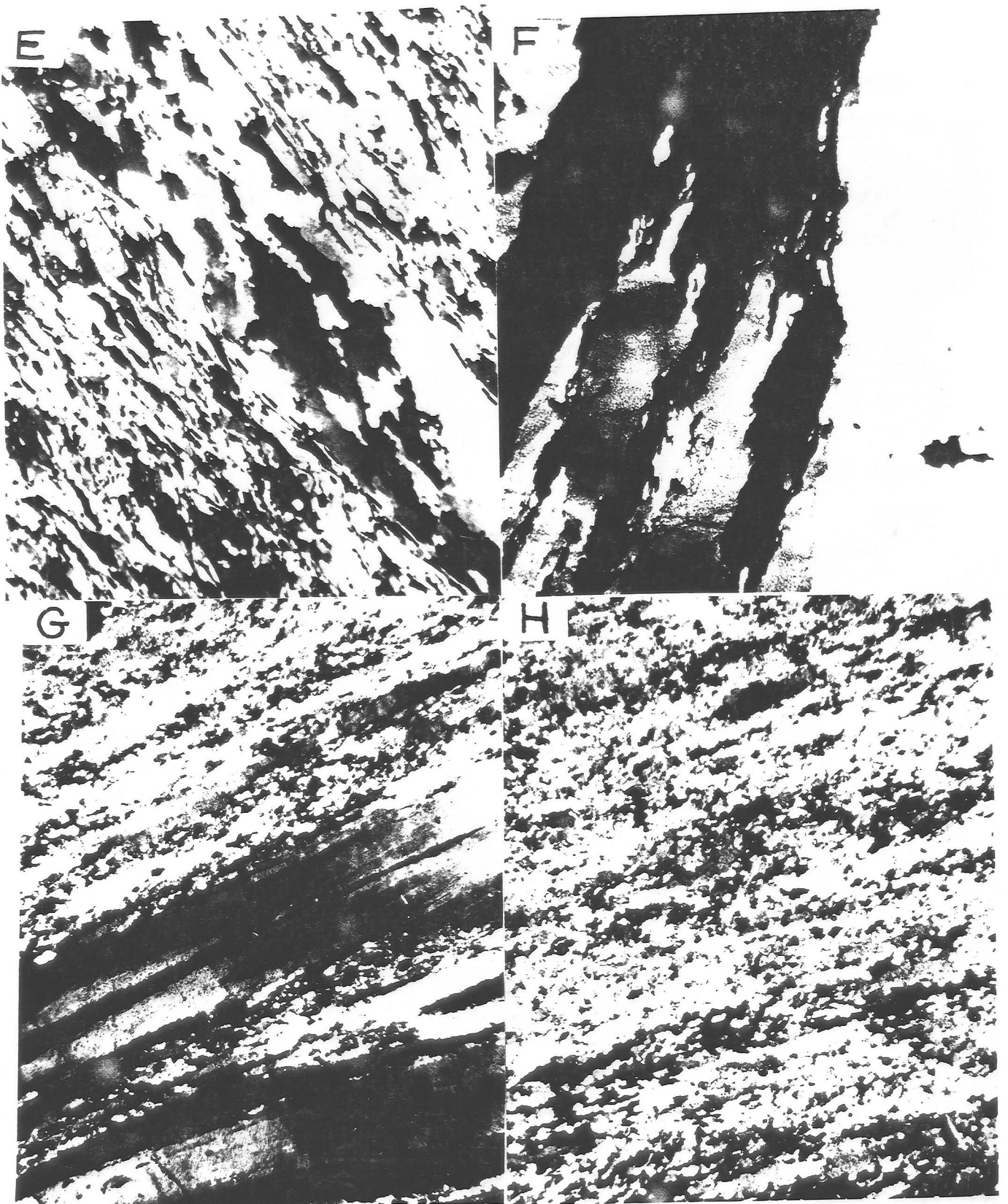


Fig. 3.10. (Cont.) Microestructuras del cuarzo. E: Ribbons policristalinos típicos de la parte baja e intermedia de la sucesión de materiales (Muestra R-3, X2.5). F: Ribbons monocristalinos. En sus bordes comienzan a formarse nuevos cristales de cuarzo (Muestra J60-1, X10). G: Ribbons monocristalinos y cristales de cuarzo neoformados típicos de la parte alta de la sucesión de materiales. (Muestra LR3, X2.5) H: Ultramilonitas con reducción del tamaño de grano de la parte elevada de la sucesión de materiales (Muestra SN34A, X2.5).

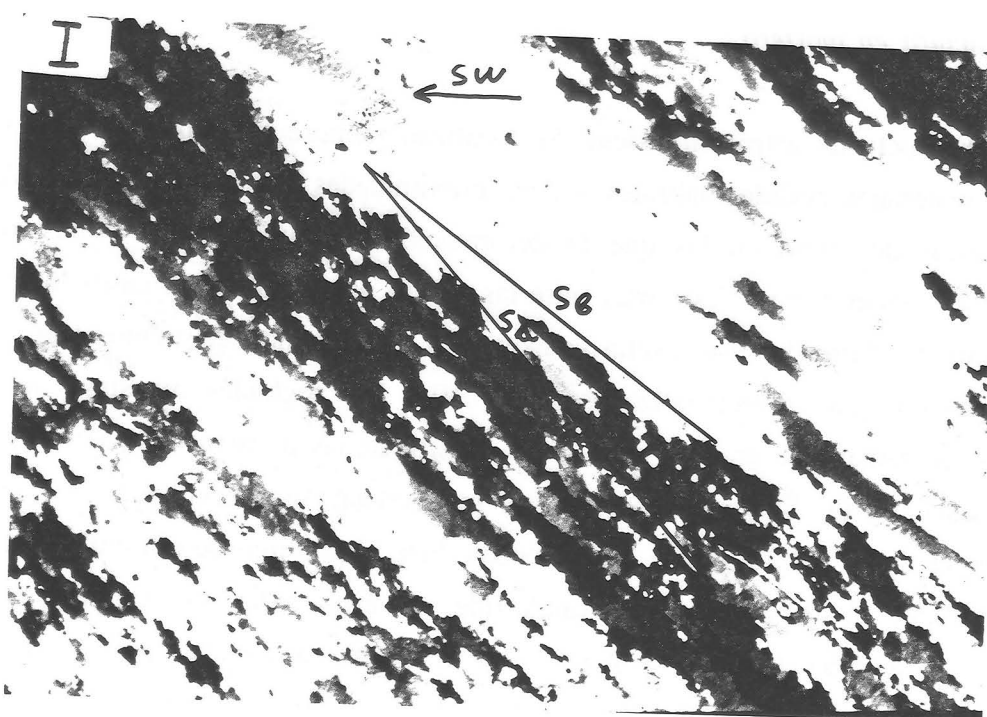


Fig. 3.10. (Cont.) Microestructuras del cuarzo. I: Fábrica con doble elongación. Los ribbons de pequeño tamaño son oblicuos a los ribbons monocristalinos de gran tamaño. La oblicuidad indica un desplazamiento del bloque de techo hacia el SW (Muestra J281, X2.5) .

Estructuras protomiloníticas y miloníticas. En los niveles intermedios de los materiales nevado-filábrides se observan junto a las estructuras descritas anteriormente, estructuras homométricas y heterométricas en las que los cristales son progresivamente más elongados y pueden ser considerados como ribbons mono y policristalinos. Los bordes de grano son más indentados que en las estructuras en mosaico y también se observan estructuras típicas de la migración de los mismos tales como cristales de mica compartidos entre granos contiguos (Jessell, 1.987).

En algunas venas de cuarzo, prácticamente monocristalinas, se observa el desarrollo de estructuras protomiloníticas en el sentido de Higgins (1.971). Los cristales de cuarzo de las venas con extinciones ondulantes comienzan a fracturarse y deformarse a favor de dos juegos conjugados de superficies en las que se observan pequeños cristales redondeados neoformados. Cada juego tiene un sentido de desplazamiento opuesto.

En otras muestras más deformadas (fig. 3.10.) se observa que los grandes cristales de cuarzo tienen progresivamente formas más elongadas y el porcentaje de granos neoformados es mayor. La estructura de estos casos corresponde a la denominación clásica

de estructura en mortero.

Estructuras ultramiloníticas. Se localizan siempre en la parte alta de la sucesión de los materiales nevado-filábrides, en las proximidades del contacto con el Alpujárride. Son típicas de zonas en las que la deformación es muy intensa. Dentro de ellas se distinguen dos estructuras extremas entre las que se pueden observar casos intermedios: las ultramilonitas formadas casi exclusivamente por ribbons monocristalinos (fig. 3.10.) y las formadas por granos recristalizados (fig. 3.10.). Las segundas muestran una reducción notable del tamaño de grano y se originan a partir de las primeras. Cuando la deformación es elevada, en los bordes de los ribbons monocristalinos crecen pequeños cristales que pueden sustituir completamente a los ribbons. Este último tipo de ultramilonitas suele estar más próximo al contacto con el Alpujárride. En estas rocas son habituales las fábricas planares con doble elongación y las fábricas de forma oblicua respecto a la foliación marcada por las micas tales como las descritas por Brunel (1.980), Law et al. (1.984), Mancktelow (1.987), Culshaw (1.987) y Cuevas (1.988) Indican generalmente un sentido de rotación con desplazamiento de los bloques de techo hacia el W-SW. (fig. 3.10.)

La principal conclusión que se puede obtener del estudio de las microestructuras del cuarzo es que la deformación aumenta progresivamente en sentido ascendente en la sucesión nevado-filábride aunque de forma discontinua. Las deformaciones de mayor intensidad con estructuras ultramiloníticas se localizan en las proximidades del contacto con el Alpujárride.

Las temperaturas en las que se produjeron las deformaciones son distintas. Las estructuras en las muestras más bajas tienen generalmente bordes subredondeados y estructuras de migración de los límites de los granos, típicas de temperaturas medias. Hacia arriba los límites de los granos son más indentados y hay ribbons policristalinos. Finalmente los ribbons que se observan en las zonas elevadas son siempre monocristalinos e indican que su temperatura de formación es relativamente baja (Bouiller y Bouchez, 1.978). Esta observación es coherente con la disposición actual de los materiales dentro de la zona de cizalla dúctil heterogénea.

Interpretación de las fábricas.

La orientación de la red de cada cristal de cuarzo deformado en condiciones dúctiles depende de la orientación inicial de la red, de los sistemas de deslizamiento intracrystalino que hayan actuado y de la rotación que haya sufrido el cristal. En las orientaciones preferentes de las redes de todos los cristales de una roca intervienen, además de los factores mencionados para cada cristal, los procesos de recristalización. La formación de nuevos cristales y la migración de los bordes de los granos modifican la extensión de cada cristal y por lo tanto su peso relativo en el conjunto de la fábrica.

Las condiciones de temperatura, presión confinante, presión de fluidos y esfuerzo sobre cada plano cristalino determinan los sistemas de deslizamiento intracrystalino disponibles en cada momento en un cristal de cuarzo. Cada sistema de deslizamiento está definido por un plano y por una dirección de deslizamiento contenida en dicho plano. Los sistemas de deslizamiento en el cuarzo son numerosos (fig 3.11.). El sistema de deslizamiento intracrystalino del cuarzo más importante a baja temperatura es habitualmente el basal en la dirección del eje $\langle a \rangle$ (Nicolás y Poirier, 1.976). A temperaturas ligeramente superiores se activan los sistemas prismáticos en la dirección $\langle a \rangle$ y romboédricos $\langle a \rangle$. En temperaturas muy altas, el sistema principal es el prismático en la dirección $\langle c \rangle$ (Blumenfeld et al., 1.986) junto con el romboédrico $\langle a+c \rangle$. Los sistemas de deslizamiento pueden competir entre sí y actuar simultáneamente (Lister, 1.981; Bouchez et al., 1.985). No se conocen las condiciones estrictas de activación de cada sistema. Blacic (1.975), Linker et al. (1.984) y Blumenfeld et al. (1.986) señalan la importancia de la presión de fluidos en la activación de los sistemas de deslizamiento prismáticos en la dirección $\langle a \rangle$ y en la dirección $\langle c \rangle$. Si la presión de fluidos es suficientemente elevada pueden funcionar sistemas de deslizamiento prismáticos $\langle a \rangle$ a temperaturas moderadas.

La orientación del eje [c] de cada cristal de cuarzo se puede determinar fácilmente por sus propiedades ópticas mediante un microscopio con platina universal. Por ello los diagramas más utilizados para caracterizar la orientación preferente de las redes del cuarzo son los diagramas de densidad en proyección equiareal de los ejes [c]. Todos los diagramas de este trabajo se han construido a partir de la medida de la orientación de 150 ejes [c]

de cada muestra.

A)

B)

Sistemas de deslizamiento del cuarzo:

Dirección:	Superficie:
$\langle a \rangle$	$\{0001\}$
$\langle a \rangle$	$\{10\bar{1}0\}$
$\langle c \rangle$	$\{10\bar{1}0\}$
$\langle c+a \rangle$	$\{10\bar{1}0\}$
$\langle c+a \rangle$	$\{10\bar{1}1\}$
$\langle c+a \rangle$	$\{01\bar{1}1\}$
$\langle c+a \rangle$	$\{11\bar{2}2\}$
$\langle c+a \rangle$	$\{21\bar{1}2\}$
$\langle c+a \rangle$	$\{10\bar{1}2\}$
$\langle c+a \rangle$	$\{01\bar{1}2\}$

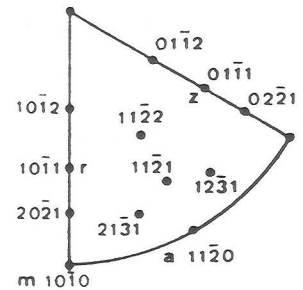
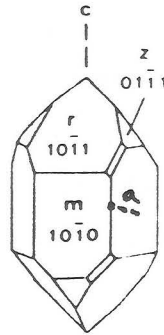


Fig. 3.11. Sistemas de deslizamiento intracristalino del cuarzo. A) Descripción de los sistemas (Hobbs et al., 1981). B: Cristalografía del cuarzo (Schmid et al., 1981).

Las simulaciones de la evolución de la orientación de las redes cristalinas durante la deformación tienen en cuenta preferentemente la orientación de los ejes [c] de cuarzo (Etchecopar, 1977; Lister et al., 1978; Lister y Hobbs, 1980; Jessell, 1988a y 1988b). Las simulaciones suelen considerar sólo los sistemas de deslizamiento más frecuentes, es decir, el basal en la dirección de $\langle a \rangle$, los romboédricos $\langle a \rangle$ y $\langle c+a \rangle$ y los prismáticos $\langle a \rangle$ y $\langle c \rangle$. Todas ellas parten de un modelo ideal de cuarcita cuyos cristales tienen orientaciones dispersas homogéneamente en todo el espacio. Los sistemas de deslizamiento y las características de la deformación determinan en cada caso las morfologías de las fábricas ideales resultantes que se utilizan como referencia para compararlas con las fábricas naturales.

Las simulaciones más utilizadas son las de Etchecopar (1977, 1984), Lister et al. (1978) y Lister y Hobbs (1980) que tienen en cuenta la rotación de la red de los cristales como consecuencia del deslizamiento intracristalino. Etchecopar (1977, 1984) y Etchecopar y Vasseur (1987) deducen que los planos y las direcciones de los sistemas de deslizamiento intracristalino se orientan preferentemente paralelos a las direcciones de los planos de cizalla de la roca durante la deformación. Si el sistema de deslizamiento principal de la roca es el basal en la dirección $\langle a \rangle$, los ejes [c] del cuarzo se dispondrán

perpendiculares a los planos de cizalla y estarán contenidos en el plano XZ de la milonita. Los ejes [a] se situarán también en el plano XZ pero contenidos en el plano de cizalla. Si existen otros sistemas de deslizamiento los ejes [c] del cuarzo forman una guirnalda que pasa por el eje Y de la milonita (fig. 3.12.) y que está compuesta además de por el máximo mencionado anteriormente, por un máximo en el eje Y que corresponde a deslizamientos prismáticos en la dirección $\langle a \rangle$, y por máximos situados entre los dos anteriores que corresponden a deslizamientos sobre planos romboédricos (Bouchez y Pecher, 1981.).

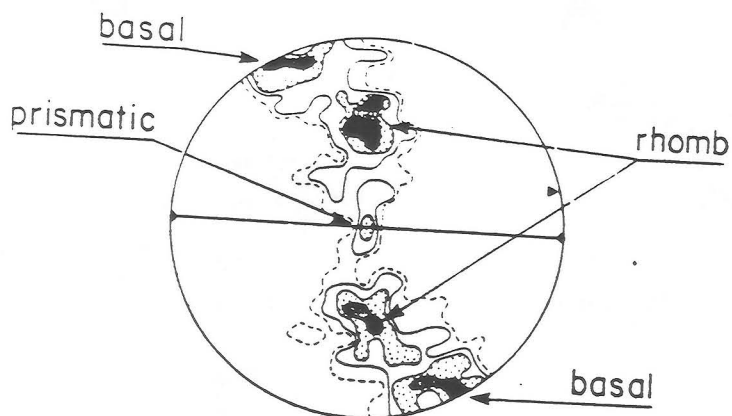


Fig. 3.12. Relación de los sistemas de deslizamiento intracrystalino con el origen de las orientaciones preferentes de ejes [c] de una fábrica de cuarzo. Tomado de Bouchez y Pecher (1981).

Lister et al. (1978), Lister y Hobbs (1980) y Lister (1981) simulan fábricas en las que intervienen distintos sistemas de deslizamiento intracrystalino. Lister y Hobbs (1980) proponen que la interpretación de las fábricas debe de realizarse a partir del estudio de su esqueleto que es la línea que une los puntos de máxima concentración de la fábrica (fig. 3.13.). La asimetría de la rama central del esqueleto de la fábrica respecto al plano YZ es similar a la que tiene el plano de cizalla respecto al de foliación (XY) y permite establecer el sentido de la rotación. Lister y Hobbs (1980) también utilizan el *leading edge* o eje sobresaliente, perpendicular al plano de cizalla, que delimita en la fábrica la zona con polos de ejes [c] de la zona sin polos (fig. 3.13.). La asimetría del eje sobresaliente respecto al plano YZ determina también el sentido rotacional de la fábrica.

A partir de dichas simulaciones se puede llegar en algunas fábricas a interpretaciones contradictorias. Si se tiene en cuenta el criterio de Etchecopar y Vasseur (1987) el sentido de rotación de la deformación es el mismo que el que es necesario aplicar al plano YZ para hacerlo coincidir con la guirnalda de concentración de ejes [c]

o con la guirnalda más poblada por el camino más corto (fig. 3.13.). Si se utiliza el criterio de Lister y Hobbs (1.980) el sentido de rotación deducido en el ejemplo de la fig. 3.13. es justamente el opuesto. Passchier (1.983) utiliza el modelo de Lister y Hobbs (1.980) para demostrar que, según las características de la deformación y de la muestra, la asimetría de la guirnalda respecto a la foliación puede ser variable para un mismo sentido de rotación. Cuando las guirnaldas están mal definidas la interpretación puede ser confusa en muchos casos.

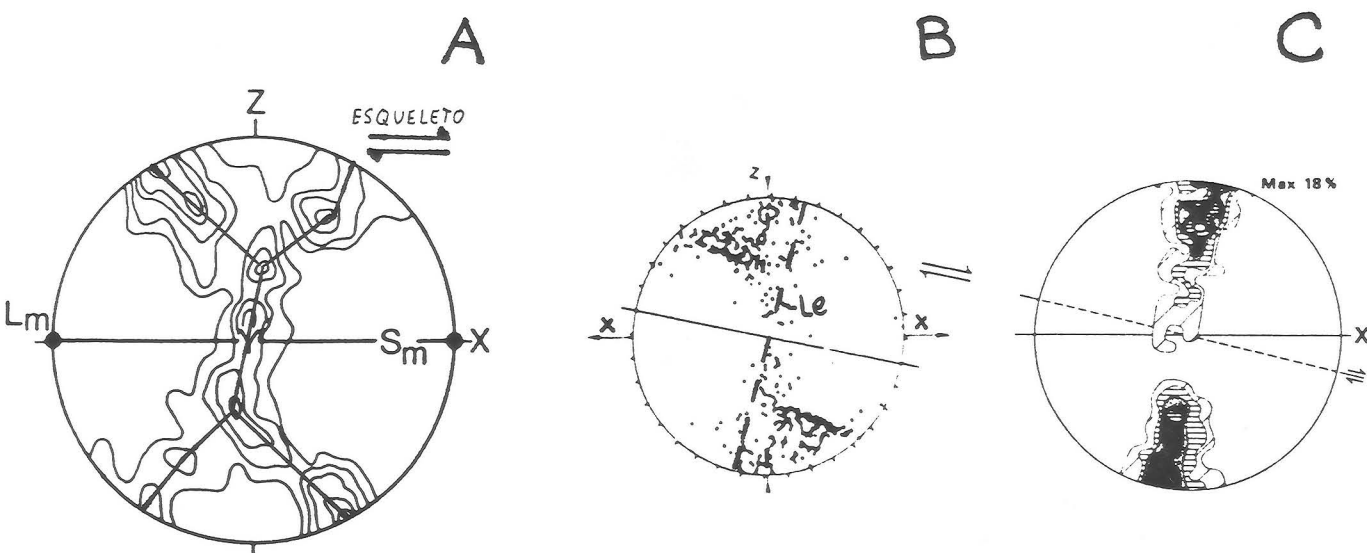


Fig. 3.13. Interpretación del sentido rotacional de las fábricas. A: Asimetría del esqueleto de una fábrica real (Behrmann y Platt, 1.982). B: Aplicación del 'Leading edge' (modificado de Lister y Hobbs, 1.980). C: Asimetría de la guirnalda (Etchecopar y Vasseur, 1.987). En todos los casos indican un desplazamiento del bloque de techo hacia la derecha. Nótese que si se aplica el criterio de Etchecopar y Vasseur (1.987) a la fábrica B, el sentido deducido es el opuesto.

Jessell (1.988a y 1.988b) introduce en sus simulaciones además del deslizamiento intracrystalino los procesos de recristalización. Concluye que los máximos en la orientación de los ejes [c] del cuarzo no siempre reflejan el funcionamiento de un sólo sistema de deslizamiento intracrystalino sino que también pueden producirse por la actuación simultánea de varios sistemas de deslizamiento junto a la recristalización. Este autor obtiene diagramas con máximos en la posición de los deslizamientos romboédricos (fig. 3.12.) de Bouchez y Pecher (1.981) producidos por la combinación de deslizamientos prismáticos en la dirección $\langle a \rangle$ y recristalización.

La interpretación de las fábricas de cuarzo mediante la comparación con los modelos

ideales antes expuestos es compleja. Los propios modelos llegan a conclusiones contradictorias entre sí. La valoración de la fiabilidad del uso de las fábricas en casos naturales es distinta según los autores. Bouchez y Pecher (1.981) las utilizan como criterio para determinar la asimetría de la deformación en el Main Central Thrust del Himalaya. Piensan que es un argumento fiable pues el 80 % de las fábricas realizadas indican un sentido de movimiento coherente el de los otros criterios microtectónicos. Sin embargo Passchier (1.983) advierte que es un criterio estadístico que hay que valorar con cuidado. Sólo el 62% de las fábricas de ejes [c] predicen el sentido correcto en el estudio que realiza de una zona de cizalla en el macizo de Saint-Barthélemy situado en los Pirineos.

No obstante en todas las simulaciones se observa que cuando aumenta la deformación también aumenta la orientación preferente de las redes cristalinas. Cuando la deformación es coaxial se obtienen modelos con simetría ortorrómbica respecto a la foliación y a la lineación de estiramiento. Si la deformación es rotacional la simetría es generalmente monoclinica y a veces se puede deducir el sentido rotacional de la deformación. Cuando la deformación rotacional es muy elevada se pueden alcanzar en ocasiones también simetrías ortorrómbicas.

Morfología de las fábricas de ejes [c] de cuarzo de Sierra Nevada.

Las primeras fábricas de ejes [c] de cuarzo realizadas en Sierra Nevada occidental fueron las de Orozco (1.986a, 1.986b). Tienen morfologías variadas. Las más abundantes son aquellas que tienen dos guirnaldas aunque también las hay con una guirnalda y ocasionalmente pueden estar desorientadas. Este autor relaciona la deformación del cuarzo con los cabalgamientos nevado-filábrides y deduce un sentido de movimiento hacia el E para los bloques de techo a partir de fábricas que en muchos casos están mal definidas y son contradictorias. Posteriormente García Dueñas et al. (1.987a, 1.987b) revisan con nuevos datos las primeras interpretaciones y sugieren que el sentido de desplazamiento de los bloques de techo es hacia el W.

Las fábricas elaboradas en este trabajo están representadas en el anexo 7.2. El análisis se ha realizado sobre las mismas muestras utilizadas en el estudio de las microestructuras del cuarzo. Su disposición trata de mostrar las variaciones en las características de las fábricas en secciones completas de los materiales nevado-filábrides. Los tipos de fábrica que se observan se pueden clasificar por su morfología (fig. 3.14) en:

-Fábricas con una guirnalda. Son las fábricas más abundantes (fig. 3.15.). Se suelen encontrar en las zonas más elevadas de los materiales nevado-filábrides. Son más frecuentes en la sección del Veleta-Mulhacén que en la de La Ragua. La definición de la guirnalda es tanto mejor cuanto más elevada es la posición de la muestra considerada en la sucesión de materiales. Las guirnaldas que se obtienen en las muestras de las partes inferiores de la sección Veleta-Mulhacén son muy anchas y mal definidas si se comparan con las de los materiales más elevados (fig. 3.14.). Son las fábricas que mejor indican el sentido rotacional de la deformación mejor que las otras fábricas por su asimetría. La distribución de los máximos de concentración que componen las guirnaldas es variable. Los diagramas cuyas guirnaldas están formadas por máximos en el centro, en posiciones intermedias y en el borde del diagrama, corresponden a muestras de los materiales intermedios y bajos de la sucesión. Los diagramas con guirnaldas formadas por máximos en posiciones intermedias y centrales son frecuentes en las muestras más elevadas de la sección del Puerto de La Ragua. Los diagramas con máximos intermedios y cercanos al límite exterior son frecuentes en las zonas elevadas de la sección Veleta-Mulhacén y en algunas muestras intermedias de la sección de La Ragua.

-Fábricas con dos guirnaldas. Existe un tránsito progresivo entre este tipo de fábricas al anterior. Casi siempre una de las dos guirnaldas contiene máximos más pronunciados que la otra. Algunas de las fábricas con escasa orientación preferente incluidas en el apartado anterior que he considerado compuestas por una sola guirnalda muy ancha pueden estar realmente formadas por dos guirnaldas mal definidas. Las fábricas con dos guirnaldas se observan en las zonas más elevadas de la sección del Veleta-Mulhacén y de La Ragua Sur con morfologías similares a las de los modelos que obtienen Lister y Hobbs (1.980) en deformaciones por cizalla simple. También se localizan en los materiales más bajos de las secciones donde el esqueleto de las fábricas está peor definido. Los máximos que componen las guirnaldas se sitúan habitualmente en las partes intermedias y exteriores de los diagramas, aunque existen algunos casos cuyos máximos son centrales.

-Fábricas sin guirnaldas con máximos próximos a Z, con distribución en círculos menores entorno a Z y simétricas. Son escasas y se localizan en las partes intermedias de la sucesión de materiales. Testimonian el carácter coaxial de la deformación

en ciertas zonas. En la fig. 3.14. he representado la fábrica de la muestra A123Y que, aunque no pertenece a ninguna de las secciones analizadas, es un claro ejemplo de este tipo de fábricas.

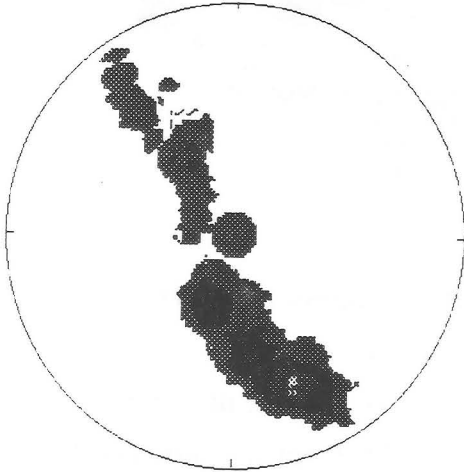


Fig. 3.14.A. Muestra SN31. 5%, 13%, 21%, 29%

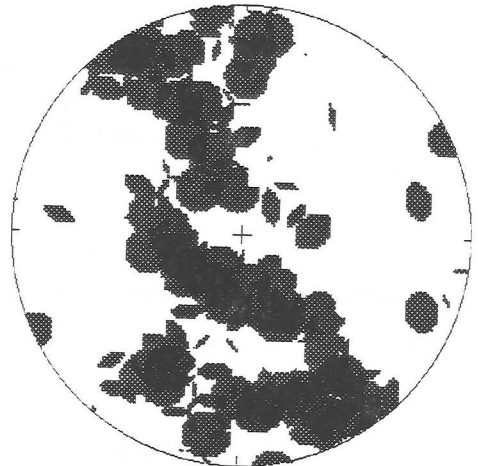


Fig. 3.14.B. Muestra R5. 2%, 5%, 8%, 11%

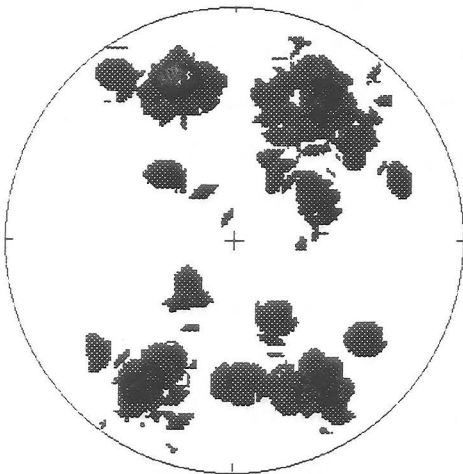


Fig. 3.14.C. Muestra A123Y. 3%, 7%, 10%, 13%

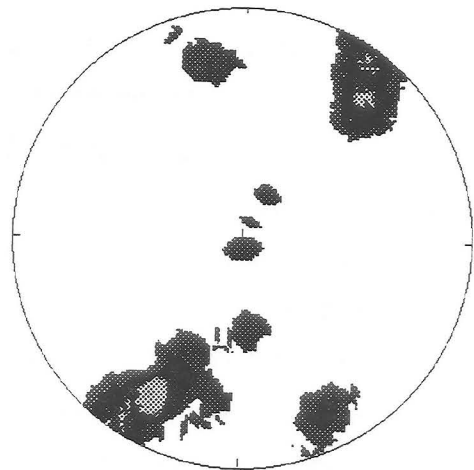


Fig. 3.14.D. Muestra LR33. 5%, 10%, 15%, 20%

Fig. 3.14. Ejemplos característicos de las distintas morfologías de las fábricas de ejes [c] del cuarzo. A: Una guirnalda bien definida. B: Una guirnalda ancha. C: Dos guirnaldas, deformación coaxial. D: Dos guirnaldas, deformación rotacional. E: Desordenadas. F: Máximos en posiciones diversas.

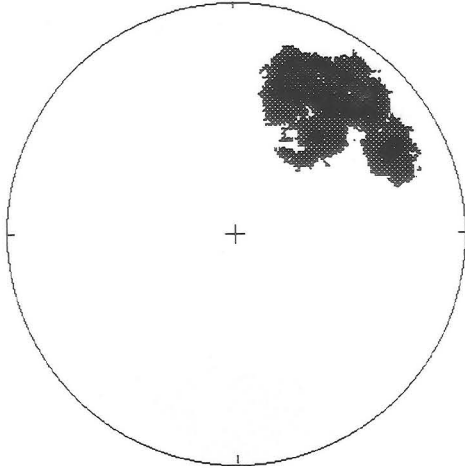


Fig. 3.14.F. Muestra LR27. 7%, 14%, 21%, 28%

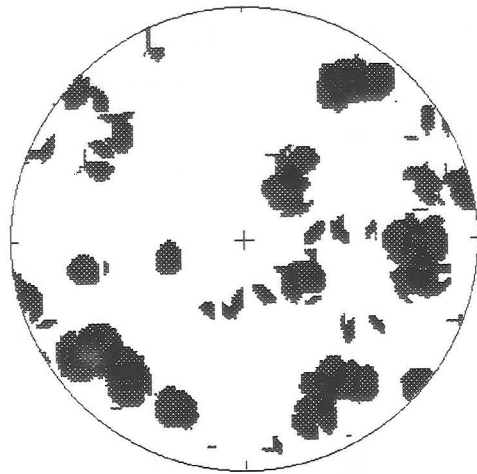


Fig. 3.14.E. Muestra J111. 3%, 6%, 9%, 12%

-Fábricas con máximos muy marcados de cualquier orientación. Son fábricas de muestras prácticamente monocristalinas. Se observan en protomilonitas y milonitas procedentes de las venas de cuarzo de los materiales intermedios e inferiores de la sucesión. En algunas muestras no existe una continuidad óptica entre los cristales que componen la roca. Sin embargo, aunque los cristales sean neoformados, la orientación de sus redes cristalinas es próxima a la del cristal del que proceden y por ello sus orientaciones son semejantes.

-Fábricas sin orientaciones preferentes. Sólo se observan en algunas muestras procedentes de los materiales intermedios de la sección Ragua- Norte aunque siempre las muestras recogidas en materiales infrayacentes y suprayacentes si muestran un cierto grado de orientación preferente. Son muestras cuya estructura es granoblástica, moderadamente elongada y con cristales de gran tamaño. Ocasionalmente se pueden observar además algunos puntos triples que indican una posible recristalización secundaria. Estas fábricas contrastan fuertemente con las fábricas con máximos muy marcados que se observan en las zonas próximas al Alpujárride de la parte alta de la sección. En todas las secciones la definición del esqueleto de las fábricas decrece progresivamente al descender en la sucesión de materiales. La presencia de cristales de feldespato y de micas junto a los cristales de cuarzo en las muestras contribuye a la desorientación de las fábricas. A pesar de todo, casi siempre existen orientaciones preferentes de las redes cristalinas.

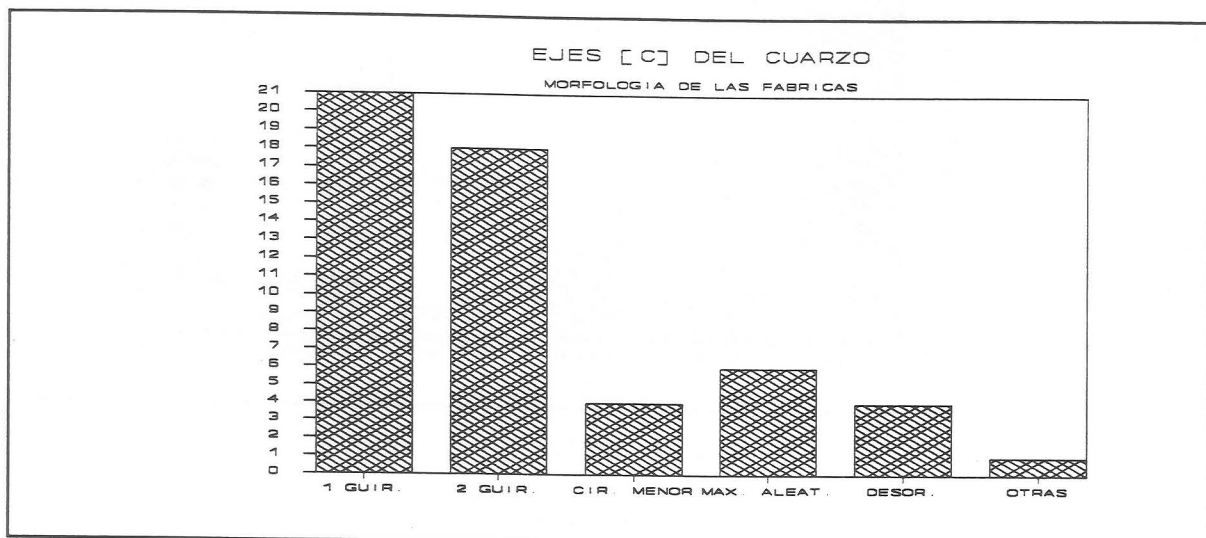


Fig. 3.15.A.

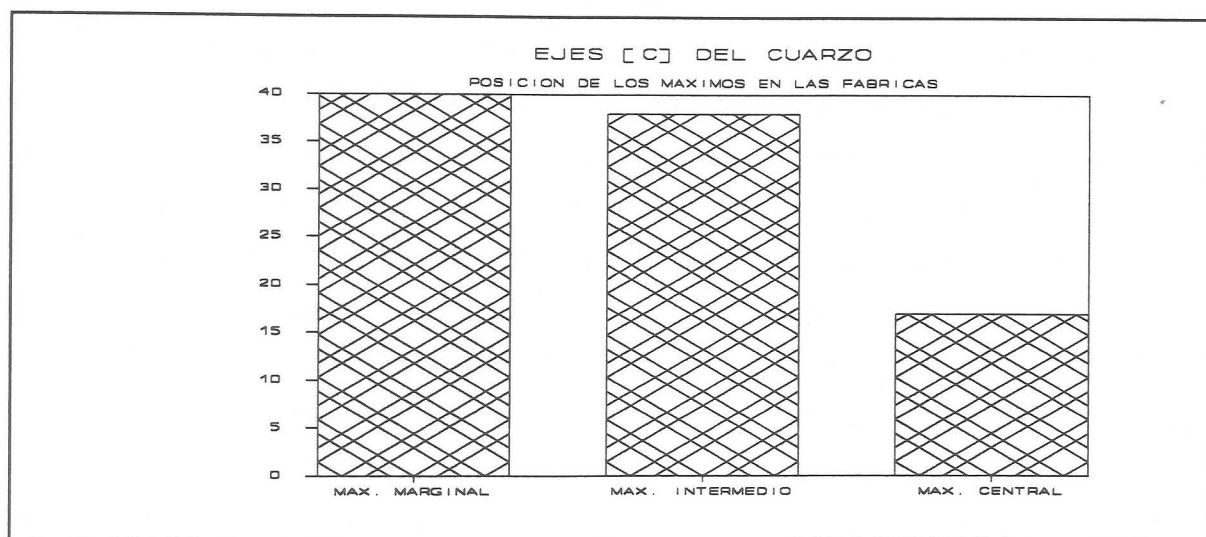


Fig. 3.15.B.

Fig. 3.15. Histogramas que muestran la frecuencia de cada tipo de fábrica de ejes [c] del cuarzo. A: Morfología de las fábricas. B: Localización de los máximos. C: Sentidos de desplazamiento del bloque de techo.

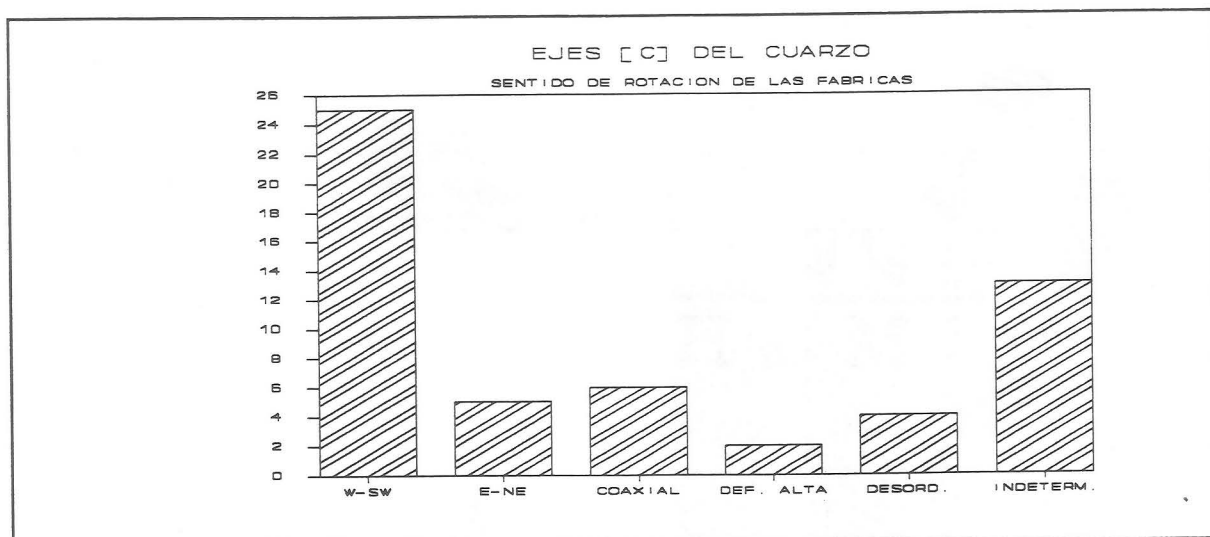


Fig. 3.15.C.

Interpretación de las fábricas de ejes [c] del cuarzo de Sierra Nevada.

Las máximos de ejes [c] de las fábricas realizadas se localizan preferentemente en proyección estereográfica próximos al exterior de los diagramas y en posiciones intermedias entre el centro y el borde (fig. 3.15.). Indican deslizamientos basales <a> del cuarzo típicos de temperaturas bajas. Aunque son minoritarias, también se observan algunas fábricas cuyos máximos tienen una posición próxima al centro del diagrama. Estas proceden esencialmente tanto en las partes bajas de los materiales de la sección Veleta-Mulhacén como en las partes altas y medias de la sección de La Ragua. Brunel (1.983) interpreta que las fábricas formadas por guirnalda con máximos centrales, intermedios y exteriores están producidas por deformaciones polifásicas en las que ha variado esencialmente la temperatura. Sin embargo algunas de las fábricas no muestran máximos exteriores. Las fábricas con máximos intermedios y centrales, han sido tradicionalmente interpretadas (Bouchez y Pecher, 1.981) como producto de los deslizamientos romboédricos y prismáticos en condiciones de temperatura intermedia a elevada. Las condiciones retrometamórficas en facies de los esquistos verdes en las que se producen las milonitas estudiadas son incompatibles con una temperatura elevada durante la deformación. Lister et al., (1.978) Bouiller y Bouchez (1.978) y Martínez-Martínez (1.986b) sugieren que este tipo de morfologías también se producen en condiciones en las que el elipsoide de deformación finito es prolato. Las determinaciones realizadas hasta el momento de los elipsoides de deformación en materiales nevado-filábrides (Jabaloy y González Lodeiro, 1.988; Soto et

al., 1.990) confirman la geometría generalmente prolata del elipsoide de deformación. Este tipo de deformación implica una elongación del máximo exterior de la guirnalda hacia el eje Y. Sin embargo no explica que los máximos de muchas de las fábricas se localicen en posiciones próximas al centro.

Los deslizamientos han debido producirse sobre planos prismáticos o romboédricos del cuarzo en la dirección de $\langle a \rangle$ activados posiblemente en condiciones de alta presión de fluidos. Esta afirmación se justificará en el apartado siguiente después de valorar los datos que aportan las fábricas de ejes [a] del cuarzo que muestran una concentración máxima de los ejes próxima a la lineación de estiramiento. Jessell (1.988a y 1.988b) obtiene mediante simulaciones a partir de deslizamientos prismáticos $\langle a \rangle$ y recristalización, diagramas con máximos que pueden ser semejantes a los formados por los deslizamientos romboédricos. Mancktelow (1.987) describe también fábricas similares en las zonas de máxima deformación de la Simplon Fault Zone (Suiza) originadas por deslizamientos prismáticos en la dirección $\langle a \rangle$ y formadas en condiciones de las facies de los esquistos verdes.

La asimetría de las fábricas muestra el carácter rotacional de la deformación. Para determinar el sentido de movimiento he utilizado siempre que ha sido posible el criterio de Etchecopar y Vasseur (1.987). Los resultados obtenidos (fig. 3.15.) indican que en el 83% de las fábricas en las que he podido determinar el sentido de la rotación, el desplazamiento del bloque de techo es hacia el W - SW. Sin embargo sólo el 46% del total de las fábricas realizadas permiten determinar adecuadamente el sentido de movimiento.

Son numerosos los factores que hacen que las fábricas reales analizadas no correspondan con las que predicen las simulaciones teóricas:

-La composición real de las rocas analizadas no es exclusivamente cuarcítica. Las muestras que proceden de venas de cuarzo pueden contener algunos cristales de mica. Las muestras de cuarcita contienen habitualmente porcentajes variables que pueden alcanzar hasta el 30% de mica, feldespato y granate que producen una fuerte desorientación de las redes de los cristales de cuarzo.

-La orientación preferente previa de los cristales. Todos los modelos parten de una cuarcita en la que las redes de sus cristales tienen orientaciones originales dispersas en el

espacio. El tamaño de los cristales que se deforman influye en la fábrica resultante. Si es elevado produce una orientación cristalográfica preferente previa por el escaso tamaño de las muestras analizadas. Los cristales de las venas de cuarzo también pueden tener orientaciones iniciales preferentes condicionadas por la formación y evolución de cada vena. La existencia de fases de deformación previas puede haber orientado las redes de los cristales de cuarzo. En cualquier caso siempre que la última deformación sea intensa se puede seguir utilizando la asimetría de la fábrica final para determinar el sentido rotacional de la deformación (Brunel, 1.983).

-Los pliegues a de ejes paralelos a la lineación de estiramiento y los pliegues en vaina pliegan durante el propio funcionamiento de la cizalla a las fábricas formadas en las primeras épocas. Son numerosos los trabajos que investigan los efectos de este tipo de pliegues en las fábricas (Carreras et al., 1.977; Brunel, 1.986; Cuevas, 1.988). Concluyen que en los pliegues en vaina la asimetría de la fábrica se mantiene y por lo tanto se pueden utilizar las fábricas determinadas en ambos flancos de cada pliegue para establecer el sentido rotacional de la deformación. Sin embargo se puede modificar la posición de los máximos.

De todas las consideraciones anteriores sobre las fábricas estudiadas se concluye que:

-La deformación y el grado de orientación preferente de las fábricas aumenta hacia arriba en los materiales nevado-filábrides. El máximo se sitúa próximo al contacto con el Alpujárride. Los materiales más bajos estudiados están también generalmente afectados por la misma deformación.

-El sentido general de los últimos desplazamientos de la zona de cizalla para los bloques de techo es estadísticamente hacia el W - SW sin que se pueda excluir la presencia de otras fábricas previas.

-No se puede establecer la temperatura de la deformación a partir de las orientaciones preferentes de las fábricas. No obstante la temperatura ha debido ser superior a 300°C pues es el límite inferior de la deformación dúctil del cuarzo (Tullis et al., 1.973). La morfología de las fábricas resultantes podría ser consecuencia de elipsoides de deformación generalmente prolatos y de una elevada presión de fluidos.

/FÁBRICAS DE EJES [A] DEL CUARZO.

Los diagramas de orientación de los ejes [a] del cuarzo se realizaron mediante un goniómetro de texturas. La interpretación de las fábricas de ejes [a] plantea más problemas que las de los ejes [c] pues la mayor parte de las simulaciones que han sido realizadas hasta la fecha sólo tienen en cuenta los segundos. El modelo de Lister y Hobbs (1.980) predice una paralelización de la dirección del deslizamiento intracrystalino con la de los planos de cizalla de la roca. Por lo tanto si el sistema de deslizamiento tiene dirección <a> se puede utilizar la asimetría entre el máximo de la orientación de los ejes [a] de la muestra y la lineación de estiramiento para establecer el carácter rotacional de la deformación. Cuanto mayor es la deformación, menor es el ángulo entre los planos de cizalla y la foliación por lo que menor será el ángulo que formará la lineación de estiramiento con el máximo de la orientación de ejes [a] en el diagrama. Si la deformación es muy elevada ambos máximos serán coincidentes y no se podrá establecer el sentido de la asimetría. Cuando el sistema de deslizamiento intracrystalino no es el <a>, la interpretación de los diagramas es más compleja.

La ventaja de la realización de este tipo de fábricas radica en que la determinación es automática. La influencia de cada cristal en el total de la fábrica es proporcional a su superficie. Las ultramilonitas suelen tener un tamaño de grano muy pequeño que dificulta la realización de los diagramas de ejes [c], sin embargo se pueden estudiar adecuadamente mediante el goniómetro de texturas. Otra ventaja que tiene sobre la platina universal es que sólo mide las orientaciones de los cristales de cuarzo y no la de otros minerales tales como los feldespatos que son ópticamente parecidos.

Entre los inconvenientes cabe destacar que el goniómetro de texturas no permite caracterizar adecuadamente las microestructuras de cuarzo y no puede seleccionar los distintos tipos de cristales que componen una milonita. Cuando la muestra es prácticamente monocristalina con ribbons de cuarzo de varios milímetros de anchura, la medida de la fábrica puede realizarse sobre un sólo cristal de cuarzo. El resultado es impredecible y depende del cristal medido. Estos casos sólo pueden detectarse con el microscopio óptico y han sido la causa de resultados contradictorios entre los diagramas de ejes [a] y [c] del

cuarzo de algunas muestras analizadas.

Otros problemas proceden del propio método de realización de la fábrica. Cuando la muestra se inclina en el goniómetro respecto a la fuente de rayos X, el porcentaje de radiación que absorbe es variable. Por ello es necesario realizar una corrección de absorción de las medidas de la radiación reflejada. Si la muestra no tiene forma idéntica a la que se utiliza como patrón desorientado o si existe algún desajuste en la función de corrección, el diagrama final puede mostrar zonas de distinta concentración dispuestas concéntricamente respecto al eje Z de la milonita. Este tipo de fábricas debe de interpretarse con cuidado pues las concentraciones que muestran pueden ser reales o bien ser artificios del procedimiento de cálculo.

Las muestras de cuarcita pueden tener fábricas reales de ejes [a] del cuarzo diferentes de las ideales. Los factores que las producen son los mismos que ya han sido mencionados en el apartado dedicado a las fábricas de ejes [c] de cuarzo.

He tomado 88 muestras de materiales nevado-filábrides para realizar los diagramas de orientación de los ejes [a] del cuarzo. Además de las mismas muestras utilizadas para el cálculo de la orientación de los ejes [c] he seleccionado otras procedentes de puntos en los que la deformación es elevada. La distribución de las muestras hace posible el estudio de las variaciones de las fábricas de ejes [a] en la vertical y la comparación con las de ejes [c] así como una visión de su disposición areal.

Forma y distribución de las fábricas de ejes [a].

La fig. 3.16. muestra un ejemplo de cada una de las formas más típicas de las fábricas de Sierra Nevada. Las fábricas más abundantes son las que tienen máximos muy bien marcados de la orientación de los ejes [a] próximos a la lineación de estiramiento y al plano de foliación (fig. 3.17.). Proceden de muestras de los materiales intermedios y elevados de todas las secciones. En niveles intermedios de la sucesión, las fábricas muestran máximos de los ejes [a] que se localizan tanto en posiciones próximas a la lineación de estiramiento como en posiciones al azar de difícil interpretación. Las fábricas desordenadas y sin orientaciones preferentes se sitúan en la parte inferior de la sucesión de materiales. Algunas fábricas muestran círculos menores perpendiculares a la foliación que pueden interpretarse bien como producto de la deformación coaxial, bien como

problemas de cálculo del diagrama de la fábrica. El grado de orientación preferente de las fábricas aumenta generalmente en sentido ascendente en la sucesión de materiales hasta las proximidades con en Alpujárride. Esto se interpreta como un aumento hacia arriba de la deformación que han sufrido los materiales.

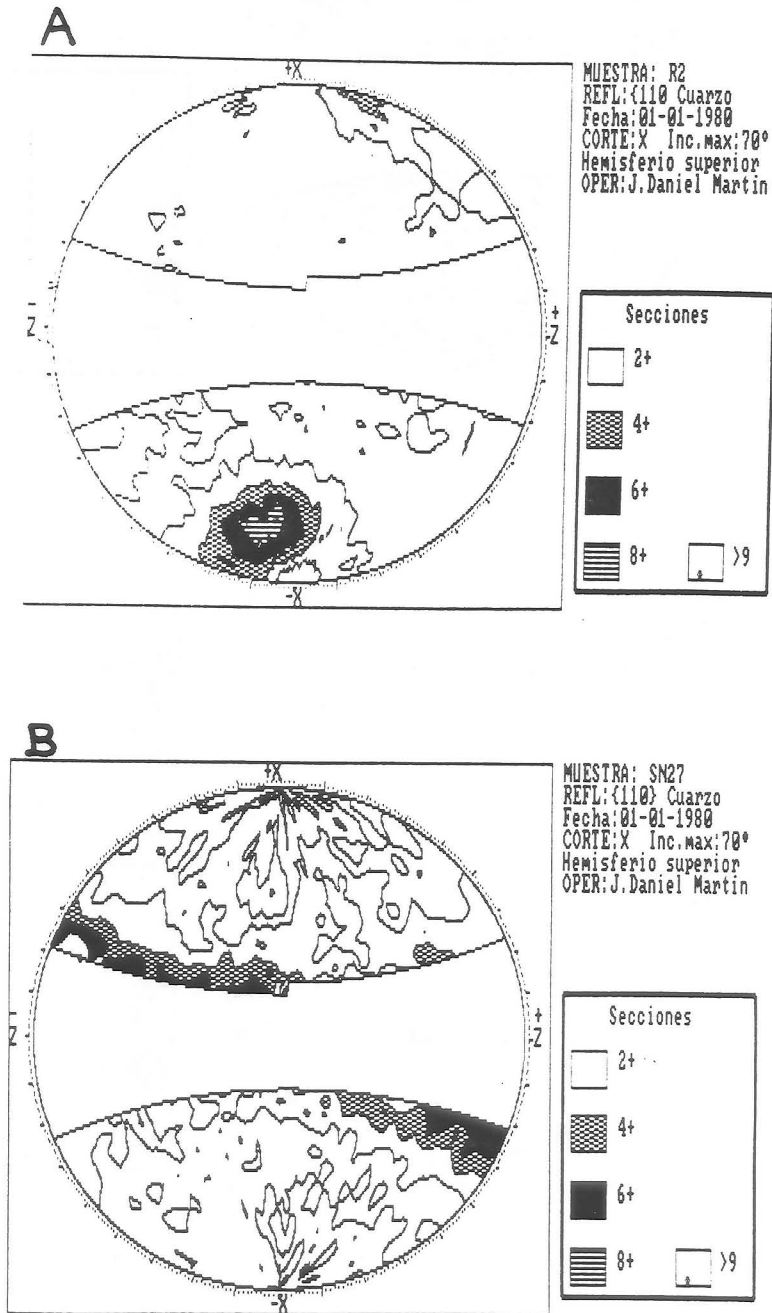


Fig. 3.16. Ejemplos característicos de las distintas morfologías de las fábricas de ejes [a] de cuarzo. A: Fábricas con máximo próximo a la lineación de estiramiento. B: Fábricas con máximos situados en círculos menores.

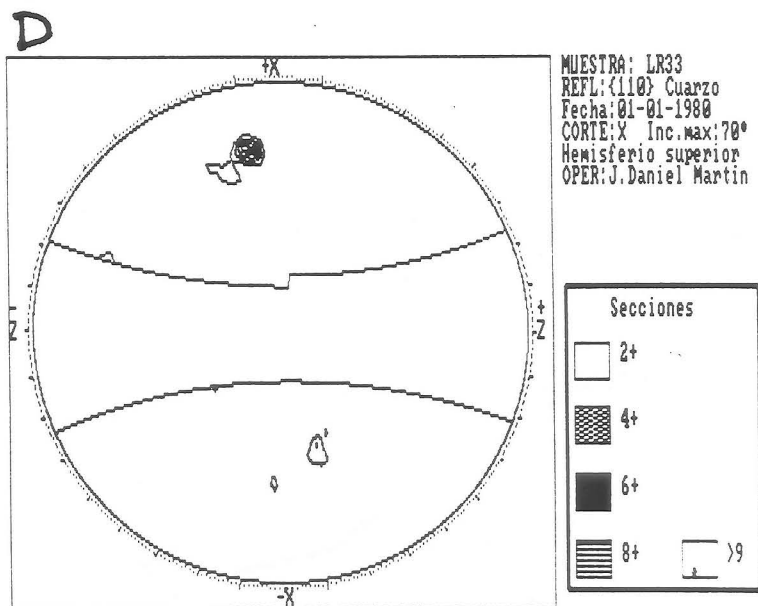
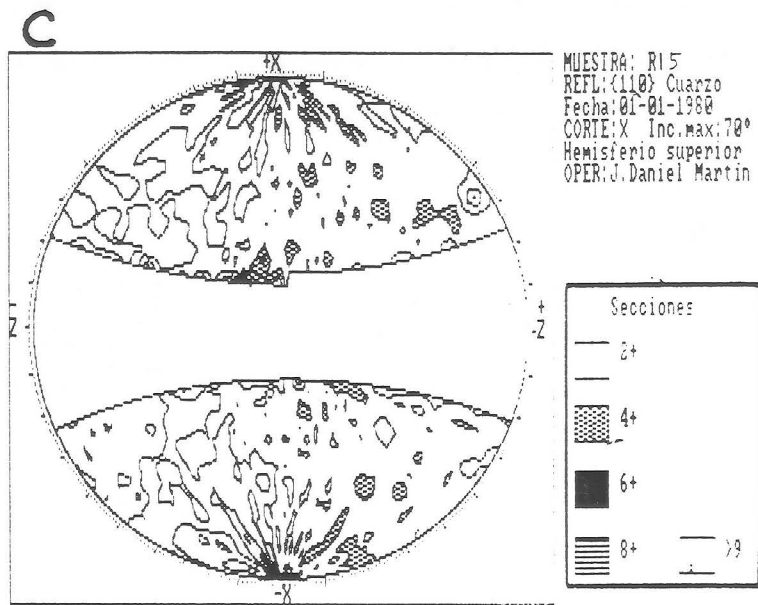


Fig. 3.16. (Cont.) Ejemplos característicos de las distintas morfologías de las fábricas de ejes [a] de cuarzo. C: Fábricas desordenadas. D: Fábricas con máximos aleatorios.

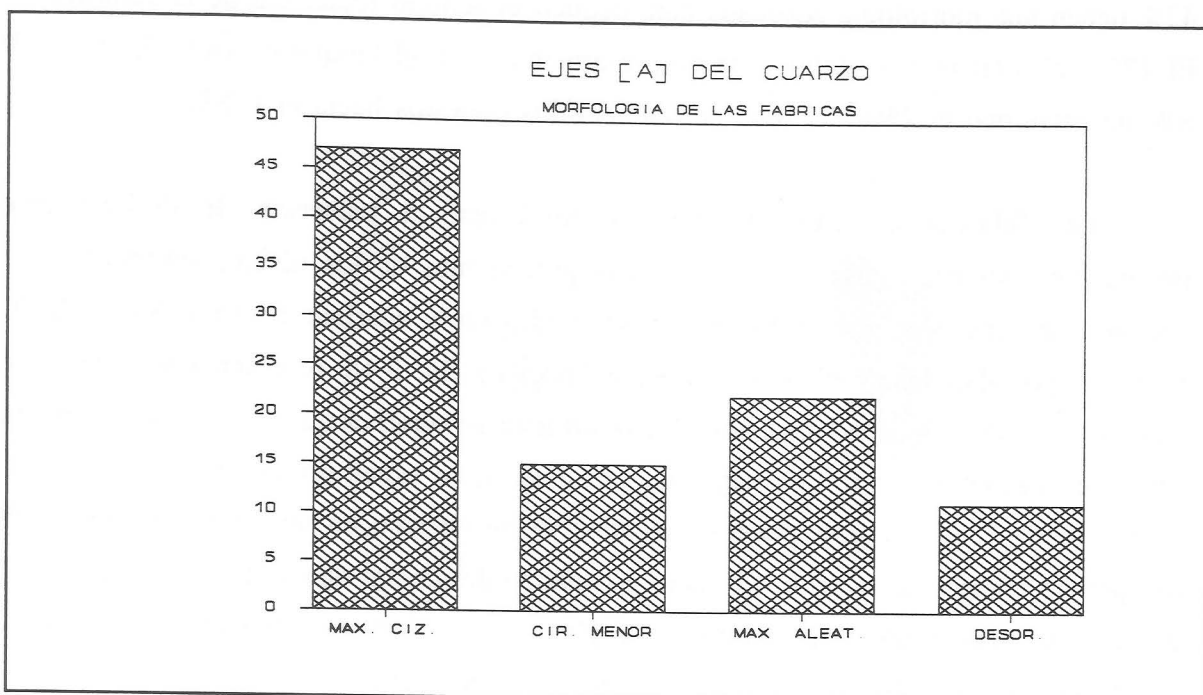


Fig. 3.17.A.

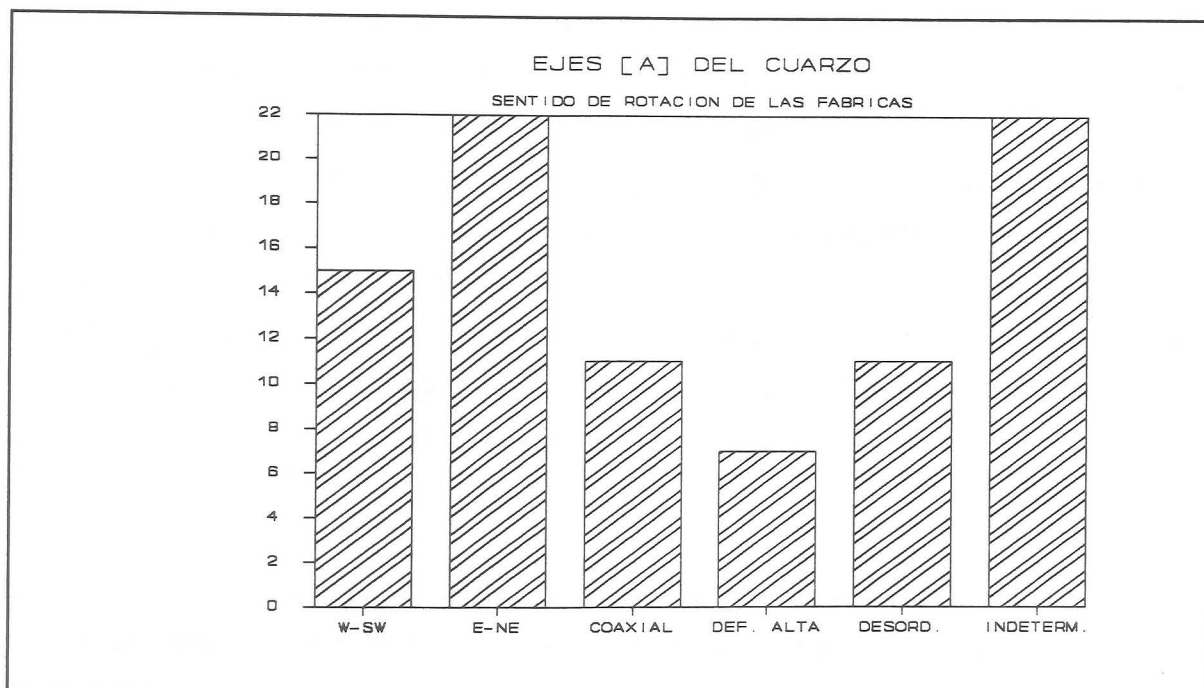


Fig. 3.17.B.

Fig. 3.17. Histogramas de frecuencia de cada tipo de fábrica de ejes [a] del cuarzo. A: Morfología de las fábricas. B: Sentidos de desplazamiento del bloque de techo.

Los sentidos de desplazamiento para el bloque de techo que indican las fábricas de ejes [a] del cuarzo son contradictorios (fig. 3.17.). De todas las fábricas realizadas sólo el

42% tienen una morfología adecuada para deducir el sentido rotacional de la deformación. El 17% del total indica sentidos de desplazamiento para el bloque de techo hacia el W-SW mientras que el 25% del total señala sentidos opuestos hacia el E-NE.

Las fábricas de ejes [a] también confirman la presencia de deslizamientos prismáticos <a> del cuarzo en las milonitas procedentes de los niveles superiores de la sucesión de materiales que ya han sido comentados en el apartado anterior. Son milonitas formadas por abundantes ribbons monocristalinos. La fig. 3.18. representa las fábricas de ejes [a] y [c] de dos de las muestras. En la primera se observa que el máximo de los ejes [c] se localiza en el centro del diagrama. Los ejes [a] se sitúan próximos a la lineación de estiramiento y con máximos menos definidos se distribuyen en un círculo menor de 60° de apertura entorno al anterior. El plano prismático del cristal de cuarzo y la dirección del eje [a] son subparalelos respectivamente al plano y a la dirección de cizalla. De todo ello se deduce que el deslizamiento intracristalino es el prismático en la dirección de <a>. En la segunda muestra de la fig. 3.18. los máximos de orientación de los ejes [c] no se sitúan en el centro del diagrama aunque son próximos a él. El diagrama de ejes [a] muestra una distribución de orientaciones similar a la de la muestra anterior. De ello se deduce que los cristales que componen la muestra tienen una orientación con un eje [a] común y los otros ejes próximos entre si. Estas fábricas se pueden formar con deslizamientos intracristalinos prismáticos <a> en deformaciones con elipsoides de deformación ligeramente prolatos. Esta explicación es compatible con las fábricas de los materiales nevado-filábrides y las determinaciones de la deformación realizadas hasta el momento (Jabaloy y González Lodeiro, 1.988; Soto et al., 1.990). No obstante no se puede descartar que en la formación de los máximos de la segunda muestra hayan participado también deslizamientos romboédricos.

Blacic (1.975) y Linker et al. (1.984) destacan la importancia que puede tener la presión de fluidos en la activación de los sistemas de deslizamiento intracristalino. Si la presión de fluidos es suficientemente elevada se pueden activar los deslizamientos sobre planos prismáticos <a> a temperaturas moderadas. La presión de fluidos debió ser elevada durante el funcionamiento de la zona de cizalla en la que se formaron las fábricas ya que son muy abundantes las venas de cuarzo originadas por segregación y transporte por fluidos. La conclusión que se obtiene es que la forma de las fábricas no se puede utilizar en este caso para determinar la temperatura de la deformación. Este tipo de fábricas han

sido descritas por Mancktelow (1.987) en milonitas y ultramilonitas formadas en facies de los esquistos verdes tal y como he comentado en el apartado anterior.

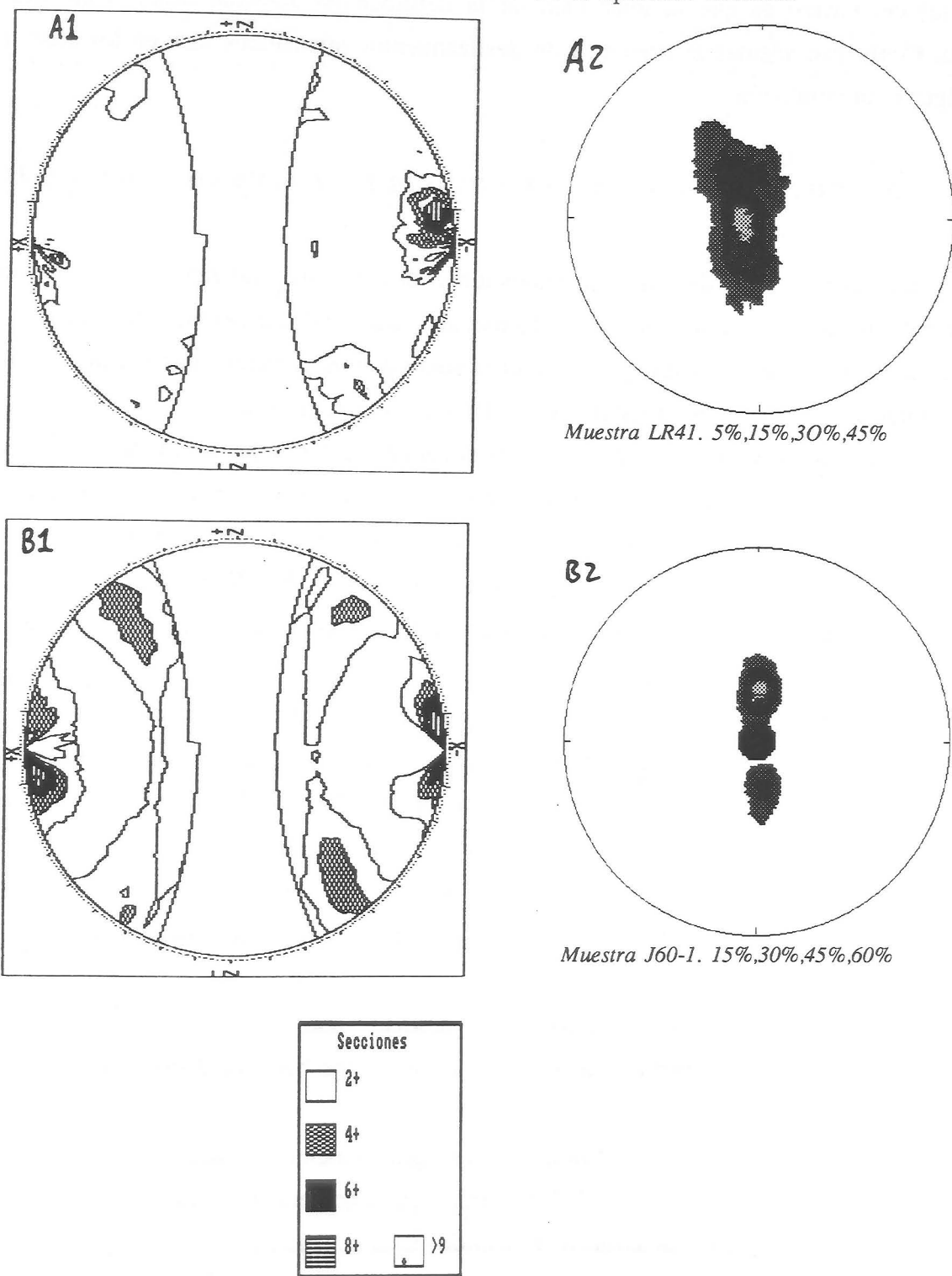


Fig. 3.18. Sistema de deslizamiento prismático <a> en algunas milonitas. Muestra LR41: fábrica de ejes [a]= A1; fábrica de ejes [c]= A2. Muestra J60-1: fábrica de ejes [a]= B1; fábrica de ejes [c]= B2.

La conclusión más importante que se obtiene a partir del estudio de las fábricas de ejes [a] del cuarzo es que la intensidad de la deformación aumenta desde abajo hacia arriba. Confirman además la presencia de deslizamientos prismáticos <a> en los cristales de algunas ultramilonitas.

**SENTIDO ROTACIONAL DE LAS ESTRUCTURAS DE LA DEFORMACIÓN PRINCIPAL (Ds).*

La mayor parte de las microestructuras desarrolladas durante la deformación principal Ds indican un régimen de deformación rotacional. El sentido de rotación se establece mediante la asimetría que se observa sobre planos perpendiculares a la foliación que contiene a la lineación de estiramiento. Dichas estructuras son:

- Colas de presión.* La asimetría de las colas de presión debe de utilizarse como un criterio estadístico para establecer el sentido de movimiento de la zona de cizalla. La mayor parte de las colas de presión analizadas indican desplazamientos del bloque de techo hacia el W-SW. En algunas zonas la deformación predominante es coaxial y las colas de los feldespatos pueden ser simétricas (fig. 3.9.).
- Estructuras S-C y peces de mica.* Estas estructuras muestran sentidos de desplazamiento predominantes para los materiales suprayacentes hacia el W-SW. No obstante existen sistemas conjugados con desplazamientos hacia el E-NE que pueden ser localmente los más abundantes.
- Minerales sincinemáticos helicíticos.* Las albitas y los granates analizados tienen texturas que muestran casi exclusivamente sentidos de rotación hacia el W-SW.
- Microestructuras del cuarzo.* Las fábricas con doble elongación indican mayoritariamente sentidos de desplazamiento hacia el W-SW para el bloque de techo que coinciden con el obtenido de las fábricas de ejes [c] de cuarzo.
- Fábricas de ejes [c] del cuarzo.* Indican generalmente desplazamientos del bloque de techo hacia el W-SW. Sin embargo el porcentaje de fábricas que se puede utilizar para determinar el sentido de la rotación es escaso respecto al total de fábricas.
- Fábricas de ejes [a] del cuarzo.* Señalan mayoritariamente sentidos de desplazamiento para el bloque de techo hacia el E-NE. El porcentaje de

fábricas que indican claramente el sentido de los desplazamientos es bajo.

Casi todas las estructuras indican en el área estudiada un desplazamiento coherente del bloque de techo para la deformación principal (Ds) hacia el W/SW, aunque muchas de ellas muestran sistemas conjugados y hay que valorarlas como criterios estadísticos. Por lo tanto el desplazamiento del bloque de techo de la zona de cizalla es hacia el W en la zona oriental y hacia el SW en la occidental.

La única estructura que indica un sentido de desplazamiento de los bloques de techo hacia el E-NE es la orientación preferente de ejes [a] del cuarzo. Son escasos los trabajos que utilizan las fábricas de ejes [a] del cuarzo para deducir el sentido rotacional de la deformación. Bouchez (1.978), Bouchez y Pecher (1.981) y Gapais y Barbarin (1.986) comprueban que es un buen procedimiento en el estudio de las milonitas. Sin embargo Behrmann y Platt (1.982) estudian muestras procedentes de los materiales nevado-filábrides que afloran en Sierra Alhamilla y también obtienen resultados contradictorios entre la asimetría que deducen de las fábricas de ejes [c] y las de ejes [a]. Estos autores sugieren que las contradicciones pueden deberse a la existencia de una fábrica previa a la última deformación de la roca. La existencia de fábricas previas a la foliación principal Ss ha descrita en el capítulo anterior. La orientación de los cristales que crecen en las venas de cuarzo también puede estar controlada por su orientación y evolución.

Las fábricas de ejes [a] y [c] muestran conjuntamente criterios suficientes para determinar el sentido rotacional de la deformación en 16 de las muestras estudiadas. Sin embargo en seis de ellas los sentidos que se deducen de ambos diagramas son opuestos. Algunas contradicciones de las muestras analizadas en este trabajo proceden del gran tamaño que adquieren los ribbons monocristalinos en las milonitas de la parte alta de la sucesión de materiales. La medida de la orientación de los ejes [a] se ha realizado en ocasiones sobre muy pocos cristales que no son representativos de toda la muestra.

Estos resultados muestran la ambigüedad del uso de este tipo de diagrama para la deducción del sentido de la asimetría de la deformación general en una zona de cizalla compleja.

-LOS PLIEGUES CONJUGADOS Pc. LA DEFORMACIÓN Dc.

La deformación Dc produce pliegues (Pc) y clivajes de crenulación (Sc). El criterio principal de *distinción* de los pliegues Pc es que pliegan a la foliación principal (Ss) y la foliación de plano axial (Sc), que a veces desarrollan, no contiene a la lineación de estiramiento. El segundo criterio es que el clivaje de crenulación extensional dúctil-frágil deforma a dichos pliegues. El último criterio no se puede utilizar siempre ya que los pliegues Pc se observan tanto dentro de la zona afectada por el clivaje de crenulación extensional como fuera de ella.

Descripción macroscópica.

Los *pliegues Pc* son pliegues apretados a abiertos con flancos subverticales e invertidos. El ángulo entre sus flancos está comprendido generalmente entre 30° y 90°. Tienen un engrosamiento de charnela moderado y pertenecen a las clases 1B y 1C de Ramsay (1.977). Sus ejes son en algunos sectores ligeramente curvos. Habitualmente las charnelas que se observan en las partes bajas de la sucesión de materiales son romas mientras que las de las partes altas son angulosas. El tamaño (amplitud y longitud de onda) está comprendido entre milimétrico y hectométrico. Los pliegues de tamaño decamétrico y hectométrico desarrollan pliegues menores. Muestran generalmente una vergencia muy marcada aunque localmente se observan pliegues en cofre y policlinales (fig. 3.19.). Los pliegues Pc se suelen reconocer bien en los contactos entre los niveles de distintas litologías de la parte alta de la sucesión de materiales y los de pequeño tamaño en las venas de cuarzo.

Los pliegues Pc pueden llevar asociadas *foliaciones de plano axial (Sc)* que son clivajes de crenulación de la foliación principal Ss. La intensidad de la foliación de crenulación Sc tiene un grado de penetratividad muy variable que puede llegar a producir la transposición de las fábricas previas. Esto último sucede localmente en las zonas intermedias y bajas de la sucesión de materiales que afloran en el Puerto de la Ragua. En dichos materiales se pueden observar a simple vista los microlitones en cuyo interior se identifica la foliación principal Ss (fig 3.19.).

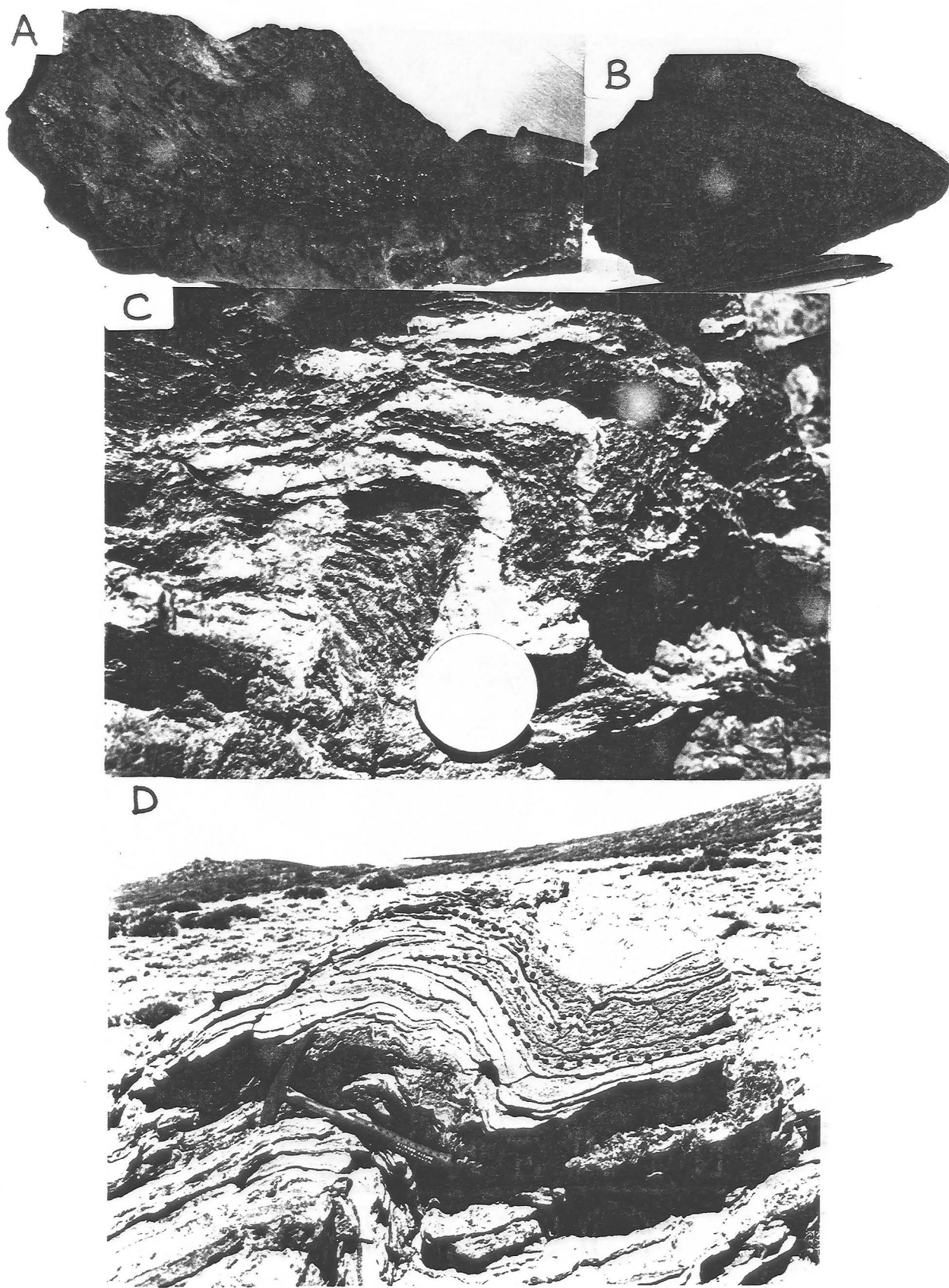


Fig. 3.19. Características macroscópicas de los pliegues de crenulación P_c y del clivaje de crenulación S_c . A: Los pliegues P_c pliegan a la lineación de estiramiento L_s . B,C,D,E: Figuras de interferencia en gancho de los pliegues P_c y P_s .

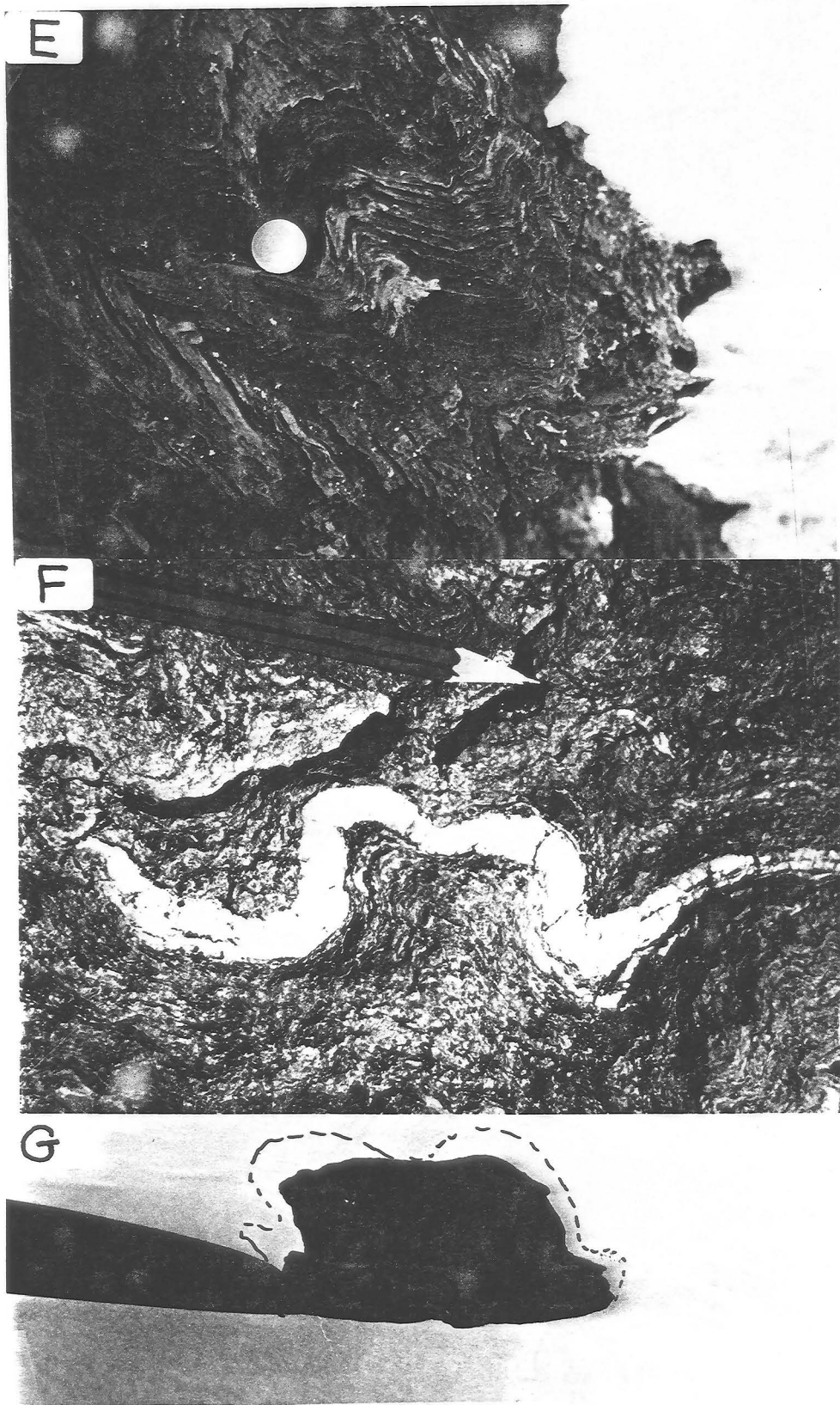


Fig. 3.19. (Cont.) Características macroscópicas de los pliegues de crenulación *Pc* y del clivaje de crenulación *Sc*. E: Pliegues *Pc* con charnelas angulosas de tipo kink. F: Pliegue en caja en una vena de cuarzo. G: Pliegue *Pc* policlinal.

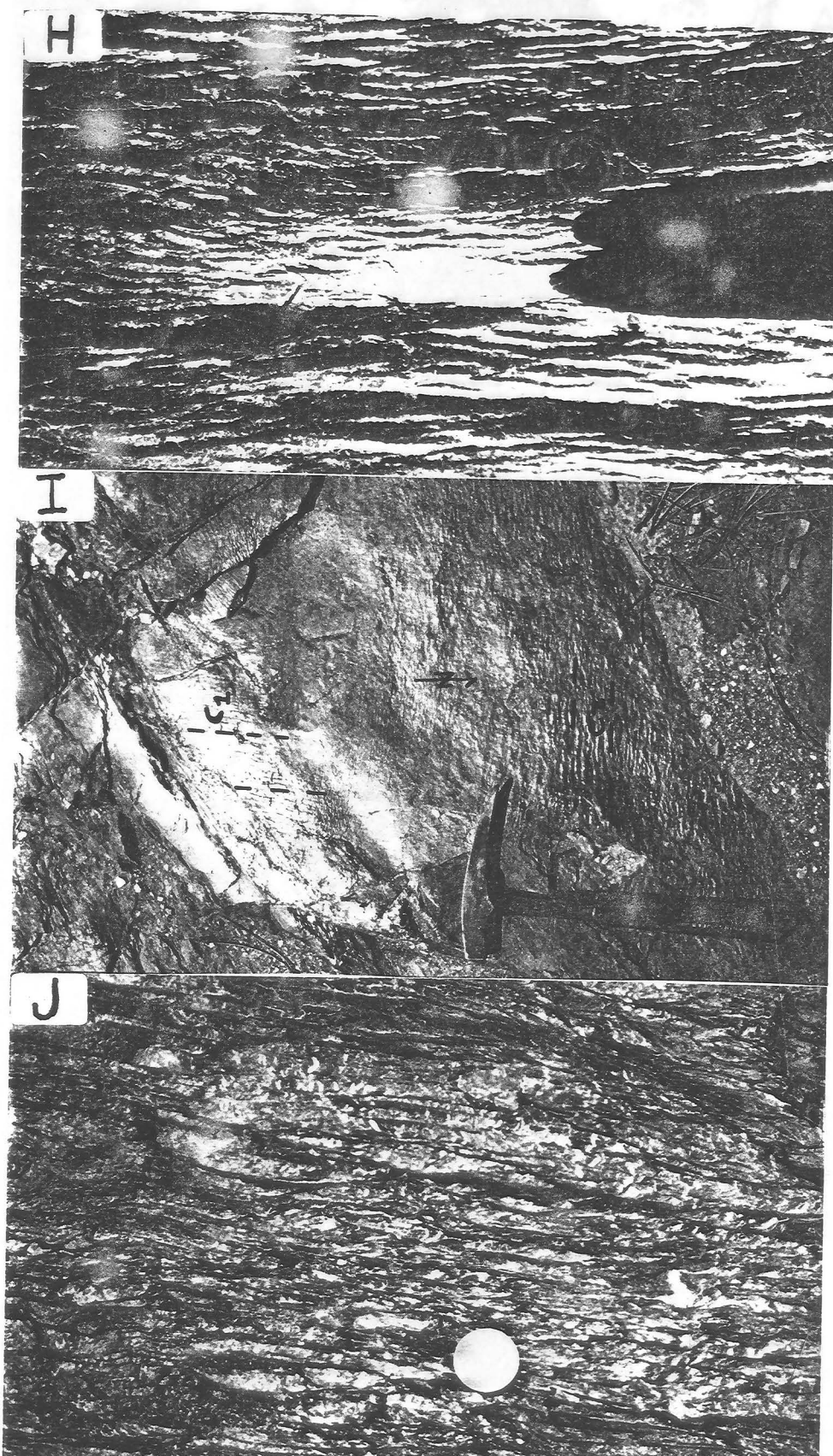


Fig. 3.19. (Cont.) Características macroscópicas de los pliegues de crenulación P_c y del clivaje de crenulación S_c . H: Crenulación S_c de la foliación principal S_s I: Lineaciones de crenulación perpendiculares (c_1 y c_2) sobre la foliación principal S_s . J: Microlitones de la foliación S_c . En el interior se encuentra la foliación principal S_s .

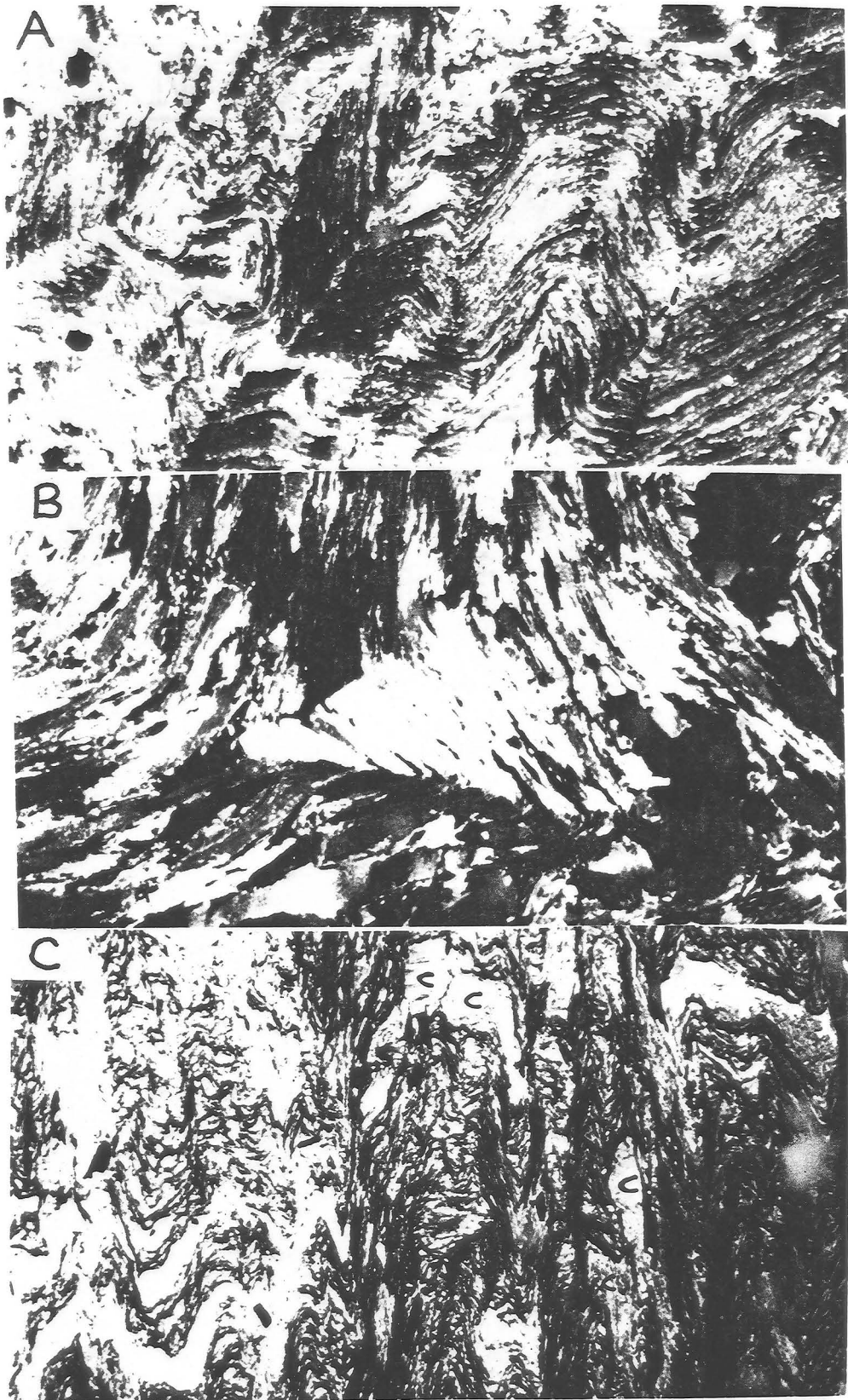


Fig. 3.20. Características microscópicas de los pliegues de crenulación P_c y del clivaje de crenulación S_c . A: Pliegues P_c policlinales, en caja y con charnelas múltiples marcados por cristales de mica. B: Pliegue kink típico de la parte elevada de la sucesión de materiales. C: Aspecto de la foliación de crenulación S_c . Los cristales de clorita (C) relacionados con la foliación principal S_s están plegados y se reorientan en los límites de los microlitones paralelamente a la foliación S_c .

Descripción microscópica.

La observación microscópica (fig. 3.20.) también confirma el carácter variable de los pliegues Pc y del clivaje de crenulación Sc. Las características morfológicas de los pliegues microscópicos son similares a las de los macroscópicos. La observación microscópica muestra que las superficies de referencia que definen los pliegues es la foliación principal Ss representada principalmente por cristales de mica. En algunas muestras procedentes generalmente de las zonas más elevadas de la sucesión de materiales se observan pliegues Pc con charnelas angulosas de tipo kink o chevron y en ocasiones con charnelas múltiples (fig. 3.20.). Este tipo de pliegues no desarrolla foliaciones de plano axial Sc. Sin embargo en otros sectores los pliegues Pc tienen un engrosamiento de charnela moderado y muestran foliaciones de plano axial (Sc) de intensidad variable. En los materiales medios e inferiores de la sucesión del sector meridional del Puerto de la Ragua el clivaje de crenulación Sc es muy penetrativo. Este se desarrolla mediante el plegamiento, la reorientación y la concentración de los cristales insolubles de mica y la cristalización de clorita en los límites de los microlitones. La deformación Dc se ha formado en condiciones de mayor ductilidad que en el caso expuesto en primer lugar.

Distribución y orientación.

La deformación Dc no es penetrativa en todos los materiales nevado-filábrides. Los pliegues Pc se distribuyen en dominios caracterizados por la vergencia más frecuente de sus pliegues (fig. 3.21.). Los dominios con mayor superficie tienen vergencias hacia el SE y S (pliegues Pcse). A ellos les siguen los dominios con vergencias hacia N y NW (pliegues Pcnw). También he encontrado pliegues que tienen una vergencia hacia el SW (pliegues Pcsw) muy poco abundantes, en posiciones diversas y sin que se localicen en dominios propiamente dichos. Estos pliegues muestran a veces charnelas curvas que pueden incluso continuarse con los pliegues típicos de los dominios anteriores. También he observado localmente la existencia de dos lineaciones de crenulación sobre la foliación principal Ss que pueden corresponder a ambos tipos de pliegues (fig. 3.19.). Esto es ocasional y no he podido establecer por medio de observaciones a la escala del afloramiento la relación entre las dos lineaciones de crenulación. Dentro de cada dominio se puede utilizar la asimetría de los pliegues menores para la reconstrucción de los pliegues de mayor tamaño. Sin embargo, en las zonas de intersección de dos dominios mayores de distinta vergencia o en los pequeños subdominios de intersección en el interior de cada dominio mayor se observan pliegues con charnelas múltiples y pliegues en caja (fig. 3.19.)

que impiden el uso de este criterio.

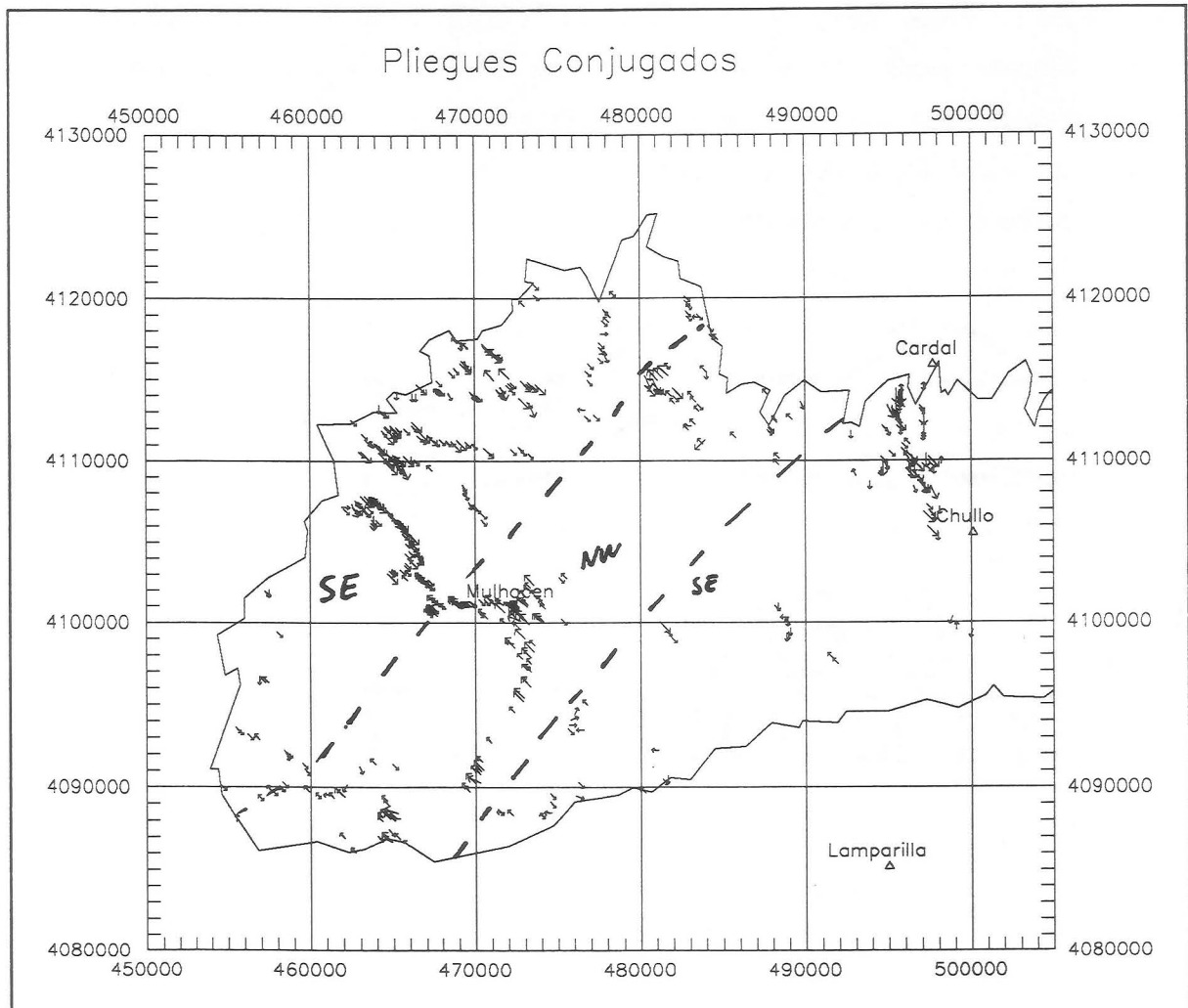


Fig. 3.21. Distribución de dominios generales de vergencia SE y NW de los pliegues Pc. Localmente en el interior de los dominios generales existen pequeños dominios con vergencia opuesta. Las flechas indican la vergencia en cada estación de medida. Se señala el contacto del Alpujarride con el Nevado-Filábride.

Los pliegues Pc son pliegues conjugados. El diagrama de densidad de la orientación de sus planos axiales y de la foliación asociada (Sc) es claramente bimodal (fig. 3.22.). Además, se observan localmente pliegues en caja. Las características que muestran son similares entre si salvo la vergencia. Todos ellos se asocian a la deformación Dc y tienen las mismas relaciones cronológicas respecto a otras deformaciones. Son pliegues de ejes prácticamente paralelos que cuando se observan en el mismo nivel estructural tienen el mismo ángulo entre flancos, engrosamiento de charnelas, etc. Los sistemas de pliegues

conjugados que describen Tewksbury (1.986) y Paterson (1.989) tienen características similares a las señaladas anteriormente.

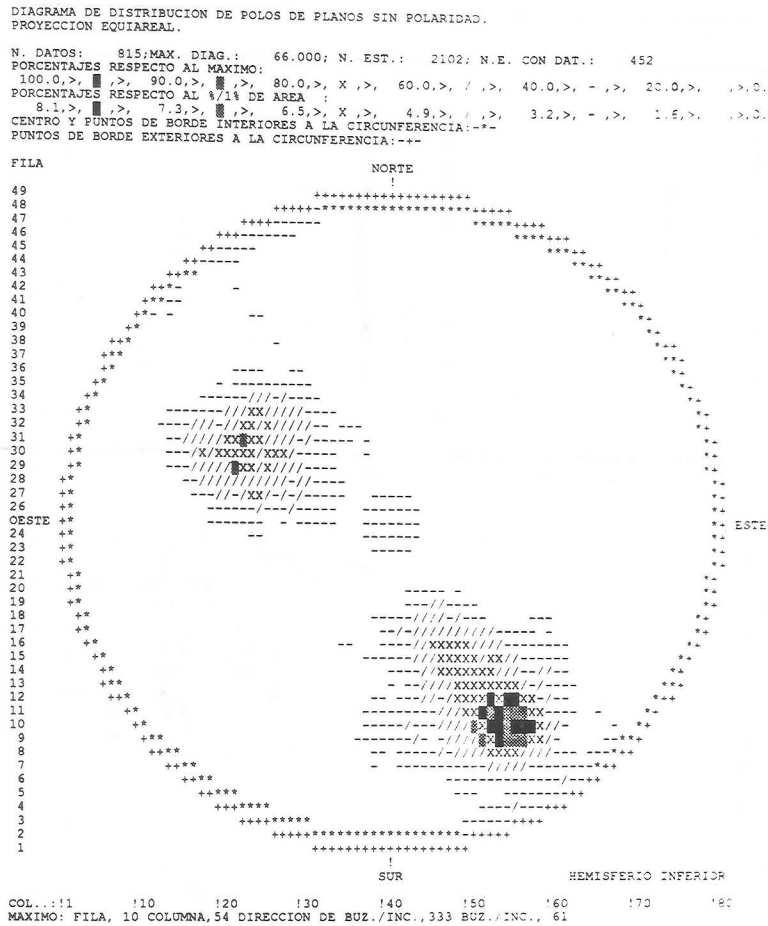
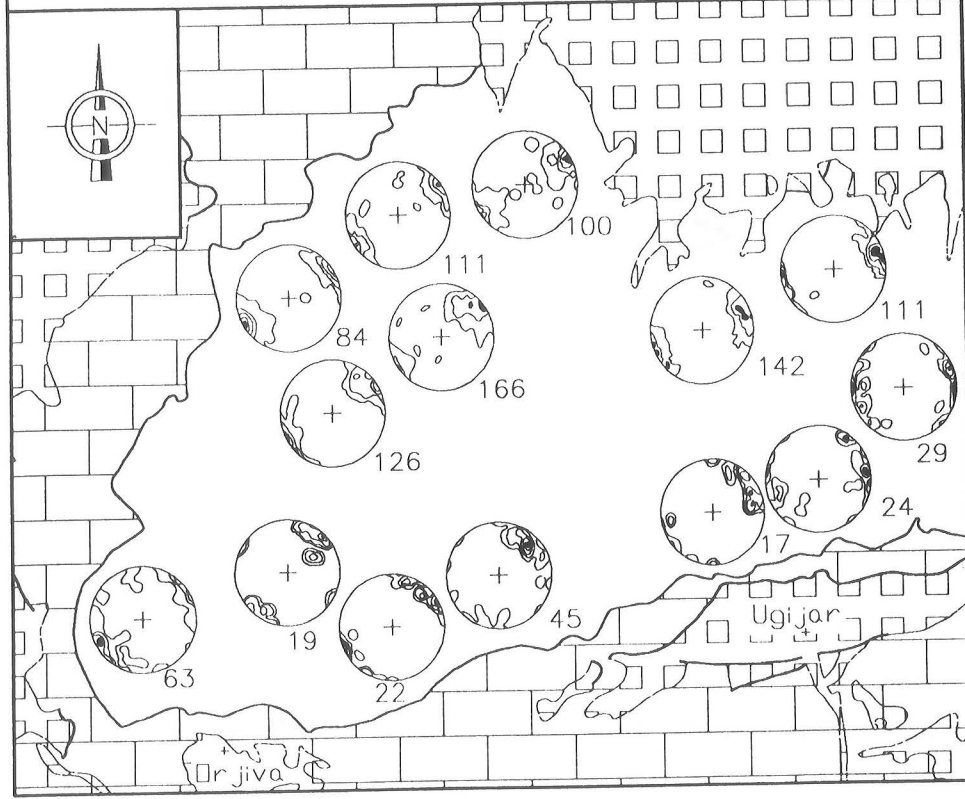


Fig. 3.22. Diagrama de densidad en proyección equiareal de los planos axiales de los pliegues Pc y de la foliación Sc.

La orientación de los ejes de los pliegues y las lineaciones de crenulación (Lcse y Lcnw) que se forman en los dominios de vergencia SE y NW (figs. 3.23., 3.24.) es generalmente subhorizontal y tiene una dirección media NE-SW en el área. Se curva desde direcciones próximas a E-W (N70°-80°E en el extremo NE de área) hasta direcciones NE-SW (próximas a N45°E) en el extremo S del área. Generalmente son subparalelos a la lineación de estiramiento Ls aunque la oblicuidad que forma en algunos casos permite comprobar que la fábrica Ss/Ls está plegada por los pliegues Pc (fig. 3.19).

Lineaciones de crenulación / SE

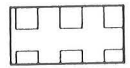


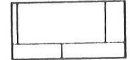
Proyeccion equiareal
Hemisferio inferior

Intervalos:
1%, 5%, 10%, 17%, 24%

■ Maximo de cada diagrama

0 5 10 15km

 Materiales neogenos y cuaternarios.

 Complejo Alpujarride

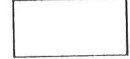
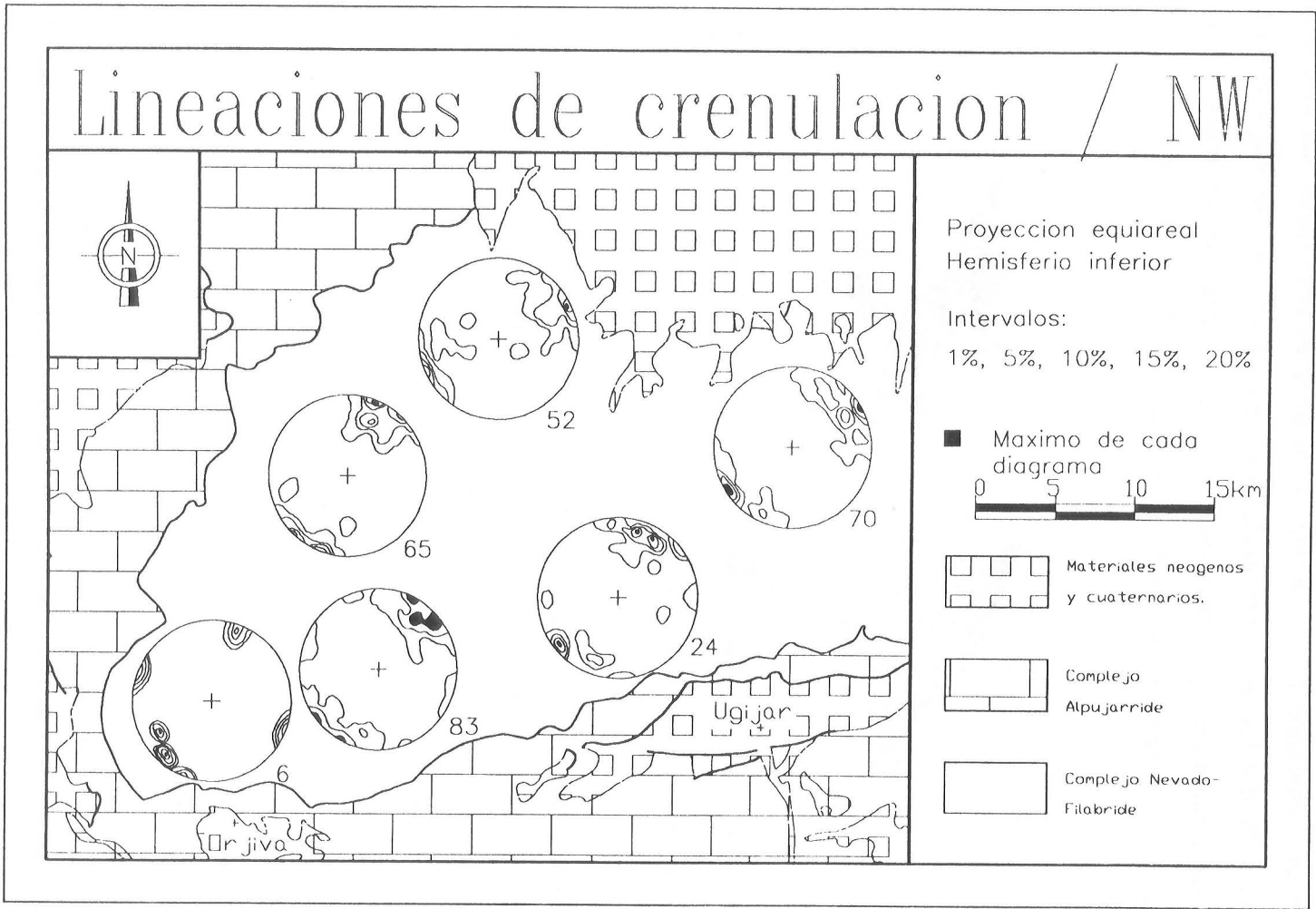
 Complejo Nevado-Fitabride

Fig. 3.23. Orientacion de los ejes de los pliegues P_{ce} y de las lineaciones de crenulacion L_{ce} de dominios de vergencia SE. Junto a cada diagrama se indica el número de datos.

Fig. 3.24. Orientación de los ejes de los pliegues P_{cmw} y de las lineaciones de crenulación L_{cmw} de dominios de vergencia NW. Junto a cada diagrama se indica el número de datos.



La comparación de los diagramas de densidad de las lineaciones de crenulación del los pliegues Pcse y Pcnw de cada sector (fig. 3.23., 3.24.) muestra que no siempre son estrictamente paralelas entre si aunque los máximos forman ángulos inferiores a 30°. Las lineaciones de crenulación Lcse asociadas a los pliegues Pcse suelen ser más próximas a la dirección E-W que las de las vinculadas a los pliegues Pcnw. De ello se deduce que la lineación de estiramiento y la foliación son generalmente descendentes hacia el SW respecto a la intersección de las dos foliaciones de crenulación Sc conjugadas (fig. 3.25.)

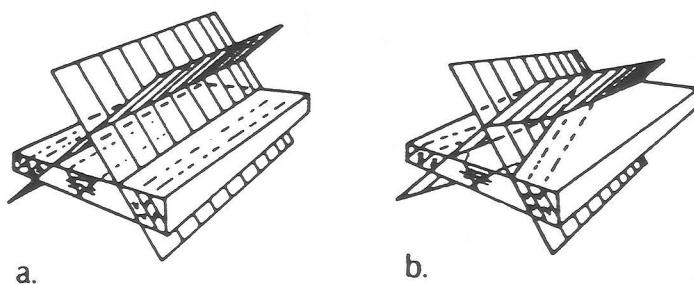


Fig. 3.25. Interpretación del ángulo formado por las lineaciones correspondientes a los pliegues Pcse y Pcnw. Si la línea de intersección de las foliaciones conjugadas es paralela a las superficies que intersectan los planos, las lineaciones de crenulación de cada sistema conjugado serán paralelas (a). En caso contrario serán oblicuas (b). Tomado de Tewksbury (1.986).

La orientación de los planos axiales de los pliegues Pc y de la foliación de crenulación Sc es bimodal (fig. 3.22.) y depende del dominio considerado. Para caracterizar su orientación he separado los datos procedentes de cada tipo dominio:

- los de dominios de vergencia SE (fig. 3.26.) tienen generalmente un buzamiento hacia el NW .

- los de dominios de vergencia NW (fig. 3.27.) tienen generalmente un buzamiento hacia el SE.

Además puntualmente pueden formarse foliaciones con buzamiento hacia el NE en relación con los pliegues de vergencia SW.

Las *figuras de interferencia* más habituales entre pliegues Pc y Ps son las formas en gancho (fig. 3.19.) de la clase 3 de Ramsay (1.977). Esto es debido al paralelismo entre los ejes de ambos tipos de pliegues. La interferencias que se han observado son siempre de tamaño centimétrico a métrico.

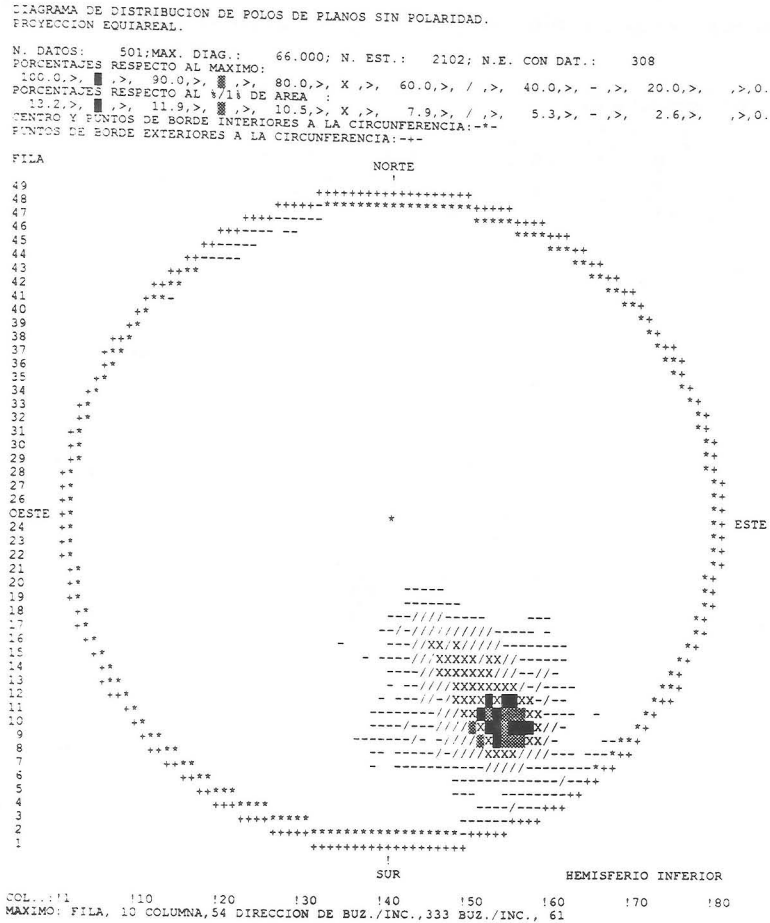


Fig. 3.26. Diagrama de densidad en proyección equiareal de los planos axiales de los pliegues *Pcse* y de la foliación *Scse* en dominios de vergencia SE.

Interpretación.

En muchas zonas de cizalla se observan pliegues y lineaciones de crenulación subparalelas a la lineación de estiramiento (Lacassin, 1984). Paterson (1989) señala la asociación frecuente de pliegues conjugados a las zonas de cizalla dúctil heterogénea aunque piensa que la nucleación preferente en dichas zonas es consecuencia de las fábricas miloníticas. Lacassin (1984) muestra un modelo experimental de formación de las lineaciones de crenulación (fig. 3.28.). Si una capa elástica se estira, tal y como ocurre en las zonas de cizalla, en las partes centrales se produce acortamiento perpendicular a la dirección de tracción y como consecuencia se forman pliegues de ejes paralelos a la dirección del estiramiento. El modelo propuesto puede ser válido ya que predice que el acortamiento es limitado y en la naturaleza se comprueba que estos pliegues no tienen flancos inversos importantes. Sin embargo las condiciones en las que se desarrolla el

experimento son muy distintas de las condiciones de los materiales en una zona de cizalla natural. Los materiales reales están confinados y su comportamiento no debe ser elástico.

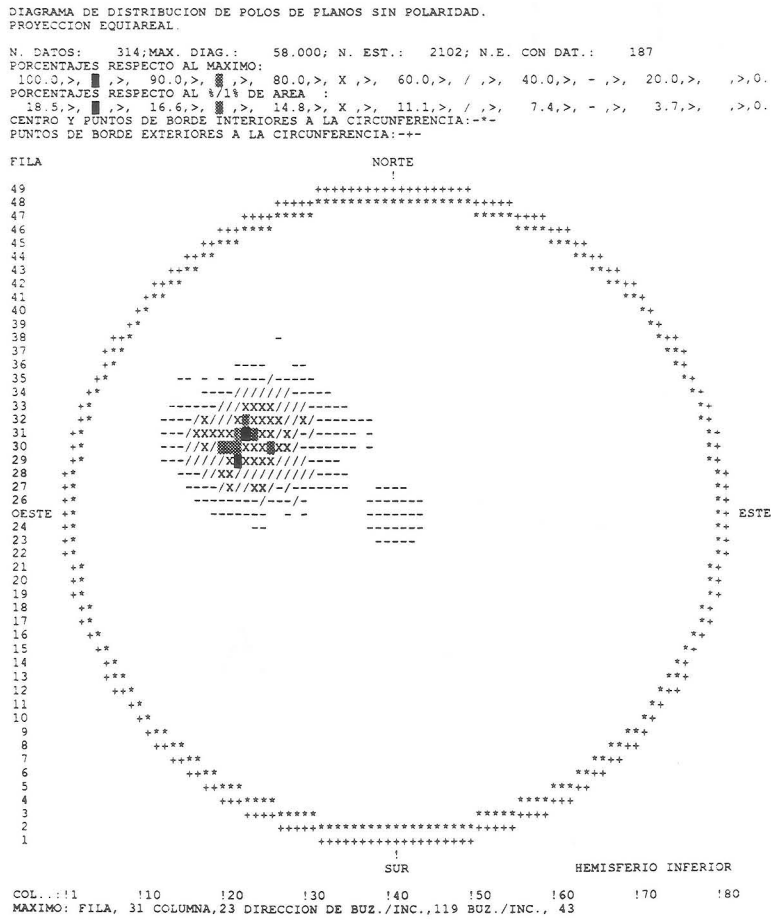


Fig. 3.27. Diagrama de densidad en proyección equiareal de los planos axiales de los pliegues P_{cnw} y de la foliación S_{cnw} en dominios de vergencia NW.

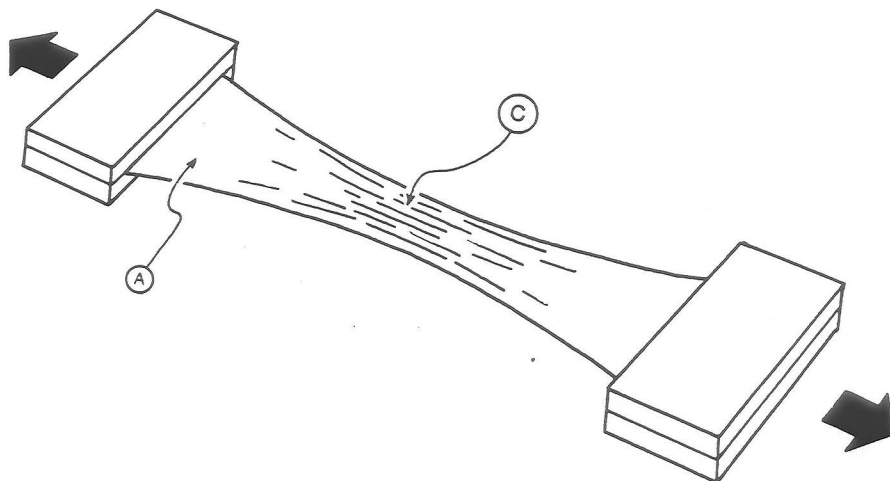


Fig. 3.28. Formación de pliegues de ejes paralelos a la lineación de estiramiento en una capa elástica. Lacassin (1.984).

Los pliegues Pc deben de estar relacionados con la evolución de la deformación en la zona de cizalla. Sus direcciones áxicas son generalmente subparalelas a la dirección de movimiento de la zona de cizalla deducida tanto de las lineaciones de estiramiento Ls previas, como de las estructuras posteriores dúctil frágiles y frágiles. Por ello es poco probable que se hayan formado durante una etapa de compresión independiente del propio funcionamiento de la zona de cizalla. Pueden asociarse a rampas laterales de la zona de cizalla. Sin embargo se encuentran sólo localmente en distintos niveles de la zona de cizalla y no existe ninguna evidencia de la presencia de estas rampas.

Los pliegues Pc son compatibles con la deformación de la zona de cizalla. Si durante la evolución de la zona de cizalla se produce una disminución de la ductilidad de los materiales, la foliación Ss es la anisotropía planar más importante de la roca. Si el elipsoide de deformación incremental es prolato, tal como son los elipsoides de deformación finitos determinados para la deformación principal Ds (Jabaloy y González Lodeiro, 1.988; Soto et al., 1.990), la única estructura que puede plegarse es la foliación principal Ss y el eje de los pliegues formados estará contenido en dicha foliación y será subparalelo a la lineación de estiramiento. En este modelo las compresiones son limitadas y globalmente no son rotacionales. Por ello los pliegues formados deben distribuirse en sistemas conjugados localizados sólo en algunos sectores y los flancos inversos deben de tener poca extensión. Todas estas características coinciden con las que muestran los pliegues de crenulación Pc.

Los pliegues con vergencia hacia el SW pueden interpretarse como pliegues de tipo b relacionados con el movimiento general de la zona de cizalla hacia el SW. Dichos pliegues ya fueron asociados al movimiento de la *Falla de Mecina*, es decir, al movimiento del Alpujárride sobre el Nevado-Filábride (Aldaya et al., 1.984; Galindo-Zaldívar, 1.986).

Los pliegues descritos deben corresponder por sus características con los pliegues P₃ de Puga y Díaz de Federico (1.976), los P₄ de Martínez-Martínez (1.986a), los pliegues de la deformación D₃ de Jabaloy y González-Lodeiro (1.988), D₁ de Platt y Behrmann (1.986) y D₃ de Alvarez (1.987).

-LA DEFORMACIÓN DE: EL CLIVAJE DE CREMULACIÓN EXTENSIONAL.

Características del clivaje de crenulación extensional (CCE). Esta estructura fué descrita por Platt y Vissers (1.980) en la parte superior de los materiales nevado-filábrides de Sierra Alhamilla. También ha sido identificada por otros autores en los materiales nevado-filábrides: Aldaya et al., (1.984) en Las Alpujarras, Martínez-Martínez (1.986a) en el extremo occidental de Sierra Nevada, Alvarez (1.987) en el sector de Cartagena y Jabaloy y González Lodeiro (1.988) en Sierra de Baza. Todos ellos también lo asocian al movimiento sobre el contacto Alpujárride / Nevado-Filábride. El nombre alude a su génesis que será discutida al final de este apartado.

Las características geométricas están representadas esquemáticamente en la fig. 3.29. y también se identifican en las fotografías de los ejemplos reales. El clivaje de crenulación extensional es una estructura de tipo S-C (Lister y Snoke, 1.984) formada en rocas anisótropas. Está compuesto por dos tipos diferentes de superficies: las de *foliación* y las de *cizalla*. La *foliación* sobre la que se produce esta estructura es la foliación principal Ss descrita anteriormente. La foliación principal Ss muestra pliegues abiertos entre cada dos superficies o zonas de cizalla cuya asimetría indica su sentido de movimiento. Las superficies o zonas de *cizalla* se disponen en dos sistemas conjugados. En el área estudiada se diferencian: superficies de cizalla Csw (que indican movimiento del bloque de techo hacia el SW) y superficies de cizalla Cne (con desplazamiento del bloque de techo hacia el NE). Tienen las mismas características pero sus sentidos de movimiento son opuestos. Casi siempre uno de los dos sistemas es el más abundante en cada afloramiento y las superficies Csw están mejor representadas en los materiales estudiados (fig. 3.30.).

Las superficies de cizalla, que pueden ser ligeramente alabeadas, se representan por el plano medio que mejor se ajusta a la superficie. La foliación se representa por el plano medio en la zona más alejada entre cada dos zonas o superficies de cizalla. El *ángulo medio* que forman la foliación Ss con los planos de cizalla (Csw y Cne) en cada estación de medida es variable y está representado en los diagramas de las figs. 3.31. y 3.32.. Los ángulos están generalmente comprendidos entre 5° y 70° para los planos Csw y entre 15° y 70° para Cne. El máximo de las distribuciones se sitúa en ambos casos en 40°. La distribuciones son asimétricas: en la de las superficies Csw se ensancha en los valores comprendidos entre 40° y 0° y en la de las superficies Cne entre 20° y 25°.

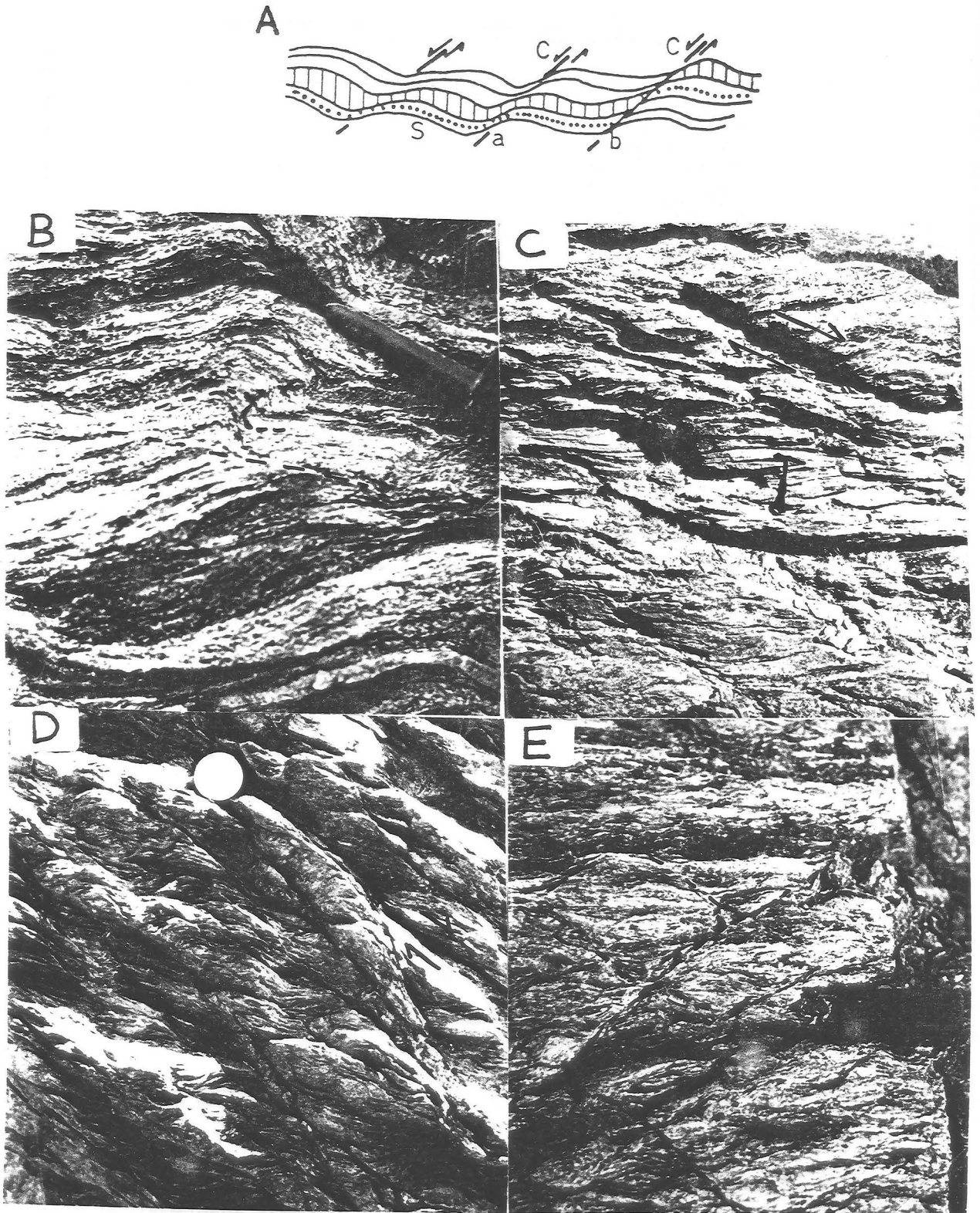


Fig. 3.29. Clivaje de crenulación extensional A: esquema de elementos geométricos: S= foliación principal previa; C= bandas de cizalla (a) o microfractura (b). B: Superposición a los pliegues de crenulación Pc. C: Aspecto habitual en las zonas intermedias de la sucesión de materiales en las que se observa un sólo sistema de superficies de cizalla espaciadas dúctiles. D: Un sólo sistema de superficies o zonas de falla. E: Sistemas conjugados de superficies de cizalla.

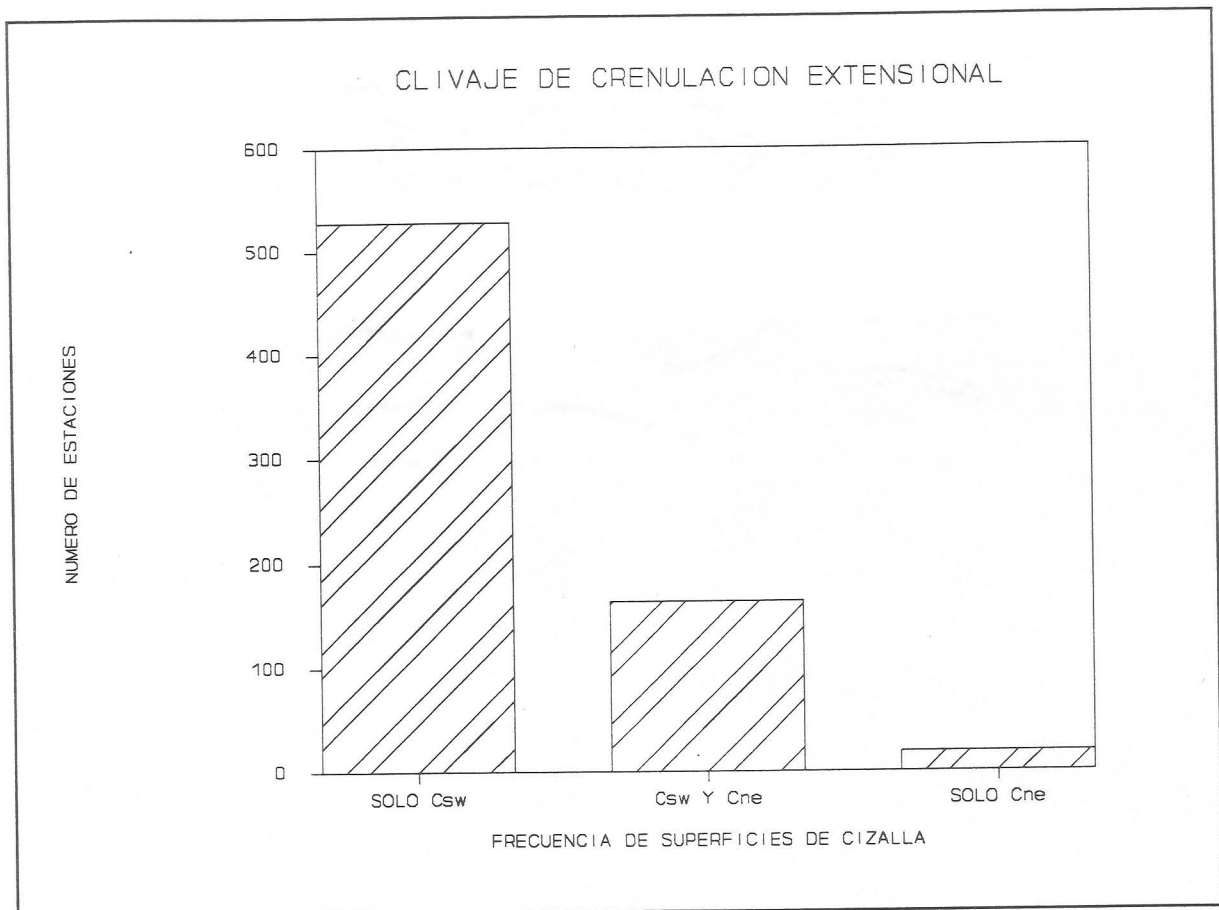


Fig. 3.30. Histograma del número de estaciones con superficies de cizalla sólo hacia el SW, sólo hacia el NE o ambas entre las 2102 estaciones revisadas.

El *ángulo medio* que forman las superficies *Cne* y *Csw* en cada estación de medida suele estar comprendido entre 90° y 40° y puede llegar a ser excepcionalmente de 25° (fig. 3.33.). El valor más frecuente es de 75° y la distribución de las frecuencias angulares es claramente asimétrica.

El grado de *ductilidad* que muestran las superficies de cizalla depende de la presión y temperatura en la que se formaron y es variable entre:

- Zonas de *cizalla* milimétricas a centimétricas que deforman dúctilmente el cuarzo y en las que se forma clorita.

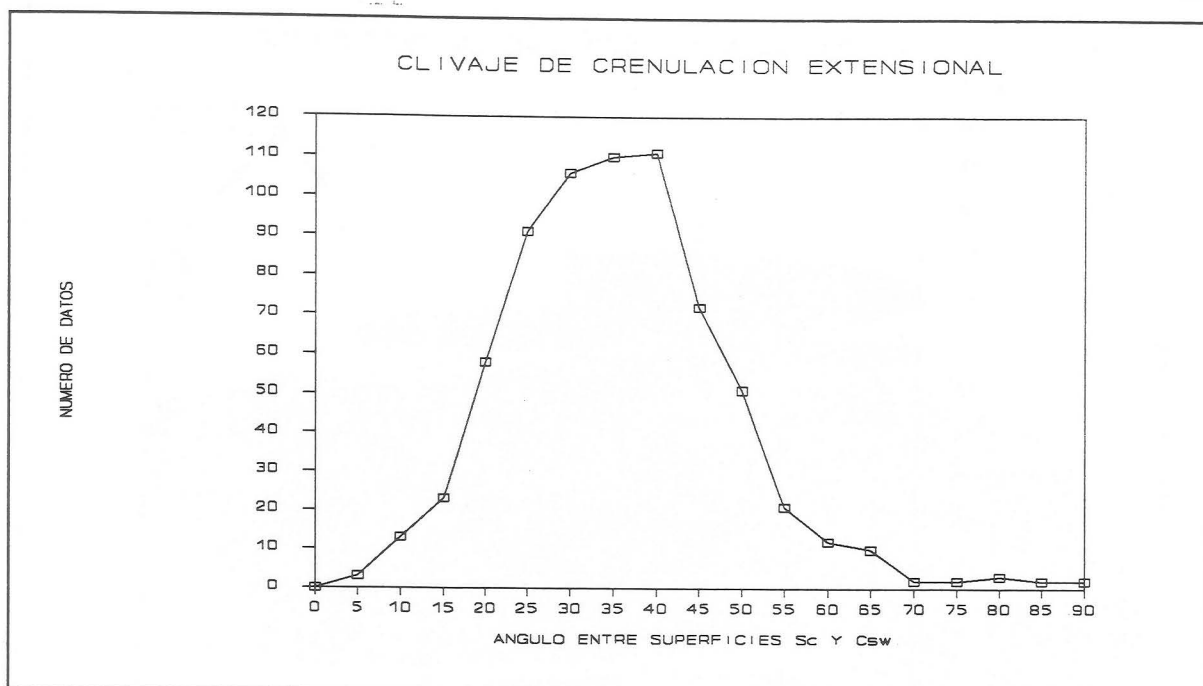


Fig. 3.31. Diagrama de frecuencias de los ángulos entre los planos medios de cizalla con movimiento al SW (Csw) y la foliación principal (Ss) del clivaje de crenulación extensional de cada estación.

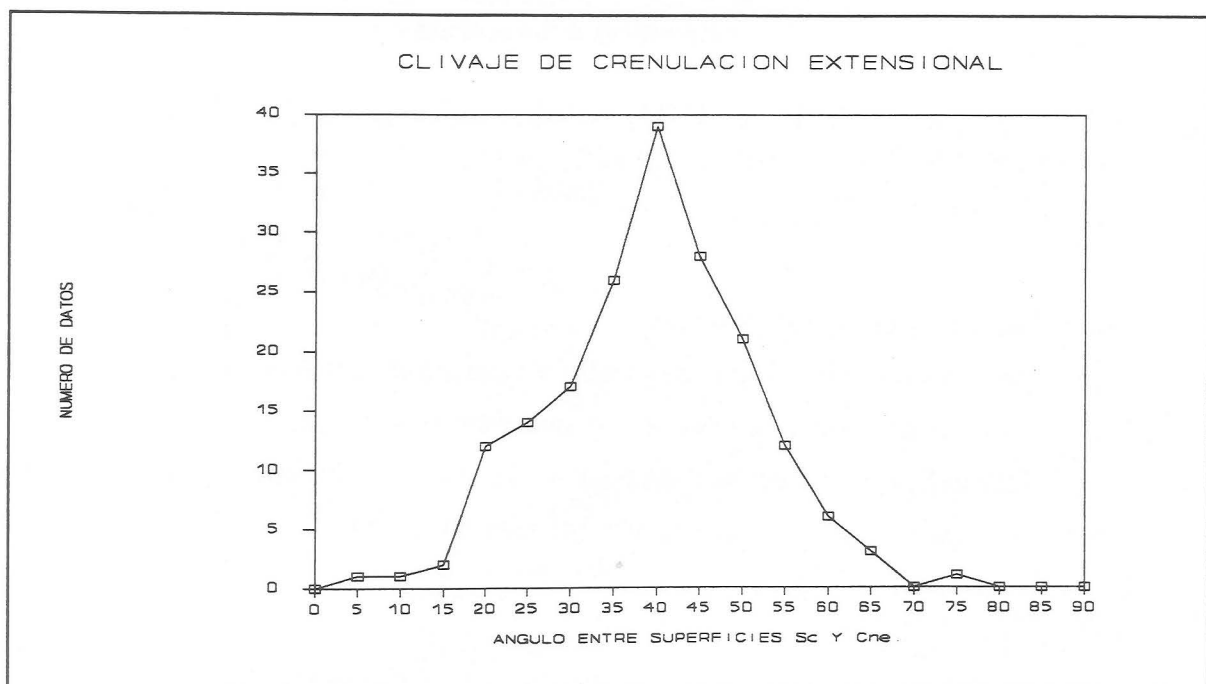


Fig. 3.32. Diagrama de frecuencias de los ángulos entre los planos medios de cizalla con movimiento al NE (Cne) y la foliación principal (Ss) del clivaje de crenulación extensional de cada estación.

-Superficies de *microfalla* frágiles en las que se observan estrías y se produce la fracturación del cuarzo.

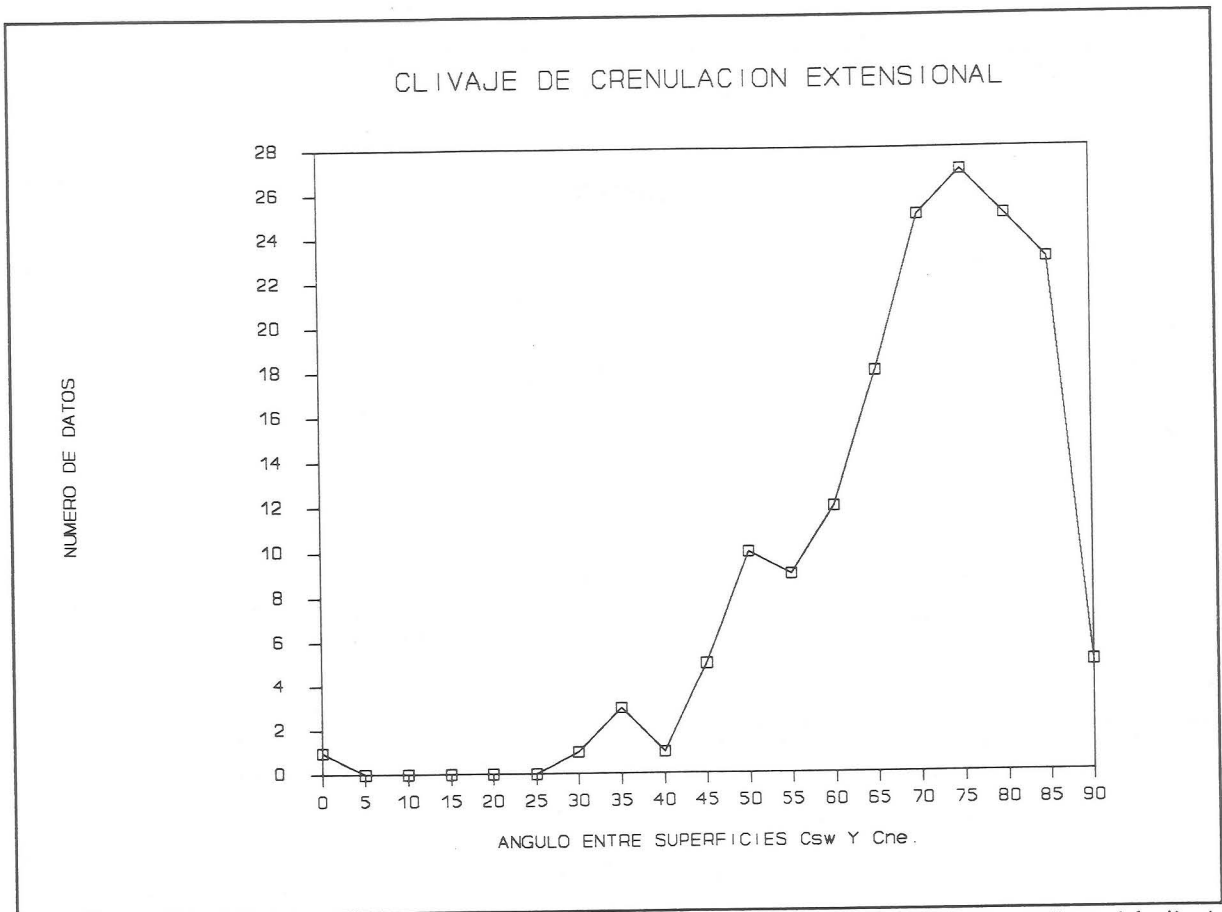


Fig. 3.33. Diagrama de frecuencias del ángulo entre los planos medios de cizalla (Cne y Csw) del clivaje de crenulación extensional de cada estación.

Relaciones con otras estructuras.

Las superficies de falla o zonas de cizalla del clivaje de crenulación extensional son posteriores a la foliación principal (Ss) de los micaesquistos ya que la deforman y entre ambas se producen en algunos sectores los pliegues Pc. La fig. 3.29. muestra las relaciones de superposición: un pliegue Pc está cortado por una superficie de cizalla del clivaje de crenulación extensional.

Algunas cizallas dúctiles (C) son simultáneas a la deformación dúctil de los niveles de cuarcita (fig. 3.34.):

- Las superficies o zonas de cizalla que se observan en los micaesquistos deforman el contacto micaesquistos / cuarcitas pero no se observa macroscópicamente su continuación en los niveles de cuarcita.

- La observación microscópica indica que se produce neoformación y recristalización

de nuevos granos de cuarzo cuando la superficie de cizalla de los micaesquistos (C) intersecta el nivel de cuarcita. El desplazamiento sobre dicha superficie de cizalla se absorbe en el nivel de cuarcita.

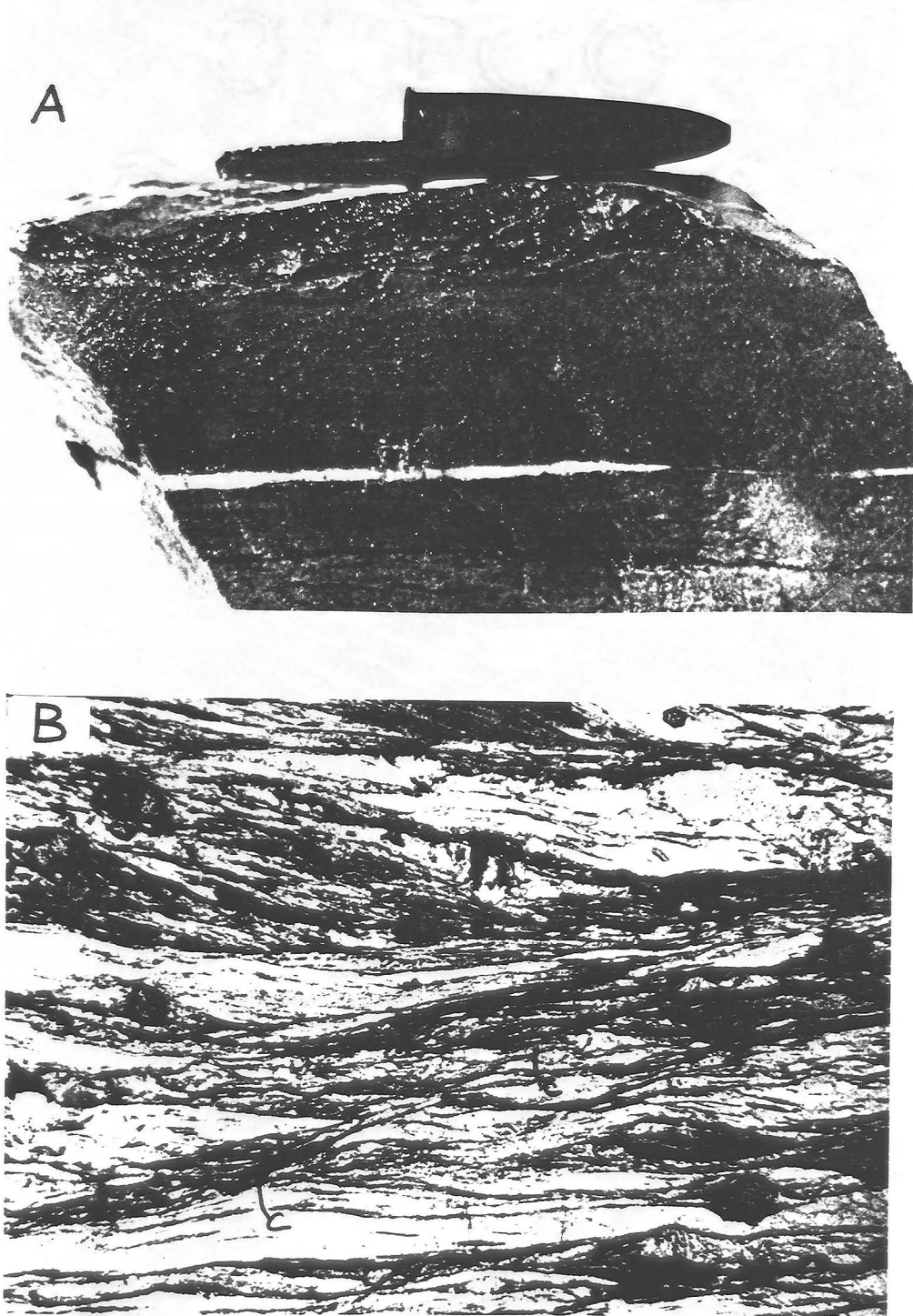


Fig. 3.34. Relación entre las superficies de cizalla del clivaje de crenulación extensional de los micaesquistos y la deformación en los niveles de cuarcita. A: Deformación macroscópica dúctil del contacto metapelita / cuarcita. B: En las superficies de cizalla cristaliza la clorita.

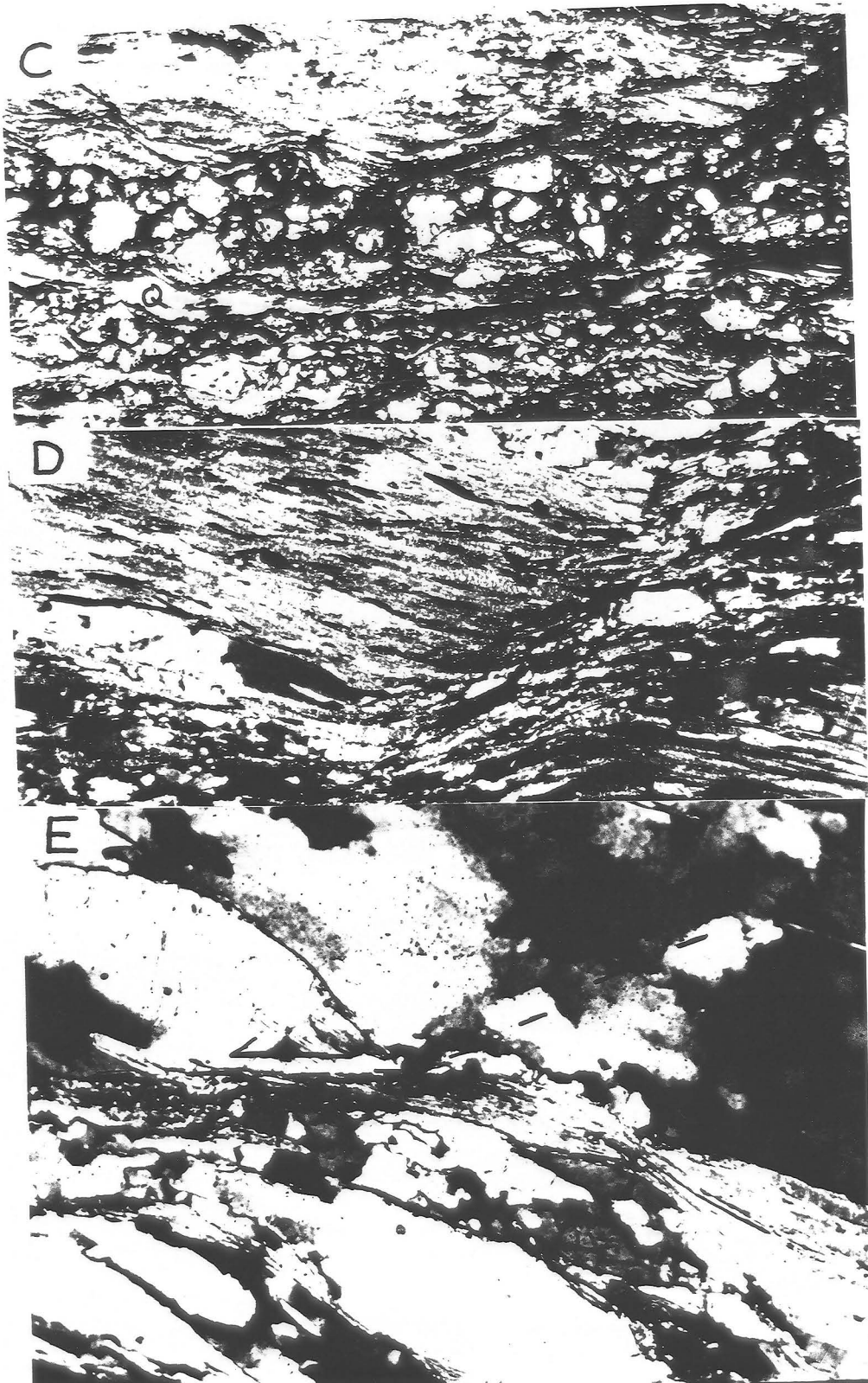


Fig. 3.34. (Cont.) Relación entre las superficies de cizalla del clivaje de crenulación extensional de los micaesquistos y la deformación en los niveles de cuarcita. C: Clivajes conjugados y deformación dúctil del cuarzo. D: Deformación dúctil del cuarzo con neoformación de nuevos cristales al intersectar con una superficie de cizalla. E: Detalle de la neoformación de nuevos cristales de cuarzo en relación con las superficies de cizalla.

Distribución.

El clivaje de crenulación extensional sólo se observa en los micaesquistos porque únicamente se desarrolla en rocas con una anisotropía planar previa, la foliación principal S_s , muy marcada. La intensidad (I) con la que se desarrolla puede estimarse macroscópicamente a partir de la separación media de las superficies de cizalla contiguas en cada afloramiento. A cada estación de medida le he asignado el valor de intensidad (I) del intervalo en el que está comprendida su separación media. Para ello he considerado tres intervalos de separación:

I=0) no se observan superficies de cizalla.

I=1) mayor de 10 cm.

I=2) entre 3 cm. y 10 cm.

I=3) menor de 3 cm.

En la fig. 3.35. he representado las curvas de isointensidades para las superficies de cizalla C_{sw} y C_{ne} conjunta y separadamente. La observación de dicha figura combinada con el mapa y los cortes geológicos permiten extraer las siguientes conclusiones:

-El clivaje de crenulación extensional no es penetrativo en todos los materiales sino que se localiza siempre en una franja bajo el contacto Alpujarride/Nevado- Filábride de espesor variable. La potencia es inferior a 100 m. en el sector NE de área, en las proximidades de Ferréira y aumenta notablemente hacia el SW donde supera los 2000 m. en las proximidades del Mulhacén.

-La intensidad aumenta en sentido ascendente hasta las proximidades del contacto Alpujarride/Nevado-Filábride.

-La distribución de la intensidad de las superficies de cizalla C_{sw} es muy similar a la de todas las superficies de cizalla (C_{sw} y C_{ne}) consideradas conjuntamente.

-Las superficies de cizalla C_{ne} son menos abundantes que las C_{sw} y se localizan siempre en la partes más elevadas y próximas al contacto Alpujarride / Nevado-Filábride. Se desarrollan especialmente bien en el sector SE del área estudiada.

ANGULOS / CCE

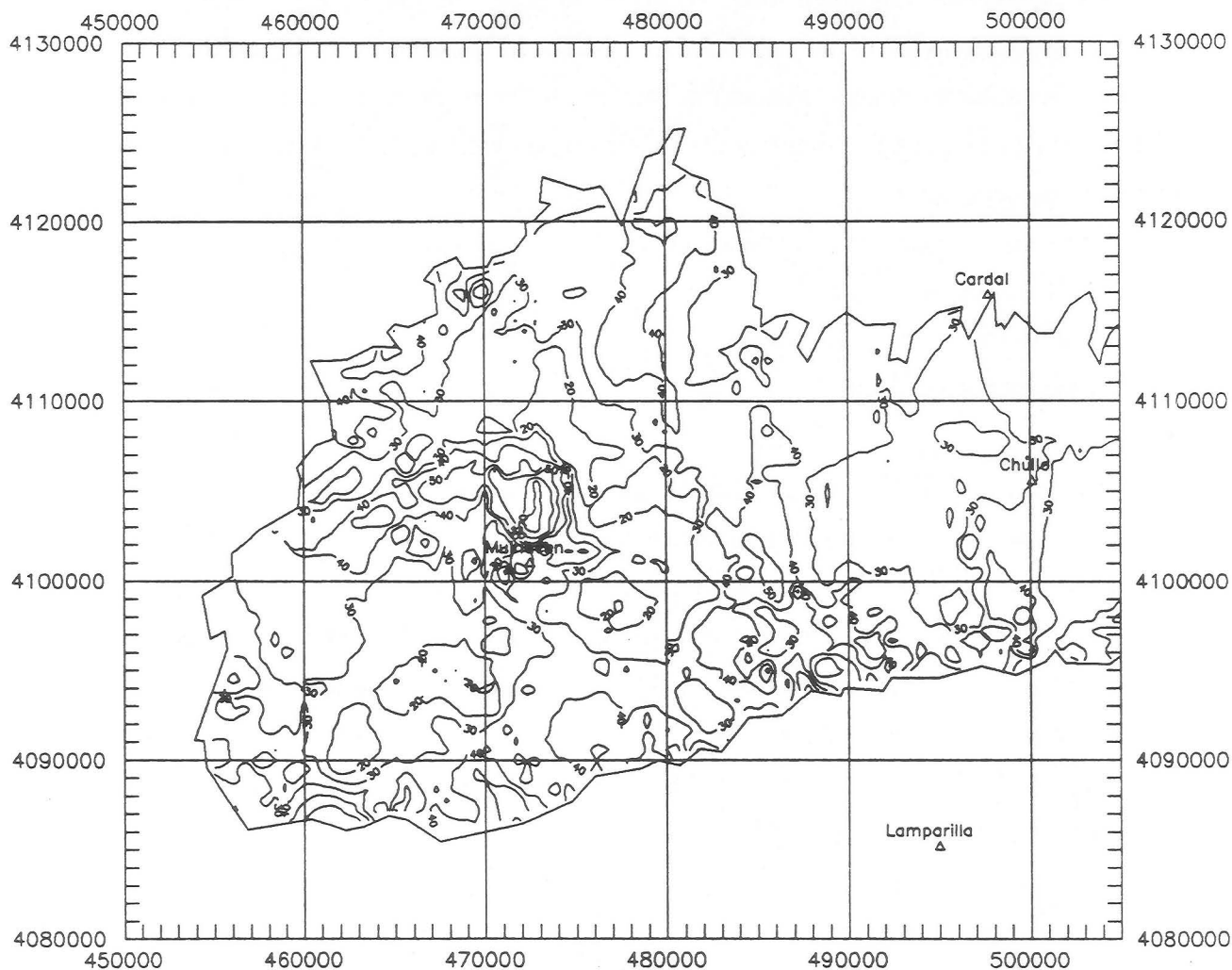


Fig. 3.35.A.

Fig. 3.35. Clivaje de crenulación extensional. A: ángulos entre las superficies de cizalla y de foliación. ; Distribución de las intensidades del clivaje de crenulación extensional. B: Superficies de cizalla con movimiento del bloque de techo hacia el W y SW (Csw). C: Superficies de cizalla con movimiento del bloque de techo hacia el E y NE (Cne). D: Intensidad de todas las superficies de cizalla.

INTENSIDAD DEL CCE / SW

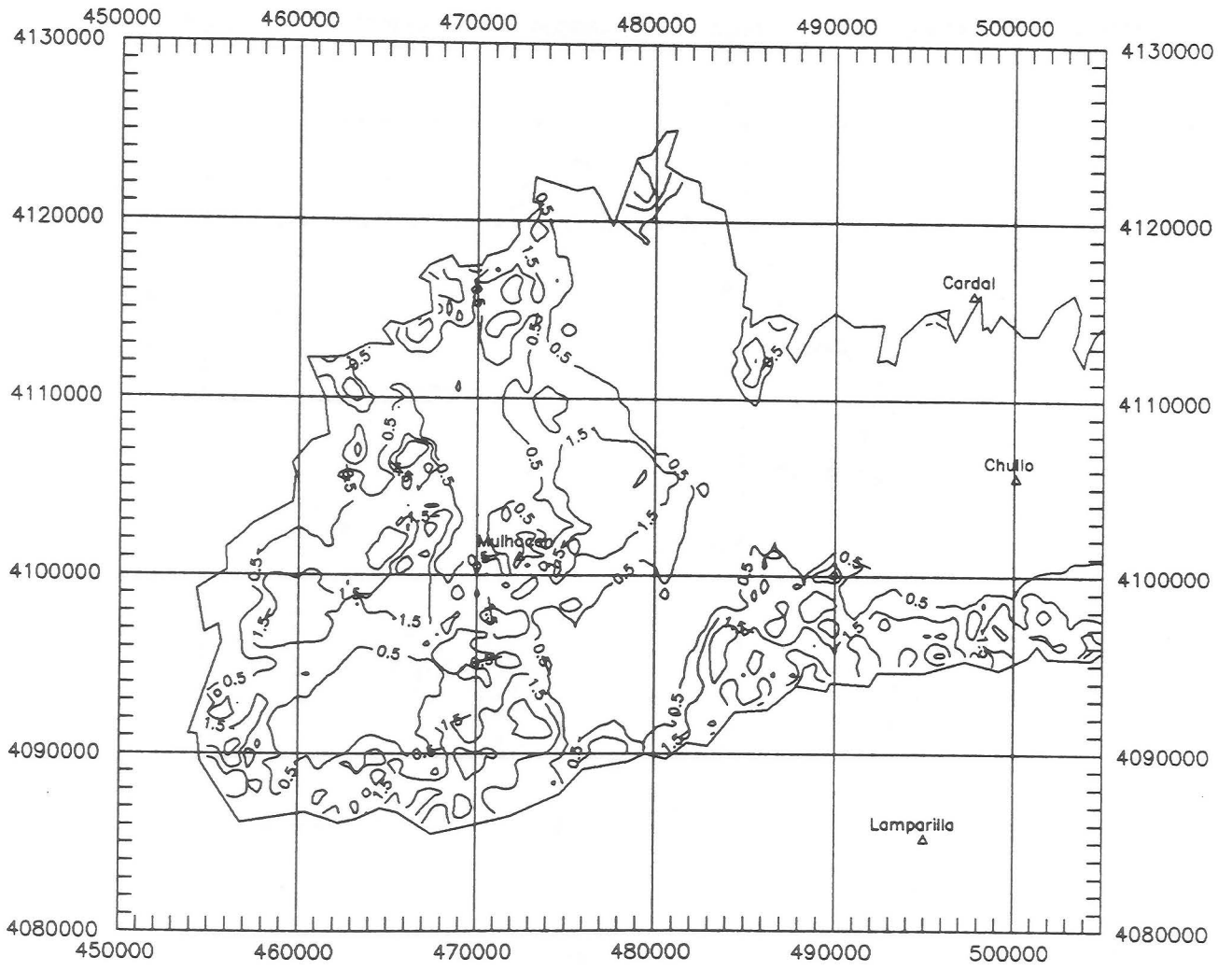


Fig. 3.35.B.

INTENSIDAD DEL CCE / NE

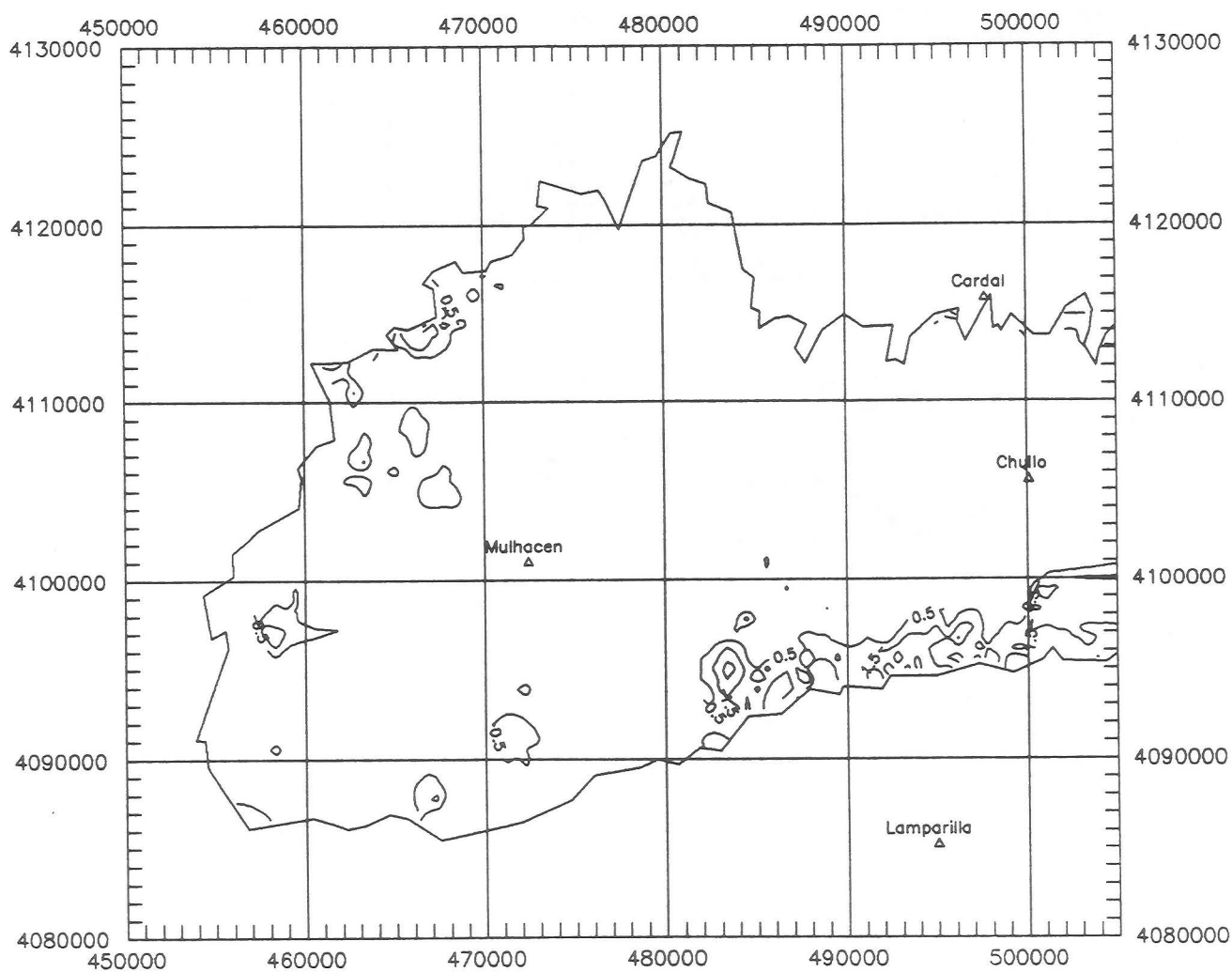


Fig. 3.35.C.

INTENSIDAD DEL CCE

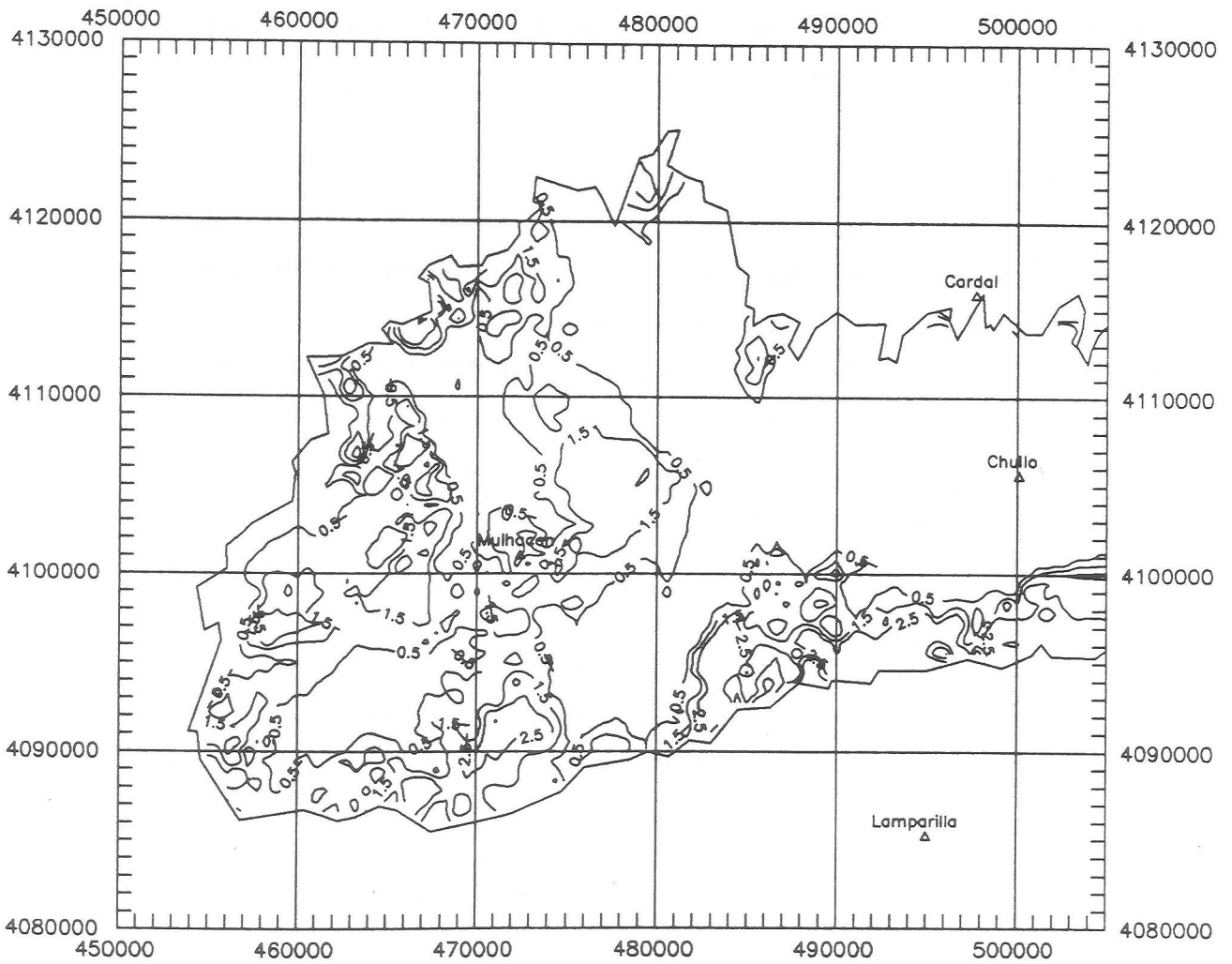


Fig. 3.35.D.

También se observa en sentido ascendente una cierta tendencia a aumentar el ángulo que forman las superficies de cizalla con la foliación (fig. 3.36.). La variación del ángulo coincide habitualmente con una disminución en la ductilidad de las superficies o zonas de cizalla.

La variación en las características de esta estructura es función de la distancia al contacto Alpujarride / Nevado-Filábride. Los dos tipos extremos se pueden observar en las fotografías de la fig. 3.29.. En la parte baja de la zona afectada son típicas las superficies de cizalla dúctiles Csw y espaciadas. En la parte alta son típicas las superficies de microfalla Csw y Cne muy próximas entre si.

Orientación.

La orientación de las superficies o zonas de cizalla Csw y Cne determinan la posición del clivaje de crenulación extensional ya que deforman la foliación principal Ss previa. Las superficies de cizalla Csw buzanan siempre hacia el S, SW ó W excepto en el sector NE del área estudiada donde buzanan hacia el NW (fig. 3.36., 3.37.). Las superficies de cizalla Cne buzanan generalmente hacia el NE. Las variaciones de la orientación más frecuentes de los planos en los distintos sectores son producto de los pliegues y abombamientos posteriores de escala kilométrica que se tratarán en un apartado ulterior.

El diagrama de densidad de la fig. 3.38. representa las estrías medidas sobre las superficies de microfalla del clivaje de crenulación extensional. La mayor parte de las estrías se sitúan sobre planos Csw e indican una dirección y sentido de desplazamiento para los bloques de techo de las microfallas hacia el SW.

Sólo he observado dos sistemas conjugados de superficies de cizalla (Csw y Cne). Por lo tanto la dirección del movimiento sobre dichas superficies debe estar comprendida en el plano perpendicular a su intersección. La fig. 3.39. muestra los diagramas de densidad de las rectas medias de intersección de las superficies de cizalla conjugadas en cada estación. Dichas rectas son generalmente subhorizontales y de dirección NW-SE. La dirección de movimiento deducida, NE-SW, es compatible con la que indican las estrías representadas en la fig. 3.38..

Clivaje de crenulacion extensional: planos de cizalla (W-SW)

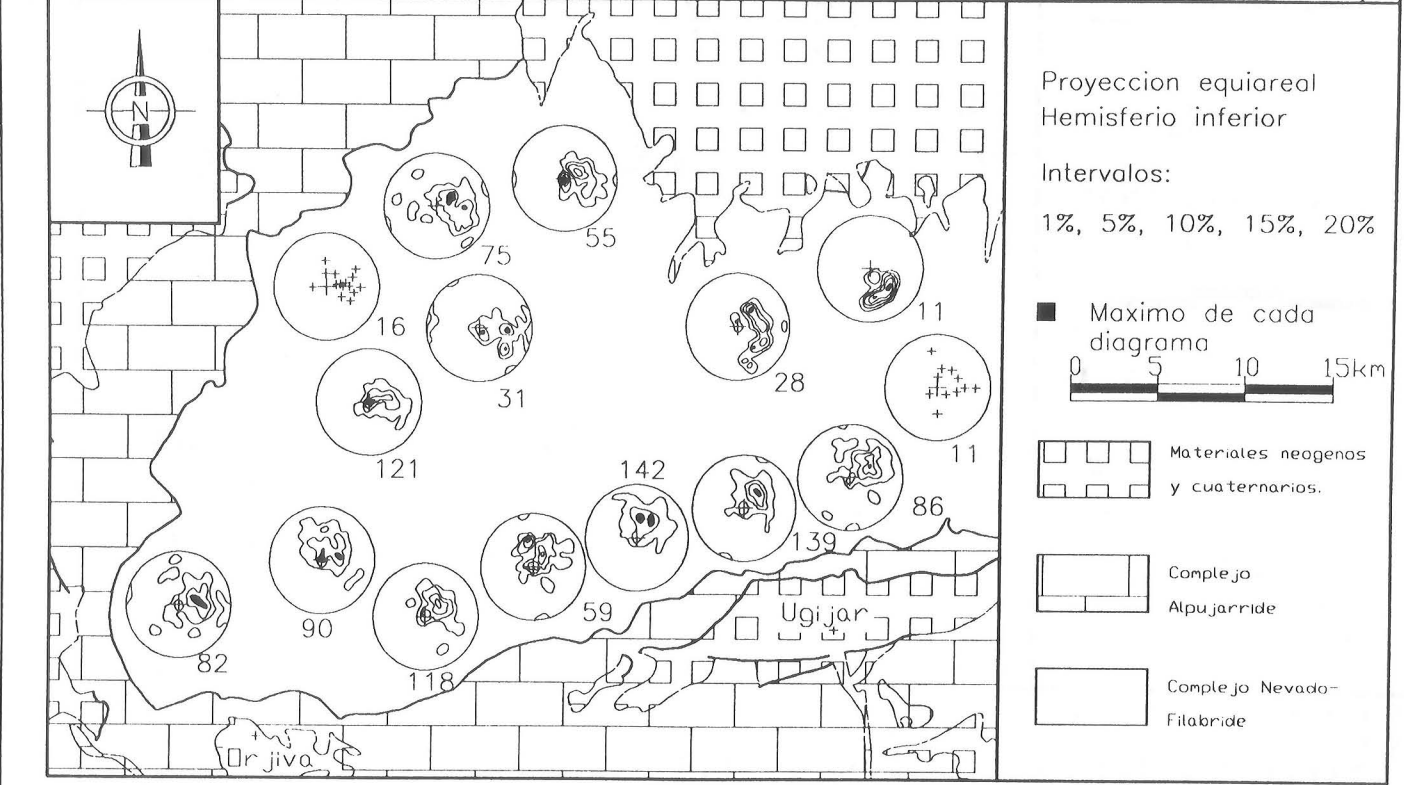


Fig. 3.36. Orientación de las superficies de cizalla con desplazamiento del bloque de techo hacia el SW del clivaje de crenulación extensional (Csw). Junto a cada diagrama se indica el número de datos. En diagramas con un número escaso de datos se proyectan los polos de los planos.

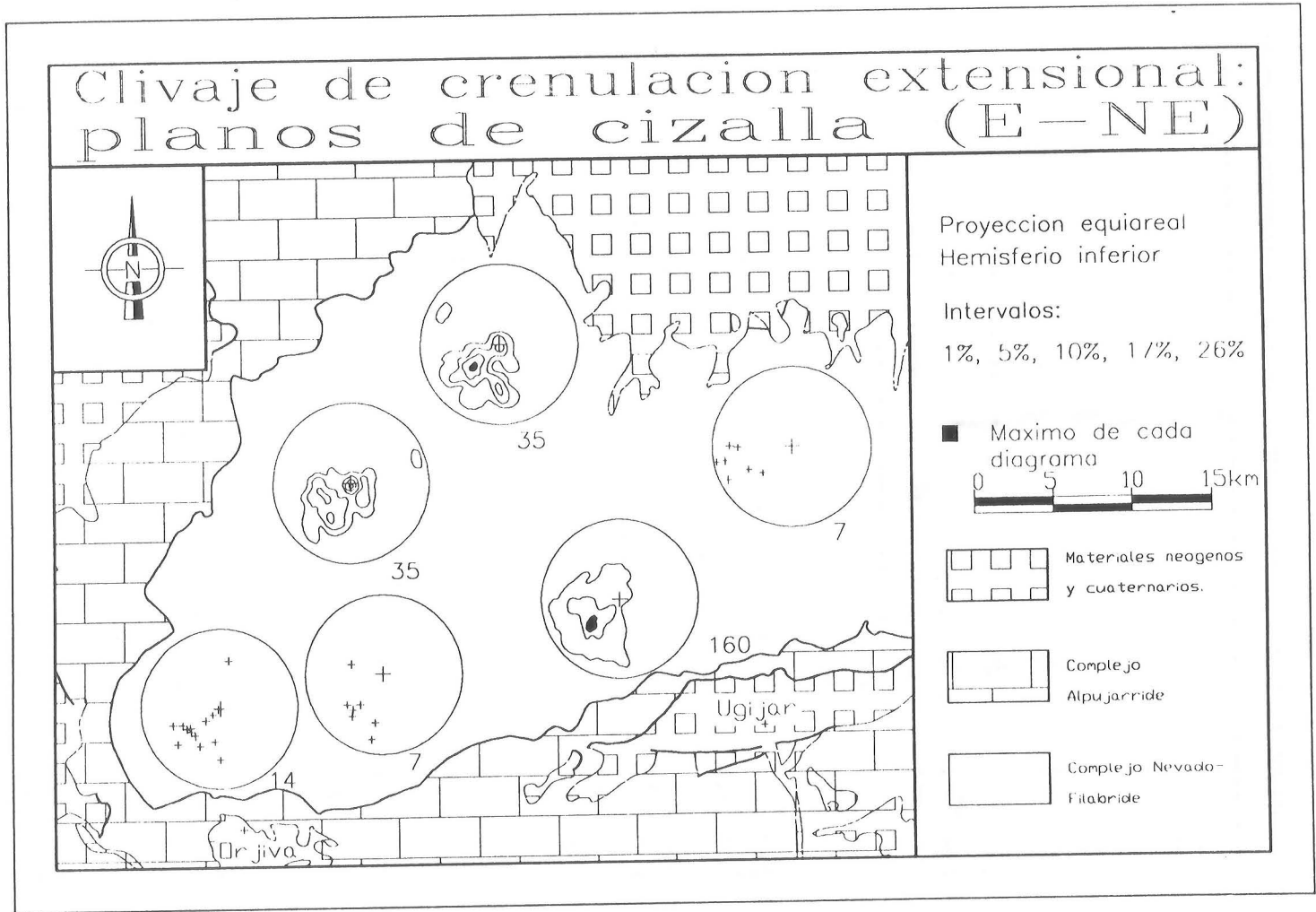


Fig. 3.37. Orientación de las superficies de cizalla con desplazamiento del bloque de techo hacia el NE del clivaje de crenulación extensional (Cne). Junto a cada diagrama se indica el número de datos. En diagramas con un número escaso de datos se proyectan los polos de los planos.

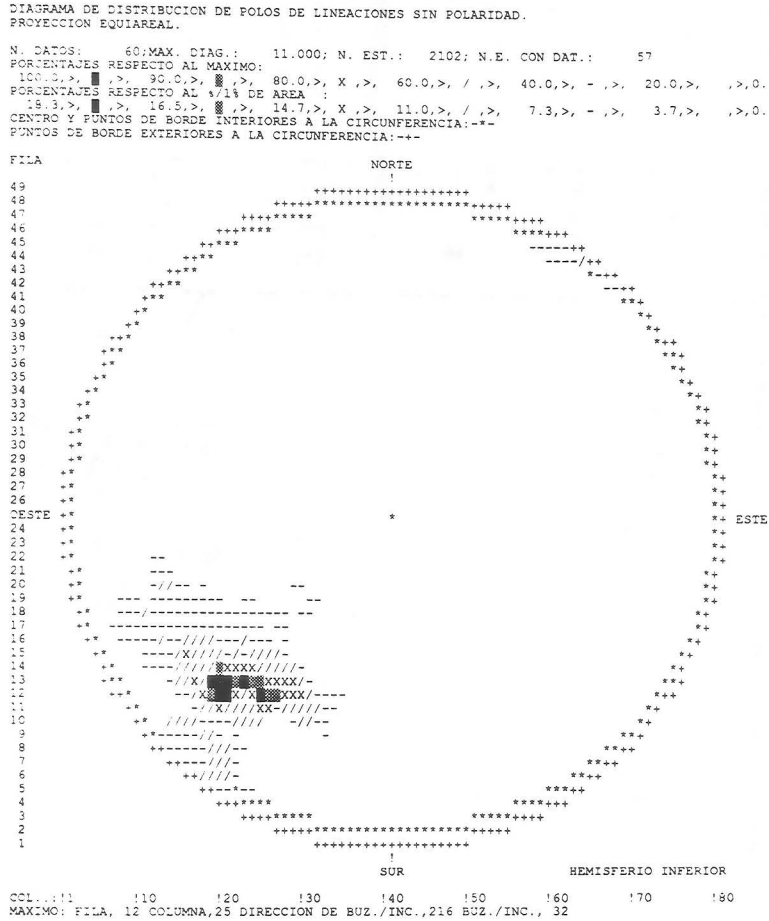


Fig. 3.38 Orientación de las estrías sobre las superficies de microfalla del clivaje de crenulación extensional.

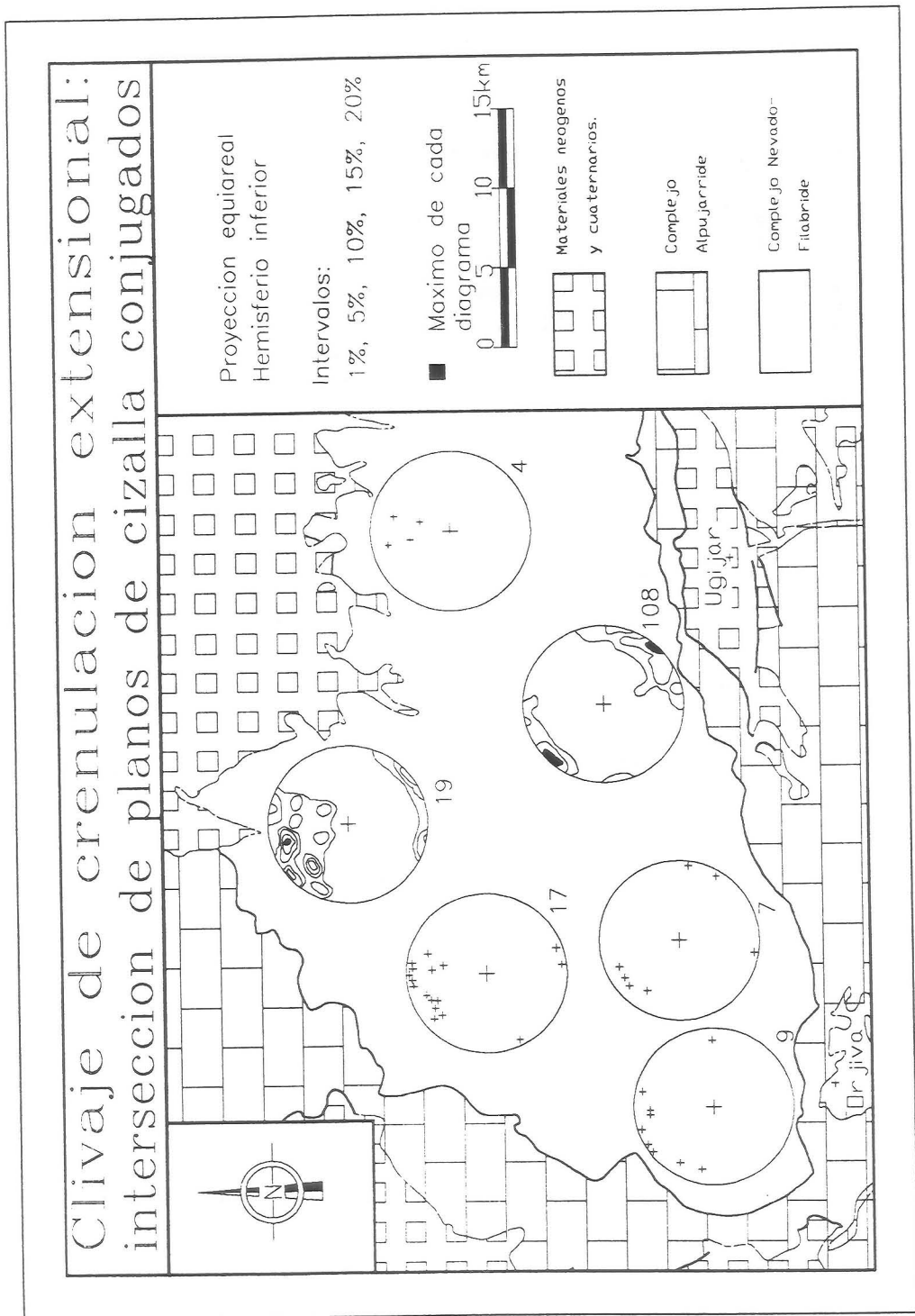


Fig. 3.39. Orientación de las rectas intersección medias en cada estación de las superficies de cizalla y microfalla conjugadas (Cne, Csw) del clivaje de crenulación extensional. Diagramas de densidad en proyección equiareal, hemisferio inferior. En estaciones con pocos datos se han representado los polos de los planos.

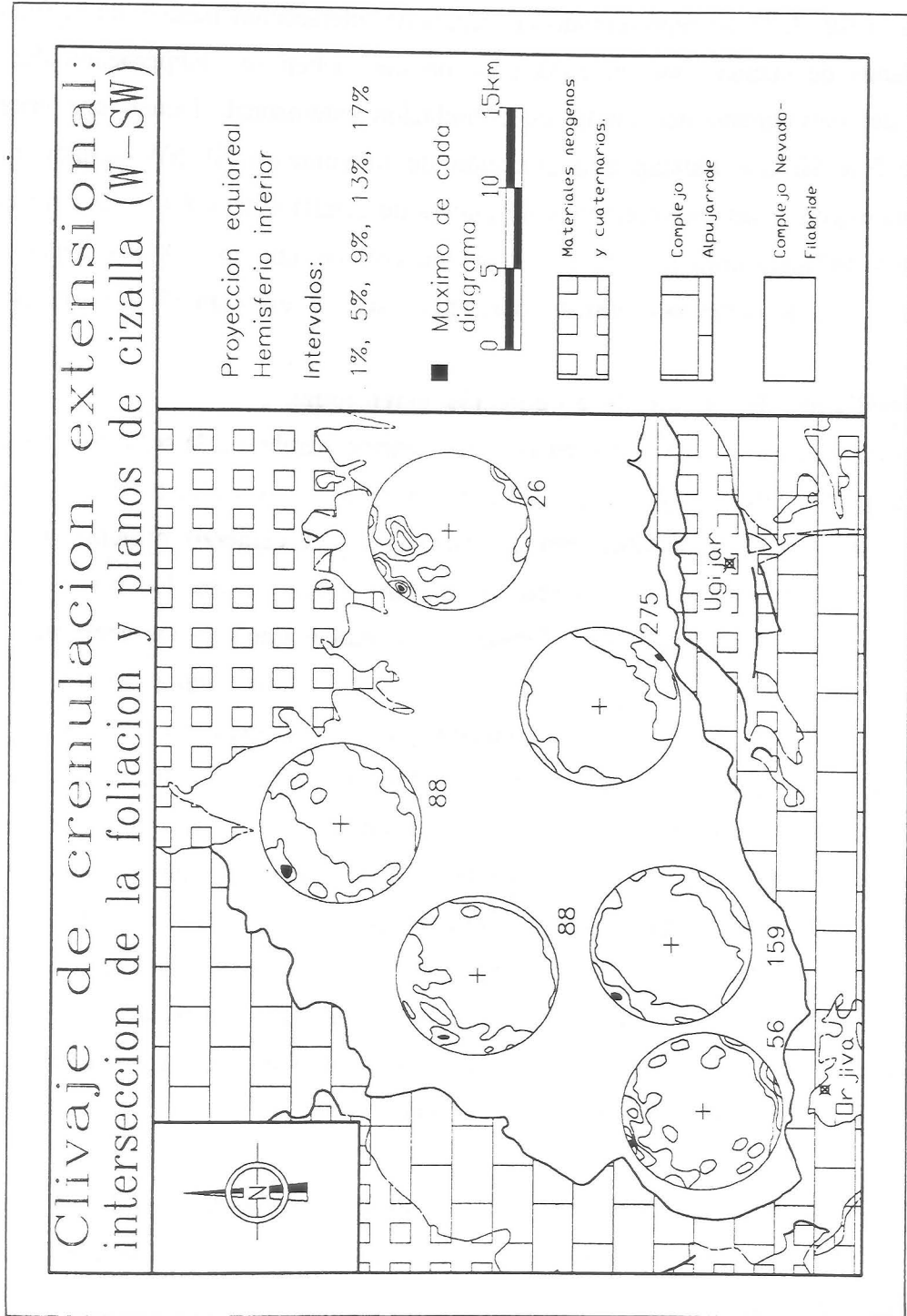


Fig. 3.40. Orientación de las rectas intersección medias en cada estación de las superficies de cizalla (C_{sw}) y la foliación principal (S_s) del clivaje de crenulación extensional. Diagramas de densidad en proyección equiareal, hemisferio inferior. En estaciones con pocos datos se han representado los polos de los planos.

En la fig. 3.40. he representado las rectas de intersección medias de la foliación y de los planos de cizalla Csw en cada estación que deben ser subperpendiculares a la dirección del movimiento del clivaje de crenulación extensional. Tienen una orientación preferente NW-SE que indican una dirección de movimiento NE-SW similar a la que señalan las estrías y las intersecciones de planos de cizalla Cne y Csw. La dirección del movimiento deducida coincide aproximadamente con las que indican las lineaciones de estiramiento (Ls) de la deformación principal excepto en el extremo SE del área estudiada.

Significado del clivaje de crenulación extensional.

Es una estructura que se forma por la extensión paralela a la foliación principal en los micaesquistos (Platt y Vissers, 1.980). El sentido de movimiento de los planos de cizalla conjugados es compatible con la orientación del esfuerzo principal compresivo mayor (σ_1) paralelo a la recta bisectriz del *ángulo obtuso* de los dos planos de cizalla. Esta característica es diferente a las relaciones geométricas que habitualmente muestran las fallas conjugadas. Las relaciones de simetría de los planos de cizalla conjugados indican que en la mayor parte de los casos la foliación previa es subparalela al plano de máximo aplastamiento. El ángulo más frecuente entre la foliación y las superficies de cizalla es de 40°. Dicho ángulo es próximo al que forman las fallas con el plano de aplastamiento en materiales sin fricción (45°). Platt y Vissers (1.980) interpretan que esta disposición es producto de la rotación de los planos de cizalla después de su formación por paralelización con la foliación. Esta explicación es compatible con la asimetría que se observa en los diagramas que muestran el ángulo entre los planos de cizalla y la foliación. Los planos se formarían estadísticamente a 40-45° de la foliación y rotarían. Ello hace más frecuentes los valores de la rama de la distribución que se dirige hacia 0°.

La posición de los elementos geométricos del clivaje de crenulación extensional muestra que las direcciones de los esfuerzos principales del elipsoide de esfuerzos durante su formación son de promedio:

σ_1 = Vertical.

σ_2 = Horizontal de dirección NW-SE.

σ_3 = Horizontal de dirección NE-SW.

La asociación espacial entre la zona donde se desarrolla esta estructura y las

variaciones de sus características con la superficie de contacto Alpujárride / Nevado-Filábride debe de ser también una asociación genética.

En los materiales nevado-filábrides el desarrollo de esta estructura en condiciones dúctiles es simultáneo a la formación de las lineaciones de estiramiento en los niveles de cuarcitas (Platt y Vissers, 1.980). Por ello las direcciones y los sentidos de movimiento que se deducen de ambas son coincidentes. Sin embargo el desarrollo continua después de los pliegues de crenulación Pc en condiciones dúctil-frágiles y frágiles y en zonas cada vez más próximas al contacto con el Alpujárride que indicarían la disminución de las condiciones de presión y temperatura durante su formación. Si durante el desarrollo de la fase de deformación extensiva cambian las direcciones de los desplazamientos, tal y como ocurre en el sector SE del área de estudio, las direcciones de movimiento que indica ambas estructura son también diferentes. El hecho de que los planos de cizalla Csw sean mucho más abundantes que los Cne indica que la deformación en la que se produce el estiramiento no es coaxial sino que tiene una componente rotacional con desplazamiento del bloque de techo hacia el SW. No obstante debe de existir una componente de cizalla pura importante ya que se forman los dos sistemas de cizalla conjugados.

-LAS DEFORMACIONES FRÁGILES (DF).

Las deformaciones frágiles que se superponen al clivaje de crenulación extensional de carácter dúctil-frágil son: diaclasas y fallas. Ambas pueden producirse de forma simultánea aunque a veces se observa que el desplazamiento o la rotación local de las diaclasas es por efecto de las fallas (fig. 3.41.). Su distribución es diferente. Las diaclasas se observan en todos los materiales nevado-filábrides y son la única deformación frágil que afecta la mayor parte de las zonas intermedias y bajas de la sucesión. Las fallas se localizan casi siempre en las zonas más elevadas de la sucesión.

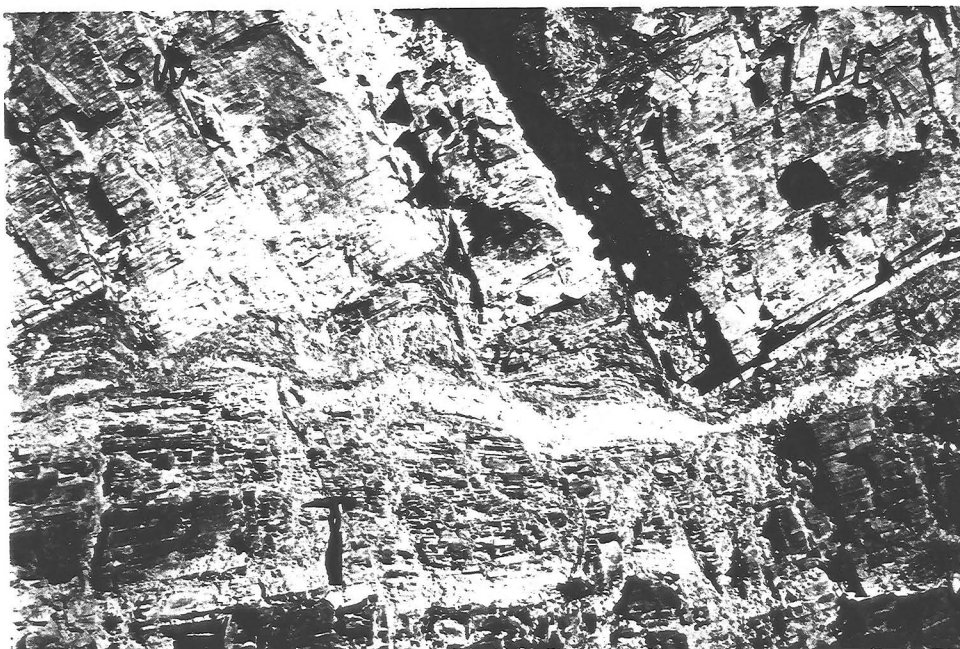


Fig. 3.41. Sistema de diaclasas de dirección N145E perpendicular a la lineación de estiramiento (Le) desarrollado en gneises. La rotación es compatible con un desplazamiento del bloque de techo hacia el SW.

+LAS DIACLASAS.

Se localizan en todas las litologías. Están mejor desarrolladas cuando no existe ninguna deformación frágil previa. Sus superficies son generalmente planas y sobre ellas se observan ocasionalmente en los esquistos de granulometría más fina mellas y estructuras plumosas (fig. 3.42.) típicas de las diaclasas de tensión (Bahat, 1986). La propagación debió ser probablemente subhorizontal pues los ejes de pluma son habitualmente subhorizontales. No obstante el número de estructuras en pluma es muy escaso pues la granulometría media y gruesa inhibe el desarrollo de estas estructuras de superficie.

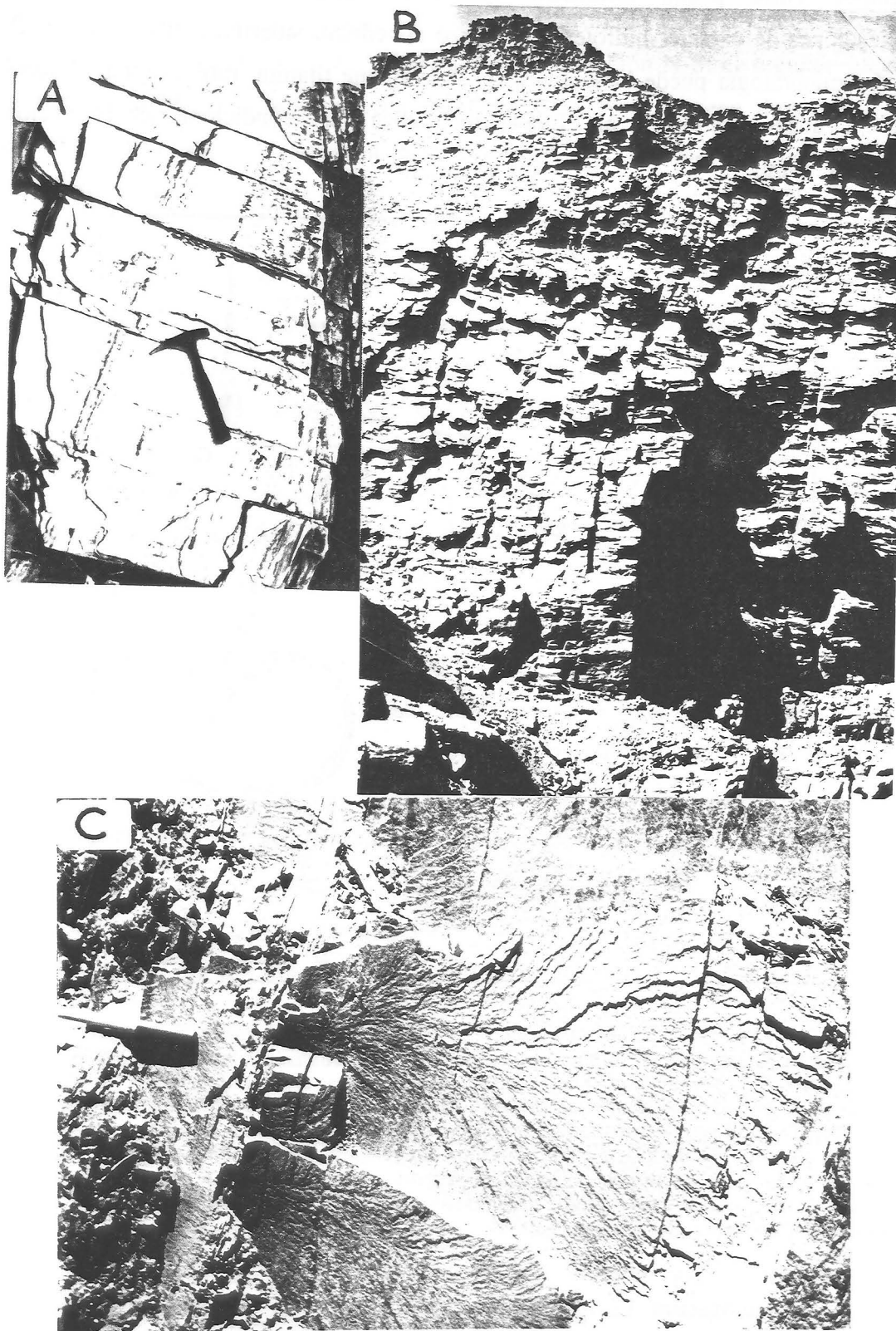


Fig. 3.42. Las diaclasas en los materiales nevado-filábrides. A: Diaclasas perpendiculares a la lineación de estiramiento en cuarcitas. B: Diaclasas de tensión sistemáticas de espaciado métrico y dirección NW-SE en esquistos. C: Estructuras plumosas en las superficies de las diaclasas. .

en el que el esfuerzo principal σ_1 fuese también tensional se produciría el tercer juego de diaclasas de tensión. Este último juego sólo se puede crear cuando la presión de fluidos supere el valor de la presión litostática ya que implica un aumento del volumen del material. La intensidad relativa de cada juego de diaclasas permite identificar el eje al que es perpendicular. El juego más abundante será el perpendicular a σ_3 , y a él le seguirán por orden de intensidad los juegos que corresponden a σ_2 y σ_1 . A diferencia de las fallas no se ha desarrollado aún ningún método que permita cuantificar la razón áxica de los elipsoides de esfuerzo y de deformación en casos complejos de superposición de diaclasas.

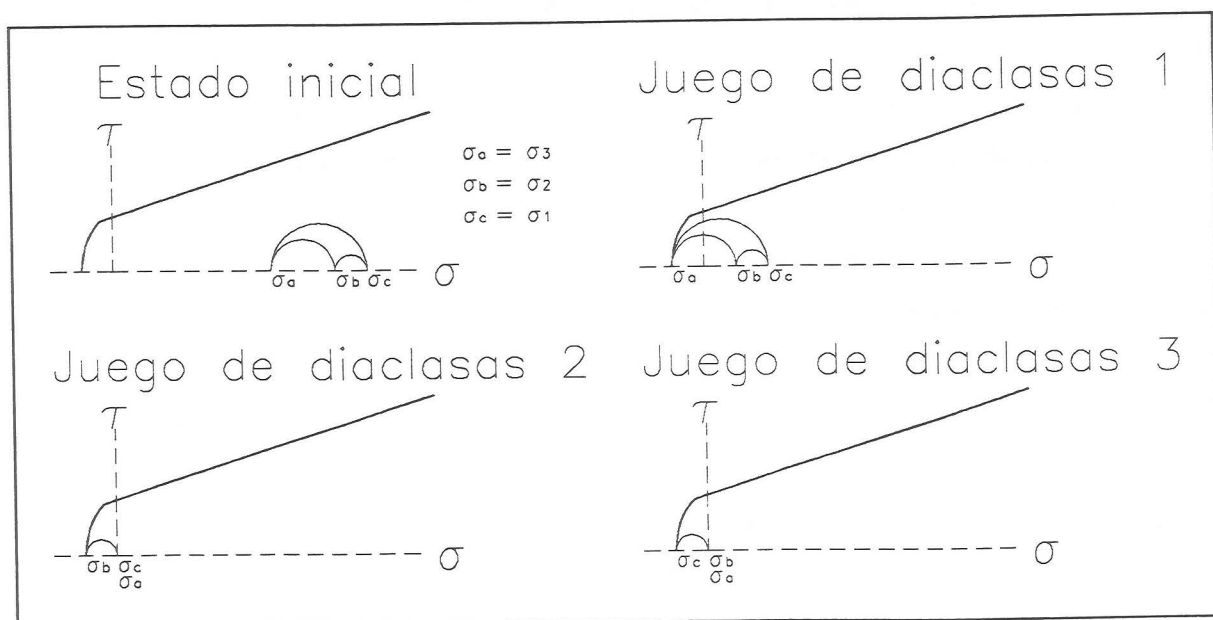


Fig. 3.44. Modelo de formación de sistemas perpendiculares de diaclasas de tensión.

A partir del modelo anterior, la dirección de los paleoesfuerzos que se deducen de las diaclasas son:

σ_3 = NE-SW excepto en el sector NE en el que es E-W.

σ_2 = Horizontal y perpendicular a σ_3 .

σ_1 = Vertical.

Las direcciones determinadas son similares a las que se obtienen mediante el estudio del clivaje de crenulación extensional. En la fig. 3.43. he representado también las direcciones y sentidos de movimiento que se deducen en el contacto Alpujárride / Nevado-Filábride que será tratado posteriormente. Se observa que la dirección de σ_3 es coincidente en todos los sectores con la dirección de movimiento de dicho contacto.

+LAS FALLAS.

Las fallas que se observan en el interior de los materiales nevado-filábrides son escasas y se sitúan generalmente en la parte más elevada de la sucesión. Pueden clasificarse por el carácter de su superficie y rocas de falla en:

- Fallas con cataclasitas albíticas.
- Fallas con harinas de falla
- Fallas sin desarrollo de rocas de falla.

Las últimas permiten el estudio de los paleoesfuerzos.

Las fallas con harinas de falla son posteriores a las fallas con cataclasitas albíticas tal y como muestra la fig. 3.45. Las fallas sin rocas de falla permiten el estudio de los paleoesfuerzos.

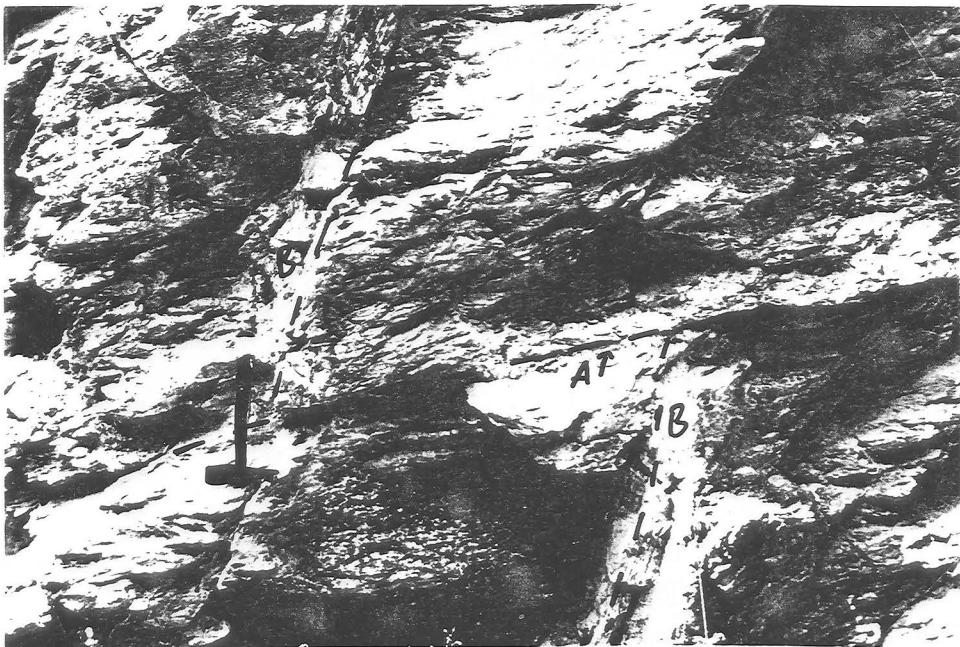


Fig. 3.45. Superposición de fallas con harinas de falla (A) a fallas con cataclasitas albíticas (B).

**FALLAS CON CATACLASITAS ALBÍTICAS.*

Estas fallas son muy poco abundantes y se han observado casi exclusivamente en micaesquistos de la parte Sur de Sierra Nevada. Son zonas de falla centimétricas en las que cristalizó la albita. El funcionamiento de la falla hizo que la roca y los cristales se fragmentaran y se formaran clastos con bordes angulosos (fig. 3.46.). Al microscopio se observa una reducción del tamaño de grano por cataclasis y extinciones ondulantes. La roca de falla es compacta y muestra una foliación bien desarrollada. Según la clasificación de Higgins (1.971) y Sibson (1.977) deben ser milonitas ya que es una roca foliada. Sin embargo pueden clasificarse como *cataclasitas foliadas* en el sentido propuesto por Chester et al., (1.985). Los procesos de deformación dúctil son poco significativos y la cristalización de albita puede considerarse como un depósito hidrotermal producto de la circulación de fluidos y no debida al propio funcionamiento de la falla. Los pliegues abiertos que muestra la foliación de la roca de falla permiten deducir el sentido de movimiento tal y como si fuese una estructura S-C desarrollada en una zona de deformación dúctil (fig. 3.46.).

Orientación. Son fallas normales con estrías en buzamiento y cuyas superficies planas están representadas en la fig. 3.47. Se distribuyen en dos sistemas conjugados en los que la dirección media de los planos es NW-SE (N120°E). Los planos del sistema más abundante tienen buzamiento hacia el S-SW.

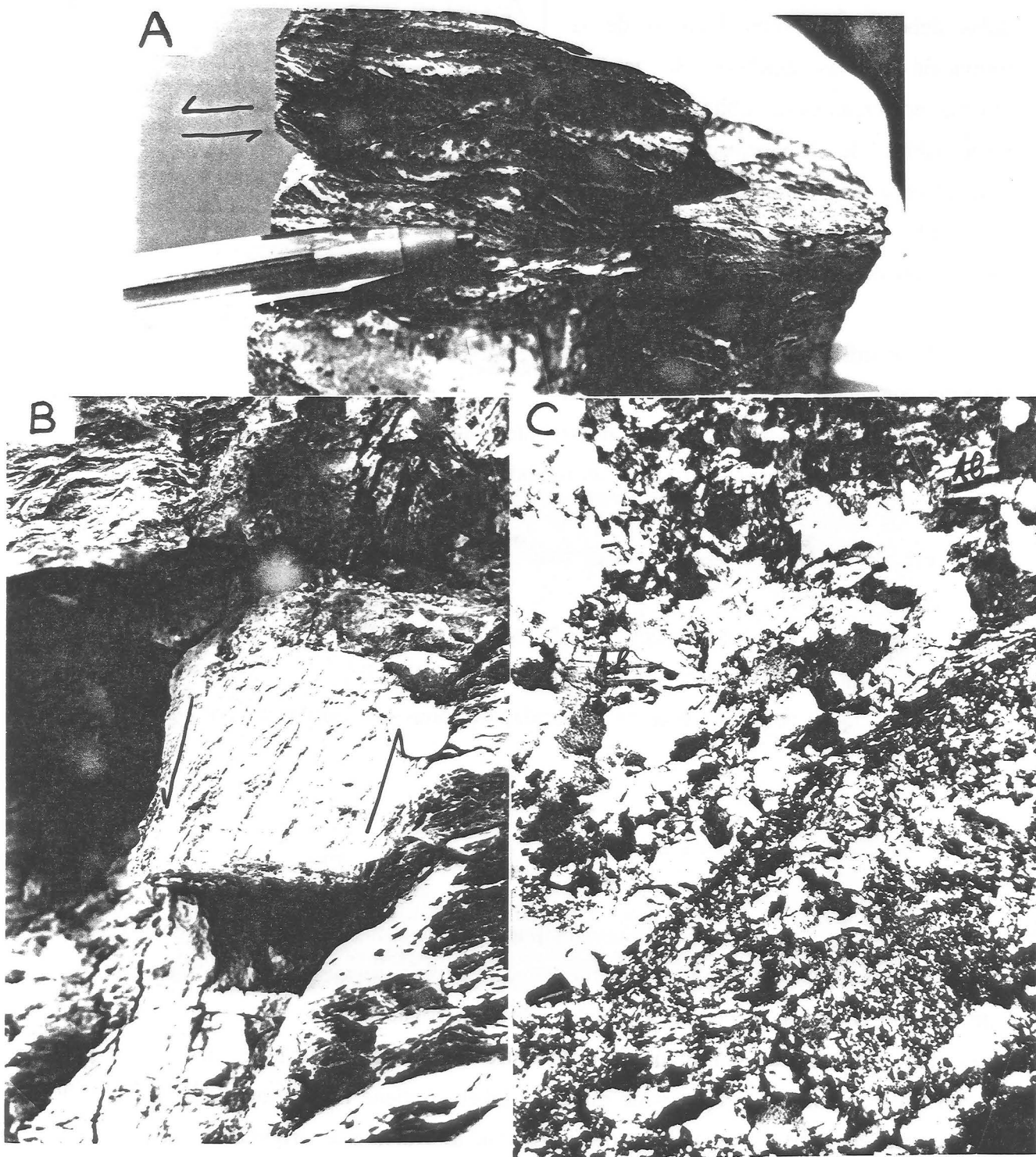


Fig. 3.44. Fallas con cataclasitas albiticas. A,B: Las estructuras S-C de la roca de falla indican el sentido de movimiento. C: Aspecto de una zona de trituración de los cristales de albita.

Interpretación. El origen de estas fallas debe de ser simultáneo al de la formación de las diaclasas de tensión rellenas por cristales de albíta. Los fluidos responsables de la formación de este mineral debieron migrar por las zonas más permeables del conjunto de materiales: las fallas y las diaclasas.

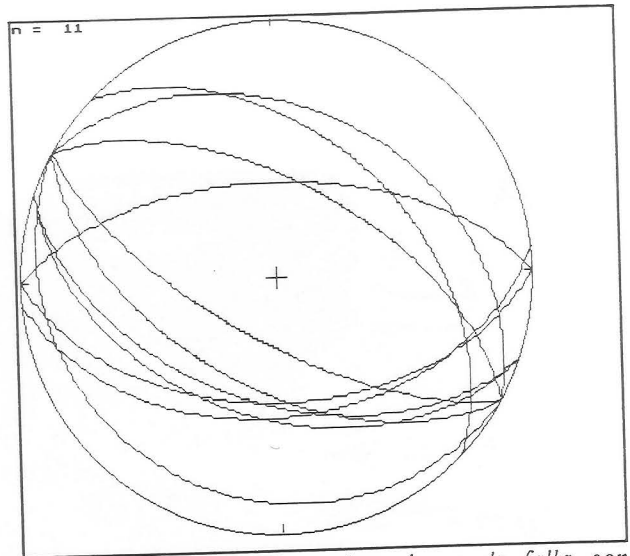


Fig. 3.47. Orientación de los planos de falla con cataclasitas albiticas. Proyección equiareal, hemisferio inferior.

La distribución en sólo dos sistemas de falla conjugados y neoformados indica

que la deformación debió ser aproximadamente plana. Esto se confirma por el hecho de que en la región donde se realizaron las medidas sólo está bien desarrollado un juego de diaclasas de tensión. Por lo tanto se puede utilizar el criterio de Anderson (1.951) para establecer la dirección de los paleoesfuerzos:

σ_1 = subvertical.

σ_2 = subhorizontal de dirección media NW-SE (N120°E).

σ_3 = subhorizontal de dirección media NE-SW (N30°E).

Dichas direcciones coinciden con las deducidas de todas las estructuras presentadas hasta el momento.

***FALLAS CON HARINAS DE FALLA.**

Son fallas que se desarrollan esencialmente en los micaesquistos. La potencia de las rocas de falla oscila entre pocos centímetros y la decena de metros. Desarrollan una roca de falla no cohesiva en la que se pueden observar foliaciones de origen cataclástico. La foliación está marcada por el paralelismo entre los elementos planares de la roca tales como los fragmentos de cristales de mica. También contiene fragmentos de mayor tamaño de la roca encajante y de venas de cuarzo que al fracturarse originan colas de origen cataclástico.

Orientación.

La fig. 3.49. muestra los diagramas de densidad de la orientación de los polos de los planos que limitan las zonas de falla y de las estrías sobre los planos de microfalla. Los planos de falla son generalmente subhorizontales y subparalelos a la foliación principal Ss tal y como se muestra en los ejemplos naturales de la fig. 3.45. y 3.48. La dirección y el sentido de movimiento que se deduce del análisis de sus harinas de falla indica que el desplazamiento de los bloques de techo es hacia el SW. El sentido de movimiento se deduce esencialmente a partir del estudio de la asimetría de la foliación cataclástica en las harinas de falla, aunque también he utilizado a veces la asimetría de las colas de trituración y de las microfallas respecto a los límites de la zona de falla.

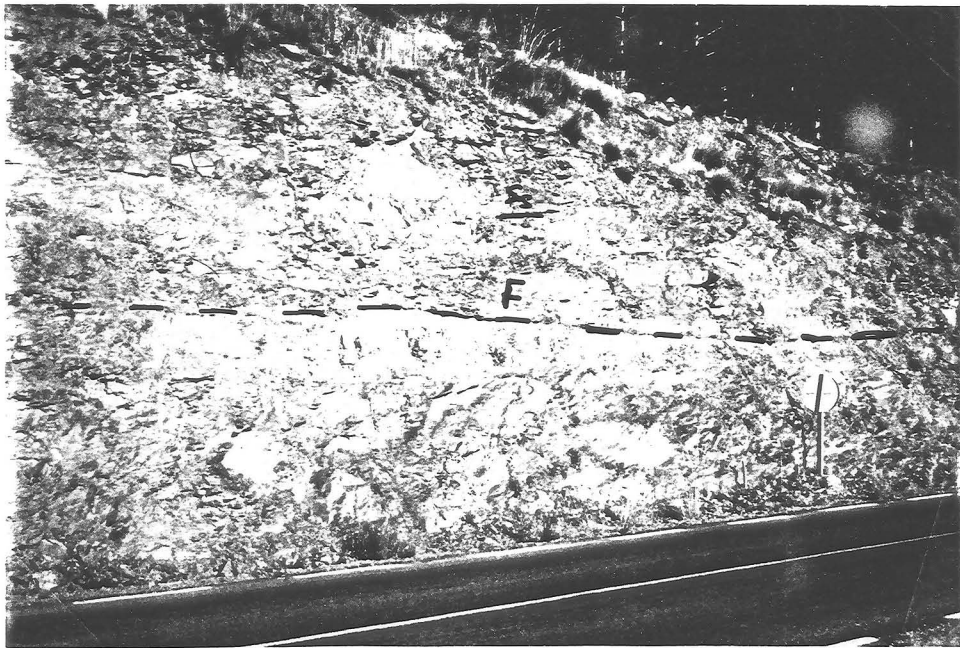


Fig. 3.48. Fallas con harinas de falla (F). Obsérvese su paralelismo con la foliación principal Ss.

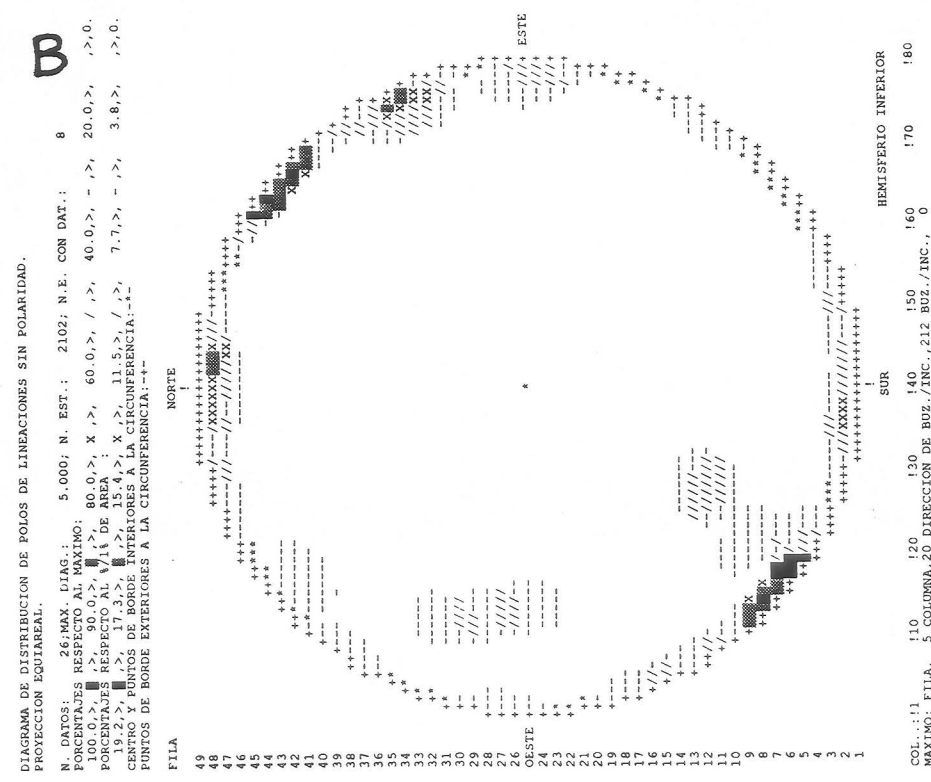
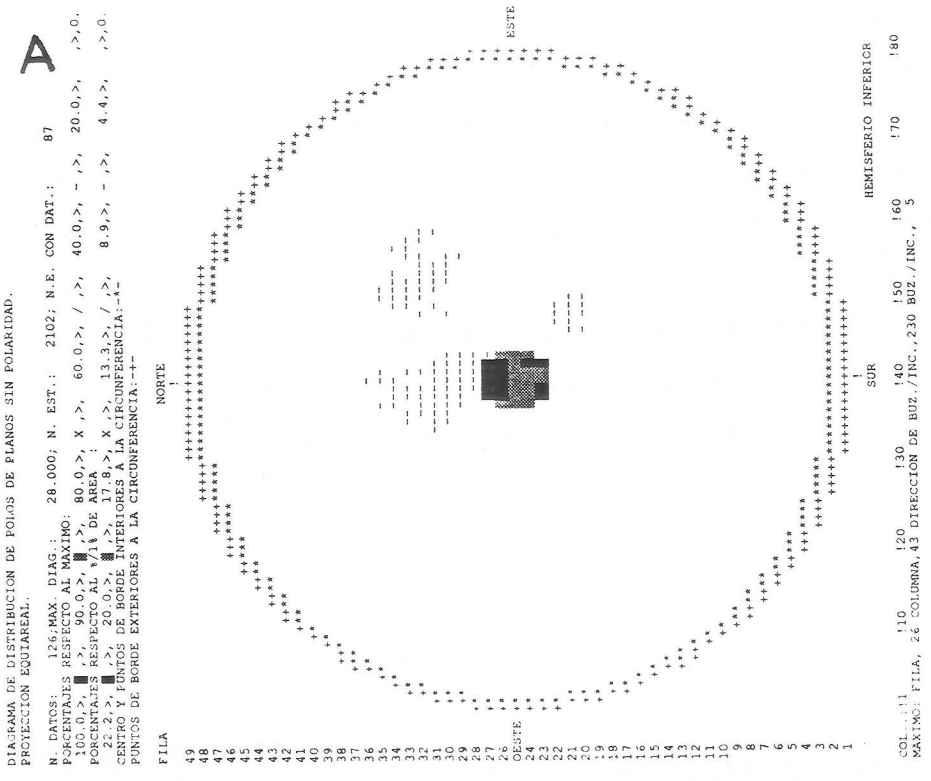
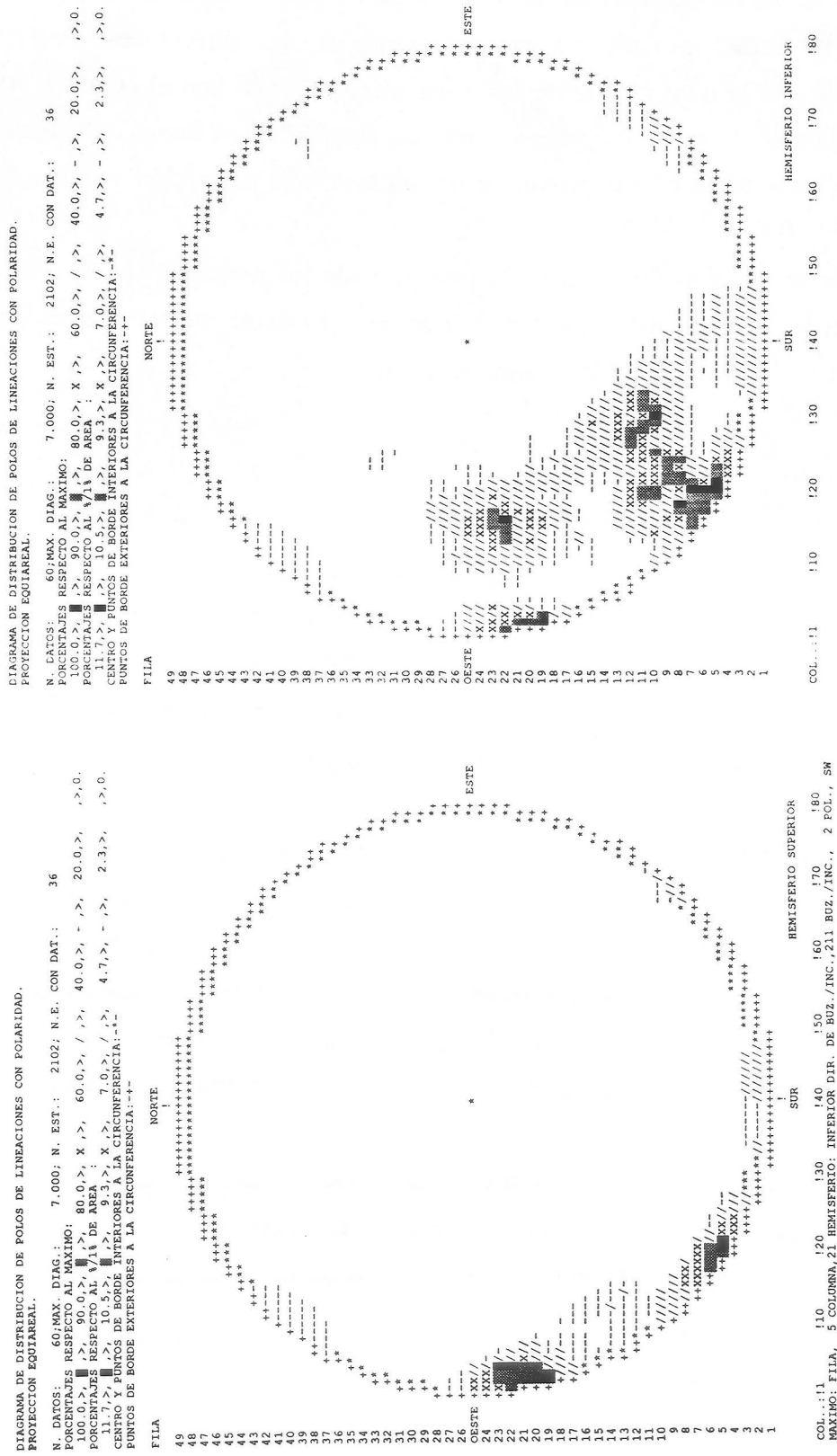


Fig. 3.49. Fallas con harinas de falla. Orientación de los planos (A), de las estrías sin polaridad (B) y con polaridad (C).

Fig. 3.49.C.



Interpretación.

La ausencia de sistemas de fallas conjugados y la existencia de rotaciones en el interior de las zonas de falla no permite establecer las direcciones precisas de los paleoesfuerzos. En la mayor parte de los casos el paralelismo con el contacto Alpujárride /Nevado- Filábride, tanto de sus planos como de sus estrías así como la localización más frecuente de estas fallas en sus proximidades sugieren una asociación a dicho contacto.

El efecto de estas fallas es el de extensión de los materiales en la dirección NE-SW compatible con las otras estructuras expuestas hasta el momento e indicarían una dirección de σ_3 también NE-SW y subhorizontal.

**FALLAS SIN ROCAS DE FALLA.*

Las fallas que no contienen rocas de falla son escasas en los materiales nevado-filábrides. No obstante en cinco estaciones de medida muy próximas al contacto con el Alpujárride en la zona occidental (HD18, RI17, D95) y meridional (O12, S2) de Sierra Nevada, he podido observar la existencia de numerosas microfallas. El estudio de estas estructuras ha permitido la determinación de los paleoesfuerzos.

Las estaciones se localizan en dos litologías diferentes:

-Serpentinitas. Estaciones: HD18, RI17 y D95. He considerado que las fibras de serpentina contenidas en los planos de falla son paralelas a las estrías (fig. 3.50.). La presencia de escalones en las superficies de falla a favor de los cuales crecen fibras de asbesto permite la determinación fiable del sentido de movimiento de las microfallas. Además las venas de tensión también están rellenas por fibras de asbesto que crecen paralelas a σ_3 .

-Esquistos feldespáticos cuarcíticos. Estaciones: O12 y S2. Las estrías se observan en la mayor parte de las microfallas sobre las mineralizaciones de siderita y óxidos de hierro que tapizan sus superficies. No se puede determinar el sentido de movimiento de ninguna de las microfallas.

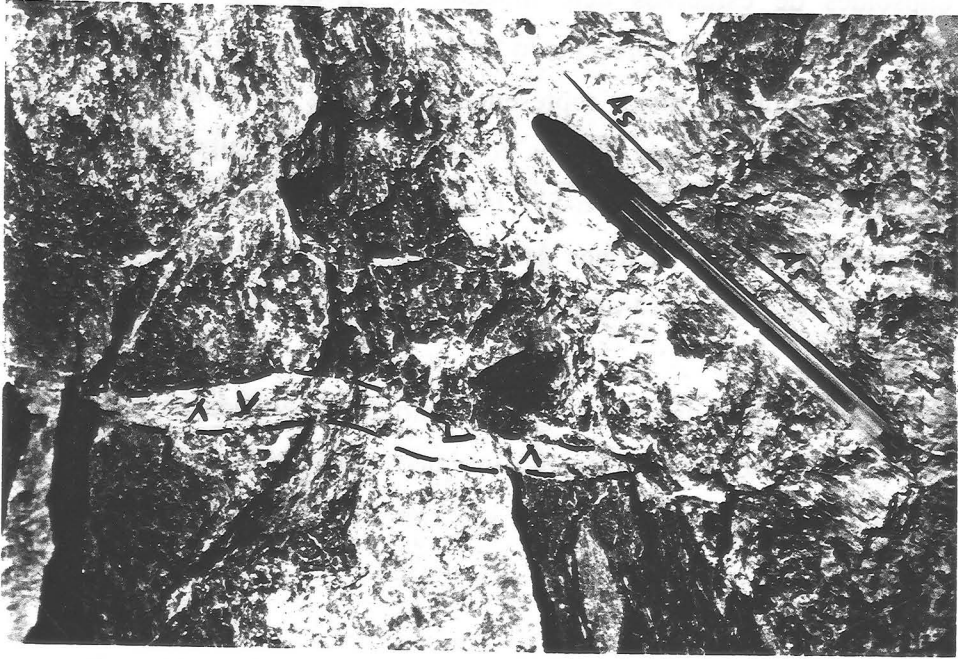


Fig. 3.50. Fibras de asbesto (As) sobre superficies de falla en serpentinitas. He considerado que las fibras son paralelas a las estrías de falla. Existen venas de tensión (v) de orientación compatible con la del movimiento de la falla.

Determinación de los paleoesfuerzos. El método expuesto en el capítulo 2 se puede aplicar al estudio de estas microfallas. Las medidas y los resultados que se obtienen del tratamiento de cada estación así como la localización de cada una está recogida en el anexo 7.2. Todas las estaciones son bifásicas excepto la estación O12 que es monofásica. Las fallas con régimen de movimiento conocido permiten determinar el elipsoide de esfuerzos real y rechazar el conjugado en las estaciones RI17 y HD18. Esta selección se puede realizar también en la estación D95 mediante la comparación de la orientación de los ejes del elipsoide de esfuerzos con las diaclasas de tensión: se elige como σ_3 aquel que es subperpendicular a las venas de tensión rellenas por asbesto. En las estaciones O12 y S2 no hay ninguna referencia para seleccionar en cada etapa de fallamiento el elipsoide de esfuerzos real y el conjugado. No obstante existe una cierta similitud de una de las posibilidades del elipsoide de esfuerzos de cada estación y de cada deformación con los elipsoides que han sido determinados en estaciones con fallas de régimen conocido. Lo más probable es que el elipsoide de esfuerzos real sea el más semejante. Además dichos elipsoides también son compatibles con la dirección de los paleoesfuerzos determinados a partir de las diaclasas de tensión.

Los elipsoides de esfuerzos determinados se pueden agrupar en dos fases de fallamiento distintas que se han representado en las figs. 3.51. y 3.52...:

-La fase de fallamiento mejor representada en todas las estaciones corresponde a elipsoides de esfuerzo generalmente oblatos con razones áxicas superiores a 0.47 y σ_3 de dirección comprendida entre E-W y NE-SW (fig. 3.51.). Estos elipsoides de esfuerzo son compatibles con todas las deformaciones descritas hasta el momento y con el movimiento del contacto Alpujárride / Nevado-Filábride que será tratado en un apartado posterior.

-La segunda fase de fallamiento, que es también la segunda en orden cronológico, está representada por elipsoides de esfuerzo prolatos con razones áxicas inferiores a 0.36 y con σ_1 subvertical, siempre con inclinación superior a 65°. Es una deformación distensiva casi radial (fig. 3.52).

Discutiré y compararé los resultados del estudio de las microfallas después de exponer todos los obtenidos de los materiales alpujárrides y neógenos.

Paleoesfuerzos / Nevado-Filabride / 1

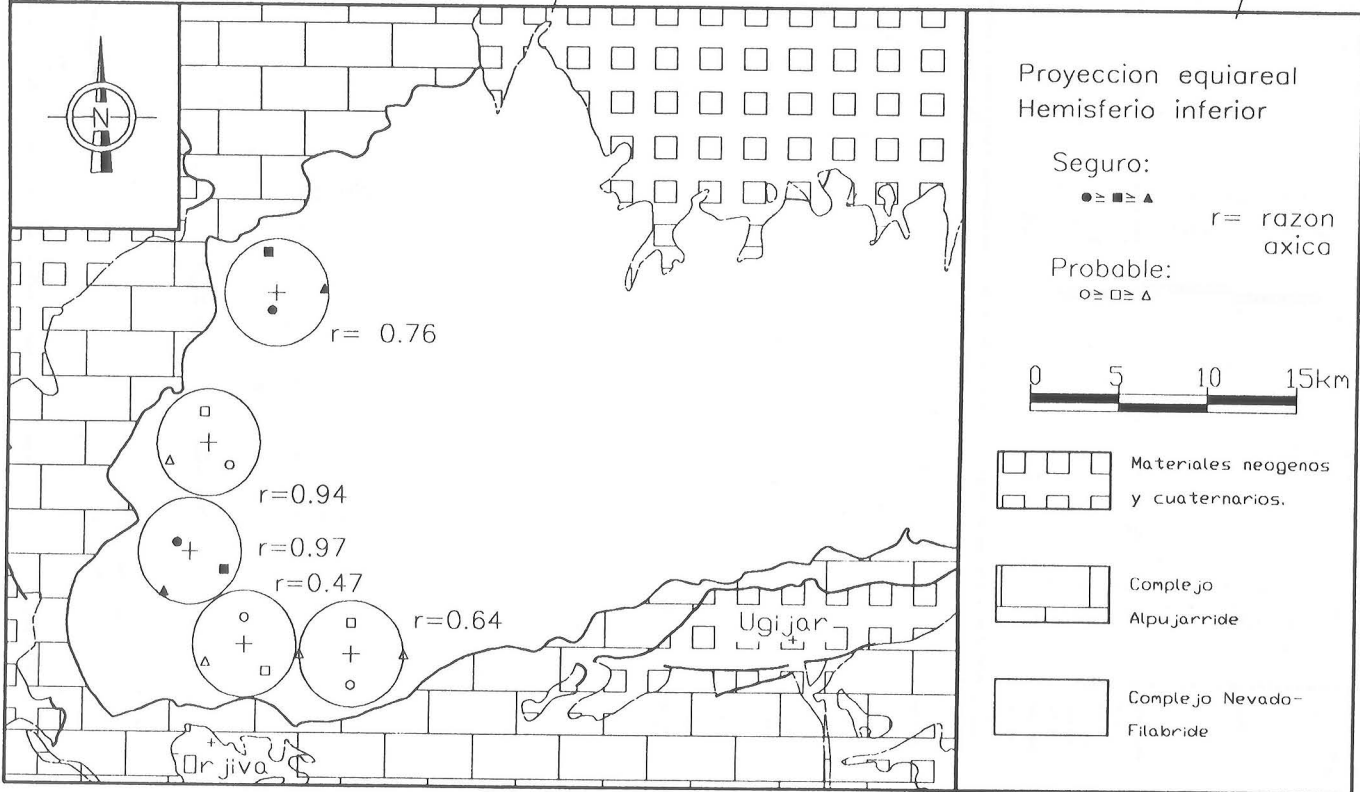


Fig. 3.51. Fase de fallamiento de extensión oblatra NE-SW en los materiales nevado-filabrides.

Paleoesfuerzos / Nevado-Filabride / 2

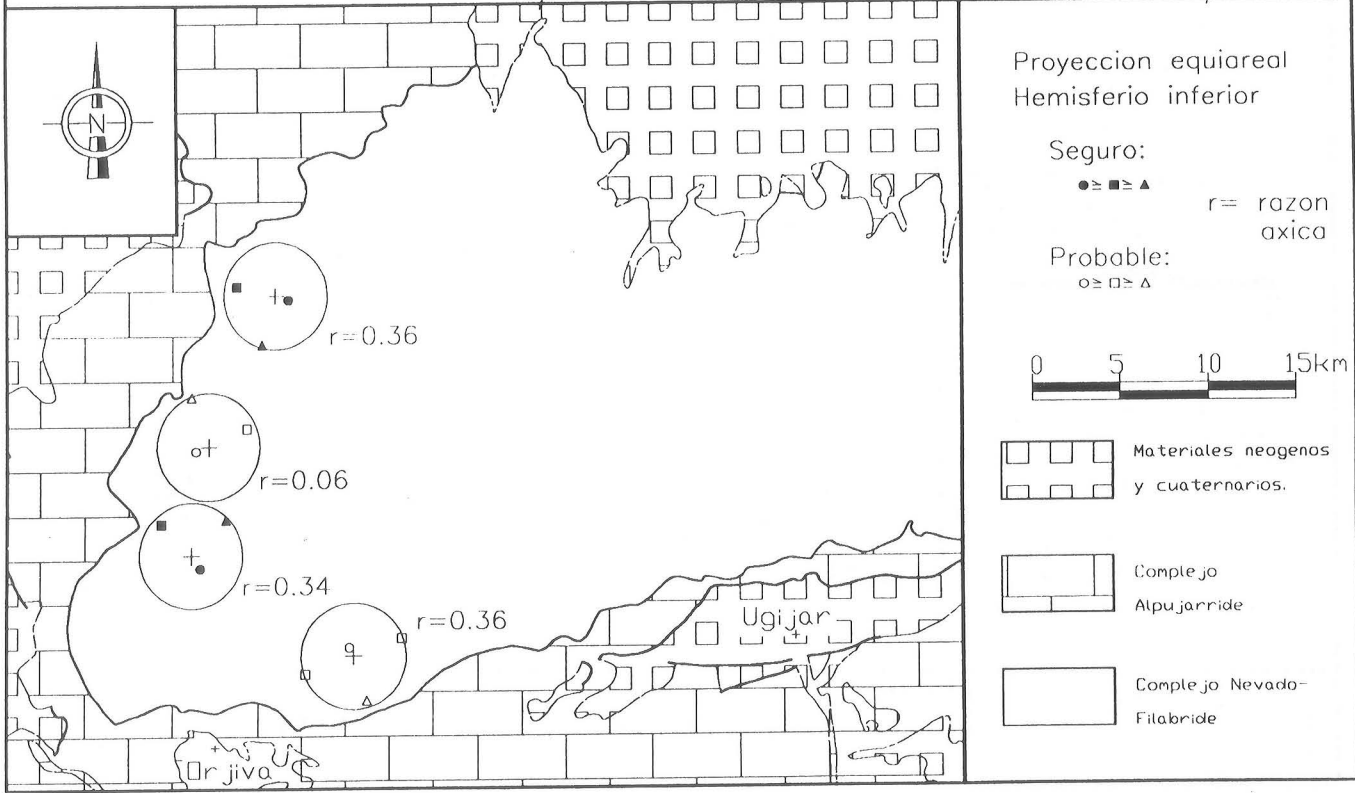


Fig. 3.52. Fase de fallamiento de extensión radial en los materiales nevado-filabrides.

-PLIEGUES TARDÍOS DE TAMAÑO KILOMÉTRICO (DT).

La última deformación que afecta a todos los materiales nevado-filábrides son grandes abombamientos que coinciden aproximadamente con las alineaciones montañosas actuales. Dichos pliegues son posteriores a la deformación D₁ que produce el clivaje de crenulación extensional aunque pueden ser simultáneos de las deformaciones frágiles. Estos pliegues ya fueron descritos en los primeros trabajos geológicos realizados en Sierra Nevada en los que Von Drasche (1.879) muestra un corte a través del Puerto de La Ragua en el que señala una antiforma abierta. Recientemente, Weijermars et al., (1.985) han estudiado en detalle la cronología y evolución de un pliegue de características similares en Sierra Alhamilla, al E del área estudiada en este trabajo.

Características.

Los pliegues P₂ se determinan mediante el análisis estadístico de la orientación de la estructura previa más penetrativa: la foliación principal S₁. Son pliegues suaves a abiertos de tamaño kilométrico que sólo localmente desarrollan flancos inversos en algunas zonas muy próximas a su núcleo. No he identificado ni pliegues menores ni foliaciones asociadas. Estos pliegues se reconocen muy bien por su tamaño en los cortes geológicos generales. Determinan la morfología actual del contacto del Alpujárride sobre el Nevado-Filábride.

Orientación y distribución. La fig. 3.53. representa los diagramas de densidad de la orientación de la foliación principal S₁, así como el contacto del Alpujárride sobre el Nevado-Filábride. En dicha figura se observa que Sierra Nevada es un gran antiforme. En el sector oriental el pliegue es muy suave su eje tiene una dirección próxima a N 90° E. Al desplazarse hacia el W el pliegue se hace progresivamente más apretado y su eje se curva hasta direcciones próximas a N 50° E. Se observa un cierre periclinal de la foliación principal S₁ en el SW de Sierra Nevada. El límite SW de Sierra Nevada está marcado además por el cierre periclinal del contacto Alpujárride / Nevado-Filábride. Hacia el E el pliegue se continua fuera del área de estudio.

En Sierra Nevada occidental (sector Veleta-Mulhacén) se observa el núcleo de dicho pliegue (fig. 3.54.). En este sector es un pliegue antiforme con vergencia hacia el SE y el

flanco SE que está vertical y localmente invertido. El eje, subhorizontal, tiene una dirección N30°E. El pliegue es mucho más apretado que en el Puerto de la Ragua. El flanco N y NW tiene características distintas a las del flanco Sur. En el flanco N y NW los planos tienen siempre buzamientos de componente N y NW y direcciones que varían progresivamente desde N90°E hasta N45°E. En el flanco S y SE existen desde sectores en los que la foliación tiene un pequeño buzamiento hacia el S hasta otros en los que es subhorizontal. Hacia la parte occidental los sentidos de buzamiento son hacia el SE e incluso hacia el E. Esto puede ser una consecuencia del arqueamiento del eje. La curvatura del eje del pliegue Dt tiene el mismo sentido que el de las estructuras previas aunque no es coincidente con el de ellas.

La interpretación más probable es que se trate de abombamientos producidos por una compensación isostática posterior a las fases de engrosamiento y despegue.

Foliacion principal

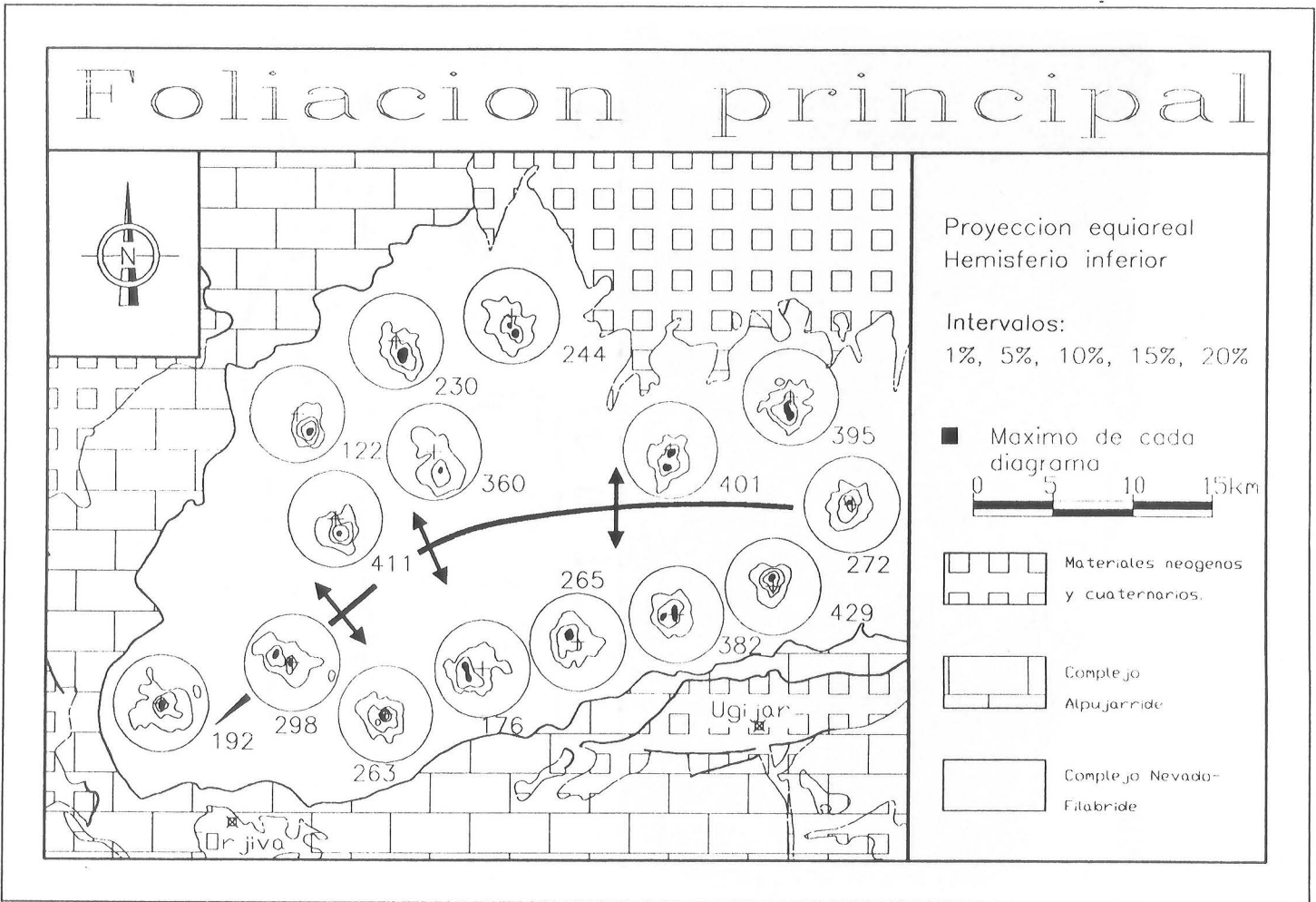


Fig. 3.53. Orientación de la foliación principal (Ss). Junto a cada diagrama se indica el número de datos utilizados.



Fig. 3.54. Panorámica del núcleo del pliegue D1 en Sierra Nevada Occidental.

-OTRAS DEFORMACIONES LOCALES TARDÍAS.

Los grandes pliegues de escala kilométrica afectan a la topografía. Producen un aumento de la pendiente de las laderas que coinciden con sus flancos. Ello origina estructuras propias de la inestabilidad de laderas tales como deslizamientos gravitatorios y pliegues.

Los pliegues que he observado son de tamaño métrico a hectométrico y tienen una vergencia que coincide con la pendiente actual de la ladera. La fig. 3.55. muestra algunos ejemplos de tales pliegues en las laderas occidental y meridional de Sierra Nevada. Estos pliegues han sido identificados en el sector de Nigüelas por García-Dueñas y Comas (1.971) y en el extremo oriental de Sierra Nevada, fuera del área de estudio, por Martínez Martínez (1.986a).

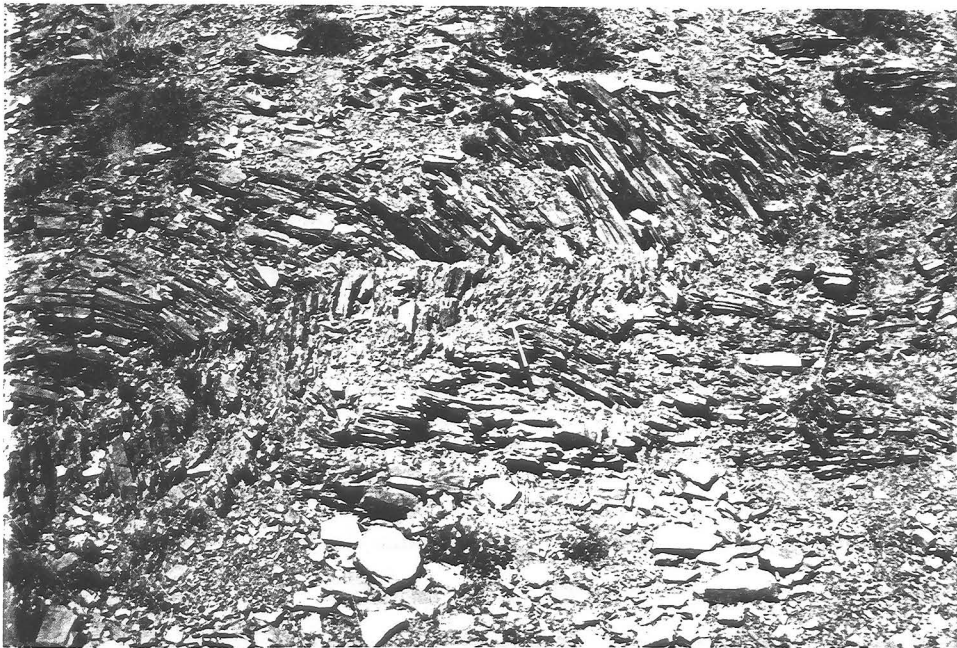


Fig. 3.55. Pliegues tardíos locales producidos por la inestabilidad de laderas.

-GEOMETRÍA Y EVOLUCIÓN DE LAS DEFORMACIONES EN EL COMPLEJO NEVADO-FILÁBRIDE.

Características generales.

Todas las deformaciones que afectan a los materiales nevado-filábrides se pueden integrar en una zona de cizalla que evoluciona desde dúctil a frágil. La intensidad de las deformaciones en los materiales nevado-filábrides aumenta generalmente hacia el contacto con el Alpujárride en cuyas proximidades se pueden observar todas ellas. La *distribución espacial* de cada una depende de sus características y está representada esquemáticamente en la fig. 3.56.. En los cortes geológicos generales y en los mapas de descripción de cada estructura de los apartados anteriores se muestra detalladamente los materiales afectados por cada deformación. La zona que ocupa cada tipo de estructura es tanto más delgada cuanto más frágil es el carácter de la deformación. Hay que exceptuar la deformación Dc relacionada con los pliegues conjugados, que se distribuyen en dominios en cualquier posición, y los sistemas de diaclasas que afectan a todos los materiales.

Las *direcciones* de movimiento y los ejes principales de estiramiento y tensión de los elipsoides de esfuerzo y deformación que se deducen de casi todas las estructuras en Sierra Nevada occidental y septentrional coinciden aproximadamente. Siempre tienen direcciones arqueadas en el área que varían de E-W en el sector oriental a NE-SW en el occidental. Las lineaciones que muestran el arqueamiento son:

- las lineaciones de estiramiento y otras estructuras asociadas tales como ejes de pliegues en vaina y de pliegues con charnelas rectas de tipo a,
- las direcciones de transporte derivadas de la orientación del clivaje de crenulación extensional,
- las direcciones de movimiento de las harinas de falla,
- la dirección de tensión deducida de las diaclasas,
- y las direcciones de tensión de una de las fases de fallamiento deducida a partir de las microfallas.

Además existen otras dos fases de plegamiento cuyos ejes son también aproximadamente paralelos a las direcciones de estiramiento anteriores. Sus relaciones cronológicas muestran que se han formado en el mismo contexto tectónico que las deformaciones anteriores y se pueden relacionar con dichas deformaciones.

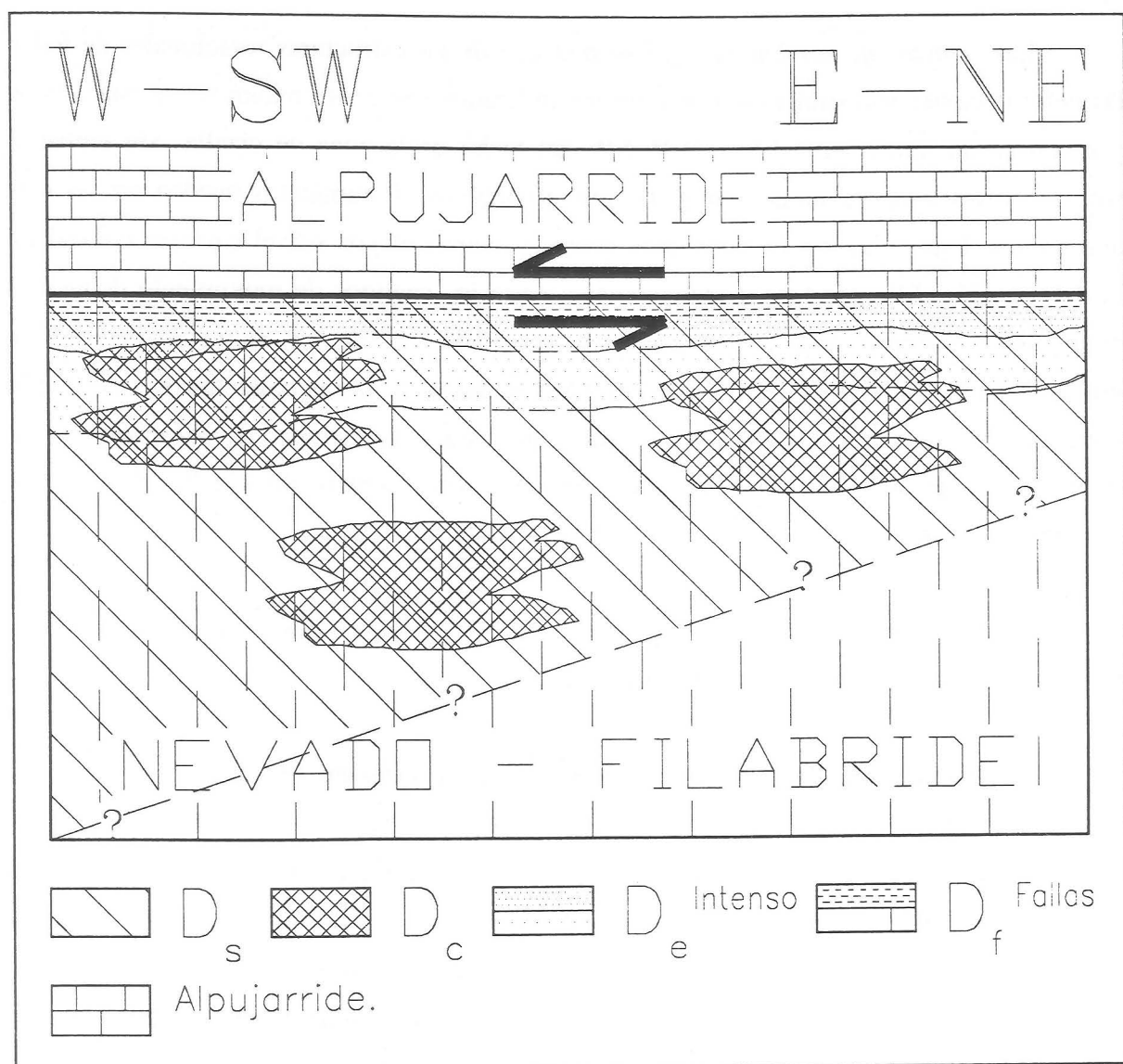


Fig. 3.56. Posición esquemática de las estructuras de deformación en la sucesión nevado-filábride respecto al contacto con el Alpujarride.

La concordancia en las direcciones que se observa en la parte occidental y septentrional de Sierra Nevada no se mantiene en el sector meridional. Al desplazarse desde el W hacia el E se advierte que progresivamente dejan de coincidir las direcciones de estiramiento que se deducen de cada estructura. Las estructuras de las deformaciones D_s,

Dc y Dt tienden a paralelizarse a la dirección E-W. Las deformaciones De y Df continúan mostrando direcciones de tensión NE-SW.

Los *sentidos de movimiento* que se deducen de las estructuras rotacionales de todas las deformaciones son similares. Los criterios utilizados son en su mayor parte estadísticos y muestran un movimiento hacia el W-SW del techo de la zona de cizalla. Sin embargo son frecuentes las estructuras conjugadas que en algunos afloramientos pueden ser las más abundantes. Esta situación es tanto más acusada cuanto mayor sea el carácter coaxial de la deformación. Ello conduce a incoherencias entre los sentidos de movimiento deducidos para cada deformación tal y como muestra Behrmann (1.987) en Sierra Alhamilla. Sin embargo no invalida el uso de estas estructuras como marcadores cinemáticos sino que la comparación de estos indicadores muestra las características de la deformación. La deformación de los materiales nevado-filábrides tiene además de cizalla simple, una componente importante de aplastamiento de cizalla pura.

El engrosamiento de la zona de cizalla dúctil se produce desde el NE hacia el SW, en el mismo sentido del movimiento de la cizalla.

Distribución de la deformación respecto a la sucesión litológica.

Los términos más modernos de la sucesión de materiales se sitúan en la parte superior y, además de ser los más deformados, son los que han alcanzado un grado metamórfico mayor durante el metamorfismo de alta presión (Puga, 1.976). La superposición de las rocas con mayor grado metamórfico sobre la de menor grado se observa dentro de la zona de cizalla dúctil. No se identifica ningún contacto frágil general ni ningún aumento en la deformación en su base. El contacto es previo a la deformación principal Ss ya que está deformado por ella y puede ser un contacto de cabalgamiento previo o una isograda.

La geometría de las *megaestructuras* de los materiales nevado-filábrides está determinada principalmente por la deformación principal Ds en la que se desarrollan los pliegues de escala kilométrica Ps. Se diferencia en Sierra Nevada una zona superior muy deformada cuyos materiales han sufrido parcialmente metamorfismo de alta presión, que corresponde con la Mischungszone de Brower (1.926) o con el manto del Mulhacén (Puga, 1.976). La zona inferior, menos deformada y de mayor potencia se puede identificar

aproximadamente con el Cristalino de Sierra Nevada (Brower, 1.926) y con el Manto del Veleta (Puga et al., 1.974.). En la zona inferior no se reconocen las megaestructuras por la ausencia de marcadores. En la zona superior la estructura más notable es la de pliegues recumbentes postmetamórficos cuyos flancos inversos pueden superar los 6 Km. El mejor representado es el sinclinorio situado en el sector Mulhacén-Alcazaba. Los pliegues mayores desarrollan pliegues menores incluso de escala milimétrica y están muy deformados en las proximidades del Alpujárride por las deformaciones frágiles, que los cortan y desplazan impidiendo su reconstrucción. Por ello no he creído conveniente nominar cada uno de estos pliegues que por su dimensión se pueden considerar pliegues-manto y unidades tectónicas diferentes.

La principal *conclusión* que se puede obtener del estudio de las deformaciones de los materiales nevado-filábrides de Sierra Nevada es que se observa la parte inferior de una zona de cizalla descendente hacia el W y con movimiento del bloque de techo hacia el W-SW que evoluciona de dúctil a frágil.

3.3. DEFORMACIONES EN EL COMPLEJO ALPUJÁRRIDE.

-INTRODUCCIÓN.

Los Alpujárrides están constituidos por la superposición de unidades alóctonas. Las deformaciones y estructuras que muestran se pueden dividir del mismo modo que en los materiales nevado-filábrides en dos fases sucesivas:

-Una *fase compresiva* con metamorfismo y estructuras de engrosamiento cortical dúctiles y frágiles.

-Una *fase extensiva* de adelgazamiento cortical y con estructuras frágiles.

Fase compresiva.

Las estructuras correspondientes a la primera fase han sido las más estudiadas hasta el momento. Las más notables son los *mantos de corrimiento* que duplican la sucesión litológica alpujárride y que se observan en el área estudiada. Los autores que han trabajado en el área (Aldaya, 1.969a; Orozco, 1.972; Gallegos, 1.975 y Navarro Vilá, 1.976) denominan con nombres locales cada una de las unidades alóctonas. Aldaya et al. (1.979) y Junta de Andalucía (1.985) correlacionan las distintas unidades y las agrupan por la posición en la sucesión alpujárride y el grado metamórfico alcanzado por sus materiales. Las unidades alpujárrides que afloran en el área estudiada pertenecen en su mayor parte a los Mantos Inferiores y los Mantos Intermedios. Sólo hay escasos afloramientos de los Mantos Superiores.

El desplazamiento de los mantos de corrimiento ha provocado deformaciones de carácter dúctil y frágil. Las deformaciones asociadas han sido analizadas recientemente en sectores próximos al área estudiada: al SW, Campos et al. (1984) y Simancas y Campos (1.988); al S, Cuevas et al. (1.986) y Cuevas (1.988). Estas investigaciones distinguen dos etapas de cabalgamiento superpuestas:

-Cabalgamientos con desplazamiento de los bloques de techo hacia el E-NE. Son los primeros y tienen carácter dúctil.

-Cabalgamientos con desplazamiento de los bloques de techo hacia el N-NW. Se superponen a los anteriores y tienen carácter dúctil-frágil y frágil.

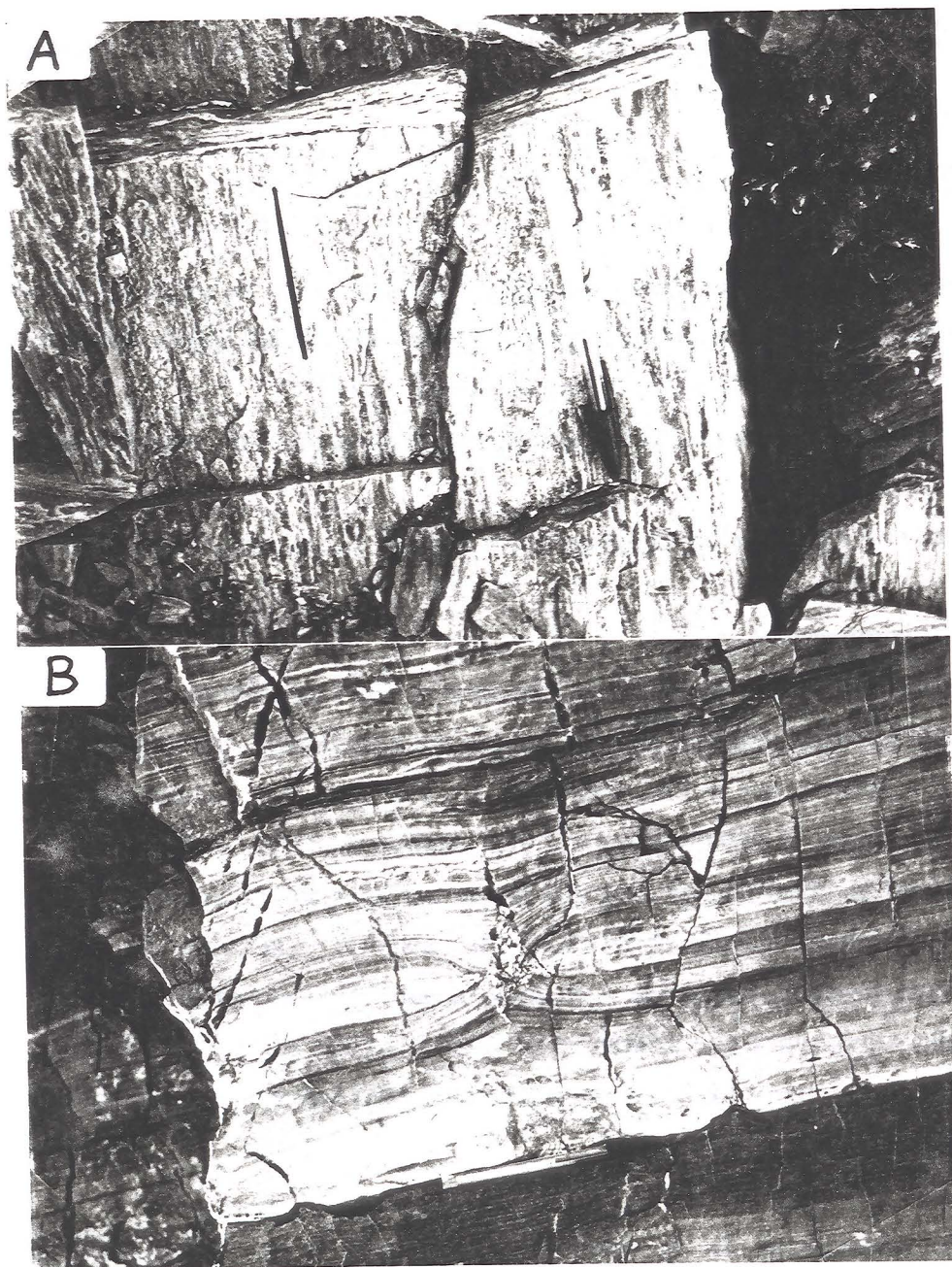


Fig. 3.57. Estructuras formadas durante la fase compresiva en el Alpujárride. A: Lineaciones de estiramiento. B: Boudines de la foliación de cuello perpendicular a la lineación de estiramiento.

Los cabalgamientos con movimiento del bloque de techo hacia el *E-NE* originan rocas miloníticas con una lineación de estiramiento muy marcada. Son cabalgamientos sinmetamórficos (Cuevas, 1.988) que en los mantos inferiores producen asociaciones minerales de gradiente de alta presión que contienen carfolita (Goffé et al., 1.989).

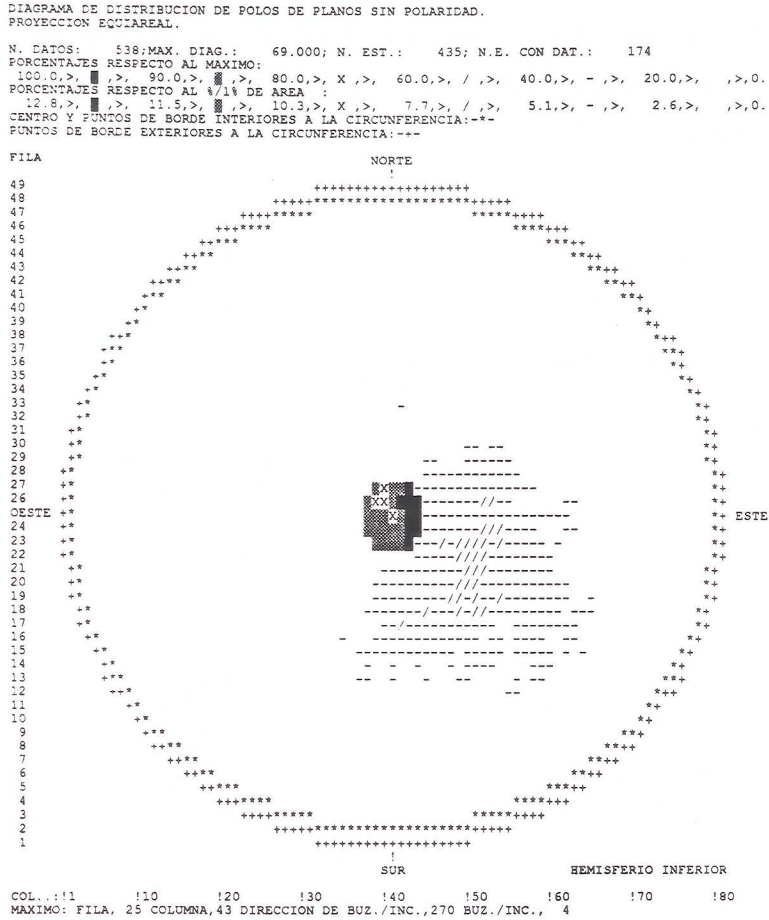


Fig. 3.58. Orientación de la foliación principal en los materiales alpujárrides del borde occidental de Sierra Nevada.

En el área estudiada se reconocen localmente lineaciones de estiramiento con desarrollo de boudines de la foliación y pliegues menores apretados que pueden ser asociados a esta deformación (fig. 3.57.).

Las lineaciones de estiramiento que se observan en los materiales alpujárrides del borde occidental de Sierra Nevada sobre foliaciones subhorizontales o con buzamientos suaves hacia el NW (fig. 3.58.) tienen un máximo entorno a N10°E-N20°E. (fig. 3.59.). Las lineaciones se observan sólo localmente y no he podido determinar la geometría de las zonas de cizalla debido a la intensa deformación frágil que se le superpone. Habitualmente no muestran criterios que permitan determinar el sentido de movimiento. He realizado las fábricas de ejes [a] del cuarzo en dos muestras de cuarcita (fig. 3.60.) y en ambos casos

puede interpretarse un sentido de la cizalla con movimiento del bloque de techo hacia el NE. No obstante el procedimiento no ha obtenido buenos resultados en el estudio de las milonitas de los materiales nevado-filábrides y además el número de muestras es escaso. Aunque es coherente con los resultados obtenidos por otros autores, no permite establecer una conclusión fiable.

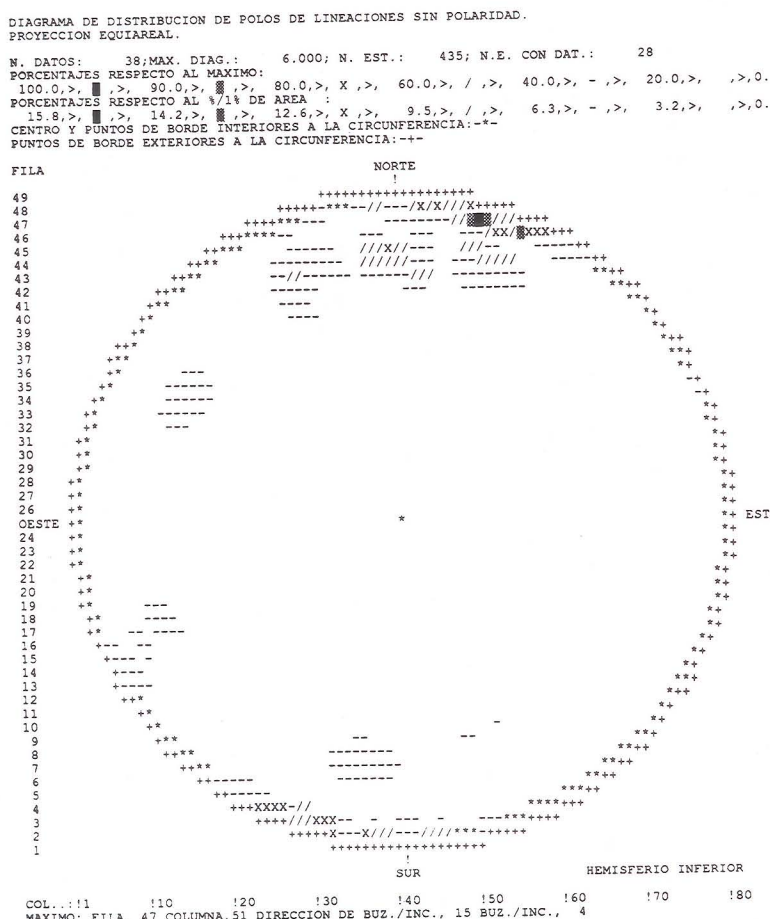


Fig. 3.59. Orientación de las lineaciones de estiramiento en los materiales alpujárrides del borde occidental de Sierra Nevada.

Los cabalgamientos con desplazamientos del bloque de techo hacia el N y NW originan al Sur del área estudiada estructuras de tipo S-C y finalmente harinas de falla (Simancas y Campos, 1.988 y Cuevas, 1.988). La mayor parte de los materiales que he estudiado son carbonatados y en ellos no se desarrollan las estructuras S-C. Las zonas de trituración de los materiales metapelíticos muestran generalmente las últimas deformaciones

originadas durante la fase extensiva.

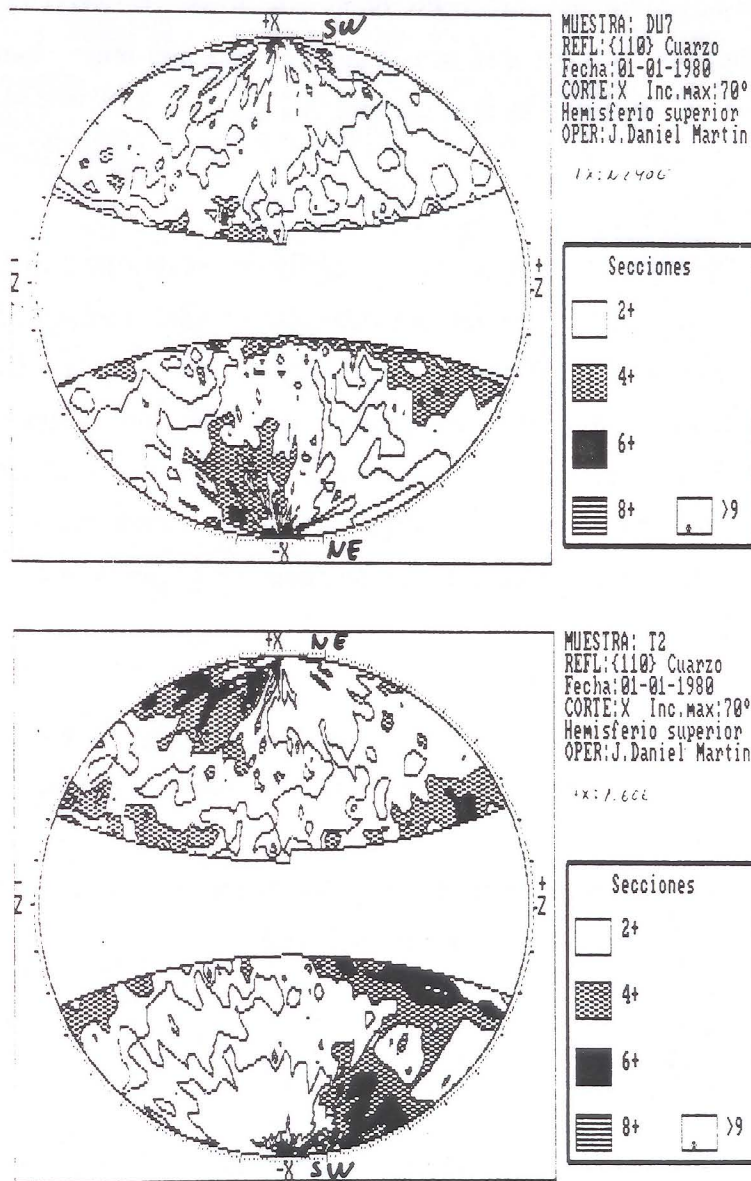


Fig. 3.60. Fábricas de ejes [a] de cuarzo de dos cuarcitas alpujárrides. Ambas indican desplazamiento del bloque de techo hacia el E-NE.

En la Depresión de Ugíjar, al SE de Sierra Nevada, he estudiado los cabalgamientos de los materiales alpujárrides sobre los materiales neógenos. Sin embargo dichos cabalgamientos se pueden integrar en el contexto de la fase extensiva y los trataré posteriormente.

En los últimos años diversos autores señalan la existencia de estructuras de

plegamiento, generalmente de vergencia N (Aldaya, 1.969a; Gallegos, 1.975; Estévez et al., 1.985; Balanyá et al., 1.987; Sanz de Galdeano, 1.989b) aunque no todos los autores están de acuerdo en su importancia (Cuevas et al., in press). He reconocido en el área estudiada escasos pliegues menores que ocasionalmente pueden tener charnelas curvas y pliegues mayores que se asocian a la fase compresiva.

Fase extensiva.

El principal objeto de este estudio es el análisis de las deformaciones desarrolladas durante la fase extensiva. La etapa extensiva ocasiona el adelgazamiento de los niveles litológicos incluso hasta su desaparición. Los contactos extensivos se identifican por su carácter sustractivo. Las deformaciones que produce esta fase tienen carácter frágil. En el sector occidental de Sierra Nevada estas deformaciones se pueden estudiar especialmente bien ya que los materiales son predominantemente carbonatados y tienen un comportamiento muy frágil. Las estructuras que se observan y que se analizarán con mayor detenimiento son:

-Sistemas de diaclasado.

-Fallas. Hay zonas de falla con intensa trituración y zonas con un desarrollo notable de microfallas que permite determinar los paleoesfuerzos.

Todas ellas son coherentes entre si e indican direcciones de tensión o sentidos de desplazamiento de los bloques de techo hacia el W-SW.

-EL DIACLASADO.

Características. Los materiales que muestran el diaclasado más intenso son algunos niveles carbonatados esencialmente dolomíticos de los materiales Alpujárrides. Han sido diferenciados en el mapa geológico mediante una trama distinta. Estos niveles presentan un diaclasado sistemático en el que habitualmente se diferencian tres juegos de diaclasas subperpendiculares entre si de espaciado medio entorno a un cm (fig. 3.61.). Son diaclasas de tensión ya que a veces se puede observar cristalización de calcita en su interior con apertura milimétrica aunque frecuentemente están cerradas. No son microfallas porque los bandeados de la roca previos al diaclasado se pueden continuar a través de ella sin que muestren ningún desplazamiento al atravesar las superficies de diaclasa.

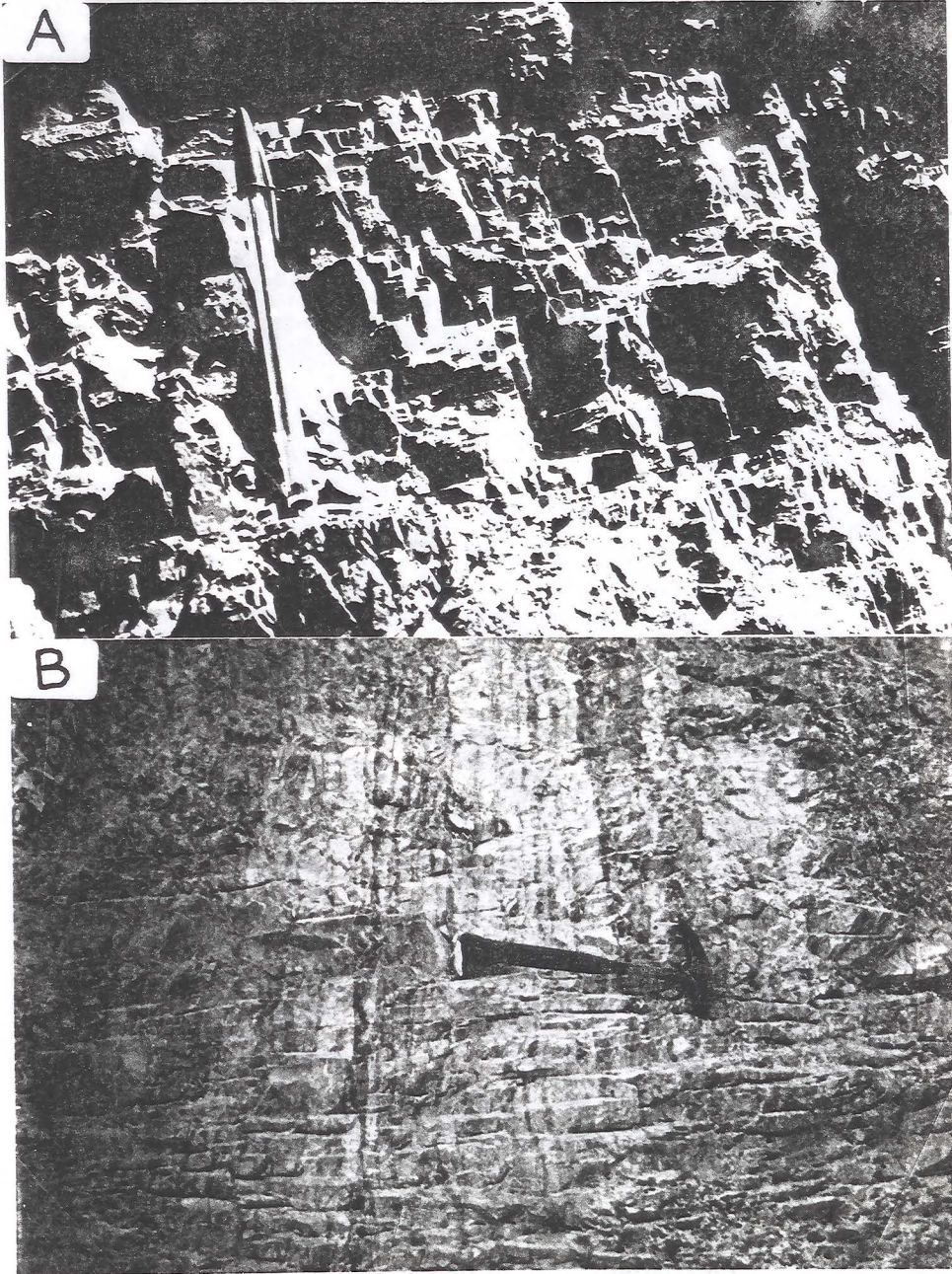


Fig. 3.61. Características del sistema de diaclasado de los materiales alpujárrides. A: El sistema está formado por tres juegos de diaclasas perpendiculares entre si. B: Las fracturas cortan los bandeados litológicos sin desplazarlos.

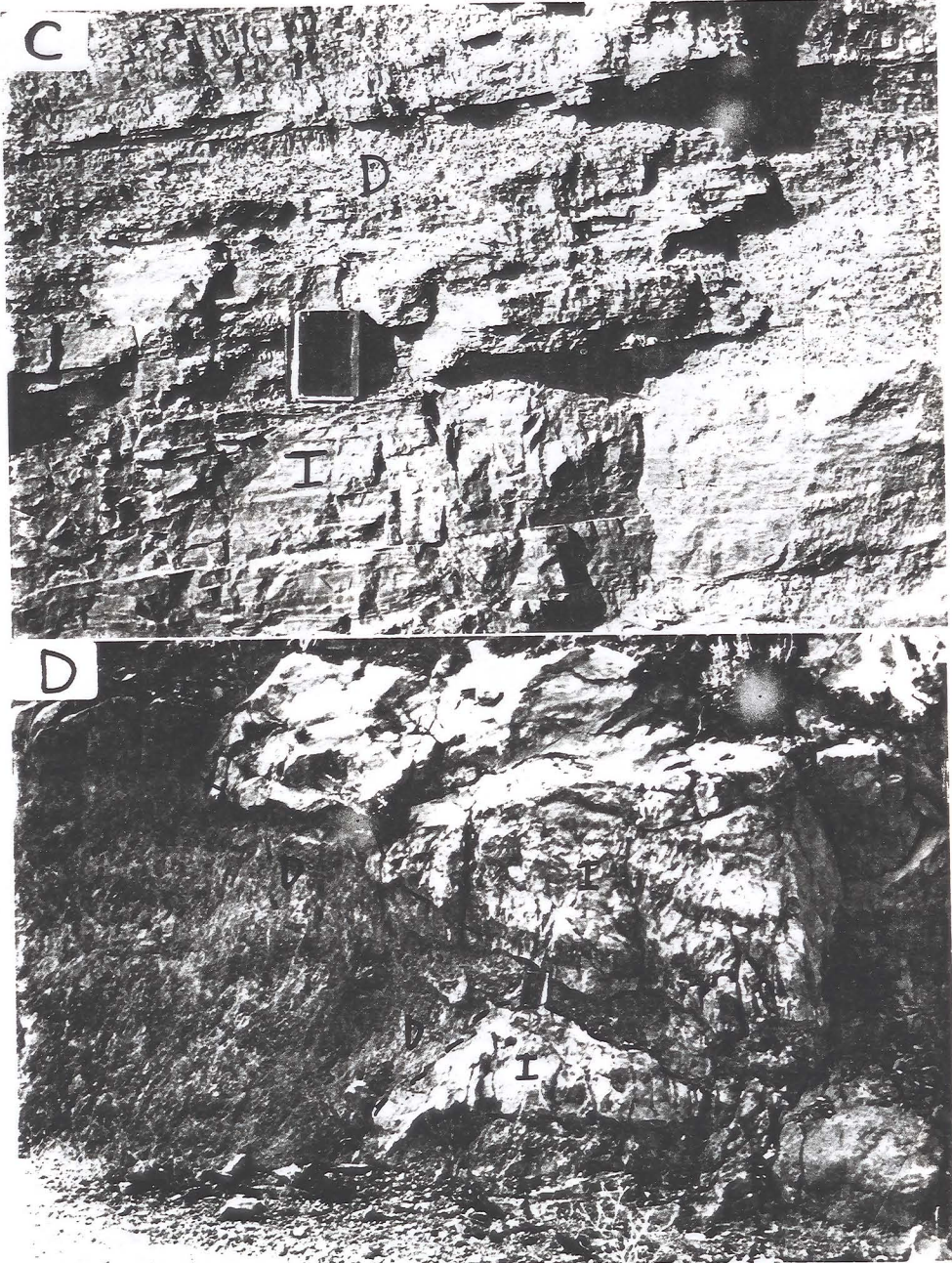


Fig. 3.61. (Cont.) Características del sistema de diaclasado de los materiales alpujárrides. C: Contactos progresivos entre la roca no fracturada (I) y la roca con intenso diaclasado (D). D: Contacto neto e irregular.

Los sistemas de diaclasado fragmentan la roca en paralelepípedos que en muchos casos tienden a ser casi cúbicos. La fig 3.62. muestra la orientación de los planos de diaclasa de un afloramiento de tamaño métrico al E de Dilar. En ella se reconocen tres máximos subperpendiculares que corresponden a los tres juegos de diaclasas conjugadas.

Los juegos de diaclasado varían su orientación y sus superficies se alabean en

distancias decimétricas y métricas (fig. 3.61.). Aunque en cada afloramiento existe una orientación predominante para cada uno de los juegos tal, cuando se representan conjuntamente todos los datos se observa que son diaclasas generalmente subverticales pero de dirección muy variable (fig. 3.62.). El juego más frecuente y de menor espaciado tiene de dirección SE / SSE. A él le sigue un juego subperpendicular con casi la misma intensidad.

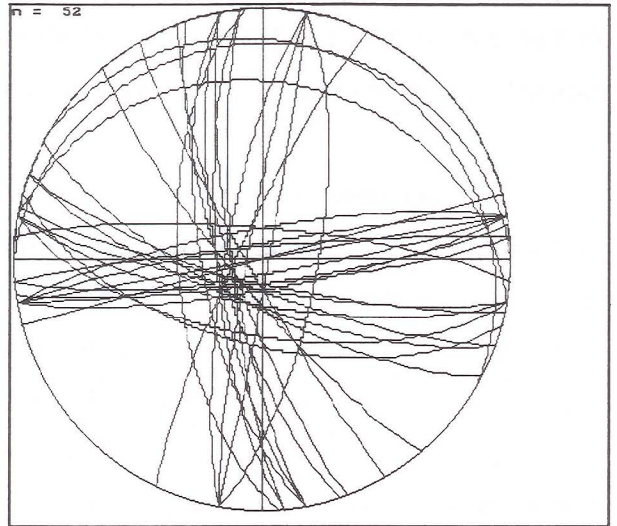


Fig. 3.62. Orientación de las diaclasas en un afloramiento de tamaño métrico de coordenadas x:451.250 y:4101.550.

Los sistemas de diaclasado anteriores se localizan en cuerpos tabulares de varios km² de superficie y cuya potencia puede superar los 500 m. Normalmente los límites con los niveles de carbonatos no diaclasados son por falla. No obstante en el sector del Trevenque se observan dos contactos originales entre las rocas microdiaclasadas y los carbonatos infrayacentes tableados (fig. 3.61.):

- En el primer caso se observa un *tránsito gradual* en el que irregularmente se intercalan en sentido ascendente entre las capas no diaclasadas otras con un diaclasado progresivamente más intenso. El tránsito se produce en una distancia entre 3 y cuatro metros.
- El segundo contacto es neto y tiene una *forma irregular*.

También se observan ocasionalmente en el sector occidental de Sierra Nevada algunas diaclasas de tensión con apertura decimétrica, subverticales y de dirección N150°E rellenas por calcita que indican una dirección de tensión NE-SW.

Interpretación.

Las diaclasas de los materiales alpujárrides al SW de Sierra Nevada ya fueron estudiadas por Gallegos (1.975). Este autor identifica los juegos de diaclasas perpendiculares y los relaciona con los pliegues y la superposición de mantos de corrimiento. Señala la importancia que pudo tener la presión de fluidos y le les atribuye un origen híbrido entre fracturación hidráulica y fracturación tectónicas. Piensa que los juegos de diaclasas

subperpendiculares pudieron ser originalmente en algunos casos diaclasas de cizalla. Sanz de Galdeano et al. (1.984) reconocen el sistema de diaclasas al SW de Sierra Nevada y lo asocian a fallas de desgarre producidas por una compresión horizontal de dirección N121°E.

Las diaclasas se asocian a la fase de deformación extensiva. La génesis y el significado de los sistemas de diaclasas perpendiculares entre si ya han sido tratados en el apartado dedicado al Nevado-Filábride y la discusión que puede hacerse es similar. Sin embargo las características de las diaclasas de los materiales nevado-filábrides son diferentes de las de los Alpujárrides. El hecho de que todos los juegos sean subverticales indica que la posición de σ_1 es también subvertical durante la formación de las diaclasas. Sin embargo aunque en muchos de los afloramientos el juego mejor representado tiene dirección NW-SE e indica una posición de σ_3 subhorizontal y NE-SW, existe una dispersión en las orientaciones mayor que la que se observa en las diaclasas nevado-filábrides y el juego perpendicular está mejor representado. Ello puede deberse a una variación en las razones áxicas de los elipsoides de esfuerzo y deformación. Si los valores de los esfuerzos horizontales son distintos pero próximos entre si la orientación de los sistemas de diaclasas puede variar en distancias muy cortas por efecto de las pequeñas heterogeneidades locales. Además los sistemas de diaclasas que se forman perpendiculares a cada esfuerzo principal tendrán una frecuencia muy parecida por lo que en un caso extremo los cuerpos de roca fragmentados pueden tener formas cúbicas, frecuentes en los materiales estudiados.

Los esfuerzos que controlan el diaclasado en los carbonatos alpujárrides deben de tener una magnitud relativamente baja en el interior de los cuerpos de materiales separados por fallas frágiles. Ello debe de permitir la formación de diaclasas de tensión sin que se produzcan un fallamiento generalizado. Esto hace también que las pequeñas desviaciones locales de los esfuerzos produzcan una variación en la orientación de los juegos de diaclasas.

La existencia local de tres sistemas de diaclasas de tensión ortogonales indica que el elipsoide de deformación era tensional en todas las direcciones. Esto sólo es posible en la naturaleza cuando la presión de fluidos es superior a la presión litostática. La disposición tabular en la que el sistema de microdiaclasado se localiza preferentemente hacia el techo de las sucesiones junto al hecho de que algunos contactos sean *progresivos* y otros

intrusivos apunta hacia el efecto importante de los fluidos en el origen de estas diaclasas.

Una posible *hipótesis de origen* consiste en la pérdida rápida de presión litostática de estos materiales. Las calizas y dolomías no fracturadas tienen porosidad total entre el 5% y el 8% y una permeabilidad muy baja de 10^{-3} m / día (Custodio y Llamas, 1.983). En los mármoles estos valores son menores y dependen del grado metamórfico alcanzado. Por lo tanto los carbonatos son rocas algo porosas pero muy poco permeables. Después del proceso metamórfico estarían situados en profundidad y tendrían una presión de fluidos (P_f) inferior a la presión litostática (P_l ; $P_f < P_l$). Si sufren una disminución de presión litostática (P_l) muy rápida no tienen el tiempo suficiente para dejar escapar los fluidos por lo que la presión de fluidos puede superar la presión litostática ($P_f > P_l$) produciéndose tres juegos perpendiculares de diaclasas sistemáticas de tensión. La frecuencia de cada juego depende de los esfuerzos desviatorios a que esté sometida la roca en ese momento. Los volúmenes de roca en los que primero se alcanza la condición de que $P_f > P_l$ son aquellos en los que:

- La porosidad debió de ser mayor y la permeabilidad menor.
- Las presión de fluidos fuese mayor.
- Tienen un comportamiento más frágil frente a la fracturación.
- En litologías similares, aquellos situados en una posición más elevada de la sucesión de materiales.

Estas previsiones coinciden con las observaciones de campo ya que se fracturan preferentemente las dolomías de la parte superior de la sucesión de materiales.

-LAS FALLAS.

Son deformaciones que generalmente corresponden a la fase de deformación extensiva en el área estudiada. La orientación de las fracturas y el significado de las fallas de alto ángulo han sido tratados por las numerosas publicaciones de Sanz de Galdeano mencionadas en el capítulo de antecedentes. Los aspectos del fallamiento que he considerado en este trabajo pretenden caracterizar la deformación de los materiales

alpujárrides durante la fase extensiva y son los siguientes:

- Contactos entre unidades alóctonas y zonas de falla: cinemática y estructuras asociadas.
- Microfallas: orientaciones preferentes y determinación de los paleoesfuerzos.

+CONTACTOS ENTRE UNIDADES ALÓCTONAS Y ZONAS DE FALLA.

He estudiado los contactos entre las unidades alóctonas y las zonas de falla internas alpujárrides tanto en el sector occidental de Sierra Nevada como en el meridional, esencialmente en la Depresión de Ugíjar. Las características de los contactos y las estructuras asociadas en ambos sectores son diferentes.

Los materiales que afloran en el *sector occidental* de Sierra Nevada son esencialmente calizas, dolomías y mármoles. Son muy escasas las metapelitas que se localizan bien como intercalaciones en los materiales carbonatados (metapelitas grises) bien en la base de las unidades alóctonas (metapelitas grises y metapelitas grafitosas). La distinción de unidades es difícil porque habitualmente no se observan los contactos de cabalgamiento originales. No se puede establecer con exactitud sin un estudio detallado de las facies, salvo cuando existen metapelitas grafitosas, si la superposición de metapelitas sobre carbonatos es un contacto de manto o una intercalación litológica. En muchas ocasiones el acuñamiento de los niveles de metapelitas hace que se pongan en contacto directo entre si los materiales carbonatados de dos unidades alpujárrides distintas lo que dificulta la determinación de los contactos por la similitud litológica.

En el *sector meridional* de Sierra Nevada son más abundantes las metapelitas y están representados los términos grafitosos en los Mantos Intermedios. Los contactos de superposición se utilizan para diferenciar las unidades alóctonas.

En el sector occidental de Sierra Nevada la mayor parte de los contactos intraalpujárrides son fallas normales de bajo ángulo y tienen *carácter sustractivo*. En el sector noroccidental de Sierra Nevada faltan total o parcialmente los términos metapelíticos basales de muchos de los mantos de corrimiento. Los contactos son frágiles y muestran espejos de falla en las calizas y harinas de falla en las metapelitas.

Todos los contactos que he reconocido son fallas o zonas de falla con movimiento del bloque de techo de componente SW. Las dos secciones más completas donde mejor se pueden observar las características de los contactos intraalpujárrides son al S del Trevenque y en el valle del río Torrente.

En la sección del Trevenque (fig. 3.63.) se observa el adelgazamiento de uno de los Mantos Inferiores en las proximidades del contacto con el Alpujárride. El contacto de techo en el extremo oriental es una falla normal de bajo ángulo con estrías de dirección N20°E, espejos de falla de dirección N140°E y buzamiento 30°SW. Desplaza al bloque de techo en el que se sitúan los Mantos Intermedios hacia el SW. La falla se paraleliza finalmente al contacto Alpujárride / Nevado-Filábride. Produce el acuñaamiento de los materiales de los Mantos Inferiores en el extremo oriental de la sección y la aproximación de los Mantos Intermedios al contacto Alpujárride / Nevado-Filábride. Es una falla cuyo trazado general es curvo. Ello debe ocasionar basculamientos en los materiales alpujárrides difíciles de cuantificar ya que no existen superficies planas de referencia previas. Las calizas muestran pliegues previos con flancos en los que la estratificación llega a estar subverticales y que están cortados por las fallas extensivas.

La estructura de los materiales del valle del río Torrente fué estudiada en detalle por Zermatten (1.929) y Comas (1.970). García Dueñas y Comas (1.971) señalan la existencia de estructuras extensivas por 'deslizamientos gravitatorios': fallas de contacto entre unidades, pliegues y acuñaamientos. Dichas estructuras se asocian en este trabajo a la fase extensiva. En la sección del Río Torrente (fig. 3.63.) también se observa el contacto entre Mantos Inferiores y Mantos Intermedios así como los contactos entre varias unidades alóctonas de los Mantos Intermedios. Todos ellos tienen un carácter sustractivo. Hacia el NE se acuñan los términos metapelíticos basales de la tercera unidad. El contacto es una falla normal de dirección N160°E y buzamiento 60°SW con estrías de dirección N30°E. El acuñaamiento se produce por el desplazamiento del bloque de techo de la falla hacia el W-SW. También se omite la unidad inferior por efecto de la falla sustractiva en su techo que se une al contacto Alpujárride / Nevado-Filábride.

Los *pliegues de compensación* (roll-over) se producen por efecto de la curvatura de las fallas extensivas. El principal problema para reconocer estas estructuras en el Alpujárride es la ausencia en casi todos los sectores de superficies planas previas con

rellanos y rampas. Sin embargo se pueden identificar en la geometría de los contactos de superposición previos deformados como el contacto entre Mantos Inferiores y Mantos Intermedios en la sección del Trevenque (fig. 3.63.). Ocasionalmente también se reconoce la curvatura de la foliación o la estratificación de los materiales, por ejemplo en la sección del río Torrente (fig. 3.63.). La forma en domo de la Sierra de Lújar corresponde también posiblemente a un pliegue de compensación de gran escala relacionado con el contacto Alpujárride/ Nevado-Filábride (Aldaya et al., 1.984).

Las *zonas de falla* se observan esencialmente en los contactos entre unidades alóctonas así como en el interior de las mismas, sobre todo en los contactos entre los niveles litológicos distintos. Las *harinas de falla* se producen esencialmente en las metapelitas. Se forman generalmente en zonas de falla de bajo buzamiento. Es notable la zona de falla que se desarrolla en las proximidades del contacto con el Nevado-Filábride. Al SW del pico Caballo la zona de falla intercala bloques de carbonatos de tamaño decimétrico a decamétrico en una roca de falla compuesta esencialmente por metapelitas grises (fig. 3.64.)

Las harinas de falla de las *metapelitas* permiten determinar en muchos casos la dirección y el sentido de movimiento de las zonas de falla. La mayor parte de las estructuras que se desarrollan son equivalentes a las de las zonas de cizalla dúctiles tal y como muestran Blès y Feuga (1.981) y Rutter et al. (1.986). Las estructuras que se observan en las harinas de falla son (fig. 3.64.):

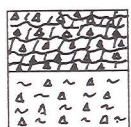
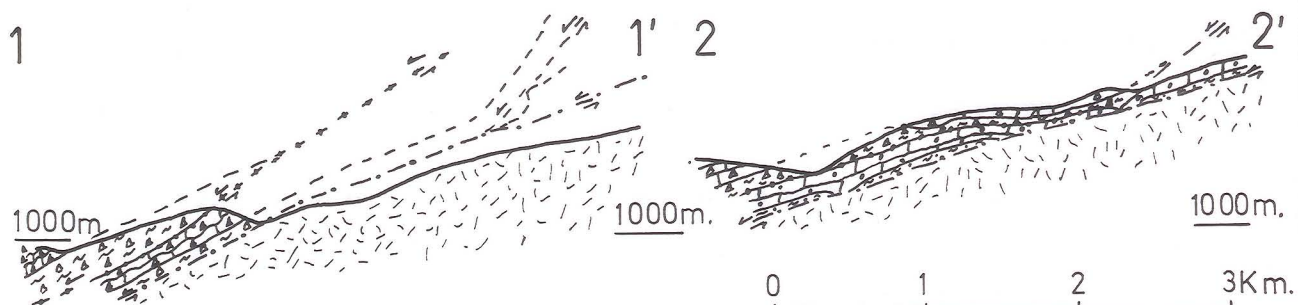
- foliaciones cataclásticas* determinadas por el paralelismo de los elementos planares tales como las los fragmentos de micas y de la propia roca.
- estructuras S-C* señaladas por la foliación cataclástica y las microfallas de la zona de falla.
- colas de trituración* marcadas esencialmente por las venas de cuarzo que se trituran en la zona de falla.

Las rocas de falla que se producen en los *materiales carbonatados* compactos son muy poco potentes. Sin embargo las fallas que cortan a los materiales microdiaclosados desarrollan zonas de falla de potencia decamétrica. Las rocas de falla están compuestas por fragmentos desconectados y angulosos del material microdiaclosado soportados por una matriz triturada de la misma naturaleza. En estas zonas de falla se pueden observar

superficies de tamaño métrico donde se concentra la deformación y que alabean la foliación interna de la roca. Permiten determinar el sentido de movimiento en la zona de falla (fig. 3.64.)

Las estructuras de las harinas de falla son menos penetrativas y de dirección más variable que las estructuras de deformación dúctil. En las rocas metapelíticas pueden modificarse notablemente por los deslizamientos superficiales debido a su plasticidad. La dirección de movimiento más fiable se establece a partir del estudio estadístico de las estrías que se observan sobre los planos de microfalla. La fig. 3.65. muestra las orientaciones preferentes de las estrías. Aunque existen estrías en casi todas las orientaciones, se distribuyen en dos máximos. El máximo más marcado tiene sentidos de desplazamiento para los bloques de techo hacia el SW. El segundo máximo indica sentidos de desplazamiento hacia el S-SE. Entre ambos existen algunas estrías con sentidos de desplazamiento intermedios.

La fig. 3.66. muestra la dirección media de las estrías de cada estación de observación en las zonas con harinas de falla. En el sector occidental de Sierra Nevada las direcciones de movimiento deducidas de las harinas de falla muestran una dispersión notable. La mayor parte de ellas indican un movimiento del bloque de techo hacia el W-SW. Sin embargo también hay otras, más escasas, casi subperpendiculares a las anteriores, que señalan movimientos hacia el E-SE. En el sector meridional de Sierra Nevada las zonas con harinas de falla indican mayoritariamente un desplazamiento para los bloques de techo hacia el SW excepto en las proximidades de la Depresión de Ugíjar donde se observan zonas de falla con movimiento de los bloques de techo hacia el SE.

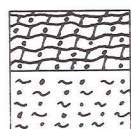


Mármoles
Filitas y
cuarcitas

Unidades
Intermedias

— Superficie topográfica

--- Contacto normal



Mármoles
Filitas y
cuarcitas

Unidades
Inferiores

—•— Contacto entre unidades
alpujárrides.

-.-.- 'Detachment'



Nevado-Filábride

LOCALIZACION DE LOS CORTES

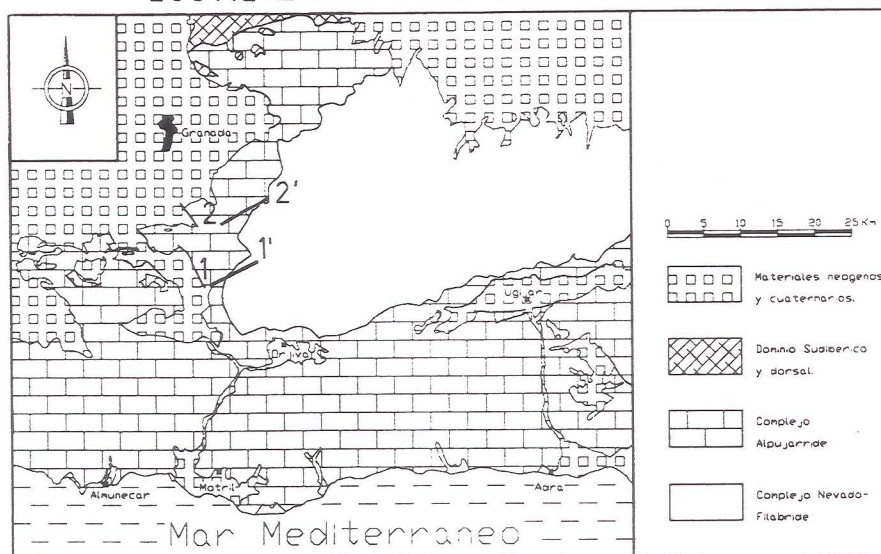


Fig. 3.63. Cortes geológicos: 1-1' en el Rio Torrente; 2-2' en el sector del Trevenque. Se observa el carácter sustractivo de las fallas extensivas intraalpujárrides afectan al contacto Mantos Inferiores - Mantos Intermedios y finalmente se unen al contacto Alpujárride / Nevado-Filábride.

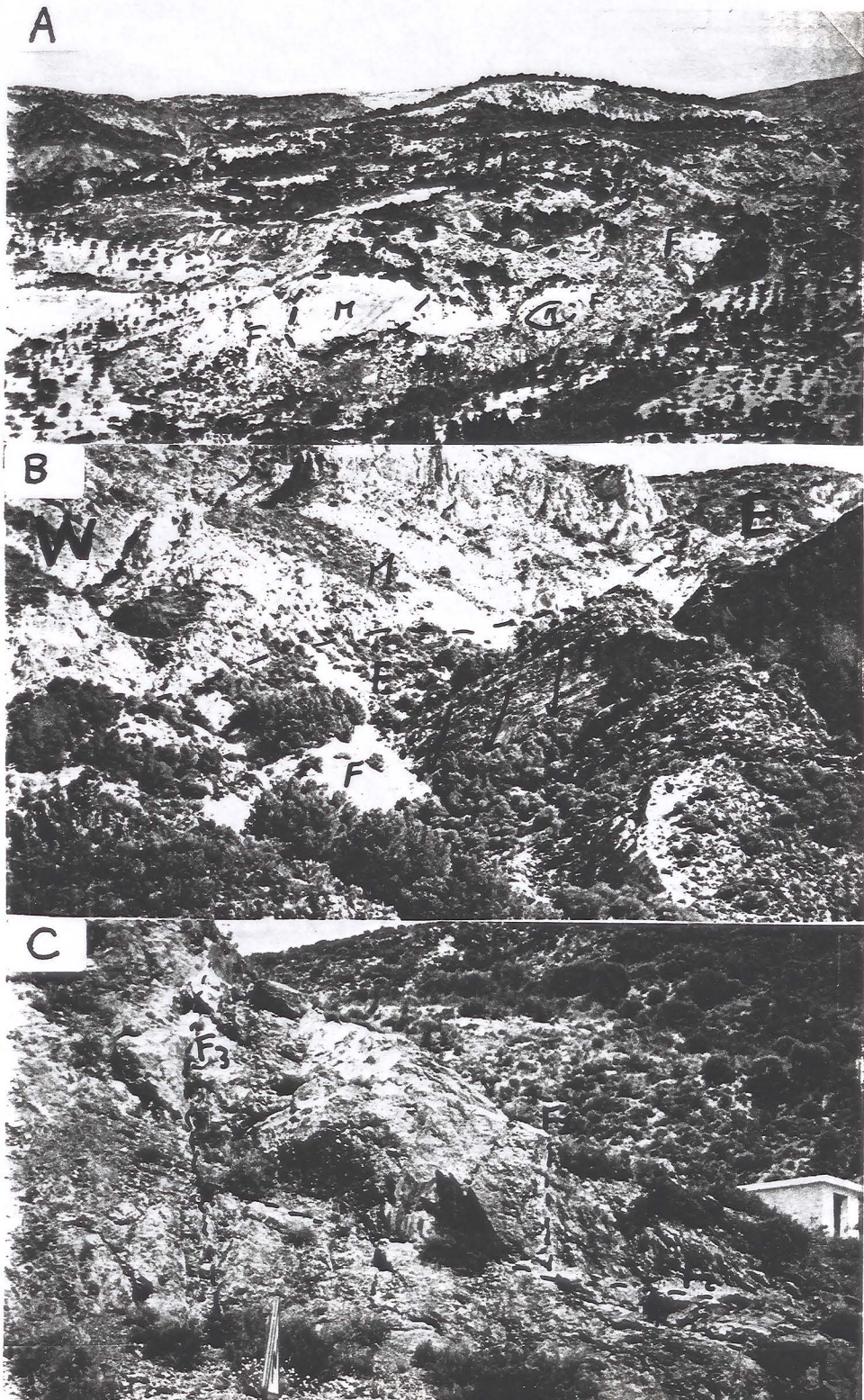


Fig. 3.64. Características de las zonas de falla en los materiales alpujárrides. A: Zona de falla hectométrica al SW del Caballo en las proximidades al contacto con los materiales nevado-filábrides. B: Falla sustractiva intraalpujárride que adelgaza un nivel de filitas (F) y pone en contacto los mármoles (M) situados a techo y a muro de dicho nivel. C: Superposición de fallas (F1, F2, F3) al Norte de Cádiz, en la Depresión de Ugíjar. La falla F1 y la F3 son subparalelas.

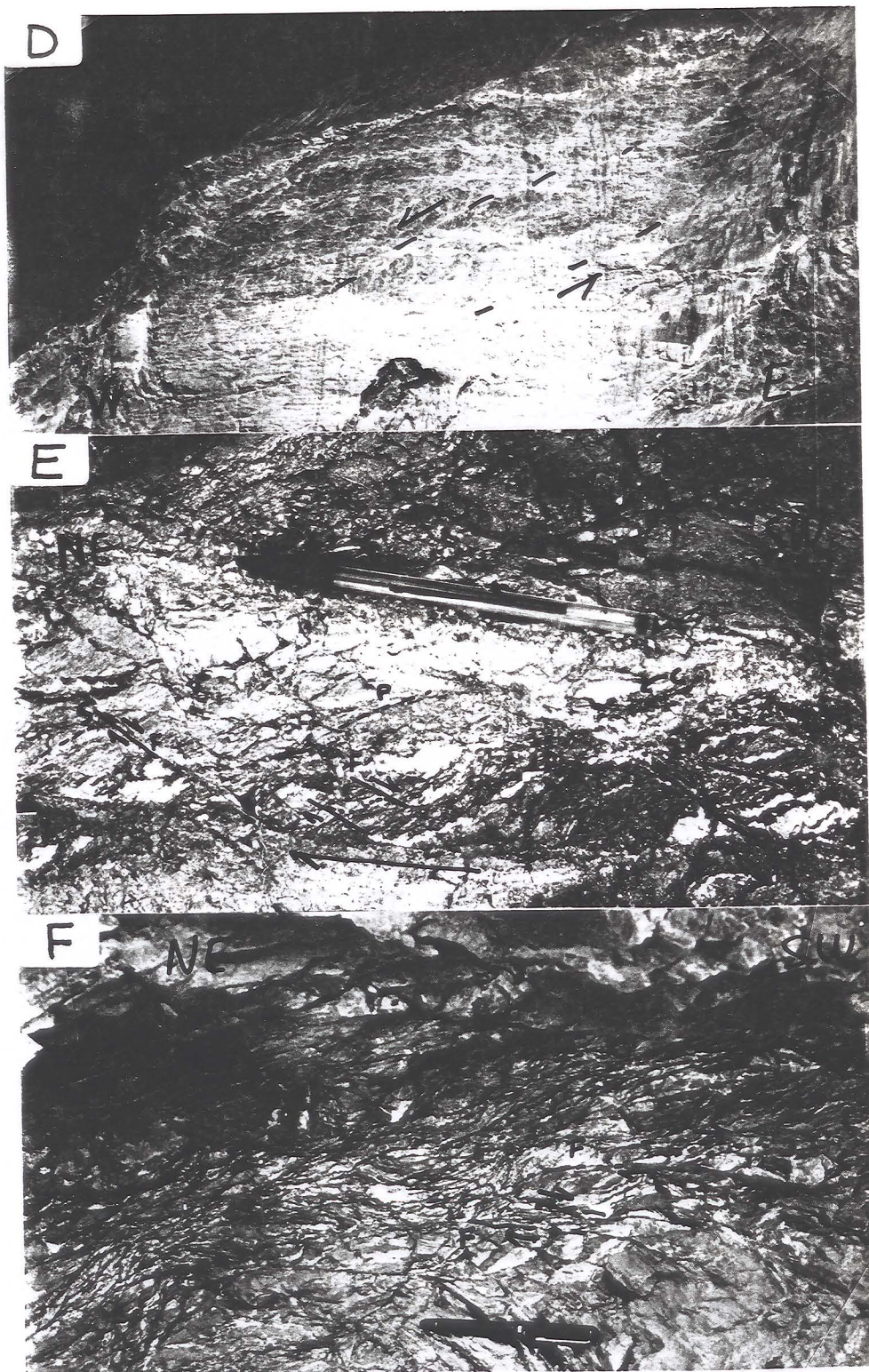


Fig. 3.64. (Cont.) Características de las zonas de falla en los materiales alpujárrides. D: Zona de falla en mármoles. La roca microdiacfasada se tritura y pierde su cohesión. E,F: Estructuras en las harinas de falla. Las estructuras (foliación cataclástica, P; superficies de microfalla (F); colas de trituración (C) y estructuras S-C indican un desplazamiento para el bloque de techo hacia el SW.

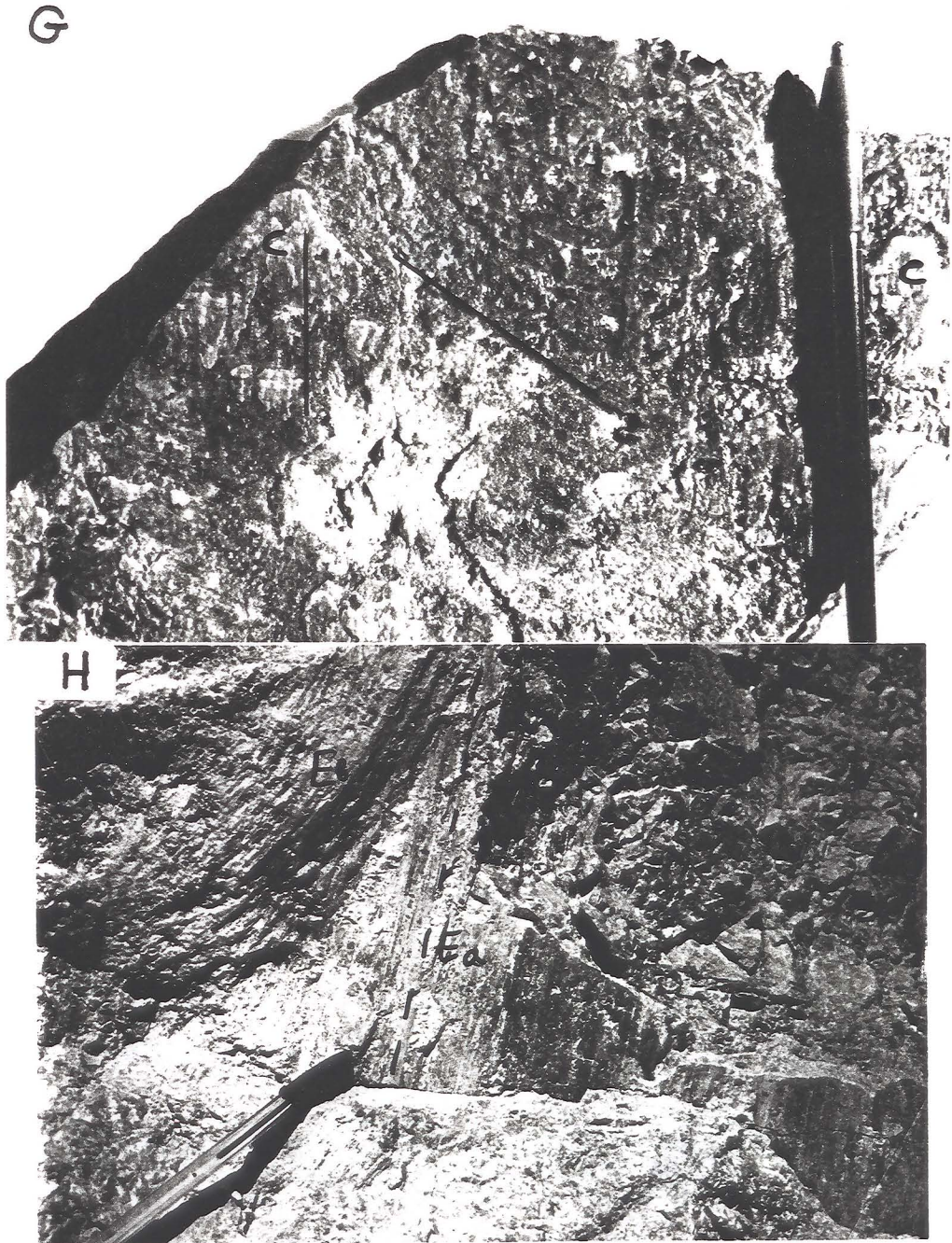
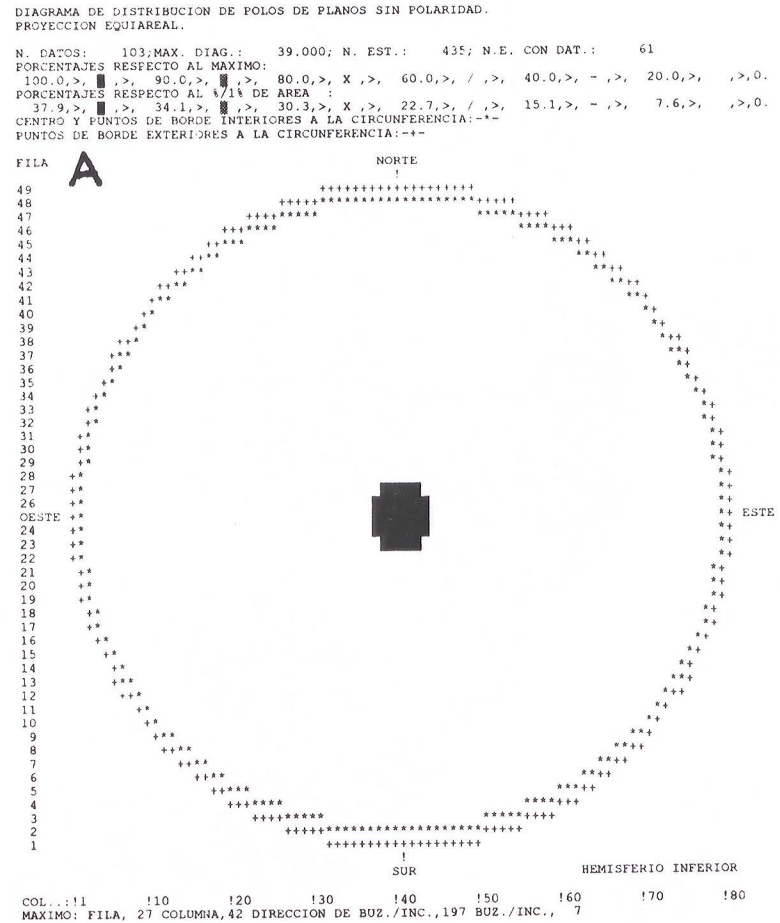
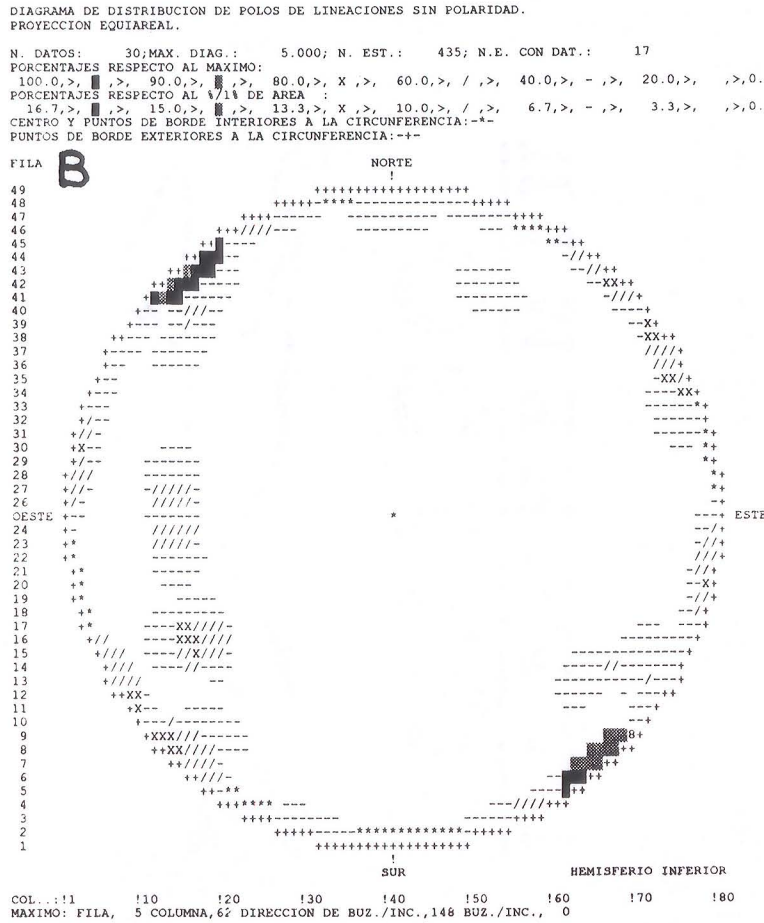


Fig. 3.64. (Cont.) Características de las zonas de falla en los materiales alpujárrides. G: Superposición de dos estrías sobre un plano de falla. Los crecimientos de calcita (c) indican el régimen de la falla. H: Presencia de dos estrías (Ea, Eb) sobre una superficie de falla. Nótese la curvatura en la estría Eb.

Fig. 3.65. Diagramas de densidad de la orientación de los planos y las estrías de falla en las
 harinas de Jalla. A: Planos. B: estrías en las que no se ha determinado el sentido del movimiento.



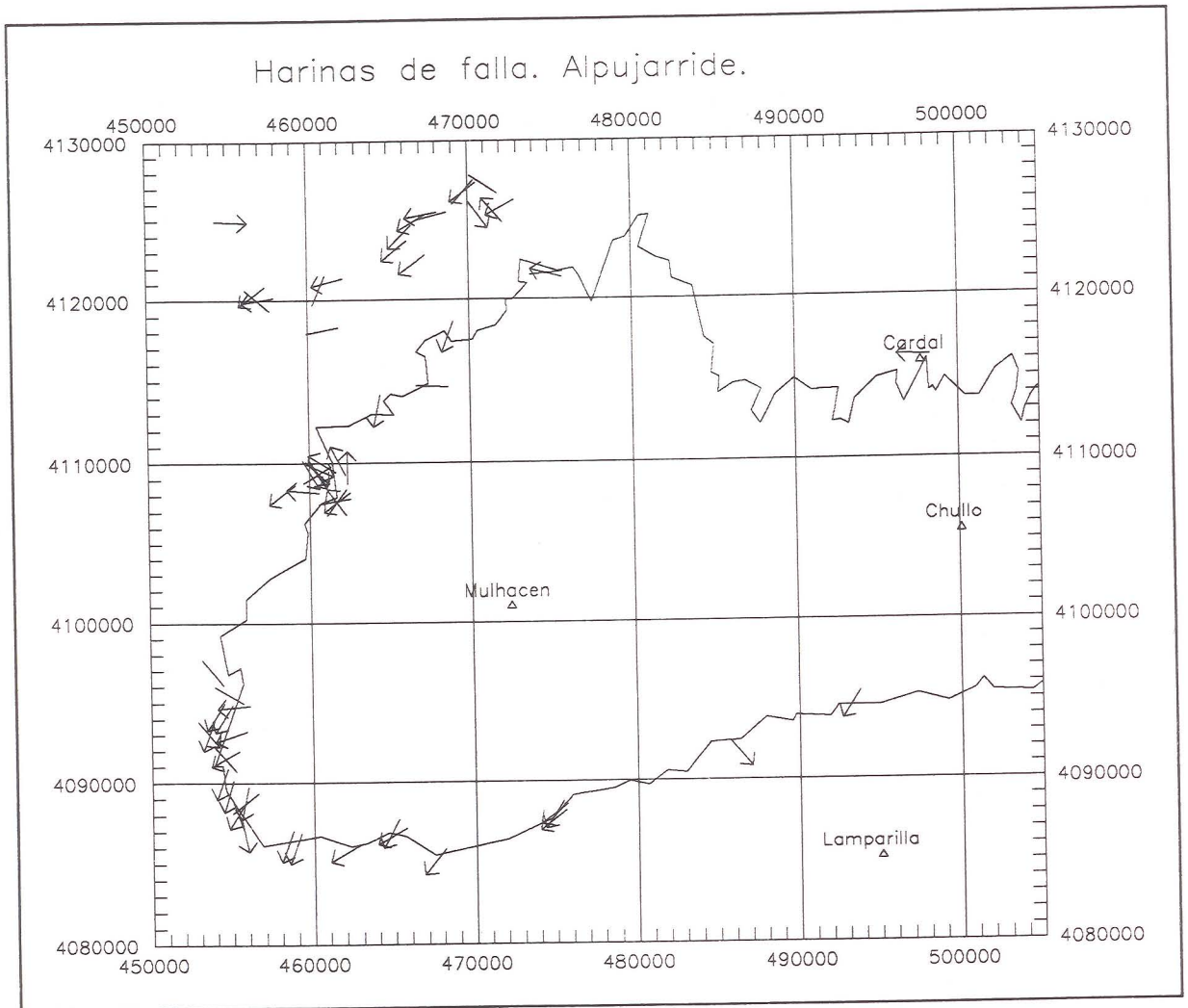


Fig. 3.66. Orientación media de las estrías en cada estación de medida con harinas de falla. Se indica la posición del contacto Alpujarride / Nevado-Filábride.

Los materiales alpujarrides que se encuentran al NE de Cádiar, en la Depresión de Ugíjar, muestran una estructura en escamas con zonas de falla subhorizontales en las metapelitas y desplazamientos de los bloques de techo hacia el SE. La zona de escamas fué identificada por Aldaya et al. (1.983) y posteriormente fué estudiada por Sanz de Galdeano et al. (1.985) quienes la interpretan como una estructura en flor relacionada con fallas de salto en dirección. La zona de escamas está formada por la superposición de fallas normales dexas de dirección ENE y buzamiento hacia el SSE, cabalgamientos subhorizontales plegados con desplazamiento del bloque de techo hacia el SE y el E y fallas normales dexas similares a las descritas en primer lugar. La superposición de

estructuras que se observa en el mapa geológico también se identifica a la escala del afloramiento (fig. 3.64.). Las deformaciones afectan a los materiales neógenos de la Depresión. Las figuras 3.77. y 3.78. muestran los cortes y mapas geológicos detallados del sector. La descripción y la interpretación de dichas estructuras será expuesta posteriormente cuando se analice la estructura de los materiales neógenos.

La conclusión general que se obtiene en Sierra Nevada es que los contactos entre unidades alóctonas tienen carácter frágil, sustractivo y producen el desplazamiento de los bloques de techo en direcciones y sentidos que tienen generalmente componente SW. Dichos contactos son modificados localmente por otras estructuras posteriores que indican un desplazamiento de los bloques de techo hacia el E-SE.

+MICROFALLAS: ORIENTACIONES PREFERENTES Y DETERMINACIÓN DE LOS PALEOESFUERZOS.

Características generales.

La mayor parte de las microfallas que he observado se localizan en los materiales carbonatados que constituyen los términos litológicos superiores del Alpujarride. Los espejos de falla muestran habitualmente una o varias estrías de falla que se sitúan tanto sobre la propia roca de falla como sobre las mineralizaciones ferruginosas que se depositan sobre los planos de falla. Los criterios que indican el sentido de movimiento sobre la superficie de falla son muy escasos y en muchos de los afloramientos no existe ninguno. Son: crecimientos locales de calcita y estrías estilolitizadas, es decir superficies con estilolitos de eje muy inclinado respecto a la normal a la superficie. Ocasionalmente he podido determinar el sentido de movimiento a partir de las estructuras desarrolladas en los pequeños niveles de harinas de falla.

Fig. 3.67. Diagramas de densidad de la orientación de los planos y de las estrías de falla. Proyección equiareal, hemisferio inferior. Datos procedentes de estaciones con más de cinco planos de falla. A: Planos de falla. B: estrías de falla sin criterios para determinar el régimen de la falla.

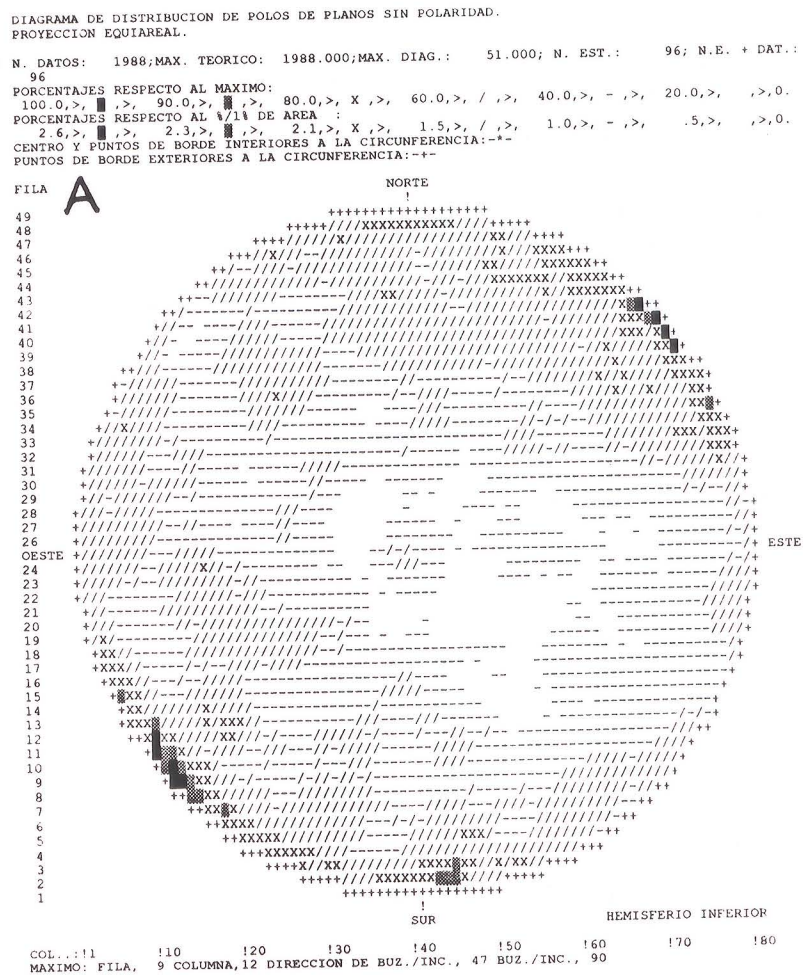
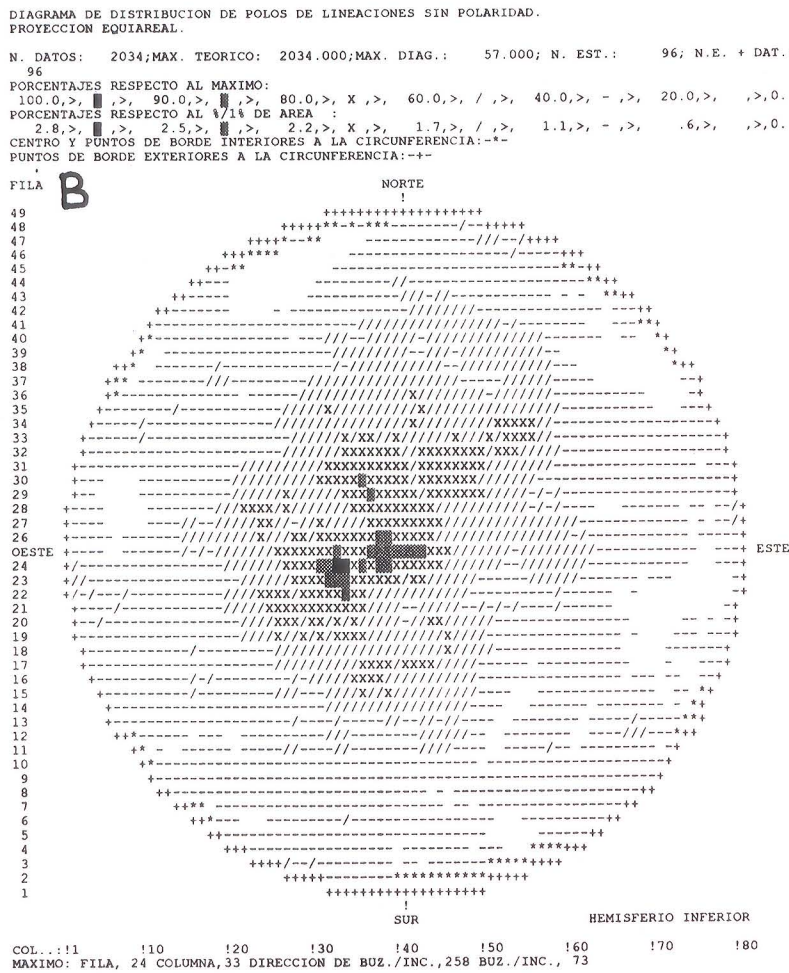


Fig. 3.67. (Cont.) Diagramas de densidad de los planos y de las estrías de falla. Datos procedentes de estaciones con más de cinco planos de falla. C: Estrías de fallas de régimen conocido. Se les asigna el sentido del desplazamiento del bloque de techo.

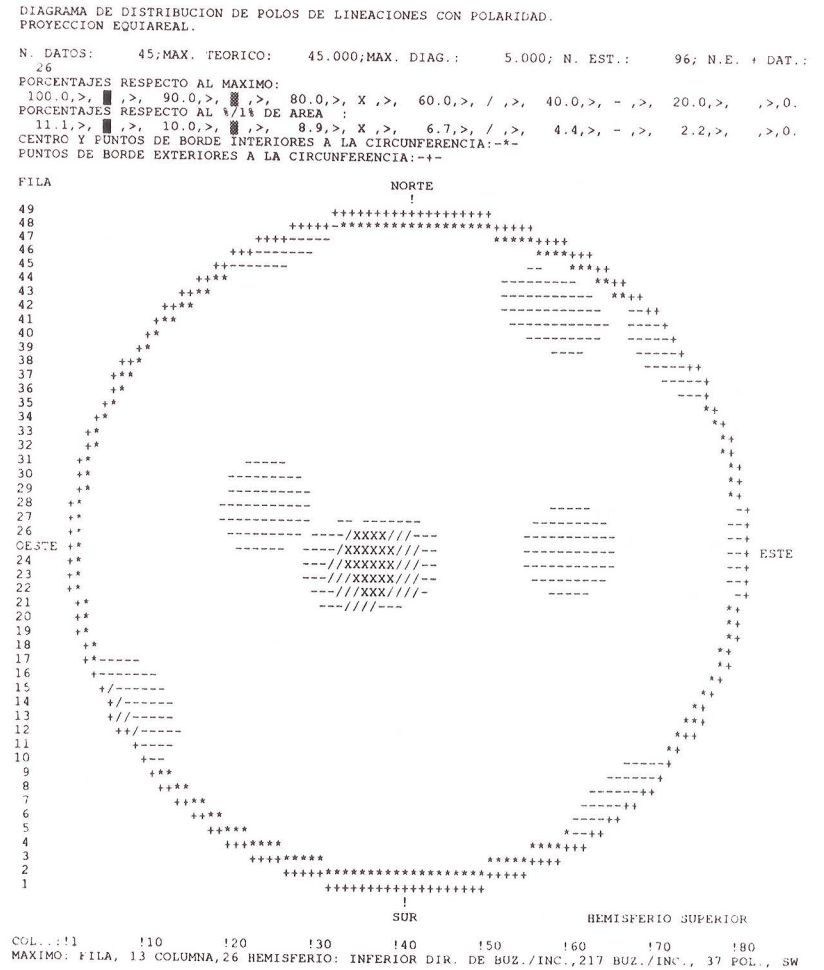
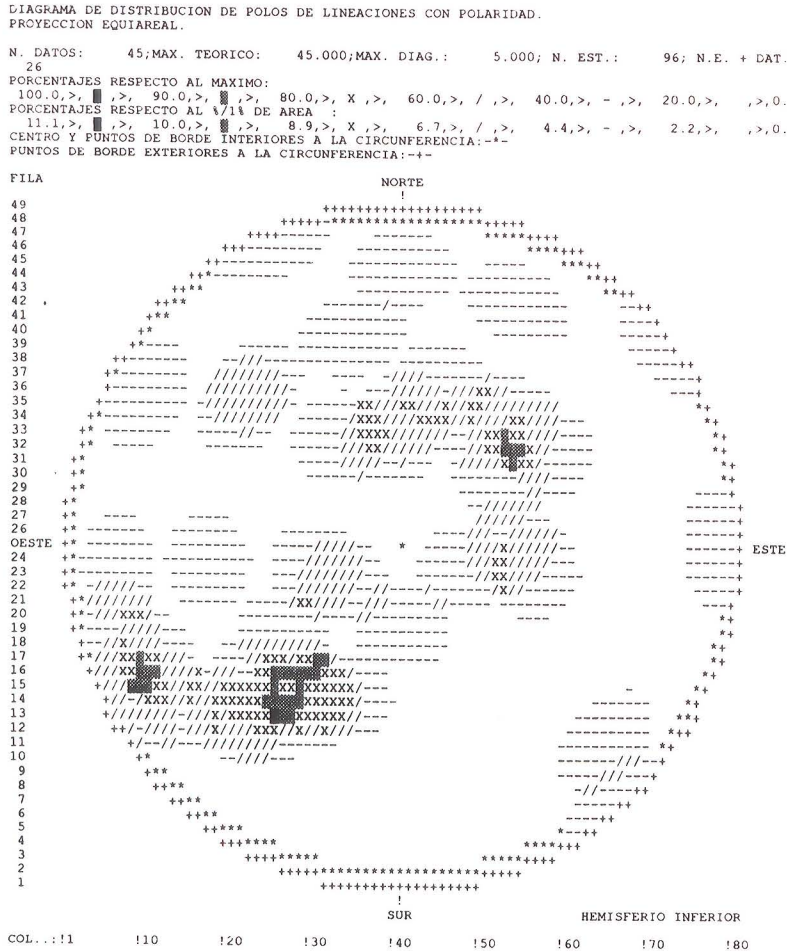


Fig. 3.68. Diagramas de densidad de la orientación de los planos y de las estrías de falla. Proyección equiareal, hemisferio inferior. Datos procedentes de estaciones con menos de cinco planos de falla. A: Planos de falla sin criterios para determinar el régimen de la falla. B: estrías de falla sin criterios para determinar el régimen de la falla.

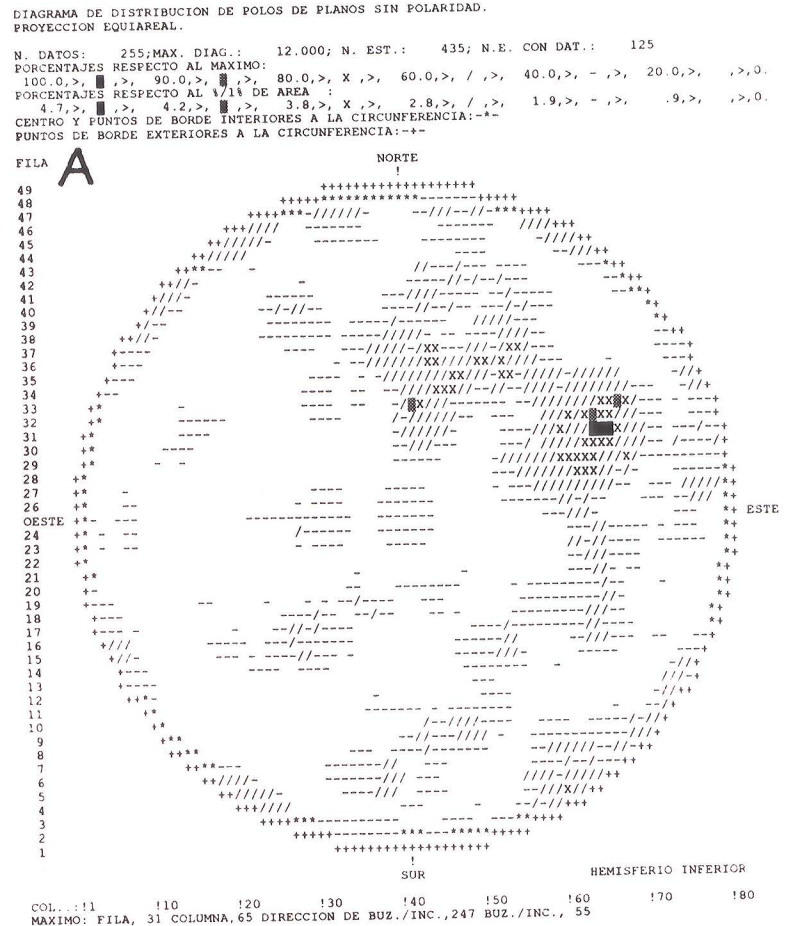
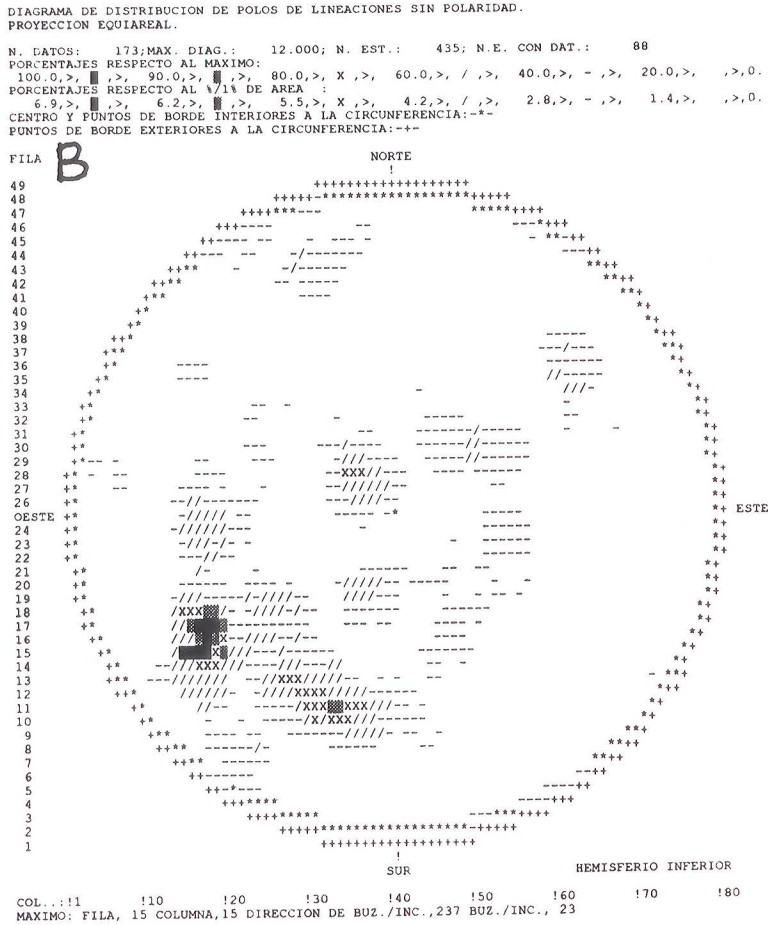
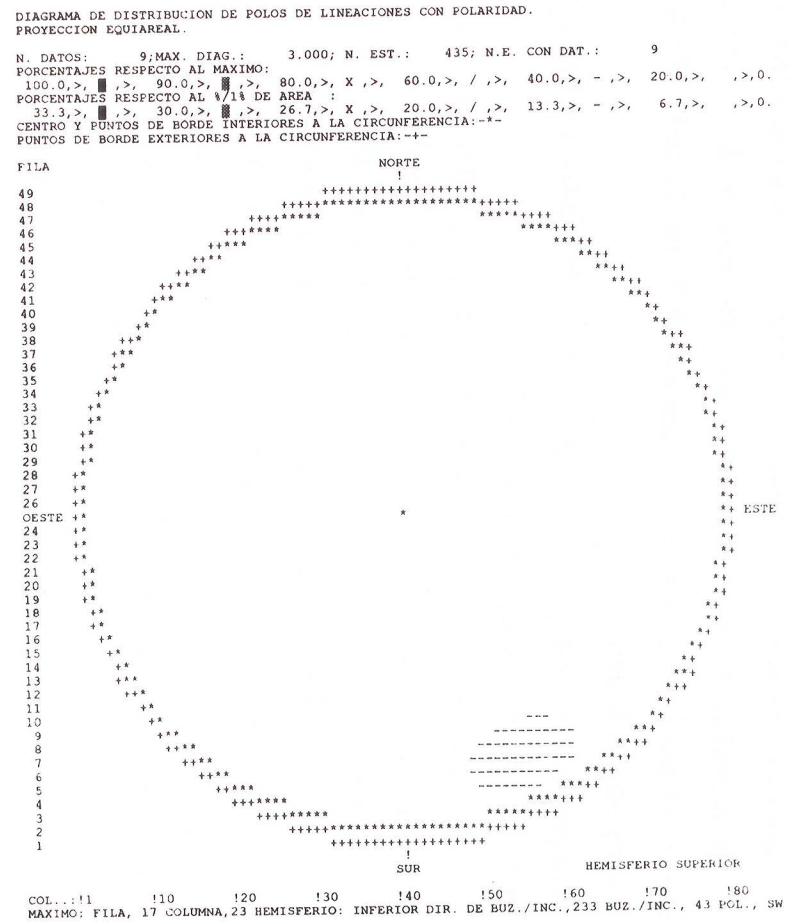
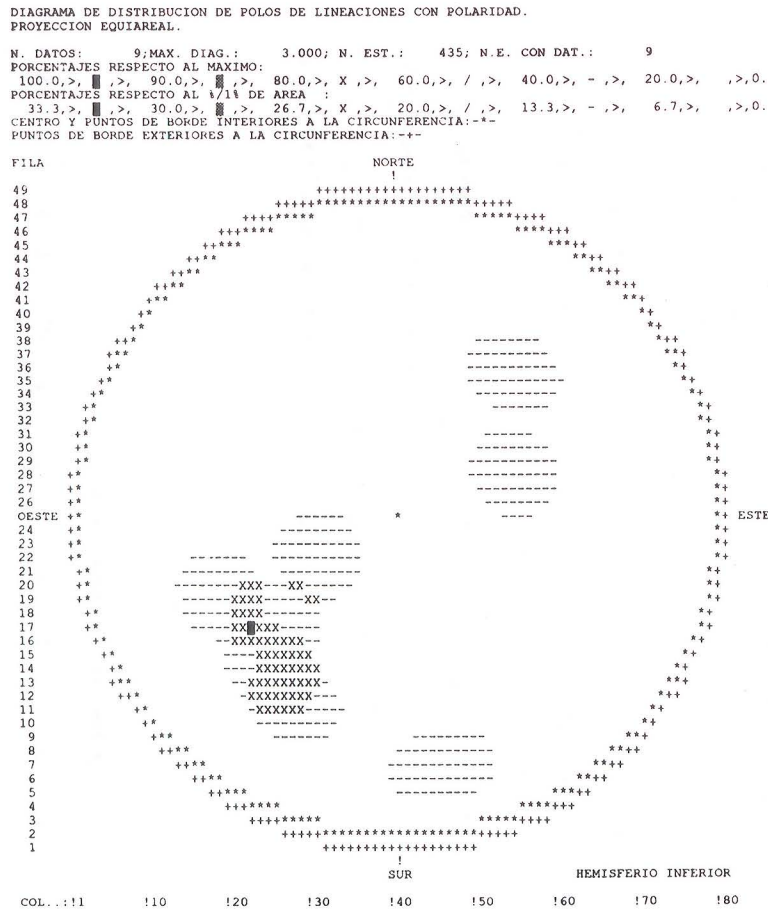


Fig. 3.68. (Cont.) Diagramas de densidad de la orientación de los planos y de las estrías de falla. Datos procedentes de estaciones con menos de cinco planos de falla. C: Estrías de fallas de régimen conocido. Se les asigna el sentido del desplazamiento del bloque de techo.



Las *orientaciones preferentes* de los planos y las estrías de falla están representadas en los diagramas de densidad de las figs. 3.67., 3.68.. He medido las microfallas en estaciones situadas en el margen occidental y meridional de Sierra Nevada. He agrupado los datos en dos conjuntos diferentes:

-Datos correspondientes a estaciones con cinco o más microfallas que han permitido determinar los paleoesfuerzos (fig. 3.67).

-Datos de estaciones con menos de cinco medidas de microfallas (fig. 3.68).

Los primeros indican las orientaciones preferentes de las microfallas a partir de un número elevado de medidas. Sin embargo tienen un vicio de muestreo. El número de fallas medidas es muy diferente en distintas estaciones y oscila entre un mínimo excepcional de cinco y un máximo de noventa y siete. Por lo tanto el resultado depende esencialmente del número de fallas medidas en los afloramientos con una fracturación más penetrativa. Los planos de falla tienen orientaciones muy variables. El máximo del diagrama es sólo del 2.6% por 1% de área. Las fallas más frecuentes tienen planos subverticales de dirección NW-SE y estrías en buzamiento. Las fallas en las que he determinado el régimen son normales con estrías inclinadas generalmente hacia el SW y en menor cuantía hacia el NE. Esto es compatible con una extensión de dirección NE-SW.

Los segundos caracterizan mejor la orientación general de las microfallas pues proceden de afloramientos dispersos de los materiales alpujárrides. La mayor parte de las medidas son del sector occidental de Sierra Nevada. Existen planos de falla con todas las orientaciones. No obstante la mayor parte de los planos de falla tienen un buzamiento hacia el SW entre 40° y 60°. En la mayor parte de los casos se trata de fallas con estrías casi en buzamiento de dirección NE-SW. Las escasas fallas en las que ha sido posible determinar su régimen muestran mayoritariamente direcciones de movimiento para el bloque de techo hacia el SW.

Determinación de los paleoesfuerzos.

En algunas estaciones existe un número suficiente de microfallas que permite determinar algunas de las características de los paleoesfuerzos. Las relaciones entre las orientaciones de los planos y las estrías de falla son complejas y no permiten deducir en la mayor parte de los casos la orientación del elipsoide de esfuerzos. He utilizado el método de las redes de búsqueda, expuesto en el capítulo dos, siempre que las

características del afloramiento fuesen semejantes a las de las condiciones teóricas de aplicación.

Los resultados obtenidos en las estaciones analizadas están representados en el anexo 7.3. Son más *heterogéneos* que los obtenidos en las estaciones de medida de los materiales nevado-filábrides comentadas en el capítulo anterior. La calidad de los diagramas de ajuste es deficiente en algunas de ellas ya que los planos y las estrías son ligeramente curvos. Por otra parte muchas de las estaciones se localizan en las proximidades de fallas mayores lo que debe de ocasionar perturbaciones locales de los paleoesfuerzos. El número de etapas de fallamiento determinadas en cada afloramiento también es variable entre una y cinco.

Las *etapas de fallamiento regionales* deben de producir elipsoides de esfuerzos que tengan entre si una cierta analogía. Philip (1.987) muestra que las trayectorias de esfuerzos son generalmente constantes en grandes zonas de la corteza terrestre y mucho más simples que las deformaciones. Como el número de elipsoides determinados es elevado, la identificación estadística de los elipsoides de esfuerzo más frecuentes y su rango de variación permite establecer las etapas de fallamiento regionales.

La comparación de los resultados de las distintas estaciones tiene dificultades importantes:

-La primera proviene de que en la mayor parte de las estaciones se obtienen dos posibles elipsoides de esfuerzo conjugados ya que las fallas carecen de criterios que indiquen el sentido de movimiento. El uso conjunto de otros criterios microtectónicos tales como la orientación de las diaclasas de tensión o la comparación con estaciones próximas donde no exista la indeterminación, permite en algunos casos seleccionar un posible elipsoide de esfuerzos.

-La segunda dificultad estriba en que no existe ningún diagrama en el que se puedan comparar conjuntamente las cuatro variables de los elipsoides de esfuerzos. Los elipsoides de esfuerzos calculados son tridimensionales y tienen orientaciones variables en el espacio.

He tratado de realizar un análisis estadístico de las direcciones más representativas de los elipsoides de esfuerzos. Los elipsoides de revolución quedan muy bien determinados mediante la orientación del eje de revolución. El *eje determinante o significativo* es el eje

cuya magnitud se diferencia más de las otras dos y corresponde con el esfuerzo principal menor en los elipsoides oblatos y el mayor en los prolatos. El eje determinante de cada elipsoide de esfuerzos es el mismo para cada dos posibles soluciones conjugadas y representa a las dos soluciones. Otra dirección que también es común a cada par de soluciones conjugadas es la del eje principal del esfuerzo intermedio. Los diagramas de densidad de la fig. 3.69. muestran las orientaciones preferentes de ambos. Aunque en los dos casos existe una dispersión de datos muy notable se observa que el máximo del diagrama de ejes intermedios es subhorizontal y de dirección NW-SE. Los ejes más diferentes de los elipsoides tienen un máximo muy marcado subvertical y se dispersan en una guirnalda muy ancha de dirección NE-SW.

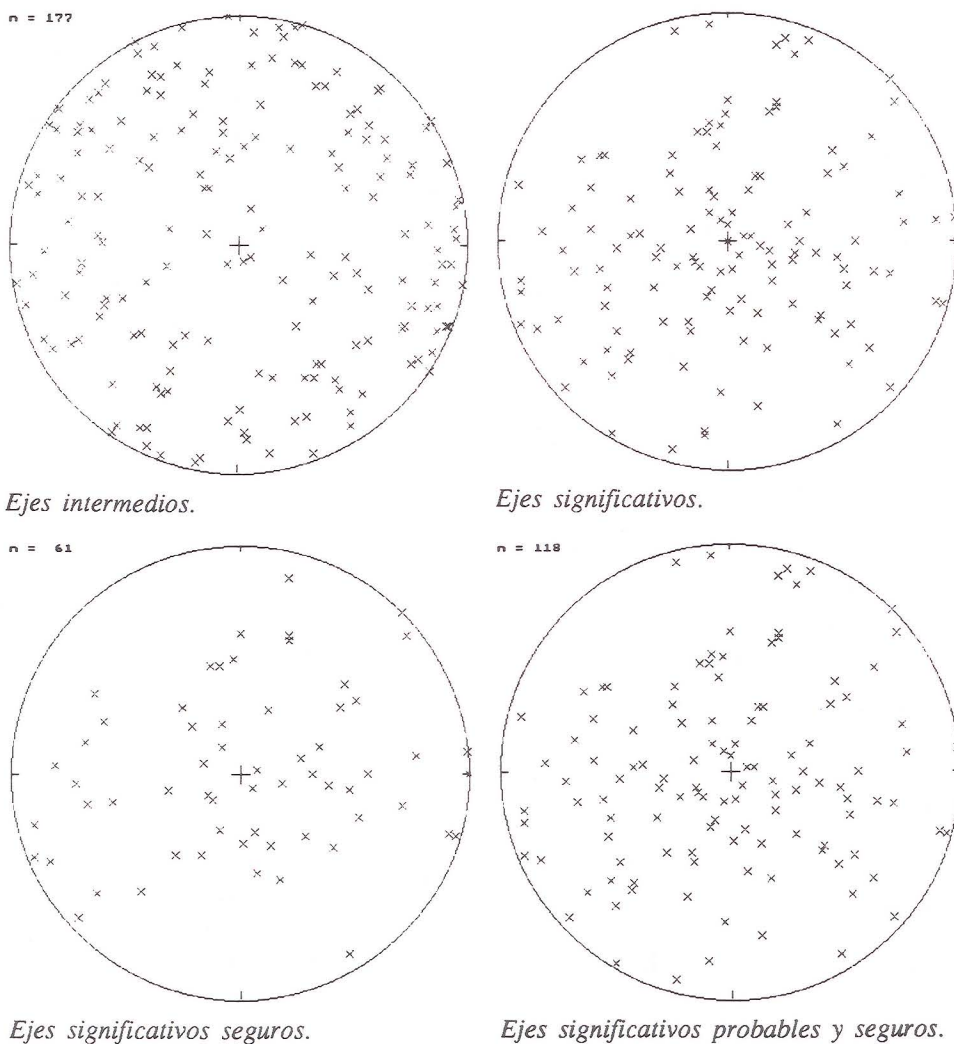


Fig. 3.69. Paleoesfuerzos en los materiales alpujárrides. Diagramas de densidad en proyección equiareal, hemisferio inferior. Se representan los polos de los ejes de los elipsoides de esfuerzos calculados. El eje significativo es aquel cuya magnitud es más diferente respecto a los otros dos. En este caso los he calificado de 'probables' y 'seguros' cuanto mejor es el grado de ajuste.

Los diagramas realizados a partir de todos los datos son dispersos. Por ello he tenido en cuenta además la calidad del ajuste de los elipsoides estimada a partir de los histogramas de ajuste entre estrías teóricas y reales. He calificado los ajustes de buenos, regulares y malos. Cuanto mejor sea el ajuste es más probable que el elipsoide calculado sea próximo al elipsoide real. Los estados de esfuerzo poco probables tienen orientaciones variables que enmascaran los máximos de la concentración en los diagramas. Por ello he realizado tres diagramas de orientación de los ejes determinantes de los elipsoides (fig. 3.69.) que incluyen respectivamente los datos en los que:

- El ajuste es bueno (fig. 3.69.c).
- El ajuste es bueno o intermedio (fig. 3.69.d).
- Todos los datos (fig. 3.69.b).

Cuanto mayor es la calidad del ajuste de los datos utilizados se observa que la guirnalda en la que se distribuyen los ejes significativos de los elipsoides está mejor marcada. La guirnalda tiene dirección NE-SW y un máximo subvertical.

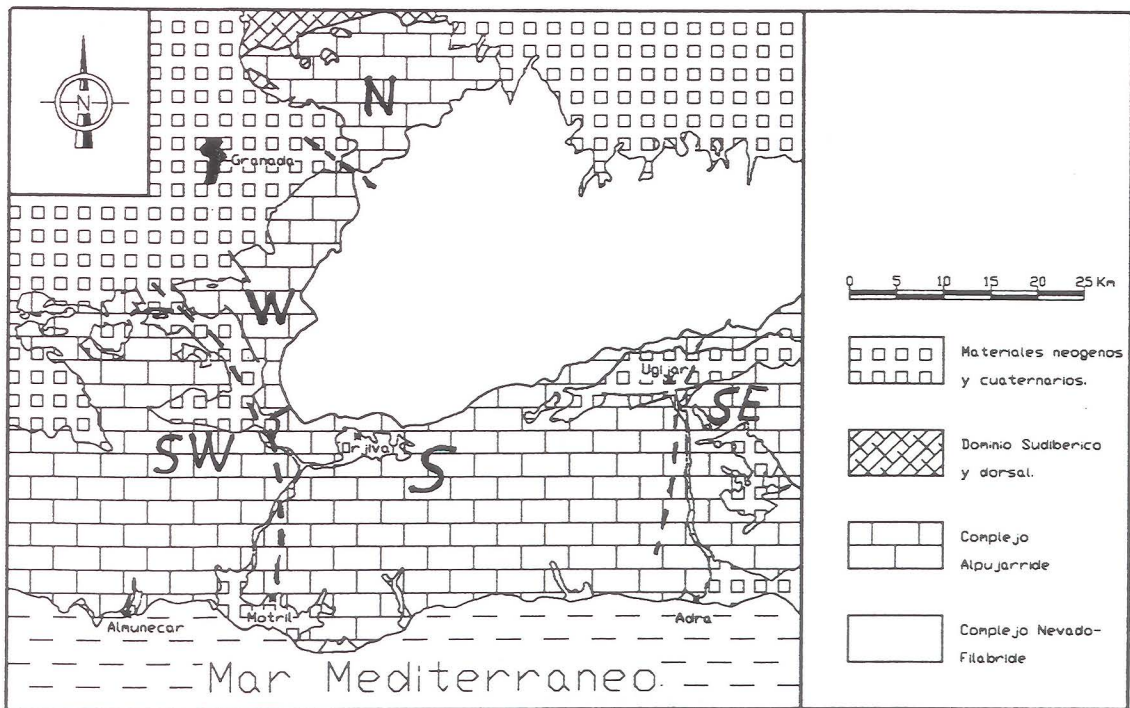
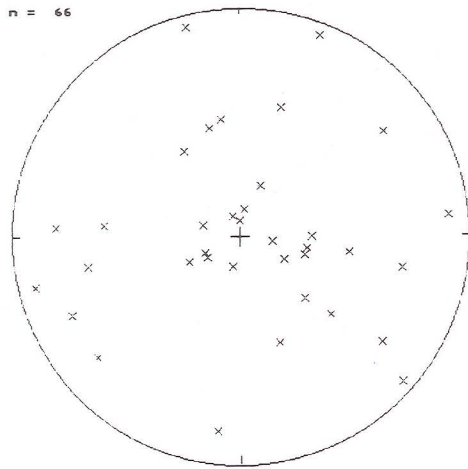
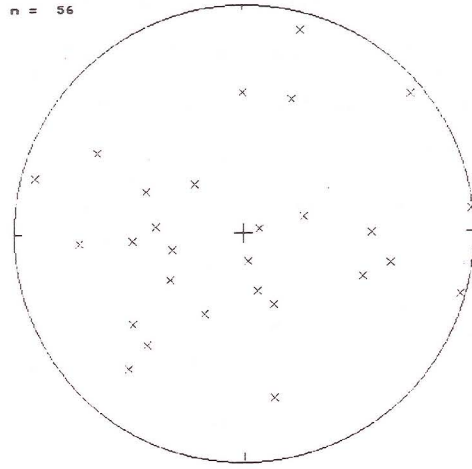


Fig. 3.70. División en sectores de los materiales alpujarrídes para el estudio de los paleoesfuerzos.

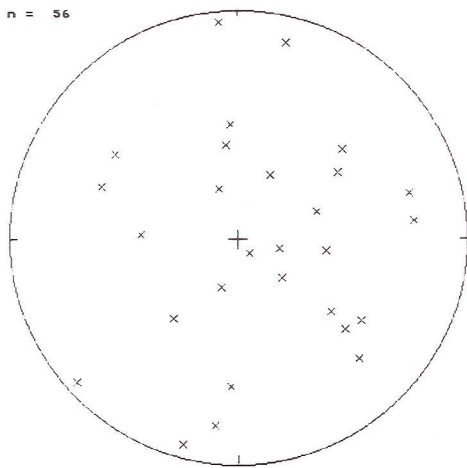
Z



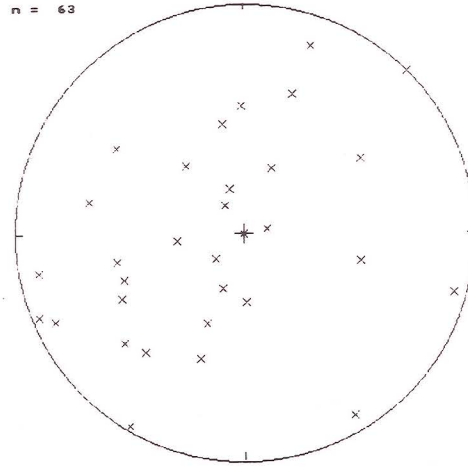
Ejes significativos, sector W.



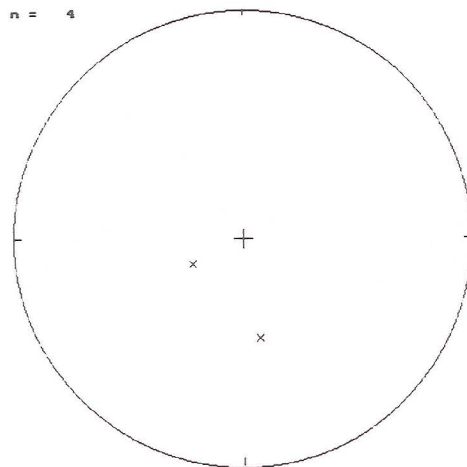
Ejes significativos, sector N.



Ejes significativos, sector SW.

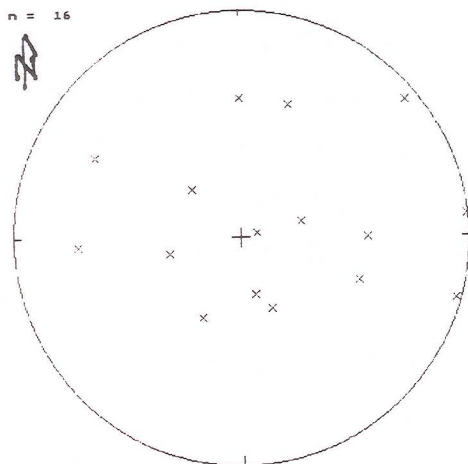


Ejes significativos, sector S.

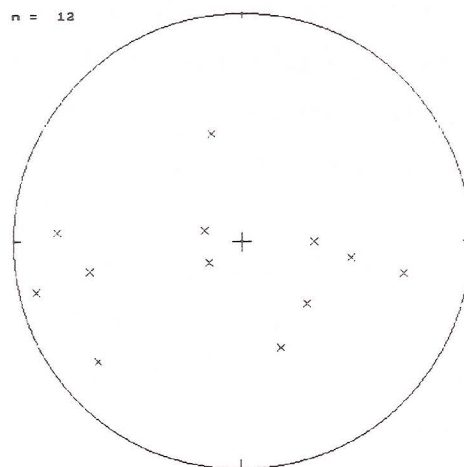


Ejes significativos, sector SE.

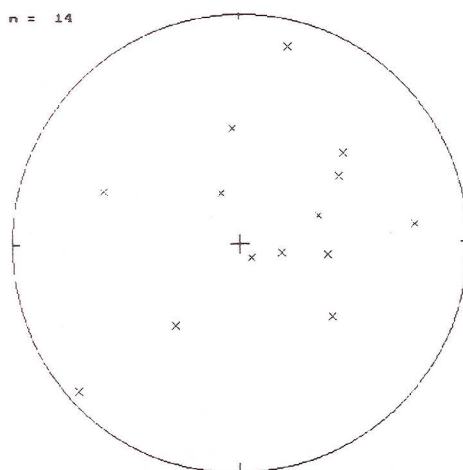
Fig. 3.71. Paleoesfuerzos en los materiales alpujárrides. Diagramas de densidad en proyección equiareal, hemisferio inferior. Se representan los polos de los ejes de los elipsoides de esfuerzos calculados. A: Ejes significativos de los elipsoides de cada sector. Todos los datos.



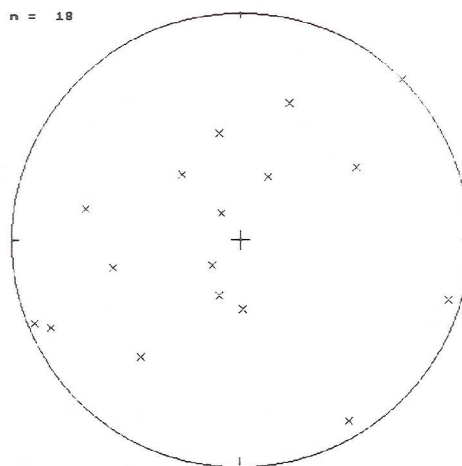
Ejes significativos seguros, sector N.



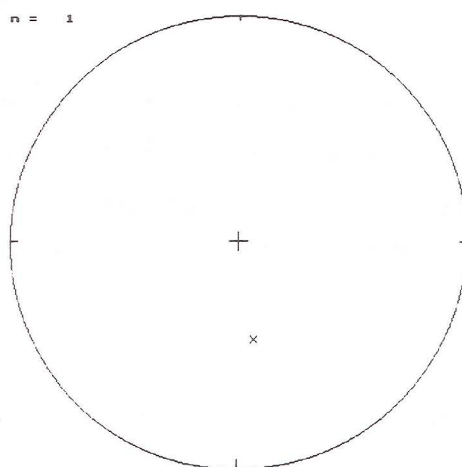
Ejes significativos seguros, sector W.



Ejes significativos seguros, sector SW.



Ejes significativos seguros, sector S.



Ejes significativos seguros, sector SE.

Fig. 3.71. (Cont.) Paleoesfuerzos en los materiales alpujárrides. Diagramas de densidad en proyección equiareal, hemisferio inferior. Se representan los polos de los ejes de los elipsóides de esfuerzos calculados. B: Ejes significativos de los elipsóides con ajuste bueno de cada sector.

Para considerar las posibles variaciones laterales en las características del fallamiento he subdividido el área de estudio en varios sectores (fig. 3.70.). En cada uno he representado los ejes significativos de los elipsoides (fig. 3.71.). Se observa en casi todos los sectores una distribución de los datos similar a la del diagrama general. Las distribuciones muestran generalmente unas orientaciones preferentes poco marcadas que se distribuyen en guirnaldas que pasan por el centro del diagrama y son más nítidas, cuanto mayor es la calidad del ajuste de los datos. Las guirnaldas determinan planos subverticales de dirección E-W en el N y W de Sierra Nevada y de dirección NE-SW en el SW y S de Sierra Nevada. Esta variación en la dirección coincide con el arqueamiento que muestran todas las deformaciones nevado-filábrides y que ha sido expuesta en un apartado anterior.

Para identificar cuales son los elipsoides de esfuerzo reales es necesario establecer si los ejes significativos corresponden a σ_1 o bien a σ_3 . En la fig 3.72. he representado los diagramas de densidad de las orientaciones de los ejes mayores y menores de los elipsoides de esfuerzo determinados. Se observa que las orientaciones del esfuerzo principal mayor (σ_1) tienen un máximo subvertical que se alarga hacia en NNE. Las orientaciones del esfuerzo principal menor son variables y tienden a dar una guirnalda de dirección NE-SW con un máximo subhorizontal.

La identificación de las características de los elipsoides cuyos ejes componen los máximos de los diagramas anteriores permiten establecer las características de los elipsoides de esfuerzo de cada etapa de fallamiento. Las morfologías extremas más abundantes son las siguientes:

- Elipsoides prolatos casi de revolución con σ_1 subvertical.
- Elipsoides oblatos con σ_3 subhorizontal y de dirección E-NE / W-SW.

Existen además casos intermedios entre los dos anteriores. Son elipsoides triaxiales con σ_1 subvertical y σ_3 de dirección NE-SW. También hay algunos elipsoides locales prolatos o triaxiales con σ_1 de dirección NE-SW.

Dichos elipsoides extremos son equivalentes a los que he identificado en las dos etapas de fallamiento principales de los materiales nevado-filábrides. Los dos están representados conjuntamente en la estación D23 en la que se observan fallas de bajo ángulo con desplazamientos de los bloques de techo hacia el W-SW a las que se asocian

elipsoides oblatos. A ellas se superponen fallas de alto ángulo que se forman con elipsoides de esfuerzo prolato. La abundancia de elipsoides con σ_3 subhorizontal de dirección NE-SW es coherente con las direcciones deducidas de los juegos de diaclasas sistemáticas de tensión. La existencia de elipsoides de extensión radial también es coherente con la presencia de un segundo juego perpendicular de diaclasas de tensión subverticales.

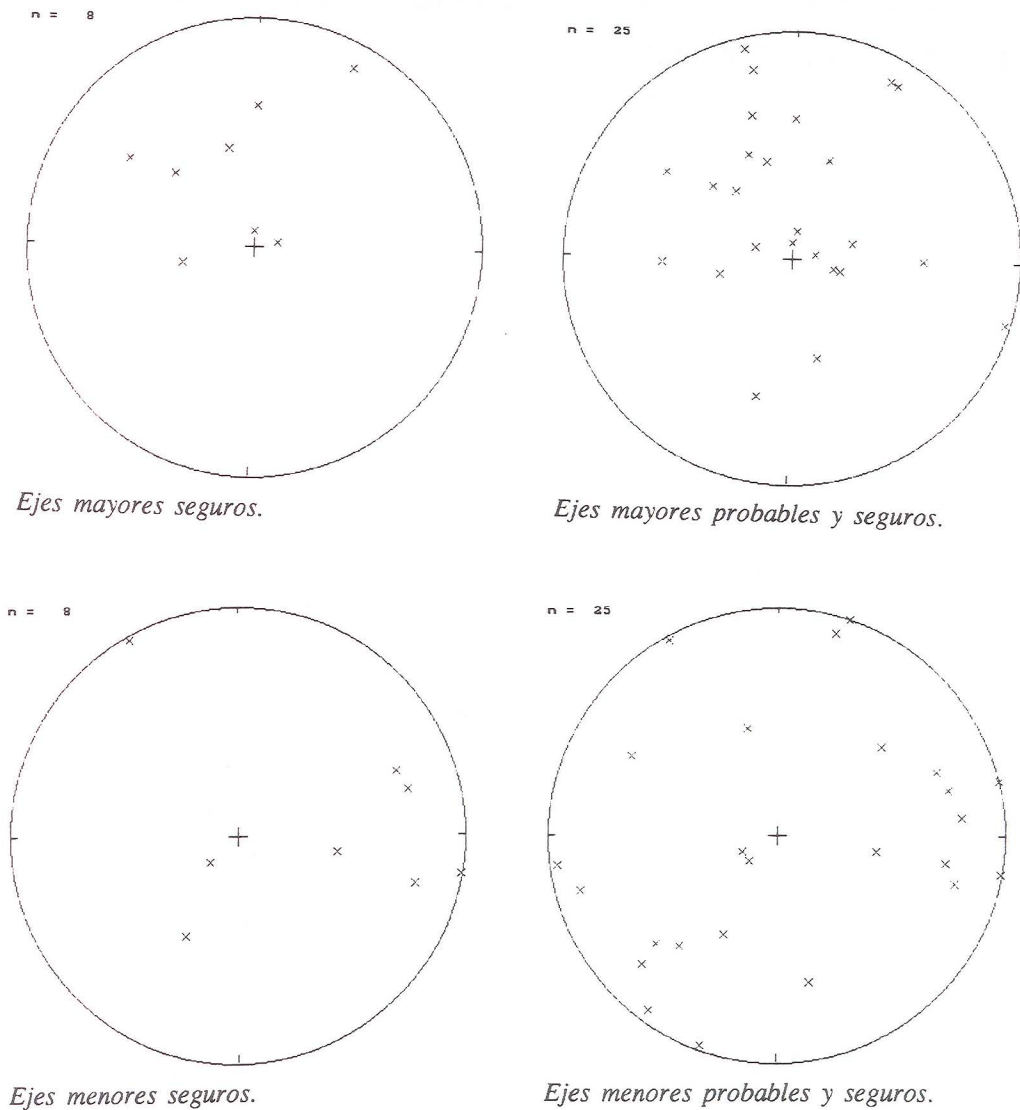


Fig. 3.72. Paleoesfuerzos en los materiales alpujárrides. Diagramas de densidad en proyección equiareal, hemisferio inferior. Se representan los polos de los ejes de los ejes mayores y menores de los elipsoides de esfuerzos calculados.

La dispersión en los diagramas de los paleoesfuerzos parece indicar que se produce un cambio progresivo entre un elipsoide con dirección tensional NE-SW a elipsoides de extensión radial en todas las direcciones. Localmente se pueden intercalar elipsoides compresivos de dirección NE-SW. Los campos de paleoesfuerzos en el Alpujárride debieron de ser bastante heterogéneos.

Los principales resultados que se obtienen del análisis del fallamiento de los materiales alpujárrides son similares a los del Nevado-filábride. No obstante hay que destacar la existencia de una mayor dispersión así como la presencia de algunos elipsoides compresivos de dirección NW-SE.

3.4. EL CONTACTO ALPUJÁRRIDE / NEVADO-FILÁBRIDE.

-CARACTERÍSTICAS.

El contacto que superpone el Alpujárride sobre el Nevado-Filábride es el contacto tectónico más importante del área estudiada. Separa rocas que han tenido una evolución tectono-metamórfica diferente. Es también el contacto tectónico principal al que se asocian todas las deformaciones de la etapa extensiva estudiadas en este trabajo.

Actualmente es un *contacto frágil* con desarrollo de rocas de falla que pueden alcanzar la decena de metros de potencia. Sin embargo no se suelen observar espejos de falla. Las características de contacto son muy similares en toda su extensión. La fig. 3.73. muestra los aspectos más significativos.

El contacto desarrolla habitualmente harinas de falla a partir de la trituración de las filitas y mármoles alpujárrides y de los esquistos y mármoles nevado-filábrides. Se observan además filitas distintas a las filitas alpujárrides que aparecen en el bloque de techo. Las rocas que se observan en la zona de falla se clasifican por su naturaleza litológica en:

1) **Brechas tectónicas con matriz y cemento carbonatado.** Son niveles compuestos por brechas en las que tanto la matriz como el cemento están formados generalmente por calcita. Localmente puede existir ankerita, siderita y yeso. La matriz es mucho más abundante que los cantos. Tienen una potencia de muy pocos metros. Se localizan principalmente en la zona de falla del contacto del Alpujárride sobre el Nevado-Filábride aunque también pueden aparecer ocasionalmente inyectadas en venas y filones en los materiales nevado-filábrides. También se localizan estas rocas de falla ocasionalmente en la parte superior del Nevado- Filábride y en el interior del Alpujárride. Son brechas tectónicas que engloban a cantos de rocas procedentes de ambos bloques de falla. Las que se sitúan en el Nevado-filábride contienen cantos de mármoles, esquistos feldespáticos, esquistos grafitosos, cuarcitas y ocasionalmente gneises y anfibolitas. El nivel más importante situado en el contacto Alpujárride / Nevado-Filábride contiene además algunos fragmentos de filitas. Existen rocas de falla equivalentes en el Alpujárride con fragmentos

de materiales alpujárrides cuya naturaleza depende de las características del punto elegido.

Los fragmentos suelen ser poco abundantes y a veces están ausentes. Los clastos están embalados y soportados por la matriz de la roca. La coloración de los materiales suele ser amarilla. Cuando no están bien cementados tienen un carácter pulverulento. Localmente se pueden observar algunas lineaciones de estiramiento en la matriz.

El origen y la edad de estos materiales ha sido muy discutida. Fueron diferenciados por Brower (1.926) y denominados 'Konglomeratische Mergel'. Los trabajos de la escuela holandesa propugnan para materiales equivalentes (Rauhuckles de Leine, 1.968) un origen tectónico en Sierra de Los Filabres. En Sierra Nevada los trabajos de Puga (1.976) y Díaz de Federico y Puga (1.974) y Puga et al. (1.985) los interpretan como depósitos intraorogénicos de origen vulcanosedimentario cuya edad probable es el Paleógeno. Estos materiales se incluyen en una formación que ha recibido diferentes denominaciones: Formación de mármoles conglomeráticos (Díaz de Federico y Puga, 1.974); Formación de tufitas y sedimentos intraorogénicos (Díaz de Federico et al., 1.980) y Formación Soportújar (Puga et al., 1.985).

Las observaciones realizadas apuntan hacia el origen tectónico. Estos materiales forman siempre niveles de escasa potencia (como máximo varias decenas de metros) y de gran continuidad lateral. Se pueden observar siempre con las mismas características a lo largo de todo el contacto Alpujárride / Nevado- Filábride de varios cientos de Km. Las características litológicas indican que pueden proceder de la trituración de los niveles carbonatados del Nevado-Filábride y/o del Alpujárride. La disposición local rellenando diques y venas señala que los fluidos pudieron tener un papel importante en la plasticidad del material durante la deformación. Estos fenómenos han sido ampliamente estudiados en las Cordilleras Rifeñas por Frizón de Lamotte (1.985).

2) **Esquistos de grano fino y filitas.** En la zona de falla que separa los materiales nevado-filábrides de los alpujárrides se observa además de la litología descrita en el apartado anterior algunos niveles y fragmentos de esquistos con un grano muy fino. En ocasiones pueden ser clasificados como filitas. Están compuestos por mica incolora, cuarzo, plagioclasa, clorita y minerales opacos. También pueden contener turmalina, biotita, granate y carbonatos en proporciones variables.

Los afloramientos de estas rocas son de pequeñas dimensiones. Sus características son diferentes a las de los materiales nevado-filábrides y alpujárrides que actualmente los rodean. Puga (1.976) propone que originalmente fuesen cineritas. Sin embargo parece probable que se trate de materiales relictos procedentes del Alpujárride o del Nevado-Filábride por su posición tectónica en el interior de la roca de falla del contacto Alpujárride/ Nevado Filábride. Pueden ser rocas bien de la base del Alpujárride, más metamórficas que las filitas de los Mantos Inferiores alpujárrides, bien del techo del Nevado-Filábride, menos metamórficas que los materiales de las unidades superiores nevado-filábrides.

3) **Cataclasitas y harinas de falla.** Las harinas de falla proceden de la trituración de las filitas alpujárrides y en algunos casos de los esquistos nevado-filábrides. Se clasifican como harinas de falla en el sentido de Higgins (1.971) y Sibson (1.977) ya que son rocas no cohesivas. Localmente también se observan cataclasitas albíticas con características similares a las ya descritas en el interior de los materiales nevado-filábrides.

Geometría.

La superficie de superposición del Alpujárride sobre el Nevado-Filábride es *subhorizontal* y está *plegada* por los abombamientos de tamaño kilométrico que ya fueron descritos en el capítulo dedicado a la estructura de los materiales nevado-filábrides. El contacto se observa tanto al Sur como al Norte de Sierra Nevada. Tiene un cierre periclinal al SW de Sierra Nevada que es el afloramiento más occidental de los materiales nevado-filábrides. En Las Alpujarras se denominó Falla de Mecina (Aldaya et al., 1.984). Hacia el E se sigue por Las Alpujarras hasta Sierra Alhamilla donde está plegado por abombamientos de dirección E-W (Falla de Torres Cartas, García Dueñas et al., 1.986). Por el Norte se continúa hasta La Calahorra y posteriormente se sigue por la vertiente septentrional de la Sierra de Los Filabres hasta la región de Cartagena. Los afloramientos de materiales nevado-filábrides son elongados y tienen una longitud de 260 Km. en dirección ENE-WSW y un ancho máximo superior a 40 Km. En Sierra Nevada el contacto tiene siempre un buzamiento de 20° a 30° de media y su dirección es E-W en el borde septentrional, NE-SW en el borde occidental y N70°E en el meridional (fig. 3.74.).

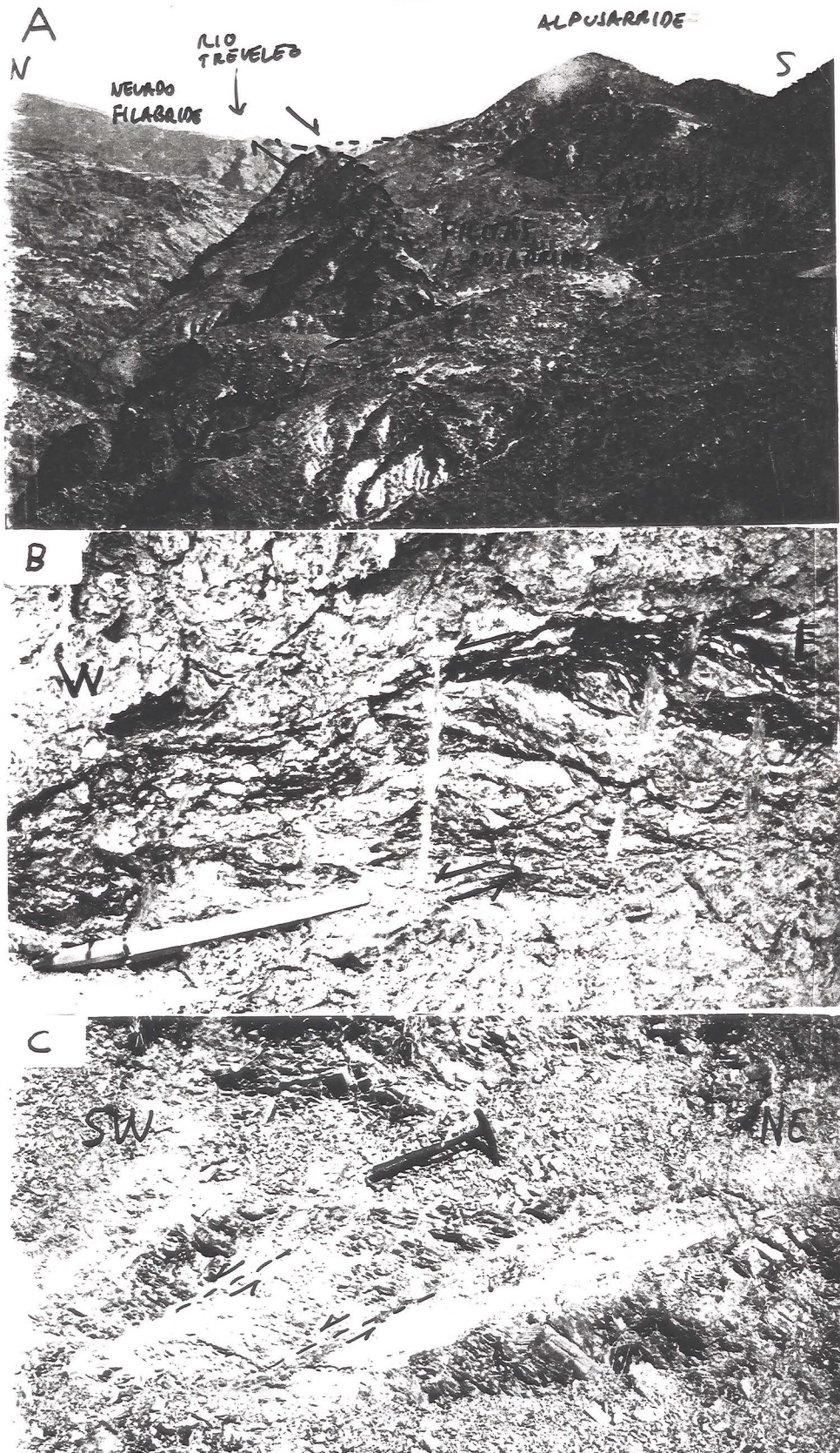


Fig. 3.73. El contacto Alpujarride/Nevado-Filábride. A: Borde meridional de Sierra Nevada. Es una falla normal de bajo ángulo que produce el acuñaamiento hacia el N de los niveles de filitas. B: Harinas de falla asociadas al contacto en las proximidades de Nigüelas. Indican desplazamiento del Alpujarride hacia el W-SW. C: Fallas menores asociadas al contacto en las proximidades del Cardal, al N de Sierra Nevada. Indican desplazamiento de los bloques de techo hacia el W-SW.

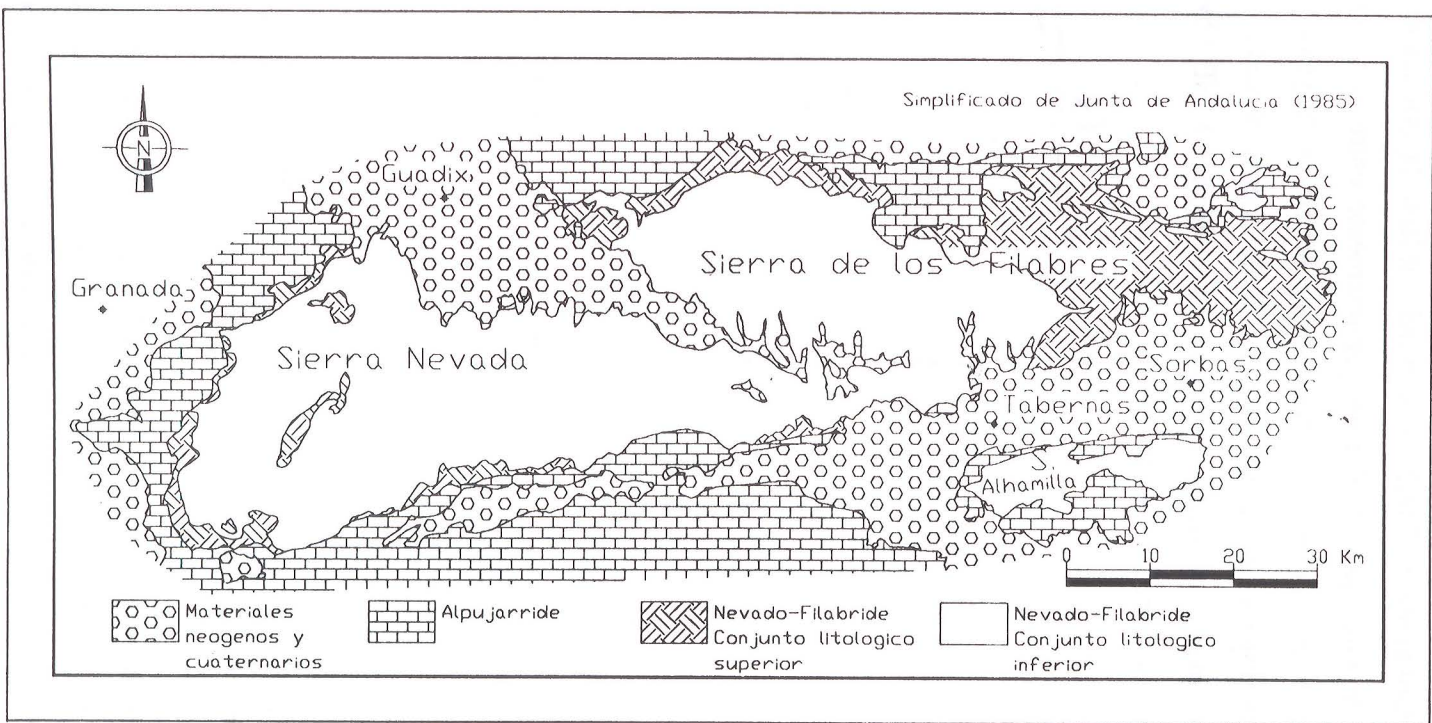


Fig. 3.74. El contacto Alpujarride / Nevado-Filabride en el sector centro-oriental de las Cordilleras Béticas.

Las *direcciones y sentidos de movimiento* se establecen a partir de las rocas de falla. En los planos de microfalla y en los espejos de falla se identifican las estrías que indican las direcciones de movimiento. También se puede utilizar la orientación de las fibras de yeso en las rocas de falla que se alinean paralelamente entre si y con la dirección de movimiento. La fig. 3.75. muestra la orientación de las fibras de yeso medidas en la roca de falla de un afloramiento del borde occidental de Sierra Nevada. Aunque las fibras pueden curvarse localmente, muestran una dirección preferente E-NE / W-SW que coincide con la dirección de las estrías de la harina de falla.

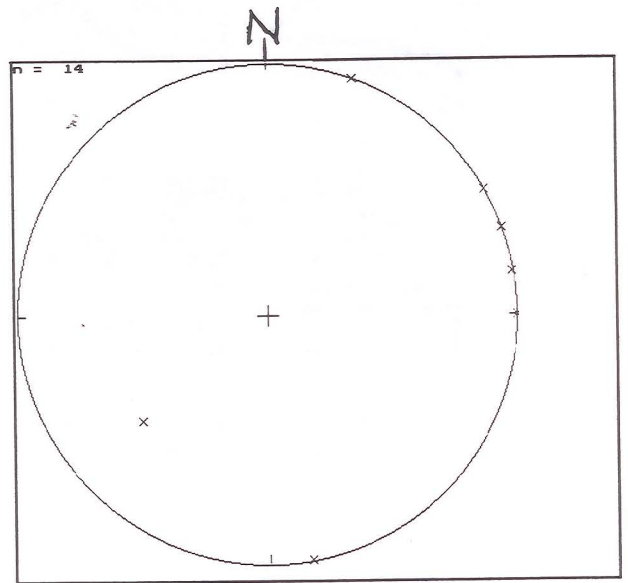


Fig. 3.75. Orientación de las fibras de yeso en una roca de falla del contacto Alpujárride / Nevado-Filábride procedente de la trituración de filitas alpujárrides. Proyección equiareal hemisferio inferior. La orientación de las fibras de yeso es similar a la de las estrías sobre los planos de cizalla.

Los sentidos de movimiento se establecen a partir de la observación de los mismos criterios que ya he comentado durante la descripción de las harinas de falla de los materiales alpujárrides (fig. 3.73.). Son esencialmente: estructuras S-C en las que las microfallas deforman la foliación cataclástica y colas de trituración. Los sentidos que se obtienen son siempre hacia el W y SW.

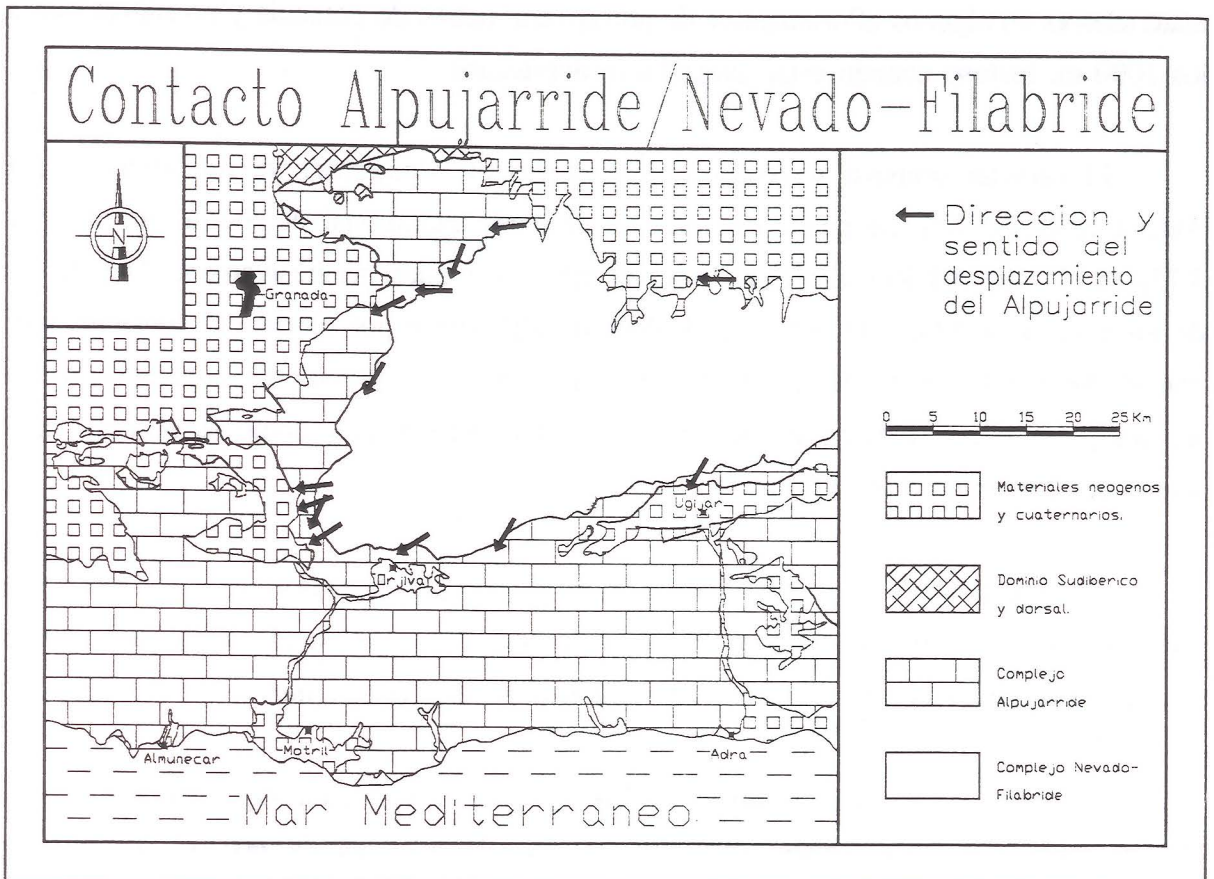


Fig. 3.76. Direcciones y sentidos del desplazamiento del Alpujarride sobre el Nevado-Filábride en Sierra Nevada determinados a partir de las microestructuras de las fallas.

Las direcciones y sentidos de movimiento del Alpujarrides sobre el Nevado-Filábride son hacia el W en el borde septentrional de Sierra Nevada y NE-SW en los bordes occidental y meridional (fig. 3.76.). El arqueamiento que muestran es similar al de las otras estructuras de la fase extensiva que he descrito hasta el momento.

Las relaciones del contacto con la estructura interna de los materiales alpujarrides y nevado-filábrides son similares. El contacto corta a las foliaciones internas de todos los materiales y es descendente hacia el W-SW, en el sentido del desplazamiento del Alpujarride. El carácter descendente en el Nevado-Filábride se puede apreciar en la fig. 3.74.. Ha sido caracterizado en detalle en la Sierra de Los Filabres por García Dueñas y Martínez Martínez (1.988). Mientras que en la parte oriental de la Sierra de Los Filabres

los materiales del conjunto litológico superior tienen una potencia superior a 3000 m. hacia el W la potencia se reduce drásticamente. En Sierra Nevada la representación de estos materiales es en algunos afloramientos de pocos centímetros de potencia y no supera nunca los 1000 m. incluso cuando están plegados y duplicados.

El carácter omisivo y descendente respecto al Alpujárride ya fué señalado por Aldaya et al. (1.984). Se puede observar en el borde meridional de Sierra Nevada (fig. 3.73) en el valle del Rio Trevéz. Hacia el ENE se reduce progresivamente la potencia de los niveles de filitas de una unidad alóctona alpujárride por efecto del contacto basal con el Nevado-Filábride. El contacto corta las estructuras previas de superposición de mantos y los pliegues de escala hectométrica y kilométrica tal y como se observa en el sector del Trevenque (fig. 3.63.).

El carácter omisivo y descendente en el sentido del desplazamiento del bloque de techo del contacto Alpujárride/ Nevado-Filábride es el argumento fundamental para afirmar que dicho contacto es una superficie de *falla normal de bajo ángulo*.

Es difícil o imposible estimar *el salto* sobre el contacto. La superposición mínima de los materiales Alpujárrides sobre los nevado-filábrides es de 60 km medidos en dirección NNW. La superposición en dirección E-W hacia el W que es aproximadamente la dirección media y el sentido de las lineaciones de estiramiento es superior a los 400 km.. No existen dos puntos de referencia en ambos bloques de la falla equivalentes que puedan utilizarse para determinar el salto total. Además el salto del contacto debe tener dos componentes distintas: una primera correspondiente a la superposición compresiva de los dos complejos y una segunda producida por la extensión. Los datos de campo procedentes de Sierra Nevada no permiten determinar las direcciones y sentidos de movimiento de las deformaciones compresivas previas en los materiales nevado-filábrides ni la dirección de superposición de los materiales alpujárrides sobre los nevado-filábrides. Ello impide una cuantificación más precisa de los saltos. No se puede utilizar el valor de la potencia omitida de materiales para calcular el salto ya que no existe ninguna superficie de referencia previa horizontal. Los contactos litológicos y la foliación principal están afectados por pliegues tal y como ya he descrito en los capítulos anteriores. Además tampoco se conoce la orientación inicial de la foliación ya que no se pueden determinar en Sierra Nevada los límites de la zona de cizalla dúctil en que se formó.

Como resumen se puede afirmar que el contacto Alpujárride / Nevado-Filábride en su último movimiento es una falla normal de bajo ángulo con desplazamiento del Alpujárride hacia el W-SW en Sierra Nevada en la que no existen criterios fiables para determinar la magnitud del salto.

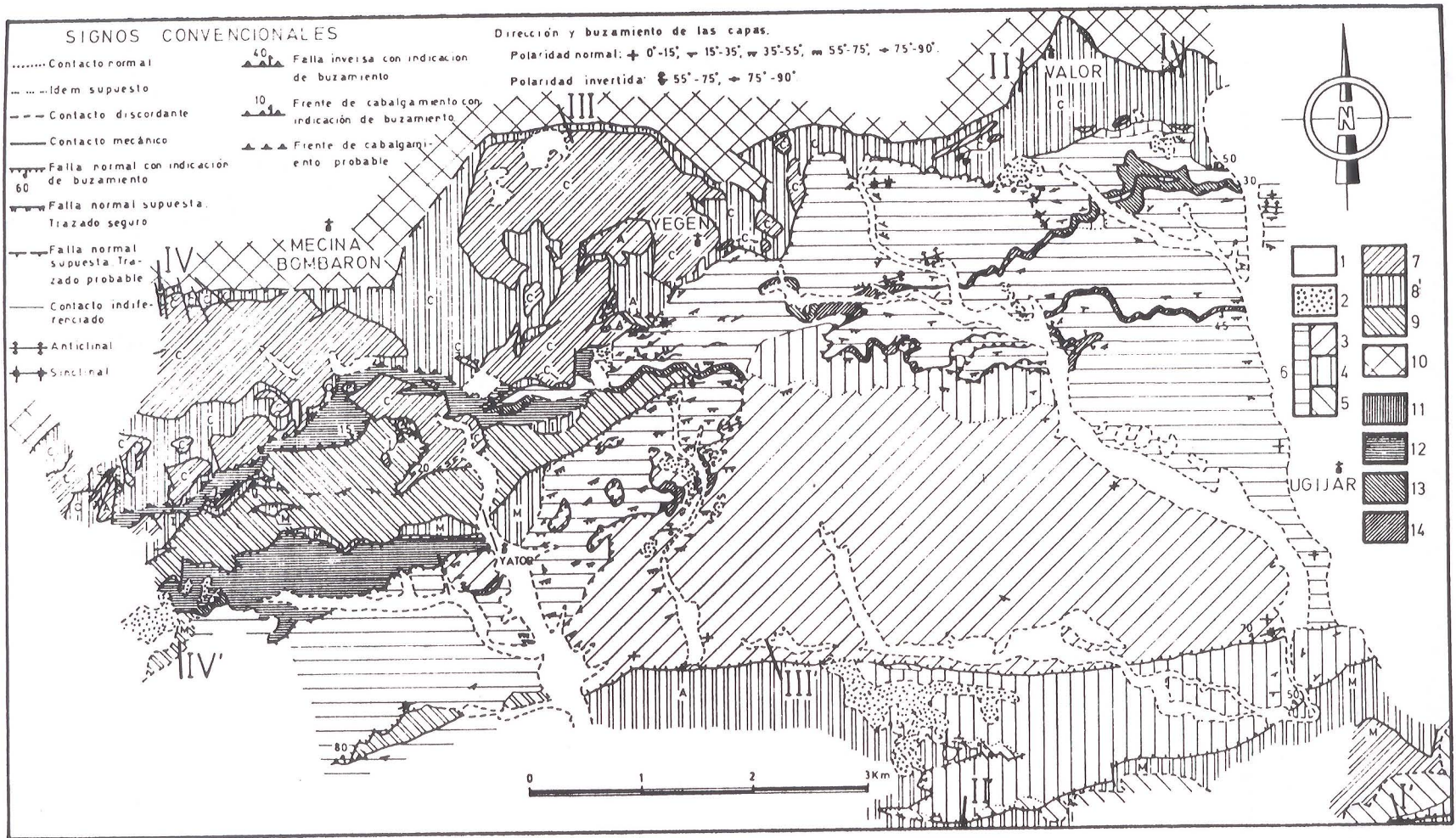
3.5. DEFORMACIONES EN LOS MATERIALES NEÓGENO-CUATERNARIOS.

Los materiales neógenos y que afloran entorno a Sierra Nevada permiten datar parte de las deformaciones de la fase extensiva. Los materiales antiguos son de edad Burdigaliense y afloran al SW de Sierra Nevada en la región de Los Guájares. Las relaciones con el sustrato alpujárride se observan bien en materiales de edad posterior al Serravalliense. Son materiales depositados en cuencas sedimentarias en extensión. He estudiado en detalle sus estructuras en la Depresión de Ugíjar. Las fallas han permitido determinar en algunos casos las direcciones de los paleoesfuerzos.

-DEFORMACIONES EN LA DEPRESIÓN DE UGÍJAR.

Las estructura de la Depresión de Ugíjar fué estudiada por Aldaya et al. (1.983) quienes identifican una zona de escamas en los materiales alpujárrides al N de Cádiar y cabalgamientos locales de los materiales alpujárrides sobre los neógenos y cuaternarios al N de Ugíjar. Posteriormente Sanz de Galdeano et al. (1.985) encuentran zonas con harinas de falla y reinterpretan la disposición como una estructura en flor asociada a fallas de desgarre. Suponen que la cuenca es de tipo pull-apart. Galindo Zaldívar (1.985, 1.986) relaciona la estructuras superpuestas de la Depresión de Ugíjar con el funcionamiento de la Falla de Mecina.

Fig. 3.77. Mapa geológico de la Depresión de Ugíjar. 1: Materiales cuaternarios. 2: Conglomerados continentales discordantes (¿Plioceno-Cuaternario?) 3: Conglomerados, arcillas y limos (Mioceno Sup.) 4: Conglomerados con cemento y matriz carbonatada, calcarenitas, areniscas y margas (Mioceno sup.). 5: Conglomerados basales (¿Serravalliense?-Mioceno sup.) 6: Términos 3,4,5 indiferenciados. 7,8,9: Alpujárrides, Mantos Intermedios. C: Manto de Cástaras, A: Manto de Alcázar, M: Manto de Murtas. 7: Dolomías, calizas recristalizadas y localmente calcoesquistos. 8: Filitas y cuarcitas, localmente calcoesquistos y yeso. 9: Cuarcitas y esquistos cuarcíticos con biotita. Micaesquistos granatíferos. Nevado-Filábrides: 10: Micaesquistos feldespáticos con anfíbol y micaesquistos con distena y cloritóide. Localmente mármoles con tremolita. 11: nivel carbonatado tectonizado. 12: Nivel de intensa tectonización en materiales alpujárrides. 13: cataclasitas procedentes de materiales alpujárrides y terciarios. 14: cataclasitas procedentes de materiales terciarios.>>



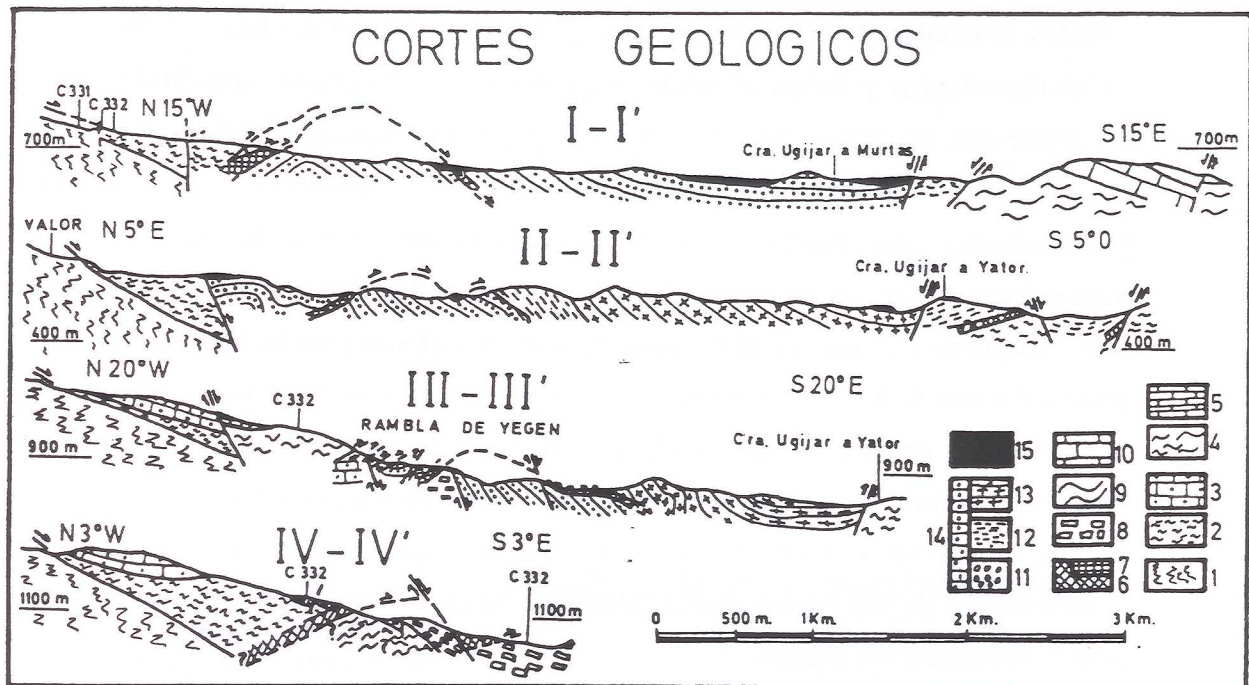


Fig. 3.78. Cortes geológicos de la Depresión de Ugijar. Están indicados en el mapa geológico. 1: Nevado- Filábride. Micaesquistos feldespáticos con anfíbol y micaesquistos con distena y cloritóide. Alpujárrides, Mantos Intermedios. 2: Filitas y cuarcitas, localmente calcoesquistos y yeso (Manto de Cástaras). 3: Dolomías y calizas recristalizadas, localmente calcoesquistos (Manto de Cástaras). 4: Filitas y cuarcitas, localmente calcoesquistos y yeso (Manto de Alcázar). 5: Dolomías y calizas recristalizadas, localmente calcoesquistos.(Manto de Alcázar). 6: Nivel de intensa tectonización en materiales alpujárrides. 7: Cataclasis procedentes de materiales alpujárrides y / o terciarios. 8: Cuarcitas y esquistos cuarcíticos con biotita. Micaesquistos granatíferos. (Manto de Múrtas). 9: Filitas y cuarcitas, localmente calcoesquistos y yeso (Manto de Murtas). 10: Dolomías y calizas recristalizadas, localmente calcoesquistos.(Manto de Murtas). 11: Conglomerados basales (¿Serravallense?-Mioceno sup.) 12: Conglomerados con cemento y matriz carbonatada, calcarenitas, areniscas y margas (Mioceno Sup.) 13: Conglomerados, arcillas y limos (Mioceno Sup.) 14: Términos 11, 12 y 13 indiferenciados. 15: Conglomerados discordantes (Plioceno-Cuaternario) y materiales cuaternarios.

En los materiales neógenos de la Depresión de Ugijar se identifica una superposición de deformaciones que afectan tanto a las rocas sedimentarias como al sustrato metamórfico alpujárride de la denominada 'zona de escamas'. Las estructuras están representadas en el mapa geológico de la fig. 3.77. y en los cortes geológicos de la fig. 3.78.

La superposición de estructuras comprende desde más antiguas a más modernas:

- **Pliegues decamétricos.** Son isopacos, de ejes subhorizontales de dirección E-NE y vergencia hacia el SSE. Se observan en el sector septentrional de la Depresión.
- **Fallas normales dexas.** Tienen dirección NE y buzamiento hacia el SE.
- **Cabalgamientos y fallas inversas.** Superponen los materiales alpujárrides sobre los materiales neógenos. No afectan a los materiales nevado-filábrides. El facing (Lisle, 1.985) es generalmente neutro o hacia el SSE. Desarrollan harinas de falla y cataclasitas que pueden alcanzar la decena de metros de potencia. Las microestructuras de las rocas de falla son similares a las descritas en las harinas de falla alpujárrides e indican desplazamientos de los bloques de techo hacia el SE y posteriormente al E. Los rellanos y las rampas de la superficie de cabalgamiento pueden haber originado algunos de los pliegues de los materiales terciarios del bloque de techo. El cabalgamiento principal tiene una longitud mínima de 10 Km en dirección ENE y 3 km en dirección SSE. El salto mínimo es la distancia de superposición de los materiales alpujárrides sobre los neógenos y no supera los pocos centenares de metros.
- Pliegues hectométricos y kilométricos.** Son pliegues abiertos de eje ENE. Pliegan al cabalgamiento y hacen que su superficie sea generalmente descendente hacia el Sur.
- Fallas normales dexas.** Tienen una dirección E a ENE y buzamiento generalmente hacia el S.
- Otras fallas de pequeño salto.** Fallas de dirección N y NW con saltos normales.

Las deformaciones afectan a materiales de edad Tortoniense y están fosilizadas por materiales plio-cuaternarios. Las deformaciones que se superponen tienen un carácter repetitivo que indican compresiones de dirección SSE y extensiones de dirección SSW. No afectan en ningún caso a los materiales nevado-filábrides que tienen harinas de falla con desplazamiento de los bloques de techo hacia el SW. Las deformaciones que se observan en la Depresión de Ugíjar deben de estar relacionadas con el movimiento sobre contacto Alpujárride / Nevado-Filábride.

-DETERMINACIÓN DE LOS PALEOESFUERZOS.

El sector occidental de Sierra Nevada.

Fué estudiado por Sanz de Galdeano (1.976, 1.983a, 1.983b) y Sanz de Galdeano et al. (1.982, 1.984). Estos autores identifican los sistemas preferentes de fallamiento: fallas de dirección E-W, NE-SW y NW-SE. Suponen que estos sistemas son originalmente fallas de salto en dirección aunque señalan la importancia de la componente de salto normales. Encuentran estrías de pitch variable: horizontales, verticales y oblicuas. Estos autores identifican los afloramientos en los que están mejor expuestas las fallas. He revisado algunos de ellos para calcular los paleoesfuerzos debido a la complejidad en la orientación de las estrías que comentan en sus trabajos.

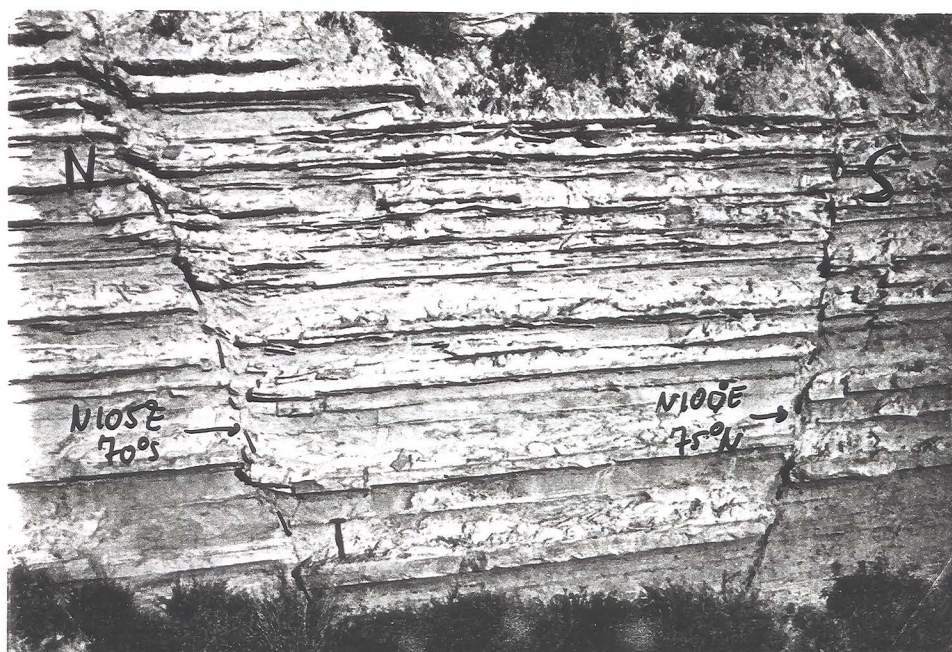


Fig. 3.79. Fallas normales conjugadas en materiales neógenos. La Malá.

Los afloramientos que se sitúan al NE de la Malá y en la carretera Granada- Motril en el desvío de Lanjarón muestran sólo dos sistemas de fallas normales conjugadas (fig 3.79.) con estrías prácticamente de buzamiento. Ello indica que la deformación fué aproximadamente plana con una dirección de tensión NNE-SSW. En ambos afloramientos las fallas afectan a materiales tortonienses-messinienses. En el segundo se observa como dichas fallas están fosilizadas por los materiales plio-cuaternarios. Las superficies de estratificación permiten calcular en muchas de ellas el salto vertical. En ninguno de los dos casos se puede estimar la razón áxica del elipsoide de esfuerzos ni el elipsoide de deformación dada la ausencia de estrías en la mayor parte de las fallas.

He estudiado otros dos afloramientos que muestran una dispersión notable en la posición de las estrías de falla. Los resultados obtenidos están representados en la fig. 3.80.

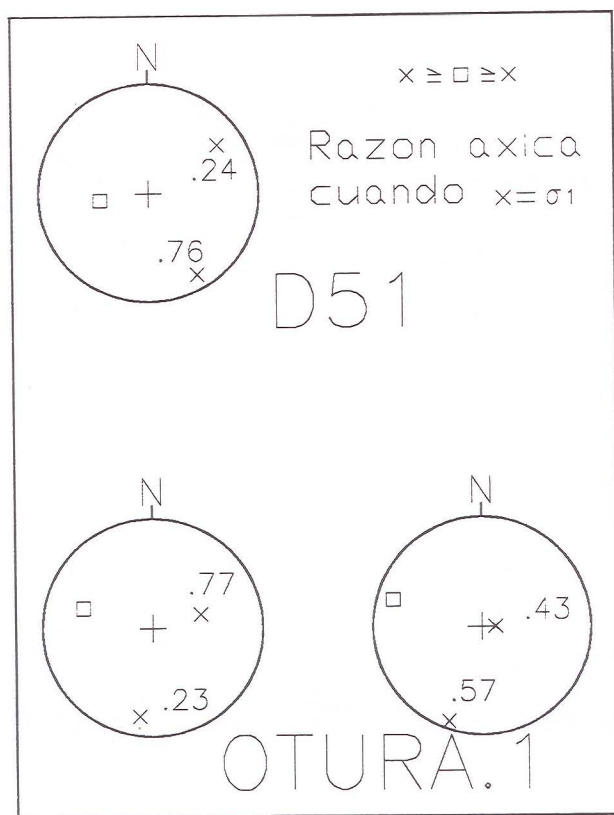


Fig. 3.80. Paleoesfuerzos en los materiales neógenos. Proyección de los ejes de los elipsoídes de esfuerzos. Proyección equiareal, hemisferio inferior. Existen dos posibles estados de esfuerzo para cada etapa de fallamiento.

El afloramiento D51 situado al NE de Dilar se encuentra en el contacto entre materiales miocenos y alpujárrides. No he podido determinar el régimen de ninguno de los planos de microfalla. Los dos posibles elipsoides de esfuerzo pueden ser:

- elipsoide prolato de compresión NE-SW. Es poco probable ya que no se observan otras estructuras compresivas de esta dirección en la región.
- elipsoide oblato de extensión NE-SW. Es el más probable ya que el afloramiento se sitúa sobre una falla normal de dirección media NW-SE y de buzamiento variable hacia el SW.

El afloramiento OTURA.1 se sitúa en materiales cuaternarios. Las fallas tienen estrías oblicuas. No he podido determinar el sentido de movimiento de ninguna de las fallas. Cada solución está compuesta por dos elipsoides conjugados. Las redes de búsqueda diferencian dos etapas de fallamiento con elipsoides de esfuerzo parecidos entre si:

- elipsoide prolato de compresión N-S ó elipsoide oblato de extensión N-S.
- elipsoide triaxial de extensión con σ_1 subvertical y σ_3 subhorizontal de dirección NE-SW. El elipsoide conjugado de compresión NE-SW es poco probable por no existir otras estructuras que muestren dicha dirección de compresión.

El segundo estado de esfuerzos de esta estación muestra una situación tensional de dirección NE-SW que puede correlacionarse con la determinada en las otras estaciones. El primer estado de esfuerzos puede interpretarse como producto de una situación compresiva relacionada con la que identifican Sanz de Galdeano y Estévez (1.981) y que afecta localmente a los materiales cuaternarios. Bousquet y Philip (1.976a) y Philip (1.987) señalan también una fase compresiva submeridiana durante el cuaternario en otros sectores de las Cordilleras Béticas.

El sector meridional de Sierra Nevada: la Depresión de Ugíjar.

Las estructuras que se observan en la Depresión de Ugíjar son alternantes entre si. Los paleoesfuerzos que se deducen son también alternantes y se diferencian:

- episodios compresivos con dirección de compresión NW-SE que producen pliegues de eje ENE y cabalgamientos hacia el SE.
- episodios tensionales de dirección de tensión NE-SW que producen el funcionamiento de los planos de falla de dirección E y ENE como fallas normales dexas.

Todas las estructuras están fosilizadas por materiales plio-cuaternarios por lo que esta alternancia de paleoesfuerzos se produjo entre el Tortoniense y el Plioceno.

No he localizado ningún afloramiento que tenga unas características adecuadas para poder calcular los paleoesfuerzos a partir de las redes de búsqueda. En los materiales neógenos estudiados las fallas desarrollan habitualmente harinas de falla que comportan la rotación de elementos de roca. Además no existe ningún punto donde se observen un número suficiente de planos con orientaciones distintas.

La conclusión que se obtiene del estudio de las fallas en los materiales neógenos y cuaternarios es que los campos de esfuerzos debieron ser variables aunque se distinguen elipsoides de esfuerzos de tensión NE-SW de forma oblata a triaxial y otros locales de compresión NE-SW a N-S.

3.6. SISTEMAS DE FALLAS Y PALEOESFUERZOS EN SIERRA NEVADA.

Relación de los paleoesfuerzos y las fallas mayores.

Aunque he comentado los aspectos relativos a la fracturación de cada uno de los materiales, dedico este apartado a presentar una visión conjunta de las características del fallamiento y de su variabilidad.

Los resultados del tratamiento de las fallas mediante las redes de búsqueda en todas las estaciones están representados en el anexo 7.2. En todos los materiales se identifican generalmente bien dos tipos extremos de elipsoides de esfuerzo:

- elipsoides oblatos de extensión con dirección de σ_3 NE-SW y
- elipsoides prolatos de extensión casi radial con dirección de σ_1 subvertical y σ_3 variable, generalmente NE-SW.

A partir de la observación de las relaciones entre las fallas de ambos se establece que los primeros son más antiguos que los segundos. Entre los dos casos extremos existen numerosos elipsoides de morfología intermedia. Hay que destacar que sólo en los materiales alpujárrides y neógenos se identifican además elipsoides de compresión NE-SW a N-S.

La variabilidad entre los elipsoides de esfuerzos obtenidos es mayor en el Alpujárride que en el Nevado-Filábride. Ello indica que las direcciones de los paleoesfuerzos fueron tanto más heterogéneas cuanto más elevado es el nivel considerado dentro de la sucesión de materiales. Hacia las partes altas son más abundantes los elipsoides de esfuerzo de extensión radial o triaxial con σ_1 subvertical respecto a los elipsoides oblatos. A partir del estudio de los sistemas de diaclasado se obtiene la misma conclusión. Mientras que en los materiales nevado-filábrides existe un juego muy marcado de diaclasas de dirección NW-SE, en los materiales alpujárrides aparecen dos juegos subperpendiculares de direcciones más variables y de intensidad parecida.

Los sistemas de fallas mayores que se reconocen en el área son compatibles con los elipsoides de esfuerzos determinados. Las fallas se pueden clasificar en:

- Fallas normales de bajo ángulo.* Tal es el caso de los contactos entre unidades

alpujárrides y el contacto Alpujárride / Nevado-Filábride. Tienen desplazamientos de los bloques de techo hacia el SW. Se le asocian elipsoides extensivos oblatos con dirección de σ_3 NE-SW.

-*Cabalgamientos*. Tienen desplazamientos de los bloques de techo hacia el SE y se le asocian elipsoides compresivos con σ_1 de dirección NW-SE.

-*Fallas normales de alto ángulo*. En el área estudiada se observan dos sistemas principales:

+Fallas de dirección NW-SE. Tienen habitualmente estrías en buzamiento y han funcionado hasta el cuaternario antiguo (Lhénaff, 1.965; Comas, 1.970). Las más notables se observan en el sector occidental de Sierra Nevada, en el contacto entre los materiales neógeno - cuaternarios y alpujárrides. Sus saltos superan los 700 m. (Sanz de Galdeano, 1.976). Un ejemplo es la Falla de Nigüelas (fig. 3.81.)

+Fallas de dirección E-W a ENE-WSW. Están bien representadas en el borde meridional de Sierra Nevada en el contacto entre materiales alpujárrides y neógenos. Su régimen varía generalmente desde normal a normal dextro.

Además de los juegos de fallas anteriores existen también otras fallas normales de dirección NE-SW que se observan esencialmente al NW de Sierra Nevada y que están muy poco representadas en el área estudiada.

Todas estas fallas normales son compatibles con elipsoides de esfuerzos de extensión triaxial con σ_3 subhorizontal y de dirección NE-SW y elipsoides de extensión radial bajo los que todas las fallas pueden funcionar como fallas normales.

Localmente, en algunas de las fallas de los sistemas anteriores hay estrías horizontales tal y como señala Sanz de Galdeano (1.976, 1.983a, 1.983b) y Sanz de Galdeano et al. (1.984, 1.985). Sin embargo no he podido cuantificar la importancia de dichos juegos de fallas ya que no existen habitualmente marcadores desplazados que permitan cuantificar los saltos de dichas fallas y los esfuerzos compresivos no están bien representados en los elipsoides de paleoesfuerzos determinados. Estas fallas son las más notables del extremo oriental de la Cordillera (Bousquet y Philip, 1.976a; Bousquet, 1.979; Sanz de Galdeano 1.987, 1.989a).



Fig. 3.81. Falla de Nigüelas. Es una falla de dirección N140°E y buzamiento de 55° al SW. Limita a los materiales neógenos y alpujárrides. Ha sido activa durante el Cuaternario.

Aplicabilidad del método de las redes de búsqueda.

El método de las redes de búsqueda ha dado buenos resultados en el estudio del fallamiento de Sierra Nevada. Los elipsoides que se obtienen son coherentes con los que se deducen de las megaestructuras y del diaclasado. La calidad del ajuste de los elipsoides es aceptable en la mayor parte de las estaciones y excelente en algunas de ellas. Ello confirma que las características del modelo teórico inicial que utiliza las redes de búsqueda coincide con las características reales del fallamiento. En cualquier caso hay que señalar así como el ajuste los elipsoides de esfuerzo se hace de un modo estadístico, la interpretación de los resultados debe de realizarse del mismo modo para minimizar los problemas derivados de las desviaciones locales de los esfuerzos. Este método ha podido precisar adecuadamente las características de los elipsoides de los esfuerzos en un rocas donde no es posible determinar el régimen de la mayor parte de las microfallas.

4. MODELO DE EVOLUCIÓN, DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES.

En este capítulo integraré todas las observaciones expuestas hasta el momento en un posible modelo de evolución del área estudiada. Expondré en el primer apartado la evolución geológica más probable. Después utilizaré los datos geocronológicos para establecer la edad de los principales hitos de la evolución geológica. A continuación compararé el modelo propuesto con los modelos previos y la evolución geológica de áreas con estructuras similares. Finalmente expondré las conclusiones que se pueden establecer a partir de todo lo expuesto en este trabajo.

4.1. MODELO PROPUESTO.

Las deformaciones alpinas que afectan los materiales estudiados se agrupan en dos fases: una primera compresiva y una posterior extensiva. El objeto fundamental de este trabajo es el análisis de las deformaciones producidas durante la fase extensiva alpina. Por ello no me detendré ni en las fases de deformación y metamorfismo prealpinas ni en las alpinas responsables de la estructuración en mantos de corrimiento y del metamorfismo de los Alpujárrides y de los Nevado-Filábrides. No obstante se puede señalar que las fases de metamorfismo alpinas no son sincrónicas en ambos complejos lo que indica que la estructuración interna de cada uno durante la fase compresiva debió de producirse independientemente.

La superposición del Alpujárride sobre el Nevado-Filábride tuvo lugar al final de la fase compresiva y / o al inicio de la extensiva. Los autores que han trabajado en los materiales alpujárrides (Behrmann, 1.982; Cuevas, 1.988) sugieren que los cabalgamientos hacia el N de los Alpujárrides son de origen gravitatorio. Las deformaciones más penetrativas en los materiales nevado-filábrides que afloran en el área estudiada son de la fase extensiva y no tienen ninguna relación geométrica con las deformaciones de las fases compresivas alpujárrides. Sin embargo en el extremo oriental de la cordillera existen deformaciones dúctiles en los materiales nevado-filábrides con movimiento de los bloques de techo de componente N que pueden asociarse a la fase extensiva o a la superposición del Alpujárride sobre el Nevado-Filábride (Alvarez, 1.987). Por lo tanto puede proponerse

a modo de hipótesis que la superposición de los Alpujárrides sobre los Nevado-Filábrides en el área estudiada fuese en dirección y sentido hacia el N originando cabalgamientos dúctil-frágiles y frágiles en los Alpujárrides y deformaciones dúctiles en los nevado-filábrides. Durante esta superposición se produciría el tránsito desde la etapa compresiva a la extensiva.

El modelo de evolución para la etapa extensiva que aquí expongo es semejante al propuesto por Galindo-Zaldívar et al. (1989). Las estructuras de la fase extensiva son consecuencia del engrosamiento cortical de la fase compresiva. En Sierra Nevada todas ellas se asocian a una zona de cizalla descendente hacia el W / SW. El desplazamiento del Alpujárride es también hacia el W-SW.

El detachment principal del sistema extensivo es el contacto entre el Alpujárride y el Nevado-Filábride. El desplazamiento sobre la propia zona de cizalla ha yuxtapuesto materiales deformados en diferentes condiciones de presión y temperatura. La deformación se concentró progresivamente en el contacto entre ambos complejos y evolucionó de dúctil a frágil en el Nevado-Filábride como consecuencia de la pérdida progresiva de presión y temperatura por el funcionamiento de la propia zona de cizalla y por el levantamiento de los materiales. En el Alpujárride la deformación ha mantenido su carácter frágil durante toda la fase extensiva (fig. 4.1.).

Las estructuras que se superponen en los materiales nevado-filábrides son de más antiguas a más modernas:

- 1) Fábricas planares y plano-lineares de la deformación principal (Ds). Producen la transposición de las estructuras y rasgos compresivos previos tales como foliaciones, superficies de isograda y posibles superficies de cabalgamiento.
- 2) Pliegues y foliaciones de crenulación (Pc).
- 3) Clivaje de crenulación extensional (CCE).
- 4) Deformaciones frágiles (Df): fallas con cataclasitas y posteriormente con harinas de falla; diaclasas.
- 5) Abombamientos.

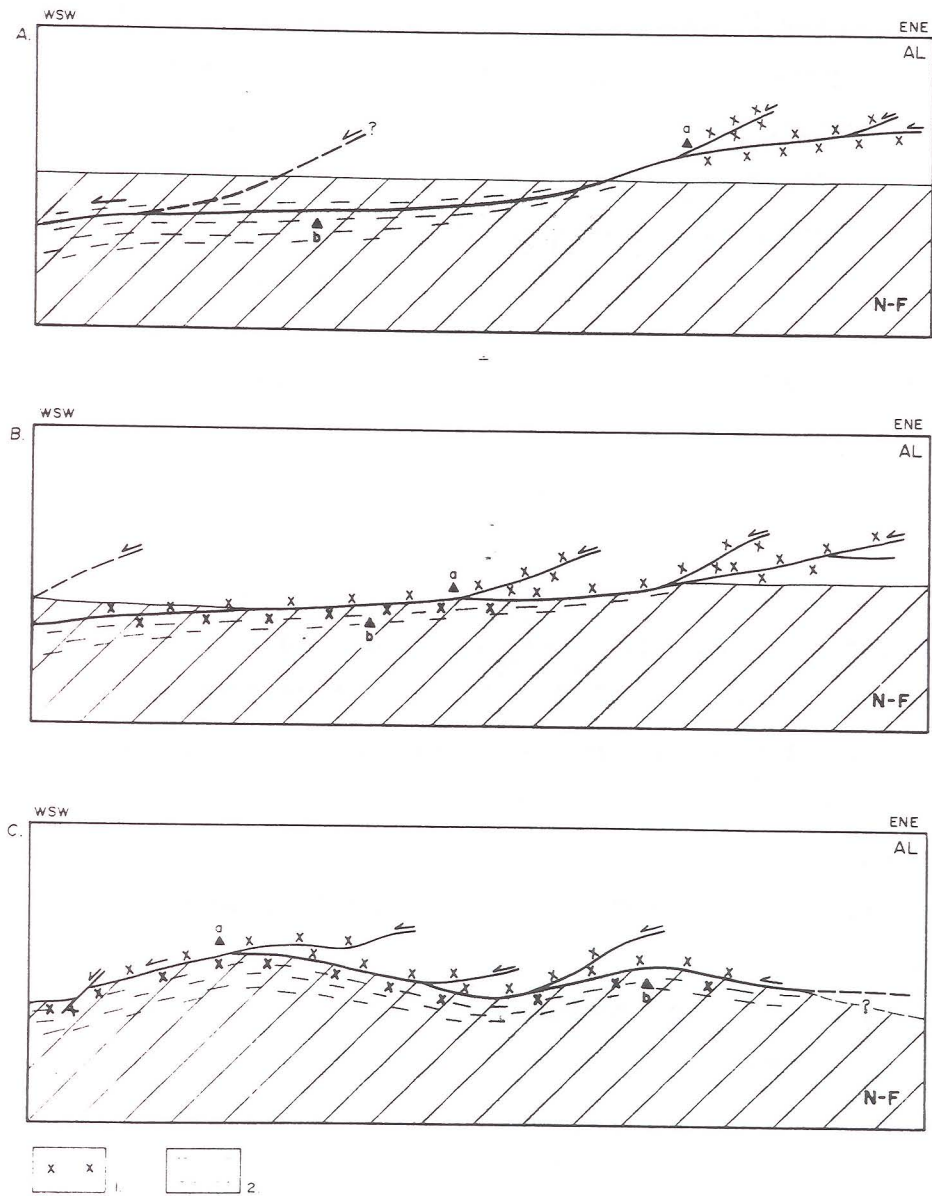


Fig. 4.1. Modelo idealizado de la evolución del detachment. Tomado de Galindo-Zaldívar et al., (1.989). 1: Deformación frágil, 2: deformación dúctil.

Los vectores cinemáticos que se deducen de todas las estructuras de carácter rotacional, excepto de los pliegues conjugados Pc de vergencias SE y NW, coinciden en dirección y sentido en Sierra Nevada occidental aunque son oblicuos entre si en regiones más orientales. Dichos vectores también son subparalelos a la mayor parte de los ejes de los pliegues conjugados Pc mencionados y son compatibles con la deformación en la zona de cizalla. La comparación de las direcciones de movimiento que indican las estructuras dúctiles y las frágiles permite identificar la cronología relativa entre los diferentes movimientos del contacto Alpujárride / Nevado-Filábride. La coincidencia en las direcciones de los vectores cinemáticos deducidos de las distintas estructuras y los ejes de los pliegues Pc de vergencia SE y NW que se observa en las zonas occidentales es compatible con el carácter descendente hacia el W de la zona de cizalla. Los materiales más occidentales fueron los más profundos y son los que se deformaron dúctilmente hasta una edad más reciente. Por lo tanto en el sector occidental existe menos divergencia entre las direcciones de movimiento deducidas de las deformaciones dúctiles y frágiles.

El arqueamiento de las estructuras es coherente con el tránsito desde situaciones transpresivas con desplazamiento de los bloques de techo hacia el NW a situaciones transtensivas con desplazamiento de los bloques de techo hacia el SW. Existen varias posibilidades para interpretar la curvatura de la dirección de las estructuras sin que haya argumentos definitivos para desestimar ninguna de ellas:

- La variación progresiva de la dirección de convergencia entre Europa y Africa y por lo tanto de la geometría del campo de paleoesfuerzos que afectó a toda la región.
- La desestabilización por aumento de la pendiente de una cuña cortical transpresiva similar a la propuesta por Platt (1.986) que avanzase hacia el W-NW.
- La existencia de una rampa lateral u oblicua en la superficie de detachment con buzamiento hacia el SE que impidiese el avance de los materiales hacia el W.

Las dos últimas hipótesis son las más probables ya que son compatibles con la vergencia hacia el NW de los pliegues de charnelas rectas (Ps) originados en la zona de cizalla.

La dirección de los abombamientos tardíos originados probablemente por reajustes

isostáticos (fig. 4.1.) debe de estar relacionada con los cabalgamientos de la etapa compresiva que produjeron posiblemente un engrosamiento cortical heterogéneo. La dirección de la elongación de dichos abombamientos no tiene una relación simple con la dirección de movimiento deducida de las estructuras extensivas. La dirección general de los domos E-W sugiere que pudo ser esta la dirección de las rampas de la superficie de cabalgamiento.

La tectónica extensiva que se observa en el área está asociada a una zona de cizalla con una fuerte componente de cizalla simple. No obstante también es importante localmente la componente de cizalla pura. Las estructuras rotacionales producidas durante la deformación extensiva tienen sentidos de rotación opuestos. Ello hace que sea necesario la determinación del sentido general de rotación de la zona de cizalla. En las zonas de cizalla formadas en regímenes extensivos es frecuente encontrar sentidos de rotación distintos incluso en un mismo afloramiento (Wust, 1986).

Los elipsoides de esfuerzo deducidos de las deformaciones frágiles en los materiales nevado-filábrides son coherentes con los determinados a partir de otras estructuras y se pueden integrar en un sistema general extensivo de dirección NE-SW. El elipsoide de esfuerzos en las zonas más próximas al contacto Alpujárride / Nevado-Filábride fué oblato con un eje de tensión subhorizontal de dirección NE-SW a E-W. Los elipsoides de deformación correspondientes a este campo de esfuerzos deberían ser prolatos con el mismo eje de revolución. Los elipsoides de deformación de la deformación principal (D_p) determinados fuera del área de estudio por otros autores (Jabaloy y González Lodeiro, 1988; Soto et al., 1990) son generalmente prolatos. De ello se deduce que aunque el grado de fragilidad de la deformación sea variable, la orientación y la razón áxica de los esfuerzos principales en la zona de cizalla debieron ser aproximadamente constantes. Cuando los materiales sufrieron una elevación el campo de esfuerzos fué variando a estados de esfuerzo de tensión radial.

La evolución de la zona de cizalla en condiciones cada vez más frágiles produjo la concentración de la deformación de los materiales nevado-filábrides en las proximidades del contacto Alpujárride/ Nevado-Filábride. El movimiento sobre dicho contacto cesó ya que en condiciones superficiales no es mecánicamente posible el funcionamiento de las fallas normales de bajo ángulo. Se pasó desde una situación en la que el contacto era

activo en toda su extensión (Pre-Serravalliense) hasta situaciones en las que estaba bloqueado parcialmente y rejugó en una tectónica de bloques junto con otras fallas alpujárrides de bajo ángulo (Falla de Castala ; Aldaya et al., 1.986) (Tortonense). Finalmente quedó bloqueado en su totalidad produciéndose la deformación frágil por fallas de gran ángulo con direcciones de extensión radial o hacia el SW.

En el Alpujárride, después de producirse una etapa de cabalgamientos hacia el N, comenzaron a desarrollarse las estructuras claramente relacionadas con la fase extensiva: fallas de bajo y gran ángulo y diaclasas. Durante esta fase se produjo la deformación de los contactos entre las distintas unidades alóctonas. Son fallas de bajo ángulo con rocas de falla que no permiten en muchos casos establecer la cinemática previa de dichos contactos. Estas fallas produjeron el adelgazamiento de todas las unidades alpujárrides. La pérdida muy rápida en la presión de confinamiento puede haber sido una de las causas que ha contribuido a la formación de sistemas de diaclasas muy bien desarrollados en los niveles carbonatados. Del mismo modo que he comentado para el contacto Alpujárride /Nevado-Filábride cuando la deformación se produjo en condiciones muy superficiales las se bloquearon las fallas normales de bajo ángulo y comenzó el funcionamiento de las fallas de gran ángulo.

Los estados de esfuerzo que se deducen de las deformaciones frágiles en los materiales alpujárrides son fundamentalmente los mismos que los de los materiales nevado-filábrides. En orden cronológico se superponen:

- elipsoides de esfuerzo oblatos de tensión NE-SW.
- elipsoides de esfuerzo prolatos de tensión radial.

Sin embargo los campos de paleoesfuerzos fueron mucho más variables que en los materiales nevado-filábrides ya que existe una notable dispersión entre estos dos estados de esfuerzo extremos. Además son mucho más frecuentes los estados de esfuerzo de tensión radial que los elipsoides de esfuerzo oblatos.

De todo ello se deduce que los paleoesfuerzos debieron ser variables durante el funcionamiento de la zona de cizalla extensiva. En las partes más superficiales la deformación debió de producirse con estados de esfuerzo de tensión radial y por ello son típicas las fallas normales de gran ángulo de direcciones variables. En la parte baja los esfuerzos debieron de ser de tensión y oblatos y producirían fallas normales de bajo ángulo.

El principal efecto de este sistema de fallas es la formación de las cuencas neógenas y entre ella la más notable es el Mar de Alborán. La evolución y la estructura de estas cuencas estuvo condicionada por los movimientos del sistema de fallas extensivas. La geometría en rellanos y rampas de los sistemas de fallas normales influyó en las deformaciones de los materiales neógenos. La alternancia de estructuras compresivas y extensivas de direcciones constantes que se observan en la Depresión de Ugíjar, próxima al contacto Alpujarride/ Nevado-Filábride es compatible con el movimiento transtensivo dextro sobre dicho contacto cuya superficie pudiese tener rellanos y rampas (Fig. 4.2).

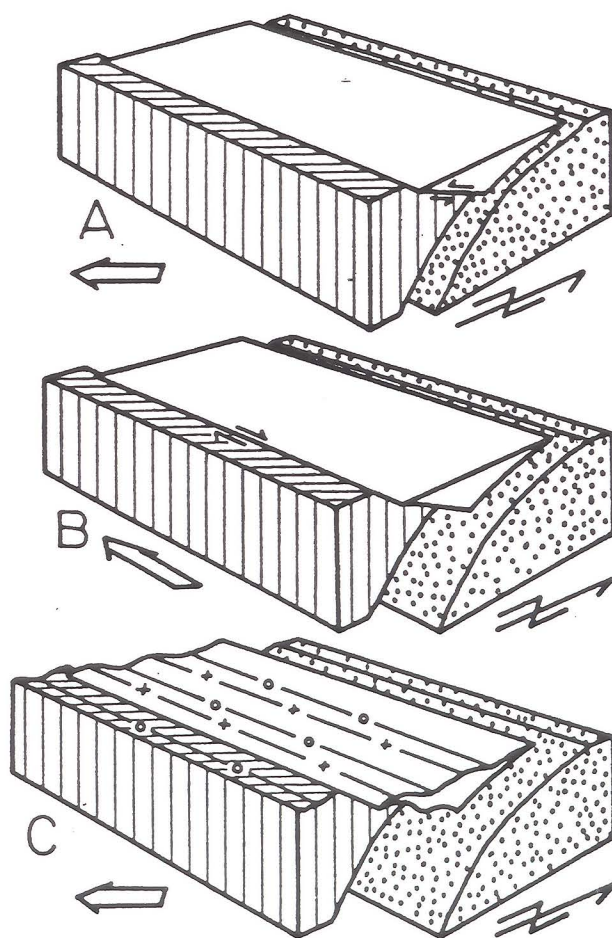


Fig. 4.2. Modelo de formación de las estructuras alternantes compresivas y extensivas que se observan en la Depresión de Ugíjar debido a la hipotética convexidad de la Falla de Mecina. A: Movimiento hacia el SE del bloque de techo del cabalgamiento. B: Movimiento hacia el E del bloque de techo del cabalgamiento. C: Formación de los pliegues 2 (Los pliegues 1 se podrían haber generado a favor de un proceso similar.) .

Las fallas normales de gran ángulo determinan la geometría de las depresiones neógenas y cuaternarias tales como la Depresión de Granada.

4.2. LA EDAD DE LAS DEFORMACIONES.

Las dataciones absolutas han permitido establecer la edad de las deformaciones dúctiles de los materiales nevado-filábrides y Alpujárrides. En este apartado me voy a referir esencialmente a los resultados más recientes obtenidos en colaboración con P. Monié de muestras analizadas mediante el método $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ (Monié et al., in press.). Los resultados de las muestras más significativas están representados en la fig. 4.3. Algunas muestras no pertenecen al área estudiada en este trabajo pero corresponden a materiales equiparables a los que afloran en ella.

En los materiales nevado-filábrides se han realizado dataciones desde la década de los setenta con el fin de determinar la edad de los eventos metamórficos de alta presión y de presión intermedia de la fase compresiva mediante los métodos Rb-Sr y K-Ar (Puga, 1.976; Hebeda et al., 1.980; Portugal Ferreira et al., 1988). Los resultados que obtienen son muy variables y están comprendidos entre 10 m.a. y más de 200 m.a. Las barroisitas analizadas (Monié et al., in press) que están asociadas al metamorfismo de alta presión indican una edad de 48.4 ± 2.2 m.a. y las hornblendas asociadas al metamorfismo de facies anfibolitas son de edad 24.6 ± 3.6 m.a..

En los materiales alpujárrides las dataciones realizadas pretenden precisar la edad del metamorfismo de la fase compresiva. La fengita asociada a las venas de cuarzo con carfolita formada por el metamorfismo de gradiente de alta presión tiene una edad de 25.4 ± 0.4 m.a.. Esto apunta hacia el diacronismo del metamorfismo de gradiente de alta presión de los materiales nevado-filábrides y de los alpujárrides. Otras muestras procedentes de las filitas indican edades variables entre 50 m.a. y 300 m.a. para distintos porcentajes de Ar liberado. Esto puede interpretarse como una mezcla de micas de distintas edades y / o una apertura parcial de los sistemas isotópicos debido a la baja temperatura que han alcanzado estas rocas durante el metamorfismo. La evolución metamórfica posterior a gradientes de mayor temperatura se data mediante la biotita, moscovita y fengita de los Mantos Intermedios y Mantos Superiores. Obtienen edades comprendidas entre 18.9 ± 0.5 m.a. y 19.5 ± 0.5 m.a.. Esta edad es también la de las traslaciones al E relacionadas con las zonas de cizalla sinmetamórficas. Las edades son coherentes con las dataciones realizadas en los Alpujárrides del extremo occidental de la cadena (Zeck et al., 1.989).

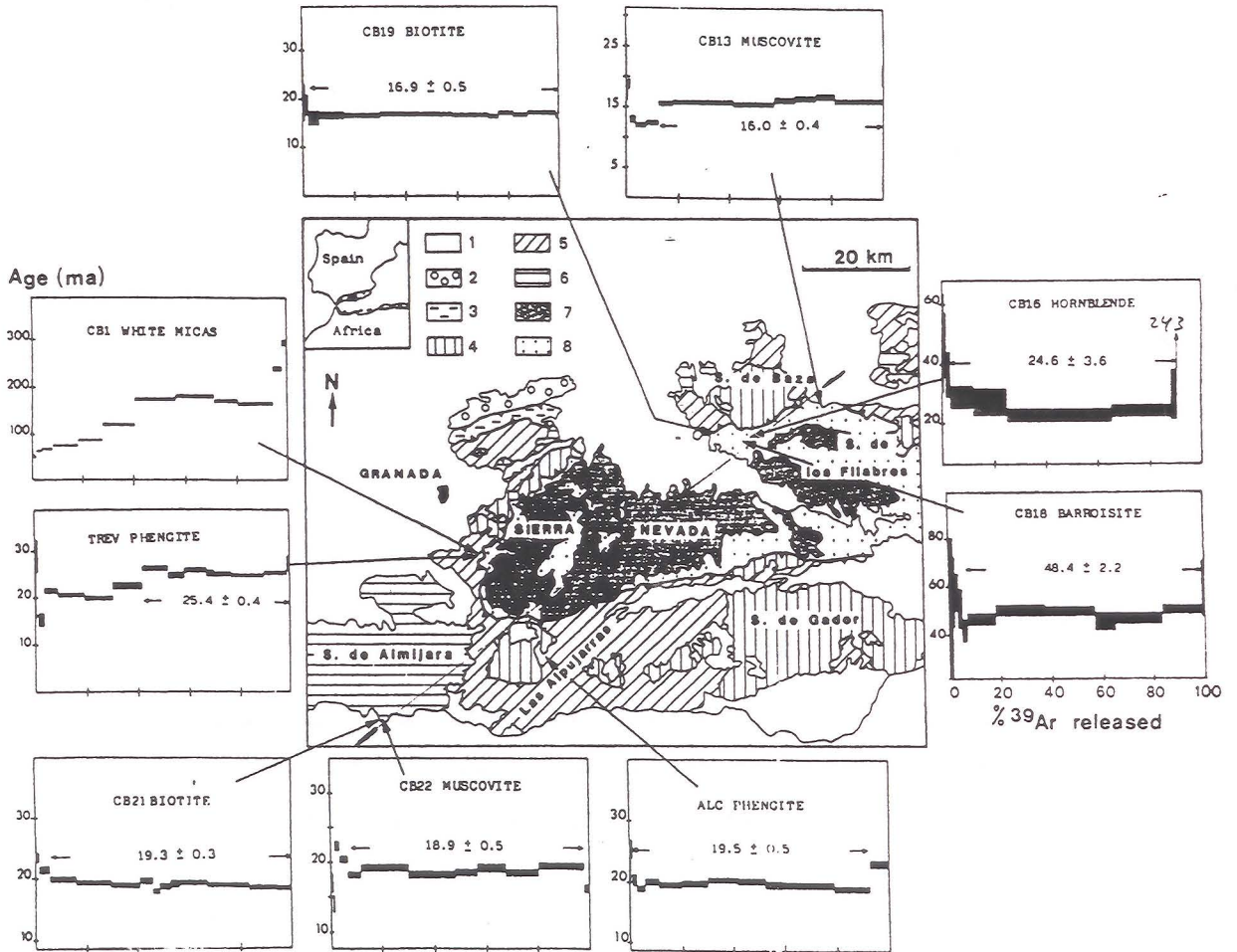


Fig. 4.3. Resultados de las dataciones más significativas de minerales nevado-filábrides y alpujárrides mediante el método $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ (Tomado de Monié et al., in press.).

La deformación principal dúctil asociada a la fase extensiva se data mediante las micas (moscovita y biotita) de los gneises y micaesquistos de la parte alta de la sucesión nevado-filábride. Las temperaturas del cierre isotópico de sus sistemas (300° a 350°) coinciden con la temperatura inferior de deformación dúctil del cuarzo y por lo tanto con el momento en el que acaba la deformación dúctil de la zona de cizalla y comienza la deformación frágil. Las edades que se obtienen de las micas tanto de los gneises como de los micaesquistos es de 16-17 m.a. La edad en la que comienzan la formación de las milonitas de los materiales nevado-filábrides es más difícil de establecer. La deformación milonítica de los Alpujárrides que finaliza entorno a 19 m.a. es previa a los cabalgamientos hacia el NNW y a la fase extensiva. De todo ello se puede estimar que las milonitas nevado-filábrides deben de haberse formado posiblemente en el intervalo comprendido entre 18 y 16 m.a.

También los materiales sedimentarios permiten precisar la edad de las deformaciones de la fase extensiva. La edad más reciente de los materiales implicados en la superposición de unidades alpujárrides en el sector estudiado es el Trías Superior. No obstante en el sector occidental de la cadena hay materiales de edad Aquitaniense afectados por la tectónica compresiva (Soto, 1.986). Las dataciones radiométricas de las milonitas alpujárrides relacionadas con la fase compresiva obtienen en algunos casos edades del Burdigaliense Inferior. Por todo ello la fase extensiva debe de comenzar no antes del Burdigaliense Superior.

El contacto Alpujárride / Nevado-Filábride deja de funcionar conjuntamente en toda su extensión como una sola superficie de falla de bajo ángulo en el Serravalliense (15 m.a.) ya que dichos materiales parecen no estar afectados ya por el detachment (García Dueñas et al., 1.986). En el extremo oriental de Sierra Nevada está claramente fosilizado por los materiales tortonieneses.

No obstante el contacto Alpujárride / Nevado- Filábride ha funcionado localmente después del Serravalliense como una falla normal de bajo ángulo. Los materiales neógenos se sitúan en el borde meridional de Sierra Nevada muy cerca de dicho contacto que en esta región ha sido denominado 'Falla de Mecina'. Aunque nunca se observan materiales neógenos sobre el contacto Alpujárride / Nevado-Filábride, se puede sugerir que la mayor

parte de las deformaciones frágiles tardías que afectan a los materiales neógenos y alpujárrides están asociadas al movimiento de dicho contacto. Ello indica que dicho contacto ha podido funcionar de nuevo en una edad Tortoniense o incluso posterior en este sector aunque previa al Plioceno.

Finalmente las fallas de gran ángulo se forman hasta el cuaternario ya que se pueden observar conos de deyección cortados por dichas fallas.

4.3. MODELOS PREVIOS Y DISCUSIÓN DE LOS RESULTADOS.

Los modelos de evolución geológica que han sido propuestos en el área estudiada sólo explican parcialmente las observaciones que he expuesto anteriormente. Se pueden clasificar esencialmente en tres grupos diferentes:

-Modelos que interpretan todas las estructuras como resultado de etapas de deformación compresivas.

-Modelos que interpretan parte de las estructuras formadas en etapas de deformación compresivas y otra parte en etapas extensivas.

-Modelos que interpretan las estructuras estudiadas como producto de una etapa extensiva.

Los dos últimos grupos de modelos han sido propuestos en los años ochenta cuando se ha puesto de manifiesto la importancia de la tectónica extensiva en la evolución de las cadenas de montañas.

Los modelos que interpretan que todas las deformaciones, salvo las fallas frágiles de gran ángulo, son producto de etapas de deformación compresivas no explican adecuadamente ni la geometría actual de los materiales ni la cinemática de los contactos mecánicos. Dichos modelos han sido expuestos en los numerosos trabajos realizados tanto en los materiales nevado-filábrides como en los Alpujárrides hasta los años ochenta y que han sido ya mencionados en el capítulo de antecedentes. Muchos de los contactos intraalpujárrides tienen un carácter sustractivo y adelgazan los niveles litológicos incluso hasta su desaparición. En el Nevado-Filábride también es notable la ausencia en muchas transversales de parte de los materiales del conjunto litológico superior. Estos modelos no explican satisfactoriamente el carácter descendente de la mayor parte de los contactos en el sentido de movimiento hacia el W-SW.

Otros investigaciones posteriores señalan la asociación de las estructuras dúctil-frágiles y frágiles a la etapa extensiva. (Galindo-Zaldívar, 1.986; García Dueñas et al., 1.986; García-Dueñas y Martínez-Martínez , 1.988). Dichos trabajos estudian parcialmente el sistema de fallas normales de bajo ángulo que fué inicialmente descrito al Sur de Sierra Nevada por Aldaya et al. (1.984). Asocian parte de la deformación frágil del Alpujárride

y las deformaciones frágiles y dúctil-frágiles del Nevado-Filábride a la tectónica extensiva. No obstante las deformaciones dúctiles de los materiales nevado-filábrides se asocian a las fases de deformación compresivas y a los cabalgamientos internos del Nevado-Filábride con desplazamiento de los bloques de techo hacia el E (Orozco, 1.986; Martínez-Martínez, 1.986b) o hacia el W (García Dueñas et al., 1.987a, 1.987b). Aunque es indudable que debieron existir deformaciones compresivas responsables del engrosamiento cortical, las deformaciones dúctiles más penetrativas que actualmente se observan en el área estudiada no corresponden a esta etapa de deformación. Las zonas donde la deformación principal es más intensa se localizan siempre en las proximidades del contacto con el Alpujárride y no se suele observar ningún máximo en la intensidad de la deformación al cruzar los contactos entre los distintos mantos de corrimiento propuestos por Puga (1.976) y García-Dueñas et al., (1.988a, 1.988b) en el área estudiada. Tales contactos cuando superponen rocas con mayor grado metamórfico sobre otras con menor grado metamórfico se pueden interpretar bien como superficies de cabalgamiento previas a la deformación principal, bien como contactos producto de las fallas extensivas originados por la evolución de las cuñas corticales (Platt, 1.986), bien como isograsas plegadas en la zona de cizalla dúctil. Generalmente la transposición de las deformaciones previas a la foliación principal impide ver las características de dichos contactos.

Estos modelos tampoco explican satisfactoriamente el carácter descendente y el sentido de movimiento hacia el W-SW de la zona de cizalla en los materiales nevado-filábrides ni la geometría de los materiales en el Oeste de Sierra Nevada.

El último grupo de modelos interpreta la mayor parte de las estructuras como producto de la tectónica extensiva. Son los modelos de Platt (1.986), Doblas y Oyarzum (1.989) y Galindo Zaldívar et al. (1.989).

La principal diferencia del modelo propuesto con el de Platt (1.986) y Platt y Behrmann (1.986) es que la dirección y el sentido del movimiento extensivo es diferente. Para estos autores el Alpujárride se desplazaría sobre el Nevado-Filábride hacia el E-NE en Sierra Alhamilla. Sin embargo en Sierra Nevada, tal y como he expuesto durante el desarrollo del texto, los indicadores cinemáticos señalan que el movimiento del bloque de techo del detachment es hacia el W-SW. Por otra parte la interpretación de las deformaciones de los materiales alpujárrides es radicalmente diferente. En dicho modelo

se correlacionan las fábricas dúctiles compresivas alpujárrides con las deformaciones dúctiles nevado-filábrides. En Sierra Nevada occidental dichas deformaciones están asociadas a procesos distintos y no pueden correlacionarse. En el modelo propuesto las deformaciones dúctiles en los materiales alpujárrides no están relacionadas con el movimiento extensivo del contacto Alpujárride Nevado-Filábride. Además el orden de superposición de las deformaciones es también diferente. En el área estudiada se observa la superposición en algunos puntos del clivaje de crenulación extensional (De) sobre los pliegues conjugados (Dc).

Las diferencias con el modelo de Doblas y Oyarzum (1.989) son radicales. Estos autores intentan explicar el emplazamiento de las peridotitas de Ronda situadas en los Mantos Superiores alpujárrides y también se refieren a la tectónica extensional en las Cordilleras Béticas y al contacto Alpujárride / Nevado-Filábride estudiado en este trabajo. El modelo que proponen, sin que esté basado en ningún dato nuevo que lo sustente, es contrario a todas las observaciones de campo. La diferencia esencial está en la dirección y sentido de movimiento propuesto. Estos autores interpretan que el movimiento sobre las fallas normales de bajo ángulo es de dirección y sentido hacia el SE cuando ya Aldaya et al. (1.984) habían señalado que el movimiento de la 'Falla de Mecina' y del sistema extensional era hacia el SW. Todas las estructuras que han sido estudiadas en este trabajo muestran una dirección y sentido de movimiento perpendicular, hacia el W-SW. Además el esquema cronológico tampoco es válido. Las fallas extensivas de bajo ángulo se iniciaron ciertamente antes del Serravalliense.

Las fallas normales de bajo ángulo se han reconocido en numerosas regiones desde que se identificaron en los 'Metamorphic Core Complexes' de E.E.U.U. (Crittenden et al., 1.980). Wernicke (1.981) y Wernicke y Burchfiel (1.982) propusieron un modelo de extensión asimétrica en los 'Core Complex' de E.E.U.U.. Posteriormente se han planteado otros modelos de extensión simétrica tales como el de Miller et al., (1.983). Gran parte de dichos modelos se basan en la interpretación de los perfiles sísmicos. Recientemente se han descrito fallas normales de bajo ángulo en las que la deformación es dúctil. Cabe destacar es este aspecto los trabajos de Wust (1.986) y Malavieille (1.987a, 1.987b) entre otros muchos en los 'Core Complex' de E.E.U.U.; en el Macizo Central francés Echtler (1.989) y Echtler y Malavieille (1.989); en Noruega Seranne (1.988) y Chauvet (1.989); en los Alpes Brodie y Rutter (1.987) y Selverstone (1.988); en los Pirineos Saint Blanquat (1.989)

y en el Himalaya Mattauer y Brunel (1.989). La mayor parte de las estructuras descritas por dichos autores son similares a las que he encontrado en el área estudiada.

El carácter extensivo de la zona de cizalla asociada al contacto Alpujárride / Nevado-Filábride en Sierra Nevada queda demostrado por todas las características expuestas durante el texto. La formación del Mar de Alborán y de las cuencas neógenas es coetánea del funcionamiento de dicho contacto y es parte del sistema extensivo. El movimiento de los bloques de techo hacia el SW, en un régimen transtensivo dextro es coherente con la formación del Mar de Alborán. No obstante este sistema extensivo se instala en una corteza previamente engrosada. El detachment extensivo se localiza en todo el sector central y oriental de las Cordilleras Béticas y se sitúa sobre la zona con mayor espesor cortical actual de dichas Cordilleras (Ansorge et al., 1.976). Esta es una diferencia notable respecto a los modelos propuestos para los 'Core Complexes'. En ellos las fallas normales de bajo ángulo se sitúan precisamente en la zona donde la corteza es más delgada. El contacto Alpujárride/ Nevado-Filábride es una falla normal de bajo ángulo que se debe de producir como consecuencia del engrosamiento cortical heredado de la fase compresiva. La deformación posterior que origina los abombamientos actuales debe de ser un reflejo de las heterogeneidades del espesor cortical producidas durante la etapa compresiva. No obstante la ausencia de datos geofísicos detallados sobre la estructura y espesor de la corteza impide estudiar las relaciones del sistema de fallas extensivo y los espesores corticales.

4.4. CONCLUSIONES.

Las conclusiones que se pueden obtener de este trabajo, tanto metodológicas como regionales, son las siguientes:

1) La validez de los métodos basados en las redes de búsqueda para localizar los mínimos y máximos de las funciones. En este trabajo se han utilizado en:

- la determinación de los estados de esfuerzo superpuestos en las deformaciones frágiles mediante el estudio de las microfallas. Ello permite estudiar casos más complejos que los métodos previos.
- el cálculo de las orientaciones medias de lineaciones sin polaridad.

2) La utilidad del estudio de los sistemas de diaclasado perpendiculares en la determinación de los paleoesfuerzos. El espaciado entre las diaclasas de los juegos de diaclasas perpendiculares permite conocer las orientaciones de los esfuerzos principales. Dichos sistemas perpendiculares se interpretan en el área de estudio como producto de una deformación monofásica.

3) La importancia de la comparación estadística de todos los criterios cinemáticos para establecer las características de la deformación de una zona de cizalla. La existencia de estructuras conjugadas cuando la deformación tiene componente de cizalla pura no permite establecer el sentido rotacional de la deformación a partir de la observación de estructuras aisladas.

4) La asociación de las deformaciones

- dúctiles (foliación principal, lineaciones de estiramiento y pliegues relacionados; pliegues de crenulación),
- dúctil-frágiles (clivaje de crenulación extensional) y
- frágiles (fallas y diaclasas)

de los materiales nevado-filábrides a una zona de cizalla extensiva descendente hacia el W-SW y con desplazamiento del bloque de techo en la misma dirección y sentido.

5) La concentración progresiva de la deformación de la zona de cizalla en el contacto Nevado-Filábride / Alpujárride.

6) La asociación de parte de la deformación frágil de los Alpujárrides (diaclasas, fallas normales de bajo ángulo y fallas de gran ángulo) al movimiento del contacto con el Nevado-Filábride y al proceso de extensión de dirección E-NE / W-SW, así como el carácter descendente hacia el SW y sustractivo de la mayor parte de los contactos intraalpujárrides.

7) El carácter sustractivo del contacto Alpujárride/ Nevado-Filábride.

8) El control de los movimientos de la zona de cizalla entre Alpujárrides y Nevado-Filábrides en las deformaciones de las cuencas neógenas. Ello produce la superposición de estructuras compresivas y extensivas de direcciones constantes (Depresión de Ugíjar) relacionadas posiblemente con los rellanos y rampas de las fallas extensivas.

9) La existencia durante el funcionamiento extensivo del contacto Alpujárride / Nevado-Filábride de elipsoides de esfuerzo oblatos con eje de revolución NE-SW en las zonas profundas y elipsoides de esfuerzos prolatos con eje de revolución subvertical en las zonas elevadas así como la dispersión en las orientaciones de los paleoesfuerzos de las deformaciones frágiles al alejarse del contacto Alpujárride / Nevado-Filábride.

10) La integración de todas las deformaciones dentro de un modelo de adelgazamiento de escala cortical de dirección NE-SW subsecuente a las fases compresivas que produjeron los cabalgamientos internos del Alpujárride, del Nevado-Filábride y la superposición de ambos complejos entre sí.

5. BIBLIOGRAFÍA.

- ALDAYA, F. . (1969a) Los Mantos Alpujárrides al Sur de Sierra Nevada. *Tesis Univ. Granada*. 527 pp.
- ALDAYA, F. . (1969b) Sobre el sentido de los corrimientos de los Mantos Alpujárrides al Sur de Sierra Nevada (Zona Bética, Provincia de Granada). *Bol. Geol. Min.* 70:212-217.
- ALDAYA, F.; BAENA, J. Y EWERT, K. . (1983) Berja (1043). *Mapa Geol. España 1:50000 (2ª serie)*. I.G.M.E. 60 pp.
- ALDAYA, F.; CAMPOS, J.; GALINDO-ZALDIVAR, J. Y GONZÁLEZ-LODEIRO, F. . (1986) Observaciones sobre el sistema de fallas extensivas entre Nigüelas y Berja. *Comunicación a la reunión del proyecto. "Cinemática de los Mantos Bético-Rifeños, reconstrucción del Paleomargen sudibérico y naturaleza de las manifestaciones básicas."* Granada. 11
- ALDAYA, F.; CAMPOS, J.; GARCIA-DUEÑAS, V.; GONZÁLEZ-LODEIRO, F. Y OROZCO, M. . (1984) El contacto Alpujárrides/Nevado-Filábrides en la vertiente Meridional de Sierra Nevada. Implicaciones Tectónicas. In: *El Borde mediterráneo español: evolución del orógeno bético y geodinámica de las depresiones neógenas*. 18-20.
- ALDAYA, F.; GARCIA-DUEÑAS, V. Y NAVARRO-VILA, F. . (1979) Los Mantos Alpujárrides del tercio central de las Cordilleras Béticas. Ensayo de correlación tectónica de los Alpujárrides. *Acta Geológica Hispanica*. 14:154-166.
- ALEKSANDROWSKI, P. . (1985) Graphical determination of principal stress directions for slickenside lineations: an attempt to modify Arthaud's method. *Journal of Structural Geology*. 7:73-86.
- ALVAREZ, F. . (1987) La tectónica de la Zona Bética en la región de Aguilas. *Tesis Doc. Univ. Salamanca*. 371 pp.
- ALVAREZ, F.; ALDAYA, F. Y NAVARRO-VILA, F. . (1989) Miocene extensional deformations in the region of Aguilas-Mazarrón (Eastern Betic Cordilleras). *Est. Geol.* 45:369-374.
- ANDERSON, E. M. . (1951) The Dynamics of Faulting. *Oliver and Boyd*. 206 pp.
- ANGELIER, J. . (1975) Sur l'analyse des déplacements dus au jeu d'une population de failles. Exemples en Crète (Grèce). *C.R. Acad. Sc. Paris*. 280:1657-1660.
- ANGELIER, J. . (1977) La reconstitution dynamique et géométrique de la tectonique de failles à partir de mesures locales (plans de faille, stries, sens de jeu, rejets): quelques précisions. *C.R. Ac. Sc. Paris*. 285:637-640.
- ANGELIER, J. . (1984) Tectonic analysis of fault slip data sets. *Journal of Geophysical Research*. 89:5835-5848.

- ANGELIER, J. y GOGUEL, J. . (1979) Sur une méthode simple de détermination des axes principaux des contraintes pour une population de failles. *C. R. Acad. Sc. Paris.* 288:307-310.
- ANGELIER, J. y MANOUSSIS, S. . (1980) Classification automatique et distinction des phases superposées en tectonique de failles. *C. R. Acad. Sc. Paris.* 290:651-654.
- ANSORGE, J.; BANDA, E.; MUELLER, S. T.; UDIAS, A. y MEZCUA, J. . (1976) Crustal structure under the Cordillera Bética. Preliminary results. In: *Reunión sobre la Cordillera Bética y Mar de Alborán. Secret. de Publ. de la Univ. de Granada.* 9-17.
- ARANA-CASTILLO, R. . (1973) Investigaciones mineralógicas en Sierra Nevada (Cordilleras Béticas, España). *Tesis Univ. Granada.* 637 pp.
- ARMIJO, R.; CAREY, E. y CISTERNAS, A. . (1982) The inverse problem in microtectonics and the separation of tectonic phases. *Tectonophysics.* 82:145-160.
- ARMIJO, R. y CISTERNAS, A. . (1978) Un problème inverse en microtectonique cassante. *C. R. Acad. Sc. Paris.* 287:595-598.
- ARTHAUD, F. . (1969) Méthode de détermination graphique des directions de raccourcissement, d'allongement et intermédiaire d'une population de failles. *Bull. Soc. Géol. France.* 7:729-737.
- AVIDAD, J. (1976) Los Mantos Alpujarrides al SW de Sierra Nevada. *Tesis Univ. del País Vasco.* 262 pp.
- BAHAT, D. . (1986) Joints and en échelon cracks in Middle Eocene chalks near Beer Sheva, Israel. *Journal of Structural Geology.* 8:181-190.
- BALANYA, J. C.; CAMPOS, J.; GARCIA-DUEÑAS, V.; OROZCO, M. y SIMANCAS, J. F. . (1987) Generaciones de cabalgamientos y pliegues recumbentes en los Mantos Alpujarrides entre Ronda y Almería. Cordilleras Béticas. *Geogaceta.* 2:51-53.
- BALANYA, J. C. y GARCIA-DUEÑAS, V. . (1986) Grandes fallas de contracción y de extensión implicadas en el contacto entre los dominios de Alborán y Sudibérico en el arco de Gibraltar. *Geogaceta.* 1:19-21.
- BANTING, A. H. . (1933) Sur le Pli-nappe de Lújar-Gador (Cordillères Bétiques). *Proc. Kon. Ned. Akad. V. Wet.* 36:98-106.
- BARROIS, C. H. y OFFRER, A. . (1886) Estructura estratigráfica de la Cordillera Bética. *Bol. Com. del Mapa Geol. de España.* 13:199-202.
- BEHRMANN, J. H. . (1982) Structural and deformational processes in a zone of contact strain beneath a nappe, Sierra Alhamilla, Spain. *Thesis Univ. Oxford.* 290 pp.
- BEHRMANN, J. H. . (1987) A precautionary note on shear bands as kinematic indicators. *Journal of Structural Geology.* 9:659-666.

- BEHRMANN, J. H. y PLATT, J. P. . (1982) Sense of nappe emplacement from quartz c-axis fabrics; an example from the Betic Cordilleras (Spain). *Earth and Planetary Science Letters*. 59:208-215.
- BENKHELL, J. . (1976) Etude néotectonique de la terminaison occidentale des Cordillères Bétiques (Espagne). *Thèse 3c. Univ. de Nice*. 180 pp.
- BERTHÉ, D. y BRUN, J. P. . (1980) Evolution of folds during progressive shear in the South Armonican shear zone, France. *Journal of Structural Geology*. 2:127-133.
- BERTRAND, M. y KILIAN, W. . (1889) Etudes sur les Terrains secondaires et tertiaires dans les provinces de Grenade et Malaga (Mision d'Andalousie). *Mem. Ac. Sc. Int. Nat. France*. 30:377-599.
- BICKER, R. E. . (1966) Geological investigations in the region west of Antas and Cuevas del Almanzora. South-Eastern Spain. *Thesis Univ. Amsterdam*. 124 pp.
- BLACIC, J. D. . (1975) Plastic-deformation mechanism in quartz: The effect of water. *Tectonophysics*. 27:271-294.
- BLES, J. L. y FEUGA, B. . (1981) La fracturation des roches. *Manuel et Methodes. B.R.G.M. Orleans*. 1.
- BLUMENFELD, P.; MAINPRICE, D. y BOUCHEZ, J. L. . (1986) C-slip in quartz from subsolidus deformed granite. *Tectonophysics*. 127:97-115.
- BLUMENTHAL, M. . (1935) Reliefüberschiebungen in den westlichen Betischen Cordilleren. *Geol. Med. Occid.* 4:3-28.
- BOCCALETTI, M.; CONEDERA, C.; DAINELLI, P. y IGOLEV, P. . (1985) Tectonic map of the western mediterranean area. *Centro di Geologia dell'Appennino*. 158.
- BODINIER, J. L.; MORTEN, L.; PUGA, E. y DIAZ DE FEDERICO, A. . (1987) Geochemistry of metabasites from the nevado-filabride Complex. Betic Corddilleras, Spain: Relics of a dismembered ophiolitic sequence. *Lithos*. 20:235-245.
- BOTT, M. H. P. . (1959) The Mechanics of Oblique Slip Faulting. *Geol. Mag.* 96:109-117.
- BOUCHEZ, J. L. . (1978) Preferred orientation of quartz <a> axes in some tectonites: Kinematic inferences. *Tectonophysics*. 49:T25-T30.
- BOUCHEZ, J. L.; MAINPRICE, D. H.; TREPIED, L. y DOUKHAN, J. C. . (1984) Secondary lineation in a high-T quartzite (Galicia, Spain): an explanation for an abnormal fabric. *Journal of Structural Geology*. 6:159-165.
- BOUCHEZ, J. L. y PECHER, A. . (1981) The Himalayan Main Central Thrust pile and its quartz-rich tectonites in central Nepal. *Tectonophysics*. 78:23-50.
- BOUCHEZ, J. L.; TUBIA, J. M. y MAINPRICE, D. . (1985) Déformation naturelle du quartz: coexistence des systèmes de glissement de direction <a> et <c> á haute température (migmatites de la nappe d'Ojén, Espagne). *C.R. Acad. Sc. Paris*. 301:841-846.

- BOULIN, J. I. . (1964) Problemes structuraux dans le Domaine Alpujárride au Sud-Ouest de la Sierra Nevada. *Geologie en Mijnbow*. 43:277-281.
- BOULLIER, A. M. y BOUCHEZ, J. L. . (1978) Le quartz en rubans dans les mylonites. *Bull. Soc. Géol. France*. 20:253-262.
- BOUSQUET, J. C. . (1977) Contribution á l'étude de la tectonique récente en Méditerranée occidentale: les donnés de la néotectonique dans l'arc de Gibraltar et dans l'arc de Gibraltar et dans l'arc Tyrrhénien. *International symposium of the structural History of the mediterranean basins*. Ed. Technip. 199-214.
- BOUSQUET, J. C. . (1979) Quaternary strike-slip faults in southeastern Spain. *Tectonophysics*. 52:277-286.
- BOUSQUET, J. C.; DUMAS, B. y MONTENAT, C. . (1975) Le décrochement de Palomares: décrochement quaternaire sénestre du bassin de Vera (Cordillères Bétiques orientales -Espagne). *Cuad. Geol. Univ. Granada*. 6:113-119.
- BOUSQUET, J. C.; MONTENAT, C.; PHILIP, H. . (1978) La evolución tectónica reciente de las Cordilleras béticas orientales. In: *Reunión sobre la Geodinamica de la Cordillera Bética y Mar de Alborán*. Secret. de Publ. de la Univ. de Granada. 59-78.
- BOUSQUET, J. C. y PHILIP, H. . (1976a) Observations microtectoniques sur la compression nord-sud quaternaire des Cordillères bétiques orientales (Espagne meridionale, Arc de Gibraltar). *Bull. Soc. géol. France*. 18:711-724.
- BOUSQUET, J. C. y PHILIP, H. . (1976b) Observations tectoniques et microtectoniques sur la distension plio-pleistocene ancien dans l'Est des Cordilleres Bétiques (Espagne Méridionale). *Cuad. Geol. Univ. Granada*. 7:57-67.
- BRODIE, K. H. y RUTTER, E. H. . (1987) Deep crustal extensional faulting in the Ivrea Zone of Northern Italy. *Tectonophysics*. 140:193-212.
- BROUWER, H. A. . (1926) Zur geologie der Sierra Nevada. *Geol. Rundschau*. 17:118-137.
- BROUWER, H. A. y ZEYLMANS VAN EMMICHOVEN, C. P. A. . (1924) De tektoniek van het centrale gedeelte van de Sierra de los Filabres (Znid-Spanje). *Veerh Kon. Ned. Akad. V. Wet*. 33:873-882.
- BRUNEL, M. (1983) Etude pétro-structurale des chevauchements ductiles en Himalaya. (Népal Oriental et Himalaya du Nord-Ouest). *Tesis Univ. Paris VII*. 381 pp.
- BRUNEL, M. . (1980) Quartz fabrics in shear-zone mylonites: evidence for a major imprint due to late strain increments. *Tectonophysics*. 64:T33-T44.
- BRUNEL, M. . (1986) Ductile Thrusting in the Himalayas: Shear sense criteria and stretching lineations. *Tectonophysics*. 5:247-265.
- BYERLEE, J. D. . (1978) Friction of nocks. *PAGEOPH*. 116:615-626.

- CAMPOS, J.; GARCÍA-DUEÑAS, V.; GONZÁLEZ-LODÉIRO, F. Y ALDAYA, F. . (1984) Direcciones de traslación y apilamiento de unidades en los mantos alpujárrides centrales y orientales. *In: El borde mediterráneo español: evolución del orógeno bético y geodinámica de las depresiones neógenas. Granada. I.S.B.N. 00-5776-7.* 15-17.
- CAMPOS, J. Y SIMANCAS, J. 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.
- CAPUTO, M. Y CAPUTO, R. . (1988) Structural analysis: new analytical approach and applications. *Annales Tectonicae.* 2:84-89.
- CAPUTO, R. Y CAPUTO, M. . (1988) Estimate of the regional stress field using joint systems. *4th Congress of The Geological Society of Greece, Athens.* p. 35.
- CAREY, E. . (1979) Recherche des directions principales de contraintes associées au jeu d'une population de failles. *Revue de Geologie dynamique et de Geographie physique.* 21:57-66.
- CARRERAS, J.; ESTRADA, A. Y WHITE, S. . (1977) The effects of folding on the C-axis fabrics of a quartz mylonite. *Tectonophysics.* 39:3-24.
- CHAUVET, A. . (1989) Etude petro-structurale du substratum des bassins dévoniens de l'Ouest Norvège: les processus d'amincissement de la croûte caledonienne épaissie. *Tesis U.S.T.L. Montpellier.* 271 pp.
- CHESTER, F. M.; FRIEDMAN, M. Y LOGAN, J. M. . (1985) Foliated cataclasites. *Tectonophysics.* 111:139-146.
- COLI, M. . (1983) Metodi di trattamento statistico dei dati strutturali. *In: Atti della riunione su: Meccanismi deformativi nelle catene perimediterranee: stato di avanzamento delle ricerche e problematiche emerse.* 19-25.
- COMAS, M. C. . (1970) Observaciones geológicas en los alrededores de Nigüelas (Granada, Zona Bética). *Cuad. Geol. Univ. Granada.* 1:39-43.
- COMPTON, R. R. . (1966) Analyses of Pliocene-Pleistocene Deformation and Stresses in Northern Santa Lucia Range, California. *Geol. Soc. Am. Bull.* 77:1361-1380.
- COSTA, S. Y MALUSKI, H. . (1988) Use of the ^{40}Ar - ^{39}Ar stepwise heating method for dating mylonite zones: an example from the St. Barthélémy massif (Northern Pyrenees, France). *Chemical Geology (Isotope Geoscience Section).* 72:127-144.
- CRITTENDEN, M. D. Y CONEY, P. J. Y DAVIS, G. H. . (1980) Cordilleran metamorphic core complexes. *Geological Society of America Memoir.* 153: 490 pp.
- CUEVAS, J.; ALDAYA, F.; NAVARRO-VILA, F. Y TUBIA, J. M. . (1986) Caractérisation de deux étapes de charriage principales dans les nappes Alpujarrides centrales (Cordillères Bétiques, Espagne). *C. R. Acad. Sc. Paris.* 302:1177-1180.

- CUEVAS, J.; ALDAYA, F.; NAVARRO-VILA, F.; TUBIA, J. M. . (En prensa) Estructura de los Alpujárrides en el borde meridional y oriental de la Sierra de Lújar. *Est. Geol.*
- 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*. 283 pp.
- CULSHAW, N. . (1987) Microstructure, c-axis pattern, microstrain and kinematic of some S-C mylonites in Grenville gneiss. *Journal of Structural Geology*. 9:299-311.
- CUSTODIO, E. Y LLAMAS, M. R. . (1983) Hidrología Subterránea. *Ed. Omega*. 2350 pp.
- DAVIS, G. H. . (1984) Structural Geology of rocks and regions. *John Wiley and Sons*. 492 pp.
- DE VICENTE, G. . (1988a) Análisis poblacional de fallas. El sector de enlace Sistema Central-Cordillera Iberica. *Tesis doc. Univ. Complutense Madrid*. 317 pp.
- DE VICENTE, G. . (1988b) The e/K' diagram. An application of the "Slip model" to the populational fault analysis. *Rev. Soc. Geol. España*. 1:97-112.
- DE VICENTE, G.; MARTINEZ, J.; CAPOTE, R. Y LUÑAR, R. . (1986) Determinación de los elipsoides de esfuerzo y deformación asociados a la mineralización argentífera de Hiendelaencina. (Sistema Central). *Est. Geol.* 42:23-31.
- DIAZ DE FEDERICO, A. . (1971) Estudio geológico de un sector de Sierra Nevada situado al S de Jeres del Marquesado (Zona Bética, Granada). *Cuad. Geol. Univ. Granada*. 2:89-114.
- DIAZ DE FEDERICO, A. . (1980) Estudio geológico del complejo de Sierra Nevada en la Transversal del puerto de la Ragua (Cordillera Bética). *Tesis Univ. Granada*. 563 pp.
- DIAZ DE FEDERICO, A. Y PUGA, E. . (1974) Nuevas observaciones sobre la formación de mármoles conglomeráticos de la Zona Bética (Cordilleras Béticas, España). *Tecniterrae*. 1:17-24.
- DIAZ DE FEDERICO, A.; PUGA, E.; BURGOS, J.; GALLEGOS, J. A. Y SANZ DE GALDEANO, C. . (1980) Güejar-Sierra. *Mapa Geol. España 1:50000 (2ª serie)*. I.G.M.E. 53 pp.
- DOBLAS, M. . (1987) Criterios del sentido de movimiento en espejos de fricción: clasificación y aplicación a los granitos cizallados de la Sierra de San Vicente (Sierra de Gredos). *Est. Geol.* 43:47-55.
- DOBLAS, M. Y OYARZUM, R. . (1989) Neogene extensional collapse in the western Mediterranean (Betic-Rif Alpine orogenic belt): Implications for the genesis of the Gibraltar Arc and magmatic activity. *Geology*. 17:430-433.
- ECHTLER, H. . (1989) Les nappes du versant Sud dans l'évolution tectonique varisque de la

Montagne Noire (Sud du Massif Central); de l'Épaississement crustal à l'Extension tardi-orogénique. *Tesis U.S.T.L. Montpellier*. 227 pp.

- ECHTLER, H. y MALAVIEILLE, J. . (1989) Basement uplift, extensional tectonics and collapse basin emplacement in the Montagne Noire. *E.U.G. V, Terra Abstract, Strasbourg*. 1.
- EGELER, C. G. . (1963) On the tectonics of the eastern Bétic Cordilleras (S. E. Spain). *Geologische Rundschau*. 53:260-269.
- EGELER, C. G. y SIMON, O. J. . (1969) Orogenic evolution of the Betic Zone (Betic Cordilleras, Spain) with emphasis on the nappe structures. *Geologie en Mijnbouw*. 48:296-305.
- EHLEN, J. y ZEN, E. . (1986) Petrographic factors affecting jointing in the banded series. Stillwater Complex, Montana. *Journal of Geology*. 94:575-584.
- ELORZA, J. J. . (1979) Las Unidades Alpujarrides en la transversal de Sierra Tejeda (SW de Sierra Nevada). *Tesis Univ. País Vasco*. 364 pp.
- ESTEVEZ, A.; DELGADO, F.; SANZ DE GALDEANO, C. y MARTIN ALGARRA, A. . (1985) Los Alpujarrides al Sur de Sierra Nevada. Una revisión de su estructura. *Mediterranea Ser. Geol.* 4:5-32.
- ETCHECOPAR, A. . (1977) A plane kinematic model of progressive deformation in a polycrystalline aggregate. *Tectonophysics*. 39:121-139.
- ETCHECOPAR, A. . (1984) Etude des états de contrainte en tectonique cassante et simulations de déformations plastiques (Approche mathématique). *Tesis Univ. U.S.T.L., Montpellier*. 269 pp.
- ETCHECOPAR, A. y VASSEUR, G. . (1987) A 3-D Kinematic model of fabric development in polycrystalline aggregates: Comparison with experimental and natural examples. *Journal of Structural Geology*. 9:705-717.
- ETCHECOPAR, A.; VASSEUR, G. y DAIGNIERES, M. . (1981) An inverse problem in microtectonics for the determination of stress tensors from fault striation analysis. *Journal of Structural Geology*. 3:51-65.
- EZQUERRA DE BAYO, J. . (1856) Ensayo de una descripción general de la estructura de España en la Península. *Mem. R. Ac. Cienc. Madrid*. 1.
- FALLOT, P. . (1948) Les Cordillères Bétiques. *Est. Geol.* 4:83-172.
- FLÜGEL, E.; FLÜGEL-KAHLER, E. y MARTIN, J. M. y MARTIN-ALGARRA, A. . (1984) Middle Triassic Reefs from Southern Spain. *Facies.(Erlangen)*. 11:173-218.
- FONTBOTÉ, J. M. . (1966) Las Cordilleras Béticas. La Depresión del Guadalquivir. In: *Map. Geol. España y Portugal 1:250.000 Librería Paraninfo. Madrid*.

- FONTBOTÉ, J. M. Y VERA, J. A. . (1983) Orógenos alpinos: La Cordillera Bética: Introducción. In: "Libro Jubilar J.M. Rios. Geología de España" I.G.M.E. 2:205-218.
- FRIZON DE LAMOTTE, D. . (1985) La structure du Rif oriental (Maroc). Rôle de la tectonique longitudinale et importance des fluides. *Mém. Sc. Terre, Univ. P. et M. Curie, Paris.* 85:436.
- FRY, N. . (1979) Random point distributions and strain measurements in rocks. *Tectonophysics.* 60:806-807.
- GALINDO-ZALDIVAR, J. . (1985) Fallas compresivas y extensivas en la Depresión de Ugíjar. Su relación con la falla de Mecina. *Tesis Lic. Univ. Granada.* 86 pp.
- GALINDO-ZALDIVAR, J. . (1986) Etapas de fallamiento neógenas en la mitad occidental de la Depresión de Ugíjar (Cordilleras Béticas). *Est. Geol.* 42:1-10.
- GALINDO-ZALDIVAR, J. . (1990) Programas de tratamiento de datos microestructurales. *Universidad de Granada.*
- GALINDO-ZALDIVAR, J. Y GONZÁLEZ-LODEIRO, F. . (1988) Faulting phase differentiation by means of computer search on a grid pattern. *Annales Tectonicae.* 2:90-97.
- 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.* 3:73-85.
- GALLEGOS, J. A. . (1974) Sobre la posición tectónica del manto de Cástaras (Cordilleras Béticas. Sierra Nevada). *Bol. Geol. Min.* 85:149-152.
- GALLEGOS, J. A. . (1975) Los Alpujarrides al W de Sierra Nevada. *Tesis Univ. Granada.* 494 pp.
- GAPAIS, D. Y BARBARIN, B. . (1986) Quartz fabric transition in a cooling syntectonic granite (Hermitage massif, France). *Tectonophysics.* 125:357-370.
- GARCIA-DUEÑAS, V. Y BALANYÁ, J. C. . (1986) Estructura y naturaleza del Arco de Gibraltar. *Maleo-Bol. Inf. Soc. Geol. Portugal.* 2:-23.
- GARCIA-DUEÑAS, V. Y COMAS, M. C. . (1971) Estructuras de colapso en la vertiente occidental de Sierra Nevada (Sector de Nigüelas, Granada). *Bol. Geol. Min.* 82:507-511.
- GARCÍA-DUEÑAS, V.; GONZÁLEZ-LODEIRO, F.; JABALOY, A.; MARTÍNEZ-MARTÍNEZ, J. M. Y OROZCO, M. . (1987a) The movement across the Nevado-Filábride shear zones and the convergence of Europe and Africa (Betic Orogen). *Conference on deformation and Plate Tectonics, Gijón, Abstract.* p. 36.
- GARCIA-DUEÑAS, V. Y MARTINEZ-MARTINEZ, J. M. . (1988) Sobre el adelgazamiento mioceno del Dominio Cortical de Alborán, el Despegue Extensional de Filabres (Béticas orientales). *Geogaceta.* 5:53-55.

- GARCIA-DUEÑAS, V.; MARTINEZ-MARTINEZ, 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 Alpujárrides. (Sierra Alhamilla, Béticas Orientales). *Geogaceta*. 1:17-19.
- GARCIA-DUEÑAS, V.; MARTINEZ-MARTINEZ, J. M.; OROZCO, M. y MARTIN RAMOS, D. . (1987b) "El sentido de desplazamiento de los mantos Nevado-Filábrides". *Geogaceta*. 3:11-13.
- GARCIA-DUEÑAS, V.; MARTINEZ-MARTINEZ, J. M.; OROZCO, M. y SOTO, J. I. . (1988a) Plis-nappes, cisaillements syn-à port-métamorphiques et cisaillements ductiles-fragiles en distension dans les Nevado-Filabrides (Cordillères bétiques, Espagne). *C.R. Acad. Sc. Paris*. 307:1389-1395.
- GARCÍA-DUEÑAS, V.; MARTÍNEZ, J. M. y SOTO, J. I. . (1988b) Los Nevado-Filábrides, una pila de pliegues-manto separados por zonas de cizalla. *II Congreso Geológico de España. Simposium Cinturones Orogénicos*. 17-26.
- GENTIL, L. . (1928) Sur l'origine des nappes de recouvrement de l'Andalousie. *C.R. Acad. Sc. Paris*. 167:238-240.
- GEPHART, J. W. y FORSYTH, D. . (1982) An improved method for determining the stress tensor from earthquake focal mechanism data: Application to the San Fernando earthquake sequence. *Eos. Trans. AGU*. 63: p. 375.
- GEPHART, J. W. y FORSYTH, D. . (1984) An Improved Method for Determining the Regional Stress Tensor Using Earthquake Focal Mechanism Data: Application to the San Fernando Earthquake Sequence. *Journal of Geophysical Research*. 89:9305-9320.
- GERVILLA, F.; TORRES-RUIZ, J.; MARTIN, J. M. y FENOLL HACH-ALI, P. . (1985) Los depósitos de F-(Pb-Zn) del coto minero de Turón (Granada). *Bol. Soc. Esp. Min.* 8:219-228.
- GOFFÉ, B.; MICHARD, A.; GARCIA-DUEÑAS, V.; GONZÁLEZ-LODEIRO, F.; MONIÉ, P.; CAMPOS, J.; GALINDO-ZALDIVAR, J.; JABALOY, A.; MARTINEZ-MARTINEZ, J. M. y SIMANCAS, J. F. . (1989) First evidence of high-pressure, low-temperature metamorphism in the Alpujárride nappes, Betic Cordilleras (S.E. Spain). *Eur. J. Mineral.* 1:139-142.
- GOMEZ-PUGNAIRE, M. T. . (1979) La evolución del metamorfismo alpino en el Complejo Nevado-Filábride de la Sierra de Baza (Cordilleras Béticas, España). *Tesis Univ. Granada*. 327 pp.
- GOMEZ-PUGNAIRE, M. T.; CHACÓN, J.; MITROFANOV, F. y TIMOFEEV, V. . (1982) First report on pre-Cambrian rocks in the graphite-bearing series of the Nevado-Filábride Complex (Betic Cordilleras, Spain). *N. JB. Geol. Paläont. Mh.* 3:176-180.
- GOMEZ-PUGNAIRE, M. T. y FERNANDEZ-SOLER, J. M. . (1987) High-pressure metamorphism in metabasites from the Betic Cordilleras (SE Spain) and its evolution during the Alpine orogeny. *Contrib. Mineral. Petrol.* 95:231-244.

- GOMEZ-PUGNAIRE, M. T.; FONTBOTÉ, J. M. Y SASSI, F. P. . (1981) On the occurrence of a metaconglomerate in the Sierra de Baza (Nevado-Filabride Complex, Betic Cordilleras, Spain). *N. JB. Geol. Paläont. Mh.* 7:405-418.
- GOMEZ-PUGNAIRE, M. T. Y MUÑOZ, M. . (1990) Xenolitos de metapelitas de alto grado en metabasitas: evidencia del emplazamiento en corteza continental del magmatismo básico Nevado-Filábride (Cordilleras Béticas). *Geogaceta.* 7:13-15.
- GONZÁLEZ-LODEIRO, F.; OROZCO, M.; CAMPOS, J. Y GARCIA-DUEÑAS, V. . (1984) Cizallas dúctiles y estructuras asociadas en los mantos de Mulhacén y Veleta: primeros resultados sobre Sierra Nevada y Sierra de los Filabres. En: "*El borde mediterráneo español: evolución del orógeno bético y geodinámica de las depresiones neógenas*". Granada. 5-8.
- GUIMERA, J. . (1988) Estudi estructural de l'enllaç entre la Serralada Iberica i la Serralada Costanera Catalana. *Tesis Univ. Barcelona.* 600 pp.
- GUTH, P. L. . (1987) MICRONET: Interactive equal-area and equal-angle nets. *Computer and Geosciences.* 13:541-543.
- HANCOCK, P. L. . (1987) Joint sets and spectra as stress indicators. In: *Paleostresses and fault systems, Swansea.*
- HANCOCK, P. L.; AL-KAHDI, A.; BARKA, A. A. Y BEVAN, T. G. . (1987) Aspects of analysing brittle structures. *Annales Tectonicae.* 1:5-19.
- HANCOCK, P. L. Y BARKA, A. A. . (1987) Kinematics indicators on active normal faults in western Turkey. *Journal of Structural Geology.* 9:573-584.
- HANCOCK, P. L. . (1985) Brittle microtectonics: principles and practice. *Journal of Structural Geology.* 7:437-457.
- HEBEDA, E. M.; BOELRIJK, N. A. I. M.; PRIEM, H. N. A. Y VENDURMEN, R. H. . (1980) Excess radiogenic Ar and undisturbed Rb-Sr systems in basic intrusives subjected to Alpine metamorphism in SE Spain. *Earth and Planetary Science Letters.* 47:81-90.
- HIGGINS, M. W. . (1971) Cataclastic rocks. *U.S.G.S. Prof. Papers.* 687:1-97.
- HOBBS, B. E.; MEANS, W. D. Y WILLIAMS, P. F. . (1981) Geologia Estructural. *Ed. Esp: Ed. Omega.* 518 pp.
- HUANG, Q. Y ANGELIER, J. . (1987) Les systèmes de failles conjuguées: une méthode d'identification, de séparation et de calcul des axes de contrainte. *C. R. Acad. Sc. Paris.* 304:465-468.
- JABALOY-SANCHEZ, A. . (1985) La estructura de los materiales Nevado-Filábrides en el sector de Charches (Cordilleras Béticas). *Cuad. Geol. Univ. Granada.* 12:91-104.

- JABALOY, A. Y GONZÁLEZ LODEIRO, F. . (1988) La deformación en los bloques de techo y muro de los cabalgamientos de las unidades inferiores Nevado-Filábrides (Cordilleras Béticas, SE España). *Est. Geol.* 44:253-261.
- JACQUIN, J. P. . (1970) Contribution à l'étude géologique et minière de la Sierra de Gador. *Tesis Univ. Nantes.* 501 pp.
- JANSEN, M. . (1936) De geologie van de Sierra de Baza en van de aangrenzende gebieden der Sierra Nevada en Sierra de los Filabres (Zuid-Spanje). *Tesis Univ. Amsterdam.* 99 pp.
- JESSELL, M. W. . (1987) Grain-boundary migration microstructures in a naturally deformed quartzite. *Journal of Structural Geology.* 9:1007-1014.
- JESSELL, M. W. . (1988a) Simulation of fabric development in recrystallizing aggregates-I. Description of the model. *Journal of Structural Geology.* 10:771-778.
- JESSELL, M. W. . (1988b) Simulation of fabric development in recrystallizing aggregates-II. Example model runs. *Journal of Structural Geology.* 10:779-793.
- JOWETT, E. C. Y ROBIN, P. Y. F. . (1988) Statistical significance of clustered orientation data on the sphere: an empirical derivation. *Journal of Geology.* 96:591-599.
- JUNTA DE ANDALUCÍA, . (1985) Mapa Geológico-Minero de Andalucía. ISBN 84-398-5259-2. 150 pp.
- KAMPSCHUUR, W. . (1975) Data on thrusting and metamorphism in the eastern Sierra de los Filabres: higher Nevado-Filábride units and the glaucophanic greenschist facies. *Tectonophysics.* 27:57-81.
- KOZUR, H.; MULDER-BLANKEN, C. Y SIMON, O. J. . (1985) On the Triassic of the Betic Cordilleras (Southern Spain), with special emphasis on holoturian selerites. *Proc. Kon. Ned. Akad. V. Wet.* 88:83-110.
- KRANTZ, R. W. . (1988) Multiple fault sets and three-dimensional strain: Theory and application. *Journal of Structural Geology.* 10:225-237.
- LACASSIN, R. . (1984) Etude des mecanismes de deformation dans le versant Nord de la Nappe du Mont Rose (Alpes Suisses) et relation avec les grands chevauchements. Approche méthodologique de la déformation des roches gneissiques. *Tesis Univ. U.S.T.L., Montpellier.* 221 pp.
- LAFUSTE, M. L. J. Y PAVILLON, M. J. . (1976) Mise en évidence d'Eifélien daté au sein des terrains métamorphiques des zones internes des Cordillères bétiques. Intérêt de ce nouveau repère stratigraphique. *C. R. Acad. Sc. Paris.* 283:1015-1018.
- LANGENBERG, C. H. W. . (1972) Polyphase deformation on the Eastern Sierra de los Filabres, north of Lubrin, SE Spain. *GUA Pap. Geol.ser.* 1:81 pp..
- LAW, R. D. . (1987) Crystallographic fabrics and deformation histories. *Journal of the Geological Society.* 144:675-678.

- LAW, R. D.; KNIPE, R. J. y DAYAN, H. . (1984) Strain path partitioning within thrust sheets: microstructural and petrofabric evidence from the Moine Thrust zone at Loch Eriboll, northwest Scotland. *Journal of Structural Geology*. 6:477-497.
- LEINE, L. . (1968) Rauhewackes in the Betic Cordilleras (Spain). *Tesis Univ. Amsterdam*. 112 pp.
- LEINE, L. y EGELER, C. G. . (1962) Preliminary note on the origin of the so-called "Konglomeratische Mergel" and associated rauhewackes in the region of Menas de Serón, Sierra de los Filabres (SE Spain). *Gelogie en Mijnbouw*. 41:305-314.
- LHENAFF, R. . (1965) Les chaînes du pourtour de la Méditerranée occidentale. Mise au point sur les travaux géologiques récents. *Ext. des Annales de Géogr.* 401:83-96.
- LINKER, M. F.; KIRBY, S. H.; ORD, A. y CHRISTIE, J. M. . (1984) Effects of compression direction on the plasticity and rheology of hydrolytically weakened synthetic quartz crystals at atmospheric pressure. *Journal of Geophysical Research*. 89:4241-4255.
- LISLE, R. J. . (1985) The facing of faults. *Geol. Mag.* 122:249-251.
- LISLE, R. J. . (1987) Principal stress orientations from faults: an additional constraint. *Annales Tectonicae*. 1:155-158.
- LISTER, G. S. . (1981) The effect of the basal-prism mechanism switch on fabric development during plastic deformation of quartzite. *Journal of Structural Geology*. 3:67-75.
- LISTER, G. S. . (1984) S-C Mylonites. *Journal of Structural Geology*. 6:617-638.
- LISTER, G. S. y HOBBS, B. E. . (1980) The simulation of fabric development during plastic deformation and its application to quartzite: the influence of deformation history. *Journal of Structural Geology*. 2:355-370.
- LISTER, G. S.; PATERSON, M. S. y HOBBS, B. E. . (1978) The simulation of fabric development in plastic deformation and its application to quartzite: The model. *Tectonophysics*. 45:107-158.
- LISTER, G. S. y SNOKE, A. W. . (1984) S-C Mylonites. *Journal of Structural Geology*. 6:617-638.
- LOPEZ-GARRIDO, A. C. y RODRIGUEZ-FERNANDEZ, J. . (1984) El Neógeno del Corredor de las Alpujarras. In: *El borde mediterráneo español: evolución del orógeno bético y geodinámica de las depresiones neógenas*. 73-74.
- MALAVIEILLE, J. . (1987a) Kinematics of compressional and extensional ductile shearing deformation in a metamorphic core complex of the northeastern Basin and Range. *Journal of Structural Geology*. 9:541-554.
- MALAVIEILLE, J. . (1987b) Extensional shearing deformation and kilometer-scale "a"-type folds in a Cordilleran metamorphic core complex (Raft River Mountains, northwestern Utah). *Tectonics*. 6:423-448.

- MALUSKI, H. . (1978) Behaviour of biotites, amphiboles, plagioclases and K-feldspars in reponse to events with the ^{40}Ar - ^{39}Ar radiometric method. Example of Corsican granites. *Geochim. Cosmochim. Acta.* 42:1619-1633.
- MALUSKI, H. . (1985) Méthode Argon ^{39}Ar -Argon 40 . Principe et applications aux minéraux des roches Terrestres. In: *Méthodes de datations par les phénomènes nucléaires naturels*. Ed. Masson. 642 pp.
- MANCKTELOW, N. S. . (1981) A Least-Squares Method for Determining the Best-Fit Point Maximum, Great Circle, and Small Circle to Nondirectional Orientation Data. *Mathematical Geology.* 13:507-521.
- MANCKTELOW, N. S. . (1987) Atypical textures in quartz veins from the Simplon Fault Zone. *Journal of Structural Geology.* 9:995-1005.
- MARDIA, R. V. . (1972) Statistics of Directional Data. *Acad. Press. Londres.* 357 pp.
- MARTIN ESCORZA, C. y LOPEZ RUIZ, J. . (1988) Un modelo geodinámico para el volcanismo neógeno del Sureste Ibérico. *Est. Geol.* 44:243-251.
- MARTINEZ-MARTINEZ, J. M. . (1986a) Evolución tectono-metamórfica del Complejo Nevado-Filábride en el sector entre Sierra Nevada y Sierra de los Filabres (Cordilleras Béticas). *Cuad. Geol. Univ. Granada.* 13:-194.
- MARTINEZ-MARTINEZ, J. M. . (1986b) Fábricas y texturas miloníticas. Cinemática de las traslaciones en el Complejo Nevado-Filábride (Cordilleras Béticas, España). *Est. Geol.* 42:291-300.
- MARTIN RAMOS, J. P. . (1976) Las micas de las Cordilleras Béticas. Zonas Internas. *Tesis Univ. Granada.* 248 pp.
- MATTAUER, M. . (1976) Las deformaciones de los materiales de la corteza terrestre. *Ed. Omega.* 524 pp.
- MATTAUER, M. y BRUNEL, M. . (1989) La faille normale Nord-Himalayenne (FNNH) conséquence probable d'un diapirisme granitique. *C.R. Acad. Sc. Paris.* 308:1285-1289.
- MICHAEL, A. J. . (1984) Determination Of Stress From Slip Data: Faults And Folds. *Journal of Geophysical Research.* 89:11517-11526.
- MILLER, E. L.; GANS, P. B. y GARING, J. . (1983) The Snake Range decollement-an exhumed mid- Tertiary ductile-brittle transition. *Tectonics.* 2:239-263.
- MONIÉ, P. . (1984) Etude par la méthode ^{39}Ar - ^{40}Ar de la redistribution de l'argon dans les minéraux des socles anciens repris par l'orogénèse alpine. Application à la géochronologie des massifs de l'Argentera-Mercantour du Mont-Rose et de la Grande Kabylie. *Tesis U.S.T.L. Montpellier.*

- MONIÉ, P.; GALINDO-ZALDIVAR, J.; GONZÁLEZ-LODEIRO, F. Y JABALOY, A. . (En prensa) First report on 40 Ar/39 Ar geochronology of alpine tectonics in the Betic Cordilleras (Southern Spain). *Journal of the Geological Society*.
- MUÑOZ, M. . (1986) Estudio comparativo de los cuerpos intrusivos básicos asociados a los materiales de edad triásica de los dominios Subbético y Nevado-Filábride del sector Centro-Oriental de las Cordilleras Béticas. *Geogaceta*. 1:35-37.
- MUÑOZ, M.; GOMEZ PUGNAIRE, M. T. Y FERNANDEZ SOLER, J. M. . (1988) Los clinopiroxenos de las metabasitas hipoabisales del Complejo Nevado-Filabride (Cordilleras Béticas) como indicadores de la afinidad magmática y del ambiente paleotectónico. *Simposio sobre volcanismo. II Congreso Geológico de España.SGE.Granada*. 425-433.
- NARR, W. . (1982) Comments and Replies on "Intensity of systematic joints: Methods and application" and "Joint spacing as a method of locating faults". *Geology*. 10:61-64.
- NAVARRO-VILA, F. . (1970) Nuevas observaciones para la diferenciación de varias unidades alpujárrides al N de Sierra Nevada. *Cuad. Geol. Univ. Granada*. 1:57-60.
- NAVARRO-VILA, F. . (1976) Los Mantos Alpujárrides y Maláguides al N de Sierra Nevada. *Tesis Univ. Bilbao*. 288 pp.
- NICOLAS, A. Y POIRIER, J. P. . (1976) Crystalline Plasticity and Solid State Flow in Metamorphic Rocks. *Wiley-Interscience, London*. 444 pp.
- NIETO, F. . (1982) Las cloritas de las Cordilleras Béticas. *Tesis Univ. Granada*. 249 pp.
- NIJHUIS, H. J. . (1964) Plurifacial metamorphism alpine in the south-eastern Sierra de los Filabres south of Lubrin. *Tesis Univ. Amsterdam*. 151 pp.
- OROZCO-FERNANDEZ, M. . (1969) Sobre unos afloramientos de rocas verdes de Sierra de Gador (Cordilleras Béticas). *Acta Geológica Hispánica*. 4:96-98.
- OROZCO, M. . (1972) Los Alpujárrides en Sierra de Gador occidental. *Tesis Univ. Granada*. 379 pp.
- OROZCO, M. . (1986a) Fábrica de cuarzo y cabalgamientos hacia el ENE en Sierra Nevada y Sierra de los Filabres (Cordilleras Béticas). *Geogaceta*. 1:40-41.
- OROZCO, M. . (1986b) Cizallamientos dúctiles, fábrica de cuarzo y sentido de transporte de mantos en Sierra Nevada y Sierra de Baza. *Comunicaciones a la reunión del proyecto "Cinemática de los Mantos Bético-Rifeños, reconstrucción del paleomargen sudibérico y naturaleza de las manifestaciones básicas. Granada*. 2.
- OTT D'ESTEVOU, P. . (1980) Evolution dynamique du bassin neogene de Sorbas (Cordillères Bétiques Orientales. Espagne). *Docum. et Trav. IGAL*. 1:-264.
- OTT D'ESTEVOU, P. Y MONTENAT, C. . (1985) Evolution structurale de la zone bétique orientale (Espagne) du Tortonien à l'Holocène. *C.R. Acad. Sc. Paris*. 300:363-368.

- OTT D'ESTEVOU, P.; MONTENAT, C. Y LAROUZIERE, F. D. . (1988) Cuencas sedimentarias neógenas en régimen transcurrente en la Zona Bética Oriental. *II Congreso Geológico de España. Simposio sobre: Cuencas en régimen transcurrente. SGE.* 163-172.
- PASSCHIER, C. W. . (1983) The reliability of asymmetric c-axis fabrics of quartz to determine sense of vorticity. *Tectonophysics.* 99:T9-T18.
- PASSCHIER, C. W. Y SIMPSON, C. . (1986) Porphyroclast system as kinematic indicators. *Journal of Structural Geology.* 8:831-843.
- PATERSON, S. R. . (1989) A reinterpretation of conjugate folds in the central Sierra Nevada, California. *Geol. Soc. Am. Bull.* 101:248-259.
- PATJN, R. J. H. . (1937) Geologische onderzoeken in de oostelijke Betische Cordilleren. *Thèse Univ. Amsterdam.* 130 pp.
- PETTIT, J. P. . (1987) Criteria for sense of movement on fault surfaces in brittle rocks. *Journal of Structural Geology.* 9:597-608.
- PHILIP, H. . (1987) Plio-Quaternary evolution of the stress field in Mediterranean zones of subduction and collision. *Annales Geophysicae.* 5:301-320.
- PINEAU, A. . (1985) L'échantillonnage des espacements entre fractures: une distribution exponentielle négative tronquée. *C.R. Acad. Sc. Paris.* 301:1043-1046.
- PLATT, J. P. . (1986) Dynamics of orogenic wedges and the uplift of high-pressure metamorphic rocks. *Geol. Soc. Am. Bull.* 97:1037-1053.
- PLATT, J. P. Y BEHRMANN, J. H. . (1986) Structures and fabrics in a crustal scale shear zone, Betic Cordillera, SE Spain. *Journal of Structural Geology.* 8:15-33.
- PLATT, J. P.; BEHRMANN, J. H.; MARTINEZ-MARTINEZ, J. M.; VISSERS, R. L. M. . (1984) A Zone of Milonite and Related Ductile Deformation Beneath The Alpujarride Nappe Complex, Betic Cordilleras, S. Spain. *Geologische Rundschau.* 73:773-785.
- PLATT, J. P. Y VISSERS, R. L. M. . (1980) Extensional structures in anisotropic rocks. *Journal of Structural Geology.* 2:397-410.
- 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.* 17:540-543.
- POHN, H. A. . (1981) Joint spacing as a method of locating faults. *Geology.* 9:258-261.
- POLLARD, D. D.; AYDIN, A. . (1988) Progress in understanding jointing over the past century. *Geol. Soc. Am. Bull.* 100:1181-1204.
- PORTUGAL FERREIRA, M.; FERREIRA, J. T.; PUGA, E. Y DIAZ DE FEDERICO, A. . (1988) Geochronological contribution to the petrogenetic picture of the Betic Chain (SE Spain). *II Congreso Geológico de España, comunicaciones, S.G.E. Granada.* 2:55-58.

- PRIEM, H. N.; BOELRUK, N. A.; HEBEDA, E. H. Y VERSCHUREN, R. H. . (1966) Isotopic age determinations on tourmaline granite- gneiss (South-Eastern Sierra de los Filabres). *Geologie en Mijnbow*. 45:184-187.
- PRIEST, S. D. . (1985) Hemispherical projection methods in rock mechanics. *George Allen and Unwin. London*. 124 pp.
- PUGA, E. . (1976) Investigaciones petrológicas en Sierra Nevada occidental (Cordilleras Béticas). *Tesis Univ. Granada*. 269 pp.
- PUGA, E. . (1977) "Sur l'existence dans le complexe de la Sierra Nevada (Cordillère Bétique, Espagne du Sud) d'eclogites et sur leur origine probable á partir d'une croûte océanique mèsozoïque". *C.R. Acad. Sc. Paris*. 285:1379-1382.
- PUGA, E. Y DIAZ DE FEDERICO, A. . (1976) Metamorfismo polifásico y deformaciones alpinas en el Complejo de Sierra Nevada (Cordillera Bética). Implicaciones geodinámicas. *In: Reunión sobre la Geodinámica de la Cordillera Bética y Mar de Alborán. Granada*. 79-111.
- PUGA, E. Y DIAZ DE FEDERICO, A. . (1984) La formación de metatufitas del Complejo de Sierra Nevada y sus implicaciones en la evolución geodinámica de este complejo. *In: El Borde mediterráneo español: evolución del orógeno bético y geodinámica de las depresiones neógenas*. 23-25.
- PUGA, E. Y DIAZ DE FEDERICO, A. . (1988) Ofitas versus eclogitas de las Cordilleras Béticas: Manifestaciones de un magmatismo continental y oceánico respectivamente. *Rev. Soc. Geol. España*. 1:113-127.
- PUGA, E.; DIAZ DE FEDERICO, A. Y FONTBOTÉ, J. M. . (1974) Sobre la individualización y sistematización de las unidades profundas de la Zona Bética. *Est. Geol.* 30:543-548.
- PUGA, E.; DIAZ DE FEDERICO, A.; MORTEN, L. Y BARGOSSO, G. M. . (1985) La formación Soportujar del Complejo de Sierra Nevada: Caracterización petrológica y geoquímica. *Cuad. Geol. Univ. Granada*. 12:61-86.
- PUGA, E.; FONTBOTÉ, J. M. Y MARTIN-VIVALDI, J. L. . (1975) Kyanite pseudomorphs after Andalusite in Polymetamorphic rocks of the Sierra Nevada (Betic Cordilleras, Southern Spain). *Schweiz Mineral. Petrogr. Mitt.* 55:227-241.
- PUGA, E. Y TORRES-ROLDAN, R. L. . (1988) Geochemistry of mafic sills from the intermediate (type Ballabona-Cucharón) Units in Sierra de Enmedio and Sierra de Carrascoy (Eastern Betic Zone). *Symposium on the Geology of the Pyrenees and Betics. Abstract. Barcelona*. p. 12.
- QUINQUIS, H.; AUDREN, C.; BRUN, J. P. Y COBBOLD, P. R. . (1978) Intense progressive shear in Ile de Groix blueschists and compatibility with subduction or obduction. *Nature*. 273:43-45.
- RAMSAY, J. G. . (1977) Plegamiento y facturación de las rocas. *H. Blume Ediciones*. 590 pp.

- RECHES, Z. . (1978) Analysis of faulting in three-dimensional strain field. *Tectonophysics*. 47:109-129.
- RECHES, Z. . (1983) Faulting of rocks in three-dimensional strain fields. II Theoretical analysis. *Tectonophysics*. 95:133-156.
- RECHES, Z. . (1987) Determination of the tectonic stress tensor from slip along faults that obey the Coulomb yield condition. *Tectonics*. 6:849-861.
- RECHES, Z. Y DIETERICH, J. H. . (1983) Faulting of rocks in three-dimensional strain fields. I. Failure of rocks in polyaxial, servo-control experiments. *Tectonophysics*. 95:111-132.
- RITZ, J. F. . (1986) Evolution du champ de contrainte dans l'arc de Nice depuis 25 millions d'années. Etude microtectonique d'une dalle calcaire montrant deux phases de compression orthogonales. Essai d'interprétation en termes de desviation de contrainte. *Mem. D.E.A. , U.S.T.L. Montpellier*. 71 pp.
- RIVAS, P.; SANZ DE GALDEANO, C. Y VERA, J. A. . (1979) Itinerarios geológicos en las zonas externas de las Cordilleras Béticas. Itinerario:Granada-Jaen y Cabra -Loja. *Secret. de Publ. de la Univ. de Granada*. 87 pp.
- RIVES, T. . (1988) L'Interpretation des diaclases: approche experimentale et application à quelques exemples naturels. *Mem. D.E.A. Univ. U.S.T.L., Montpellier*. 91 pp.
- RIVES, T. Y PETIT, J. P. . (En prensa) Diaclases et plissement: une approche experimentale. *C. R. Acad. Sc. Paris*.
- ROCK, N. M. S. . (1988) Numerical Geology. *Lecture Notes in Earth Sciences. Springer-Verlag*. 427 pp.
- RODRIGUEZ-FERNANDEZ, J. . (1982) El Mioceno en el sector central de las Cordilleras Béticas. *Tesis Univ. Granada*. 224 pp.
- RODRIGUEZ FERNANDEZ, J. Y SANZ DE GALDEANO, C. . (1988) El corredor de las Alpujarras: un área de sedimentación con movimiento transcurrente. Arquitectura estratigrafica y evolución geodinámica. *II Congreso Geológico de España. Granada. Simposio sobre Cuencas en régimen transcurrente*. 153-162.
- ROEVER, W. P.; EGELER, C. G.; NIJHUIS, H. J. . (1961) Nota preliminar sobre la Geología de la llamada zona mixta tal como se desarrolla en el extremo Este de la Sierra de los Filabres (S.E. España). *Not. y Com. Inst. Geol. y Min. España*. 63:223-232.
- RUTTER, E. H.; MADDOCK, R. H.; HALL, S. H. Y WHITE, M. . (1986) Comparative microstructures of natural and experimentally produced clay bearing fault gouges. *PAGEOPH*. 124:3-30.
- SAINT BLANQUAT, M. D. . (1989) La faille normale ductile du massif du Saint Barthélémy. Age et signification de l'extension crustale dans la Zone Nord Pyrénéenne. *Tesis U.S.T.L. Montpellier*. 271 pp.

- SANZ DE GALDEANO, C. . (1976) Datos sobre las deformaciones neógenas y cuaternarias del sector del Padul (Granada). *In: Reunión sobre la Geodinámica de la Cordillera Bética y Mar de Alborán. Secret. de Publ. de la Univ. de Granada.* 197-218.
- SANZ DE GALDEANO, C. . (1980) La Neotectónica del norte de la Depresión de Granada. *Est. Geol.* 36:255-261.
- SANZ DE GALDEANO, C. . (1983a) Los accidentes y fracturas principales de las Cordilleras Béticas. *Est. Geol.* 39:157-165.
- SANZ DE GALDEANO, C. . (1983b) La Neotectónica de las Cordilleras Béticas. *In: Libro Jubilar J.M.Rios. Geología de España. IGME.* 2:469-485.
- SANZ DE GALDEANO, C. . (1985) La fracturación del borde Sur de la Depresión de Granada. (Discusión acerca del escenario del terremoto del 25-XII-1884). *Est. Geol.* 41:59-68.
- SANZ DE GALDEANO, C. . (1986) Structure et stratigraphie du secteur oriental de la Sierra Almirajara. (Zone Alpujarride, Cordilleres Bétiques). *Est. Geol.* 42:281-289.
- SANZ DE GALDEANO, C. . (1987) Strike-slip faults in the southern border of the Vera Basin (Almeria, Betic Cordilleras). *Est. Geol.* 43:435-443.
- SANZ DE GALDEANO, C. . (1988) Análisis tectosedimentario del borde Sur de la Depresión de Vera (Almeria, Cordilleras Béticas). *II Congreso Geológico de España. Simposio sobre: Nuevas tendencias en el análisis de cuencas S.G.E.* 281-289.
- SANZ DE GALDEANO, C. . (1989a) Las fallas de desgarre del borde Sur de la cuenca Sorbas-Tabernas (Norte de Sierra Alhamilla, Cordilleras Béticas). *Bol. Geol. y Min.* 101:73-85.
- SANZ DE GALDEANO, C. . (1989b) Estructura de las Sierras Tejeda y de Cómpeeta (Conjunto Alpujarride, Cordilleras Béticas). *Rev. Soc. Geol. España.* 2:77-84.
- SANZ DE GALDEANO, C. Y ESTEVEZ, A. . (1981) Estricciones tectónicas de conglomerados. Su estudio en las depresiones de Granada y Guadix-Baza. *Est. Geol.* 37:227-232.
- SANZ DE GALDEANO, C.; ESTEVEZ, A.; LOPEZ-GARRIDO, A. Y RODRIGUEZ-FERNANDEZ, J. . (1984) La fracturación tardía al SW de Sierra Nevada (Terminación occidental del Corredor de las Alpujarras, Zona Bética). *Est. Geol.* 40:183-192.
- SANZ DE GALDEANO, C.; RODRIGUEZ-FERNANDEZ, J. Y LOPEZ-GARRIDO, A. . (1985) A strike-slip fault Corridor within the Alpujarra Mountains. (Betic Cordilleras, Spain). *Geologische Rundschau.* 74:641-655.
- SANZ DE GALDEANO, C.; VIDAL, F. Y MIGUEL, F. . (1982) El sistema de fracturas de dirección N 10°-N 30° E del borde occidental de Sierra Nevada. (Cordilleras Béticas). *Est. Geol.* 38:393-398.
- SASSI, W. Y CAREY-GAILHARDIS, E. . (1987) Interprétation mécanique du glissement sur les failles: introduction d'un critère de frottement. *Annales Tectonicae.* 1:139-154.

- SCHMID, S. M.; CASEY, M. Y STARKEY, J. . (1981) An illustration of the advantages of a complete texture analysis described by the orientation distribution function (ODF) using quartz pole figure data. *Tectonophysics*. 78:101-107.
- SELVERSTONE, J. . (1988) Evidence for east-west crustal extension in the eastern Alps: implications for the unroofing history of the Tauern window. *Tectonics*. 7:87-105.
- SERANNE, M. . (1988) Tectonique des bassins devoniens de Norvège: mise en évidence de bassins sédimentaires en extension formés par l'amincissement d'une croûte orogénique épaissie. *Tesis U.S.T.L. Montpellier*. 253 pp.
- SERMET, J. . (1934) Le relief de la Sierra Contraviesa (Alpujarras) et l'absence de nappes de charriage. *Bol. Soc. Esp. Hist. Nat.* 34:237-248.
- SHEPHERD, J.; CREASEY, J. W. Y RIXON, L. K. . (1982) Coment on "Joint spacing as a method of locating faults". *Geology*. 10:-282.
- SIBSON, R. H. . (1977) Fault rocks and fault mechanism. *Journal of the Geological Society*. 133:191-213.
- 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 sobre: Cinturones orogénicos.II Congreso Geológico de España.S.G.E. Granada*. 27-33.
- SIMÓN-GÓMEZ, J. L. . (1984) Compresión y distensión alpinas en la Cadena Ibérica Oriental. *Tesis Univ. Zaragoza. Instituto de Estudios Turolenses*. 269 pp.
- SIMÓN-GÓMEZ, J. L. . (1986) Analysis of a gradual change in stress regime (example from the Eastern Iberian Chain, Spain). *Tectonophysics*. 124:37-53.
- SIMON, O. J. . (1963) Geological investigations in the Sierra de Almagro, south-eastern Spain. *Tesis Univ. Amsterdam*. 164 pp.
- SOTO HERMOSO, J. I. . (1986) Relaciones estructurales entre Predorsal, Dorsal, Alpujárrides y Maláguides en la Sierra de Alcaparaín (Málaga). *Tesis de Lic. Univ. de Granada*. 85 pp.
- SOTO, J. I.; GARCIA-DUEÑAS, V. Y MARTINEZ-MARTINEZ, J. M. . (1990) El valor de la deformación dúctil asimétrica en el ortogneis de Lubrín, Almería (Manto de Bedar-Macael, Complejo Nevado-Filabride). *Geogaceta*. 7:92-94.
- STAUB, R. . (1924) Der Bau der Alpen. *Karte der Schweiz*. 52:271-332.
- TAHA, M. . (1986) Apport de la microtectonique cassante aux problèmes des trajectoires de contraintes et de leurs perturbations.(Exemple du Nord de Montpellier). *Tesis Univ. U.S.T.L., Montpellier*. 155 pp.
- TERCEDOR, M. . (1951) La tectónica de la depresión de Granada, en relación con su elevada sismicidad . *Est. Geol.* 7:29-68.

- TERMIER, P. . (1911) Les problèmes de la Geologie tectonique dans le Méditerranée occidentale. *Rev. Gén. Sc.* 30:1-33.
- TEWKSBURY, B. J. . (1986) Conjugate crenulation cleavages in the Uncompahgre Formation Needle Mountains, Colorado. *Journal of Structural Geology.* 8:145-155.
- TUBIA, J. M. . (1983) Nuevos datos sobre la dirección de movimiento en los alpujárrides occidentales (Málaga). V *Asamblea Nacional de Geodesia y Geofísica. Madrid.* p. 285.
- TUBIA, J. M. . (1985) Sucesiones metamórficas asociadas a rocas ultramáficas en los Alpujárrides Occidentales (Cordilleras Béticas, Málaga). *Tesis Univ. País Vasco.* 263 pp.
- TULLIS, J. A.; CHRISTIE, J. M. Y GRIGGS, D. T. . (1973) Microstructures and preferred orientations of experimentally deformed quartzites. *Geol. Soc. Am. Bull.* 84:297-314.
- VAN BEMMELEN, R. W. . (1927) Bijdrage tot de geologie der Betische Ketens in de province Granada. *Tesis E.T.S. Delft.* 176 pp.
- VELILLA, N. . (1983) Los granates del Complejo de Sierra Nevada (Cordillera Bética). *Tesis Univ. Granada.* 441 pp.
- VISSERS, R. L. M. . (1981) A structural study of the central Sierra de los Filabres (Betic Zone, SE Spain) with emphasis on deformational processes and their relation to the Alpine metamorphism. *GUA Paper of Geology.* 1;15:-154.
- VOET, H. W. . (1967) Geological investigations in the northern Sierra de los Filabres around Macael and Cóbdar, south-eastern Spain. *Tesis Univ. Amsterdam.* 122 pp.
- VON DRASCHE, R. . (1879) Bosquejo geológico de la zona superior de Sierra Nevada. *Bol. Com. del Mapa Geol. de España.* 6:353-388.
- VÖLK, H. R. . (1966) Geologie et Stratigraphie du Bassin neogene de Vera. (Sud-Est de l'Espagne). *Traduction du Département de Géologie Structurale, 'Laboratoire Paul Fallot'.* 121 pp. .
- WATSON, G. S. . (1966) The statistics of orientation data. *Journal of Geology.* 74:786-797.
- WEIJERMARS, R. . (1985) Uplift and subsidence history of the Alboran Basin and a profile of the Alboran Diapir (W-Mediterranean). *Geologie en Mijnbouw.* 64:349-356.
- WEIJERMARS, R. . (1987) The Palomares brittle-ductile Shear Zone of southern Spain. *Journal of Structural Geology.* 9:139-157.
- WEIJERMARS, R.; ROEP, T. B.; VAN DEN ECKHOUT, B.; POSTMA, G. Y KLEVERLAAN, K. . (1985) Uplift history of a Betic fold nappe inferred from Neogene-Quaternary sedimentation and tectonics (in the Sierra Alhamilla and Almería, Sorbas and Tabernas Basins of the Betic Cordilleras, SE Spain). *Geologie en Mijnbouw.* 64:397-411.

- WERNICKE, B. . (1981) Low-angle normal faults in the Basin and Range Province: nappe Tectonics in an extending orogen. *Nature*. 291:645-648.
- WERNICKE, B. y BURCHFIELD, B. C. . (1982) Modes of extensional tectonics. *Journal of Structural Geology*. 4:105-115.
- WESTERVELD, J. . (1929) De Bow der Alpujarras Het Tektonische Verband der Oostelijke Betische Ketens. *Tesis Univ. Delft*. 120 pp.
- WESTRA, G. . (1969) Petrogénesis of a composite metamorphic facies series in an intricate fault-zone in the south-eastern Sierra-Cabrera. S.E. Spain. *Tesis Univ. Amsterdam*. 166 pp.
- WHEELER, R. L. y DIXON, J. M. . (1980) Intensity of systematic joints: Methods and application. *Geology*. 8:230-233.
- WHITTEN, E. H. T. . (1966) Structural Geology of folded rocks. *Rand McNally and Company, Chicago*. 678 pp.
- WUST, S. L. . (1986) Regional correlation of extension directions in Cordilleras metamorphic core complexes. *Geology*. 14:828-830.
- YAÑEZ-JERONIMO, J. D.; SORIA-MINGORANCE, J. y RODRIGUEZ-GORDILLO, J. . (1984) Asociación mineralógica filoniana rica en Titanio en la unidad de la Caldera. (Raspones de Rio Seco, Sierra Nevada). *Cuad. Geol. Univ. Granada*. 12:23-28.
- ZECK, H. P.; ALBAT, F.; HANSEN, B. T.; TORRES-ROLDAN, R. L.; GARCIA-CASCO, A. y MARTIN-ALGARRA, A. . (1989) A 21±2 Ma age for the termination of the ductile Alpine deformation in the internal zone of the Betic Cordilleras. South Spain. *Tectonophysics*. 169:215-220.
- ZEYLMANS VAN EMMICHOVEN, C. P. A. . (1925) Geologische onderzoeken in de Sierra de los Filabres (Province Almeria, Spanje). *Tesis Univ. Delft*. 160 pp.
- ZERMATTEN, H. L. J. . (1929) Geologische onderzoeken in de Randzone van het venster der Sierra Nevada (Spanje). *Tesis Univ. Delft*. 104 pp.

6. ANEXOS.

6.1. LA INFORMÁTICA EN EL TRATAMIENTO DE LOS DATOS MICROESTRUCTURALES.

-INTRODUCCIÓN.

El tratamiento de los datos de posición en el espacio de las microestructuras constituye una parte importante de cualquier estudio de microtectónica. Los datos de orientación son fácilmente cuantificables y por lo tanto susceptibles de ser procesados matemáticamente. Hasta el momento de la realización de esta tesis, no existía disponible ningún programa con unas características adecuadas para la elaboración que se pretendía llevar a cabo con los datos de microtectónica. Por ello he diseñado un conjunto de programas en FORTRAN 77 (Galindo-Zaldívar, 1.990) (fig. 6.1) que han sido utilizados para el tratamiento de los datos de campo procedentes de los materiales nevado-filábrides, alpujárrides y neógenos de Sierra Nevada. He escogido el FORTRAN 77 porque es un lenguaje de programación ampliamente difundido que permite velocidades de cálculo superiores a otros tales como el intérprete BASIC. Además el proceso de compilación es muy eficaz en la detección de un gran número de errores de programación. Los programas están escritos según la norma ANSI que garantiza su compatibilidad en distintos equipos. Los diagramas e histogramas de los resultados están compuestos por caracteres alfanuméricos. Aunque esto supone una pérdida en la precisión y en la calidad de la presentación, constituye una ventaja respecto a la compatibilidad. Además existe la posibilidad de exportar datos y resultados en forma de ficheros de caracteres ASCII para los programas SURFER y MICRONET que proporcionan salidas de tipo gráfico. Los resultados se graban en ficheros compuestos por caracteres ASCII que permiten su conservación. De este modo pueden ser editados con los procesadores de texto usuales y copiados entre sistemas informáticos distintos.

PROGRAMAS DE TRATAMIENTO DE DATOS MICROESTRUCTURALES

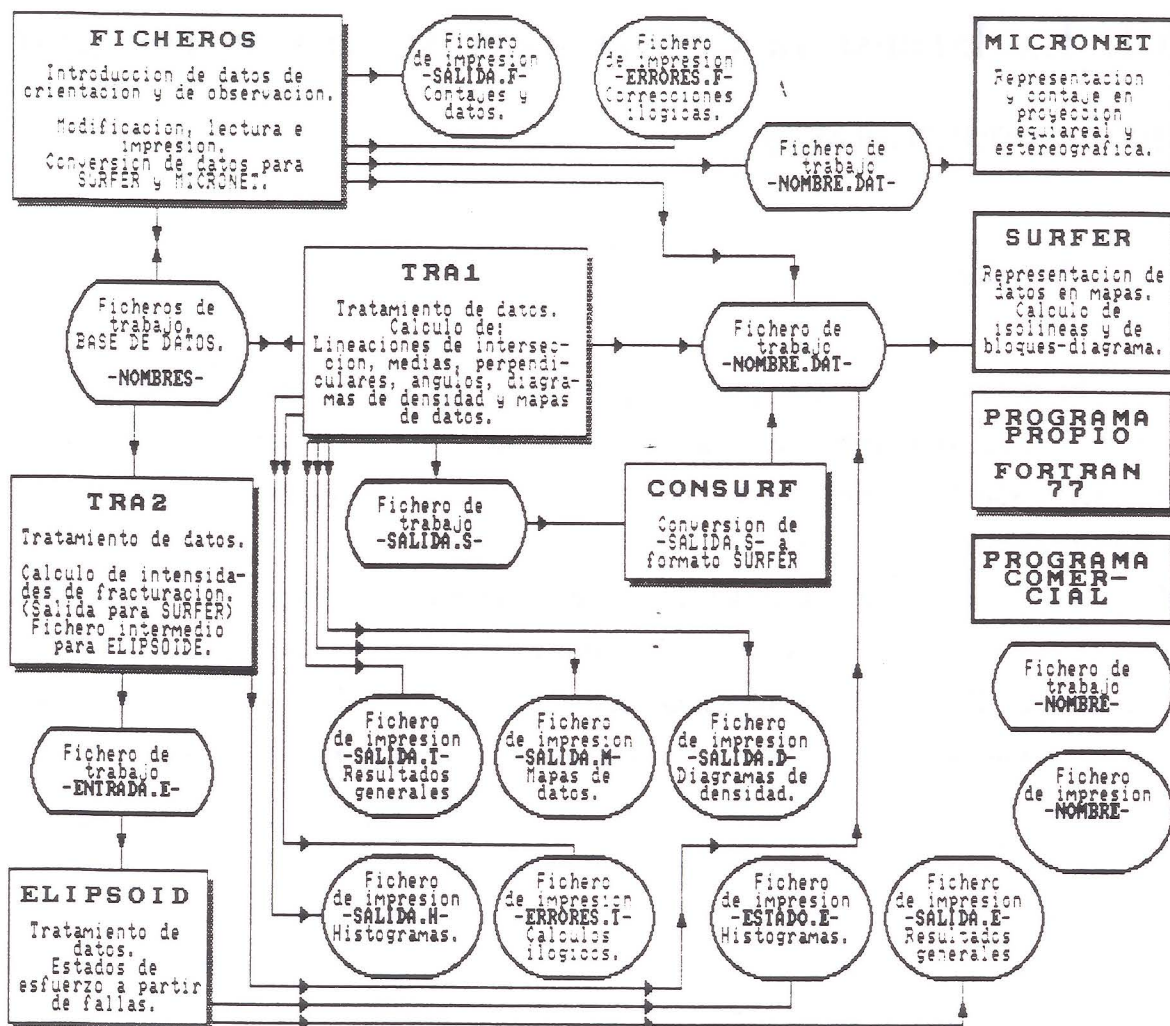


Fig. 6.1 Organigrama del conjunto de programas.

La organización general del conjunto de programas así como las características principales de cada uno están recogidas en la fig. 6.1. El programa FICHEROS es el encargado de crear y gestionar las bases de datos. Los programas TRA1 y TRA2 realizan los tratamientos más frecuentes de los datos microestructurales. El programa CONSURF interviene en la conversión de datos para el programa SURFER que proyecta los datos sobre mapas. Los programas desarrollan en general los métodos de cálculo geométrico clásico. Sin embargo incluyen algunas novedades tales como el cálculo de las orientaciones medias para datos sin polaridad y los diagramas de frecuencia de fracturación. El programa

ELIPSOID desarrolla el método de redes de búsqueda para la diferenciación y la determinación de estados de esfuerzo a partir de planos y estrías de falla. Los fundamentos teóricos han sido expuestos en el capítulo dos.

En el anexo se van a tratar los principios matemáticos y características de los cálculos que realizan este conjunto de programas.

-REGISTRO DE DATOS.

El programa FICHEROS crea y gestiona los ficheros de trabajo donde se almacenan todos los datos de observación y de orientación de microestructuras. También calcula los cosenos directores de las líneas y planos que representan a cada estructura.

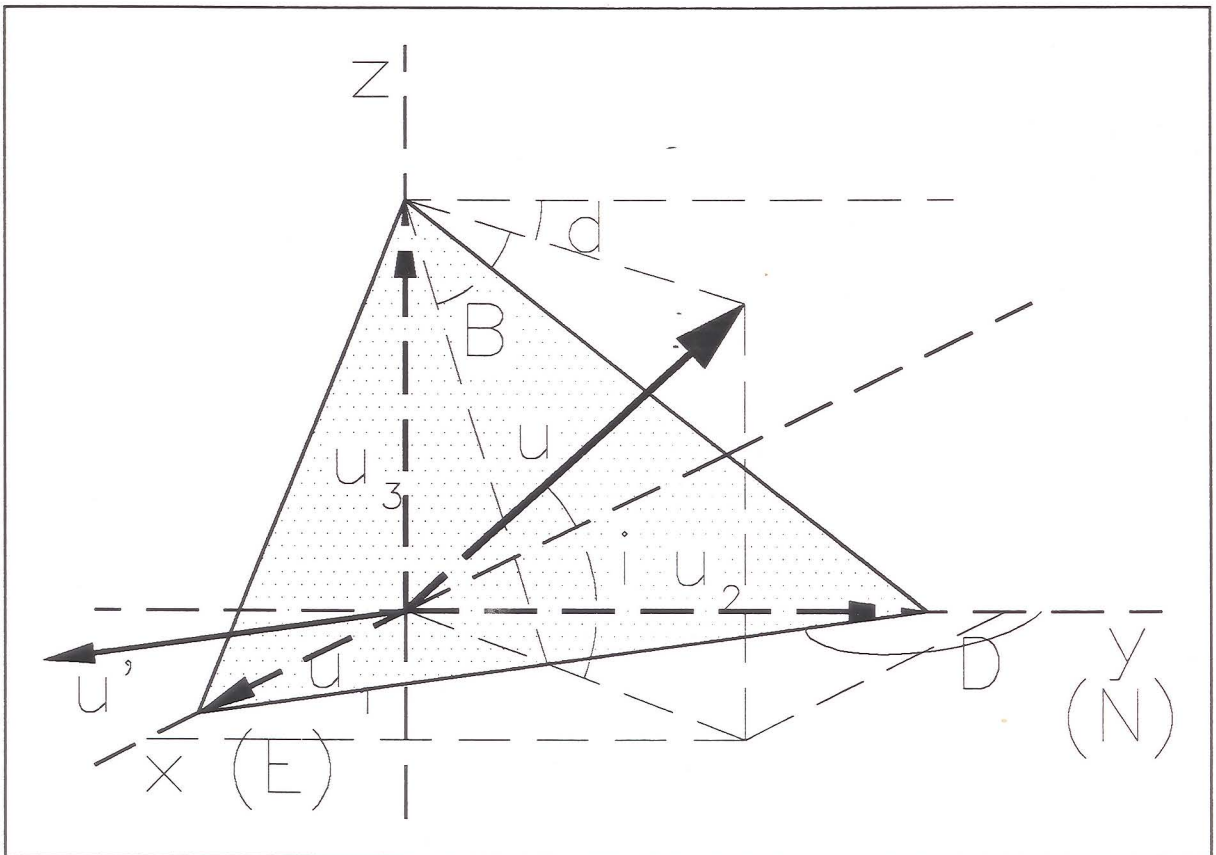


Fig. 6.2. Sistema de referencia y equivalencia de líneas y planos. Cálculo de los cosenos directores. D = dirección del plano. d = dirección de la línea. i = inclinación de la línea. u = vector director de componentes u_1, u_2, u_3 .

Todos los datos de orientación se determinan por vectores unitarios cuyo origen coincide con el origen de coordenadas. Representan a rectas con o sin sentido. El tratamiento de los datos de orientación puede ser muy diferente si se considera o no el

carácter polar de los mismos.

El sistema de referencia utilizado está formado por tres ejes perpendiculares entre sí (fig. 6.2). El eje X es horizontal, de dirección E-W y con sentido positivo hacia el E. El eje Y es horizontal, de dirección N-S y con sentido positivo hacia el N. El eje Z es vertical y con sentido positivo hacia arriba. El sistema de referencia es dextro.

Los cosenos directores del vector unitario paralelos a una estructura lineal se calculan a partir de los ángulos de dirección (d) e inclinación (i).

El vector unitario (U) que representa a la estructura se descompone en tres vectores paralelos a cada eje de coordenadas (U_1, U_2, U_3). Los cosenos directores son los módulos de dichos vectores y son también las componentes del vector. Se calculan mediante las siguientes fórmulas:

I= Inclinación.

d= Dirección.

$$|U_1| = \cos(I) \operatorname{sen}(d)$$

$$|U_2| = \cos(I) \cos(d)$$

$$|U_3| = \operatorname{sen}(I)$$

Para cada dirección e inclinación existen dos vectores directores con sentidos opuestos. La elección del vector adecuado depende del tipo de estructura. En las lineaciones el vector representa sólo la orientación salvo si tiene sentido en cuyo caso también lo representa.

Todas las estructuras planares pueden representarse mediante los vectores directores de sus planos. Los dos vectores directores de un plano (fig. 6.2) son vectores unitarios que se sitúan sobre una recta perpendicular al plano que pasa por el origen de coordenadas. El punto origen de los vectores también coincide con el origen de coordenadas.

Las lineaciones situadas sobre planos se pueden determinar mediante su dirección. Los cosenos directores del vector que representa a la lineación se calculan mediante un sistema de ecuaciones.

Sea: $P(a,b,c)$ = Vector director del plano.

$D(e,f,0)$ = Vector unitario horizontal en la dirección del azimut.

Y se quiere calcular:

$L(x,y,z)$ = Vector director de la línea.

El vector director de la línea está contenido en el plano y es perpendicular al vector director del plano. Su producto escalar debe de ser 0.

$$ax+by+cz = 0$$

Por otra parte es un vector unitario:

$$x^2+y^2+z^2 = 1$$

El vector L y el vector D tienen la misma dirección y por ello las componentes en los ejes horizontales han de ser proporcionales: -

$$\frac{e}{x} = \frac{f}{y}; \quad \text{es decir; } fx-ey = 0$$

Resolviendo el sistema de ecuaciones se obtiene que:

$$z = \pm \left[\frac{1}{\left[\frac{-c}{ae} + b \right]^2 + \left[1 + \frac{e^2}{f^2} \right]} \right]^{\frac{1}{2}}$$

$$y = \frac{-c z}{\frac{ae}{f} + b}$$

$$x = \frac{e y}{f}$$

El vector L coincide con el vector D en planos horizontales.

Las lineaciones situadas sobre planos también se determinan mediante la inclinación (I) o plunge de la línea y el vértice geográfico hacia donde hunde.

Sea: $P(a,b,c)$ = Vector director del plano.

$D(e,f,0)$ = Vector unitario horizontal en la dirección del vértice.

I= Angulo de inclinación de la línea.

Y se quiere calcular:

$L(x,y,z)$ = Vector director de la línea.

Se sabe que: $z = -\text{sen } (I)$

La línea está contenida en el plano: $-ax+by+cz = 0$

L es un vector unitario: $x^2+y^2+z^2 = 1$

Resolviendo el sistema formado por las tres ecuaciones antes mencionadas se obtienen las siguientes ecuaciones:

$$\left[\left[\frac{-b}{a} \right]^2 + 1 \right] y^2 + \left[\frac{2czb}{a^2} \right] y + \left[z^2 + \left[\frac{-cz}{a} \right]^2 - 1 \right] = 0$$

$$x = \frac{-cz - b}{a} y$$

La ecuación de segundo grado tiene dos soluciones que corresponden a los dos vectores contenidos en el plano y que tienen la misma inclinación. Mediante el producto escalar con el vector D se calcula el ángulo de cada uno de ellos con el vértice de referencia. Se escoge aquel de los dos que sea el más próximo.

El pitch (R), también denominado rake o cabeceo es una medida que se utiliza para líneas sobre planos cuyo buzamiento es superior a los 45°.

Sea: $P(a,b,c)$ = Vector director del plano.

R = ángulo de pitch.

Se quiere calcular: L(x,y,z)= Vector director de la línea.

Se calcula el vector director D(e,f,0) de la línea de dirección del plano mediante el siguiente sistema de ecuaciones:

$$a e + b f = 0$$

$$e^2 + f^2 = 1$$

De los dos vectores con la misma dirección y sentidos opuestos se escoge mediante el producto escalar aquel que forme un ángulo menor con el vértice determinado por el pitch. Conocidos los vectores P y D se pueden calcular los cosenos directores del vector L mediante el sistema de ecuaciones siguiente:

L está contenido en el plano: $ax+by+cz = 0$

L es un vector unitario: $x^2+y^2+z^2 = 1$

L forma un ángulo R (pitch) con D: $ex+fy = \cos(R) = r$

De la resolución del sistema de ecuaciones anterior se obtienen las siguientes ecuaciones que determinan los cosenos directores de la lineación:

$$\left[\left[\left[\frac{-c}{b - \frac{af}{e}} \right]^2 \left[1 + \frac{f^2}{e^2} \right] + 1 \right] z^2 + \frac{\left[\frac{rbe}{be-af} \right]^2}{e^2} + \left[\frac{-ar}{be-af} \right]^2 - 1 = 0$$

$$y = \frac{-cz - \frac{ar}{e}}{b - \frac{af}{e}}$$

$$x = \frac{r}{a} - \frac{by}{a}$$

Las lineaciones de intersección pueden definirse también mediante los dos planos que intersectan (o, p, fig. 6.3.).

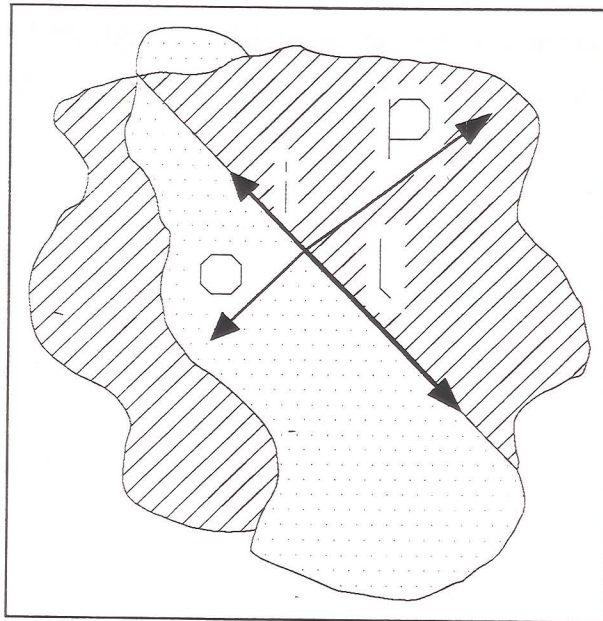


Fig. 6.3. Determinación de la posición de una línea mediante la intersección de dos planos.

El producto vectorial de los vectores directores de cada plano (o, p) es otro vector (i) cuya dirección corresponde a la de la línea intersección de ambos planos. A partir de él se calcula el vector director de la línea de intersección (l).

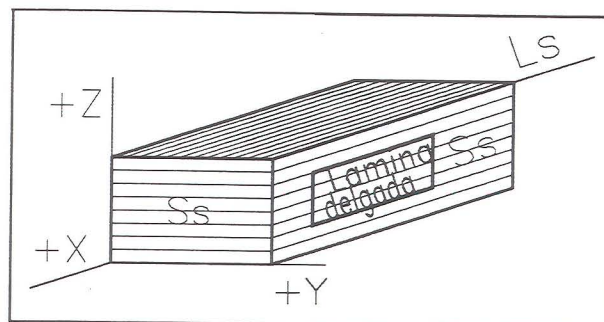


Fig. 6.4. Sistema de referencia en rocas con fábricas plano-lineares.

La posición de los ejes [c] de cuarzo se calcula a partir de las medidas angulares

de los ejes de la platina universal. Son líneas sin polaridad y se representan por vectores unitarios con sentido descendente.

El sistema de referencia que se utiliza para situar la milonita en el espacio es el que muestra la fig. 6.4. El cálculo de los ejes se realiza para que en los diagramas de densidad +X (lineación de estiramiento) coincida con el W y +Z con el N del diagrama.

-ORIENTACIÓN MEDIA.

Si se ha medido más de una microestructura del mismo tipo en una estación se puede calcular cuál es la posición de la microestructura ideal que representa a dicha estación. Cuando se han realizado numerosas estaciones de medida en un sector es interesante conocer cual es la posición de la microestructura media de toda la zona. La media trata de representar a todo el conjunto de datos.

En un espacio tridimensional los datos que tienen polaridad (paleocorrientes, paleomagnetismo, etc.) se pueden representar por vectores. El vector medio es un vector unitario con la misma dirección y sentido que el vector suma de todos los vectores (Watson, 1.966; Ramsay, 1.977; Coli, 1.983).

Si a , b y c son los ángulos de cada vector con los ejes de coordenadas X, Y y Z, los cosenos directores del vector medio de un conjunto de vectores ($\cos(a_m), \cos(b_m), \cos(c_m)$) se pueden calcular mediante las siguientes fórmulas:

Sea G el módulo del vector suma de todos los vectores (n).

$$G = [(\sum_{i=1,n} \cos(a_i))^2 + (\sum_{i=1,n} \cos(b_i))^2 + (\sum_{i=1,n} \cos(c_i))^2]^{1/2}$$

Los cosenos directores del vector medio unitario serán:

$$\cos(a_m) = \frac{\sum_{i=1,n} \cos(a_i)}{G}$$

$$\cos (b_m) = \frac{\sum_{i=1,n} \cos (b_i)}{G}$$

$$\cos (c_m) = \frac{\sum_{i=1,n} \cos (c_i)}{G}$$

Sin embargo la mayor parte de las estructuras geológicas lineares son axiales, es decir, sin polaridad (lineaciones de crenulación, ejes de pliegues, etc.). Se representan por rectas y no pueden ser tratadas como vectores. No puede utilizarse la estadística linear ya que:

- Cada dirección puede estar representada por dos valores diferentes. Por ejemplo, N20E es lo mismo que N200E.
- La media aritmética de las direcciones a veces no tiene ningún significado. Una dirección N178°E es próxima a otra N2°E. La media aritmética es N90°E que es una dirección alejada de ambas.

Las medidas de dirección se sitúan en un espacio bidimensional. Los datos no polares se tratan en este caso como los datos con polaridad mediante la técnica del doblado (Koch y Link, 1.971 in Rock, 1.988; Mardia, 1.972). El método del doblado se desarrolla mediante los siguientes pasos:

- Se refieren todas las medidas de dirección a valores incluidos en el intervalo [0° - 180°].
- Se dobla el valor de la dirección de cada dato y se le asigna un sentido artificial que corresponde a la cifra obtenida.
- Se calcula la dirección del vector medio del mismo modo que si fuesen datos con polaridad.
- Se divide entre dos el valor de la dirección obtenida. Esa será la dirección de la recta media.

Los datos geológicos se sitúan generalmente en espacios tridimensionales en los que no se puede utilizar la técnica del doblado. La recta media de un conjunto de rectas sin polaridad es aquella que optimiza la función de la desviación del ajuste. Existen varias funciones cuando valor expresa el error de ajuste. Se puede considerar la suma de los ángulos agudos que forma la recta media con cada recta dato. El mejor ajuste se produce

cuando la suma es mínima. También puede utilizarse la suma de los cosenos de dichos ángulos. En este caso el mejor ajuste se obtiene cuando el valor de la suma es máximo. El error de ajuste también puede expresarse de forma cuadrática (Mancktelow, 1.981).

He preferido utilizado como función de ajuste para el cálculo de las medias la suma de los cosenos de los ángulos agudos entre la recta media y cada recta dato ya que la determinación es análoga a la que se realiza en datos con polaridad.

Sean los vectores directores de cada línea sin polaridad con un sentido arbitrario:

$$D_i(x_i, y_i, z_i), i=1, n$$

Sea un vector unitario cualquiera: $M(a, b, c)$

El valor de la función:

$$S = \sum_{i=1, n} |(a x_i + b y_i + c z_i)|$$

ha de ser máximo cuando el vector M sea el vector medio. El valor de la función es siempre positivo ya que se utilizan los valores absolutos. En los datos con polaridad la función es similar salvo que no se tienen en cuenta los valores absolutos de los cosenos:

$$S = \sum_{i=1, n} (a x_i + b y_i + c z_i)$$

La función puede tomar valores positivos o negativos.

La función no expresa el error de forma cuadrática para que los valores erráticos tengan el menor peso posible durante el ajuste. No obstante, si la distribución de los datos es simétrica, el resultado final es similar en ambos casos.

Los métodos estadísticos más usuales de localización de los valores extremos de una función ya han sido comentados en el capítulo 2. He utilizado las redes de búsqueda para calcular los valores medios de las orientaciones de rectas sin polaridad debido a las ventajas que ofrecen sobre los métodos basados en mínimos cuadrados y los métodos iterativos. El resultado obtenido dista del mínimo de la función una magnitud menor que la amplitud de la red. Las redes de búsqueda han sido aplicadas al cálculo de mecanismos focales de terremotos (Gephart y Forsyth, 1.982) y a la determinación de estados de esfuerzo a partir de fallas (Galindo Zaldívar y González Lodeiro, 1.988).

El cálculo del valor óptimo de la función de ajuste se realiza mediante una red de

búsqueda que comprueba todas las posibles orientaciones del espacio con un ancho máximo de red de 1°. La red se establece mediante la variación sistemática de la orientación de un vector que representa a una recta. El vector recorre los nudos de la red que se disponen equidistantes sobre los círculos menores de la proyección estereográfica cuyo centro coincide con el del diagrama (fig. 6.5.). El espaciado (L) entre cada dos posiciones sucesivas sobre un círculo menor y cada dos círculos menores contiguos es igual o menor que el ancho de red.

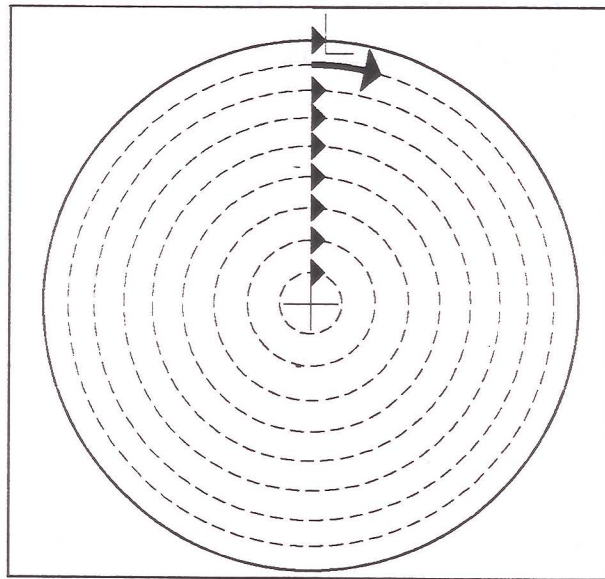


Fig. 6.5. Representación en proyección estereográfica de la red de búsqueda para líneas sin polaridad en el espacio.

-LINEACIONES DE INTERSECCIÓN.

El vector director de la recta de intersección (I) se determina a partir del producto vectorial de los vectores directores unitarios de los dos planos medios $A(a_1, a_2, a_3)$ y $B(b_1, b_2, b_3)$. Si el sistema de referencia es dextro, el producto vectorial de los dos vectores es otro vector $P(p_1, p_2, p_3)$ cuyas componentes son:

$$p_1 = a_2 b_3 - a_3 b_2$$

$$p_2 = a_3 b_1 - a_1 b_3$$

$$p_3 = a_1 b_2 - a_2 b_1$$

A partir del vector producto (P) se calcula el vector intersección (I) que es unitario, paralelo a P y con sentido descendente. La recta de intersección carece de sentido aunque está representada por un vector.

-ÁNGULO ENTRE DATOS.

El ángulo (α) se calcula mediante el producto escalar de los vectores directores ($A(a_1, a_2, a_3)$ y $B(b_1, b_2, b_3)$) de las orientaciones medias de cada estructura. El producto escalar (E) se calcula mediante la expresión:

$$E = a_1 b_1 + a_2 b_2 + a_3 b_3 = \cos(\alpha)$$

$$\alpha = \arccos(E)$$

-DIAGRAMAS DE DENSIDAD.

El programa TRA1 realiza diagramas en proyección equiareal y estereográfica con dos tipos de contaje distintos: contaje clásico (Phillips, 1.960 in Whitten, 1.966; levemente modificado), y diagramas de frecuencia de fracturación. Los diagramas se construyen con caracteres ASCII. Se calcula el valor de la función que se quiere representar en el punto central del rectángulo ocupado por cada carácter. Este punto es un punto de contaje. Cada signo (-,/,X,H,8) representa a un intervalo de valores. El signo que se graba en el rectángulo corresponde al valor que tome la función en el punto de contaje.

En los diagramas sin polaridad los datos se consideran como axiales y se proyectan sobre el hemisferio inferior. A continuación se realiza el contaje. La diferencia respecto al método clásico reside en el lugar donde se realiza el contaje. En el método manual el contador es un círculo de un 1% de área que se desplaza sobre el diagrama en proyección equiareal. Sin embargo ese círculo no representa a un cono de contaje. Para subsanar este problema el contaje se realiza sobre la esfera mediante un casquete esférico cuya superficie es el 1% de la superficie del hemisferio. Teniendo en cuenta que la esfera tiene de radio la unidad, la superficie de un casquete esférico (S) viene determinada por la siguiente

expresión:

$$S = 2 \pi R H ; R=1 ; H= \text{altura del casquete.}$$

La altura del casquete cuya superficie sea el 1% del hemisferio tendría una longitud de 0.01 .

El eje del casquete esférico se hace coincidir con las rectas que contienen a cada uno de los vectores de los puntos de contaje. Cada punto de contaje se sitúa en el centro de un carácter del diagrama. Los puntos de la circunferencia que limitan al casquete esférico situado sobre la esfera son equidistantes del eje del casquete. Cada punto representa a un vector unitario centrado en la esfera. El coseno del ángulo entre el eje del casquete y los vectores dirigidos hacia los puntos de la circunferencia que lo limitan es de 0.99 y el ángulo que forman es de 8° 6' 35".

Sólo cuando el valor absoluto del coseno del ángulo entre el vector director de un dato y el vector que representa al punto de contaje sea superior a 0.99, el dato estará incluido dentro del casquete de contaje. Utilizo el valor absoluto del coseno ya que los datos son axiales. El coseno del ángulo entre los dos vectores se calcula mediante el producto escalar de sus componentes.

Si los datos son polares, el contador debe de tener una superficie igual al 1% de la superficie de la esfera. Si el radio es 1, el coseno del ángulo límite es de 0.98 y el ángulo es 11° 28' 42". En este caso es necesario considerar el valor real de coseno y no su valor absoluto porque los datos son polares. La superficie de la esfera se proyecta en dos diagramas cada uno de los cuales corresponde a un hemisferio. El resto del procedimiento seguido es similar al de los diagramas sin polaridad.

**DIAGRAMAS DE FRECUENCIA DE FRACTURACION.*

Los diagramas en proyección equiareal o estereográfica se utilizan para representar el valor de funciones que dependen de la orientación. Se pueden usar indistintamente ambas proyecciones debido a que los diagramas no son un medio de cálculo sino sólo un soporte

para la expresión de los resultados.

En Geología Aplicada es interesante conocer las orientaciones en las que se cortan el máximo y el mínimo número de fracturas. La frecuencia de diaclasado tiene gran importancia al planificar sondeos direccionales en Geología del Petróleo, Hidrogeología, Geotécnia, Minería, etc. . La frecuencia de una estructura planar (f_{si}) a lo largo de un segmento de longitud li de una recta (A-B, r2, fig. 6.7.) es el número de planos (n) que corta el segmento por unidad de longitud. ($f_{si} = n/li$). Los diagramas de frecuencia se utilizan principalmente en los estudios de diaclasado. Los diagramas representan las frecuencias con las que se repiten los planos en todas las direcciones del espacio. Las propiedades de un sistema de diaclasas se cuantifican utilizando conjuntamente los diagramas clásicos y los de frecuencia.

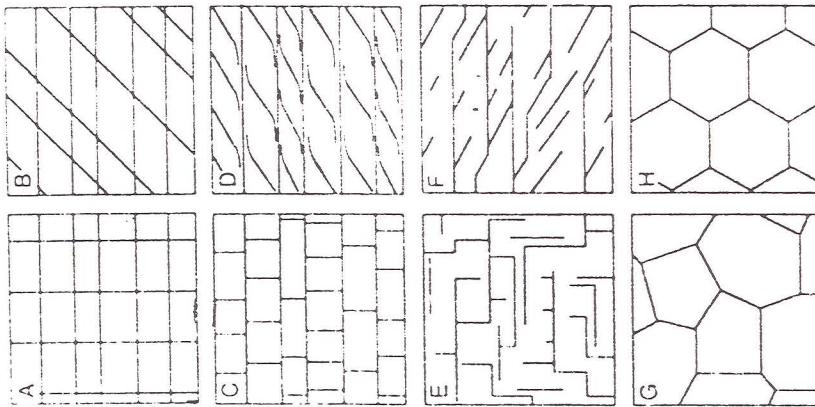


Fig. 6.6. Distintas morfologías de los sistemas de diaclasas. Tomado de Pollard y Aydin (1.988).

Los sistemas de diaclasas pueden tener morfologías variables que dependen de muchos factores: la evolución tectónica del área, la potencia de las capas, las litología, etc. La fig. 6.6. muestra en dos dimensiones diversos ejemplos de sistemas de diaclasas. Cuando en un sistema de diaclasas existen orientaciones preferentes, cada subconjunto de planos paralelos entre si determinan un juego o familia de diaclasas. Las superficies de diaclasa que pueden ser ligeramente curvas se representan siempre por planos. Los diagramas de frecuencia se pueden realizar a partir de dos clases diferentes de datos:

- Datos de orientación de planos de diaclasa.
- Datos de orientación y frecuencia máxima de los juegos de diaclasa.

La elección del tipo de medida depende de las características del sistema de diaclasas. Si las diaclasas sistemáticas son mucho más abundantes que las no sistemáticas, los diagramas se calculan a partir de las características de los juegos de diaclasas que componen el sistema de diaclasas.

Cada juego de diaclasas se caracteriza mediante la orientación del plano de una de sus diaclasas y la frecuencia máxima. Los planos se representan por sus polos. La frecuencia máxima de un juego de diaclasas es la que se mide sobre la recta perpendicular a sus planos. La frecuencia de un juego de diaclasas (f_d) es la magnitud inversa al espaciado medio (e_m ; $f_d = 1/e_m$). La fig. 6.6. muestra que en la mayor parte de los casos el espaciado no es constante. La frecuencia de un juego de diaclasas puede cuantificarse mediante el estudio de los espaciados entre cada dos diaclasas del mismo juego. Se han propuesto varios estimadores del espaciado medio:

-La media aritmética de los espaciados.

-Wheeler y Dixon (1.980) proponen el uso de la trimedia (t).

$$t = (2m+q1+q4) / 4$$

m = media aritmética de los espaciados

$q1$ = primer cuartil de la distribución de los espaciados.

$q3$ = tercer cuartil de la distribución de los espaciados.

-Pineau (1.985) ajusta distribuciones exponenciales negativas truncadas a los valores de espaciado de fracturas.

La mayor parte de los métodos obtienen generalmente resultados próximos. Es aconsejable utilizar la media aritmética ya que entre los indicadores propuestos es el que se calcula más rápidamente.

La frecuencia de un juego de diaclasas depende de la orientación de la recta sobre la que se mide. Priest (1.985) utiliza un procedimiento que permite obtener la frecuencia máxima de un juego (f_j) a partir de la frecuencia relativa (f_{si}) medida sobre una recta no paralela a los planos de diaclasas. La fig. 6.7. representa las relaciones que existen entre la recta de muestreo (r_2), la frecuencia relativa (f_{si}) y la frecuencia máxima de un juego de diaclasas (f_j).

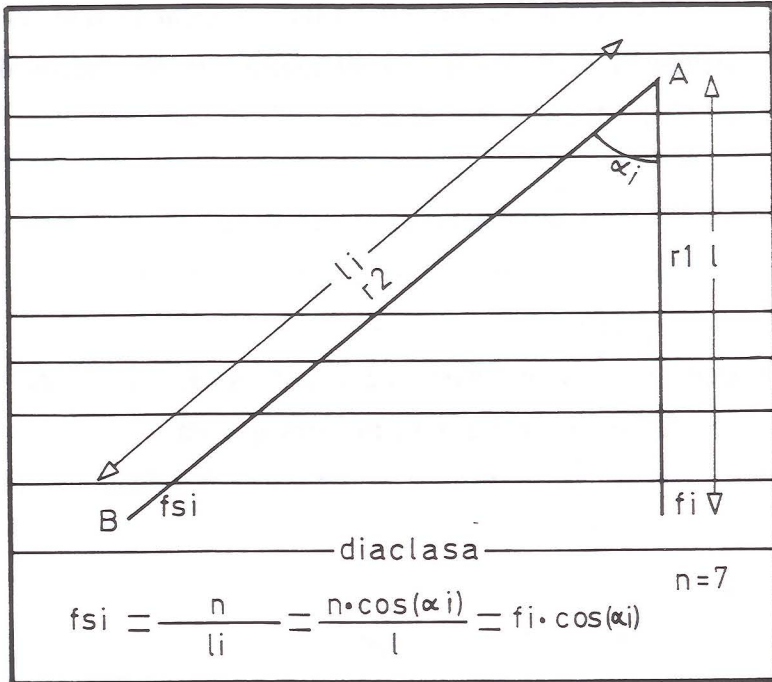


Fig. 6.7. Frecuencias de fracturación. Relaciones geométricas entre la frecuencia relativa (f_{si}) de una recta de muestreo (r_2), la frecuencia máxima (f_i) medida sobre la recta perpendicular al juego de diaclasas (r_1) y el ángulo (α) entre ambas rectas.

Cuando se ha cuantificado la orientación y frecuencia de los juegos de un sistema de diaclasas, la frecuencia máxima de fracturación (f_{si}) en una dirección está determinada por la expresión:

$$f_{st} = \sum_{i=1}^n f_{si} = \sum_{i=1}^n f_i \cdot \cos(\alpha_i)$$

en la que:

n = número de juegos de diaclasas sistemáticas.

f_{si} = frecuencia de fracturación de cada juego de diaclasas medida en la recta de muestreo (r_2).

f_i = frecuencia de fracturación absoluta que es la frecuencia de fracturación medida en la recta perpendicular a las diaclasas de cada juego (r_1).

$\alpha_i =$ Angulo entre la recta de muestreo (r_2 , fig. 6.7.) y la recta perpendicular a las diaclasas (r_1 , fig. 6.7.).

La expresión que permite el cálculo de la frecuencia total de fracturación es la misma que la que utiliza Priest (1.985) para la corrección de las frecuencias relativas durante la toma de datos. Sin embargo, durante el cálculo de los diagramas de frecuencia, los datos son resultados y viceversa. A partir de las frecuencias máximas de cada juego se calculan las frecuencias de cada orientación. La fórmula propuesta por Priest (1.985) se utiliza en distinto sentido dos veces durante la realización de un diagrama de frecuencias.

El cálculo del diagrama se realiza mediante la determinación del valor de la frecuencia de fracturación sobre las rectas representadas por los puntos de contaje del diagrama. Los contornos de densidad se realizan a partir de los valores que toma la función en cada punto de contaje. La diferencia con los diagramas clásicos radica en que la función que se usa es continua. Esto implica que para cada dato es necesario utilizar todos los puntos de contaje. Por otra parte la expresión de los resultados no puede realizarse en %/1% área sino en número de planos / metro. Los resultados se expresan por medio de porcentajes bien respecto al valor máximo del diagrama, bien respecto al máximo teórico. Denomino "máximo teórico" al valor máximo del diagrama en el caso hipotético en el que todos los planos fuesen paralelos.

La fig. 6.8 muestra un ejemplo de diagrama de frecuencias.

DIAGRAMA DE DISTRIBUCION DE POLOS DE PLANOS SIN POLARIDAD.
 PROYECCION EQUIAREAL.

CONTAJE GENERAL
 MONERO DE DATOS: 41

PORCENTAJES RESPECTO AL MAXIMO: GE 80.0,GT, X,GE, 60.0,GT, /,GE, 40.0,GT, -,GE, 20.0,GT, ,GE,0.
 PORCENTAJES RESPECTO AL MAXIMO TEORICO: GE 51.4,GT, X,GE, 40.8,GT, /,GE, 27.2,GT, -,GE, 13.6,GT, ,GE,0.
 CENTRO Y PUNTOS DE BORDE INTERIORES A LA CIRCUNFERENCIA: - - -
 PUNTOS DE BORDE EXTERIORES A LA CIRCUNFERENCIA: - - -

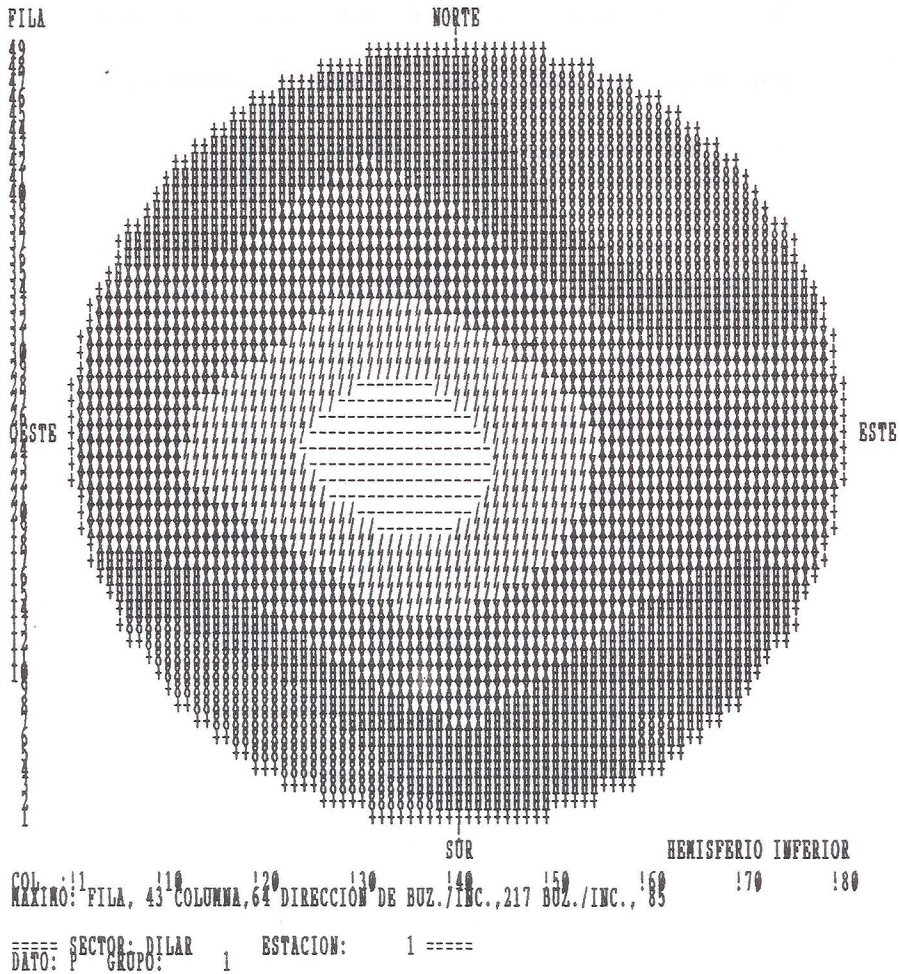


Fig. 6.8 Diagramas de densidad. Contaje generalizado. Ejemplo del fichero de impresión "SALIDA.D".

Los diagramas de frecuencias y los diagramas clásicos muestran las características geométricas de los sistemas de diaclasado. La fig. 6.9. representa los diagramas correspondientes a varios casos teóricos con un número de juegos y una frecuencia de fracturación variables. Cuando sólo hay un juego de diaclasas (fig. 6.9.1.) la dirección de máxima frecuencia de fracturación es la medida sobre la recta perpendicular a los planos del juego de diaclasas. Sin embargo cuando existen dos o tres juegos perpendiculares con la misma frecuencia máxima (fig. 6.9.2. y 3.) la recta de máxima frecuencia de fracturación no coincide con la de ningún juego de diaclasas. Sorprendentemente, en el caso de tres juegos perpendiculares, las rectas de frecuencia de fracturación mínima coinciden con las rectas perpendiculares a cada juego de diaclasas. Cuando la frecuencia de un juego va aumentando respecto a las de los demás la recta con frecuencia máxima se desplaza hacia la perpendicularidad con dicho juego (fig. 6.9.4. y 5.). En casos complejos es difícil predecir cual será la orientación de las rectas con frecuencia máxima y mínima.

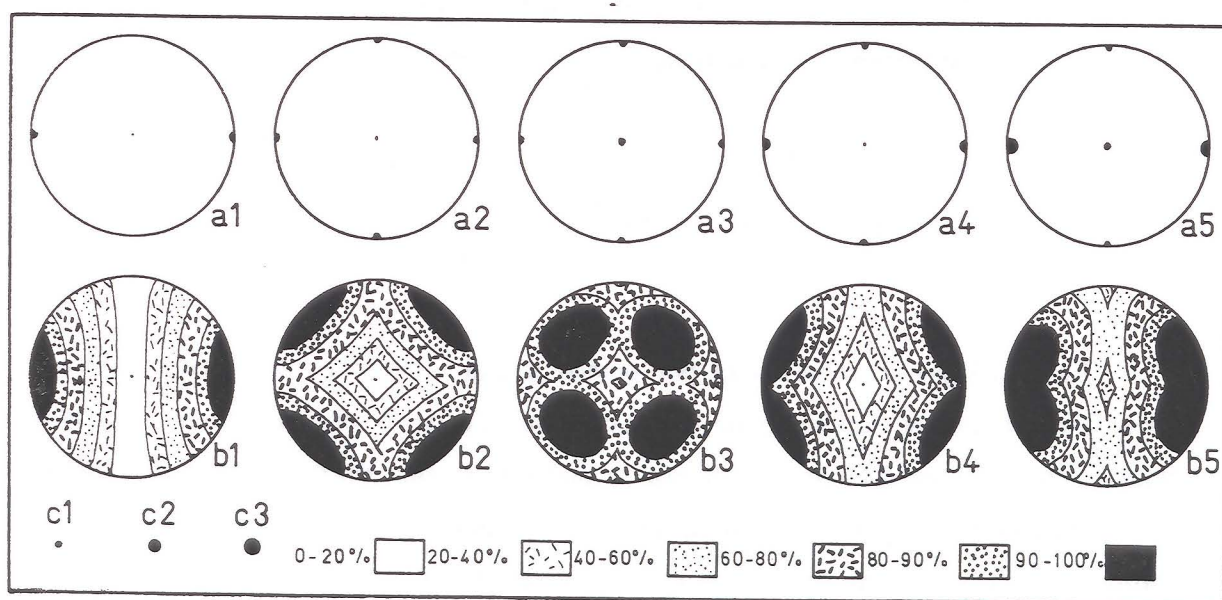


Fig. 6.9. Diagramas de polos (a1,a2,a3,a4 y a5) y de frecuencia de fracturación (b1,b2,b3,b4 y b5) de modelos teóricos de diaclasado. Proyección equiareal, hemisferio inferior. b1, b2, b3, b4 y b5: Contornos al 20%, 40%, 60%, 80% y 90% del máximo del diagrama. b1: suma de las frecuencias de fracturación absolutas de todos los juegos ($f, f = f_i$) = 1, máximo de frecuencia de fracturación del diagrama (m) = 1, número de datos (n)=1 ; b2: $f=2, m=141, n=2$; b3: $f=3, m=173, n=3$; b4: $f=3, m=2.23, n=2$; b5: $f=5, m=3.32, n=3$. c1: polo de diaclasa de juego con frecuencia de fracturación=1 c2: polo de diaclasa de juego con frecuencia de fracturación=2. c3: polo de diaclasa de juego con frecuencia de fracturación=3.

-INTENSIDADES DE FRACTURACIÓN.

En los estudios de fracturación se utilizan variables escalares y vectoriales. Los diagramas de frecuencia de fracturación representan la cantidad de fracturas que corta una recta en función de su orientación. Es una variable vectorial en cada estación. También es interesante conocer el grado de fracturación y observar las variaciones que se producen en el espacio. Se han realizado estudios que relacionan el grado de fracturación con la proximidad a accidentes frágiles mayores. Sin embargo los resultados que obtienen son dispares (Narr, 1.982). Mientras que unos autores observan que aumenta (Wheeler y Dixon, 1.980 y Shepherd et al., 1.982), otros concluyen que disminuye (Pohn, 1.981). El grado de fracturación también depende de otros factores cuya influencia puede ser variable. Tal es el caso de la litología o de la potencia de las capas.

El grado de fracturación es una magnitud escalar que se cuantifica de diferente forma según los autores:

-Wheeler y Dixon (1.980) definen la intensidad de fracturación (I) como la superficie (S) de diaclasa por unidad de volumen de roca (V).

$$I = S/V$$

-Ehlen y Zen (1.986) y Davis (1.984) denominan densidad de fracturación (d) al número de diaclasas (n) por unidad de área (a) en una capa.

$$d = n/a$$

Las diaclasas se representan por planos situados en un espacio tridimensional. La frecuencia relativa de un juego de diaclasas depende de la oblicuidad de los planos de diaclasa con la línea de muestreo, y por lo tanto de la sección considerada. Por todo ello es conveniente utilizar para la medida del grado de diaclasado la intensidad de fracturación porque en el espacio tridimensional es independiente de la orientación de los juegos de diaclasas.

La intensidad de fracturación puede calcularse a partir de los mismos datos que los diagramas de frecuencia de fracturación. Habitualmente los sistemas de diaclasas están formados por varios juegos. Cada juego se caracteriza por la orientación de sus planos y por su frecuencia máxima. La relación entre los espaciados y las frecuencias ya ha sido comentada.

La intensidad de fracturación (I) del sistema de diaclasas se calcula a partir de las frecuencias máximas (f_i) de cada juego de diaclasa (n) mediante la siguiente fórmula (Wheeler y Dixon, 1980):

$$I = \sum_{i=1}^n f_i$$

6.2. FÁBRICAS DE EJES [C] DE CUARZO.

Las fábricas que se muestran en este anexo corresponden a las tres secciones distintas cuya posición está esquematizada en la fig. 6.10. Las fábricas de cada sección están ordenadas en sentido ascendente dentro de la sucesión de materiales. Se indica la coordenada de los los puntos donde se ha tomado cada muestra .

N= Número de datos.

Esquema de posición de las fábricas:

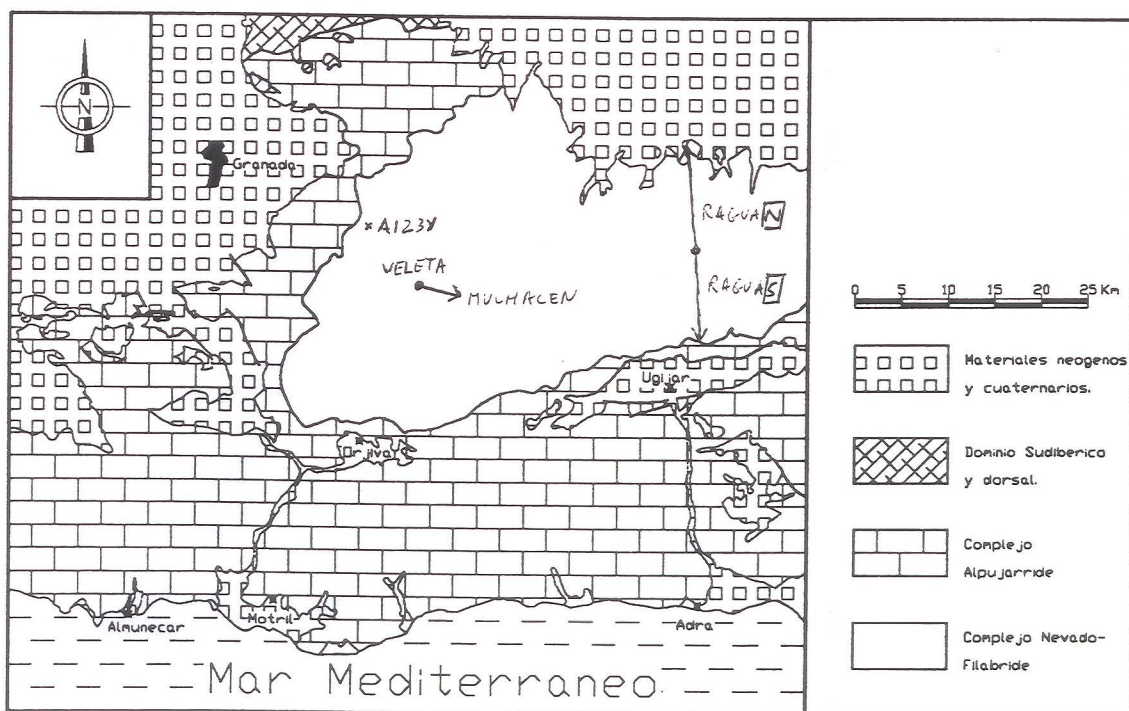
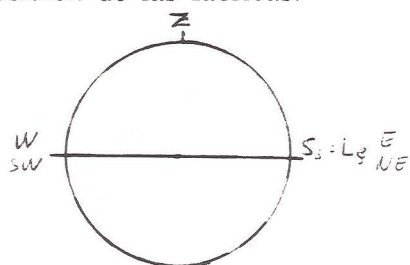


Fig. 6.10. Posición de las secciones en las que se han tomado las muestras para la realización de las fábricas de ejes [c] de cuarzo.

Sigla:R15

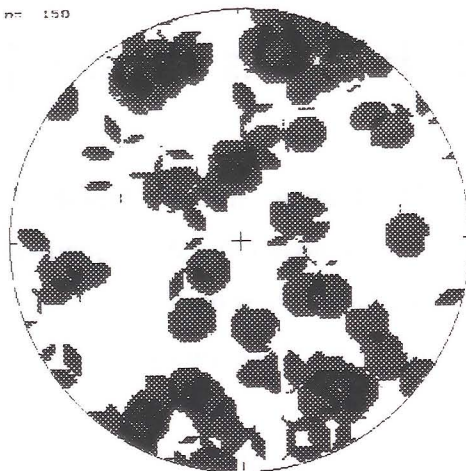
Porcentajes:2, 5, 8, 11

Coordenadas;

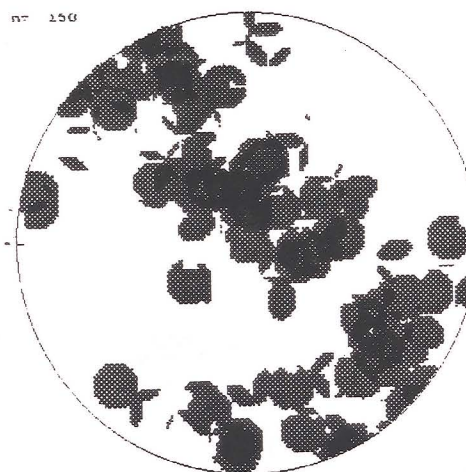
X:468680

Y:4101320

nº 150



nº 150



Sigla:R14

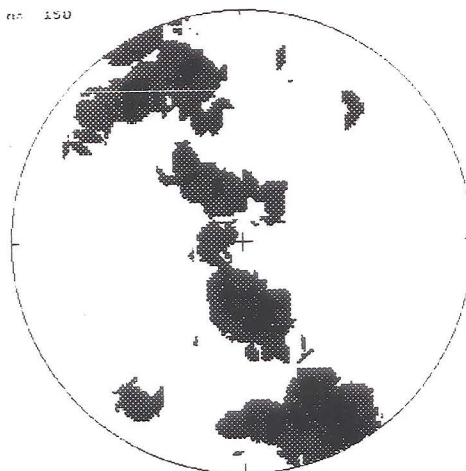
Porcentajes:2, 5, 8, 11

Coordenadas;

X:469320

Y:4101120

nº 150



Sigla:R13

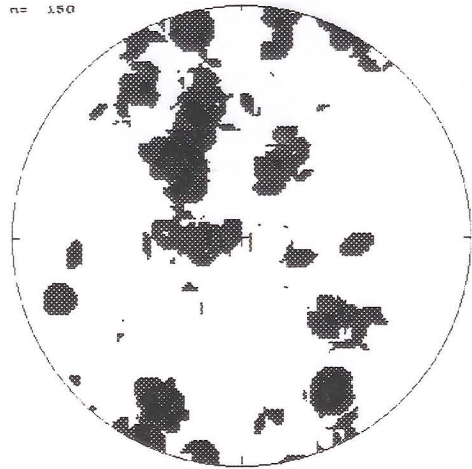
Porcentajes:3, 7, 11, 15

Coordenadas;

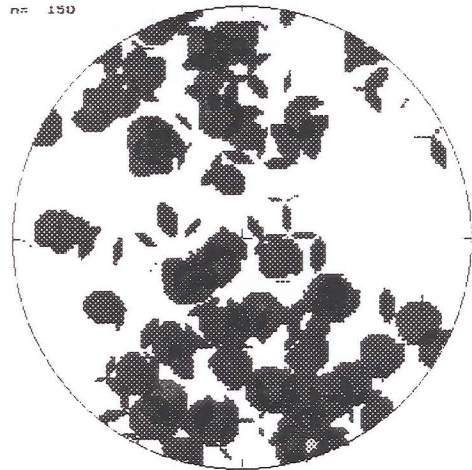
X:469480

Y:4101180

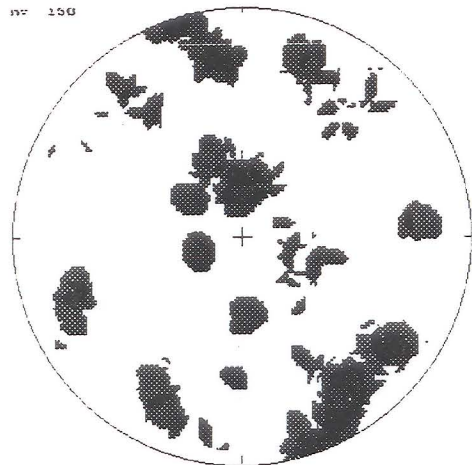
Sigla:R12
Porcentajes:3, 6, 9, 12
Coordenadas;
X:469560
Y:4101140



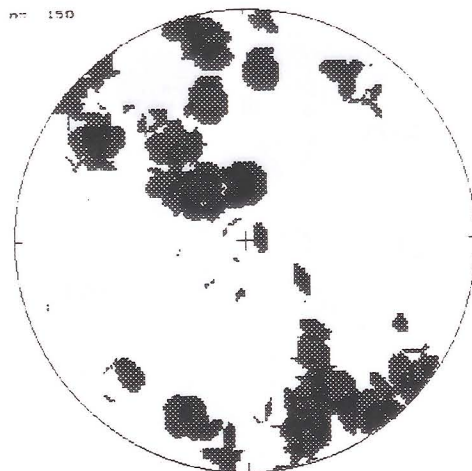
Sigla:R11
Porcentajes:2, 4, 6, 8
Coordenadas;
X:469600
Y:4101180



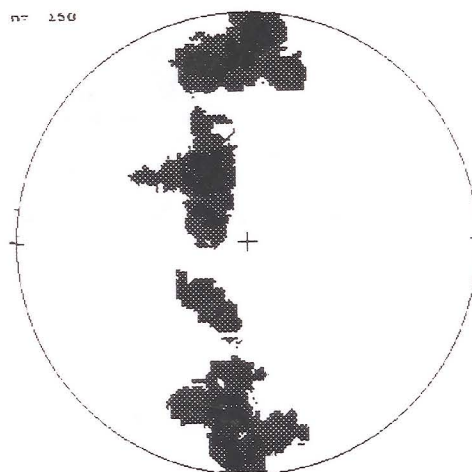
Sigla:R10
Porcentajes:3, 6, 9, 12
Coordenadas;
X:469680
Y:4101180



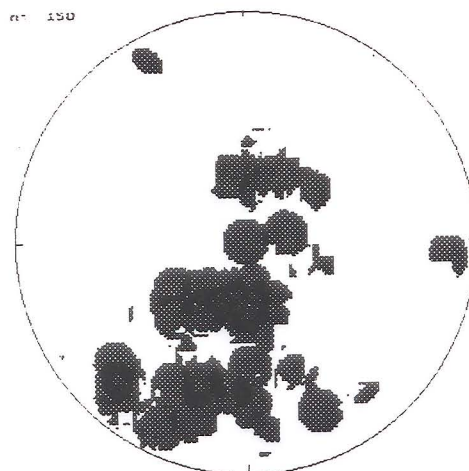
Sigla:R9
Porcentajes:3, 6, 9, 12
Coordenadas;
X:469720
Y:4101160



Sigla:R8
Porcentajes:4, 8, 12, 16
Coordenadas;
X:469740
Y:4101120



Sigla:R7
Porcentajes:3, 7, 11, 15
Coordenadas;
X:469880
Y:4101220



Sigla:R6

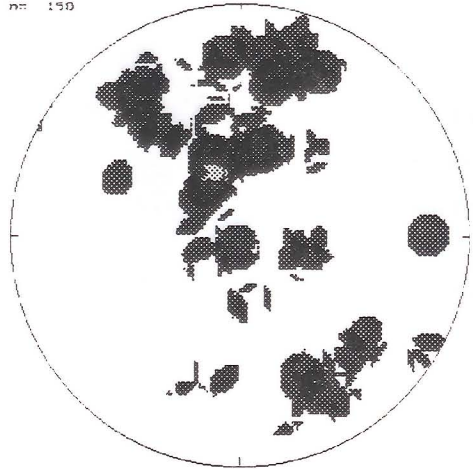
Porcentajes: 3, 6, 9, 12

Coordenadas;

X:469960

Y:4101220

nr 150



Sigla:R5

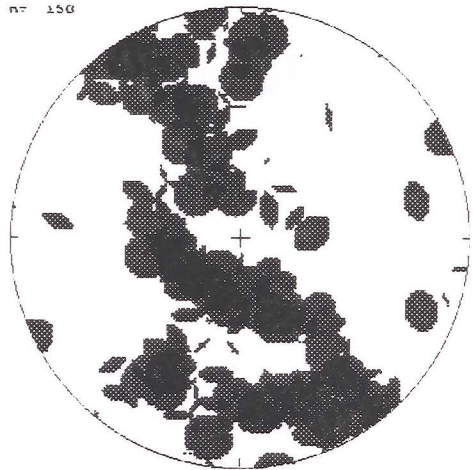
Porcentajes:2, 5, 8, 11

Coordenadas;

X:470000

Y:4101220

nr 150



Sigla:R4

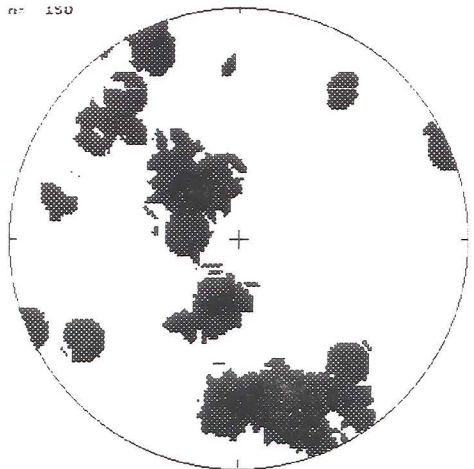
Porcentajes:3, 7, 12, 20

Coordenadas;

X:470080

Y:4101220

nr 150



Sigla:R3

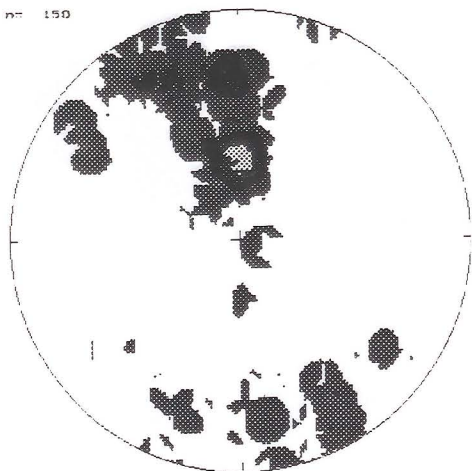
Porcentajes:3, 8, 15, 24

Coordenadas;

X:470120

Y:4101220

n= 150



Sigla:R2

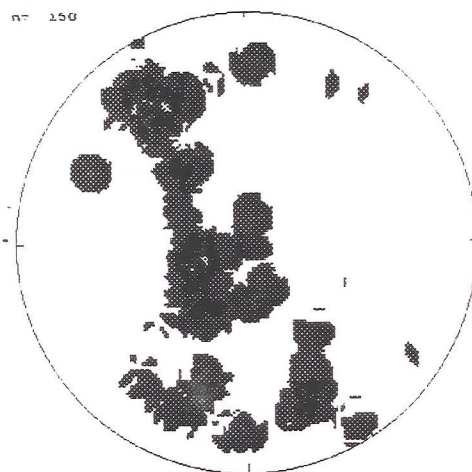
Porcentajes:3, 7, 10, 13

Coordenadas;

X:470160

Y:4101220

n= 150



Sigla:R1

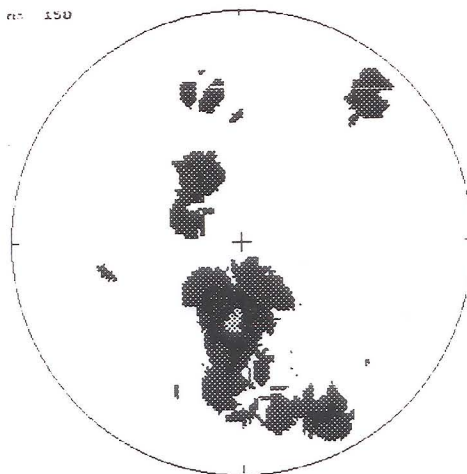
Porcentajes:4, 8, 12, 16

Coordenadas;

X:470220

Y:4101220

n= 150



Sigla:SN21

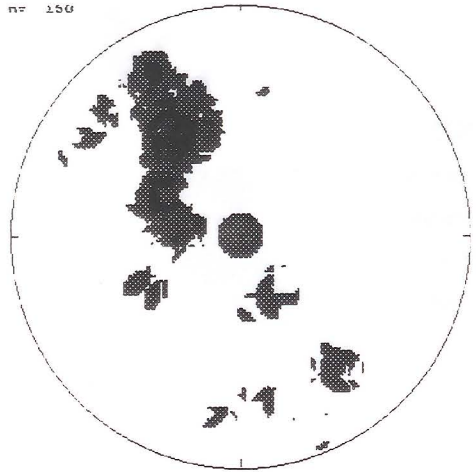
Porcentajes: 4, 8, 12, 16

Coordenadas;

X:468900

Y:4101150

n= 156



Sigla:SN22

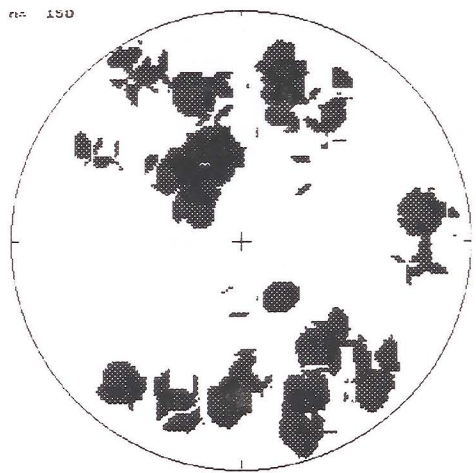
Porcentajes:3, 6, 9, 12

Coordenadas;

X:469000

Y:4101050

n= 150



Sigla:SN23A

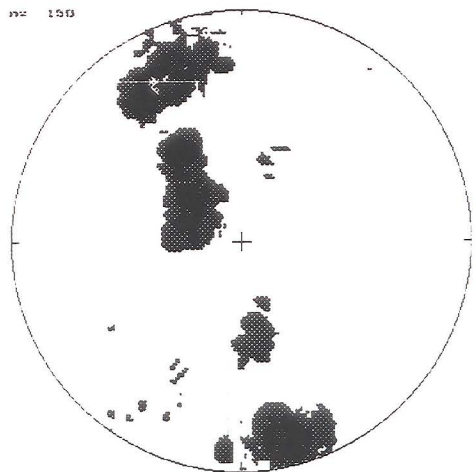
Porcentajes:4, 8, 12, 16

Coordenadas;

X:470100

Y:4101200

n= 156



Sigla:SN25

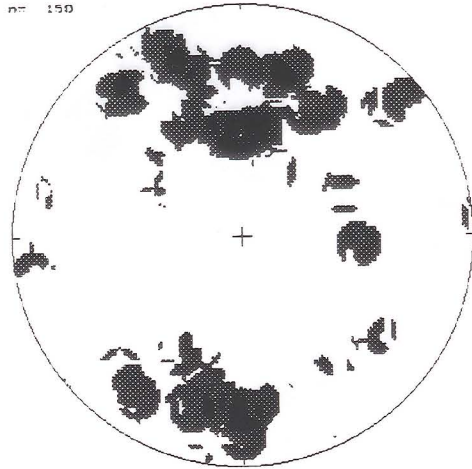
Porcentajes:3, 7, 11, 15

Coordenadas;

X:470550

Y:4101280

n° 150



Sigla:SN26

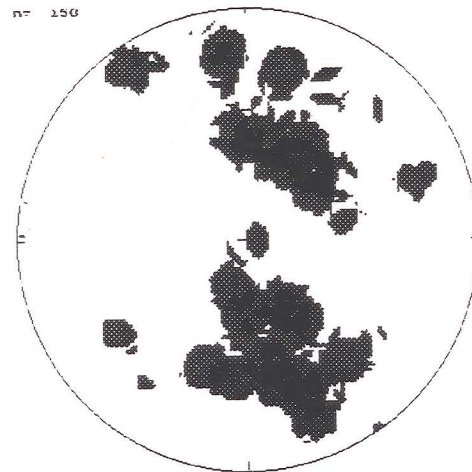
Porcentajes:3, 7, 11, 15

Coordenadas;

X:470320

Y:4101220

n° 150



Sigla:SN30

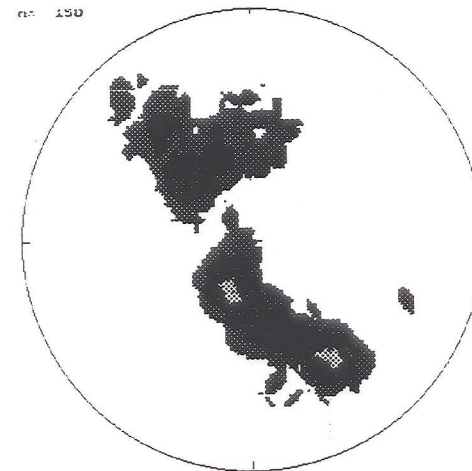
Porcentajes:3, 8, 14, 21

Coordenadas;

X:471560

Y:4101180

n° 150



Sigla:SN31

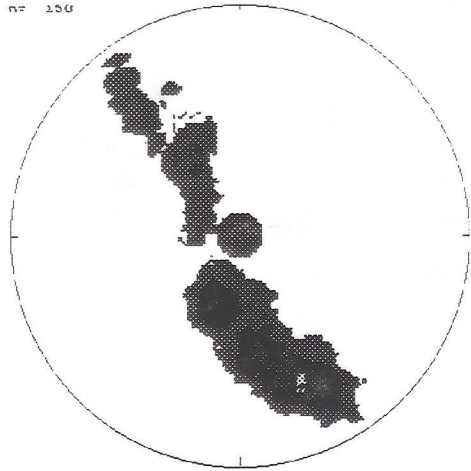
Porcentajes:5, 13, 21, 29

Coordenadas;

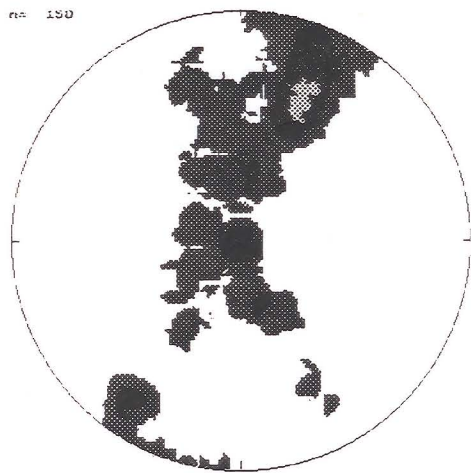
X:471760

Y:4101160

n= 156



n= 150



Sigla:SN34A

Porcentajes:3, 8, 13, 18

Coordenadas;

X:472020

Y:4101060

SECCIÓN RAGUA-NORTE.

Sigla:J128A

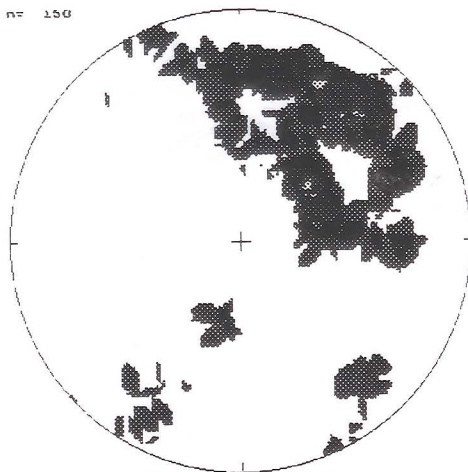
Porcentajes: 3, 6, 9, 12

Coordenadas;

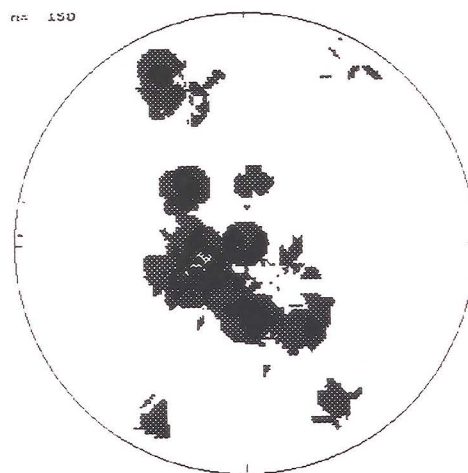
X:497650

Y:4105650

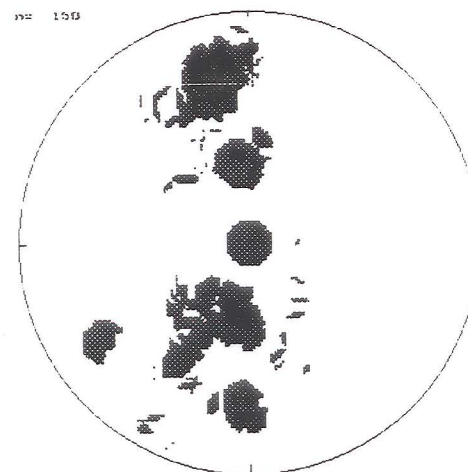
nº 150



nº 150



nº 150



Sigla:J123

Porcentajes:4, 8, 12, 16

Coordenadas;

X:496750

Y:4108000

Sigla:J120

Porcentajes:4, 8, 12, 16

Coordenadas;

X:497200

Y:4108300

Sigla:J111

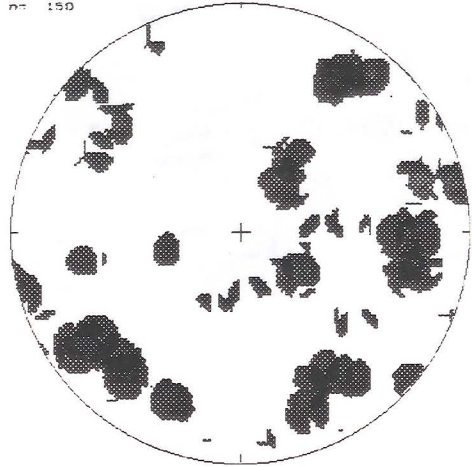
Porcentajes:3, 6, 9, 12

Coordenadas;

X:496250

Y:4109650

n= 150



Sigla:J107

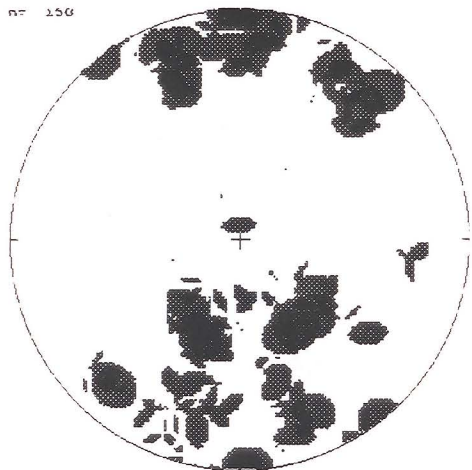
Porcentajes:3, 6, 9, 12

Coordenadas;

X:496450

Y:4110200

n= 150



Sigla:J106

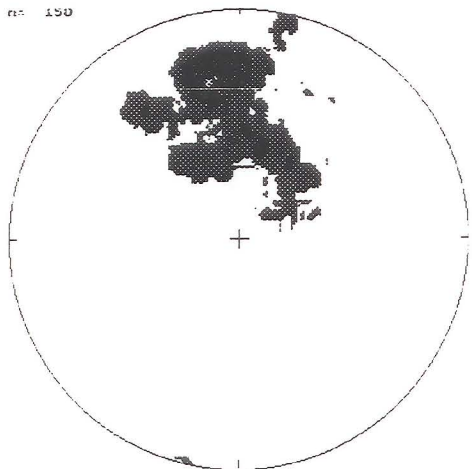
Porcentajes:6, 12, 18, 24

Coordenadas;

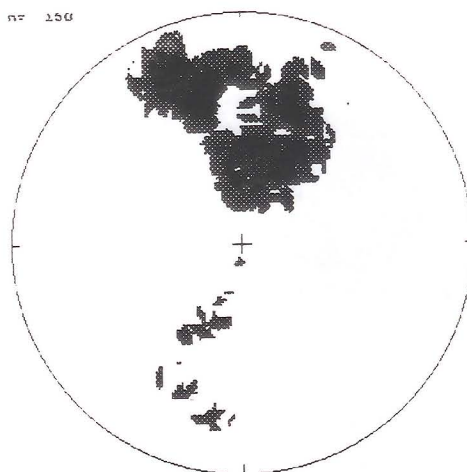
X:496100

Y:4110300

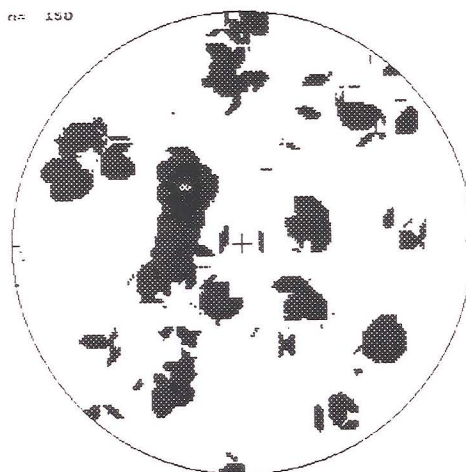
n= 150



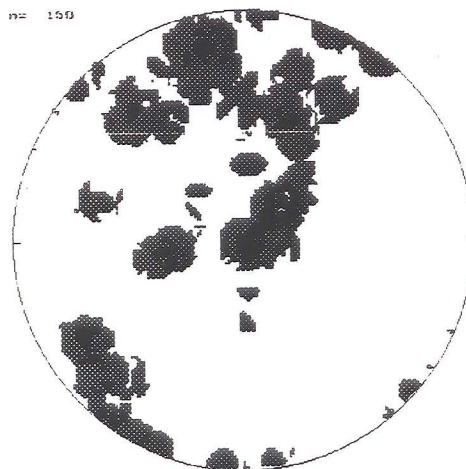
Sigla:J101
Porcentajes:4, 9, 14, 19
Coordenadas;
X:496150
Y:4111550



Sigla:J94
Porcentajes:3, 7, 11, 15
Coordenadas;
X:495600
Y:4112700



Sigla:J79
Porcentajes:3, 7, 10, 13
Coordenadas;
X:496050
Y:4113450



Sigla:J74A

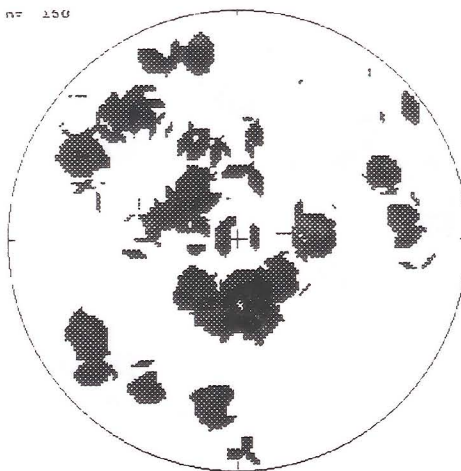
Porcentajes:3, 7, 11, 15

Coordenadas;

X:495850

Y:4113950

nº 150



Sigla:J63

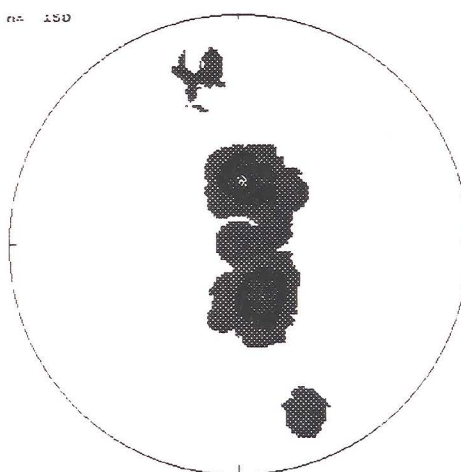
Porcentajes:5, 15, 25, 35

Coordenadas;

X:496100

Y:4114750

nº 150



Sigla:J60-1

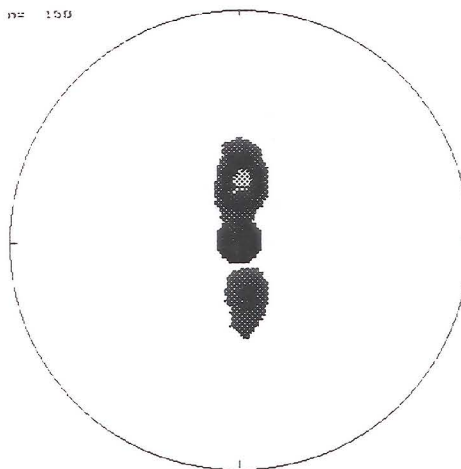
Porcentajes:15, 30, 45, 60

Coordenadas;

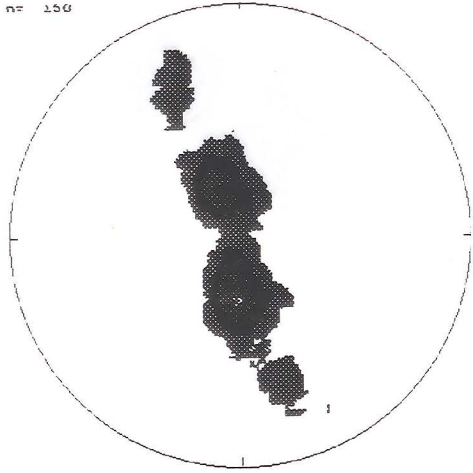
X:495300

Y:4114700

nº 150



n= 156



Sigla:J281

Porcentajes:5, 15, 30, 50

Coordenadas;

X:497600

Y:4115600

SECCIÓN RAGUA-SUR.

Sigla:LR91

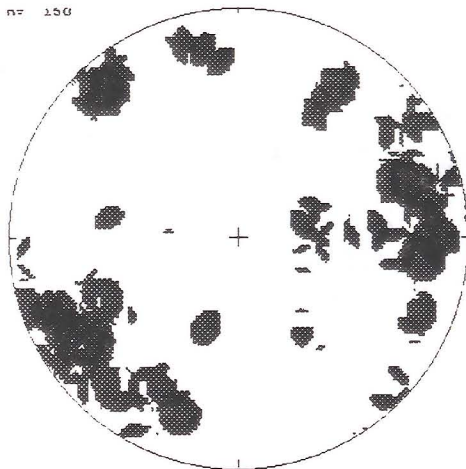
Porcentajes: 3, 6, 9, 12

Coordenadas;

X:497800

Y:4106600

nr 150



Sigla:LR89

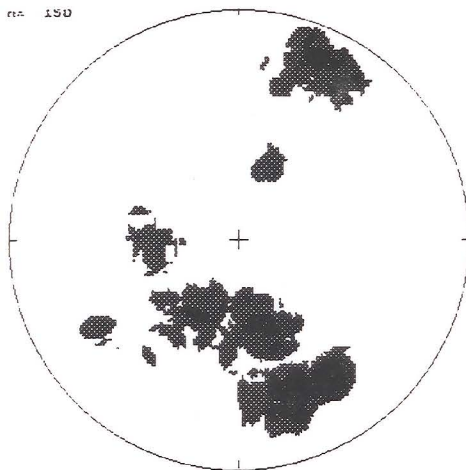
Porcentajes:4, 8, 12, 16

Coordenadas;

X:497900

Y:4106350

nr 150



Sigla:LR86

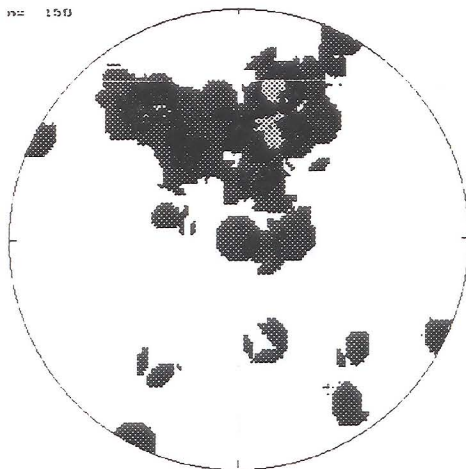
Porcentajes:3, 7, 10, 13

Coordenadas;

X:498050

Y:4105900

nr 150



Sigla:LR83

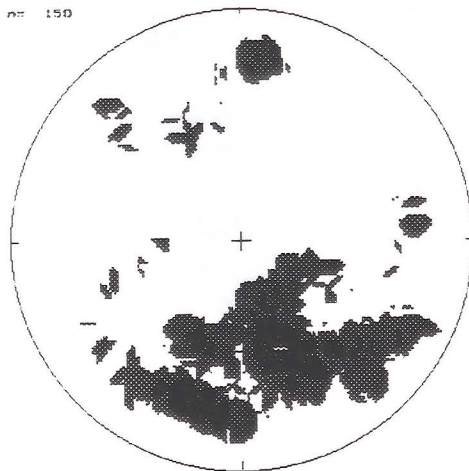
Porcentajes:3, 7, 11, 15

Coordenadas;

X:498000

Y:4105300

nº 150



Sigla:LR76

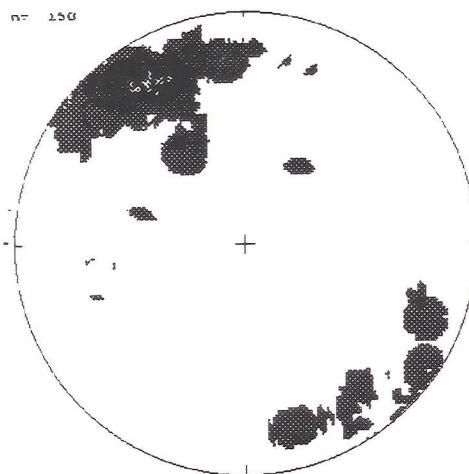
Porcentajes:4, 8, 12, 16

Coordenadas;

X:497800

Y:4104900

nº 150



Sigla:LR75A

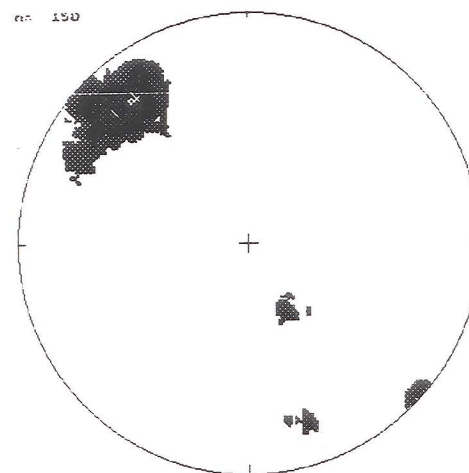
Porcentajes:7, 14, 21, 28

Coordenadas;

X:497900

Y:4104700

nº 150



Sigla:LR67

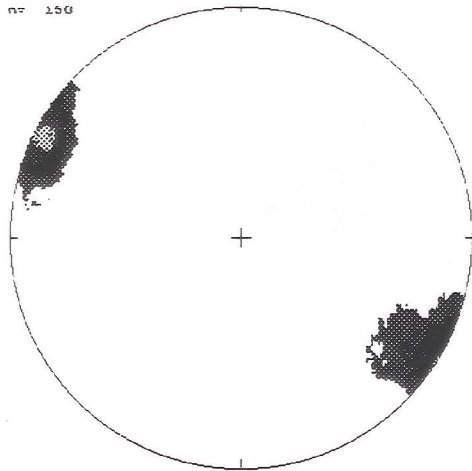
Porcentajes:10, 20, 30, 40

Coordenadas;

X:498200

Y:4103250

n= 150



Sigla:LR60

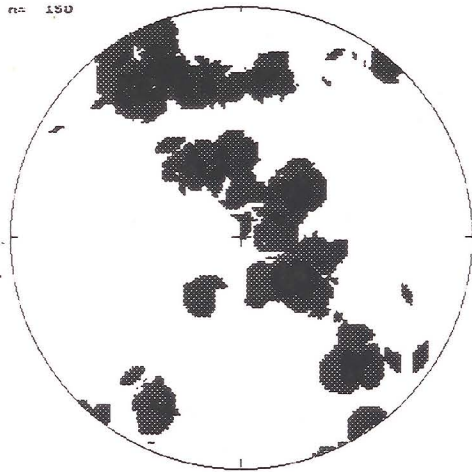
Porcentajes:3, 7, 11, 15

Coordenadas;

X:498600

Y:4102200

n= 150



Sigla:LR52

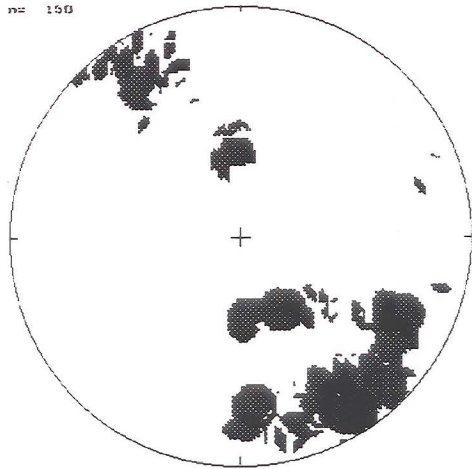
Porcentajes:4, 9, 14, 19

Coordenadas;

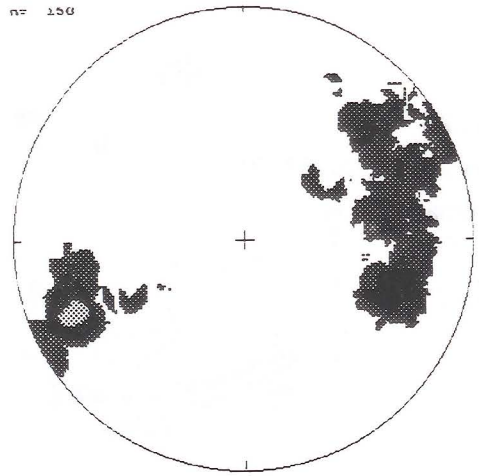
X:498600

Y:4100600

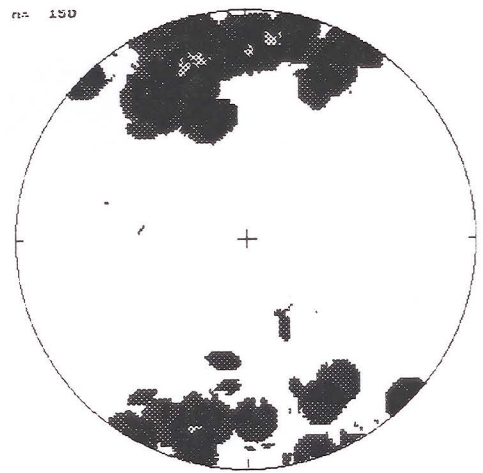
n= 150



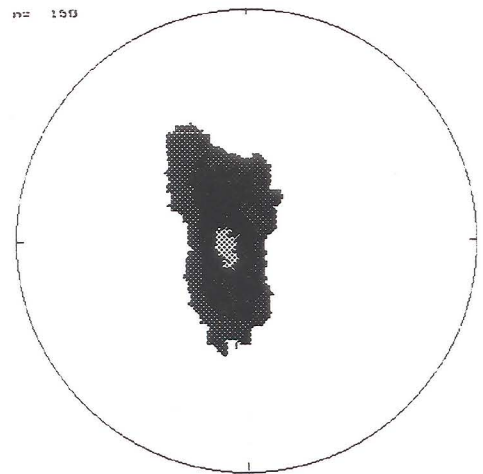
Sigla:LR47
Porcentajes:5, 10, 15, 20
Coordenadas;
X:499200
Y:4099600



Sigla:LR42
Porcentajes:3, 6, 9, 12
Coordenadas;
X:499650
Y:4099550



Sigla:LR41
Porcentajes:5, 15, 30, 45
Coordenadas;
X:499550
Y:4099500



Sigla:LR37

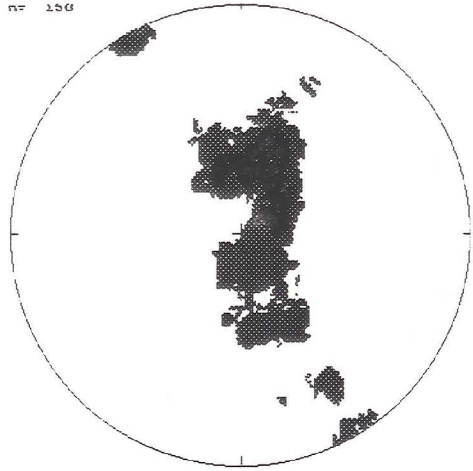
Porcentajes:6, 12, 18, 24

Coordenadas;

X:499300

Y:4099050

n= 150



Sigla:LR33

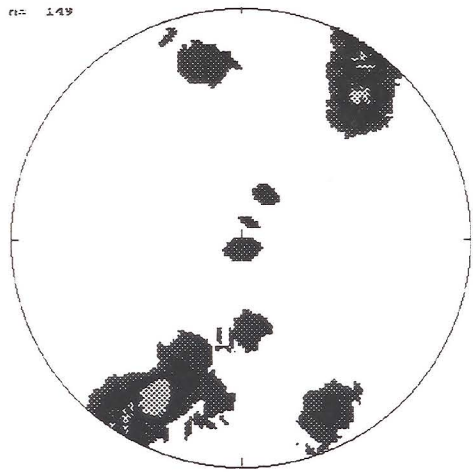
Porcentajes:5, 10, 15, 20

Coordenadas;

X:499350

Y:4098250

n= 149



Sigla:LR27

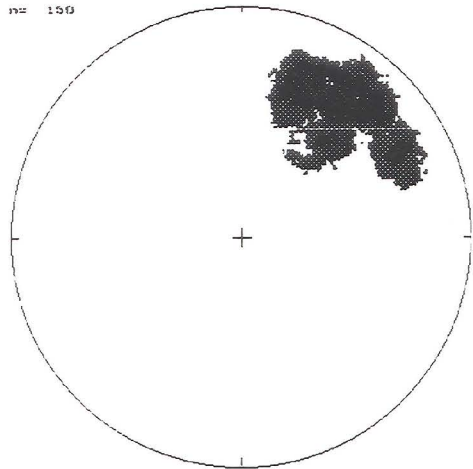
Porcentajes:7, 14, 21, 28

Coordenadas;

X:499450

Y:4097700

n= 150



Sigla:LR21

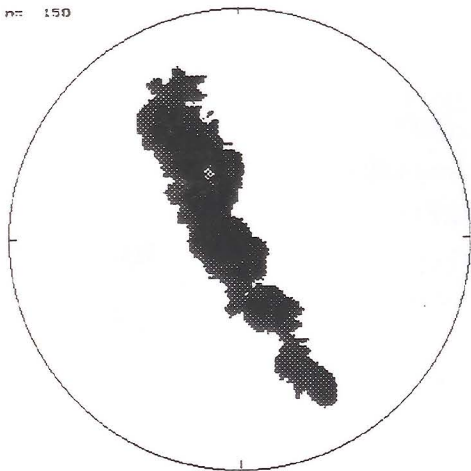
Porcentajes:6, 12, 18, 24

Coordenadas;

X:499600

Y:4097100

nr 150



Sigla:LR10

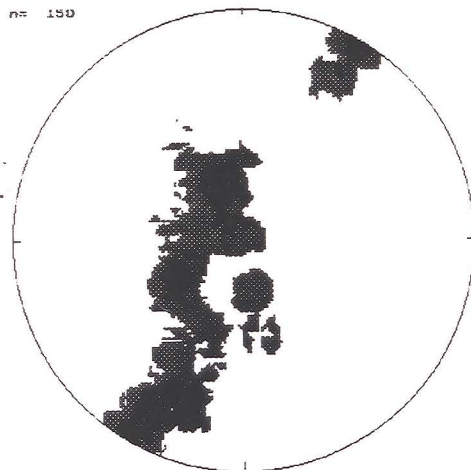
Porcentajes:5, 10, 15, 20

Coordenadas;

X:499350

Y:4095900

nr 150



Sigla:LR3

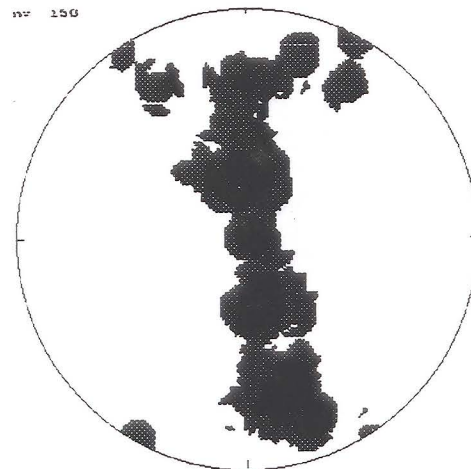
Porcentajes:3, 8, 14, 20

Coordenadas;

X:499600

Y:4099350

nr 150



6.3. RESULTADOS DE LA DETERMINACIÓN DE LOS PALEOESFUERZOS.

En este anexo se representan las orientaciones de los ejes principales de los elipsóides de esfuerzos determinados mediante el método de las redes de búsqueda. El significado de los valores que aparecen en las tablas es el siguiente:

111 2 333333 4444444 5555 666 77
A) B C DDD EE FFF GG H.HH III JJ K.KK

DATOS DE CADA ESTACION

111 = Sigla de campo.
2 = En materiales alpujárrides, sector geográfico.
333333 = Longitud (U.T.M.)
4444444 = Latitud (U.T.M.)
5555 = Altitud.
666 = Litología.
 ACD= Materiales carbonatados alpujárrides
 NC = Esquistos claros y cuarcitas nevado-
 filábrides.
 NS = Serpentinitas nevado-filábrides.
 SCC= Calcarenitas
 SD = Rocas detríticas.
77 = Número de estrias.

DATOS DE CADA ELIPSOIDE DE ESFUERZOS

A) = Número de orden en la determinación.
B = Características del elipsóide.
 I= Indeterminado. Existen dos posibles soluciones
 conjugadas.
 P= Probable. Una de las dos posibles soluciones
 conjugadas es más probable.
 S= Seguro. Sólo existe una solución.
C = Calidad del ajuste (3, mejor que 2, mejor que 1).
DDD,EE = Dirección e inclinación del eje intermedio.
FFF,GG = Dirección e inclinación del eje 1.
H.HH = Razón áxica cuando el eje 1 es el eje mayor del
 elipsóide de esfuerzos. Este es el estado de
 esfuerzos más probable cuando B= P.
III,JJ = Dirección e inclinación del eje 2.
K.KK = Razón áxica cuando el eje 2 es el eje mayor del
 elipsóide de esfuerzos.

ESTACIONES DE MEDIDA DE MICROFALLAS

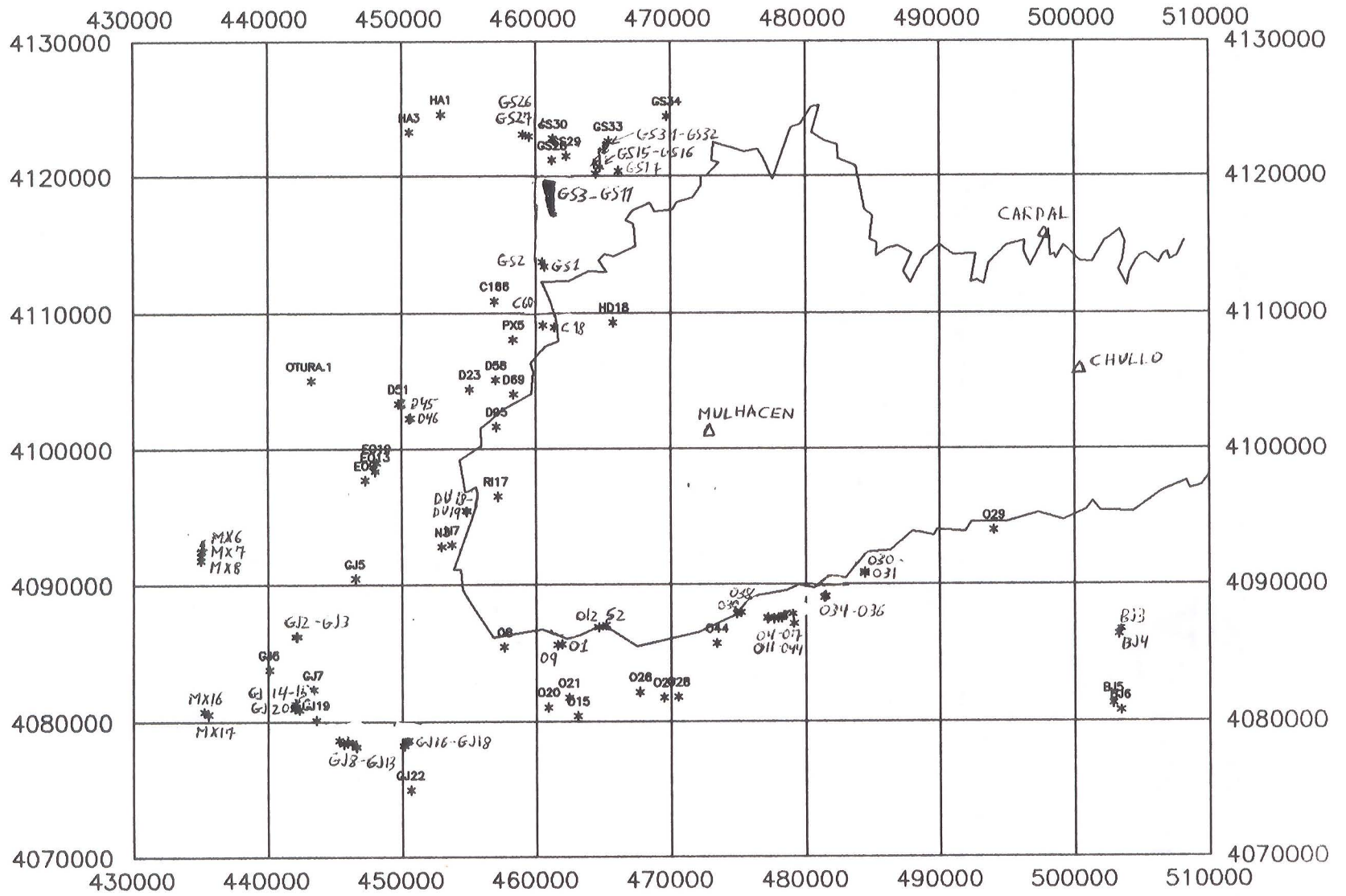


Fig. 6.11. Posición de las estaciones en las que he medido la orientación de las microfallas para el estudio de los paleoesfuerzos.

ALPUJARRIDE:

ALM29		551000	4140300		0	ACD	35													
	1)	I	2	332	6	238	35	0.9	70	54	0.1									
	2)	I	2	162	20	70	6	0.84	324	69	0.16									
GS1		W	460650	4113400	1160	ACD	37													
	1)	P	2	171	9	11	80	0.23	262	3	0.77									
	2)	I	3	177	16	50	64	0.95	273	20	0.05									
GS2		W	460500	4113700	1220	ACD	12													
	1)	P	2	166	84	346	6	0.46	76	0	0.54									
GS3		N	461500	4116450	1100	ACD	11													
	1)	S	3	160	4	257	64	0.44	68	26										
GS4		N	461300	4116900	1100	ACD	11													
	1)	I	1	42	10	286	68	0.56	136	20	0.44									
GS5		N	461200	4117350	1100	ACD	20													
	1)	I	3	244	6	72	84	0.18	334	1	0.82									
	2)	I	1	65	18	185	57	0.57	326	27	0.43									
GS6		N	461200	4117900	1080	ACD	44													
	1)	P	3	41	22	164	53	0.59	299	28	0.41									
	2)	P	1	205	30	336	49	0.59	99	26	0.41									
	3)	I	2	67	20	215	67	0.59	333	11	0.41									
GS7		N	461250	4118050	1080	ACD	22													
	1)	I	2	44	32	266	50	0.07	148	22	0.93									
	2)	I	2	68	2	169	80	0.31	338	10	0.69									
GS9		N	461400	4118300	1090	ACD	12													
	1)	I	1	311	42	41	0	0.64	131	48	0.36									
GS10		N	461450	4118450	1100	ACD	27													
	1)	I	1	300	20	32	6	0.51	138	69	0.49									
	2)	I	1	314	10	211	52	0.78	51	36	0.22									
GS11		N	461500	4118750	1080	ACD	18													
	1)	P	3	320	9	74	68	0.25	226	20	0.75									
	2)	I	3	284	10	17	18	0.75	167	69	0.25									
GS12		N	460850	4118250	1040	ACD	13													
	1)	I	1	345	2	252	60	0.47	76	30	0.53									
	2)	I	2	352	49	107	20	0.93	211	34	0.07									
GS15		N	464450	4120150	1150	ACD	9													
	1)	P	1	291	18	104	72	0.02	200	2	0.98									
GS16		N	464800	4120650	1180	ACD	12													
	1)	I	3	246	36	354	24	0.68	110	44	0.32									

GS17 N 466150 4120350 1360 ACD 31
 1) S 3 101 14 0 38 0.23 208 49
 2) I 3 210 52 20 38 0.26 114 5 0.74

GS26 N 459050 4123050 1380 ACD 31
 1) I 2 28 50 231 38 0.3 132 11 0.97
 2) P 3 210 82 106 2 0.28 16 8 0.72
 3) I 3 9 50 262 14 0.82 162 37 0.18

GS27 N 459550 4122900 1380 ACD 26
 1) I 2 86 28 238 59 0.46 349 12 0.54
 2) I 2 103 46 221 24 0.43 328 34 0.57

GS28 N 461250 4121150 1400 ACD 8
 1) I 3 111 2 206 58 0.13 18 32 0.87

GS29 N 462300 4121450 1330 ACD 21
 1) P 2 332 27 90 42 0.74 221 36 0.26

GS30 N 461300 4122750 1530 ACD 8
 1) I 3 153 36 267 29 0.28 26 40 0.72

GS31 N 464250 4121150 1190 ACD 14
 1) I 2 10 4 274 58 0.41 102 32 0.59
 2) I 2 331 61 170 28 0.15 76 8 0.85

GS32 N 464350 4120900 1210 ACD 17
 1) I 3 254 4 346 28 0.72 157 62 0.28
 2) I 3 317 26 152 63 0.76 50 6 0.24

GS33 N 465400 4122550 1280 ACD 19
 1) I 1 96 51 219 24 0.59 232 29 0.41
 2) I 3 228 42 342 25 0.8 93 38 0.2

GS34 N 469750 4124400 1180 ACD 11
 1) I 3 178 19 82 16 0.8 315 65 0.2
 2) I 3 341 18 235 40 0.89 90 44 0.11

HA1 N 452950 4124550 1400 ACD 33
 1) I 2 200 2 108 38 0.63 293 52 0.37
 2) I 2 333 43 102 35 0.34 214 28 0.66
 3) I 3 354 58 174 32 0.96 84 0 0.04

HA3 N 450600 4123250 1210 ACD 27
 1) I 2 17 18 285 6 0.15 178 71 0.85
 2) I 2 107 10 248 77 0.7 16 8 0.3

C166 W 456950 4110850 1310 ACD 97
 1) I 2 26 24 256 55 0.82 127 24 0.18
 2) I 2 204 4 105 66 0.09 296 24 0.91
 3) I 3 40 26 233 63 0.89 132 5 0.11
 4) I 3 95 12 195 40 0.9 351 47 0.1
 5) I 3 197 54 107 0 0.51 0.1 36 0.49

D23 W 455100 4104400 1440 ACD 33
 1) P 3 108 14 288 76 0.03 18 0 0.97
 2) I 3 329 22 230 20 0.22 103 59 0.78

D45 W 450700 4102300 950 ACD 12
 1) P 2 122 8 30 12 0.74 244 76 0.16

D46 W 450600 4102250 950 ACD 9
 1) I 2 148 8 342 82 0.08 238 2 0.92

D58 W 457050 4105100 1620 ACD 19
 1) P 3 91 14 193 38 0.92 345 49 0.08

D69 W 458400 4104050 1730 ACD 8
 1) I 3 4 22 259 33 0.05 122 49 0.95

E09 W 447300 4097700 900 ACD 16
 1) I 2 111 3 204 50 0.88 18 40 0.12
 2) I 3 287 29 24 12 0.82 134 58 0.18

E013 W 448050 4098350 1070 ACD 25
 1) I 3 8 38 266 14 0.93 160 49 0.07
 2) I 3 210 30 101 29 0.18 337 46 0.82

E019 W 448150 4099000 1210 ACD 25
 1) I 3 309 21 213 15 0.78 90 64 0.22
 2) I 2 239 16 342 38 0.51 131 47 0.49

PX5 W 458350 4108050 1350 ACD 22
 1) I 2 80 4 192 79 0.07 349 10 0.93
 2) I 2 12 8 275 40 0.36 111 49 0.64

C60 W 460550 4109100 1760 ACD 9
 1) S 2 190 6 0 84 0.29 100 1

C18 W 461400 4108950 1950 ACD 26
 1) I 2 214 2 118 72 0.19 305 18 0.81
 2) I 3 350 24 256 8 0.37 149 65 0.63

BJ3 SE 503400 4086750 740 ACD 27
 1) I 1 243 32 14 46 0.31 135 27 0.69
 2) I 3 311 47 190 25 0.16 83 32 0.84
 3) I 3 146 38 276 39 0.07 32 28 0.93

BJ4 SE 503250 4086350 720 ACD 9
 1) I 1 229 40 85 44 0.58 336 18 0.42

BJ5 SE 502850 4081300 470 ACD 43
 1) I 2 333 0 63 20 0.79 243 70 0.21
 2) I 1 150 34 343 56 0.11 244 6 0.89
 3) S 1 50 28 290 43 0.88 161 35

BJ6 SE 503400 4080800 420 ACD 8
 1) I 3 78 2 171 54 0.22 347 36 0.78

04

- 1) S 478400 4087700 1040 ACD 38
- 2) I 1 116 20 219 33 0.04 0 50 0.96
- 3) I 3 307 1 39 60 0.4 217 30 0.6
- 4) I 3 346 55 242 10 0.77 145 33 0.23

05

- 1) S 478250 4087550 1020 ACD 18
- 2) I 2 308 19 200 42 0.02 56 42 0.98

06

- 1) S 477950 4087550 1000 ACD 12
- 2) I 3 16 76 245 9 0.12 154 10 0.88

07

- 1) S 477650 4087500 1020 ACD 48
- 2) I 2 302 2 211 3 0.15 68 86 0.85
- 3) I 2 337 6 242 39 0.15 74 50 0.85
- 4) I 3 126 31 353 49 0.97 231 24 0.03

026

- 1) S 467700 4082150 570 ACD 10
- 2) I 1 171 43 274 13 0.86 16 44 0.14

027

- 1) S 469500 4081750 590 ACD 9
- 2) I 1 322 39 169 48 0.98 63 14 0.02

028

- 1) S 470550 4081800 640 ACD 6
- 2) I 3 28 22 293 11 0.96 178 65 0.04

029

- 1) S 494000 4094000 770 ACD 21
- 2) P 1 128 70 347 16 0.72 254 12 0.28
- 3) I 3 330 66 236 2 0.18 145 24 0.82

030

- 1) S 484400 4090750 1130 ACD 40
- 2) I 2 289 8 20 14 0.39 170 74 0.61
- 3) P 1 268 16 19 52 0.33 168 34 0.67
- 4) I 3 70 38 196 37 0.68 313 30 0.32

031

- 1) S 484400 4090900 1170 ACD 50
- 2) I 3 213 47 57 40 0.27 316 12 0.73
- 3) S 1 207 28 344 54 0.17 105 21
- 4) I 1 140 17 254 53 0.21 39 32 0.79
- 5) I 3 3 54 239 22 0.74 137 27 0.26

034

- 1) S 481500 4089100 1050 ACD 20
- 2) I 2 4 8 267 42 0.56 103 47 0.44
- 3) I 3 10 18 237 65 0.45 106 17 0.55

035

1) S 481500 4089150 1040 ACD 36
 2) I 3 86 6 177 10 0.56 325 78 0.44
 3) I 2 84 18 202 55 0.07 344 28 0.93

036

1) S 481400 4089050 1050 ACD 26
 2) I 3 58 4 149 8 0.43 302 81 0.57
 3) I 3 124 9 220 33 0.15 21 56 0.85
 4) I 3 16 0 286 84 0.75 106 6 0.25

038

1) S 475200 4087950 1320 ACD 15
 2) I 3 62 46 161 8 0.75 258 43 0.25
 3) I 3 135 84 45 0 0.31 315 6 0.69

039

1) S 474900 4087850 1290 ACD 28
 2) I 1 239 20 334 15 0.84 99 65 0.16
 3) I 2 248 54 32 30 0.12 133 17 0.88

040

1) S 477150 4087500 1000 ACD 42
 2) P 2 109 40 343 35 0.65 228 30 0.35
 3) I 1 165 40 357 50 0.28 260 6 0.72
 4) I 1 289 78 169 6 0.46 78 10 0.54

041

1) S 479150 4087150 1020 ACD 22
 2) I 1 64 32 287 7 0.18 194 25 0.82
 3) I 3 254 22 5 42 0.92 145 40 0.08

042

1) S 479050 4087850 1020 ACD 8
 2) I 3 341 38 248 4 0.11 153 52 0.89

043

1) S 477200 4087550 1060 ACD 61
 2) I 2 56 80 168 4 0.98 259 9 0.02
 3) I 2 29 14 265 66 0.24 124 19 0.76
 4) I 3 317 10 201 69 0.4 50 18 0.6

044

1) S 473400 4085700 1060 ACD 16
 2) I 1 145 54 296 33 0.46 35 14 0.54
 3) I 3 144 28 52 4 0.61 315 62 0.39

DU18

W 454900 4095400 1710 ACD 19
 1) I 3 271 40 4 4 0.9 99 50 0.1
 2) I 1 130 33 339 54 0.74 229 14 0.26

DU19

W 454850 4095450 1710 ACD 32
 1) I 2 113 6 274 82 0.7 22 6 0.3
 2) I 2 262 10 23 70 0.47 169 17 0.53
 3) I 3 140 2 49 14 0.73 237 76 0.27

GJ3 SW 442200 4086250 830 ACD 15
1) I 3 278 25 14 12 0.5 127 62 0.5

GJ2 SW 442100 4086250 820 ACD 12
1) I 2 52 44 183 35 0.46 293 26 0.54

GJ5 SW 446550 4090450 870 ACD 20
1) I 3 208 38 105 16 0.91 357 48 0.09
2) I 2 254 63 88 26 0.99 355 5 0.01

GJ6 SW 440100 4083800 1020 ACD 13
1) I 3 88 6 180 18 0.85 340 71 0.15

GJ7 SW 443400 4082350 960 ACD 11
1) I 3 222 20 97 58 0.13 321 24 0.87

GJ8 SW 446600 4078150 320 ACD 8
1) I 2 208 10 105 53 0.92 305 35 0.08

GJ9 SW 446550 4078200 320 ACD 14
1) I 1 191 4 81 78 0.5 281 11 0.5

GJ10 SW 446300 4078500 350 ACD 26
1) I 2 335 20 242 8 0.71 131 69 0.29
2) I 3 333 17 219 53 0.15 74 32 0.85
3) I 3 274 38 19 18 0.8 129 47 0.2

GJ11 SW 445950 4078500 360 ACD 10
1) I 2 42 8 296 63 0.84 136 26 0.16

GJ12 SW 445650 4078400 370 ACD 13
1) I 3 107 54 200 2 0.71 291 36 0.29
2) I 3 245 44 151 4 0.87 56 46 0.13

GJ13 SW 445300 4078650 390 ACD 15
1) I 2 126 31 273 55 0.39 27 16 0.61

GJ14 SW 442050 4081350 750 AD 25
1) I 1 123 0 33 14 0.7 213 76 0.3
1) I 2 47 24 189 60 0.8 310 16 0.2

GJ15 SW 442050 4081150 750 ACD 21
1) I 2 286 5 195 6 0.48 51 82 0.52
1) I 3 333 67 228 6 0.29 136 22 0.71

GJ16 SW 450500 4078650 590 ACD 8
1) I 3 302 6 32 2 0.9 140 84 0.1

GJ17 SW 450400 4078550 580 ACD 14
1) S 2 179 29 312 51 0.61 75 24

GJ18 SW 450150 4078250 540 ACD 9
1) P 3 158 21 268 43 0.95 49 40 0.05

GJ19 SW 443600 4080150 530 ACD 68
 1) I 1 117 21 213 14 0.89 334 64 0.11
 2) I 2 59 26 230 64 0.6 328 4 0.4
 3) I 1 127 57 289 32 0.9 24 8 0.1

GJ20 SW 442350 4080900 660 ACD 14
 1) I 1 214 6 98 77 0.03 305 12 0.97

GJ21 SW 442000 4081000 700 ACD 18
 1) I 2 146 13 242 22 0.94 27 64 0.06
 2) I 1 98 64 268 26 0.39 0 4 0.61

GJ22 SW 450650 4075000 170 ACD 32
 1) I 1 100 0 10 52 0.47 190 38 0.53
 2) I 3 145 24 247 25 0.51 17 54 0.49
 3) I 3 307 30 38 2 0.6 131 60 0.4

MX6+ SW 435100 4092500 1250 ACD 11
 1) I 3 260 30 167 4 0.76 70 60 0.24

MX7 SW 435050 4092150 1260 ACD 13
 1) P 3 307 14 103 75 0.37 216 6 0.63

MX8 SW 435050 4091800 1290 ACD 43
 1) I 2 289 35 187 18 0.35 74 50 0.65
 2) I 3 260 2 353 56 0.1 169 34 0.9
 3) I 2 248 38 7 32 0.67 124 36 0.33

MX16 SW 435300 4080750 1150 ACD 29
 1) I 3 283 65 177 7 0.65 84 24 0.35
 2) I 2 19 18 109 0 0.85 199 72 0.15

MX17 SW 435600 4080550 1120 ACD 9
 1) I 2 353 44 240 22 0.64 131 38 0.36

N3 W 453000 4092800 1050 ACD 15
 1) I 2 102 28 327 53 0.04 0 22 0.96

N7 W 453750 4092950 1260 ACD 35
 1) I 1 54 22 177 53 0.8 311 28 0.2
 2) I 2 305 15 41 22 0.55 183 63 0.45
 3) I 3 357 0 87 54 0.91 267 36 0.09

O1
 1) S 461900 4085650 640 ACD 30
 2) S 2 241 8 77 82 0.3 331 2
 3) I 3 263 31 19 36 0.23 144 38 0.77
 4) I 3 45 42 170 32 0.74 282 31 0.26

O8
 1) S 457650 4085450 650 ACD 6
 2) I 3 145 37 349 50 0.19 244 12 0.81

09

1) S 461600 4085600 680 ACD 48
2) I 2 146 13 249 43 0.04 44 44 0.96
3) P 3 183 24 319 58 0.06 84 20 0.94

015

1) S 463100 4080400 560 ACD 6
2) I 3 57 0 327 0 0.9 0 90 0.1

020

1) S 460900 4081050 350 ACD 18
2) I 1 348 29 93 25 0.81 217 50 0.19
3) I 3 95 8 223 77 0.62 4 10 0.38

021

1) S 462450 4081750 390 ACD 21
2) S 2 206 12 304 33 0.26 99 54
3) S 3 119 4 28 12 0.55 227 77

NEVADO-FILABRIDE:

D95

457100 4101650 1600 NS 25
1) I 3 352 39 245 20 0.06 134 44 0.94
2) I 3 69 20 243 70 0.06 338 2 0.94

HD18

465750 4109300 1360 NS 20
1) P 3 349 26 194 62 0.76 84 10 0.24
2) I 3 285 24 100 66 0.36 194 2 0.64

012

464650 4086900 920 NC 11
1) I 2 138 38 359 44 0.47 246 22 0.53

RI17

457200 4096500 2150 NS 25
1) S 1 120 28 309 62 0.97 212 4
2) S 2 315 22 141 68 0.34 46 2

S2

465200 4087050 1040 NC 20
1) I 2 72 0 162 16 0.8 342 74 0.2
2) I 3 0 44 180 46 0.64 90 0 0.36

NEOGENO Y CUATERNARIO:

D51

449800 4103350 1040 SCC 7
1) I 2 265 62 149 13 0.76 54 24 0.24

OTURA.1

443300 4105050 810 SD 11
1) I 3 287 31 187 16 0.23 73 54 0.77
2) I 3 288 12 99 78 0.43 198 2 0.57

DILIGENCIA:

Reunido el Tribunal examinador en el día de
la fecha, constituido por:

- D. Manuel Julibert Casagualda
- D. Florencio Alcega Valverde
- D. Jose Ramón Martínez Catalán
- D. Jose Maria Tubia Martínez
- D. Juan Campes Fernández

para juzgar la Tesis Doctoral del Licenciado Don
Jesús Galindo Zaldivar
se acordó por unanimidad otorgar la califica-
ción de Aptos "cum laude"
y para que conste, se extiende firmada por los
componentes del Tribunal, la presente diligen-
cia.

Granada, a 20 de Julio de 1990

El Secretario,


El Presidente,


El Vocal,

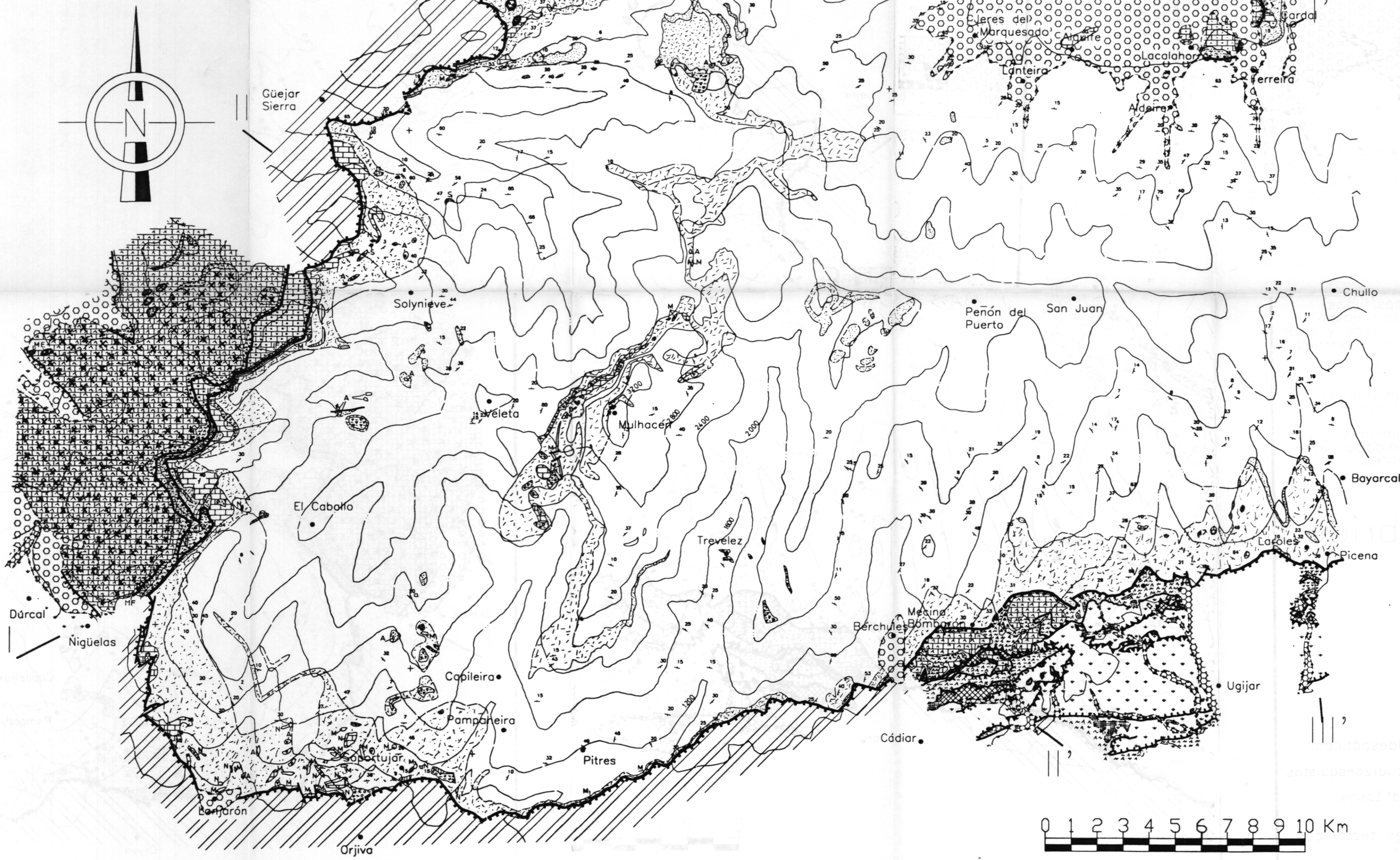

El Vocal,


El Vocal,



Mapa geológico Sierra Nevada

Jesus Galindo Zaldivar (1.990)



Dirección y buzamiento. Foliación principal Ss
 Contacto normal.
 Contacto discordante.
 Falla normal. Trazado seguro.
 Falla normal. Trazado probable.
 Falla normal de bajo ángulo.
 Falla normal de bajo ángulo. Trazado probable.
 Falla.
 Cabalgamiento. Trazado seguro.
 Cabalgamiento. Trazado probable.
 Contacto seguro en zona de cizalla.
 Contacto probable en zona de cizalla.
 Referencias topográficas.
 Curvas de nivel.

Leyenda

- F: Rocas de falla de materiales alpujárrides y neógenos.
- BR: Rocas de falla del contacto Alpujárride / Nevado-Filábride y parte superior del N.F.
- MT: Microdiaclasado en los mármoles alpujárrides.

Materiales neógenos y cuaternarios.

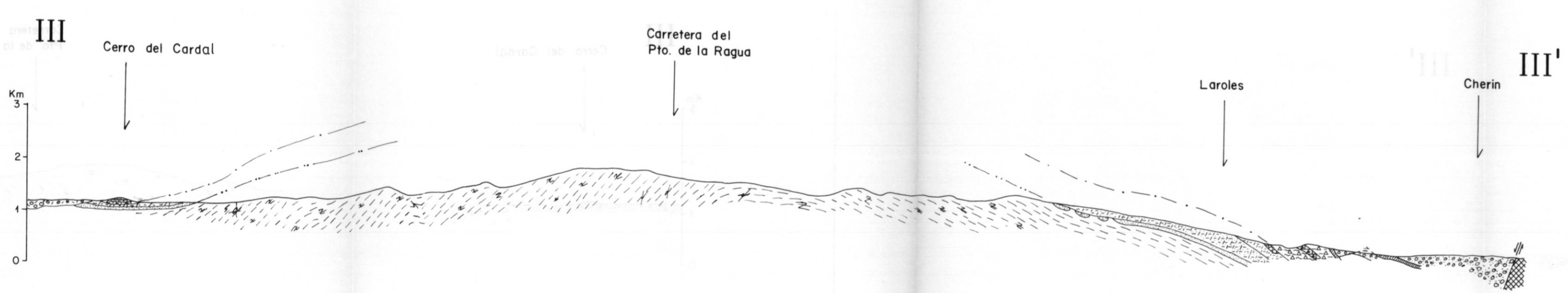
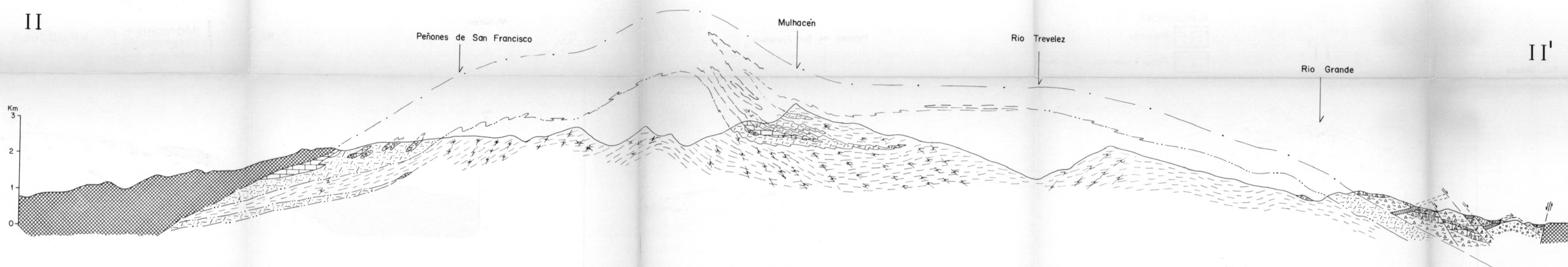
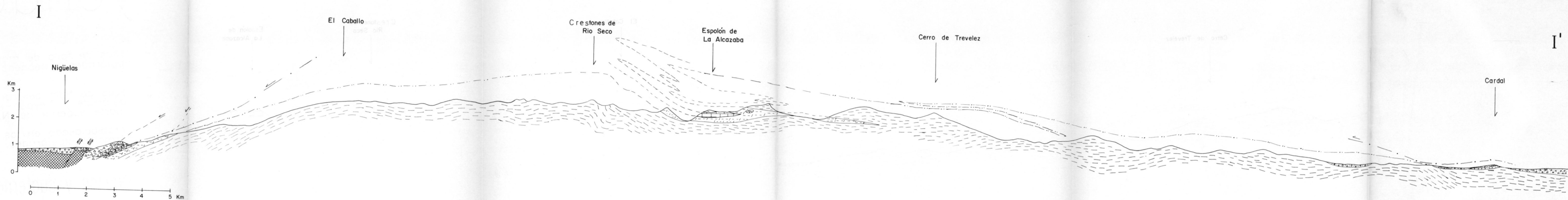
- QT, QAL: Materiales cuaternarios aluviales.
- PQ: Materiales plioceno-cuaternarios.
- NO: Materiales del Mioceno medio y superior.
- QT = Materiales cuaternarios indiferenciados.

Alpujárride.

- ALP: Mármoles de unidades intermedias. Intercalaciones de yeso.
- MF, ME: Metapelitas grises (filitas) de unidades intermedias. Metapelitas grafitosas y cuarcitas de unidades intermedias.
- IM, IF: Mármoles de unidades inferiores. Metapelitas grises (filitas) de unidades inferiores.
- ALP = Materiales alpujárrides indiferenciados de unidades intermedias e inferiores.

Nevado-Filábride.

- N: Gneises.
- A: Anfibolitas.
- S: Serpentinitas.
- M: Mármoles.
- C: Esquistos feldespáticos.
- Q: Cuarzitas y cuarzoesquistos.
- G: Esquistos grafitosos.
- E: Intercalaciones tectónicas de C, Q y G.



LEYENDA

- | | | | |
|----------------------------|---|----------------------|--|
| | Materiales cuaternarios | | Rocas de falla en materiales alpujarrides y neógenos |
| | Materiales del Mioceno medio y superior | | |
| ALPUJARRIDES | | | |
| | Mármoles | } Mantos intermedios | |
| | Filitas y cuarcitas | | |
| | Esquistos y cuarcitas | | |
| | Mármoles | } Mantos inferiores | |
| | Filitas y cuarcitas | | |
| | Materiales alpujarrides indiferenciados | | |
| NEVADO - FILABRIDES | | | |
| | Mármoles | | |
| | Cuarcitas | | |
| | Esquistos feldespáticos | | |
| | Esquistos grafitosos | | |
| | Esquistos feldespáticos, esquistos grafitosos y cuarcitas | | |
| | Gneises | | |
| | Amfibolitas | | |
| | Serpentinitas | | |